

**Meereswissenschaftliche Berichte**  
MARINE SCIENCE REPORTS

No. 53

Horizontaler und vertikaler Sauerstoffaustausch  
in der Ostsee

von

Thomas H. Badewien

**Institut für Ostseeforschung**  
**Warnemünde**  
**2002**

Die vorliegende Arbeit wurde von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock als Dissertation angenommen und am 8. Oktober 2002 erfolgreich verteidigt.

Die Gutachter waren :

- Prof. Dr. Wolfgang Fennel, Institut für Ostseeforschung Warnemünde
- Prof. Dr. Monika Rhein, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen
- Prof. Dr. Jan Backhaus, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>Abstract</b>	<b>5</b>
<b>Kurzzusammenfassung</b>	<b>6</b>
<b>1 Einleitung</b>	<b>7</b>
<b>2 Die Ostsee / Darßer Schwelle</b>	<b>10</b>
2.1 Ozeanographische Besonderheiten	10
2.2 Mess-Station	12
2.3 Oberflächenverankerung	14
2.4 Strömungsmessung: ADCP	15
<b>3 Die Sauerstoffmessung</b>	<b>17</b>
3.1 Aufbau und Funktion des Sensors	17
3.2 Referenzmessungen	26
3.3 Korrektur der Sauerstoffzeitreihen, Validation	28
3.4 Sauerstoffzeitreihen	34
<b>4 Der vertikale Sauerstoffaustausch</b>	<b>37</b>
4.1 Gasaustausch und Parametrisierungen	37
4.2 Das Deckschichtmodell	46
4.3 Anwendbarkeit des Deckschichtmodells	51
4.4 Modellberechnungen zum Gasaustausch	57
4.5 Transfargeschwindigkeiten aus Messungen	61
4.6 Diskussion	63
<b>5 Der horizontale Sauerstoffaustausch</b>	<b>67</b>
5.1 Extrapolationsverfahren	68
5.1.1 Extrapolationsabschätzung: ERGOM-Modell	70
5.1.2 Transportvergleich: ADCP - Pegel	74
5.2 Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle	76
5.3 Diskussion	83
<b>6 Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>86</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>88</b>

**Anhang**

	<b>Seite</b>
<b>A Tabellen</b>	<b>98</b>
<b>B Liste der verwendeten Symbole</b>	<b>102</b>
<b>C Abkürzungen</b>	<b>105</b>
<b>Danksagung</b>	<b>106</b>



## Abstract

The vertical exchange of oxygen between the atmosphere and the surface water of the Baltic Sea as well as the horizontal transport of oxygen into the Baltic Sea are presented in this study.

A time series of oxygen measurements was obtained from April 27, 1999 to February 22, 2000 serving as a starting point for further investigations. The high quality of the data was ensured by a newly developed validation method.

The vertical gas exchange was studied by using a Kraus-Turner mixed layer model with six different parametrizations to calculate the oxygen concentration in the surface water. The modelled oxygen concentrations compared well to the measurements. However, best agreement was achieved by using the parametrization from WANNINKHOF (1992). The transfer velocity was also calculated directly from oxygen measurements. These calculations revealed that the commonly used parametrization do not consider all factors influencing the transfer velocity.

For the first time, the transport of oxygen via the Darss Sill into the Baltic Sea was estimated. This was performed by means of the oxygen and current measurements. The oxygen transport was estimated for three inflow situations. In total,  $21.4 \cdot 10^{14} \text{ ml}$  ( $0.95 \cdot 10^{11} \text{ mol}$ ) oxygen was transported via the Darss Sill between December 15, 1999 and February 22, 2000. To illustrate the order of the magnitude of the oxygen transport a rough calculation was performed. If the entire inflowing water reaches the anoxic part of the Gotland Basin, the mixed water will be saturated by 22 %.

## Kurzzusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird sowohl der vertikale Austausch von Sauerstoff zwischen der Atmosphäre und der Ostsee auch der horizontale Sauerstofftransport in die Ostsee betrachtet.

Die Grundlage hierfür bilden die Sauerstoffmessungen an der Station Darßer Schwelle, die in dem Zeitraum von fast einem Jahr (27. April 1999 bis 22. Februar 2000) gewonnen wurden. Mit Hilfe eines im Rahmen dieser Arbeit entwickelten Validationsverfahrens konnten zum ersten Mal hochwertige Sauerstoffzeitreihen erhoben werden.

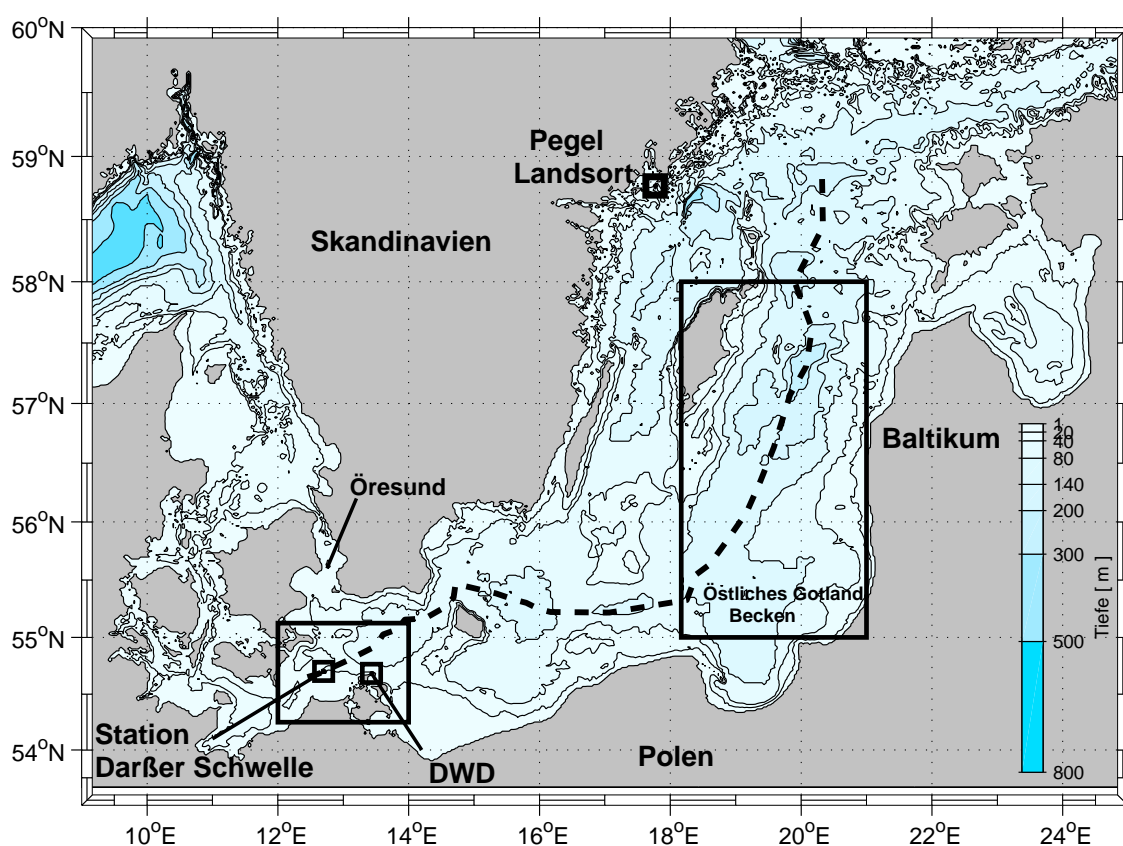
Zur Bestimmung des vertikalen Austausches wurden die Sauerstoffkonzentrationen an der Meeresoberfläche mit Hilfe eines Kraus-Turner Deckschichtmodells berechnet und mit den gemessenen Konzentrationen verglichen. Die für den Gasaustausch wichtigen Transfergeschwindigkeiten wurden auf sechs verschiedene Arten parametrisiert. Alle Modellierungsansätze haben die gemessene Konzentrationsabnahme gut wiedergegeben, wobei die Parametrisierung nach WANNINKHOF (1992) zur besten Übereinstimmung führt. Außerdem wurden aus den gemessenen Sauerstoffkonzentrationen die Transfergeschwindigkeiten des Gasaustausches direkt berechnet. Bei einem Vergleich der Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeiten mit den Messungen wird deutlich, dass zwar die entscheidenden Größen enthalten sind, aber zur Verbesserung der Parametrisierungen noch weitere Abhängigkeiten berücksichtigt werden müssten.

Aus den im Winter 1999/2000 gemessenen Sauerstoffkonzentrationen und den Strömungsgeschwindigkeiten gelang es zum ersten Mal, den Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle abzuschätzen. Der Sauerstofftransport wurde für drei Einstromphasen bestimmt. Im Winter 1999/2000 (15. Dezember 1999 bis 22. Februar 2000) sind insgesamt  $21.4 \cdot 10^{14} \text{ ml}$ , dies entspricht  $0.95 \cdot 10^{11} \text{ mol}$ , Sauerstoff über die Darßer Schwelle in ONO-Richtung in die Ostsee transportiert worden. Zur Veranschaulichung der Größenordnung des Sauerstofftransportes ist abgeschätzt worden, welche theoretische Auswirkung dieser Transport auf die anoxischen Becken der Ostsee haben könnte. Würde das gesamte Wasser im östlichen Gotlandbecken ankommen, hätte das dortige Wasser einen Sättigungsgrad von 22 %.

# 1 Einleitung

› Ein entscheidender Indikator für die „Gesundheit“ eines Gewässers ist sein Gehalt an gelöstem Sauerstoff ‹ (HUPFER, 1984)

Die vorliegende Arbeit soll anhand der Messung von Sauerstoff und anderen Größen sowie deren Auswertung einen Beitrag zum besseren Verständnis des vertikalen und horizontalen Sauerstoffaustausches im Übergangsbereich zwischen der Nord- und der Ostsee (Darßer Schwelle) leisten.



**Abbildung 1.1:** Die Topographie der Ostsee; Das zugrunde liegende Untersuchungsgebiet ist schwarz umrandet (Details siehe Abbildung 5.1, Seite 67). Die gestrichelte Linie bezeichnet die Fahrtroute der Monitoringreisen und das zweite umrandete Gebiet die Östliche Gotlandsee (siehe Kapitel 5.3, Seite 83 ff.).

Die Darßer Schwelle liegt zwischen der Halbinsel Fischland - Darß - Zingst und den dänischen Inseln Falster und Møn und gehört neben der Drogden Schwelle im Øresund zu den flachsten Stellen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee (Abbildung 1.1). Diese Schwellen sind von großer Bedeutung für den Wasseraustausch zwischen den beiden Meeren, da sie den Einstrom von salz- und sauerstoffreichem Nordseewasser in die Ostsee stark behindern. Im Herbst und Winter kann es unter besonderen meteorologischen

Situationen, verbunden mit besonderen hydrographischen Vorbedingungen, zu extremen Einstromlagen kommen, bei denen große Mengen Nordseewassers über die Schwellen in die tiefen Becken der Ostsee transportiert werden. Diese Ereignisse werden als *Salzwassereinbrüche* bezeichnet (MATTHÄUS UND FRANCK, 1990). Seit den 70er Jahren ist die Häufigkeit und Intensität der Salzwassereinbrüche erheblich zurückgegangen. So gab es während der noch andauernden, sogenannten Stagnationsperiode seit 1983 nur einen Salzwassereinbruch mittlerer Intensität im Jahr 1993 (MATTHÄUS, 1996), (HUBER ET AL., 1994).

Der horizontale, bodennahe Transport von salz- und sauerstoffreichem Wasser ist der einzige Mechanismus, der zur Belüftung der tiefen Becken in der Ostsee führt. In den tiefen Becken ist das "Tiefenwasser" durch eine permanente, für die Ostsee charakteristische, Salzgehaltssprungschicht (Halokline) vom Oberflächenwasser getrennt, d. h. die Halokline bildet eine Sperrschicht für den vertikalen Austausch. Unterbleibt der Einstrom von sauerstoff- und salzreichem Wasser, so kommt es zur Verarmung an gelöstem Sauerstoff (Hypoxie des "Tiefenwassers") bis hin zu anoxischen Bedingungen, bei denen Schwefelwasserstoff ( $H_2S$ ) gebildet wird. Der Transport von sauerstoff- und salzreichem Wasser in Form von Salzwassereinbrüchen hat daher für diese Becken eine besondere Bedeutung. Nur unter diesen Bedingungen dringt eingeströmtes Wasser bis in die zentralen Becken der Ostsee vor, wo es sich auf Grund seiner hohen Dichte unterhalb der Halokline einschichtet.

Zur direkten messtechnischen Erfassung des Wasseraustausches zwischen der Nord- und Ostsee eignet sich die Darßer Schwelle besonders, da mehr als 70 % des Einstroms über diese Schwelle erfolgen (z. B. JACOBSEN, 1980). Seit 1973 wird durch das Warnemünder Institut (IfM-W<sup>I</sup>, später IOW<sup>II</sup>) zunächst eine Bojenstation und seit 1993 eine feste Mess-Station in Form eines Mastes auf der Darßer Schwelle betrieben. Neben meteorologischen und hydrographischen Parametern wird kontinuierlich in zwei Tiefen der Mess-Station die Sauerstoffkonzentration erfasst. Im Rahmen der Untersuchungen für diese Arbeit wurden zusätzliche Sensoren eingesetzt, um auch an der Oberfläche die Konzentration des gelösten Sauerstoffs zu messen. Auf Forschungsreisen wird der Sauerstoffgehalt der Ostsee an einzelnen Positionen entlang eines Schnittes (gestrichelte Linie in Abbildung 1.1) regelmäßig mit hoher Genauigkeit bestimmt. Jedoch gab es bisher noch keine hochwertigen Sauerstoffzeitreihen, aus denen der Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle zuverlässig abgeschätzt werden konnte. Ein Ziel dieser Arbeit ist es, die potenziell verfügbare Sauerstoffmenge quantitativ zu ermitteln, die im Winter 1999/2000 über die Darßer Schwelle in die zentrale Ostsee transportiert wurde.

Während durch den horizontalen Transport die tiefen Becken der Ostsee mit Sauerstoff versorgt werden können, führt der vertikale Transport zu einem Austausch von Sauerstoff zwischen der Atmosphäre und dem Wasser. Dieser Gasaustausch wird in der Regel durch

---

<sup>I</sup>IfM-W: Institut für Meereskunde, Warnemünde

<sup>II</sup>IOW: Institut für Ostseeforschung, Warnemünde

Parametrisierungen beschrieben. Es gibt zahlreiche Ansätze, bei denen die Abhängigkeit des Gasaustausches von entscheidenden Größen, wie z. B. der Windgeschwindigkeit und der Wassertemperatur, berücksichtigt werden.

Ein weiteres Ziel dieser Arbeit ist es, anhand der verschiedenen Gasaustauschparametrisierungen die Sauerstoffkonzentrationen an der Darßer Schwelle zu berechnen und diese mit den gemessenen Sauerstoffzeitreihen zu vergleichen. Darüber hinaus soll aus den gemessenen Sauerstoffkonzentrationen die Transfergeschwindigkeit berechnet und mit den parametrisierten verglichen werden.

Die vorliegende Arbeit ist in drei Schwerpunkte gegliedert:

Die Sauerstoffmessung, von einer Sensorbeschreibung bis zur Validation der Sauerstoffdaten, wird in Kapitel 2.4 erläutert. Der vertikale Austausch von Sauerstoff zwischen der Atmosphäre und dem Wasser wird mit Hilfe eines Vergleiches zwischen Modellrechnungen und Messungen in Kapitel 3.4 diskutiert. In Kapitel 4.6 wird der horizontale Austausch von Sauerstoff bestimmt und abgeschätzt, wie viel Sauerstoff im Winter 1999/2000 über die Darßer Schwelle in die Ostsee transportiert wurde.

## 2 Die Ostsee / Darßer Schwelle

Im folgenden Kapitel werden die ozeanographischen Besonderheiten im Übergangsbereich zwischen der Nord- und Ostsee (Darßer Schwelle) erläutert (Kapitel 2.1). Anschließend folgt eine Beschreibung der Messmethoden, Messanordnung und Messgeräte auf der Darßer Schwelle (Kapitel 2.2 - 2.4, Seite 12 ff.).

### 2.1 Ozeanographische Besonderheiten

Die Ostsee ist ein flaches, in einzelne Becken gegliedertes Nebenmeer des Atlantiks und nach der Nomenklatur von DIETRICH (1959) ein intrakontinentales Mittelmeer. Die Gesamtfläche der Ostsee beträgt einschließlich des Kattegats  $415\,000\text{ km}^2$  und ohne Kattegat, Belte und Sund  $392\,228\text{ km}^2$  (HELCOM, 1986). Die mittlere Tiefe beträgt  $52\text{ m}$ , und die größte Tiefe befindet sich mit  $459\text{ m}$  im Landsorttief (Abbildung 1.1).

Im Übergangsgebiet zwischen der Nord- und Ostsee behindern flache Barrieren den Wasseraustausch. Dieses sind die Drogden Schwelle im Øresund mit einer Satteltiefe von  $7\text{ m}$  und einer Querschnittsfläche von  $0.1\text{ km}^2$ <sup>A</sup> sowie die Darßer Schwelle mit einer Satteltiefe von  $18\text{ m}$  und einer Querschnittsfläche von  $0.8\text{ km}^2$  (MATTHÄUS, 1993). Der größte Teil des Wasseraustausches (mehr als 70 %) erfolgt über die Darßer Schwelle (JACOBSEN, 1980). Die Darßer Schwelle ist eine submarine Erhebung, die zwischen den dänischen Inseln Falster und Møn im Nordwesten und der Halbinsel Fischland - Darß - Zingst im Südosten liegt. Der Schwellenrücken verläuft quer zur Hauptströmungsrichtung. Die Entfernung zwischen Møn - Zingst beträgt  $33\text{ sm}$  (etwa  $61\text{ km}$ ), und die mittlere Wassertiefe  $16\text{ m}$ .

Das humide Klima im Ostseeraum führt zu einer positiven Wasserbilanz der Ostsee. Aus dem Wasserüberschuß resultiert ein generell salzarmer Netto-Ausstrom von der Ostsee in die Nordsee. Diesem Ausstrom wirkt ein Einstrom von salzreichem Wasser aus der Nordsee entgegen (KNUDSEN, 1900). Im Winter ist das salzreiche Nordseewasser auf Grund der niedrigen Temperatur und der damit verbundenen hohen Löslichkeit sowie der geringen biologischen Zehrungsprozesse sauerstoffreich. Das Nordseewasser vermischt sich im Übergangsgebiet mit dem salzarmen Ostseewasser. Dieses hat zur Folge, dass sich die physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften des einströmenden Wassers stark verändern. Diese Wassermassentransformation während des Einstroms wirkt sich auf die Verhältnisse in der gesamten Ostsee aus.

Der Wasserstandsunterschied zwischen dem Kattegat und dem Arkona Becken führt zu einer barotropen Strömung. Der stationäre Anteil des Druckgradienten, der auf Grund der Salzgehaltsdifferenz zwischen dem Wasser im Kattegat und dem salzarmen Oberflächenwasser in der Arkona See zu Stande kommt, treibt eine barokline Strömung an (WYRTKI

---

<sup>A</sup>In dieser Arbeit wird der Punkt als Dezimaltrennzeichen verwendet

(1953), WYRTKI (1954b), LASS ET AL. (1987)). Neben dem barotropen und dem baroklinen Druckgradienten ist der lokale Wind die dritte externe Kraft, die den Wasseraustausch antreibt. Die Einflüsse dieser Kräfte auf die Dynamik in der westlichen Ostsee sind in dem WEDS-Projekt<sup>B</sup> mit Hilfe von Verankerungs- und gleichzeitigen Schiffsmessungen untersucht worden (FENNEL UND STURM (1992), LASS ET AL. (1987), MATTHÄUS (1992)). Östliche Winde treiben an der Oberfläche einen Küstenstrom entlang der deutschen Küste an, der mit einem Auftrieb an der Südküste verbunden ist. Westliche Winde erzeugen in diesem Bereich hingegen eher Wirbelstrukturen als eine küstenparallele Strömung.

Im Bereich der Darßer Schwelle kommen wegen des kanalartigen Charakters des Übergangsbereiches im Wesentlichen nur zwei Strömungsrichtungen in Betracht: Einstrom in die Ostsee und Ausstrom aus der Ostsee. Zur Theorie einer geschichteten Flüssigkeit in einem Kanal auf der rotierenden Erde mit Anwendung im Bereich der Darßer Schwelle sind von FENNEL (1986), FENNEL ET AL. (1987) Untersuchungen durchgeführt worden.

### **Einstromlagen**

Durch starke westliche Winde entstehen im Sommer Einstromlagen, die im allgemeinen von kurzer Dauer sind. Dabei wird das salzarme Oberflächenwasser der Ostsee nach Osten zurückgedrängt, so dass Mischwasser aus dem Übergangsbereich über die Schwellen einströmen kann. Dieses hat zur Folge, dass in dieser Zeit große Mengen an salzreichem Wasser in die Ostsee transportiert werden.

### **Ausstromlagen**

Die Ausstromlagen sind von geringerer Bedeutung für die Veränderung der ozeanographischen Verhältnisse in der Ostsee, da das ausströmende Wasser nur durch Vermischungsprozesse im Übergangsbereich zurückgeführt werden kann. Bei sommerlichen, windschwachen Wetterlagen fließt auf Grund der Wasserstandsunterschiede an der Oberfläche salzarmes Wasser aus der Ostsee und salzreiches Nordseewasser strömt am Boden bis in die Mecklenburger Bucht ein. Dabei bildet sich eine scharfe Sprungschicht aus, die den vertikalen Austausch von z. B. Sauerstoff behindert. Diese Sprungschicht und die hohen Wassertemperaturen im Sommer haben, verbunden mit einer entsprechend geringen Sauerstofflöslichkeit, eine niedrige Sauerstoffkonzentration im Wasser zur Folge. Biologische Prozesse führen im Bodenbereich der westlichen Ostsee zu einer zusätzlichen Sauerstoffzehrung, so dass es zu einem Sauerstoffdefizit kommt und sich sogar Schwefelwasserstoff bilden kann. Bei länger anhaltender Wetterlage dringt das Wasser über die Darßer Schwelle in die Ostsee vor. Dieses einströmende, bodennahe Wasser ist sauerstoffarm und kann daher nicht zur Belüftung des "Tiefenwassers" beitragen.

---

<sup>B</sup>WEDS : Wasseraustausch-Experiment Darßer Schwelle

## Salzwassereinbrüche

Im Herbst und Winter können lang anhaltende Westwindstürme zu extremen Einstromlagen führen, bei denen große Mengen an salz- und sauerstoffreichem Wasser in die Ostsee transportiert werden. Diese Ereignisse werden als Salzwassereinbrüche bezeichnet. Sie können generell zwischen Ende August und Ende April auftreten, wobei starke Salzwassereinbrüche nur zwischen September und Januar beobachtet wurden (MATTHÄUS UND FRANCK, 1992). Der Salzwassereinbruch besteht meistens aus zwei Einstromprozessen: der Vorlaufphase und der Einbruchphase. Zu Beginn der Vorlaufphase ist der Wasserstand in der Ostsee niedrig und Wasser mit einem vergleichsweise geringen Salzgehalt strömt über die Darßer Schwelle. Über die Drogden Schwelle fließt bereits Wasser mit einem hohen Salzgehalt in das Arkona Becken. Während der sich daran anschließenden Einbruchphase erreicht das Wasser mit dem hohen Salzgehalt über den längeren Weg der Beltsee die Darßer Schwelle und wird über das Arkona Becken in die zentrale Ostsee transportiert (MATTHÄUS UND FRANCK (1990), WYRTKI (1954a)). Die Salzwassereinbrüche sind auf Grund des hohen Salzgehaltes der wichtigste Mechanismus, mit dem sich sauerstoffreiches Wasser unterhalb der Halokline einschichtet und somit das anoxische Wasser belüftet.

Seit den 70er Jahren ist die Häufigkeit und Intensität der Salzwassereinbrüche erheblich zurückgegangen. So gab es während der sogenannten Stagnationsperiode seit 1983 nur im Jahr 1993 einen Salzwassereinbruch mittlerer Intensität (MATTHÄUS (1996), HUBER ET AL. (1994)). Das Ausbleiben der Salzwassereinbrüche hat eine Abnahme des Salzgehalts und der Sauerstoffkonzentration bis hin zu anoxischen Bedingungen im "Tiefenwasser" der Gotlandsee zur Folge. Dies wirkt sich auf das Laichverhalten, das Larvenaufkommen und die Wanderaktivität der Fische sowie auf die benthischen Lebensgemeinschaften nachteilig aus (RECHLIN (1996), RUMOHR (1996), MATTHÄUS (1990)).

## 2.2 Mess-Station

Auf der Darßer Schwelle *DS*, Position  $54^{\circ} 41.88' N$ ,  $12^{\circ} 41.95' O$  (Abbildung 1.1), befindet sich seit 1993 die autonome Mess-Station in der unten abgebildeten Form (Abbildung 2.1). Mit Hilfe dieser Station können die Austauschvorgänge zwischen Nord- und Ostsee (z.B. Ein- und Ausstromsituationen) überwacht werden. Das Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) betreibt diese Station im östlichen Teil des Marinen Umweltmessnetzes (MARNET) im Auftrag des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH). Sie ist Bestandteil des deutschen Beitrages zum internationalen Ostseeüberwachungssystem (BOOS<sup>III</sup>) und damit Teil des Global Ocean Observing Systems (GOOS).

---

<sup>III</sup>BOOS: Baltic Operational Oceanographic System



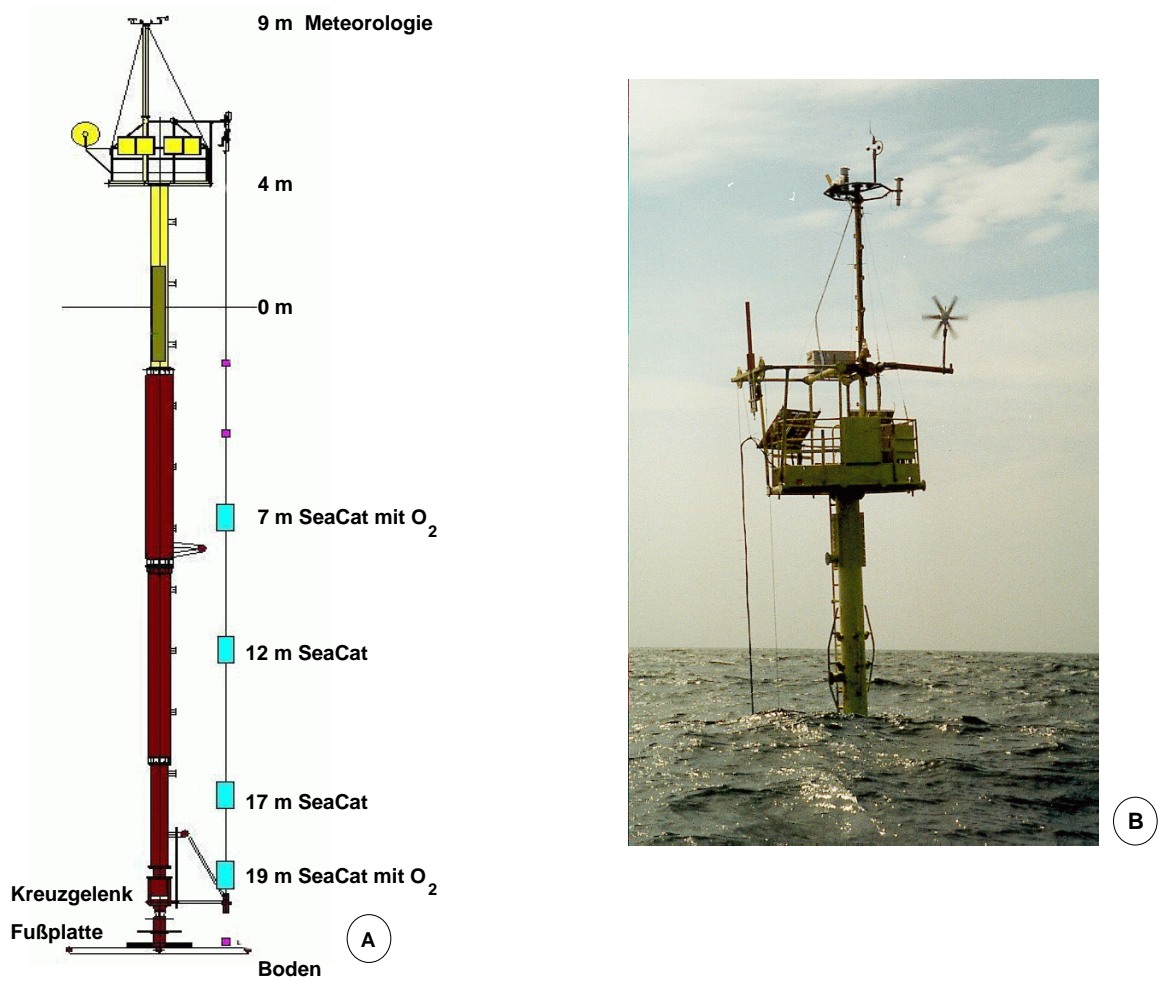


Abbildung 2.1: *Messstation Darßer Schwelle: (A) Skizze des Gelenkmastes, (B) Foto des Gelenkmastes Juli 1995*

Als Geräteträger dient ein Gelenkmast, an dem physikalische, chemische und biologische Grundparameter gemessen werden. Der Mast besteht aus luftgefüllten Sektionen, die über ein Kreuzgelenk und eine schwere Fußplatte am Boden gehalten werden (Abbildung 2.1 (A), Skizze). Durch diese Konstruktion führt der Mast kaum Pendelbewegungen aus und neigt sich bei starker Strömung, Seegang bzw. Wind nur leicht, so dass die Messungen nicht beeinflusst werden. Als umweltfreundliche Energiequellen stehen ein Windgenerator und Solarzellen zur Verfügung.

In 9 m Höhe über der Meeresoberfläche werden die folgenden meteorologischen Parameter gemessen: Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit und Luftdruck (Abbildung 2.1 (B)). An der Unterwassereinheit werden in vier unterschiedlichen Tiefen (7 m, 12 m, 17 m und 19 m) die Temperatur und die Leitfähigkeit gemessen. Über diese Parameter wird der Salzgehalt errechnet. Eine zusätzliche Temperaturmessung findet in 2 m und 5 m Tiefe statt. Die Messgeräte (SeaCats) in 7 m und 19 m Tiefe sind

außerdem mit jeweils zwei Sauerstoffsensoren in einem wasserdurchströmten Pumpsystem ausgestattet. Eine genaue Beschreibung der Sauerstoffmessungen ist im Kapitel 3.1 (Seite 17) zu finden. Insgesamt werden rund 30 verschiedene Messwerte in einem Zeittakt von 10 Minuten aufgenommen. Aus diesen Daten wird ein Stundenmittel über den Satelliten METEO-SAT an das Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) gesendet. Zusätzlich besteht eine bidirektionale Übertragungsmöglichkeit mittels GSM-Funktelefon. Weitere Details sind den Arbeiten von KRÜGER (1997) und KRÜGER ET AL. (1995) zu entnehmen.

### 2.3 Oberflächenverankerung

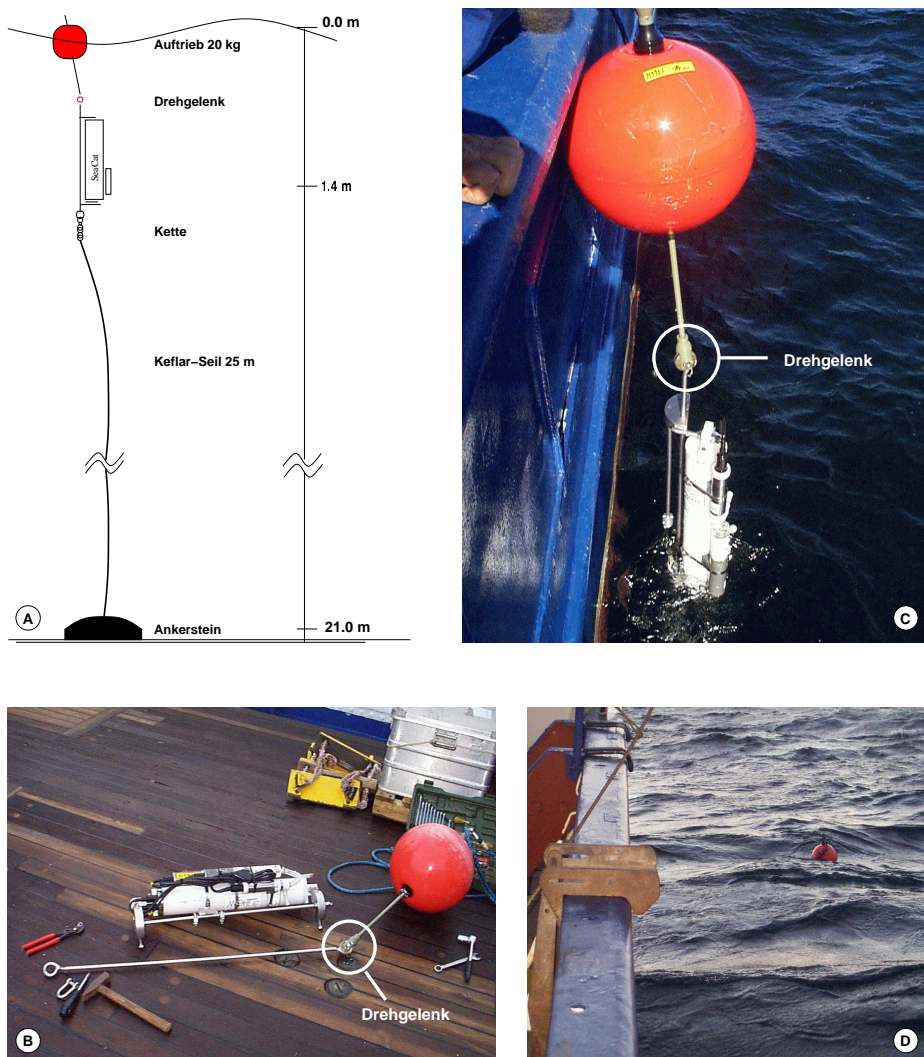
In der unmittelbaren Nähe des Mastes (Abstand geringer als eine Kabellänge <sup>IV</sup>) ist zur Bestimmung der physikalischen Oberflächenmessgrößen eine speziell entwickelte Verankerung ausgebracht worden (Abbildung 2.2). Als Messgerät wurde ein SeaCat wie bei der Mess-Station DS eingesetzt, um die Sauerstoffkonzentration, die Temperatur und den Salzgehalt zu bestimmen.

Diese Messungen in Oberflächennähe (an der Darßer Schwelle in einer Tiefe von 1.4 *m*) erfolgen unter extremen Bedingungen. Das Messgerät mit den Sensoren befindet sich im Wellenbereich, so dass jede Wellenbewegung übertragen wird und somit die Messergebnisse beeinflusst. Um die besonders bei brechenden Wellen starke Beanspruchung Messgerätes und der Verankerung zu verringern, ist die spezielle Verankerung entwickelt worden (Abbildung 2.2 (A), Skizze). Sie ist mit einem Auftriebskörper von 20 *kg* durch eine Kette am Messgerät so tariert worden, dass die Auftriebskugel zur Hälfte aus dem Wasser ragt (Abbildung 2.2 (D)). Der Auftriebskörper ist durch ein Drehgelenk mit dem Messgeräte-träger verbunden, so dass ein Pendelarm gebildet wird. Der obere Teil der Verankerung ist über ein 25 *m* langes, auftriebneutrales Keflar-Seil mit einem Ankerstein verbunden.

Mit der Tariierung und dem Pendelarm wurde erreicht, dass das Messgerät von den Wellenbewegungen entkoppelt ist und die Auftriebskugel bei hohen bzw. brechenden Wellen durch den Wellenberg taucht. Dies hat zur Folge, dass das Messgerät relativ ruhig im Wasser liegt und die Messungen nur geringfügig beeinflusst werden. Durch diese Konstruktion hat die Oberflächenverankerung z.B. im Dezember 1999 einen Orkan, der über die Ostsee gezogen ist, unbeschadet überstanden. Das Messgerät ist an einem Haltegestell an dem Pendelarm angeschraubt. So konnten Wartungsarbeiten vom Schlauchboot aus erfolgen, ohne dass die ganze Verankerung aufgenommen werden musste (Abbildung 2.2 (B, C)). Dies vereinfachte und erleichterte die Reinigungsarbeiten und das Auswechseln der Batterien. Da alle 10 Minuten eine Messung durchgeführt wird, beträgt die Kapazität der Batterien nur etwa 4 bis 6 Wochen.

---

<sup>IV</sup>  $1 \text{ Kbl} = \frac{1}{10} \text{ sm} = 185.2 \text{ m}$ , GEBAUER UND KRENZ (1987)



**Abbildung 2.2: Oberflächenverankerung Darßer Schwelle:** (A) Skizze, (B) Vorbereitung an Deck, (C) Aussetzen der Verankerung, (D) nach dem Aussetzen

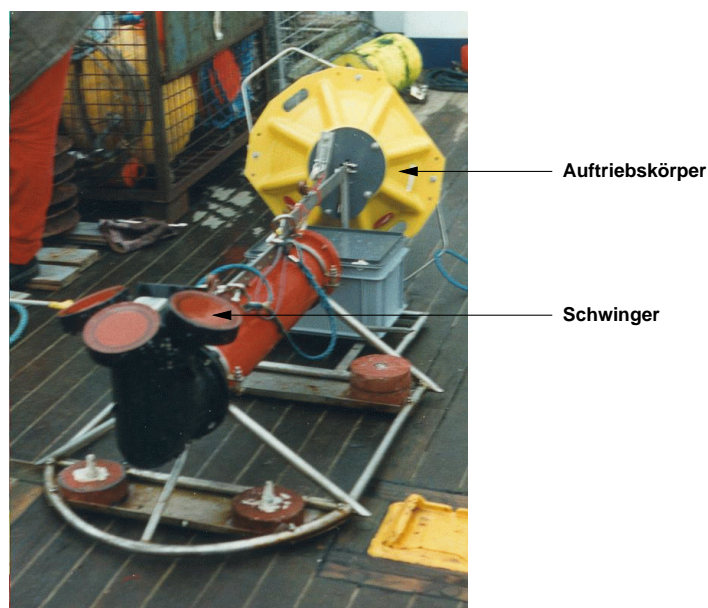
Mit der Oberflächenverankerung sind im Zeitraum vom 27. April 1999 bis zum 22. Februar 2000 folgende Messgrößen durchgehend, also ohne größere Lücken, bestimmt worden: Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffkonzentration. Zu Beginn fanden die Sauerstoffmessungen nur mit einem Sensor statt. Zur Verbesserung der Mess-Statistik ist ab dem 30. September 1999 zusätzlich ein zweiter Sauerstoffsensor eingesetzt worden.

#### 2.4 Strömungsmessung: ADCP

Zur Bestimmung des Volumentransportes über die Darßer Schwelle sind Strömungsdaten von H. U. Lass zur Verfügung gestellt worden, die mit einem Akustischen Doppler Profilstrommesser (**a**coustic **d**oppler **c**urrent **p**rofiler, ADCP, Hersteller RD-Instruments)

erhoben wurden (Abbildung 2.3). Der verwendete, selbstregistrierende Breitband ADCP (self contained broadband) arbeitet mit 600 kHz bei einem Abstrahlwinkel der konvexen Schwingeranordnung von  $20^\circ$ . Ein ADCP sendet akustische Impulse von einer Schwingeranordnung entlang von vier Schallstrahlen. Die Schwinger (Abbildung 2.3) empfangen rückgestreute Signale von Zooplankton und kleinen Partikeln, die sich im strömenden Wasser befinden. Unter Verwendung der Dopplerfrequenzverschiebung wird das Rückstreusignal in Wasserströmungsdaten gewandelt. Dabei wird die Geschwindigkeit und die Richtung für jede einzelne Schicht bestimmt.

Der ADCP ist unmittelbar an der Station Darßer Schwelle am Boden stationiert. Die vertikale Auflösung der Strömungsprofile zwischen 3 und 19 m Tiefe beträgt 1 m. Im Bodenbereich treten Verluste in der vertikalen Auflösung durch das Umschalten zwischen dem Sende- und Empfangsmodus und im Oberflächenbereich durch den Nebenkeuleneffekt (side lobe) sowie durch Reflexionen an der Meeresoberfläche auf. Um die Genauigkeit der Daten zu erhöhen, werden zu Beginn jeder Stunde 300 Messungen mit einem zeitlichen Abstand von einer Sekunde gemittelt (10 min). Der Fehler durch die Vektormittelung der Strömung in jeder Tiefe ist  $< 0.5 \text{ cm s}^{-1}$  (NEHRING ET AL., 1996). In einer Tiefe von 21 m, in der sich der ADCP während der Messungen befindet, tritt kaum Algenbewuchs auf, der die Messung beeinflussen könnte. Nach Herstellerangaben liegt die Standardabweichung für die Konfiguration des ADCP bei  $0.24 \text{ cm s}^{-1}$  (RD-INSTRUMENTS, 1993). In Abbildung 2.3 ist der ADCP an Deck des Forschungsschiffes *Professor Albrecht Penck* vor dem Aussetzen zu sehen. Das Gerät ist mit einem Unterwasserauslöser ausgestattet, welcher vom Schiff aus ausgelöst werden kann und einen Auftriebskörper zur Bergung freigibt.



**Abbildung 2.3:** Akustischer Doppler Profilstrommesser (acoustic doppler current profiler, ADCP)

### 3 Die Sauerstoffmessung

Die zeitlich hochaufgelösten Sauerstoffmessungen im Wasser sind die Voraussetzung zur Bestimmung und Auswertung des vertikalen und horizontalen Sauerstoffaustausches an der Darßer Schwelle und somit ein zentrales Thema dieser Arbeit.

Als Geräteträger der Messgeräte (SeaCats) dienen die Mess-Station Darßer Schwelle (Kapitel 2.2, Seite 12) sowie die Oberflächenverankerung (Kapitel 2.3, Seite 14). An den SeaCats werden fast immer jeweils zwei Sauerstoffsensoren eingesetzt. Im Vergleich zu den Temperatur- und Salzgehaltsmessungen besteht bei den Messungen des gelösten Sauerstoffs ein erheblich größerer technischer und zeitlicher Aufwand, um eine gleichbleibend gute Qualität der Messdaten sicher zu stellen. Sauerstoffsensoren werden in der Ozeanographie für profilierende Messungen an der CTD erfolgreich eingesetzt. Bei stationären Mess-Systemen treten allerdings durch die langen *in situ* Verweilzeiten (1 bis 7 Monate) Probleme auf, wie z. B. die zeitliche Drift der Sensoren und die Gefahr von biologischem Bewuchs. Aus diesem Grund sind unabhängige Sauerstoffvergleichsmessungen notwendig, die nur durch regelmäßige Seereisen zu der Mess-Station sichergestellt werden können. Da es zur Zeit noch kein standardisiertes Validationsverfahren für stationäre Sauerstoffmessungen gibt, musste im Rahmen dieser Arbeit eine Korrekturmethode für die Sauerstoffmessdaten entwickelt werden.

Im Folgenden werden der Aufbau und die Funktionsweise des verwendeten Sauerstoffsensors (Kapitel 3.1) sowie die Vergleichsprobennahme, deren Analyse (Kapitel 3.2, Seite 26) und die Validation der Zeitreihen beschrieben (Kapitel 3.3, Seite 28). Anschließend werden alle Sauerstoffdaten, die im Rahmen dieser Arbeit erhoben wurden, dargestellt (Kapitel 3.4, Seite 34).

#### 3.1 Aufbau und Funktion des Sensors

##### **Einführung**

Die Grundlagen zur elektrochemischen Bestimmung von Sauerstoff in einer Flüssigkeit sind von TÖDT (1958) gelegt worden. Er fand heraus, dass der Strom galvanischer Elemente ein exaktes Maß für den im Elektrolyten gelösten Sauerstoff ist. In der Praxis bedeutet dies, dass zwei Elektroden unterschiedlicher Metalle in eine Elektrolytlösung (Probenflüssigkeit) eingetaucht werden und der dabei fließende Strom gemessen wird. Die edlere Metallelektrode nimmt dabei ein Potential an und der Sauerstoff wird dort reduziert. Diese Messanordnung wird als *Elektrode erster Art* bezeichnet.

Von Clark ist das Tödtsche voltammetrische (aus dem englischen: volt-am(perom)-metry) Messprinzip weiterentwickelt worden (FATT, 1976). Der offene Messraum, welcher mit einer Elektrolytlösung gefüllt ist, wird mit einer gasdurchlässigen Membran mechanisch von der Probenflüssigkeit abgetrennt. Somit finden zwischen der Kathode und der Anode definierte elektrochemische Reaktionsabläufe statt, die zu reproduzierbaren Messungen führen (Abbildung 3.1). Neben der Abtrennung gibt es noch eine zweite Weiterentwicklung. Dabei wird das Elektrodensystem mit einer konstanten Gleichspannung versorgt (Membran-Polarographie), welche wiederum zur Verbesserung der Konstanz der Messung beiträgt. Zudem können edlere Metalle, wie z. B. Silber (Ag) statt Blei (Pb), als Anoden-Material verwendet werden, die sich nicht so schnell zersetzen und somit die Einsatzzeit der Elektrode verlängern. Diese Weiterentwicklung wird als *Elektrode der zweiten Art* bezeichnet (HAMANN UND VIELSTICH, 1981), (HAMANN UND VIELSTICH, 1985).

### Elektrodenprozesse

Bei dem polarometrischen Messverfahren der Sauerstoffsensoren liegt zwischen der negativen Kathode und der positiven Anode eine konstante Gleichspannung während die Stromstärke variiert. Dieses wird als amperometrisches Messverfahren bezeichnet.

Nach dem Einschalten des Sensors gibt es vor dem Messzyklus eine kurze Einschwingphase von 15 *Sekunden*. Danach liegt eine konstante Arbeitsspannung an, die je nach Sensorbeschaffenheit zwischen 400 *mV* und 900 *mV* variiert. Durch die anliegende Gleichspannung wird das Elektrodensystem polarisiert und die Oberfläche der Gold-Kathode mit Elektroden ( $e^-$ ) geladen, so dass sich ein Gleichgewichtszustand einstellt. Während der Messung finden drei elektrochemische, kinematische Prozesse statt:

1. der Antransport der Ausgangsstoffe (Probenwasser); es überlagern sich hierbei meist Konvektion und Diffusion.
2. die Durchtrittsreaktionen: Durchtritt von Ladungsträgern durch die Phasengrenze und Durchtritt von Sauerstoff durch die Membran (Diffusion).
3. der Abtransport der Produkte (Diffusion und Konvektion)

Solange kein Sättigungsgleichgewicht der Reaktionsprodukte an der Elektrode erreicht ist, sind die ersten beiden Schritte geschwindigkeitsbestimmend. Das bedeutet, dass es wichtig ist, den Ausgangsstoff (Probenwasser) mit einer ausreichenden und konstanten Geschwindigkeit an dem Sensorkopf vorbeizuführen. Bei der verwendeten Sauerstoff-Messanordnung wird dieses durch ein Pumpsystem mit einer genau abgestimmten Strömungsgeschwindigkeit sichergestellt. Dadurch ist nur noch der zweite Schritt geschwindigkeitsbestimmend (KOLDITZ, 1983).

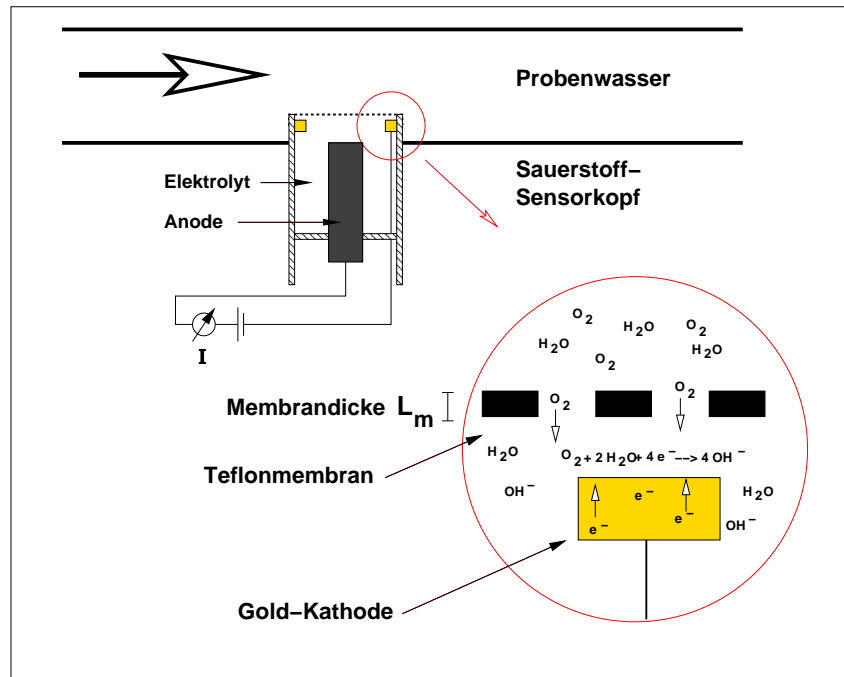
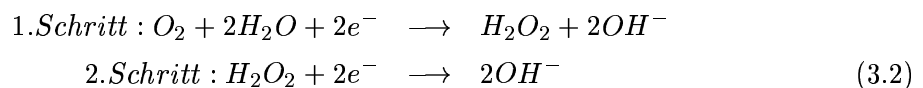
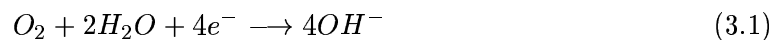


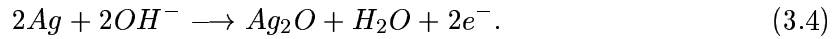
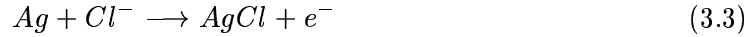
Abbildung 3.1: Skizze der Prozesse im Sauerstoffsensor

Die Elektrodenanordnung und die Umsetzung des Sauerstoffs an den Elektroden sind in Abbildung 3.1 skizziert. An der Kathode führt der Polarisationszustand und die damit verbundene Sauerstoffumsetzung im Elektrolytraum zu einem Konzentrationsgefälle, welches eine Sauerstoffdiffusion durch die Teflonmembran bewirkt. Der Sauerstoff nimmt an der Kathode Elektronen auf und reagiert mit der Elektrolytlösung. Der Sauerstoff wird quantitativ zu Hydroxid-Ionen umgesetzt. Dies geschieht entweder direkt, in einem Schritt (Gleichung (3.1)), oder in zwei Schritten (Gleichung (3.2)) (NÖSEL, 1978).



Die Hydroxid-Ionen wandern zur Anode. Dadurch fließt ein Strom, der als Depolarisierungsstrom oder Diffusionsgrenzstrom bezeichnet wird. *Dieser Diffusionsgrenzstrom ist direkt proportional zur Menge des an der Kathode umgesetzten Sauerstoffs.* Das heißt, dass durch die Messung des Diffusionsgrenzstroms die Sauerstoffkonzentration im Wasser berechnet werden kann. Eine ausführliche Betrachtung des Berechnungsalgorithmus findet im folgenden Abschnitt statt.

An der Gegenelektrode, der Silber-Anode, finden die folgenden zwei Prozesse statt:



Das bedeutet, dass die Silber-Anode verbraucht wird und sich die chemische Zusammensetzung des Elektrolyten verändert. Die Silbersalzbildung erhöht den elektrischen Widerstand, wodurch die Elektrodenaktivität allmählich geringer wird. Dieses geschieht langsam und wird als Alterungsprozess des Sauerstoffsensors bezeichnet.

### Berechnungsalgorithmus

Der ursprüngliche Algorithmus zur Berechnung der Sauerstoffkonzentration im Wasser aus dem Diffusionsgrenzstrom wurde für den offenen Sauerstoffsensor, also ohne Membranabtrennung, bestimmt. Deshalb wird zuerst diese Methode betrachtet und anschließend der Algorithmus für den membranbedeckten Sauerstoffsensor, der im Rahmen dieser Arbeit verwendet wird.

### Offener Sensor

Nach der kurzen Einschwingphase fließt bei der elektrochemischen Sauerstoffumsetzung an der Kathode der Diffusionsgrenzstrom  $I_d$ . Die elektrochemischen Prozesse nach Gleichung (3.1) bzw. (3.2) können mit Hilfe der folgenden Gleichung beschrieben werden:

$$I_d = n \mathfrak{F} A F \quad (3.5)$$

$I_d$	: Diffusionsgrenzstrom	[A]
$n$	: Anzahl der umgesetzten Elektronen	[-]
$\mathfrak{F}$	: Faradaysche Konstante	[A s ml <sup>-1</sup> ]
$A$	: Kathodenfläche	[m <sup>2</sup> ]
$F$	: Sauerstofffluss	[ml m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> ]

Der geschwindigkeitsbestimmende Sauerstofffluss  $F$  (Durchtrittsreaktion) ist ausschließlich durch Diffusion kontrolliert. Für den eindimensionalen Fall und unter der Annahme eines linearen Konzentrationsgefälles gilt das Ficksche Gesetz (Gleichung (4.2), Seite 38). Somit lässt sich für den membranlosen Sensor die Gleichung (4.2) wie folgt schreiben:

$$F = -D \frac{C_k - C_w}{L} \quad (3.6)$$



Hierbei ist  $C_w$  die Sauerstoffkonzentration im Probenwasser,  $L$  die Nernstsche Grenzschichtdicke und  $D$  ein Diffusionskoeffizient. Die Sauerstoffkonzentration an der Kathode  $C_k$  wird an dieser vollständig umgesetzt und ist somit gleich Null.

Für den offenen Sauerstoffsensor besteht somit ein direkter Zusammenhang zwischen dem Diffusionsgrenzstrom und der Sauerstoffkonzentration im Probenwasser.

$$I_d = n \mathfrak{F} A D \frac{C_w}{L} \quad (3.7)$$

### Membranabgetrennter Sensor

FATT (1976) und HITCHMAN (1978) gaben Hinweise, dass bei Sensoren mit einer Membranabdeckung die Gleichung (3.7) nur bedingt anwendbar ist. In diesem Fall wird nicht die Sauerstoffkonzentration sondern der Sauerstoffpartialdruck als treibende Kraft für den diffusiven Prozess verwendet. Dies hat zu einer Verbesserung der Messergebnisse geführt.

Der Grund hierfür liegt in dem Auftreten von zwei Diffusionsgrenzschichten, nämlich zum einen der Membrandicke und zum anderen der Elektrolytschicht zwischen der Membran und der Elektrodenoberfläche. Weiterführende Untersuchungen haben gezeigt, dass die Diffusionsgrenzschichten der Membran den entscheidenden Einfluss haben und die Zwischenraumschicht vernachlässigt werden kann (HITCHMAN (1978)). Somit kann vereinfacht die Nernst'sche Grenzschicht gleich der Dicke der Sauerstoffmembran gesetzt werden  $L = L_m$ . In diesem Fall wird der Diffusionskoeffizient  $D$  durch einen Permeabilitätskoeffizienten  $p_m$  ersetzt (OEHNE UND SCHULER, 1983).

Für den gut zu messenden Diffusionsgrenzstrom ergibt sich damit aus der Gleichung (3.7):

$$\boxed{I_d = n \mathfrak{F} A p_m \frac{p_{O_2}}{L_m}} \quad (3.8)$$

$I_d$	: Diffusionsgrenzstrom	[A]
$n$	: Anzahl der umgesetzten Elektronen	[-]
$\mathfrak{F}$	: Faradaysche Konstante	[A s mol <sup>-1</sup> ]
$A$	: Kathodenfläche	[m <sup>2</sup> ]
$p_m$	: Permeabilitätskoeffizient der Membran	[ml (hPa s m) <sup>-1</sup> ]
$p_{O_2}$	: Sauerstoffpartialdruck	[hPa]
$L_m$	: Teflonmembrandicke	[m]

Dies bedeutet, dass das Stromsignal proportional zu dem Sauerstoffpartialdruck im Probenwasser ist. Die Sauerstoffkonzentration kann bei gleichzeitiger Messung der Temperatur und des Salzgehaltes (zur Bestimmung der Sauerstoffsättigungskonzentration) auf folgende Weise berechnet werden.

Die Konstanten  $n$ ,  $\mathfrak{F}$ ,  $A$  und  $L_m$  werden zu  $J$  zusammengefasst, so dass nur noch der Sauerstoffpartialdruck und die Membranpermeabilität, die von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängig ist, verbleiben. Für die Partialdrücke gelöster Gase  $p_1$ ,  $p_2$  und den Konzentrationen  $C_1$ ,  $C_2$  der Gase in der Flüssigkeit bei atmosphärischem Druck und gleicher Temperatur gilt die folgende Beziehung:

$$\frac{p_1}{p_2} = \frac{C_1}{C_2} \iff \frac{p_{O_2}}{p_{sat}} = \frac{C}{C_{sat}} \quad (3.9)$$

Ebenso gilt diese Beziehung, wenn für  $p_2$  bzw.  $C_2$  der Sättigungspartialdruck  $p_{sat}$  bzw. die Sättigungskonzentration  $C_{sat}$  eingesetzt wird. Zur Eichung wird die Stromstärke der Sensoren bei null Prozent Sauerstoff und bei Sättigung bestimmt. Durch Einführung einer Korrekturvariablen  $\mathcal{A}$  und der Eichung bei Sauerstoffsättigungspartialdruck ergibt sich aus der Gleichung 3.9:

$$C = \mathcal{A} C_{sat} p_{O_2} \quad (3.10)$$

Aus den Gleichungen (3.10) und (3.8) folgt ein direkt proportionaler Zusammenhang zwischen der Sauerstoffkonzentration im Wasser und dem Diffusionsgrenzstrom:

$$C = \mathcal{A} \frac{1}{J} I_d C_{sat} \frac{1}{p_m} \quad (3.11)$$

Diese Gleichung (3.11) entspricht der Gleichung (3.12) von OWENS UND ROBERT C. MILLARD JR. (1985) bei stationären Mess-Systemen. Die dynamische Korrektur, die bei profilierenden Messungen notwendig ist, entfällt bei den stationären (verankerten) Messungen und ist in Gleichung (3.12) nicht enthalten.

Der Berechnungsalgorithmus von OWENS UND ROBERT C. MILLARD JR. (1985) ist auch von dem Sensorhersteller SEA-BIRD ELECTRONICS (1996a) zur Berechnung der Sauerstoffkonzentration im Wasser in die Berechnungssoftware übernommen worden:

$$C = A (S_I I_d + B_I) C_{sat}(T, S) e^{[T_{cor} (T+w_T (T-T_0))+p_{cor} p]} \quad (3.12)$$

Berechnet:	$C$	Konzentration des gelösten Sauerstoffs	$[ml l^{-1}]$
	$C_{sat}$	Sauerstoffsättigung nach WEISS (1970)	$[ml l^{-1}]$
Gemessene	$T$	Wassertemperatur am SeaCat	$[^{\circ}C]$
Parameter	$T_0$	Wassertemperatur am Sauerstoffsensor	$[^{\circ}C]$
	$S$	Salzgehalt des SeaCats	$[-]$
	$p$	Druck	$[dbar]$
	$I_d$	Sauerstoffstrom	$[\mu A]$
Kalibrier	$A$	Korrekturkoeffizient	$[-]$
Koeffizienten	$B_I$	Stromoffset	$[-]$
	$S_I$	Stromsteigung	$[-]$
Konstanten:	$w_T$	Sensortyp abhängige Gewichtung für die Temperatur am Sauerstoffsensor (YSI-Sensor)	$[-]$ 0.85
	$T_{cor}$	Temperaturkorrektur der Membranpermeabilität	-0.033
	$p_{cor}$	Druckkorrektur der Membranpermeabilität	$1.5 \cdot 10^{-10}$

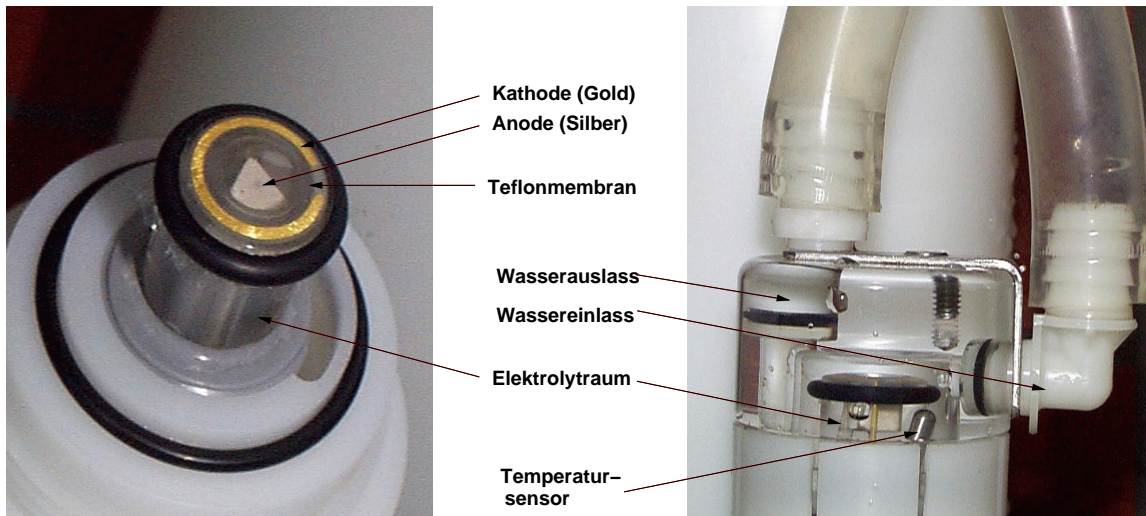
Alle Sauerstoffdaten sind mit diesem Algorithmus nach Gleichung (3.12) berechnet worden, wobei die Konstanten  $w_T$ ,  $T_{cor}$  und  $p_{cor}$  sowie die Koeffizienten  $B_I$  und  $S_I$  vom Hersteller bestimmt wurden. Der Korrekturkoeffizient  $A$  ist mit Hilfe der Vergleichssauerstoffmessung für jeden Sensor und Zeitraum neu ermittelt worden (Kapitel 3.3, Seite 28).

Eine weitere Möglichkeit, die Sauerstoffzeitreihen zu korrigieren, besteht darin, die Konstanten  $p_{cor}$ ,  $T_{cor}$ ,  $w_T$  und die Kalibrierkoeffizienten  $B_I$  und  $S_I$  aus Gleichung (3.12) mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate in Abhängigkeit von der Temperatur, dem Salzgehalt und dem Druck neu zu bestimmen (MILLARD, 1991). Diese Methode wird häufig für profilierende Sauerstoffmessung verwendet. Bei den stationären verankerten Sensoren ist dieses Verfahren auf Grund der geringen Anzahl und der geringe zeitlichen Auflösung der Referenzmessungen nicht anwendbar.

## Sensoraufbau

Die Sauerstoffsensoren der Firma Sea-Bird, die im Rahmen dieser Arbeit verwendet wurden, sind mit einer Clark'schen Messelektrode der zweiten Art von Yellow Springs Instruments (YSI), Ohio, bestückt. Die Sensoren der Serie SBE 130 und SBE 230 wurden verwendet.

Bei allen Sensoren ist das Probenwasser durch eine Membran vom Elektrolytraum getrennt. Das Membranmaterial besteht aus Teflon und ist gasdurchlässig, jedoch für Ionen unpassierbar. Der Elektrolytraum, in dem sich die Gold-Kathode und die Silber-Anode befinden, ist luftblasenfrei mit einer Elektrolytlösung aus Kaliumchlorid (KCl) bzw. Normalwasser



**Abbildung 3.2:** *Sauerstoffsensoren der Firma Sea-Bird mit einer YSI-Messzelle, links ohne Plexiglas-Sensorkopfabdeckung*

gefüllt. Die Gold-Kathode liegt als offener Ring direkt unterhalb der Membran, und die Anode, die eine dreieckige Querschnittsfläche hat, befindet sich im Innenraum der Elektrode (SEA-BIRD ELECTRONICS, 1996b). Außerdem ist der Sensorkopf mit einem Temperatursensor ausgestattet. So kann der Korrekturfaktor für die Temperaturabhängigkeit der Membranpermeabilität bestimmt werden (Abbildung 3.2).

Die Sauerstoffsensoren sind in ein Pumpsystem eingebunden, damit sicher gestellt ist, dass die Sensoren sowohl vor dem Messzyklus gespült als auch mit einer konstanten Geschwindigkeit angeströmt werden. Dadurch können sowohl die Ladungsträger mit einer ausreichenden Geschwindigkeit durch die Phasengrenze als auch der Sauerstoff durch die Membran treten (Elektrodenprozesse Kapitel 3.1, Seite 18). Das Probenwasser erreicht dabei zuerst den Temperatursensor und gelangt danach durch die Leitfähigkeitszelle zu den beiden Sauerstoffsensoren (Abbildung 3.3). Zwischen dem letzten Sauerstoffsensoren und der Wasserpumpe ist ein Luftauslassventil (im Engl. air bleed) angebracht, damit eventuell vorhandene Luft aus dem Pumpsystem entweichen kann.

Nach Herstellerangaben (SEA-BIRD ELECTRONICS, 1996b) beträgt die Genauigkeit der Sauerstoffsensoren (YSI-230 und YSI-130)  $0.1 \text{ ml l}^{-1}$  in einem Messbereich von 0 bis  $15 \text{ ml l}^{-1}$ . Die Sensoren haben eine Auflösung von  $0.01 \text{ ml l}^{-1}$  und eine Ansprechzeit bei  $25^\circ\text{C}$  von 2 s bzw. bei  $0^\circ\text{C}$  von 5 s. Die Sauerstoffsensoren in dieser Bauform sind bis 2000 m einsetzbar.

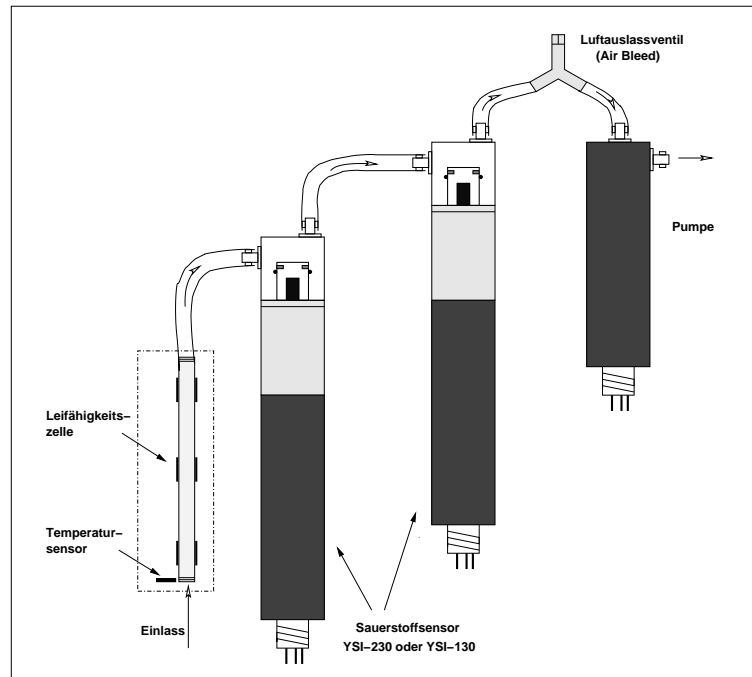


Abbildung 3.3: Skizze des Wasserflusses im Pumpsystem

### Genauigkeit der Temperatur- und Salzgehaltmessungen

Die Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren der SeaCat-Messgeräte (SBE-16) werden immer vor einem *in situ* Einsatz im Messlabor des IOWs kalibriert. Die SeaCats mit der Seriennummer 2186 und 2185, die für die Messungen mit der Oberflächenverankerung verwendet wurden, sind direkt vor dem Einsatz im September bzw. Oktober 1999 geeicht worden.

Nach der Kalibrierung der Temperatursensoren mit zwei hochgenauen Normalthermometern betragen die Temperaturabweichungen zwischen  $0^{\circ}\text{C}$  und  $28^{\circ}\text{C}$  weniger als  $0.001\text{ K}$ . Die Abweichungen in der Messung der Leitfähigkeit liegen bei einem Salzgehalt von 0 bis 33 unterhalb von  $0.0002\text{ S m}^{-1}$ , dies entspricht etwa einem Salzgehalt von 0.002. Nach Herstellerangaben SEA-BIRD ELECTRONICS (1997) hat der Temperatursensor eine Genauigkeit von  $0.01^{\circ}\text{C}$  und eine Auflösung von  $0.001^{\circ}\text{C}$  in einem Temperaturbereich von  $-1$  bis  $31^{\circ}\text{C}$ . In einem Leitfähigkeitsbereich von 0 bis  $7\text{ S m}^{-1}$  beträgt die Genauigkeit der Leitfähigkeitszelle  $0.001\text{ S m}^{-1}$  und hat eine Auflösung von  $0.0001\text{ S m}^{-1}$ . (Bei  $10^{\circ}\text{C}$  und atmosphärischem Druck entspricht  $7\text{ S m}^{-1}$  etwa einem Salzgehalt von 70). Bei der Berechnung des Salzgehaltes aus der Leitfähigkeit ist die genaue Kenntnis der Temperatur sehr entscheidend, der Druck hingegen spielt eine untergeordnete Rolle. Änderungen von  $10\text{ dbar}$  (etwa  $10\text{ m}$ ) bei gleicher Temperatur und Leitfähigkeit haben eine Änderung im Salzgehalt von etwa 0.002 zur Folge.

Während und nach dem *in situ* Einsatz werden alle Sensoren nach dem Verfahren 2 (Kapitel 3.2) mit Hilfe einer CTD-Sonde überprüft. Die auf diese Weise gewonnenen Überprüfungsergebnisse sind in den Tabellen A.9 und A.10 auf Seite 101 zusammengefasst. Die Überprüfungen zeigten, dass die Temperaturmessungen auch nach einem Einsatz von mehr als einem halben Jahr noch hinreichend genau waren. Die Genauigkeit ist somit nur geringfügig schlechter als nach Herstellerangaben. Auch die Leitfähigkeitszellen weisen eine geringfügige Drift auf und die Salzgehaltsabweichungen sind kleiner als 0.051.

### 3.2 Referenzmessungen

Die Sauerstoffsensoren unterliegen dem im Kapitel 3.1 (Seite 18) beschriebenen Alterungsprozess. Deshalb ist es notwendig, Sauerstoffdaten mit Hilfe einer unabhängigen Methode als Referenz zu bestimmen. Dazu werden Wasserproben nach dem chemischen Verfahren nach WINKLER (1888) analysiert. Mit diesen Referenzmessungen können die mit den Sea-Bird-Sensoren gemessenen Sauerstoffzeitserien überprüft und gegebenenfalls korrigiert werden. Im Folgenden wird die Referenzprobennahme und deren Analyse nach dem Verfahren von WINKLER (1888) beschrieben.

#### Wie werden die Referenzproben genommen?

Es gibt generell zwei verschiedene Verfahren, um Referenzproben zu gewinnen.

1. Die Wasserproben für die Analyse werden in den Tiefen genommen, in denen sich die Sauerstoffsensoren an dem Messgerät (SeaCat) befinden (Oberfläche = 1.4m, 7m und 19 m):
  - (a) Ein Wasserschöpfer wird an einem Drahtseil direkt neben den Sensor gebracht und dort geschlossen.
  - (b) Die Proben werden mit den Wasserschöpfern an der CTD-Rosette genommen.
2. Die SeaCats mit den Sauerstoffsensoren werden von der Verankerung bzw. Messkette abgebaut und an der Rosette der CTD befestigt. Die CTD-Sonde mit den Messgeräten wird in eine gut durchmischte Schicht gefiert und dort für etwa eine Stunde in einer Tiefe gehalten. Zu den jeweiligen Messzeitpunkten (alle 10 min) werden Wasserproben mit den Schöpfern der CTD-Rosette genommen.

Das unter 2 beschriebene Verfahren ist sehr zeitaufwändig und somit nicht während jeder Wartungsreise durchführbar. Für Sensoren mit einer geringen zeitlichen Drift (Temperatur und Salzgehalt) hat sich dieses Vergleichsverfahren vor und nach jedem Sensor- bzw. Messgerätewechsel bewährt.

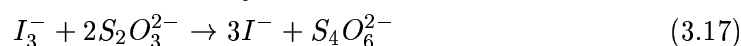
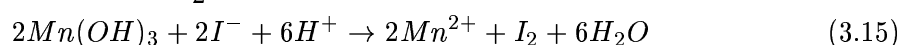
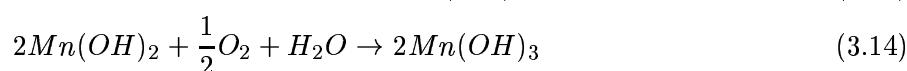
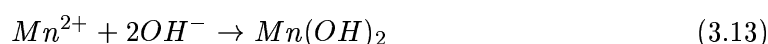
Als Sauerstoffvergleichsmethode ist dieses Verfahren ungeeignet, da die Sauerstoffsensoren im Wasser zum Teil ein Einlaufverhalten (in der Größenordnung von Tagen) aufweisen, siehe Korrekturbeispiel II (Kapitel 3.3, Seite 32 ff.).

Eine Studie im Rahmen dieser Arbeit hat gezeigt, dass zwischen Verfahren 1a und 1b, bei vertikal homogener Durchmischung, die räumlichen Unterschiede klein sind und somit innerhalb der Messgenauigkeit keine signifikanten Unterschiede bestehen. Deshalb werden sowohl nach Verfahren 1a als auch nach Verfahren 1b gewonnene Sauerstoffreferenzproben für die Eichung verwendet.

### Wie werden die Referenzproben analysiert?

Der Sauerstoffgehalt der Wasserproben wird nach der "klassischen" Methode nach WINKLER (1888) analysiert, die als Standardmethode in der Ozeanographie angewendet wird. Das verwendete Verfahren ist zwar zeitaufwändig, aber sehr genau.

Der physikalische, im Wasser gelöste Sauerstoff  $O_2$  einer Probe wird im stark alkalischen Medium unter Luftausschluss durch ManganII-hydroxid zu ManganIII-hydroxid oxidiert. Anschließend wird die Probe mit Schwefelsäure auf einen pH-Wert zwischen 2.5 und 1 angesäuert. Im sauren Medium wird das dreiwertige Mangan durch Iodid zu Mangan(II) reduziert und eine äquivalente Menge Iod gebildet. Während der darauf folgenden Titration mit Thiosulfatlösung wird das Iod zu Iodid reduziert und Thiosulfat zu Tetrathionat oxidiert. Der Endpunkt der Redoxtitration wird durch einen Stärkeindikator angezeigt. Aus dem eingesetzten Volumen an Thiosulfat lässt sich die Sauerstoffkonzentration in der Flüssigkeit berechnen. Diese Reaktionen lassen sich durch folgende Gleichungen ausdrücken:



Die Titration der Sauerstoffproben nach Winkler wurde mit dem Titrationstand der Firma HYDRO-BIOS-APPARATEBAU (1995) durchgeführt. Nach Herstellerangaben liegt die Genauigkeit bei  $0.02 \text{ ml l}^{-1}$ .

Für Sauerstoffvergleichsmessungen sind 416 Proben, die von 24 Seereisen stammen, verwendet worden. Alle Referenzmessungen bestanden mindestens aus Doppelproben. Die mittlere Standardabweichung aller herangezogenen Messungen beträgt  $0.024 \text{ ml l}^{-1}$ . Die genaue Anzahl der Proben, die den drei Tiefen genommen wurden ist in Tabelle 3.1 angegeben.

Tiefe	von	bis	Anzahl der Vergleichspr.	mittlere Standardabw. [ml l <sup>-1</sup> ]	maximale Standardabw. [ml l <sup>-1</sup> ]
Oberfl.	28.04.1999	22.02.2000	115	0.025	0.095
7m	16.10.1998	17.05.2000	157	0.023	0.091
19m	16.10.1998	17.05.2000	144	0.023	0.063

**Tabelle 3.1:** *Verwendete Sauerstoffvergleichsproben und Standardabweichungen*

Eine weiterführende Beschreibung der Sauerstoffbestimmung ist bei HANSEN (1999) (Kapitel 4) und GRASSHOFF (1983) zu finden.

### 3.3 Korrektur der Sauerstoffzeitreihen, Validation

Nachdem in Kapitel 3.1 (Seite 17 ff.) die Sauerstoffsensoren mit den Elektrodenprozessen und in Abschnitt 3.2 die Methode der Vergleichsmessungen nach Winkler dargestellt wurden, wird im Folgenden die Zusammenführung der Daten und die Korrektur der Sauerstoffzeitreihen und die Validation diskutiert.

Alle Sauerstoffvergleichsdaten, die nach der Winklermethode analysiert wurden, bestehen aus mindestens einer Doppelprobe bis zu Vierfachproben. Die Mehrfachproben sind immer zur gleichen Zeit in der gleichen Tiefe genommen worden. Um die Fehlerquellen beim Abfüllen der Proben oder bei der anschließenden Titration zu minimieren, sind die Titrationsergebnisse der Proben gemittelt worden. Die Standardabweichung ist kleiner als  $0.095 \text{ ml l}^{-1}$ .

Für jede Sauerstoffzeitreihe eines Sensors sind die Zeiträume zur Bestimmung der Korrekturfaktoren zusammengefasst worden, in denen der gleiche Sauerstoffsensor im Einsatz war. Wenn die Sauerstoffsensoren verändert bzw. getauscht wurden, z. B. aus technischen Gründen (Defekt, Reinigung), war es notwendig, neue Korrekturfaktoren zu bestimmen.

Alle Sauerstoffzeitreihen, die im Rahmen dieser Arbeit berücksichtigt wurden, sind nach den folgenden vier Schritten korrigiert worden:

1. Aus dem Sauerstoffstrom, der Temperatur im Sauerstoffsensorkopf und der Temperatur am Einlass des SeaCats, dem Salzgehalt und dem Druck wurde die Sauerstoffkonzentration in  $[\text{ml l}^{-1}]$  mit Hilfe der Herstellerkoeffizienten nach Gleichung (3.12) (Seite 23) berechnet. Dabei sind die vom Hersteller ermittelten Kalibrierkoeffizienten in Gleichung (3.12) eingesetzt und der Korrekturfaktor  $A$  gleich eins gesetzt worden.
2. Mit Hilfe der nach der Winklermethode bestimmten Sauerstoffkonzentration ist für



den Korrekturfaktor  $A$  eine Gerade oder ein Polynom bis zur vierten Ordnung als Funktion der Zeit  $t$  bestimmt worden. Beispiele sind in Abbildung 3.4 (B) und 3.5 (B) gegeben.

$$A(t) = \frac{C_{Winkler}(t)}{C_{Sensor}(t)} = \mathcal{K}_1 + \mathcal{K}_2 t + \mathcal{K}_3 t^2 + \mathcal{K}_4 t^3 \quad (3.18)$$

Die Parameter  $\mathcal{K}_1$  bis  $\mathcal{K}_4$  sind nach der Methode der kleinsten Quadrate berechnet worden. Diese Methode minimiert die Summe der vertikalen Abstandsquadrate zwischen den Messpunkten und einer Ausgleichsfunktion.

3. Für jeden einzelnen Messzeitraum ist jeder Sauerstoffsensor einzeln korrigiert worden. Dabei sind die Abweichungen zu den Referenzmessungen und die Abweichungen zwischen den zwei Sensoren mit der unter 2. beschriebenen Methode minimiert worden. Die Anzahl der Referenzmessungen, d. h. die Stützstellen zur Validation, sind für jeden Sensor und jeden Korrekturzeitraum im Anhang in den Tabellen A.6, A.7 und A.8 (Seite 100) angegeben. Zudem sind dort die Ordnung des Korrekturpolynoms und die mittlere Standardabweichung zwischen den Vergleichsmessungen und den korrigierten Sauerstoffdaten der Messzeitreihe zu entnehmen.
4. Lagen Messungen von zwei Sensoren vor, wurde der Mittelwert aus diesen für die weitere Auswertung gebildet. Teilweise konnte durch einen technischen Defekt bzw. einer nicht korrigierbaren Drift nur der Messwert eines Sensors verwendet werden (Beispiel (II) Abbildung 3.5 und Beispiel (III) Abbildung 3.6).

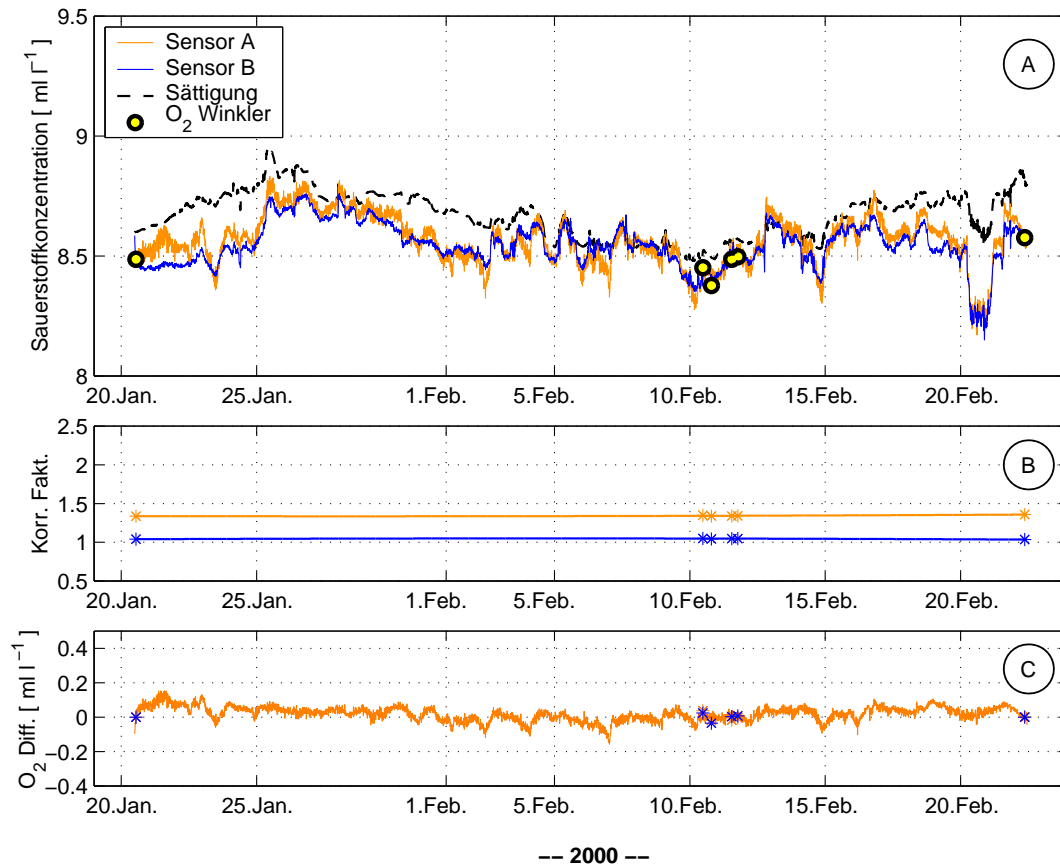
## Korrekturbeispiele

An drei Beispielen sollen im Folgenden die durchgeführten Korrekturen und die dabei auftretenden Probleme veranschaulicht werden:

- (I) ein Zeitraum mit sehr gut definierter Korrektur und hoher Datenqualität,
- (II) ein Zeitraum, in dem zu Beginn der Messperiode Probleme auftraten,
- (III) ein Zeitraum, in dem keine eindeutige Korrektur möglich war.

- I Die Abbildung 3.4 zeigt die Korrektur einer winterlichen Messzeitreihe, die vom 20. Januar bis 22. Februar 2000 an der Darßer Schwelle in einer Tiefe von 7 m aufgenommen wurde.

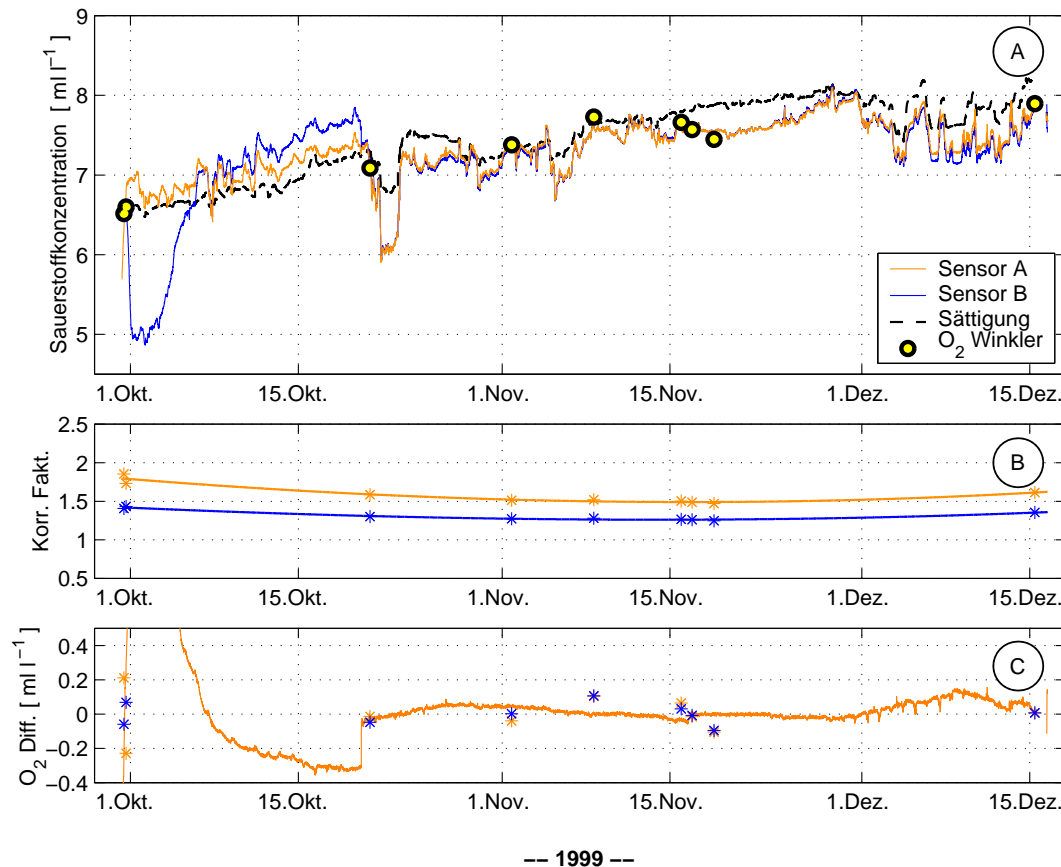
In Abbildung 3.4 (A) sind die Sauerstoffkonzentrationen von zwei Sauerstoffsensoren (hellgraue Linie: Sensor A; schwarze Linie: Sensor B) in  $[ml\ l^{-1}]$  dargestellt. Die schwarz umrandeten Punkte bezeichnen die Referenzsauerstoffkonzentrationen, die mit Hilfe der Winklertitration bestimmt wurden. Die Fehler sind kleiner als  $0.023\ ml\ l^{-1}$  (Tabelle 3.1, Seite 28) und können in der Abbildung als Fehlerbalken



**Abbildung 3.4: Validation der Sauerstoffsensoren in 7m Tiefe vom 20. Januar bis zum 22. Februar 2000:** (A) Sauerstoffkonzentration, (B) Korrekturfaktoren  $A$  als Funktionen der Zeit, (C) Differenz zwischen den Sensoren A und B nach der Validation und die Differenzen zu den Winklervergleichsmessungen

nicht anschaulich dargestellt werden. Die gestrichelte Linie entspricht der theoretischen Sauerstoffkonzentration (Berechnung siehe Kapitel 4.1, Seite 40 ff.), die bei einem Gleichgewicht mit der Atmosphäre vorläge (Sättigung) (Abbildung 3.4 (A)).

Die Konzentrationen sind mit den jeweiligen zeitabhängigen Korrekturfaktoren validiert worden (Abbildung 3.4 (B)). Ein Korrekturfaktor von eins gibt dabei an, dass die Berechnungen mit den vom Hersteller angegebenen Faktoren durchgeführt werden konnten und sich die Sensoreigenschaften seit der Kalibration vom Hersteller nicht geändert haben. Bei einem Wert, der größer als eins ist, bedeutet dies, dass der Sensor unempfindlicher geworden ist. Dies kann durch eine Veränderung der Elektrodenoberflächen, der Elektrolytflüssigkeit und der Teflonmembran verursacht werden.



**Abbildung 3.5:** Validation der Sauerstoffsensoren in 1.4m Tiefe vom 30. September bis zum 16. Dezember 1999, mit Problemen des Sensors A bis zum 20. Oktober.: (A) Sauerstoffkonzentration (B) Korrekturfaktoren A als Funktionen der Zeit, (C) Differenz zwischen den Sensoren A und B nach der Validation sowie die Differenzen zu den Winklervergleichsmessungen

In Teil (C) der Abbildung 3.4 sind die Differenzen zwischen den Sensoren A und B nach der Validation sowie die Differenzen zwischen den Winklervergleichsmessungen und den korrigierten Sauerstoffzeitreihen dargestellt. In diesem Zeitraum lag die Temperatur zwischen  $2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  und  $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ , der Salzgehalt zwischen 9 und 15. Durch die niedrige Temperatur und der damit verbundenen hohen Löslichkeit des Sauerstoffs im Wasser ist die Sauerstoffkonzentration zwischen  $8\text{ ml l}^{-1}$  und  $9\text{ ml l}^{-1}$  hoch. Die im Vergleich zu den anderen (sommerlichen) Monaten geringen Schwankungen in der Konzentration sind durch die starke vertikale Durchmischung (Konvektion) und geringe biologische Aktivität bedingt.

Die Differenzen zu den Werten aus der Winklertitration und zwischen den beiden Sensoren sind sehr klein und der Mittelwert der Messungen liegt mit  $0.02\text{ ml l}^{-1}$

unterhalb der Messgenauigkeit. Das bedeutet, dass die Sauerstoffsensoren in diesem Zeitraum zuverlässig gemessen haben, die Korrekturmethode richtig ist und dass die Messungen von hoher Qualität sind.

- II Die Korrektur der Sauerstoffdaten an der Oberfläche (1.4 m) in dem vergleichsweise langen Zeitraum vom 30. September bis zum 16. Dezember 1999 ist in Abbildung 3.5 dargestellt. In der Abbildung ist die gleiche Symbolik wie in Abbildung 3.4 (Beispiel I) gewählt worden.

Während des Messzeitraums ist keiner der beiden Sauerstoffsensoren gewechselt worden. Von Beginn dieses Korrekturzeitraums bis zum 20. Oktober traten bei dem Sensor B (schwarze Linie) große Abweichungen zu Sensor A auf, deren Ursache unbekannt ist. Diese Werte sind daher auch nicht korrigierbar. Für die weitere Auswertung dieses Zeitraums werden nur die Daten vom Sensor A verwendet. Ab dem 20. Oktober gab es zwischen dem Sensor A und B so gut wie keine Unterschiede und daher kann ab diesem Zeitpunkt der Mittelwert verwendet werden.

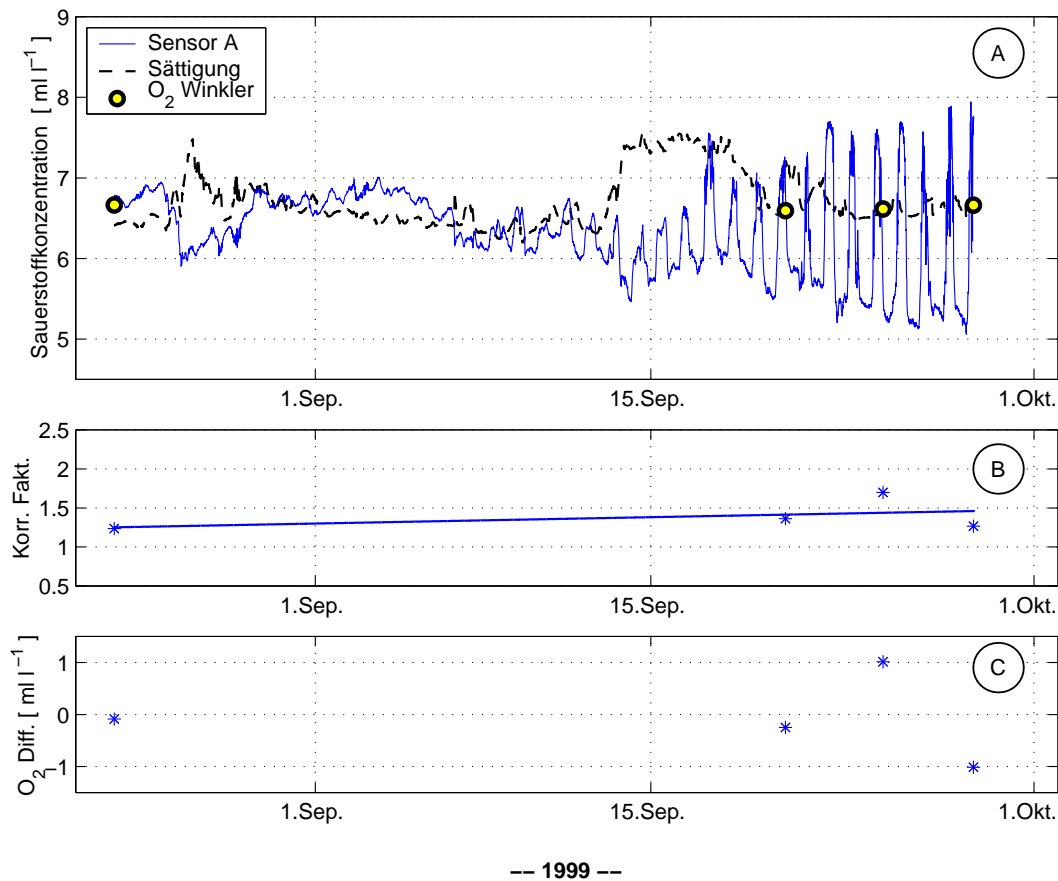
Die Abnahme des Korrekturfaktors zu Beginn der Messung (Abbildung 3.5 (B)) kommt dadurch zu Stande, dass die Sensoren, die mit einer neuen Membran und Elektrolyten versehen wurden, eine gewisse Zeit benötigen, um sich an das Meerwasser anzupassen. Die Zunahme des Faktors im letzten Monat ist auf die Verschmutzung der Teflonmembran und auf die Alterungsprozesse der Sensoren zurückzuführen (Kapitel 3.1, Seite 18 ff.).

Von Ende September bis zum 19. Oktober ist die Sauerstoffkonzentration des Wassers größer als die Gleichgewichtskonzentration mit der Atmosphäre (das Wasser ist übersättigt). Ab dem 19. Oktober ist das Wasser fast immer untersättigt.

Bis auf die Anfangsperiode des Sensors B haben die Sauerstoffsensoren zuverlässig gemessen und die Sauerstoffdaten haben nach der Korrektur eine gute Qualität.

- III In Abbildung 3.6 ist der Verlauf der Sauerstoffmessung an der Oberfläche (1.4 m) im Zeitraum vom 22. August bis zum 30. September 1999 dargestellt. In diesem Zeitraum ist keine sinnvolle Korrektur möglich, da ab Mitte September bei den Sauerstoffdaten eine deutliche Tagesschwankung mit einer Amplitude bis zu  $3 \text{ ml l}^{-1}$  vorhanden ist. Da nur ein Sauerstoffsensor in diesem Zeitraum im Einsatz war, stehen daher für diesen Zeitraum keine Oberflächensauerstoffdaten für die Auswertung zur Verfügung.

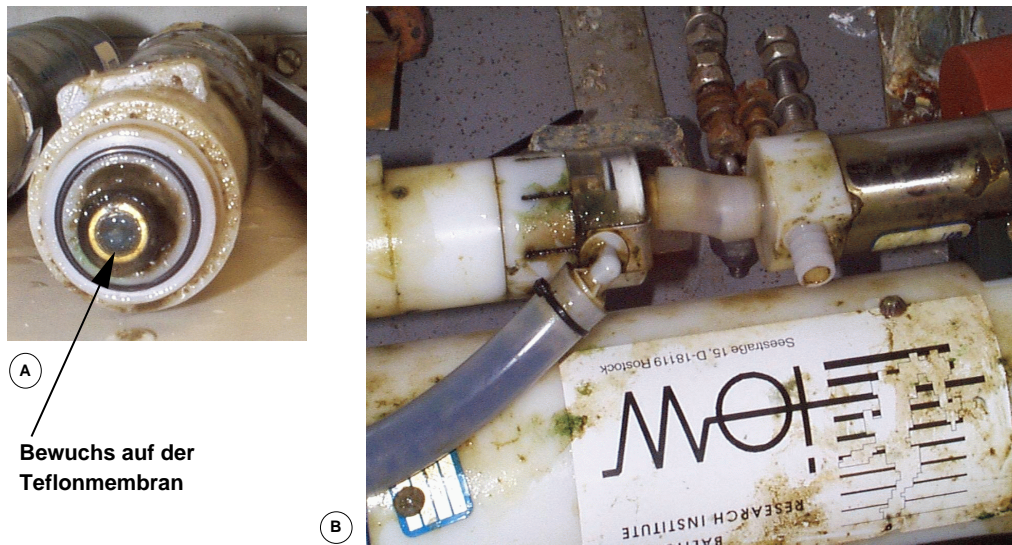
Nach dem Bergen des Sensors war im Sensorkopf ein Bewuchs auf der Teflonmembran vorhanden (Abbildung 3.7), der sich innerhalb von vier Wochen gebildet hatte. Anhand einer lichtmikroskopischen Untersuchung wurde eine große Anzahl



**Abbildung 3.6:** Zeitraum vom 23. August bis zum 30. September 1999, in dem keine eindeutige Validation des Sauerstoffsensors in 1.4 m Tiefe möglich ist: (A) Sauerstoffkonzentration [ $\text{ml l}^{-1}$ ], (B) Korrekturfaktoren  $A$  als Funktionen der Zeit, (C) Differenzen zu den Winklervergleichsmessungen

von Diatomeen (sowohl aus der Gruppe der Centrales als auch der Pennales) und Ciliaten identifiziert (persönliche Mitteilung C. Böttcher). Da tagsüber Licht in den Sensorkopf eindringen konnte, haben die autotrophen (Sauerstoff produzierenden) Prozesse gegenüber den heterotrophen (Sauerstoff verbrauchenden) überwogen. Während der Nacht ist Sauerstoff verbraucht worden, daher sind die Werte nachts niedrig und tagsüber hoch. Die Algen und die heterotrophen Einzeller verursachten eine Verfälschung der Messergebnisse, so dass keine sinnvolle Korrektur der Sauerstoffzeitreihe möglich war.

Für die darauf folgenden Messungen wurde der Sensorkopf mit einer schwarzen Beschichtung gegen eindringendes Licht abgeschirmt. So konnte der Algenbewuchs im Sensorkopf unterbunden werden.



**Abbildung 3.7:** *Bewuchs des Sauerstoffsensors nach vier Wochen: (A) Sauerstoffsensor ohne Plexiglas-Sensorkopf, Bewuchs auch auf der Teflonmembran, (B) Sauerstoffsensor am SeaCat, im Pumpsystem*

An Beispiel II und besonders an Beispiel III wird die Problematik der Aufnahme von Sauerstoffzeitreihen deutlich. Deshalb sind Sauerstoffreferenzmessungen zur Sicherung der Datenqualität sehr wichtig. Dies ist allerdings bei einer autonomen Mess-Stationen mit großem finanziellen und zeitlichen Einsatz verbunden, da regelmäßige Forschungsreisen zum Messort erforderlich sind. Zur frühzeitigen Erkennung und zur Planung eines rechtzeitigen Eingreifens, z. B. durch Reinigung bzw. Austausch der Sensoren, sind die online verfügbaren Messdaten der Station sehr hilfreich.

### 3.4 Sauerstoffzeitreihen

Nachdem im Kapitel 3.3 die Korrektur und Validation der Sauerstoffzeitreihen anhand von drei Beispielen erläutert worden sind, werden im Folgenden alle im Rahmen dieser Arbeit korrigierten Sauerstoffdaten für einen Überblick zusammengefasst.

In Abbildung 3.8 (A) und (B) sind die an der Darßer Schwelle in 1.4 m, 7 m und 19 m gemessenen Sauerstoffdaten vom 27. April 1999 bis 22. Februar 2000 auf zwei unterschiedliche Weisen dargestellt. In Abbildung 3.8 (A) ist der Verlauf der Sauerstoffkonzentration jedes einzelnen Sensors als Liniendarstellung zu erkennen, zusätzlich ist die Sättigungskonzentration, die aus Oberflächentemperatur und -salzgehalt berechnet wurde, gestrichelt eingezeichnet. In Abbildung (B) sind die Sauerstoffdaten als Konturdarstellung veranschaulicht, wobei zwischen 1.4 m und 7 m sowie zwischen 7 m und 19 m interpoliert wurde.

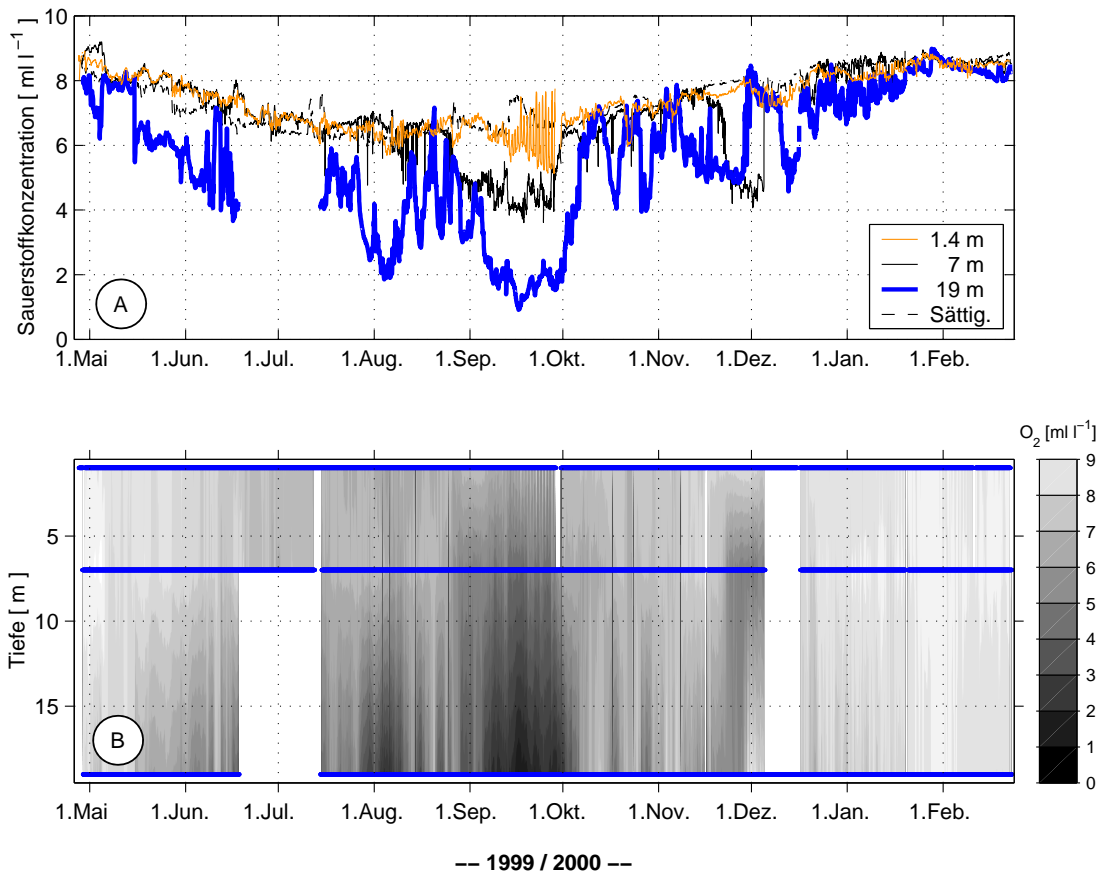


Abbildung 3.8: Übersicht der Sauerstoffdaten aus 1.4 m, 7 m und 19 m Tiefe (A) als Liniendarstellung, (B) als Konturdarstellung

Längere Sensorausfälle gab es in 19 m Tiefe vom 18. Juni bis zum 14. Juli 1999 und in 7 m Tiefe vom 5. Dezember bis zum 17. Dezember 2000. Kurzzeitige Unterbrechungen der Messungen von einigen Stunden bis zu 3 Tagen sind durch die regelmäßigen Wartungsarbeiten und durch Austausch der Messgeräte entstanden. Der in Kapitel 3.3 als nicht korrigierbar beschriebene Zeitraum (Beispiel III), in dem die Teflonmembran mit biologischen Bewuchs bedeckt war, ist in Abbildung 3.8 (A) (hellgraue Linie) von Mitte bis Ende September als fehlerhafte Messung zu erkennen.

An der Oberfläche ist ein Jahresgang der Sauerstoffkonzentration vorhanden. Die Konzentrationen liegen etwa im Bereich der Sättigung. Von Ende April bis Anfang November liegen die gemessenen Sauerstoffkonzentrationen im Wasser oberhalb der Sättigung, dies bedeutet, dass der Sauerstofffluss vom Wasser in die Atmosphäre gerichtet ist. Die Hauptursache hierfür ist die Erwärmung des Wassers und die damit verbundene Abnahme der Löslichkeit. Ab Anfang November kehrt sich durch die Abkühlung des Wassers die

Richtung des Gasflusses um. Anfang Mai wurde die schwache Schichtung durch Einsetzen des Windes aufgebrochen und das Wasser vertikal bis zum Boden vermischt, so dass auch die Sauerstoffkonzentrationen in der Wassersäule homogen verteilt waren. Die niedrigen Sauerstoffkonzentrationen in  $19\text{ m}$  Tiefe und teilweise auch in  $7\text{ m}$  Tiefe im Sommer und Herbst kommen durch die starke biologische Aktivität, verbunden mit den in Kapitel 2.1 (Seite 10 ff.) beschriebenen Einstromlagen, zu Stande.

Besonders auffällig ist der Zeitraum von Ende November bis Anfang Dezember 1999, in dem das Wasser in  $1.4\text{ m}$  und  $19\text{ m}$  sehr hohe Sauerstoffkonzentrationen im Bereich der Sättigung aufweist, das Wasser in  $7\text{ m}$  hingegen mit bis zu 50 % untersättigt ist. Die hohen Sauerstoffkonzentrationen im Bodenbereich kommen durch einen Einstrom von kaltem Wasser aus Nordost zustande.

Für die Auswertung des vertikalen und horizontalen Sauerstoffaustausches werden aus diesem Datensatz jeweils geeignete Zeitperioden ausgewählt (Kapitel 3.4 und Kapitel 4.6).



## 4 Der vertikale Sauerstoffaustausch

In diesem Kapitel wird gezeigt, welche der bekannten Parametrisierungsmethoden für die Transfargeschwindigkeiten den vertikalen Gasaustausch im Bereich der Darßer Schwelle am besten beschreiben und welche Unterschiede sie aufweisen. Die hierfür notwendigen Modellrechnungen werden mit Hilfe eines eindimensionalen Kraus-Turner Deckschichtmodells durchgeführt. Dieses Modell beinhaltet alle wesentlichen physikalischen Prozesse, um die Dynamik der Deckschicht zu beschreiben und eignet sich somit für grundlegende Prozess-Studien zum Gasaustausch.

Die Ergebnisse der Modellrechnungen werden mit den zeitlich hoch aufgelösten Sauerstoffmessreihen an der Darßer Schwelle verglichen, wobei die Sauerstoffdaten nahe der Oberfläche von besonderer Bedeutung sind. Darüber hinaus werden aus den gemessenen Sauerstoffkonzentrationen Transfargeschwindigkeiten berechnet. Diese werden mit den im Modell verwendeten Transfargeschwindigkeiten verglichen.

Im Kapitel 4.1 werden die grundlegenden physikalischen Mechanismen des Gasaustausches und die verschiedenen Parametrisierungen der Transfargeschwindigkeit erläutert. Die Beschreibung des Kraus-Turner Deckschichtmodells und die speziellen Anpassungen an das Modellgebiet erfolgt im Kapitel 4.2 (Seite 46 ff.). In Kapitel 4.3 (Seite 51 ff.) wird die Anwendbarkeit des Modells auf das Gebiet der Darßer Schwelle geprüft. Anschließend werden die Modellergebnisse mit den Messungen verglichen und diskutiert (Kapitel 4.3 bis Kapitel 4.6, Seite 51 ff.).

### 4.1 Gasaustausch und Parametrisierungen

Der Eintrag von Sauerstoff aus der Atmosphäre in den Ozean und die Abgabe von Sauerstoff aus dem Ozean in die Atmosphäre wird mit Hilfe des Gasflusses beschrieben. Die mit dem vertikalen Austausch durch die Meeresoberfläche verbundenen Prozesse und die Modellvorstellungen sowie die Berechnungen werden im Folgenden diskutiert.

Der Gasaustausch zwischen Luft und Wasser wird durch einen Gasfluss  $F$  beschrieben, der von der Transfargeschwindigkeit  $k$ , der Löslichkeit  $\beta$ , und dem Konzentrationsunterschied (Luft – Wasser)  $C_l - C_w$  abhängt.

$$F = k(U, T) (\beta(T, S) C_l - C_w) \quad (4.1)$$

Die Messgrößen sind die Windgeschwindigkeit  $U$ , die Wassertemperatur  $T$ , der Salzgehalt  $S$  und die Gaskonzentration im Wasser  $C_w$ .

## Grenzflächenprozesse

Besteht an der Grenzfläche zwischen der gasförmigen und wässrigen Phase ein Unterschied in der Gas-Konzentration (z. B. Sauerstoff), so findet ein ausgleichender diffusiver Transport statt. Erfolgt die Diffusion durch ein Konzentrationsgefälle  $\frac{\partial C}{\partial z}$  in z-Richtung, so gilt für den Gasfluss  $F$  bzw. für die in der Zeit  $\partial t$  durch den Querschnitt  $A$  wandernde Molekülzahl  $\partial n$  das erste Ficksche Gesetz (z. B. nach KOHLRAUSCH (1960)):

$$F = \frac{1}{A} \frac{\partial n}{\partial t} = -D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (4.2)$$

$F$	: diffusiver Gasfluss	$[ml\ m^{-2}\ s^{-1}]$
$A$	: Querschnittsfläche	$[m^2]$
$n$	: Zahl der Moleküle	$[-]$
$t$	: Zeit	$[s]$
$D$	: molekularer Diffusionskoeffizient	$[m^2\ s^{-1}]$
$C$	: Gas- /Sauerstoffkonzentration	$[ml\ m^{-3}]$
	bzw.	$[ml\ l^{-1}]$
$z$	: Tiefe (vertikal)	$[m]$

Für die in dieser Arbeit zu betrachtenden Prozesse lässt sich die Gleichung (4.2) mit einer Austauschkonstanten bzw. der Transfargeschwindigkeit  $k$  (im Englischen "piston velocity").

$$k = \frac{D}{\partial z} \quad (4.3)$$

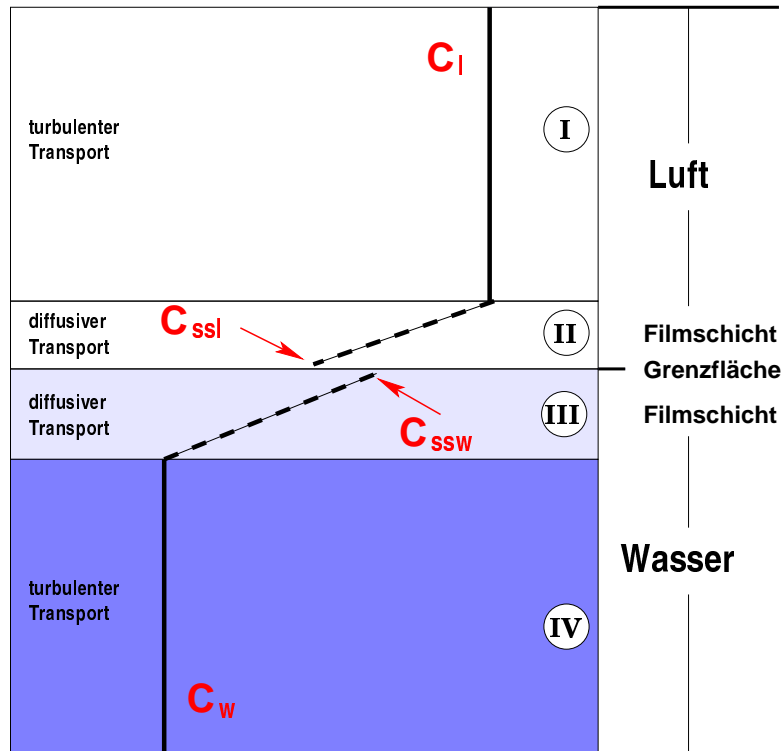
zu der folgenden Gleichung vereinfachen:

$$F = k \partial C \quad (4.4)$$

$F$	: diffusiver Gasfluss	$[ml\ m^{-2}\ s^{-1}]$
$k$	: Transfargeschwindigkeit	$[m\ s^{-1}]$
$\partial C$	: Konzentrationsunterschied über $\partial z$	$[ml\ l^{-1}]$

Neben dem räumlichen Konzentrationsgefälle  $\partial C$  ist der Gasfluss also auch von der Transfargeschwindigkeit  $k$  abhängig. Auf die Parametrisierungen zur Bestimmung der Transfargeschwindigkeit zwischen der Atmosphäre und dem Ozean wird im diesem Kapitel 4.1 auf Seite 43 näher eingegangen.

Weiter gilt im thermischen Gleichgewichtszustand direkt an der Grenzschicht zwischen der Luft und dem Wasser das Henry-Dalton-Gesetz (Abschnitt 4.1, Seite 40). Für die Beschreibung des Gasaustausches, also nicht nur an der Grenzfläche, ist von WHITMAN (1923) ein Zwei-Schichten-Modell entwickelt worden. Dieser Modellansatz berücksichtigt das Henry-Dalton-Gesetz und den Sauerstoff-Konzentrationsunterschied zwischen der Luft und dem Wasser. Er ist unter anderem von LISS UND SLATER (1974) und LISS UND MERLIVAT (1986) zur Bestimmung des Gasaustausches verwendet worden. Eine Skizze zur Modellvorstellung ist in der Abbildung 4.1 zu sehen.



**Abbildung 4.1: Zwei-Schichten-Modell: Meeresoberfläche - Atmosphäre, nach WHITMAN (1923) und LISS UND SLATER (1974)**

Die Hauptschichten in der Luft (in Abbildung 4.1 mit I gekennzeichnet) und im Wasser (IV) mit der jeweiligen Gaskonzentration  $C_l$  und  $C_w$  sind turbulent durchmischt. An der Phasengrenze zwischen den Hauptschichten I und IV gibt es zwei dünne Filmschichten (II und III). Sie stellen auf Grund der molekularen Diffusion den größten Widerstand für den Gasaustausch dar. Für die diffusive Luftschicht II gilt nach dem 1. Fickschen Gesetz (Gleichung 4.4):

$$F_{II} = k_l (C_l - C_{ssl}) \quad (4.5)$$

und für die diffusive Wasserschicht III:

$$F_{III} = k_w (C_{ssw} - C_w), \quad (4.6)$$

$k_l$  ist die Transfersgeschwindigkeit durch die Luftfilmschicht (II) und  $k_w$  entsprechend durch die Wasserfilmschicht (III). Der Austausch zwischen der Gaskonzentration direkt oberhalb der Meeresoberfläche  $C_{ssl}$  und der Gaskonzentration an der Meeresoberfläche  $C_{ssw}$  wird durch das bereits erwähnte Henry-Dalton-Gesetz beschrieben:

$$C_{ssl} = \frac{1}{\beta} C_{ssw} \quad (4.7)$$

Der gasabhängige Bunsen-Löslichkeitskoeffizient  $\beta$  ist dimensionslos und liegt für Sauerstoff bei  $\beta(O_2) \approx 1/20$  (Henry-Koeffizient  $H = \frac{1}{\beta}$ ). Die Abhängigkeit der Löslichkeit von der

Temperatur und dem Salzgehalt wird im Folgenden ausführlich erläutert. In dem Zwei-Schichten-Modell gilt, dass im stationären Zustand der Gasfluss durch die Schicht (II) gleich dem Fluss durch die Schicht (III) ist:

$$\begin{array}{ccc} \text{Luft} & & \text{Wasser} \\ F_{II} & = & F_{III} \\ F = k_l (C_l - C_{ssl}) & = & k_w (C_{ssw} - C_w) \end{array} \quad (4.8)$$

Nach der Eliminierung von  $C_{ssl}$  und  $C_{ssw}$  in Gleichung 4.8 ergibt sich unter Verwendung von Gleichung 4.7 und der Definition einer Transfergeschwindigkeit  $k'$ :

$$F = k' (\beta C_l - C_w) \quad \text{mit:} \quad \frac{1}{k'} = \frac{1}{k_w} + \frac{\beta}{k_l} \quad (4.9)$$

Die Transfergeschwindigkeit  $k_l$  durch die Luftfilmschicht und  $k_w$  durch die Wassergrenzschicht nimmt für verschiedene Gase unterschiedliche Größenordnungen an und ist somit für den Austausch zwischen der Luft und dem Wasser von entscheidender Bedeutung. Die Transfergeschwindigkeiten der verschiedenen Gase lassen sich in zwei Gruppen unterteilen:

1.  $\frac{\beta}{k_l} \gg \frac{1}{k_w}$  (z.B.  $H_2O, SO_2, SO_3, NH_3$ )
2.  $\frac{1}{k_w} \gg \frac{\beta}{k_l}$  (z.B.  $O_2, N_2$ , Inerte Gase,  $CO_2, CO, CH_4$ ).

Dies bedeutet, dass für Gase mit geringer Löslichkeit und geringer chemischer Reaktivität im Wasser der Austausch durch die Wassergrenzschicht bestimmend ist. Hingegen ist bei Gasen mit einer hohen Löslichkeit und Reaktivität im Wasser der Prozess in der Luft für den Austausch von entscheidender Bedeutung.

Der Austausch von Sauerstoff ist also durch die Transfergeschwindigkeit  $k_w^{-1}$  im Wasser bestimmt und  $k_l^{-1}$  kann in Gleichung 4.9 vernachlässigt werden (LISS, 1983), d.h.  $k_l \gg k_w$ . Hieraus folgt für die Transfergeschwindigkeit  $k' = k_w = k$  und der Gasfluss lässt sich für Sauerstoff wie folgt vereinfachen:

$$F = k (\beta C_l - C_w) \quad (4.10)$$

## Löslichkeit

Wie bereits in diesem Abschnitt erwähnt, gilt direkt an der Grenzfläche (Abbildung 4.1) für die Sauerstoffkonzentration in einer Flüssigkeit  $C_{ssw}$  [ $ml\ l^{-1}$ ], die sich im Gleichgewicht mit der Atmosphäre befindet, das Henry-Dalton-Gesetz. Mit Hilfe des allgemeinen Gasgesetzes lässt sich die Luftkonzentration  $C_{ssl}$  mit dem Partialdruck ausdrücken:

$$\begin{aligned} C_{ssw} &= \beta C_{ssl} \\ &= \beta' p_{O_2} \end{aligned} \quad (4.11)$$

wobei  $\beta$  der Bunsen-Löslichkeitskoeffizient,  $p_{O_2}$  der Sauerstoffpartialdruck über der Flüssigkeit in der Gasphase und  $\beta'$  ein Löslichkeitskoeffizient ist.

Der Sauerstoffpartialdruck der trockenen atmosphärischen Luft entspricht dem Volumenprozent des Sauerstoffs in der Luft und beträgt 20.946 % des absoluten Luftdrucks (siehe Tabelle A.1, Seite 98). Für den mit Wasserdampf gesättigten Sauerstoffpartialdruck  $p_{O_2}$  in der Grenzschicht zwischen der Flüssigkeit und der Gasphase gilt:

$$p_{O_2} = 0.20946 (p_l - p_d) \quad (4.12)$$

$p_l$  ist der absolute Luftdruck und  $p_d$  der Wasserdampfdruck, jeweils in Hektopascal.

Die Temperaturabhängigkeit des Bunsen-Löslichkeitskoeffizienten kann allgemein durch die van't Hoff-Gleichung beschrieben werden:

$$\ln\beta = a_1 + a_2T^{-1} + a_3\ln T + a_4T + a_5T^2 + \dots \quad (4.13)$$

$a_n$  ( $n \in \mathbb{N}$ ) sind Konstanten und  $T$  ist die absolute Temperatur.

Die Abhängigkeit des Bunsen-Koeffizienten vom Salzgehalt  $S^I$  lässt sich mit der Setchenow-Beziehung beschreiben:

$$\ln\beta = b_1 + b_2 S \quad (4.14)$$

wobei  $b_1$  und  $b_2$  Konstanten sind.

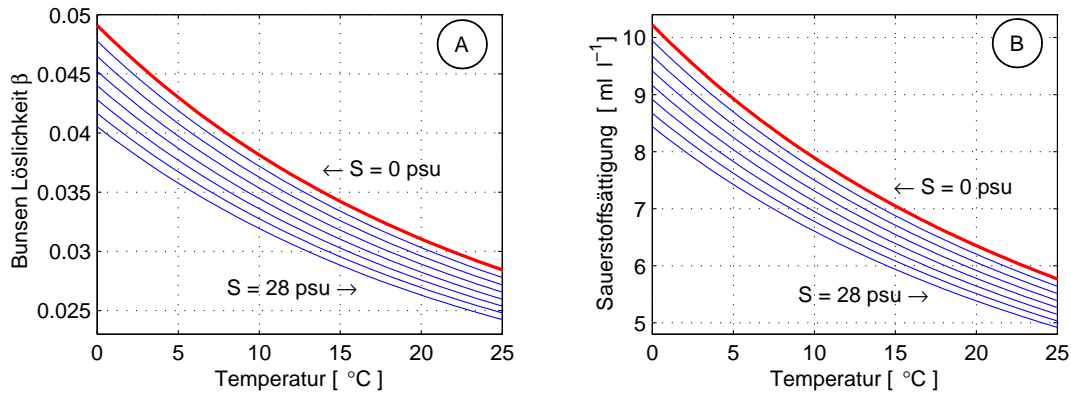
Die Konstanten  $a_n$  und  $b_n$  ( $n \in \mathbb{N}$ ) der Gleichungen 4.13 und 4.14 sind von WEISS (1970) unter Verwendung der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt worden. Hierzu wurden Datensätze in einem Temperaturbereich von  $-2^\circ C$  bis  $+40^\circ C$  für Frisch- und Seewasser mit einem Salzgehalt von 40 verwendet. Die Bunsen-Löslichkeit ist nach WEISS (1970) aus den Gleichungen 4.13 und 4.14 in der folgenden Gleichung zusammengefasst:

$$\ln\beta = a_1 + a_2 \frac{100}{T} + a_3 \ln \left( \frac{T}{100} \right) + S \left[ b_1 + b_2 \frac{T}{100} + b_3 \left( \frac{T}{100} \right)^2 \right] \quad (4.15)$$

Die Konstanten  $a_n$  und  $b_n$  ( $n \in \mathbb{N}$ ) sind im Anhang in der Tabelle A.3 auf Seite 99 angegeben.

Die Bunsen-Löslichkeit des Sauerstoffs im Wasser ist für eine Temperatur von  $0^\circ C$  bis  $25^\circ C$  und einen Salzgehalt von 0 bis 28 in der Abbildung 4.2 (A) dargestellt. Allgemein gilt für die Löslichkeit von Sauerstoff in einer Flüssigkeit: je wärmer und salzreicher das

<sup>I</sup>alle Salzgehalte nach *Practical Salinity Scale 1978 (PSS-78)*



**Abbildung 4.2:** (A) *Bunsen-Löslichkeit*  $\beta(T,S)$  für Sauerstoff im Wasser nach Gleichung 4.15 und (B) *Sauerstoff-Gleichgewichtskonzentration (Sättigung)* nach Gleichung 4.16, WEISS (1970); die Salzgehaltswerte sind von 0 bis 28 mit einem Salzgehaltsabstand von 4 dargestellt.

Wasser desto geringer ist die Aufnahmefähigkeit von Sauerstoff. Dies bedeutet z. B. für das Ostseewasser, dass die Änderung der Löslichkeit bei einer Temperaturänderung von  $0^{\circ}\text{C}$  auf  $20^{\circ}\text{C}$  und einem Salzgehalt von 0 etwa doppelt so groß ist, wie bei einer Änderung des Salzgehaltes von 0 auf 20 bei  $0^{\circ}\text{C}$ .

### Sauerstoffsättigung

Sind die Konzentrationen von Sauerstoff im Wasser und in der mit Wasserdampf gesättigten Atmosphäre im Gleichgewicht, so ist das Wasser zu 100 % mit dem entsprechenden Gas gesättigt und die maximale Aufnahmefähigkeit erreicht. Die Sättigung ist von der Löslichkeit abhängig, welche wiederum hauptsächlich von der Temperatur und vom Salzgehalt bestimmt wird (siehe vorangegangenen Abschnitt). Somit bestehen bei der Sättigung die gleichen Temperatur- und Salzgehaltsabhängigkeiten wie bei der Löslichkeit (siehe Abbildung 4.2 (B)).

Die Sauerstoffsättigung im Wasser ist unter anderem von WEISS (1970) und BENSON UND KRAUSE JR. (1984) in Abhängigkeit von der Temperatur und dem Salzgehalt bei einem Luftdruck von  $1013.25 \text{ hPa}$  bestimmt worden. Die Abweichungen zwischen den beiden Bestimmungsverfahren sind mit  $dC = 0.01 \pm 0.03 \text{ ml l}^{-1}$  klein. In dieser Arbeit wird die Sauerstoffsättigung von WEISS (1970) verwendet, da diese auch in die *International Oceanographic Tables* (UNESCO (1973)) übernommen wurde.

Nach WEISS (1970) gilt für die Sättigung die folgende Beziehung (Gleichgewichtskonzentration):

$$\ln C_{sat} = A_1 + A_2 \frac{100}{T} + A_3 \ln \left( \frac{T}{100} \right) + A_4 \frac{T}{100} + S \left[ B_1 + B_2 \frac{T}{100} + B_3 \left( \frac{T}{100} \right)^2 \right] \quad (4.16)$$

Je nach Wahl der Konstanten  $A_n$  und  $B_n$  ( $n \in \mathbb{N}$ ), (Tabelle A.4, Seite 99) ist die Gleichgewichtskonzentration auf das Volumen [ $ml\ l^{-1}$ ] oder auf das Gewicht [ $ml\ kg^{-1}$ ] bezogen.

### Transfergeschwindigkeit

Mit Hilfe von Labor- und Feldexperimenten ist die Transfergeschwindigkeit  $k$  auf verschiedene Weisen parametrisiert worden. Die bekanntesten Parametrisierungen stammen von LISS UND MERLIVAT (1986), WANNINKHOF (1992) und WANNINKHOF UND MCGILLIS (1999).

Durch Turbulenzen in der Deckschicht, z. B. durch brechende Wellen, wird die Transfergeschwindigkeit beeinflusst. Da die turbulente Vermischung durch den Wind angetrieben wird, enthalten die Parametrisierungen für alle Gase eine Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit  $U$ . Außerdem sind die Transfergeschwindigkeiten  $k$  von einer stoffspezifischen Größe, der Schmidtzahl  $Sc$ , abhängig. Die Schmidtzahl ist durch das Verhältnis der kinematischen Viskosität  $\nu$  zu dem gasspezifischen Diffusionskoeffizienten  $D$  definiert:

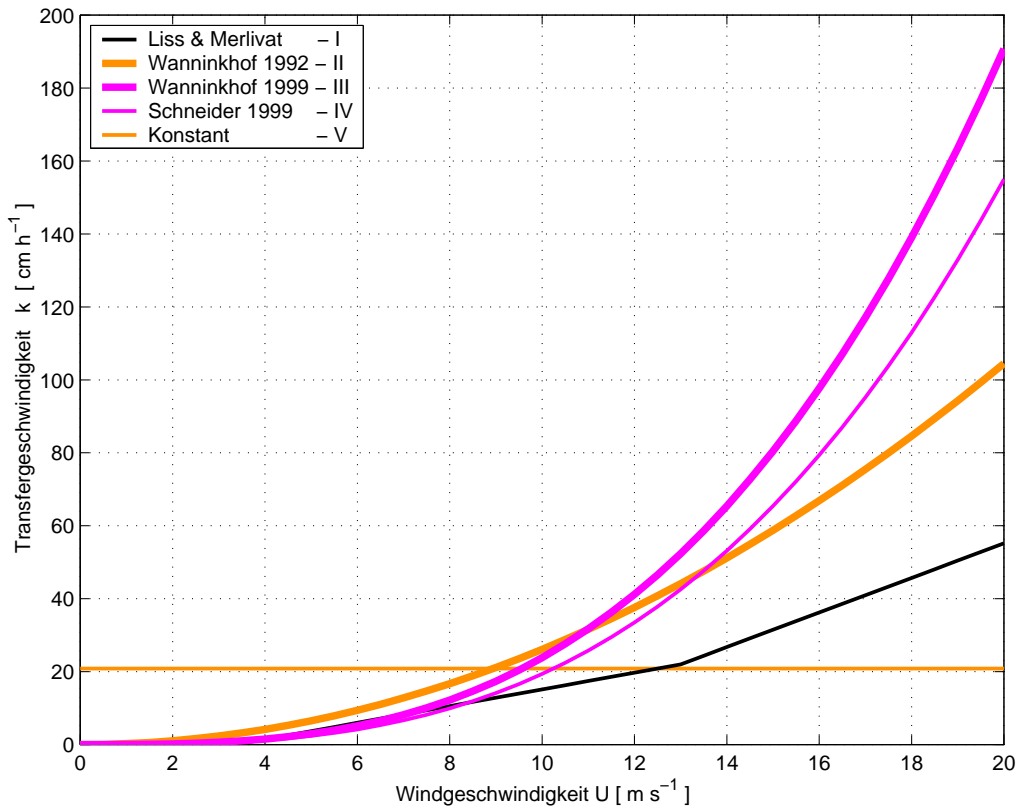
$$Sc = \frac{\nu}{D} \quad (4.17)$$

$Sc$	: Schmidtzahl	[-]
$\nu$	: kinematische Viskosität	[ $m^2\ s^{-1}$ ]
$D$	: molekularer Diffusionskoeffizient	[ $m^2\ s^{-1}$ ]

Die Temperaturabhängigkeit der Schmidtzahl ist nach Angaben von WANNINKHOF (1992) wie folgt beschrieben:

$$Sc = \alpha - \beta T + \gamma T^2 - \delta T^3 \quad (4.18)$$

Die Konstanten  $\alpha$  bis  $\delta$  für Sauerstoff in Frisch- und Meerwasser (Salzgehalt von 35) sind im Anhang A.5 auf Seite 100 aufgeführt. Die Temperatur  $T$  in Gleichung 4.18 wird in Grad Celsius angegeben. Die Schmidtzahl gilt in einem Temperaturbereich von  $0\ ^\circ C$  bis  $30\ ^\circ C$ , in dem sie sich von 1800 auf 316 verringert. Je kälter und salzreicher das Wasser desto größer ist die Schmidtzahl.



**Abbildung 4.3:** *Transfargeschwindigkeit  $k$  in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit  $U$ , nach LISS UND MERLIVAT (1986), WANNINKHOF (1992), WANNINKHOF UND MCGILLIS (1999), SCHNEIDER ET AL. (1999) und Konstant mit  $k = 5 \text{ m Tag}^{-1}$  (BROECKER UND PENG, 1982)*

Die Schmidtzahlen unterscheiden sich zwischen Frisch- und Seewasser nur um 10%. Das bedeutet, dass die Temperatur die entscheidende Einflussgröße ist. Da der Salzgehalt während des Berechnungszeitraums an der Oberfläche im Mittel bei  $9.1 \pm 2.2$  lag, wird die Schmidtzahl für Frischwasser verwendet.

JAEHNE (1980) hat mit Hilfe von Laborexperimenten bestätigt, dass bei glatter Meeresoberfläche (bei niedrigen Windgeschwindigkeiten) der Gasaustausch von der Schmidtzahl mit  $Sc^{-2/3}$  abhängt. Bei höheren Windgeschwindigkeiten steigt der wasserseitig kontrollierte Austauschprozess durch das Auftreten von Kapillarwellen stark an und die Schmidtzahlabhängigkeit liegt dann bei  $Sc^{-1/2}$ . Weitere Laborexperimente von JAEHNE (1980) haben gezeigt, dass die Abhängigkeit des Gasaustausches von der Windgeschwindigkeit  $U$  von  $3$  bis  $8 \text{ m s}^{-1}$  von  $U^2$  bis  $U^3$  ansteigt. Bei höheren Windgeschwindigkeiten ist der Gasaustausch proportional zu  $U$ . Im Folgenden werden die fünf in dieser Arbeit verwendeten Parametrisierungen des Gasaustausches kurz erläutert:



### I. Parametrisierung von Liss & Merlivat

Aus Laborexperimenten und Feldmessungen ist von LISS UND MERLIVAT (1986) die Abhängigkeit der Transfergeschwindigkeit  $k$  von der Windgeschwindigkeit  $U$  bestimmt worden, indem die Windgeschwindigkeit in drei Bereiche unterteilt wurde. In allen drei Bereichen ist der Zusammenhang zwischen der Transfer- und Windgeschwindigkeit linear (Abbildung 4.3):

$$\begin{aligned}
 I \quad k &= 0.17 U \left(\frac{Sc}{600}\right)^{-2/3} \quad \text{für} \quad U \leq 3.6 \text{ m/s}, \\
 &\quad \text{für Windgeschwindigkeiten bei einer ruhigen und glatten Meeresoberfläche} \\
 II \quad k &= (2.85 U - 9.65) \sqrt{\frac{600}{Sc}} \quad \text{für} \quad 3.6 \text{ m/s} < U \leq 13 \text{ m/s}, \\
 &\quad \text{für Windgeschwindigkeiten bei einer welligen und rauhen Oberfläche} \\
 III \quad k &= (5.9 U - 49.3) \sqrt{\frac{600}{Sc}} \quad \text{für} \quad U > 13 \text{ m/s}. \\
 &\quad \text{für Windgeschwindigkeiten bei einer Meeresoberfläche mit brechenden Wellen}
 \end{aligned} \tag{4.19}$$

### II. Parametrisierung von Wanninkhof 1992

Von WANNINKHOF (1992) ist ein Ansatz mit einer quadratischen Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit gewählt worden. Bei diesem Ansatz sind Messungen von Seen und vom Ozean berücksichtigt worden. Der funktionale Zusammenhang ist in Abbildung 4.3 dargestellt und lautet:

$$k = 0.31 U^2 \sqrt{\frac{660}{Sc}}. \tag{4.20}$$

### III. Parametrisierung von Wanninkhof & McGillis 1999

In einer neuen Arbeit von WANNINKHOF UND MCGILLIS (1999) ist eine kubische Abhängigkeit der Transfergeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit ermittelt worden. In dieser Arbeit wurde die Parametrisierung der kurzzeitigen Windgeschwindigkeitsmessung verwendet:

$$k = 0.0283 U^3 \sqrt{\frac{660}{Sc}}. \tag{4.21}$$

Die Abhängigkeit der Transfer- von der Windgeschwindigkeit ist in Abbildung 4.3 dargestellt.

#### IV. Schneider 99

Aus der zeitlichen Veränderung des  $CO_2$  Budgets der Gotlandsee haben SCHNEIDER ET AL. (1999) mit Hilfe von Box-Betrachtungen eine Transfargeschwindigkeit bestimmt. Diese Parametrisierung beinhaltet eine kubische Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit:

$$k = 0.023 U^3 \sqrt{\frac{660}{Sc}}. \quad (4.22)$$

In neuen Untersuchungen von KUSS ET AL. (2002) ist auch eine kubische Abhängigkeit der Transfargeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit bestimmt worden.

#### V. Konstanter Ansatz

Die einfachste Parametrisierung der Transfargeschwindigkeit besteht in einem konstanten Ansatz, bei dem keine Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit besteht. Diese Transfargeschwindigkeit ist von BROECKER UND PENG (1982) für Sauerstoff abgeschätzt worden:

$$k = 5 \text{ m Tag}^{-1} = 20.83 \text{ cm h}^{-1}. \quad (4.23)$$

Dieser Ansatz wird z. B. in dem Ökosystem Modell für die Ostsee (ERGOM<sup>II</sup>) verwendet (NEUMANN ET AL., 2002).

In der vorliegenden Arbeit wird zur Berechnung zeitlicher Veränderungen der Sauerstoffkonzentration an der Meeresoberfläche ein Kraus-Turner Deckschichtmodell verwendet (Kapitel 4.2). Dabei wird der Gasfluss in den Modellrechnungen nach Gleichung (4.10) (Seite 40) mit Hilfe der Parametrisierungen I bis V der Transfargeschwindigkeit  $k$  berechnet, um die Einflüsse der verschiedenen Ansätze zu diskutieren.

### 4.2 Das Deckschichtmodell

Das eindimensionale Deckschichtmodell basiert auf den Ansätzen von KRAUS UND TURNER (1967) und berücksichtigt im Wesentlichen zwei Prozesse: die Konvektion durch statische Instabilität und die Vermischung durch den Wind. Dabei werden vertikale Austauschprozesse berücksichtigt und horizontale Advektion vernachlässigt.

---

<sup>II</sup>ERGOM : **ER**ste **G**eneration des **O**stsee **M**odells

## Gleichungen

Die prognostischen Variablen des Deckschichtmodells sind die Vermischungstiefe  $h$  und die Dichte  $\rho$ . Sie werden mit der Erhaltungsgleichung für die Wärme:

$$\frac{\partial(hT_0)}{\partial t} = - \frac{Q}{c_p \rho_0} - w_e \Delta T \quad (4.24)$$

und für die mechanische Energie bestimmt:

$$\underbrace{-\frac{g}{2\rho_0} h \Delta \rho w_e}_{A_1} = \underbrace{m_e U^3}_{A_2} + \underbrace{\frac{1}{2} n_e h B_0}_{A_3} . \quad (4.25)$$

Dabei ist  $T$  die Temperatur,  $T_0$  eine Referenztemperatur an der Meeresoberfläche,  $Q$  die Summe aller Wärmeflüsse,  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität,  $\rho_0$  die Referenzdichte,  $w_e$  die Eindringgeschwindigkeit (engl. entrainment velocity),  $g$  die Erdbeschleunigung,  $U$  die Windgeschwindigkeit,  $m_e$  und  $n_e$  empirische Koeffizienten und  $B_0$  der Auftriebsfluss. Die Gleichung (4.25) ist ein vereinfachter Ansatz der turbulenten kinetischen Energiegleichung (TKE), in der drei von sechs Terme explizit berücksichtigt werden:

**Der Term  $A_1$**  beschreibt die Energie, die notwendig ist, um die Deckschicht zu vertiefen und dabei Wasser über den Dichtegradienten  $\Delta \rho$  am Unterrand der Deckschicht einzumischen.

**Der Term  $A_2$**  beschreibt die turbulente Energie des Windfeldes mit dem empirischen Koeffizienten  $m_e$ :

$$m_e = f_w \exp(-h H_0^{-1}), \quad (4.26)$$

wobei  $f_w$  die Effizienz der Windmischung mit  $f_w = 1.5 \cdot 10^{-3}$  (KATO UND PHILLIPS, 1969) und  $H_0$  die Windmischtiefskala ist. In Rahmen dieser Arbeit ist die Windmischtiefskala für die Ostsee abgeschätzt worden. Dieses ist in Anlehnung an die Untersuchungen von FENNEL ET AL. (1983) und HAGEN (1992) zur Bestimmung der Windvermischungsschicht für den Atlantik geschehen. Unter Verwendung der Winddaten der Station Darßer Schwellen ergibt sich eine mittlere Windmischungsschicht von  $H_0 = 10 \text{ m}$ .

**Der Term  $A_3$**  beschreibt die Änderung der potentiellen Energie durch vertikale Vermischung mit Hilfe des Auftriebsflusses  $B_0$ :

$$B_0 = g \frac{-\alpha_T}{c_p \rho_0} Q,$$

$\alpha_T$  ist der thermische Expansionskoeffizient.

Bei der Berechnung des Auftriebsflusses ist der aus der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung entstehende lokale Frischwasserfluss nicht berücksichtigt worden. Der

Frischwasserfluss ist im Mittel mit etwa 10 % des Flusswassereintrages der Ostsee klein (LAZARENKO (1986), MATTHÄUS (1992)).

Die Dichte wird über die Temperatur- und Salzabhängigkeit mit den thermischen und halinen Expansionskoeffizienten  $\alpha_T$  und  $\beta_S$  linear für den entsprechenden Untersuchungszeitraum angenähert.

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha_T (T - T_0) + \beta_S (S - S_0)]. \quad (4.28)$$

$\rho_0$ ,  $\alpha_T$ ,  $T_0$ ,  $\beta_S$  und  $S_0$  sind jeweils für den entsprechenden Berechnungszeitraum angepasst worden und im Anhang in Tabelle A.11 (101) angegeben.

Eine ausführliche Beschreibung und weitere Details zu dem Deckschichtmodell sind zum Beispiel bei NILER UND KRAUS (1977) und zusammenfassend bei RAHMSTORF (1991) zu finden.

Das Deckschichtmodell ist in dieser Form von VISBECK (1993) für Konvektionsuntersuchungen im offenen Ozean und von MERTENS UND SCHOTT (1998) zur Bestimmung der zwischenjährlichen Variabilität der Tiefenwasserbildung im nordwestlichen Mittelmeer angewandt und zur Parametrisierung des Gasaustausches für Fluorchlorkohlenwasserstoffe von BADEWIEN (1998) erweitert worden. Für diese Arbeit wurde das Deckschichtmodell an die Bedingungen der Ostsee angepasst und soll zur Berechnung des Gasaustausches für Sauerstoff eingesetzt werden. Die verwendeten Parametrisierungen sind in Kapitel 4.1 und die Ergebnisse im vorangegangenen Kapitel 4.4 dargestellt.

## Oberflächenflüsse

Für das Deckschichtmodell werden als atmosphärische Antriebsdaten benötigt:

- Windgeschwindigkeit  $U$ ,
- sensible und latente Wärmeflüsse  $Q_s$  und  $Q_l$ ,
- solare und thermische Netto-Strahlungsflüsse  $Q_e$  und  $Q_t$ .

Der Gesamtwärmefluss setzt sich aus diesen vier Termen wie folgt zusammen:

$$Q = Q_s - Q_l - Q_e - Q_t. \quad (4.29)$$

## Thermische Netto-Strahlung $Q_t$

Die thermische Netto-Strahlung setzt sich aus der langwelligen Ausstrahlung des Wassers und der atmosphärischen Gegenstrahlung zusammen. In Anlehnung an die Arbeit von HA-

GEDORN (2000) ist die atmosphärische Gegenstrahlung nach OMSTEDT (1990) berechnet worden.

$$Q_t = -\epsilon \sigma_s T_0^4 + \epsilon \sigma_s T_l^4 (0.68 + 0.0036 \sqrt{p_d})(1 + 0.18 N_c^2) \quad (4.30)$$

$\epsilon$	: Emissivität von Wasser = 0.97	[ - ]
$\sigma_s$	: Stefan-Boltzmann Konstante = $5.67 \cdot 10^{-8}$	[ $W m^{-2} K^{-4}$ ]
$T_0$	: Wassertemperatur der Meeresoberfläche	[ $^{\circ}C$ ]
$T_l$	: Lufttemperatur	[ $^{\circ}C$ ]
$p_d$	: Dampfdruck	[ $Pa$ ]
$N_c$	: Bedeckungsgrad	[ - ]

### Solare Netto-Strahlung $Q_e$

Die solare Netto-Strahlung ist nach SMITH UND DOBSON (1984) berechnet worden, mit einer solaren Einstrahlung am Oberrand der Atmosphäre von  $Q_0 = 1365 W m^{-2}$ . Dieser Wert für die solare Einstrahlung wurde z.B. von FENNEL (1998) in eindimensionalen Modellberechnungen für die Ostsee verwandt.

$$Q_s = Q_0 \xi (1 - \alpha_A) [a_{T_0} + b_{T_0} \xi] \quad (4.31)$$

Die Albedo  $\alpha_A$  für Wasser ist mit einem Wert von 0.1 verwendet worden, die Sonnenhöhe  $\xi$  ist von der geographischen Lage und der Zeit abhängig. Als Transmissionsfaktor  $a_{T_0}$  und  $b_{T_0}$  sind Werte aus dem (Okta-Modell) verwendet worden (DOBSON UND SMITH, 1988).

### Sensible und latente Wärmeflüsse $Q_s, Q_l$

Die sensiblen und latenten Wärmeflüsse sind mit der Bulk-Formulierung nach FAIRALL ET AL. (1988) parametrisiert worden.

$$Q_s = \rho_l c_p C_h (T_0 - T_l) U \quad (4.32)$$

$$Q_l = \rho_l L_\nu C_h (q_0 - q_l) U \quad (4.33)$$

$\rho_l$	: Dichte der Luft	[ $kg m^{-3}$ ]
$c_p$	: spezifische Wärmekapazität	[ $J kg^{-1} K^{-1}$ ]
$C_h$	: Transferkoeffizient für Wärme	[ - ]
$T_0$	: Wassertemperatur der Meeresoberfläche	[ $^{\circ}C$ ]
$T_l$	: Lufttemperatur	[ $^{\circ}C$ ]
$U$	: Windgeschwindigkeit	[ $m s^{-1}$ ]
$L_\nu$	: Verdampfungswärme	[ $J kg^{-1}$ ]
$q_0$	: spezif. Sättigungsfeuchte	[ - ]
$q_l$	: spezif. Feuchte	[ - ]

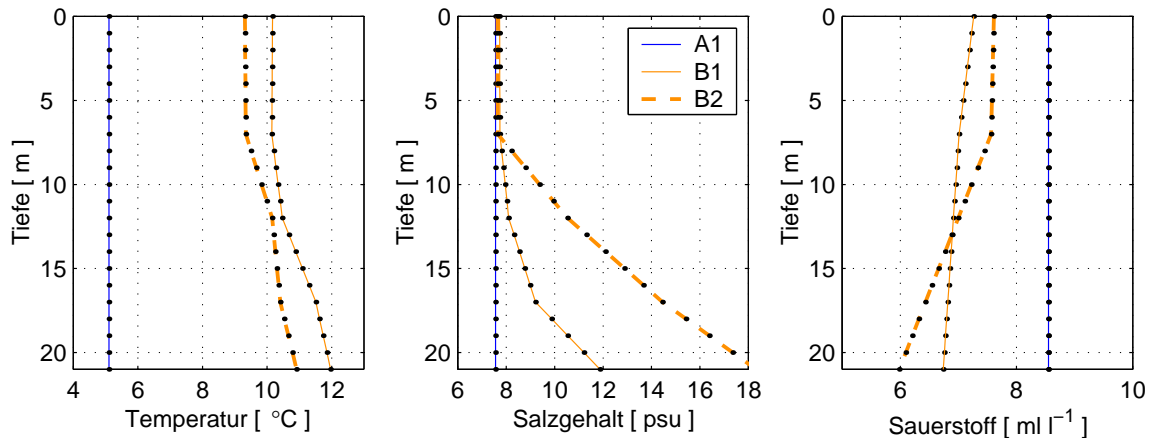
## Meteorologische Daten

Die Registrierung der meteorologischen Daten erfolgte an der Mess-Station Darßer Schwelle (Kapitel 2.2, Seite 12) und der meteorologischen Station 10091 Arkona des Deutschen Wetterdienstes (DWD), Offenbach, die sich im Norden der Insel Rügen auf der geographischen Position  $54^{\circ} 41' N$  und  $13^{\circ} 26' O$  befindet (Karte 1.1, Seite 7).

Alle meteorologischen Daten liegen als Stundenmittelwerte vor. Die Wärmeflüsse wurden mit Hilfe der Gleichungen (4.30), (4.31), (4.32) und (4.33) aus den Messdaten der Station Darßer Schwelle (Luft-, Oberflächenwassertemperatur, Windgeschwindigkeit, relative Feuchtigkeit, Luftdruck) und den Daten der Wolkenbedeckung der Station Arkona ermittelt. Die Datenlücken (z. B. bedingt durch Wartungsarbeiten) der Station Darßer Schwelle wurden mit den entsprechenden Daten der Station Arkona ersetzt. Dies ist wegen der guten Übereinstimmung der Daten der beiden Mess-Stationen möglich, SCHMIDT (1995) und MOHRHOLZ (1998).

## Anfangsbedingungen

Die Startzeitpunkte der Modellrechnungen sind so gewählt worden, dass die Dichtegradienten in der Wassersäule möglichst klein sind und das Wasser somit vertikal durchmischt ist.



**Abbildung 4.4:** *Startprofile für die Modellrechnungen mit dem Deckschichtmodell; A1: 1. Mai 1999, B1: 24. Oktober 1999, B2: 9. November 1999*

Die Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffdaten der Station Darßer Schwelle sind zu dem jeweiligen Zeitpunkt linear interpoliert worden. Dabei beträgt die vertikale Auflösung einen Meter (Abbildung 4.4). Die als schwarze Linie dargestellten Profile (A1) bilden die Grundlagen für den Zeitraum vom 1. Mai bis zum 17. Juni 1999 und die hellgrau dargestellten Profile (B1 und B2) die für den Zeitraum vom 24. Oktober bis zum 2. Dezember 1999.

### 4.3 Anwendbarkeit des Deckschichtmodells

Bevor das im vorangegangenen Kapitel beschriebene Modell für die Analysen des Gasaustausches eingesetzt wird, müssen noch die Anwendbarkeit und die Grenzen des eindimensionalen Modells im Bereich der Darßer Schwelle diskutiert werden. Die Region ist stark durch advektive Strömungen beeinflusst und daher können durch herangeführte Wassermassen mit veränderten Signaturen Situationen eintreten, die nicht eindimensional zu beschreiben sind. Zu diesem Zweck folgt ein Vergleich zwischen den modellierten und gemessenen Deckschichttiefen und Temperaturen. Dazu werden zwei ausgewählte Zeiträume herangezogen und nacheinander betrachtet:

A: 1. Mai bis 17. Juni 1999

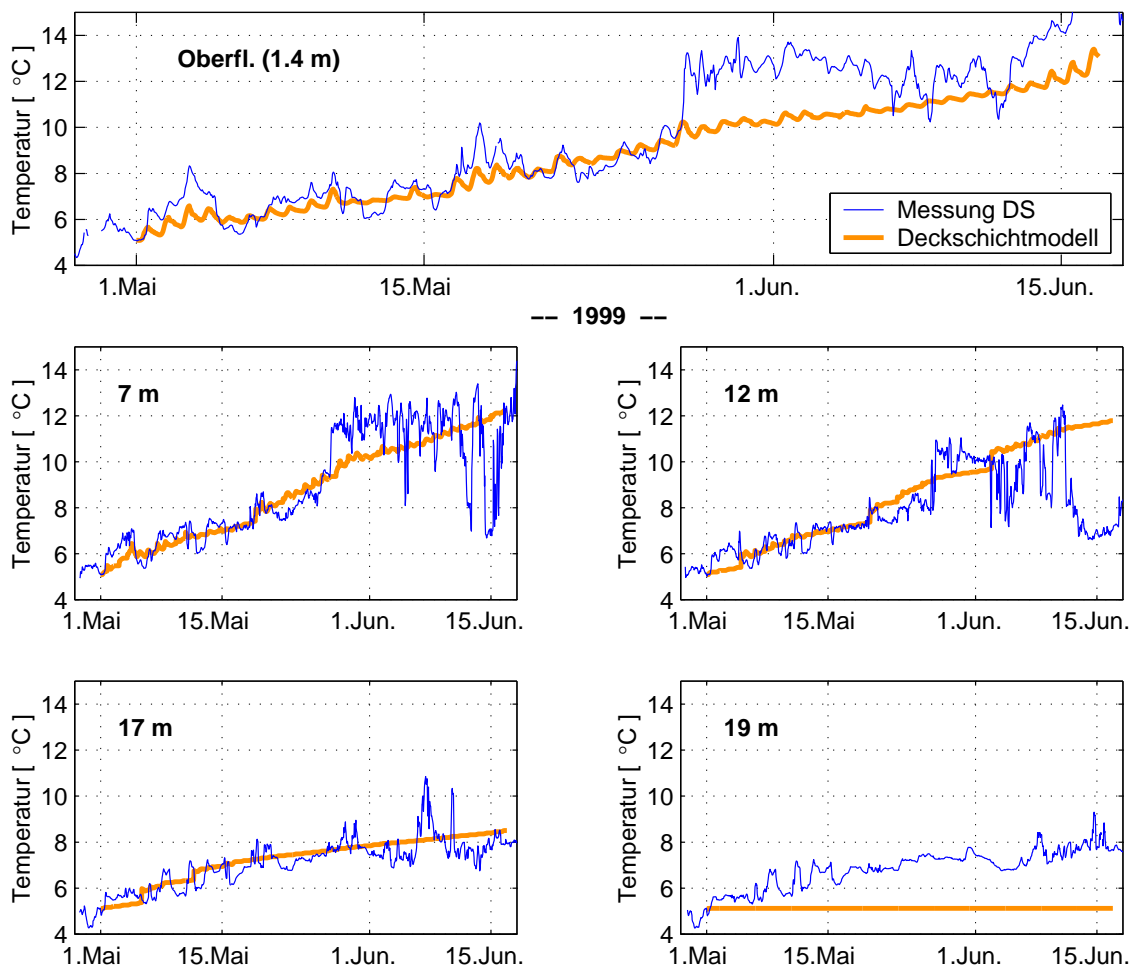
B: 24. Oktober bis 2. Dezember 1999.

#### Vorbetrachtung Zeitraum A:

Für den Zeitraum A ist das Deckschichtmodell mit einem konstanten Temperatur-, Salz- und Sauerstoffprofil als Anfangsbedingung initialisiert worden (Abbildung 4.4, A1). Die Daten stammen von Messungen an der Station Darßer Schwelle vom 1. Mai 1999. Zu diesem Zeitpunkt war die Wassersäule von der Wasseroberfläche bis zum Meeresboden vollständig durchmischt. Die Antriebsdaten des Modells sind als Oberflächenrandbedingung die Windgeschwindigkeit  $U$  (Abbildung 4.6 (B)) und der Gesamtwärmefluss  $Q$  (Abbildung 4.6 (A)). Der Gesamtwärmefluss ist nach den Gleichungen (4.30) bis (4.33) mit den meteorologischen Daten der Mess-Station Darßer Schwelle bzw. der Station Kap Arkona berechnet worden (Kapitel 4.2). Der Zeitschritt der Modellrechnungen beträgt eine Stunde.

In Abbildung 4.5 ist der modellierte und der gemessene Temperaturverlauf dargestellt. Anfang Mai 1999 begann durch die Erwärmung des Oberflächenwassers der Aufbau der sommerlichen Schichtung. Da sich die Deckschicht zunächst schwach ausprägte, war nur wenig Energie erforderlich, um die Schichtung wieder zu durchmischen. Was am 5. Mai mit dem Einsetzen des Windes der Fall war (Abbildung 4.6 (B)). Anfang Mai betrug die Temperatur des Oberflächenwassers  $5^{\circ}\text{C}$  und erwärmte sich bis Mitte Juni auf über  $17^{\circ}\text{C}$  (Abbildung 4.5). In der Zeit vom 11. bis 16. Mai war die Einstrahlung gering und der Gesamtwärmefluss betrug lediglich  $550\text{ W m}^{-2}$  (Abbildung 4.6 (A)). Sowohl die geringen Wärmeflüsse als auch der Wind hatten eine Vermischung der Wassersäule zur Folge (Abbildung 4.6 (C)).

Am 27. Mai war wärmeres Oberflächenwasser aus nordöstlicher Richtung über die Darßer Schwelle geströmt. Dieses hatte eine Temperaturerhöhung um  $3^{\circ}\text{C}$  im Bereich der Oberfläche bis zu einer Tiefe von etwa  $12\text{ m}$  innerhalb eines Tages zur Folge. Da das Deckschichtmodell eindimensional ist, berücksichtigt es keine advektiven Transporte und demzufolge wurde der Temperaturverlauf durch die Modellrechnungen nicht richtig wiedergegeben. Mit Ausnahme dieses Ereignisses stimmen die modellierten Temperaturen



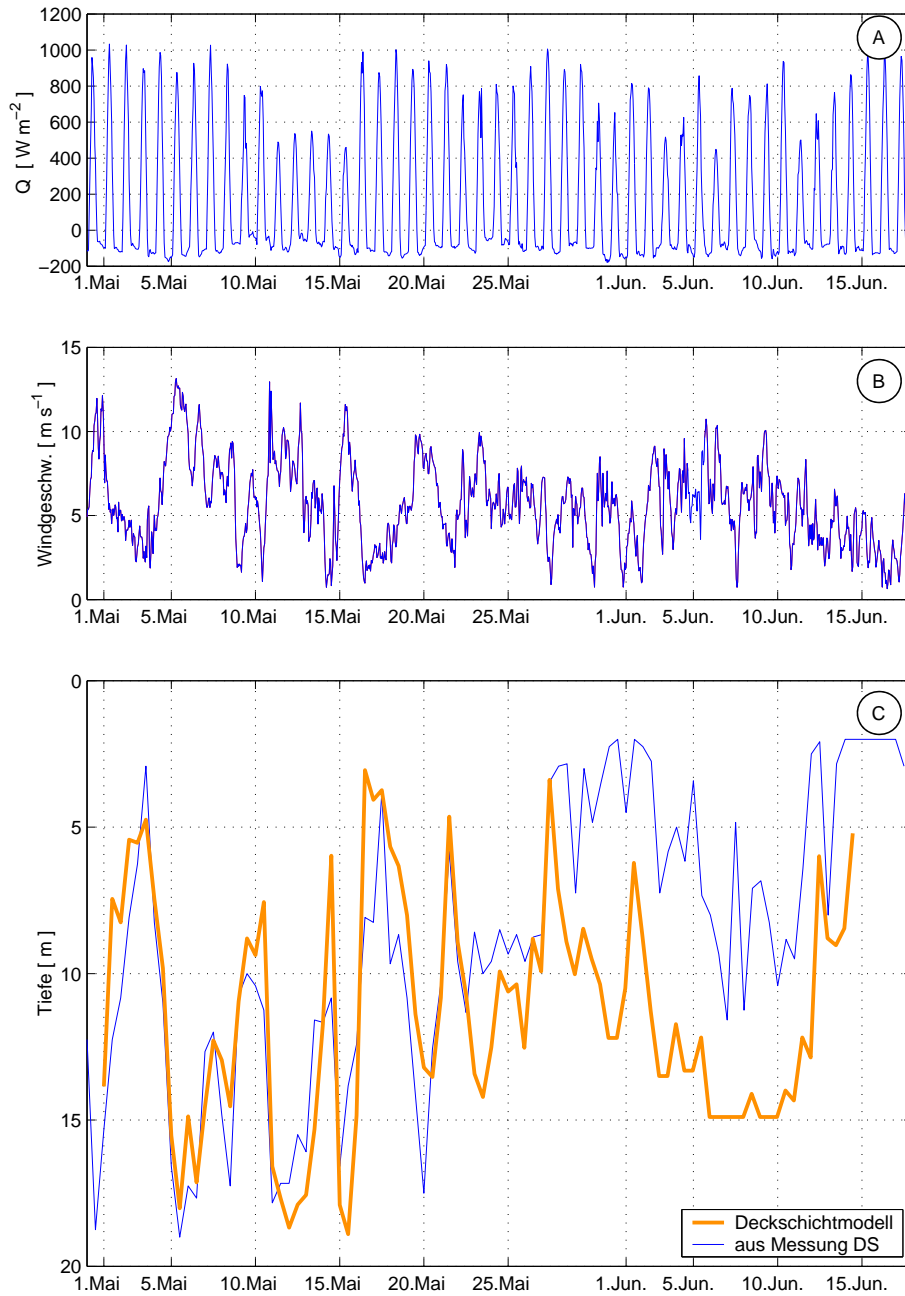
**Abbildung 4.5:** *Temperaturvergleich im Zeitraum A, Messungen und Modelldaten an der Oberfläche (1.4 m), in 7 m, 12 m, 17 m und 19 m.*

mit den gemessenen in den Tiefen 7 m, 12 m und 17 m sehr gut überein. Die modellierte Temperatur in einer Tiefe von 19 m bleibt im Laufe der Zeit konstant. Da sich die Deckschicht in diesem Zeitraum nicht bis zum Boden erstreckte, blieb die Temperatur des Startprofils erhalten (Abbildung 4.5).

In Abbildung 4.6 (C) stellt die hellgraue Linie die Deckschichttiefen als Tagesmittelwerte dar, die in dem Kraus-Turner Deckschichtmodell den Vermischungstiefen entsprechen. Aus den Messungen an der Darßer Schwelle sind durch lineare Interpolation vertikale Temperatur-, Salzgehaltsprofile und hieraus Dichteprofile mit einer Auflösung von einem Meter berechnet worden. Die zeitliche Auflösung beträgt wie in dem Modell eine Stunde.

Für den Ozean wird in der Regel die Deckschichttiefe über die Temperaturveränderung definiert. Um globale Deckschichttiefen aus den Levitus-Daten zu bestimmen, ist z. B.





-- 1999 --

Abbildung 4.6: (A) Gesamtwärmefluss  $Q$ , (B) Windgeschwindigkeit  $U$ , (C) Deckschichttiefen im Zeitraum A; hellgrau: eindimensionales Kraus-Turner Deckschichtmodell mit den Antriebsdaten (A) und (B), schwarz: aus Messungen an der Darßer Schwelle Dichtekriterium  $0.02 \text{ kg m}^{-3}$

von TOMCZAK UND GODFREY (1994) (Kapitel 5, Seite 53 ff.) ein  $0.5 \text{ Kelvin}$  Kriterium angewandt worden. Eine direkte Übertragung dieses Kriteriums auf die Bedingungen an der Darßer Schwelle ist nicht sinnvoll, da die Stabilität der Schichtung nicht nur durch die Temperatur, sondern auch durch den Salzgehalt beeinflusst wird. Deshalb wurde die Dichte als Kriterium zur Bestimmung der Deckschichttiefe verwendet. Für den Zeitraum vom 1. Mai bis Mitte Juni beträgt das Kriterium  $0.02 \text{ kg m}^{-3}$ . Dieses bedeutet, dass sich die Deckschicht von der Oberfläche bis zu einer Tiefe erstreckt, in der die Dichtedifferenz kleiner ist als  $0.02 \text{ kg m}^{-3}$ .

## Ergebnis

Sowohl die Temperaturen als auch die Deckschichttiefen des eindimensionalen Modells stimmen mit den aus den Messungen bestimmten Deckschichttiefen in dem betrachteten Zeitraum gut überein. Nur an wenigen Ereignissen wird die Deckschichttiefe von den Modellberechnungen überschätzt bzw. unterschätzt.

Aus der guten Übereinstimmung der Temperaturen und Deckschichttiefen lässt sich ableiten, dass die Schichtung an der Darßer Schwelle von Anfang Mai bis Mitte Juni maßgeblich durch die Oberflächenprozesse bestimmt war. Das heißt, es hat zeitweise kein advektiver Transport stattgefunden. Falls ein advektiver Transport stattgefunden hätte, war die Schichtung großräumig und nicht nur lokal durch die Oberflächenprozesse beeinflusst worden und somit Wasser mit gleicher physikalischer und chemischer Signatur transportiert worden.

Wenn also die Schichtung des Wassers in diesem Zeitraum in erster Linie durch die Oberflächenprozesse bestimmt war, kann auch der Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und dem Meer eindimensional berechnet werden.

## Vorbetrachtung Zeitraum B:

In der überwiegenden Zeit des Jahres ist es auf Grund der Dynamik der Ein- und Ausstromprozesse nicht möglich, im Bereich der Darßer Schwelle über einen längeren Zeitraum eindimensional zu rechnen. Als Beispiel soll der Zeitraum B vom 24. Oktober bis zum 2. Dezember 1999 dienen. In diesem Zeitraum sind mit dem Deckschichtmodell Rechnungen für zwei Perioden durchgeführt worden: B1 ist am 24. Oktober initialisiert und über den ganzen Zeitraum gerechnet worden, B2 ist am 9. November mit anderen Anfangsbedingungen neu gestartet worden. Die beiden Startprofile für die entsprechenden Messgrößen sind in Abbildung 4.4 (Seite 50) mit B1 und B2 bezeichnet und die Oberflächenrandbedingungen sind in der Abbildung 4.8 (A) und (B) dargestellt.

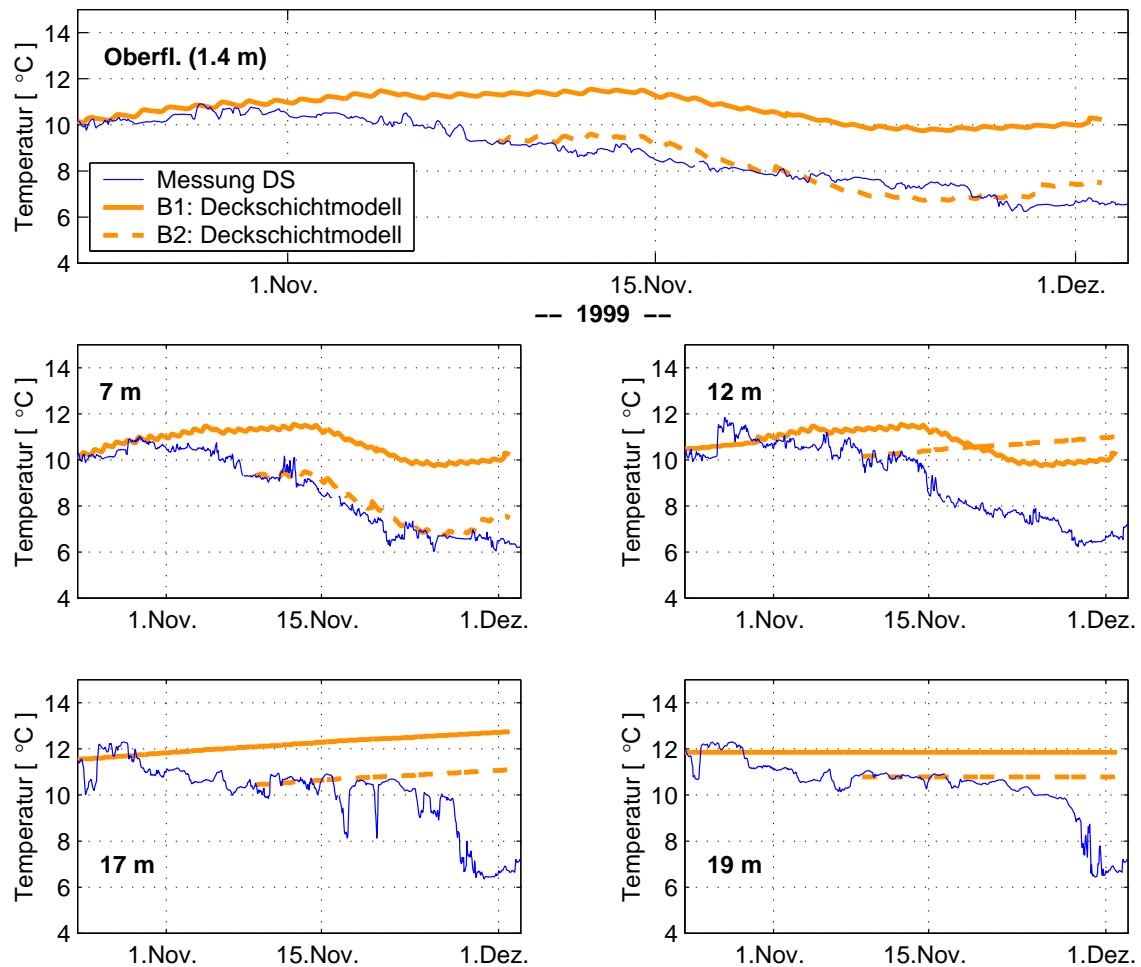
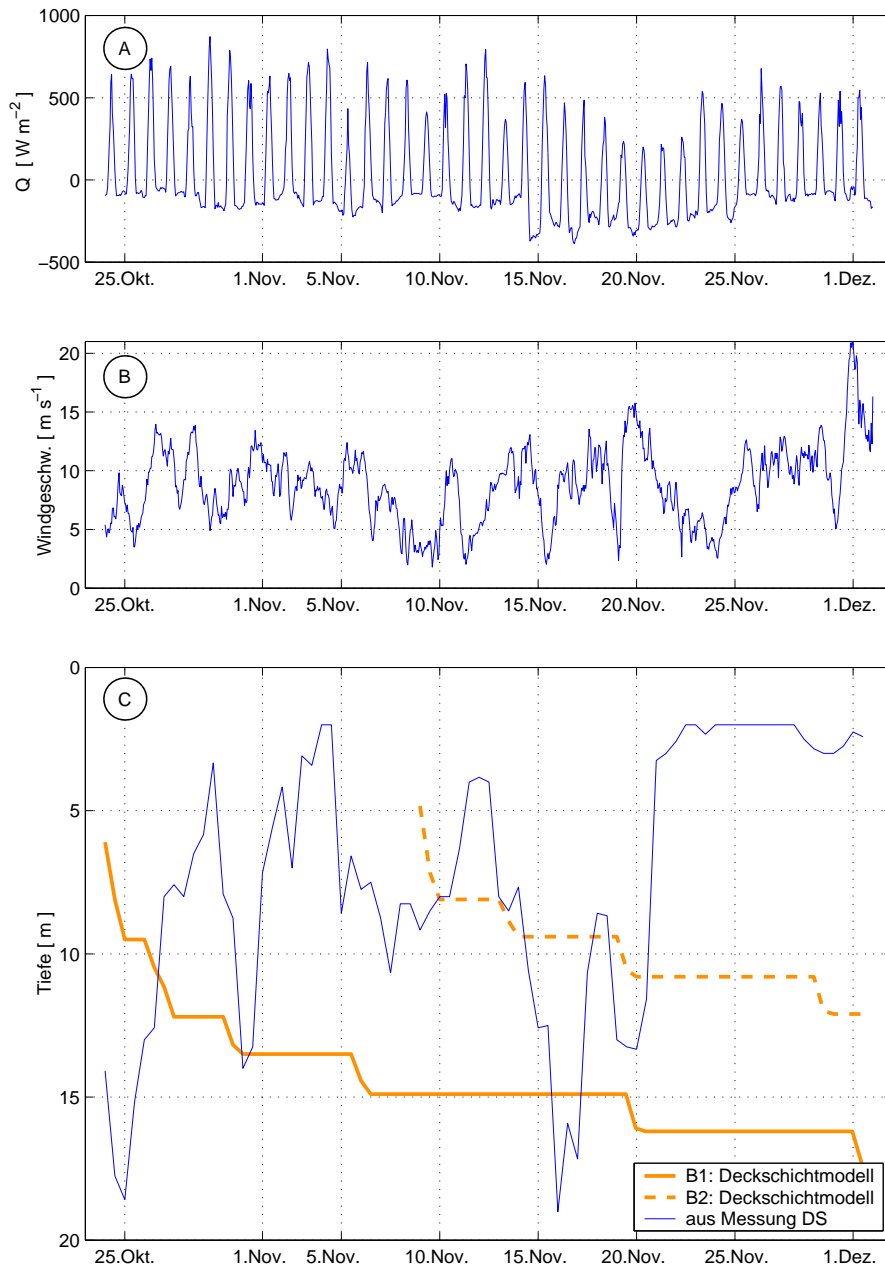


Abbildung 4.7: Temperaturvergleich im Zeitraum B, Messungen und Modelldaten an der Oberfläche (1.4 m), in 7 m, 12 m, 17 m und 19 m; B1 Start 24. Oktober 1999 und B2 Start 9. November 1999

Während der Abkühlungsphase stimmen die Oberflächentemperaturen zwischen den Modellberechnungen B1 und den Messungen eine Woche lang überein (Abbildung 4.7). Danach wurde kaltes Oberflächenwasser aus östlicher Richtung advektiv über die Schwelle transportiert. Es handelt sich dabei nicht um einen konvektiven Prozess, da das Wasser im Bodenbereich wärmer war und somit nicht zur Abkühlung beitragen konnte. Da die Advektion in dem eindimensionalen Modell nicht enthalten ist, liegt die Oberflächentemperatur im Modell zum Teil mehr als  $2\text{ K}$  oberhalb der Messungen. Der Neustart (B2) hat in der Oberfläche und in  $7\text{ m}$  Tiefe zu einer Verbesserung der Temperaturentwicklung geführt. Die aus den Messungen bestimmten Deckschichttiefen sind nach der gleichen Methode wie im Zeitraum A bestimmt worden. Das verwendete Dichtekriterium beträgt  $0.4\text{ kg m}^{-3}$  und ist deutlich robuster als im Zeitraum A. Eine Veränderung des Kriteriums bis zu  $1\text{ kg m}^{-3}$  hat zu keiner Veränderung in der Deckschichttiefe geführt. Die Ursache ist die überwiegende Zweiteilung der Schichtung mit einem Salzgehalt bis zu 21 in der Tiefe von  $19\text{ m}$ .



-- 1999 --

Abbildung 4.8: (A) Gesamtwärmefluss  $Q$ , (B) Windgeschwindigkeit  $U$ , (C) Deckschichttiefen Zeitraum B; hellgrau: eindimensionales Kraus-Turner Deckschichtmodell mit den Antriebsdaten (A) und (B), B1 Start 24. Oktober, B2 Start 9. November; schwarz: aus Messungen an der Darßer Schwellen Dichtekriterium  $0.4 \text{ kg m}^{-3}$

Während dieses Zeitraums gab es starke Ein- und Ausstromereignisse. Die Deckschichttiefe im Modell vergrößerte sich auf Grund des hohen negativen Wärmeflusses (Abkühlung des Wassers) an der Oberfläche. Im Unterschied zu den Messungen kommt es nicht zu einer Verflachung der Deckschicht, wie es bei den Messungen mehrfach der Fall ist, z. B. 4. und 12. November 1999.

## Ergebnis

Während dieser Periode vom 24. Oktober bis zum 2. Dezember 1999 ist es nicht möglich an der Darßer Schwelle eindimensional zu rechnen, da durch die Advektion Wasser mit anderen physikalischen und chemischen Eigenschaften über die Schwelle transportiert wurde. Die Sauerstoffdaten werden aus diesem Grund nicht zur weiteren Auswertung verwendet.

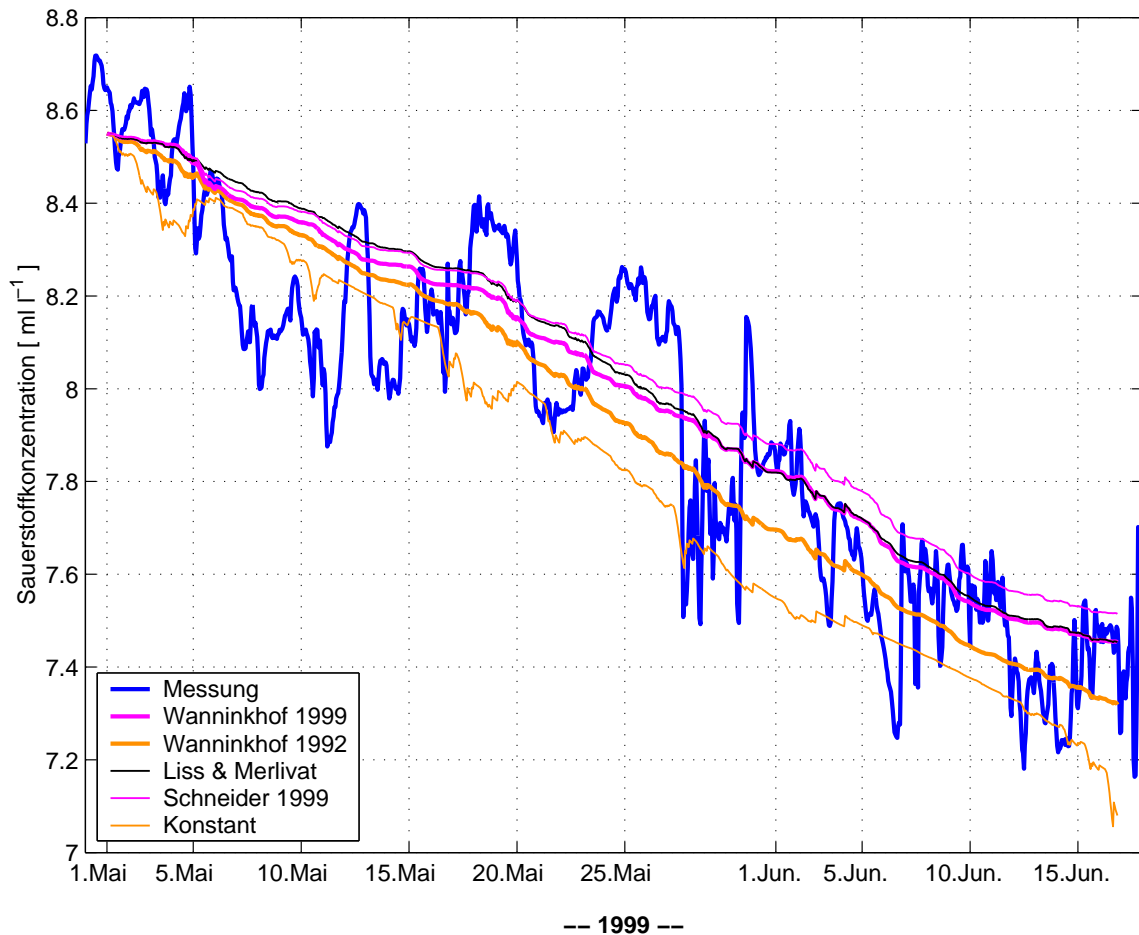
Im Verlauf des Jahres gibt es wenige Perioden, in denen an der Darßer Schwelle eindimensional gerechnet werden kann. Eine solche Periode ist der Zeitraum A (1. Mai bis 17. Juni 1999), der im Folgenden bezüglich des Gasaustausches zwischen der Atmosphäre und dem Ozean ausführlich erläutert werden soll.

## 4.4 Modellberechnungen zum Gasaustausch

Mit Hilfe des Kraus-Turner Deckschichtmodells, das den Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und der 1. Modellschicht (Oberflächenschicht) berechnet, werden nun die Gasflüsse in Abhängigkeit von den verschiedenen Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit (Gleichung 4.10, Seite 40) ermittelt. Die dafür notwendige Gleichgewichtskonzentration des Sauerstoffs wird aus der modellierten Temperatur und dem Salzgehalt der Oberflächenschicht nach Gleichung (4.16) (Seite 43) bestimmt. In jedem Zeitschritt wird die Sauerstoffkonzentration der Oberflächenschicht vertikal bis zur jeweiligen Deckschichttiefe vermischt.

In Abbildung 4.9 sind die Ergebnisse der Modellrechnungen mit den entsprechenden Parametrisierungen der Gasflüsse und die gemessenen Sauerstoffkonzentrationen dargestellt. Von Anfang Mai bis Mitte Juni 1999 nimmt die gemessene Sauerstoffkonzentration an der Darßer Schwelle (dicke schwarze Linie) von 8.5 auf  $7.5 \text{ ml l}^{-1}$  ab. Dieses läßt darauf schließen, dass in dieser Zeit der Gasfluss fast ausschließlich vom Wasser in die Atmosphäre gerichtet ist. Die Ursache hierfür ist die Erwärmung des Wassers und die damit verbundene Reduzierung der Löslichkeit.

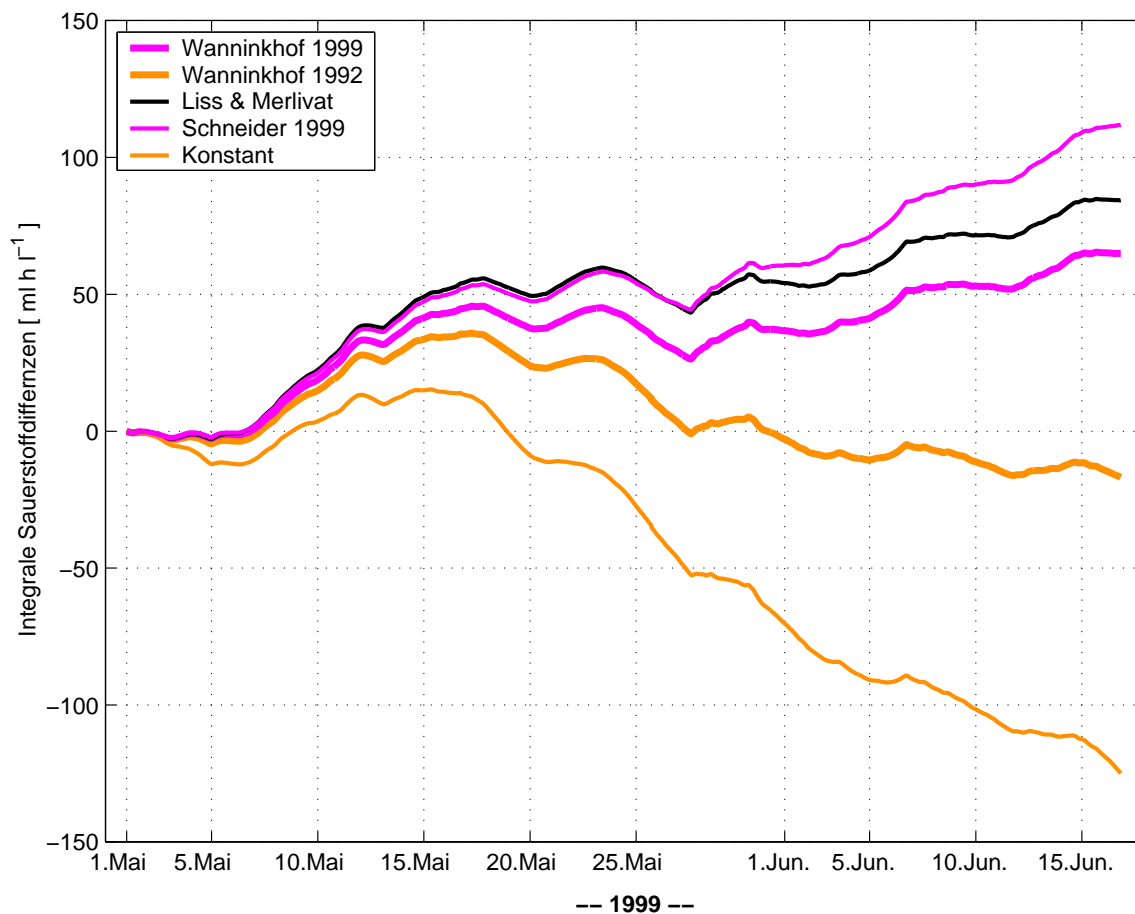
Mit allen verwendeten Parametrisierungen wird eine Abnahme der Sauerstoffkonzentration erreicht. Die stärkste Abnahme ergibt sich bei Verwendung eines von der Windgeschwin-



**Abbildung 4.9:** *Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen aus Messungen und Deckschichtmodellrechnungen mit den angegebenen Gasaustauschparametrisierungen an der Meeresoberfläche (Darßer Schwelle)*

digkeit unabhängigen konstanten Gasflusses (dünne, hellgraue Linie, Abbildung 4.9). Die Parametrisierung nach SCHNEIDER ET AL. (1999) führt zu der geringsten Abnahme und somit zu dem geringsten Gasfluss. Insgesamt sind die Unterschiede zwischen den Sauerstoffkonzentrationen, die nach den Parametrisierungen von LISS UND MERLIVAT (1986), WANNINKHOF UND MCGILLIS (1999) und SCHNEIDER ET AL. (1999) berechnet wurden, gering. Im Gegensatz dazu führt die Parametrisierung nach WANNINKHOF (1992) zu niedrigeren Sauerstoffkonzentrationen, die aber immer noch höher sind als die mit Hilfe des konstanten Gasflusses berechneten Konzentrationen.

Um die Unterschiede zwischen den Parametrisierungen deutlich aufzuzeigen, sind die Differenzen zwischen den Messungen und den verschiedenen Modellrechnungen in Abbildung 4.10 kumulativ dargestellt. Von Anfang Mai bis Ende Mai sind so gut wie keine Unterschiede zwischen den Ansätzen von LISS (1983) und SCHNEIDER ET AL. (1999) zu erkennen. Bei der Verwendung der Parametrisierung von WANNINKHOF (1992) sind im ge-

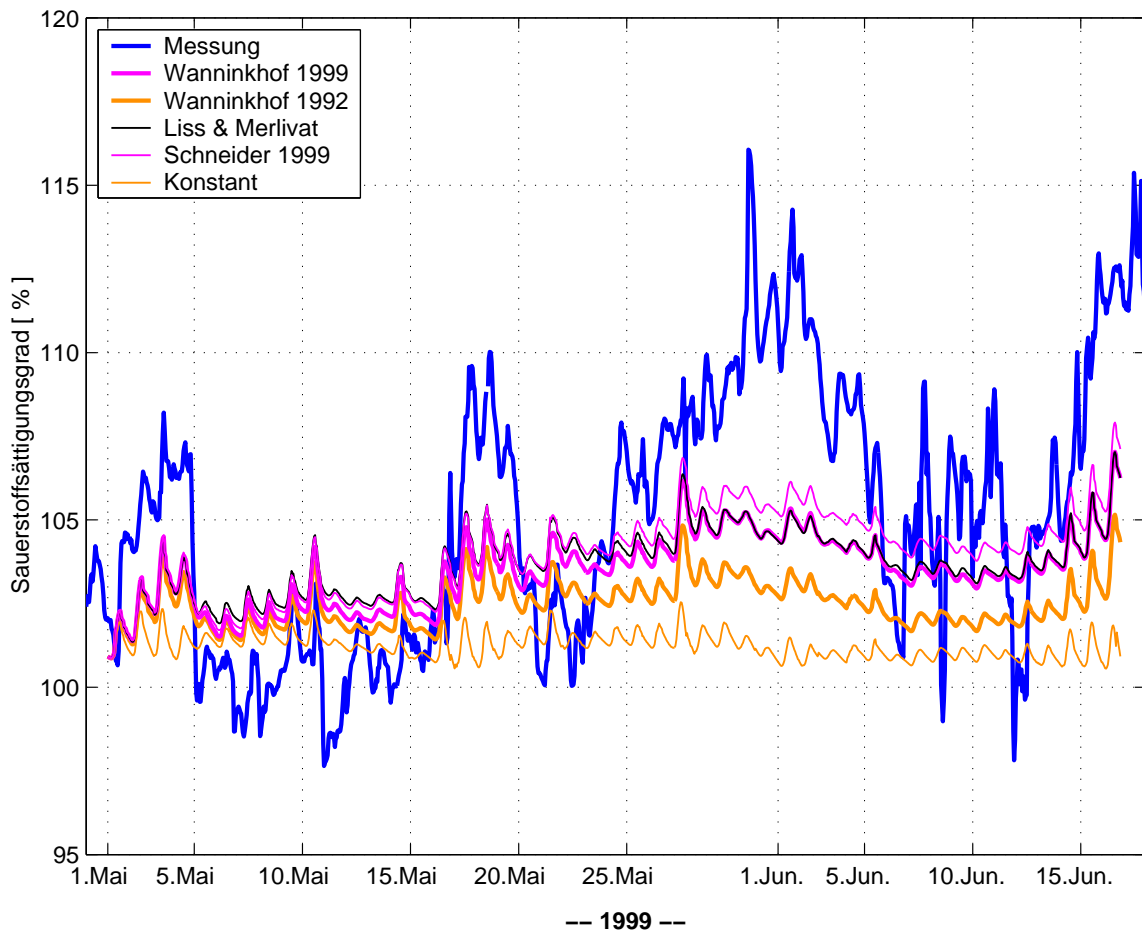


**Abbildung 4.10:** *Differenzen zwischen den Sauerstoffkonzentrationen aus den Messungen und den Deckschichtmodellrechnungen der jeweiligen Parametrisierung als kumulative Darstellung*

samten betrachteten Zeitraum die Differenzen zwischen den gemessenen und modellierten Sauerstoffkonzentrationen am geringsten. Diese Berechnungen haben bis zum 16. Mai zu hohe Konzentrationen zur Folge, die durch zu niedrige Konzentrationen im Folgezeitraum kompensiert werden.

Bei einem konstanten Gasfluss wird von Anfang Mai bis zum 17. Juni der Gasaustausch unterschätzt, hingegen bei Verwendung der Parametrisierungen nach LISS UND MERLIVAT (1986), WANNINKHOF UND MCGILLIS (1999) und SCHNEIDER ET AL. (1999) überschätzt.

Die Richtung des Gasflusses wird durch die Betrachtung des Sättigungsgrades deutlich. Aus den jeweiligen modellierten und gemessenen Sauerstoffkonzentrationen der Meeresoberfläche ist der Sättigungsgrad (Kapitel 4.1, Seite 40) berechnet worden und in Abbildung 4.11 dargestellt. Durch den Bezug auf die Gleichgewichtskonzentration wird deutlich, dass das Wasser nahezu permanent übersättigt und somit der Gasfluss vom Wasser in die Atmosphäre gerichtet ist. Alle Parametrisierungen führen zu einer Übersättigung des Wassers, so



**Abbildung 4.11:** *Vergleich des Sauerstoffsättigungsgrades aus Messungen und Deckschichtmodellrechnungen der jeweiligen Gasaustauschparametrisierung, bezogen auf die Gleichgewichtskonzentration*

wie es auch die Messergebnisse zeigen. Die Modellrechnungen lassen darüber hinaus auch einen Tagesgang im Sauerstoff-Sättigungsgrad erkennen, welcher durch die Schwankung der Oberflächentemperatur des Wassers entsteht.

Die unterschiedlichen Transfargeschwindigkeiten wirken sich direkt auf den Sauerstoff-Sättigungsgrad aus. Je größer die Transfargeschwindigkeit, desto schneller ist die Konzentration der Oberflächenschicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre. Dieses wird bei den Berechnungen mit dem konstanten Fluss deutlich. Die Transfargeschwindigkeit ist bei niedrigen Windgeschwindigkeiten höher als bei den anderen Parametrisierungen, was dazu führt, dass die Sauerstoffkonzentrationen dicht an der Sättigung von 100 % liegen.



## 4.5 Transfergeschwindigkeiten aus Messungen

Zur Bestimmung der Transfergeschwindigkeit aus den Sauerstoffmessungen an der Meeresoberfläche lässt sich nach der Gleichung (4.2) (Seite 38) und der Gleichung (4.10) (Seite 40) folgende Flussgleichung aufstellen:

$$\overline{F} = \frac{\partial C_w}{\partial t} \overline{h} = \overline{k} (\overline{\beta C_l} - \overline{C_w}) \quad (4.34)$$

Der Fluss  $\overline{F}$ , die Deckschichttiefe  $\overline{h}$ , die Transfergeschwindigkeit  $\overline{k}$ , die Löslichkeit und die Luftkonzentration  $\overline{\beta C_l}$  sind gemittelte Größen.  $\overline{\beta C_l}$  wird durch die Gleichgewichtskonzentration  $\overline{C_{sat}}$  ersetzt. Somit gilt für die Transfergeschwindigkeit  $\overline{k}$  folgende Gleichung direkt in der Meeresoberfläche:

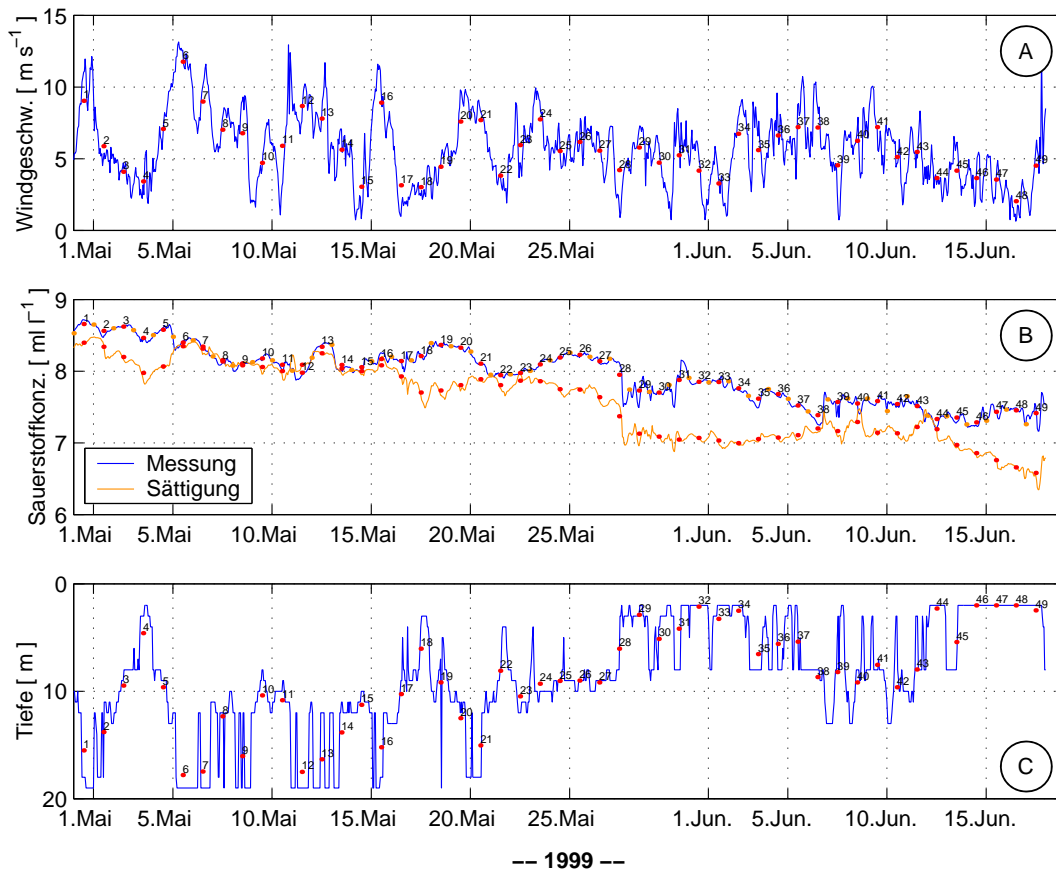
$$\overline{k} = \frac{\partial C_w}{\partial t} \frac{\overline{h}}{\overline{C_{sat}} - \overline{C_w}} \quad (4.35)$$

Die Voraussetzungen für diese Betrachtung sind, dass

1. die Advektion vernachlässigt werden kann; was bereits in der Vorbetrachtung gezeigt wurde (Kapitel 4.3),
2. kein Gasfluss an der Unterseite der Deckschicht stattfindet; die Perioden, in denen das der Fall ist, werden bei der Auswertung nicht berücksichtigt,
3. die Deckschichttiefe über den Mittelungszeitraum konstant bleibt.

Als Mittelungszeitraum sind für die folgende Betrachtung 24 Stunden gewählt worden, da die Deckschichttiefe innerhalb eines solchen Zeitraums konstant ist und die an der Oberfläche ausgetauschte Gasmenge sich über die Deckschicht gleichmäßig verteilt.

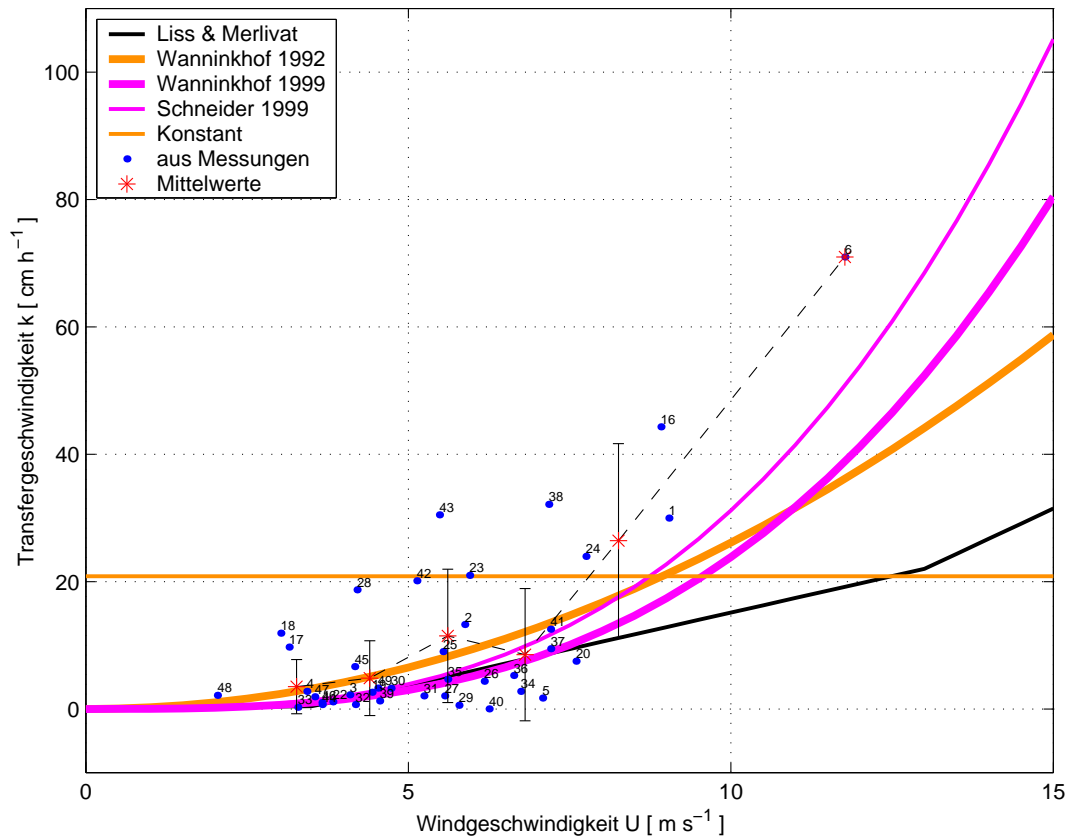
Die Größen, die die Transfergeschwindigkeit beeinflussen, sind in der Abbildung 4.12 als Stundenmittelwerte (schwarze und hellgraue Linien) und als 24 Stundenmittelwerte (schwarze Punkte) dargestellt. Für den Zeitraum von Anfang Mai bis Mitte Juni ergeben sich somit 49 Werte, die in Abbildung 4.12 und 4.13 numeriert sind. Die Werte (Nummer: 7 bis 15 und 21) erfüllen die oben genannten Voraussetzungen für diese Berechnung nicht und werden deshalb bei der weiteren Auswertung nicht mit berücksichtigt. Für jeden dieser 24 Stundenmittelwerte ist mit Hilfe der Gleichung 4.35 eine Transfergeschwindigkeit berechnet worden. Diese Transfergeschwindigkeiten sind in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit als schwarze Punkte in Abbildung 4.13 dargestellt. Diese Werte wurden darüber hinaus in sechs verschiedene Bereiche zusammengefasst. Dafür wurde die Windgeschwindigkeiten zwischen 0 und  $15 \text{ m s}^{-1}$  in folgende Bereiche aufgeteilt:  $b_{u1} = 0 < U < 4 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b_{u2} = 4 \leq U < 4.8 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b_{u3} = 4.8 \leq U < 6 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b_{u4} = 6 \leq U < 7.5 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b_{u5} = 7.5 \leq U < 10 \text{ m s}^{-1}$ ,  $b_{u6} = 10 \leq U < 15 \text{ m s}^{-1}$ . So konnte gewährleistet werden, dass jeder Bereich etwa viel Werte für die Transfergeschwindigkeit umfasste. Die Transfergeschwindigkeiten sind in dem jeweiligen Windbereich ( $b_{u1}$  bis  $b_{u6}$ ) wiederum gemittelt, deren Standardabweichung berechnet und als schwarze Sterne mit



**Abbildung 4.12:** *Daten zur Berechnung der Transfargeschwindigkeit  $k$ ; die schwarzen Punkte sind ein 24 Stundenmittel der jeweiligen Größe; (A) Windgeschwindigkeit, (B) Oberflächensauerstoffkonzentration und -sättigung, (C) Deckschichttiefen aus den Messungen, Darßer Schwell*

den entsprechenden Fehlerbalken in Abbildung 4.13 eingezeichnet worden. Zusätzlich sind in der Abbildung die schon beschriebenen unterschiedlichen Ansätze zur Parametrisierung des Gasaustausches eingezeichnet.

Eine deutliche Abhängigkeit der gemessenen Transfargeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit ist vorhanden. Je größer die Windgeschwindigkeit, desto größer ist auch die Transfargeschwindigkeit, wie es auch bei den bisher diskutierten Parametrisierungen der Fall ist. Die meisten Transfargeschwindigkeiten wurden anhand von Messungen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten bestimmt ( $4$  bis  $8 \text{ m s}^{-1}$ ). In diesem Windgeschwindigkeitsbereich weisen die verschiedenen verwendeten Parametrisierungen der Transfargeschwindigkeiten kaum Unterschiede auf.



**Abbildung 4.13:** Transfargeschwindigkeit  $k$  aus den Sauerstoffmessungen an der Darßer Schwelle, 1. Mai bis 17. Juni 1999 aus den 24 Stundenmittel und Mittelwerte in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit

## 4.6 Diskussion

Die Vorbetrachtung (Kapitel 4.3) hat gezeigt, dass in der Zeit vom 1. Mai bis zum 17. Juni 1999 im Bereich der Darßer Schwelle das eindimensionale Kraus-Turner Deckschichtmodell anwendbar ist. In dieser Zeit war die Dynamik der Deckschicht maßgeblich durch die Flüsse an der Oberfläche bestimmt.

Die Sauerstoffkonzentration im Wasser wird durch drei Prozesse beeinflusst:

1. Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean, 2. biologische Prozesse und 3. Advektion von anderen Wassermassen.

Advektion hatte in dem betrachteten Zeitraum vom 1. Mai bis zum 17. Juni 1999 für die Änderung der Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche praktisch keine Bedeutung. Dies wird aus den Ergebnissen der Vorbetrachtung zur Anwendbarkeit des Modells im Bereich

der Darßer Schwelle deutlich (Kapitel 4.3). Das bedeutet also, dass die Sauerstoffkonzentration nur durch biologische Prozesse und den Gasaustausch an der Oberfläche bestimmt war.

Die Abnahme der gemessenen Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche, die aus der sommerlichen Erwärmung des Wassers folgt, kann mit Hilfe aller parametrisierten Gasflüsse simuliert werden. Die Parametrisierungen, die von der Windgeschwindigkeit abhängen, führen zu einer besseren Übereinstimmung zwischen modellierten und gemessenen Sauerstoffkonzentrationen als diejenigen mit einer konstanten Transfargeschwindigkeit. Insgesamt liefern diese verschiedenen windabhängigen Parametrisierungen in dem betrachteten Zeitraum sehr ähnliche Ergebnisse. Die Ursache hierfür wird bei der Betrachtung der Windgeschwindigkeit deutlich. In dem Zeitraum lag die mittlere Windgeschwindigkeit bei  $5.7 \pm 2.5 \text{ m s}^{-1}$ , dies entspricht einer Windstärke von *4 bft*. Bei diesen mittleren Windgeschwindigkeiten unterscheiden sich die Transfargeschwindigkeiten der einzelnen Parametrisierungen kaum, wodurch bei der Berechnung des Gasflusses ebenfalls kaum Unterschiede entstehen. Anhand der kumulativen Darstellung der Differenzen in der Sauerstoffkonzentration zwischen den Messungen und Modellrechnungen wird deutlich, dass die geringsten Unterschiede bei den Modellrechnungen mit der Parametrisierung nach WANNINKHOF (1992) auftreten.

Die Transfargeschwindigkeiten, die direkt aus den Messungen nach Gleichung 4.35 berechnet worden sind, streuen bei niedrigen Windgeschwindigkeiten (kleiner  $7.5 \text{ m s}^{-1}$ ) über einen breiten Bereich, welcher alle parametrisierten Transfargeschwindigkeiten einschließt. Die über einen bestimmten Windbereich gemittelten Transfargeschwindigkeiten (schwarze Sterne, Abbildung 4.13) stimmen am besten mit der Parametrisierung nach WANNINKHOF (1992) überein, wie auch der Vergleich zwischen der entsprechenden Modellrechnung und den Messungen zeigte. Die gemittelten Transfargeschwindigkeiten sind jedoch meistens höher als die windabhängig parametrisierten, was darauf hindeutet, dass sie in diesem Windbereich unterschätzt werden. Dies trifft besonders für höhere Windgeschwindigkeiten (größer  $7.5 \text{ m s}^{-1}$ ) zu. Die diskutierten Parametrisierungen berücksichtigen also nicht alle Prozesse, die den Gasaustausch beeinflussen, wie z. B. aktive Turbulenz durch brechende Wellen und dem damit verbundenen Eintrag von Gasblasen sowie der Gaseintrag, der durch Regen bzw. Gischt verursacht wird (THORPE, 1995). Die aus den Messungen ermittelten höheren Transfargeschwindigkeiten bei Windgeschwindigkeiten oberhalb von  $7.5 \text{ m s}^{-1}$ , deuten daraufhin, dass der Eintrag von Gasblasen für den Gasaustausch von Bedeutung sein kann. Von FARMER ET AL. (1993) sind bei einer Windgeschwindigkeit von  $8 \text{ m s}^{-1}$  mit Hilfe eines Sonars Gasblasen bis zu einer Tiefe von  $5 \text{ m}$  beobachtet worden. Ein weiterer Aspekt ist, dass an der Darßer Schwelle auf Grund ihrer kanalartigen Form und der somit unterschiedlichen Windeinwirklänge (engl. fetch) windrichtungsabhängige Unterschiede zwischen den Transfargeschwindigkeiten auftreten können. Ein solcher Zusammenhang konnte allerdings anhand der berechneten Transfargeschwindigkeiten nicht gefunden werden. Ein Grund hierfür kann die geringe Anzahl von gemessenen Transfargeschwindigkeiten in dem relativ kurzen Zeitraum sein. Außerdem dürfte der Eintrag von Gasblasen bei

hohen Windgeschwindigkeiten an Bedeutung gewinnen (z. B. WOOLF UND THORPE (1991), WOOLF (1993), ASHER ET AL. (1996)). In dem Zeitraum von Anfang Mai bis zum 17. Juni gab es keine Stürme und nur wenige Tage mit hohen Windgeschwindigkeiten.

Allein mit Hilfe des Kraus-Turner Deckschichtmodells und der Parametrisierung nach SCHNEIDER ET AL. (1999) konnte im Berechnungszeitraum Übersättigung bis zu 107 % ermittelt werden. Dies bedeutet, dass weder advective noch biologische Prozesse dafür verantwortlich sind, sondern dass diese Übersättigung nur durch die Erwärmung des Wassers (Verringerung der Löslichkeit) und den Gasfluss an der Oberfläche zu Stande kommt.

Einige Prozesse, die die Sauerstoffkonzentration ebenfalls beeinflussen, können durch das Modell nicht beschrieben werden. So kam das starke Absinken der gemessenen Sauerstoffkonzentration und -sättigung an der Oberfläche (dicke schwarze Linie, Abbildung 4.9 und 4.11) am 4. Mai dadurch zu Stande, dass sich die Deckschicht durch das Einsetzen des Windes und die geringen Wärmeflüsse fast bis zum Boden vertiefte. Dabei vermischte sich das sauerstoffreiche Oberflächenwasser ( $8.5 \text{ ml l}^{-1}$ , Sättigungsgrad 108 %) mit dem sauerstoffärmeren Wasser im Bodenbereich ( $6.2 \text{ ml l}^{-1}$ , Sättigungsgrad 75 %). Im Wasser des Bodenbereiches war es vorher durch Remineralisierungsprozesse zu einer Sauerstoffzehrung gekommen. Nach der Vermischung hatte daher das Wasser in der gesamten Wassersäule einen Sättigungsgrad von 100 %. Anschließend stieg der Sättigungsgrad des Oberflächenwassers innerhalb von 3 Tagen auf Grund der Erwärmung und einer neuerlichen Verflachung der Deckschicht auf 104 % an. Am 12. Mai wurde die Deckschicht erneut vertieft und die Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche sank wiederum durch die Vermischung mit sauerstoffarmen Wasser im Bodenbereich. Da in dem Deckschichtmodell jedoch biologische Prozesse nicht berücksichtigt sind, wird die Sauerstoffzehrung im Bodenbereich nicht erfasst. Bei einer Vertiefung der Deckschicht kommt es daher im Modell zu keiner Abnahme der Sauerstoffkonzentration in der Oberflächenschicht. Somit überschätzen alle modellierten Sauerstoffkonzentrationen nach solchen Ereignissen die Messungen.

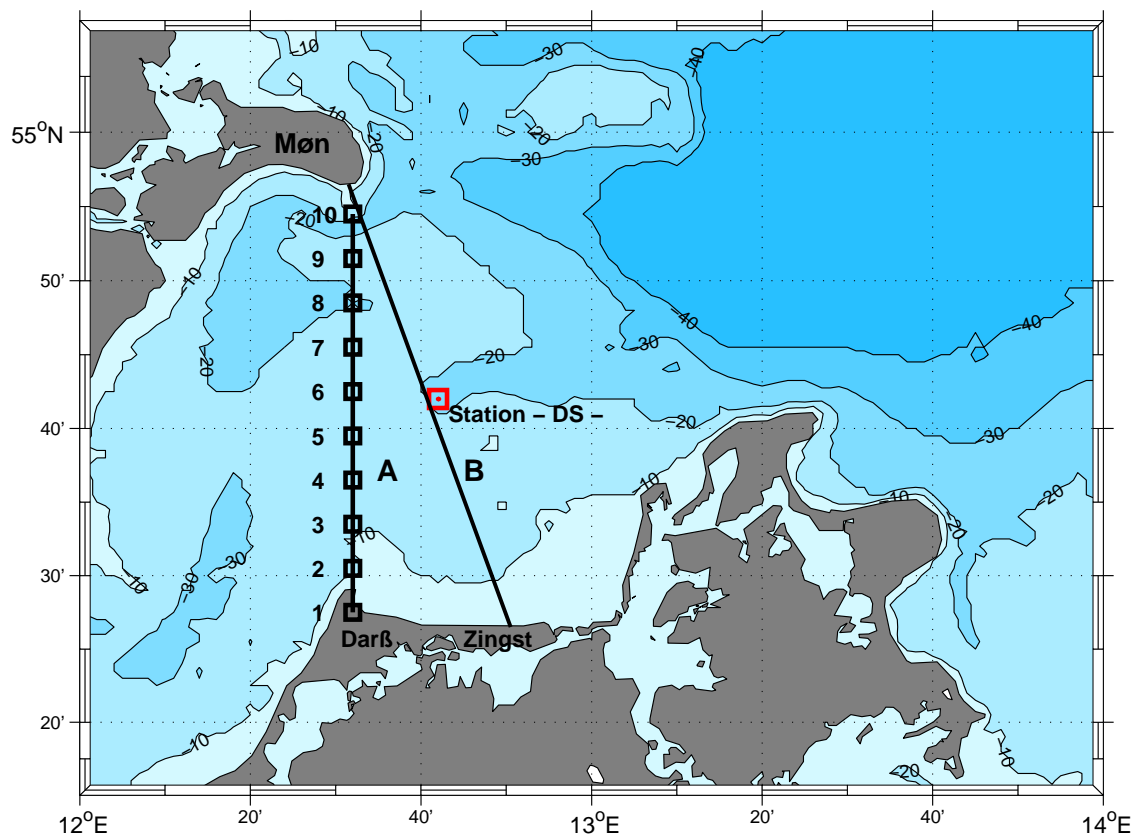
Um den 8. Mai und vom 25. Mai bis 5. Juni war das Oberflächenwasser stark übersättigt. Die größte Übersättigung mit 116 % trat am 30. Mai auf. Diese starken Übersättigungen lassen sich nicht nur durch die Erwärmung des Wassers erklären, da die Modellrechnungen, die alle physikalischen Prozesse beinhalten, eine maximale Übersättigung von 107 % ergeben. Deshalb muss in diesen Zeiträumen ein weiterer, in dem Modell nicht berücksichtigter Prozess, die starke Übersättigung verursacht haben. Am 17. Mai wurden im Rahmen des biologischen Monitorings der Ostsee Chlorophyll *a* Konzentrationen von  $2.5 \text{ mg m}^{-3}$  an der Oberfläche bestimmt (persönliche Mitteilung H. Siegel). Ähnliche Chlorophyll *a* Konzentrationen wurden während der Übersättigungszeiträume ebenfalls anhand von Satellitendaten von T. Ohde und H. Siegel beobachtet. Die Chlorophyll *a* Konzentrationen entsprechen zwar keiner hohen Phytoplanktonbiomasse, dennoch könnte die Produktion

von Sauerstoff durch Fotosynthese zu der Übersättigung geführt haben. Aus den Daten der Mess-Station ist ersichtlich, dass diese Tage sowohl windschwach als auch sonnig waren und daher ausreichend Licht für die Fotosynthese zur Verfügung stand.

Alle diskutierten Parametrisierungen geben den Prozess des physikalischen Gasaustausches quantitativ richtig wieder. Die Berücksichtigung einer Abhängigkeit des Gasaustausches von der Windgeschwindigkeit führt im Bereich der Darßer Schwelle in dem betrachteten Zeitraum zu einer Verbesserung der Modellrechnungen.

## 5 Der horizontale Sauerstoffaustausch

In diesem Kapitel wird beschrieben, wie der Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle im Winter 1999/2000 abgeschätzt wird. Hierbei wird sowohl der Sauerstoff betrachtet, der mit dem salzreichen, bodennahen Nordseewasser in die Ostsee strömt als auch der Sauerstoff, der die Ostsee in dem ausströmenden Oberflächenwasser in westliche Richtung verlässt.



**Abbildung 5.1:** *Topographie im Gebiet Darßer Schwelle* SEIFERT UND KAYSER (1995), Schnitt "A": Darß – Møn mit Gitterpunkten aus dem ERGOM; Schnitt "B": Extrapolation der ADCP Strömungsdaten entlang des Schnittes Zingst – Møn.

Zur Bestimmung des Sauerstofftransportes über die Darßer Schwelle stehen die zeitlich hoch aufgelösten Sauerstoffdaten ( $dt = 10 \text{ min}$ ) und die ADCP-Strömungsmessungen ( $dt = 60 \text{ min}$ ) von einer Position, der Mess-Station DS auf dem Schnitt "B" zwischen Zingst und Møn, zur Verfügung (Abbildung 5.1 bzw. Abbildung 1.1, Seite 7). Für die Zeit, in der die Sauerstoffmessungen durchgeführt wurden (1999/2000), existieren auf diesem Schnitt keine weiteren Strömungsdaten. Daher ist es notwendig, die Repräsentativität der Messdaten an der Station für den Transport auf dem gesamten Querschnitt abzuschätzen. Aus Forschungsprojekten zum Wasseraustausch und zur Dynamik an der Darßer Schwelle ist die komplexe räumliche Struktur und die hohe zeitliche Variabilität der Strömungspro-

zesse bekannt (z.B. WEDS<sup>I</sup>, WEKOS<sup>II</sup>, DYNOCs<sup>III</sup>). Die zeitlichen Skalen der Prozesse an der Darßer Schwelle liegen im Bereich von Stunden bis zu zwei Wochen. Die räumliche Heterogenität in der Topographie fördert horizontale und vertikale Vermischungsprozesse, die zu einer Wassermassentransformation führen (MATTHÄUS ET AL. (1982), MATTHÄUS ET AL. (1983), LASS ET AL. (1987), FENNEL UND STURM (1992), LASS UND MATTHÄUS (1996), SCHMIDT ET AL. (1998)). SIEGEL ET AL. (1994) beobachteten mit Hilfe von Satellitendaten Wirbelstrukturen, die eine horizontale Ausdehnung im Durchmesser von 10 bis 20 *km* haben. Das entspricht etwa dem zwei- bis dreifachen Wert des für die westliche Ostsee bestimmten internen Rossbyradius (FENNEL ET AL., 1991).

Auf Grund dieser Variabilitäten ist es notwendig, das im Folgenden verwendete Extrapolationsverfahren (Kapitel 5.1) nicht nur für eine Momentaufnahme, sondern für einen längeren Zeitraum auf die Anwendbarkeit in dem Seegebiet zu testen. Dieses ist mit Hilfe von Modelldaten aus dem Institut für Ostseeforschung möglich (Kapitel 5.1.1). Zur weiteren Absicherung des Extrapolationsverfahrens werden die berechneten Transporte mit den auf unabhängige Weise bestimmten Transporten aus den Pegeldaten der Station Landsort verglichen (Kapitel 5.1.2). Mit dem hier beschriebenen Verfahren ist erstmals möglich, den Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle quantitativ abzuschätzen (Kapitel 5.2).

## 5.1 Extrapolationsverfahren

Die Strömungsdaten sind mit einem ADCP in den Tiefen zwischen 3 und 19 *m* mit einer vertikalen Auflösung von einem Meter aufgenommen worden (Kapitel 2.4, Seite 15 ff.). Zur Abschätzung des gesamten Sauerstofftransportes über die Darßer Schwelle muß der Volumentransport über die gesamte Breite der Schwelle bestimmt werden. Daher ist es notwendig, die Strömungsdaten auf die Beckenbreite, in die Oberflächenschicht (Oberfläche bis 3 *m*) und in die Bodenschicht (19 *m* bis zum Meeresboden) zu extrapolieren. Dieses wurde z. B. auch in der Straße von Gibraltar von SEND UND BASCHEK (2001) und BASCHEK UND SEND (2001) durchgeführt.

### Extrapolation in der Oberflächenschicht

Die Querschnittsfläche der Oberflächenschicht (1. Schicht in Abbildung 5.2) beträgt 16 % der Gesamtfläche von 0.95 *km*<sup>2</sup> und hat somit einen großen Einfluss auf die Abschätzung des Gesamttransportes. Deshalb ist es notwendig, die fehlenden Strömungsdaten, die wegen des Nebenkeuleneffektes und der Oberflächenreflexion des ADCP-Schallstrahls nicht existieren, so gut wie möglich durch die Extrapolation abzuschätzen.

---

<sup>I</sup>WEDS : **W**asseraustausch-**E**xperiment **D**arßer **S**chwelle

<sup>II</sup>WEKOS : **W**echselwirkung zwischen **K**üste und **O**ffener **S**ee

<sup>III</sup>DYNOCs : **D**Ynamic **O**f **C**onected **S**eas



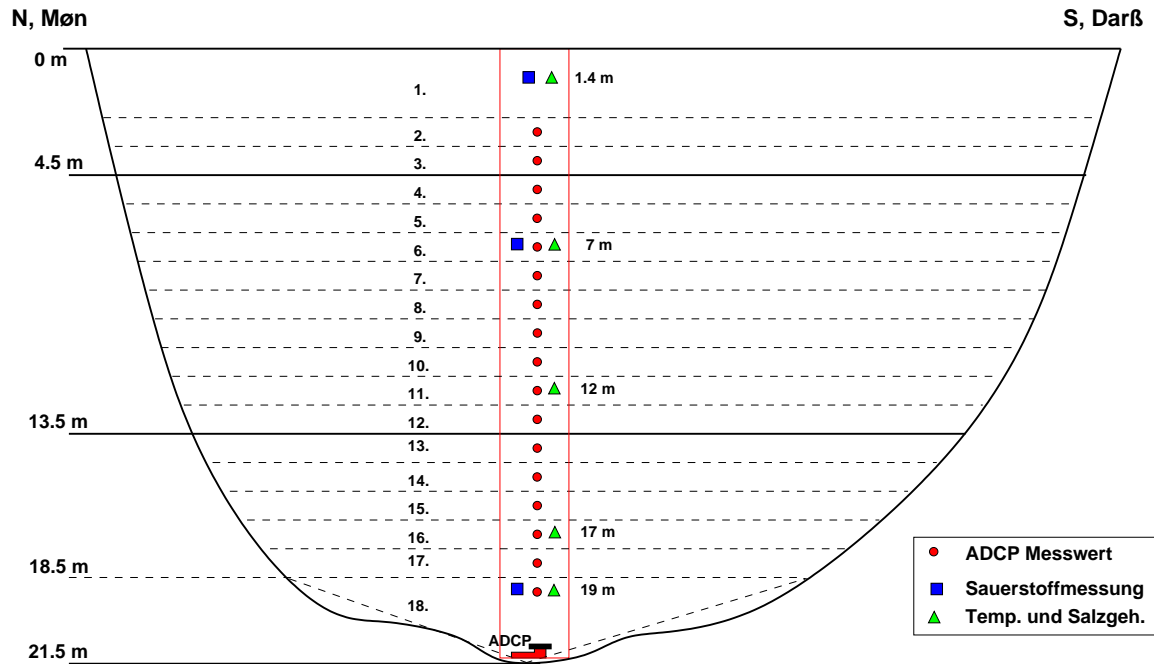


Abbildung 5.2: Skizze zur Extrapolation der ADCP-Strömungs- und der Sauerstoffdaten

Ein einfacher Ansatz besteht darin, den ersten Strömungsgeschwindigkeitswert (2. Schicht in 3 m) für die Oberflächenschicht (1. Schicht) zu übernehmen, d. h. von einem konstanten Profil der Strömungsgeschwindigkeit zwischen der Oberfläche und 3,5 m auszugehen. Eine weitere Möglichkeit ist ein linearer Extrapolationsansatz, bei dem die Strömungsdaten aus den Tiefen 5, 4 und 3 m linear bis zur Oberfläche extrapoliert werden.

Um diese Ansätze zu testen, können Abschätzungen der Oberflächendrift mit Hilfe der Windgeschwindigkeit herangezogen werden (TOMCZAK, 1964). Für die Ostsee ist die Oberflächendrift von Мюллер Г. (1981) bzw. MÜLLER (1982) anhand eines Driftkartenexperiments mit 3,3 % der Windgeschwindigkeit bestimmt worden. Ein Vergleich zwischen der auf diese Weise bestimmten Oberflächenströmung und den linear extrapolierten Strömungsgeschwindigkeiten zeigte, dass diese gut übereinstimmen. Durch den konstanten Ansatz hingegen wird der Transport in der Regel unterschätzt. Daher wird für die folgende Auswertung des Volumentransportes in der Oberflächenschicht die lineare Extrapolation verwendet.

### Extrapolation in der Bodenschicht

Die Strömungsgeschwindigkeiten in der Bodenschicht sind auf Grund der Reibung niedrig. (18. Schicht, Abbildung 5.2). Die Bodentopographie wird linear angenähert, so dass unterhalb von 18.5 *m* eine dreieckige Querschnittsfläche entsteht. Diese Fläche ist mit 2% bezogen auf die gesamte Querschnittsfläche klein und trägt nicht entscheidend zum Gesamttransport bei. Vereinfacht wird daher zwischen 18.5 und 21.5 *m* die Strömungsgeschwindigkeit von 19 *m* in dem ganzen Bereich konstant angesetzt.

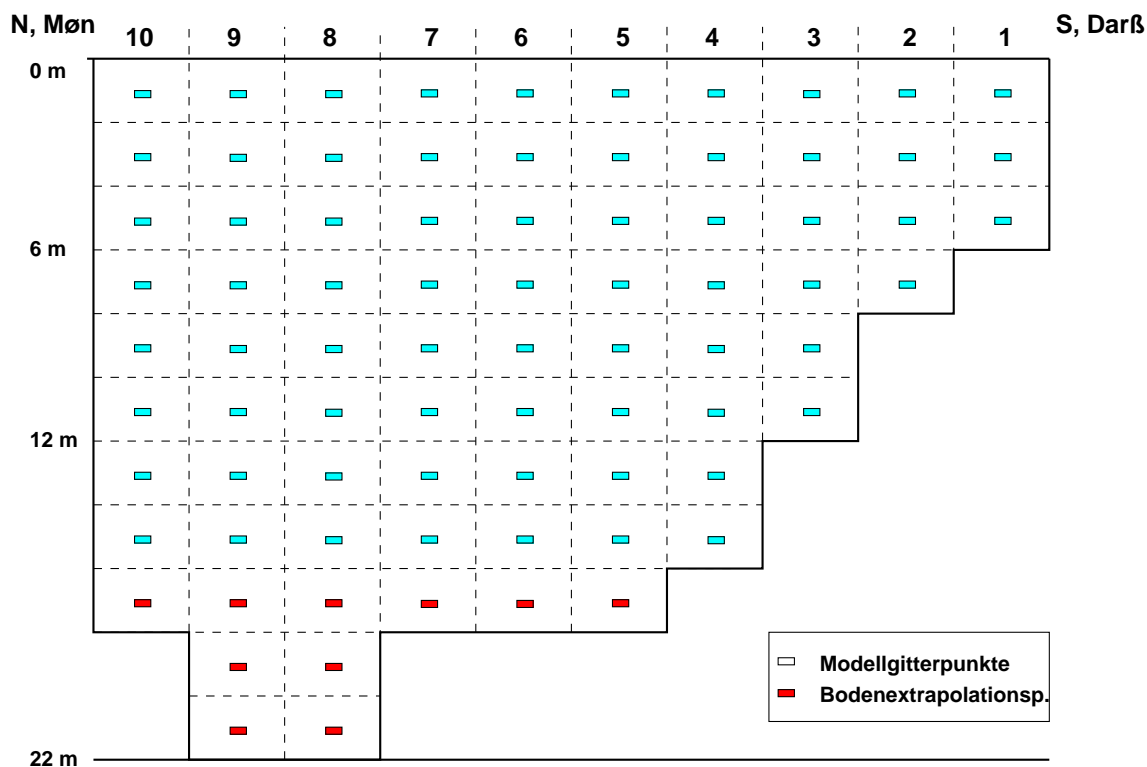
### Extrapolation auf die Beckenbreite

Horizontal werden die Strömungsdaten entlang des Schnittes "B" (Abbildung 5.1) auf die Beckenbreite extrapoliert. Aus der genau bestimmten Querschnittsfläche in der jeweiligen Schicht (Abbildung 5.2) und der entsprechenden Strömungsgeschwindigkeit (mit dunkelgrauen Kreisen gekennzeichnet) wird der Volumentransport in der Schicht berechnet. Für die Oberflächen- und Bodenschicht werden die bereits beschriebenen Extrapolationsannahmen verwendet. Dies bedeutet, dass trotz der räumlichen Variabilität (siehe Kapitel 5.1.1) die Strömung horizontal in der gesamten Schicht als konstant angenommen wird. Durch die gute vertikale Auflösung (17 Strömungswerte bei 21 *m* Wassertiefe) können jedoch vertikale Strömungsunterschiede berücksichtigt werden, wie z. B. ein zweigeteiltes Strömungsmuster - mit Ausstrom in den Oberflächenschichten und Einstrom am Boden - oder komplexere vertikale Strömungsgebilde.

#### 5.1.1 Extrapolationsabschätzung: ERGOM-Modell

Das Verfahren zur Extrapolation der gemessenen Strömungsdaten auf die Beckenbreite wird mit Modelldaten des ERGOMs (**ER**ste **Ge**neration des **O**stsee **M**odells) auf die Anwendbarkeit im Gebiet der Darßer Schwelle getestet. Mit Hilfe dieser Modelldaten kann der Fehler des Extrapolationsverfahrens abgeschätzt werden.

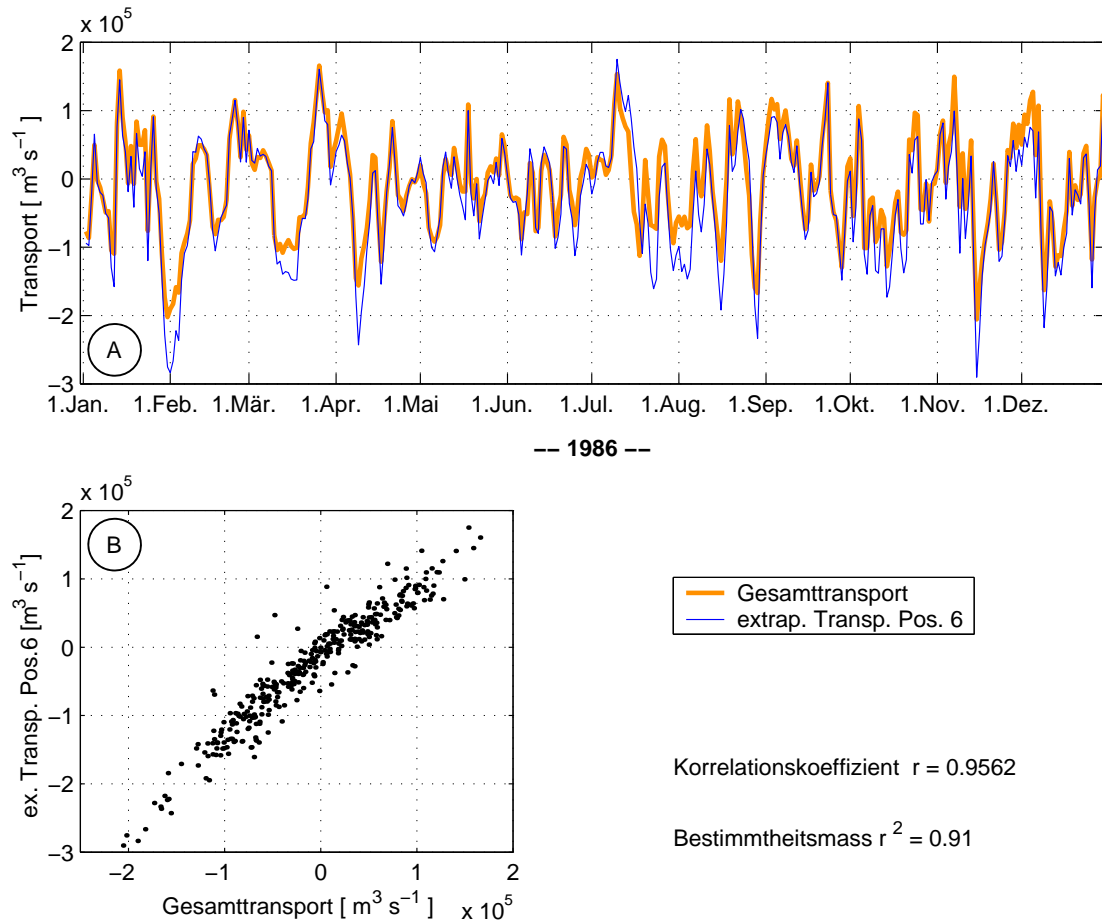
Für diese Betrachtungen wird das Modelljahr 1986 der von T. Neumann und C. Kremp durchgeführten Simulation über die Dekade der achtziger Jahre verwendet. Da die physikalischen Prozesse im Modell in allen Jahren gleich sind, wird angenommen, dass die Betrachtungen relativ unabhängig vom Modelljahr sind. NEUMANN ET AL. (2002) haben eine gute Übereinstimmung zwischen den Wasserständen an der Position des Pegels Landsort (Abbildung 1.1, Seite 7) im Modell und den gemessenen Pegelständen mit einer Korrelation von 0.83515 gefunden. Somit wird angenommen, dass auch der Transport über die Schwellen in dem Modell richtig wiedergegeben wird.



**Abbildung 5.3:** Skizze der Gitterpunkte des ERGOMs auf dem Schnitt "A",  $12^{\circ} 32' E$

Das ERGOM-Modell hat an der Darßer Schwelle entlang des Schnittes "A" (Abbildung 5.1) auf der Position  $12^{\circ} 32' O$  eine vertikale Auflösung von  $2 m$ . Dieses bedeutet, dass an der tiefsten Stelle ( $22 m$ ) 11 Schichten implementiert sind. In Abbildung 5.3 ist die Anordnung der Strömungsgitterpunkte und die Bodentopographie im Modell entlang des Schnittes "A" dargestellt. Auf der linken Seite der Abbildung liegt die Insel Møn und rechts die Halbinsel Darß, d. h. eine Strömung in östliche Richtung über die Schwelle (Einstrom in die Ostsee) ist in die Papierebene gerichtet. Die Strömungsdaten liegen als Tagesmittelwerte zur Auswertung vor. Kurzzeitige Schwankungen kleiner als ein Tag werden daher nicht betrachtet.

Horizontal gibt es im Modell an der Schwelle 10 Gitterpunkte mit einem Gitterabstand von  $3 sm$ , dies entspricht  $5.556 km$ . In den Modellrechnungen werden Monatsmittelwerte des Flusswassereintrages berücksichtigt. Da sich Niederschlag und Verdunstung annähernd balancieren, ist dieser Anteil der Wasserhaushaltsbilanz nicht in die Berechnung mit einbezogen. Weitere Details bezüglich des Modell-Laufs sind der Arbeit von NEUMANN ET AL. (2002) und bezüglich der Modellphysik den Arbeiten von NEUMANN (2000) und SCHMIDT ET AL. (1998) zu entnehmen.

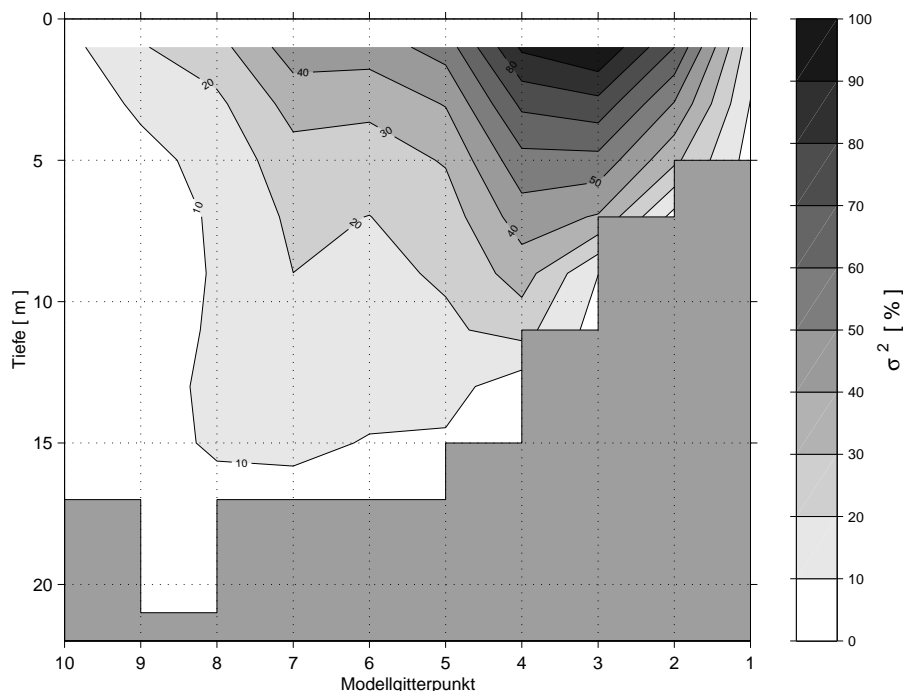


**Abbildung 5.4:** *Vergleich zwischen den Volumentransporten des ERGOMs auf dem Schnitt "A" und den extrapolierten Transporten an der Position 6 für das Modelljahr 1986; (A): als Zeitreihe, (B): als Korrelationsdarstellung.*

### Auswertung der Modelldaten

Der Gesamttransport wurde durch horizontale und vertikale Integration aller 79 Gitterboxtransporte berechnet und wird als Referenztransport verwendet. Der Gitterboxtransport ergibt sich aus der Fläche jeder einzelnen Gitterbox und dem entsprechenden Strömungswert auf dem Schnitt "A".

Die extrapolierten Transporte sind für Position 6 auf dem Schnitt "A" bestimmt worden. Dieser Modellgitterpunkt liegt bei  $54^{\circ} 42.5' N$  in Höhe der Mess-Station Darßer Schwelle (Abbildung 5.1, Seite 67). Die Strömungsdaten an der Position 6 werden, wie bei den gemessenen Strömungen, horizontal konstant auf die Beckenbreite und im Bodenbereich zwischen 16 und 22 m ebenfalls konstant extrapoliert. Durch Multiplikation der Strömung mit der entsprechenden Gitterboxfläche ergibt sich der Transport in der jeweiligen Schicht, der dann horizontal und vertikal integriert wird.



**Abbildung 5.5:** *Varianzen des Volumentransportes an jedem Gitterpunkt auf dem Schnitt "A" von Anfang Januar bis Ende März 1986 bezogen auf den Maximalwert von  $8.6389 \cdot 10^6 \text{ m}^6 \text{ s}^{-1}$*

In Abbildung 5.4 (A) ist der Gesamttransport als hellgraue Linie und der extrapolierte Transport an der Position 6 als schwarze Linie dargestellt. Zur Betrachtung der Korrelation ist der extrapolierte Transport gegen den Gesamttransport aufgetragen worden. Abbildung (B). Es besteht eine gute Übereinstimmung zwischen den berechneten Transporten, die sowohl Einstrom- (positive Werte) als auch Ausstromereignisse gut erfassen. Die Korrelation beträgt 0.9562. Bei großen Ausstromgeschwindigkeiten und somit großen Transporten (negative Werte) überschätzt jedoch der extrapolierte Transport an der Position 6 den Gesamttransport.

Um die Abweichungen genauer zu erklären, wird der Bereich lokalisiert, in dem große Abweichungen zu erwarten sind. Dazu ist in Abbildung 5.5 die Varianz der modellierten Transporte an jedem Gitterpunkt auf der Darßer Schwelle in der Zeit von Anfang Januar bis Ende März 1986 dargestellt. Die Varianzen sind auf den Maximalwert normiert und geben die Abweichungen von dem Mittelwert an. Dieses ist somit ein Maß für die "Unruhe" an jedem Gitterpunkt. Große Varianzen sind in Oberflächennähe bis 7 m im Bereich der flacher werdenden Topographie auf der Südseite des Schnittes vorhanden. Die größten Varianzen treten im Winter auf und sind zum Sommer weniger stark ausgeprägt, aber im gleichen Bereich zu finden. Dieses Ergebnis zeigt, dass die Abschätzungen des Transportes in tiefen Schichten robuster sind als im Oberflächenbereich.

## Ergebnis

Die Anwendung des Extrapolationsverfahrens auf die Modelldaten und der Vergleich mit dem Gesamttransport zeigt, dass die Ein- und Ausstromprozesse gut erfasst werden und daher das Extrapolationsverfahren an der Darßer Schwelle anwendbar ist. Das Bestimmtheitsmaß beträgt 0.91. Dieses bedeutet, dass der Fehler, der durch die Extrapolation eines Strömungsprofils auf die Beckenbreite zustande kommt, kleiner als 10 % ist. Somit kann dieses Verfahren auf die gemessenen ADCP-Strömungsdaten angewendet werden, um hieraus die Transporte über die Darßer Schwelle abzuschätzen.

### 5.1.2 Transportvergleich: ADCP - Pegel

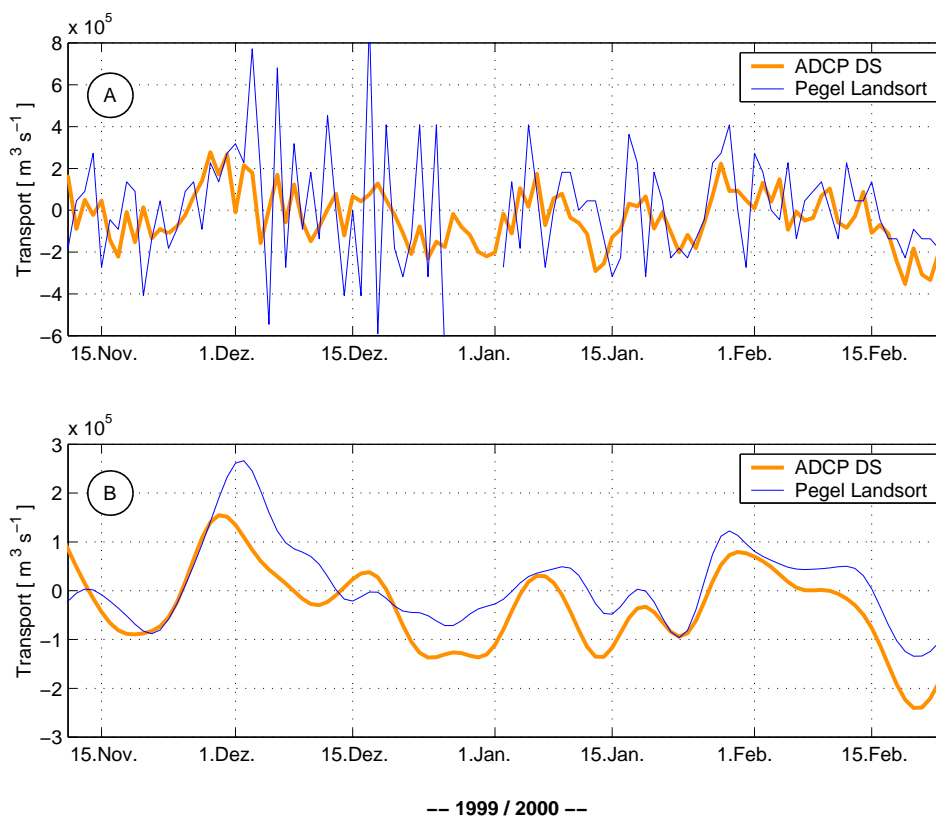
Zur Überprüfung der aus den Strömungsdaten des ADCPs extrapolierten Volumentransporte über die Darßer Schwelle (Kapitel 5.1) wurden für den gleichen Zeitraum unabhängige Volumentransporte mit Hilfe der Wasserstandsänderungen des Pegels Landsort bestimmt. Diese Pegeldata werden häufig verwendet, um grundlegende Prozesse und Transporte in Ostseemodellen zu überprüfen (NEUMANN ET AL. (2002), LEHMANN UND HINRICHSSEN (2001)). Aus den Pegeldata kann der Transport über die Schwellen abgeschätzt werden (HUBER ET AL., 1994). Diese Abschätzung haben z. B. MATTHÄUS UND FRANCK (1990) genutzt, um die Wassermengen zu bestimmen, die vor und während eines Salzwassereintrittes in die Ostsee strömen.

Der Pegel Landsort befindet sich im Norden des Westlichen Gotlandbeckens ( $58^{\circ} 46' N$ ,  $17^{\circ} 46' O$ ; südlich von Stockholm). Die Position ist in Abbildung 1.1 auf Seite 7 eingezeichnet. Die Messdaten stammen vom SMHI (Schwedisches Meteorologisches und Hydrologisches Institut, Norrköping). Die Position des Pegels befindet sich im Knotenpunkt der Eigenschwingung der Ostsee, d. h. die Schwankungen des Wasserstandes am Pegel beschreiben den Füllungsgrad der Ostsee (siehe z. B. MATTHÄUS ET AL. (1999)). Aus den Wasserstandsänderungen  $\partial h_p$  und der Größe der Meeresoberfläche  $A_m$  wird der Einstrom von Wasser (Volumentransport)  $V_p$  berechnet.

$$\partial V_p = \partial h_p A_m \quad (5.1)$$

Die Meeresoberfläche für das betreffende Gebiet ist von EHLIN UND MATTISSON (1976) und in HELCOM (1986) mit  $392\,228\text{ km}^2$  bestimmt worden. Dieses bedeutet, dass 1 cm Anstieg im Pegelstand eine Wasservolumenzunahme von  $3.92\text{ km}^3$  zur Folge hat.

HAGEN UND FEISTEL (2001) haben mit Hilfe eines Pegels im Süden des Kattegats (Viken) und eines Pegels im Südwesten der Ostsee (Klagshamm) den Netto-Volumentransport in die Ostsee bestimmt. Ein Vergleich dieses Transportes mit den Transporten, die aus



**Abbildung 5.6:** *Volumentransporte aus den Strömungsdaten des ADCPs und aus den Wasserstandsänderungen des Pegels Landsort, (A) 24-Stundenmittel, (B) Tiefpass gefiltert, Periodenlänge 10 Tage*

den Wasserstandsänderungen am Pegel Landsort berechnet wurden, ergab eine sehr gute Übereinstimmung mit einem Bestimmtheitsmaß von  $r^2 = 0.903$ .

In Abbildung 5.6 (A) sind die Tagesmittelwerte des Volumentransportes aus den für die Darßer Schwelle durchgeführten Berechnungen und aus den mit Hilfe des Pegels berechneten Daten nach Gleichung (5.1) dargestellt. Die Zeitreihe wurde außerdem mit einem Tiefpass gefiltert (Abbildung 5.6 (B)), um den hochfrequenten Anteil oberhalb der typischen Fluktuationen im Volumentransport an der Darßer Schwelle von 10 Tagen zu eliminieren (LASS ET AL., 1987).

Die Stürme Ende November und der Orkan vom 3./4. Dezember 1999 hatten einen Anstieg des Wasserstandes am Pegel um 50 cm auf + 35 cm innerhalb von 10 Tagen zur Folge (MATTHÄUS ET AL., 2000). Diese Wasserstandsänderung ist auch in den Transporten (Abbildung 5.6) deutlich zu erkennen - im geringeren Ausmaße in den Transporten an der Darßer Schwelle. Die Ursache hierfür liegt darin, dass auf der Darßer Schwelle (Schwellen-

tiefe 19 m) nur der Volumentransport durch den Kleinen und Großen Belt, aber nicht durch den Sund (Drogden Schwelle 7 m) erfasst wird.

## Ergebnis

Die Abschätzung des Transportes über die Darßer Schwelle stimmt in ihrer Größenordnung gut mit den Transporten, die aus den Wasserstandsänderungen des Pegels Landsort errechnet wurden, überein. Darüber hinaus werden auch markante Einzelereignisse erfasst. Eine bessere Übereinstimmung ist nicht zu erwarten, da die Abschätzung des Transportes aus den Pegeldaten den Gesamttransport in die Ostsee beinhaltet. Dieser Transport erfolgt nicht nur über die Darßer Schwelle, sondern auch zu etwa 30 % durch den Sund.

## 5.2 Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle

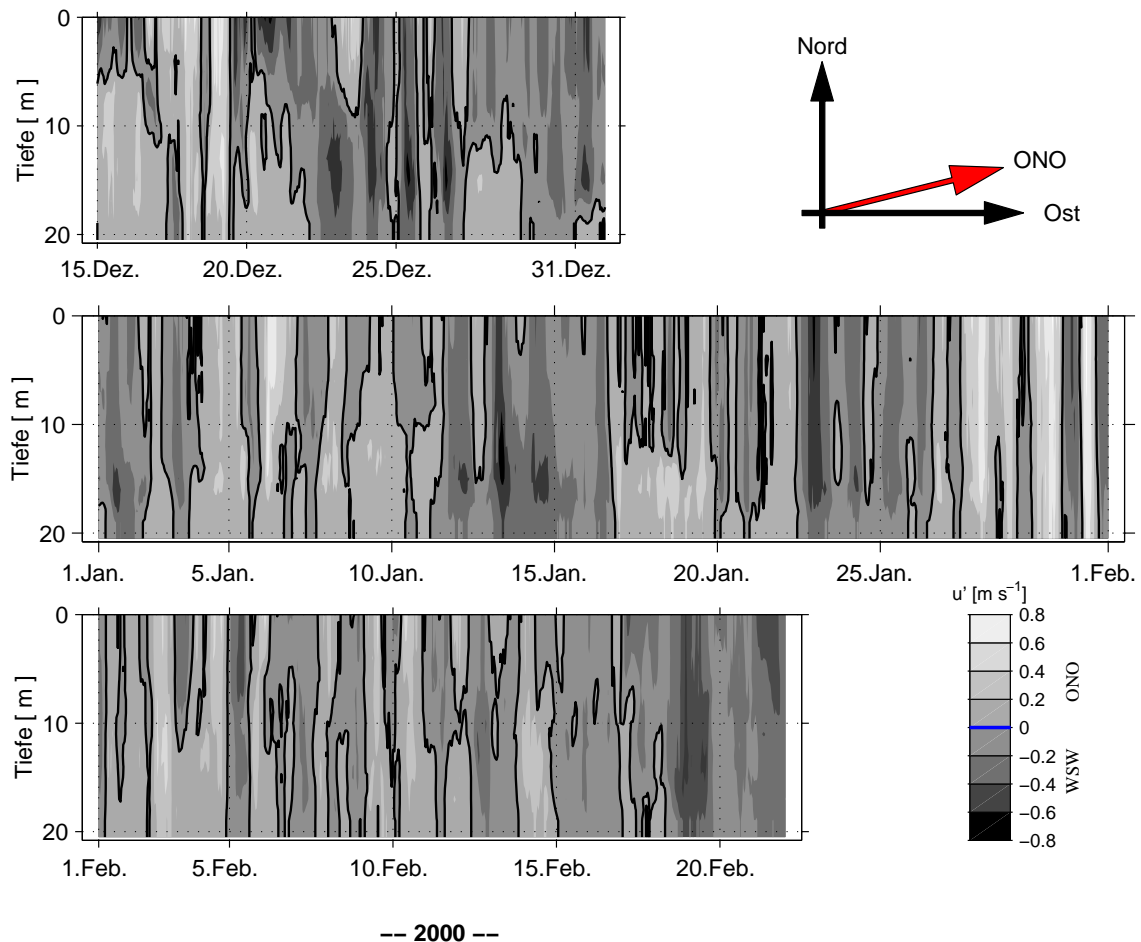
In den vorangegangenen Kapiteln wurde die Extrapolation der Strömungsdaten der Messposition Darßer Schwelle für die Abschätzung des Volumentransportes diskutiert und der ermittelte Transport mit unabhängigen Messungen verglichen. Im Folgenden wird hiermit der Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle im Winter 1999/2000 berechnet.

Der Winter ist für die Belüftung des "Tiefenwassers" der zentralen Ostsee von besonderer Bedeutung, da zum einen nur in dieser Jahreszeit die Möglichkeit besteht, dass sauerstoff- und salzreiches Wasser aus der Nord- in die Ostsee strömen kann, wodurch die tiefen, anoxischen Becken der Ostsee, insbesondere die Gotlandsee, belüftet werden können (Salzwassereinbrüche, MATTHÄUS (1992)). Zum anderen ist im Winter der biologische Einfluss durch Sauerstoffzehrungsprozesse auf den im Wasser gelösten Sauerstoff gering.

## Volumentransport

In Abbildung 5.7 sind die aus den ADCP-Messungen vertikal extrapolierten Strömungsgeschwindigkeiten von der Oberfläche bis zum Boden dargestellt. Dabei wurde die Komponente der Strömung in Ost-Nord-Ost (ONO)-Richtung berechnet, die senkrecht zum Schnitt "A" steht. Dies entspricht der Haupt-Einstromrichtung, die aus Strömungsmessungen von 1973 bis 1979 von FRANCKE (1983) bestimmt wurden. Der hellgraue Bereich entspricht der Strömungsgeschwindigkeit in ONO-Richtung und somit dem Einstrom in die zentrale Ostsee, der dunkelgraue Bereich entspricht dem Ausstrom in WSW-Richtung. Ende Januar 2000 wechselten sich kurze Perioden mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten in ONO-Richtung von bis zu  $0.7 \text{ m s}^{-1}$  über die ganze Wassersäule (barotroper Einstrom) mit starken Ausstromereignissen ab. Mitte Januar und Mitte Februar fanden Ausstromereignisse über mehrere Tage statt. Häufig sind Phasen zu finden, in denen das

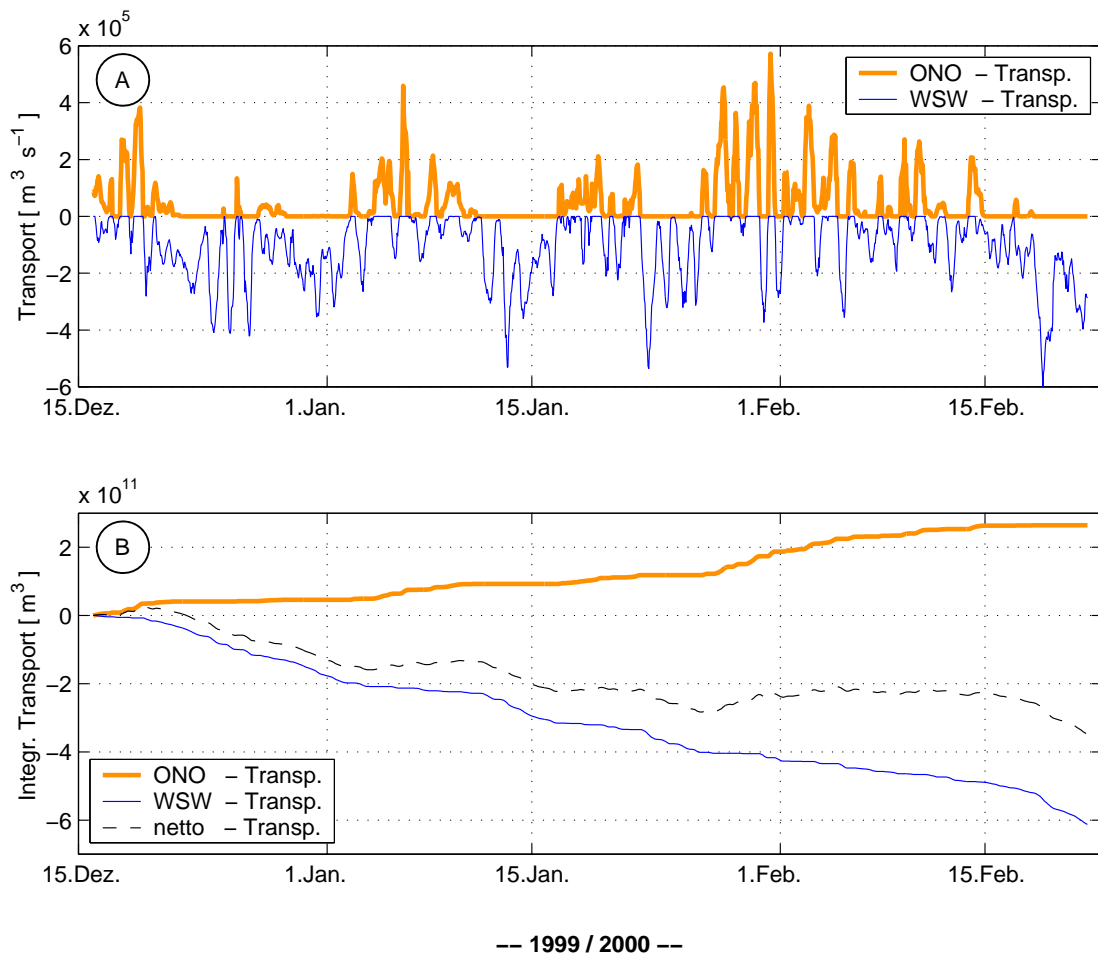




**Abbildung 5.7:** *ONO-Komponente der vertikal extrapolierten Strömungsgeschwindigkeiten, d.h. senkrecht zum Schnitt "A" (Abbildung 5.1, Seite 67)*

Strömungsmuster zweigeteilt ist. Dabei strömt salzreiches, dichtes Wasser aus der Nordsee in der unteren Hälfte der Wassersäule in die Ostsee ein und salzarmes, leichtes Wasser verlässt die Ostsee in der oberen Hälfte.

Die Volumentransporte  $V$  werden aus den stündlichen Strömungsprofilen berechnet. Dabei wird zwischen Ein- und Ausstrom unterschieden, indem vertikal von der Oberfläche sowie vom Boden bis zur Umkehr der Strömungsgeschwindigkeit (Vorzeichenwechsel) integriert wird. Das heißt, die zweigeteilten Strömungsmuster werden explizit berücksichtigt. In seltenen Fällen kommt es zu einer Dreiteilung des Strömungsmusters, d. h. zwischen dem Ausstrom am Boden und an der Oberfläche befindet sich ein Einstromkern. Der Transport dieses Einstromkerns wird nicht mit berücksichtigt (Abbildung 5.7, 23. Januar 2000). Die horizontale Integration geschieht entsprechend der vertikalen Ein- bzw. Ausstromschicht. Die auf die Beckenbreite extrapolierten Volumentransporte entlang des Schnittes "A" sind als Stundenwert in Abbildung 5.8 dargestellt. In Abbildung 5.8 (A) sind Ende Januar die



**Abbildung 5.8:** *Integraler Volumentransport über die Darßer Schwellen, hellgrau: Einstrom (ONO-Richtung), schwarz: Ausstrom (WSW); (A): als Stundenwert, (B): zeitlich integriert (kumulativ dargestellt)*

kurzperiodischen Ein- und Ausstromereignisse und auch die zweigeteilten Strömungsmuster im Dezember mit gleichzeitigem Ein- und Ausstromtransport zu erkennen. Der Transport erreicht Werte bis  $0.6 Sv$  in beide Richtungen.

In Abbildung 5.8 (B) ist der Transport als zeitliches Integral kumulativ für den Ein- und Ausstrom und als Nettotransport in  $[m^3]$  dargestellt. Innerhalb von 45 Tagen, vom 15. Dezember bis zum 1. Februar, sind  $0.2 \cdot 10^{12} m^3$  in die Ostsee eingeströmt, allerdings haben auch etwa  $0.4 \cdot 10^{12} m^3$  im gleichen Zeitraum die Ostsee verlassen.

Für die Ventilation der anoxischen Becken (insbesondere der Gotlandsee) (Abbildung 5.13, Seite 85) sind diese einströmenden  $0.2 \cdot 10^{12} m^3$  von entscheidender Bedeutung, da nur dieses sauerstoff- und salzreiche Wasser die tiefen Becken der Ostsee belüften kann.

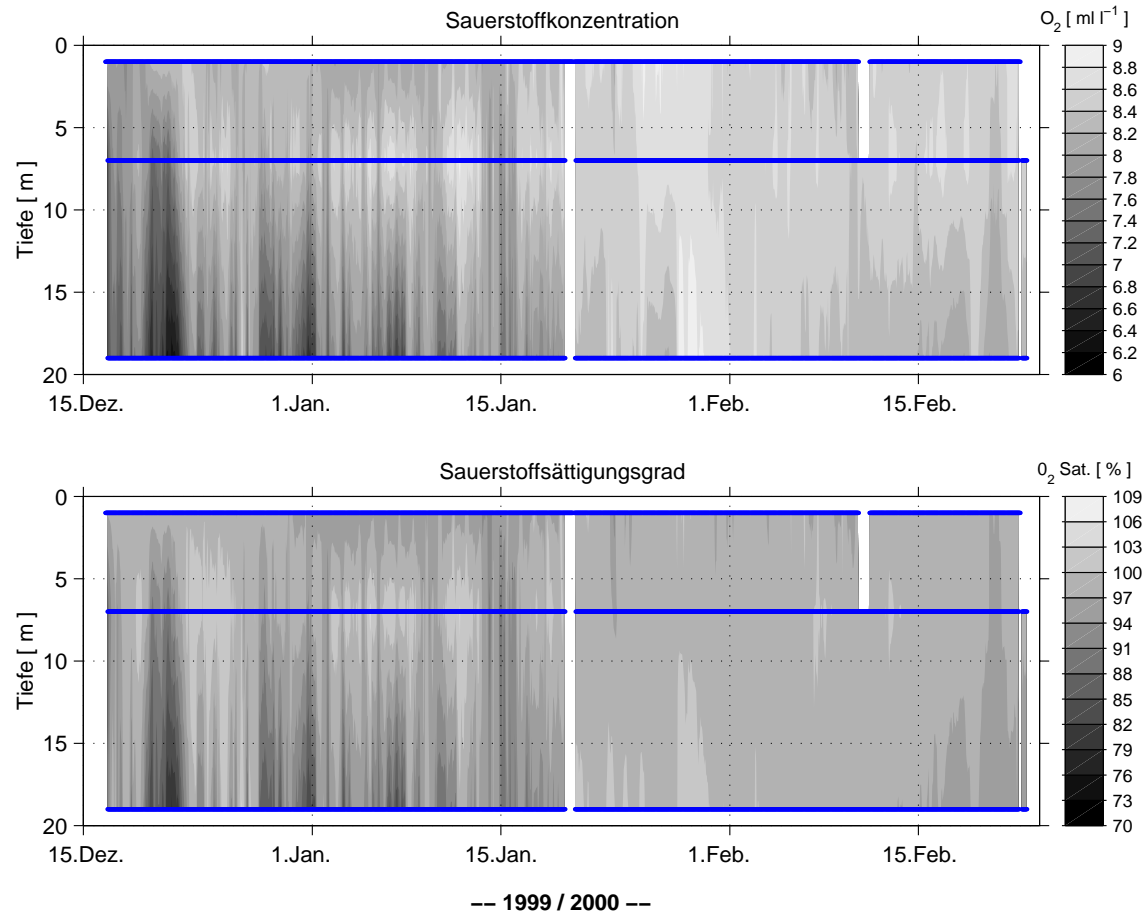
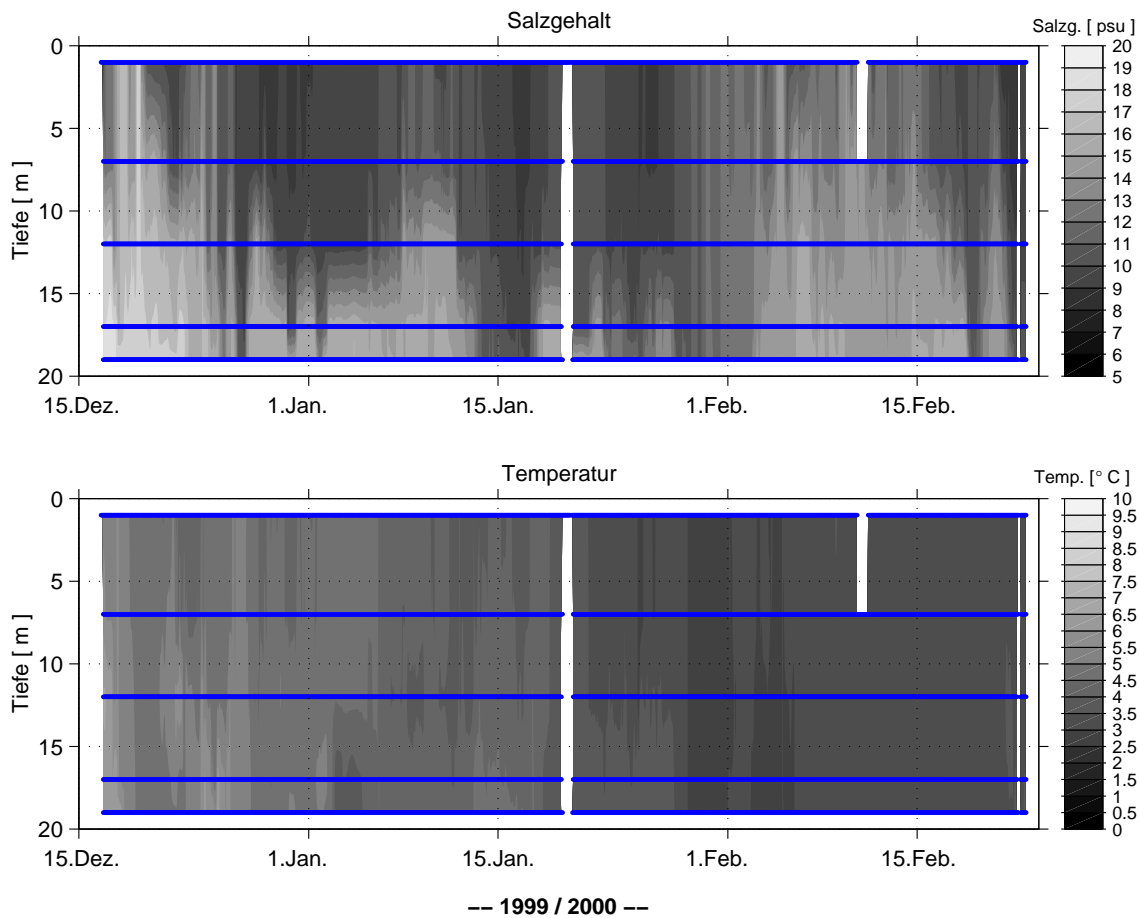


Abbildung 5.9: *Sauerstoffkonzentration und Sättigungsgrad an der Darßer Schwellen im Winter 1999/2000*

### Sauerstofftransport

In Abbildung 5.9 sind die gemessenen Sauerstoffkonzentrationen im Wasser [ $ml\ l^{-1}$ ] und der entsprechende Sättigungsgrad [%] für den Winter 1999/2000 vom 16. Dezember bis zum 22. Februar dargestellt. Die zeitliche Auflösung der Messungen beträgt 10 Minuten, wobei für die Abbildung Stundenmittelwerte verwendet wurden. Die drei Messtiefen in 1.4 m, 7 m und 19 m sind durch schwarze Linien gekennzeichnet.

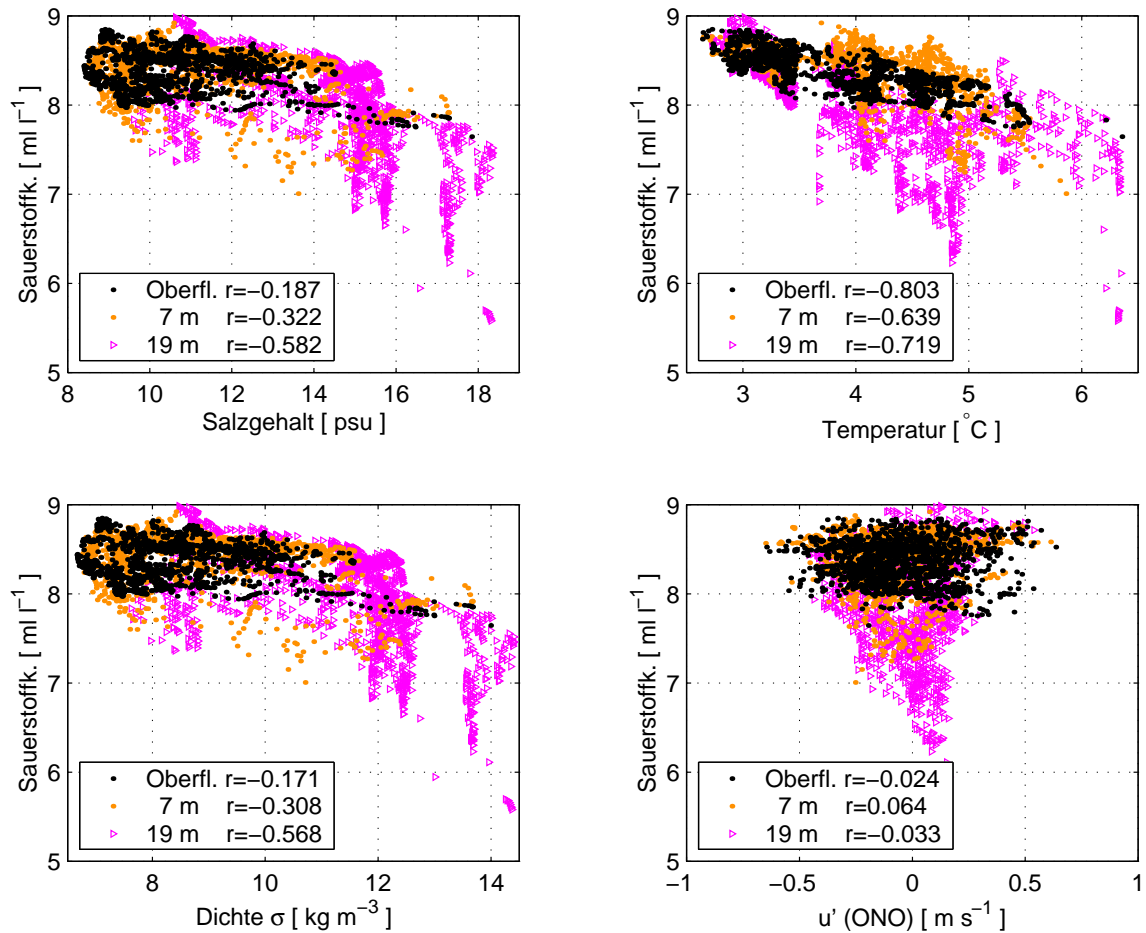
Im Zeitraum von Mitte Dezember bis Mitte Januar gab es Phasen, in denen die Sauerstoffkonzentration im Wasser sehr niedrig war. Die Sauerstoffkonzentration lag im Bodenbereich und kurzzeitig bereits ab 7 m bei  $6\ ml\ l^{-1}$ . Dies entspricht einem Sättigungsgrad von etwa 70 %. Ab Mitte Januar stieg die Sauerstoffkonzentration auch im Bodenbereich auf  $9\ ml\ l^{-1}$  an, so dass das Wasser in der gesamten Wassersäule einen Sättigungsgrad um 100 % aufwies. Dies entspricht der Gleichgewichtskonzentration mit der Atmosphäre. Diese Situation blieb über einen langen Zeitraum in der gesamten Wassersäule erhalten.



**Abbildung 5.10:** Salzgehalts- und Temperaturverteilung an der Darßer Schwelle im Winter 1999/2000

In Abbildung 5.10 sind für den gleichen Zeitraum die Salzgehalts- und Temperaturverteilungen abgebildet, die schwarzen Linien entsprechen den Messtiefen. Im Dezember strömte salzreiches, warmes aber sauerstoffarmes Wasser über die Schwelle in die Ostsee. Anhand der Strömungsgeschwindigkeiten ist in Abbildung 5.7 die Zweiteilung des Wasserkörpers zu erkennen. Diese Struktur ist auch in der Salzgehaltsverteilung vorhanden. Hingegen war die Temperaturverteilung sehr homogen, so dass keine vertikalen Strukturen zu erkennen sind. Das Wasser der gesamten Wassersäule kühlte sich im Laufe des Winters von  $7^{\circ}\text{C}$  auf  $1.5^{\circ}\text{C}$  ab.

Die vertikalen und zeitlichen Muster der Verteilung der Sauerstoffkonzentration stimmen weder mit den Mustern der Verteilung des Salzgehalts, der Temperatur, der Dichte noch mit den Mustern der Strömungsgeschwindigkeit überein (Abbildung 5.9 und 5.10). Zur Verdeutlichung sind in Abbildung 5.11 die Sauerstoffkonzentration in jeder Messtiefe gegen

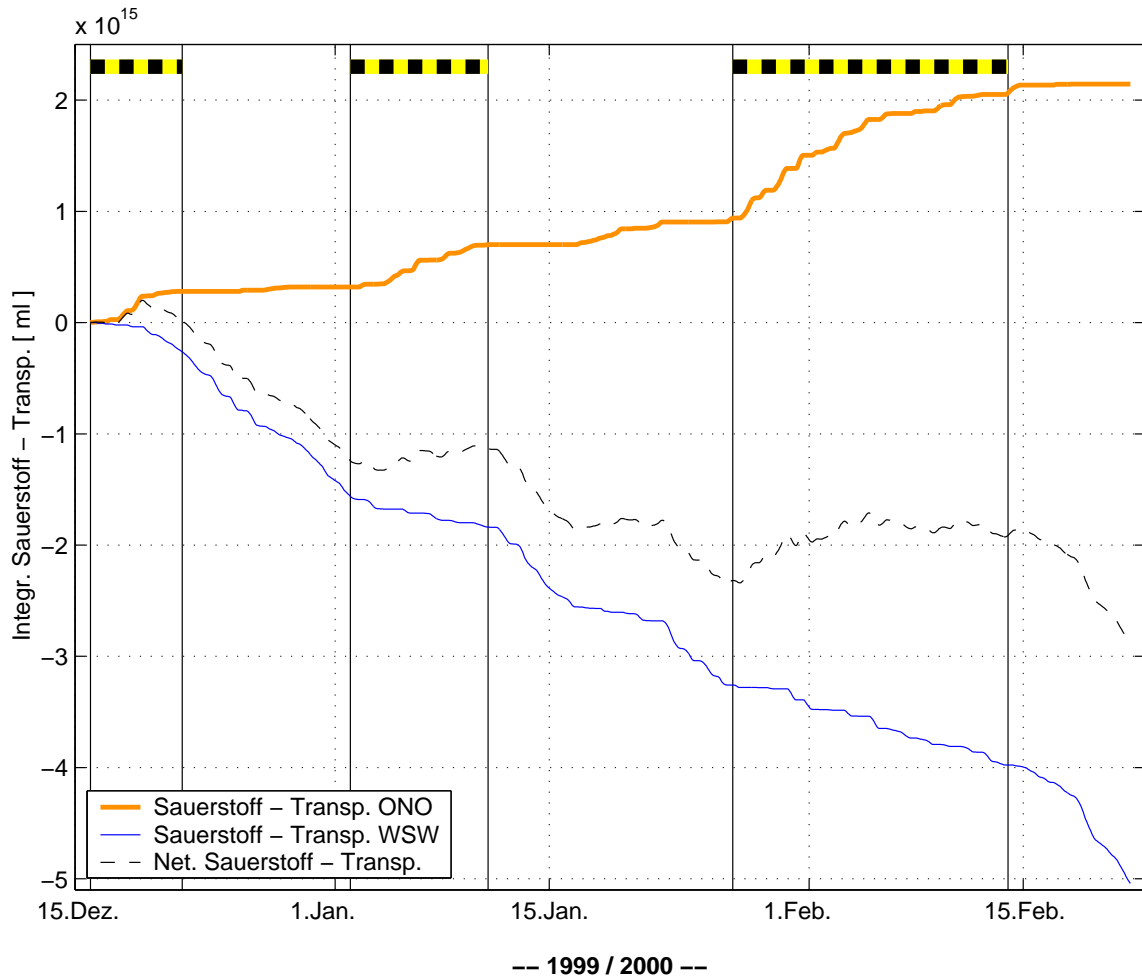


**Abbildung 5.11:** *Korrelationen* zwischen der Sauerstoffkonzentration und dem Salzgehalt, der Temperatur, der Dichte sowie der Strömungsgeschwindigkeiten in den Tiefen 1,4, 7 und 19 m vom 15. Dezember 1999 bis zum 22. Februar 2000

den Salzgehalt, die Temperatur, die Dichte und die Strömungsgeschwindigkeit aufgetragen. Zwischen keiner der Größen ist im Zeitraum von 15. Dezember 1999 bis zum 22. Februar 2000 eine signifikante Korrelation festgestellt worden. Deshalb können die in nur drei Tiefen gemessenen Sauerstoffkonzentrationen nicht mit den höher aufgelösten vertikalen Salzgehalts-, Temperatur- oder Strömungsmessungen verknüpft werden, um eine vertikal höher aufgelöste Sauerstoffverteilung zu erhalten.

Zur Berechnung des Sauerstofftransportes wird die Wassersäule in drei Schichten aufgeteilt:

1. die Oberflächenschicht von 0 bis 4,5 m, mit der Messung in 1,4 m
2. die mittleren Schicht von 4,5 bis 13,5 m, mit der Messung in 7 m
3. die Bodenschicht von 13,5 bis 21,5 m, mit der Messung in 19 m.



**Abbildung 5.12:** Räumlicher und zeitlich integrierter Sauerstofftransport Winter 1999/2000, Darßer Schwelle

Die Aufteilung der Schichten, die Messtiefen der einzelnen Sensoren und die Strömungsmesshorizonte sind in Abbildung 5.2 (Seite 69) skizziert.

Mit Hilfe der extrapolierten Strömungsdaten und der zeitlich hoch aufgelösten Sauerstoffzeitreihen in den drei Schichten wird der Sauerstofftransport berechnet. Durch die Aufteilung der Strömung in Ein- und Ausstrommuster wird bei der Berechnung des Sauerstofftransportes automatisch eine Anpassung der vertikalen Sauerstoffverteilung an die Strömung berücksichtigt.

In Abbildung 5.12 ist der Transport in ONO-Richtung in die zentrale Ostsee hellgrau und der Transport in die entgegengesetzte Richtung schwarz dargestellt. In der kumulativen Darstellung des Sauerstofftransportes bedeutet ein über einen Zeitraum konstanter Wert, dass kein Transportbeitrag geleistet wird; je größer die Steigung der Geraden, desto

größer ist der Transport. Hieraus läßt sich ableiten, dass vom 16. Dezember bis zum 26. Januar der Sauerstofftransport in die Ostsee gering war. Die Ursachen liegen zum einen darin, dass das Wasser eine geringe Sauerstoffkonzentration aufwies und zum anderen, dass die Strömungsgeschwindigkeiten niedrig waren. In diesem Zeitraum dominierte der Sauerstofftransport in WSW-Richtung. Ab dem 26. Januar hat das Wasser auch in der Bodenschicht eine hohe Sauerstoffkonzentration zwischen 8 und 9  $ml\ l^{-1}$ , außerdem gab es kurze Perioden mit hohen Strömungsgeschwindigkeiten, die einen großen Sauerstofftransport in die Ostsee zur Folge hatten.

In diesen zwei Monaten im Winter 1999/2000 sind insgesamt  $21.4 \cdot 10^{14}$   $ml$ , dies entspricht  $0.95 \cdot 10^{11}$   $mol$ , Sauerstoff über die Darßer Schwelle in ONO-Richtung in die Ostsee transportiert worden.

### 5.3 Diskussion

Der Winter 1999/2000 war im Bereich der südlichen Ostsee extrem mild. Dieses hatte unter anderem zur Folge, dass das "Tiefenwasser" des Bornholmbeckens 2.6 K wärmer als die mittlere Langzeittemperatur war. Durch die Witterungsbedingungen verursacht, gab es 1999 und 2000 nur schwache Einströme über die Schwellen der Ostsee, aber keine Salzwassereinbrüche (MATTHÄUS ET AL. (2000), MATTHÄUS ET AL. (2001b)).

In dem betrachteten Zeitraum vom 15. Dezember 1999 - 22. Februar 2000 gab es zwei deutliche barotrope Einstromereignisse vom 16. - 22. Dezember und vom 27. Januar - 14. Februar 2000. Ein schwächer ausgeprägtes Einstromereignis fand um den 7. Januar statt (Abbildung 5.8, Seite 78). Wegen des Ausfalls mehrerer Sensoren an der Mess-Station wird ein weiteres Einstromereignis Anfang Dezember 1999 nicht mit in die Auswertung und Diskussion einbezogen (Abbildung 5.6, Seite 75).

Im Dezember 1999 betrug der Volumentransport des eingeströmten Wassers 41  $km^3$  ( $V_{\varnothing} = 6.8\ km^3\ Tag^{-1}$ ), von Ende Januar bis Mitte Februar 2000 146  $km^3$  ( $V_{\varnothing} = 8.1\ km^3\ Tag^{-1}$ ) und Anfang Januar 47  $km^3$  ( $V_{\varnothing} = 5.2\ km^3\ Tag^{-1}$ ). Im Vergleich dazu waren bei dem letzten starken Einstromereignis (Salzwassereinbruch mittlerer Intensität) vom 6. bis 26. Januar 1993 310  $km^3$  ( $V_{\varnothing} = 15\ km^3\ Tag^{-1}$ ) in die Ostsee geströmt (MATTHÄUS UND LASS, 1994), davon 230  $km^3$  über die Darßer Schwelle (HUBER ET AL., 1994). Von WYRTKI (1954a) ist der Transport während des Salzwassereinbruches vom 23. November - 16. Dezember 1951 mit 201  $km^3$  abgeschätzt worden. 69% aller Einstromereignisse haben einen Volumentransport zwischen 80 und 160  $km^3$ . Dieses ist mit Hilfe einer statistischen Analyse der Einstromereignisse von 1897 bis 1976 von MATTHÄUS UND FRANCK (1992) ermittelt worden. Vom 15. Dezember 1999 bis zum 22. Februar 2000 waren insgesamt 264  $km^3$  in ONO-Richtung und 613  $km^3$  in WSW-Richtung über

die Schwelle geströmt, der Netto-Transport lag somit bei  $349 \text{ km}^3$  in WSW-Richtung. Die Sauerstoffmenge, die mit dem einströmenden Wasser transportiert wurde, betrug in diesem Zeitraum  $21.4 \cdot 10^{14} \text{ ml}$ . Die einzelnen Einstromereignisse während des Untersuchungszeitraums sind in Tabelle 5.1 aufgelistet.

Zeitraum	Vol. Transp. [ $\text{km}^3$ ]	Sauerstoff Transp. [ $\cdot 10^{14} \text{ ml}$ ]	Ø Sauerstoffk. [ $\text{ml l}^{-1}$ ]
16. 12. - 22.12.1999	41	2.80	6.8
02. 01. - 11.01.2000	47	3.78	8.0
27. 01. - 14.02.2000	146	12.35	8.5

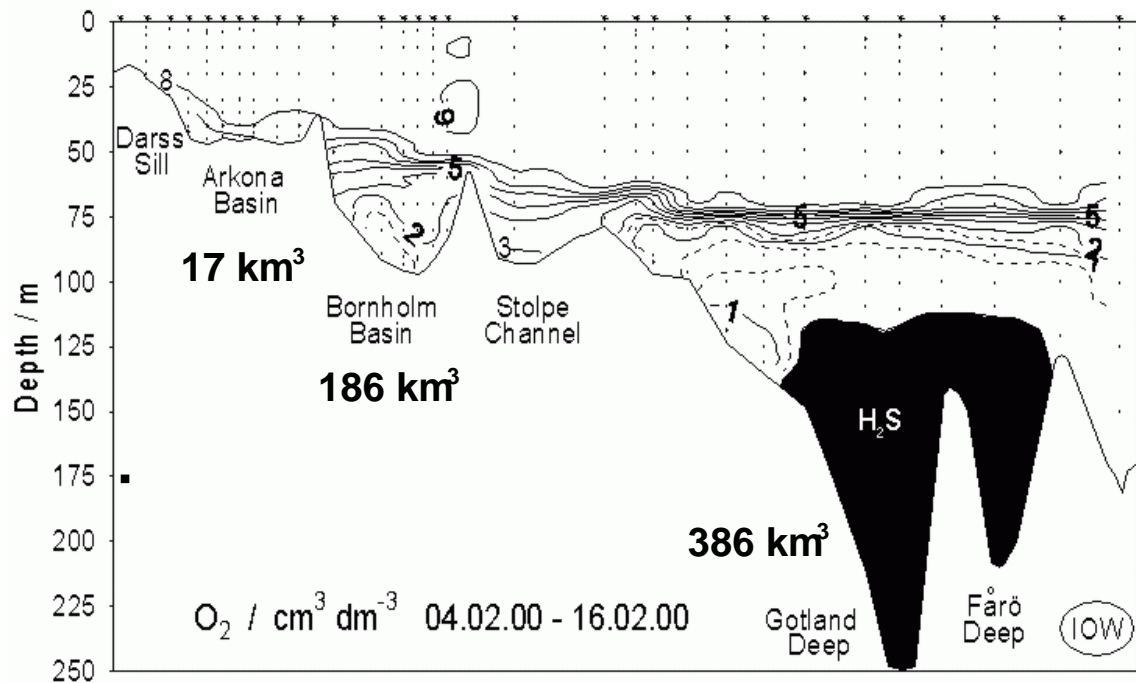
**Tabelle 5.1:** *Volumen- und Sauerstofftransporte über die Darßer Schwelle*

Die Sauerstoffkonzentration des im Dezember 1999 einströmenden Wassers war mit  $6.8 \text{ ml l}^{-1}$  niedrig und entspricht einem Sättigungsgrad von etwa 80 % (Abbildung 5.9). Dieses Wasser hatte einen hohen Salzgehalt von 18, was dazu führte, dass sich das Wasser auf dem Weg nach Osten in große Tiefen einschichten konnte. Der größere Sauerstofftransport fand von Ende Januar bis Mitte Februar 2000 statt. Die Sauerstoffkonzentration im Wasser lag im Mittel bei  $8.5 \text{ ml l}^{-1}$ , was einem Sättigungsgrad von 100 % entspricht (Gleichgewichtskonzentration mit der Atmosphäre).

Zur Veranschaulichung der Größenordnung des Sauerstofftransportes soll abgeschätzt werden, ob die eingeströmte Sauerstoffmenge theoretisch ausreichen könnte, um die anoxischen Tiefenbecken zu belüften. Dazu wird der anoxische, also der schwefelwasserstoffhaltige Bereich des östlichen Gotland-Beckens betrachtet. Dieser Bereich ist in Abbildung 5.13 entlang eines Schnittes zwischen der Darßer Schwelle und dem nördlichen Gotland-Becken (Abbildung 1.1, Seite 7) dargestellt. Die Abbildung ist den Meereswissenschaftlichen Berichten zur hydrographisch-chemischen Zustandseinschätzung der Ostsee 2000, Seite 58 entnommen (MATTHÄUS UND NAUSCH, 2001). Die Sauerstoffdaten wurden während einer Monitoring-Reise vom 4. bis zum 16. Februar 2000 erhoben. Der obere Rand der Schwefelwasserstoffschicht lag in einer Tiefe von etwa  $110 \text{ m}$ , so dass sich ein Volumen der anoxischen Wassermasse im Becken von  $386 \text{ km}^3$  ergibt. In der Schwefelwasserstoffschicht beträgt das umgerechnete Sauerstoffäquivalent  $-2 \text{ ml l}^{-1}$  (MATTHÄUS ET AL., 2001a).

Würde sich das sauerstoffreiche Wasser, welches im betrachteten Zeitraum über die Darßer Schwelle strömte, unterhalb der Halokine in östlichen Gotlandbecken einschichten und sich dort mit dem anoxischen Wasser vermischen, kann ein theoretischer Sauerstoffsättigungsgrad für das Mischwasser berechnet werden. Im Gotlandbecken würde die Konzentration der Sauerstoffsättigung in Abhängigkeit von der Temperatur und dem Salzgehalt etwa bei  $8 \text{ ml l}^{-1}$  liegen. Falls der gesamte transportierte Sauerstoff von  $21.4 \cdot 10^{14} \text{ ml}$  in die Gotlandsee gelänge, betrüge anschließend der Sättigungsgrad 22 % und bei einem Transport von  $18.9 \cdot 10^{14} \text{ ml}$  etwa 18 %. Bei dieser theoretischen Berechnung ist nicht berücksichtigt,





**Abbildung 5.13:** Vertikale Verteilung des Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffgehalts zwischen der Darßer Schwelle und dem nördlichen Gotland-Becken, MATTHÄUS UND NAUSCH (2001) Seite 58, Schnitt siehe Abbildung 1.1 (Seite 7)

dass der Sauerstoff möglicherweise schon vorher aufgezehrt sein könnte. Außerdem würde sich das einströmende Wasser entsprechend seiner Dichte einschichten und dadurch zu keiner vollständigen Vermischung führen.

MATTHÄUS ET AL. (2001b) haben gezeigt, dass das im Winter 1999/2000 über die Darßer Schwelle geströmte Wasser bis in das Bornholmbecken vorgedrungen ist. Dieser Einstrom hat dazu beigetragen, dass die anoxische Schicht im Bornholm Becken in einer Tiefe zwischen 75 m und dem Boden (Monitoring-Reise August 1999) mit Sauerstoff belüftet wurde und dass das Wasser im ganzen Becken im Februar 2000 eine Sauerstoffkonzentration von etwa 2 ml l<sup>-1</sup> aufweist (Abbildung 5.13).

## 6 Zusammenfassung und Ausblick

### Messung des gelösten Sauerstoffs

An der Mess-Station Darßer Schwelle wird die Sauerstoffkonzentration und andere Messgrößen mit Sensoren der Firma Sea-Bird in einer Tiefe von  $7\text{ m}$  und  $19\text{ m}$  gemessen. Zusätzlich wurde in dem Zeitraum von fast einem Jahr (27. April 1999 bis 22. Februar 2000) die Sauerstoffkonzentration an der Meeresoberfläche mit Hilfe einer dafür entwickelten speziellen Verankerung gemessen. Alle Messungen sind mit einer hohen zeitlichen Auflösung von  $10\text{ min}$  erfolgt.

Um die Drift der Sauerstoffsensoren über einem langen stationären *in situ* Einsatz zu korrigieren, wurden Sauerstoffvergleichsmessungen nach WINKLER (1888) durchgeführt. Mit einem in dieser Arbeit entwickelten Validationsverfahren konnten hochwertige Sauerstoffzeitreihen erhoben werden. Diese Daten bieten eine Grundlage zur Überprüfung und Verbesserung der Sauerstoffbilanz in Modellsimulationen. Im Rahmen dieser Arbeit wurden die gemessenen Sauerstoffdaten mit modellierten Daten verglichen, für deren Berechnung verschiedene Parametrisierungen des Gasaustausches verwendet wurden. Zusätzlich ist der Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle in die Ostsee bestimmt worden.

### Vertikaler Gasaustausch

Der vertikale Gasaustausch wurde mit Hilfe eines Kraus-Turner Deckschichtmodells für sechs verschiedene Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit bestimmt. Dazu war es notwendig, das Deckschichtmodell an das Modellgebiet der Darßer Schwelle anzupassen. In einer Vorbetrachtung ist ein Zeitraum ermittelt worden, in dem es möglich ist, Berechnungen an der Darßer Schwelle eindimensional durchzuführen, da in dieser Zeit die Dynamik der Deckschicht hauptsächlich durch die Oberflächenflüsse bestimmt wurde. Die in diesem Zeitraum, vom 1. Mai bis zum 17. Juni 1999, gemessenen Sauerstoffkonzentrationen wurden mit den modellierten Konzentrationen der verschiedenen Parametrisierungen verglichen. Mit allen sechs Parametrisierungen konnte die gemessene Konzentrationsabnahme gut wiedergegeben werden, wobei die Parametrisierung nach WANNINKHOF (1992) den Messungen am Nächsten kommt. Im Vergleich zu einem konstanten Gasfluss führen die windgeschwindigkeitsabhängigen parametrisierten Gasflüsse zu einer Verbesserung der Modellrechnungen in einem Windgeschwindigkeitsbereich bis  $12\text{ m s}^{-1}$ . In diesem Zeitraum ist mit Hilfe des Deckschichtmodells, in dem nur physikalische Prozesse berücksichtigt sind, eine Sauerstoffübersättigung bis 107 % berechnet worden.

Aus den gemessenen Sauerstoffkonzentrationen wurden für den gleichen Zeitraum die Transfergeschwindigkeiten des Gasaustausches direkt berechnet. Bei einem Vergleich

mit den parametrisierten Transfargeschwindigkeiten wird deutlich, dass diese zwar die entscheidenden Größen enthalten, dass aber zur Verbesserung der Parametrisierungen noch weitere Abhängigkeiten wie z. B. der Einfluß von brechenden Wellen und der damit verbundene Eintrag von Gasblasen untersucht werden müssten. Dazu wären noch weitere Sauerstoffmessungen notwendig, die in einem weniger dynamischen Gebiet, wie z. B. der Gotlandsee, durchgeführt werden sollten. Dann wäre auch ein Vergleich in den Zeiträumen mit hohen Windgeschwindigkeiten möglich.

### Horizontaler Gasaustausch

Aus den im Winter 1999/2000 gemessenen Sauerstoffkonzentrationen und den Strömungsgeschwindigkeiten, die mit Hilfe eines ADCPs gemessen wurden, ist es zum ersten Mal gelungen, den Sauerstofftransport über die Darßer Schwelle abzuschätzen. Dazu war die Repräsentativität der Messdaten für den Transport über die Darßer Schwelle zu bestimmen. Mit Hilfe der Modelldaten des ERGOMs <sup>I</sup> ist der Fehler der Extrapolation der Daten auf die Beckenbreite bestimmt worden (< 10 %). Die aus den Messungen extrapolierten Volumentransporte stimmen gut mit den Transporten überein, die aus den Daten des Pegels Landsort berechnet wurden.

Im Winter 1999/2000 (15. Dezember 1999 bis 22. Februar 2000) sind insgesamt  $21.4 \cdot 10^{14}$  ml, dies entspricht  $0.95 \cdot 10^{11}$  mol, Sauerstoff über die Darßer Schwelle in ONO-Richtung in die Ostsee transportiert worden.

Zur Veranschaulichung der Größenordnung des Sauerstofftransportes ist abgeschätzt worden, welche theoretische Auswirkung dieser Transport auf die anoxischen Becken der Ostsee haben könnte. Würde das gesamte Wasser in dem östlichen Gotlandbecken ankommen, hätte das dortige Wasser einen Sättigungsgrad von 22 %.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass eine windabhängige Parametrisierung zu einer Verbesserung der modellierten Sauerstoffkonzentration führt. Aus diesem Grund erscheint es sinnvoll, die im ERGOM verwendete konstante Transfargeschwindigkeit zukünftig durch eine windabhängige Parametrisierung zu ersetzen, um die Sauerstoffbilanz in diesem Modell zu verbessern. Außerdem bilden die aus den Messungen bestimmten Sauerstofftransporte über die Darßer Schwelle eine gute Grundlage, um Ergebnisse aus 3D-Modellen zu überprüfen.

---

<sup>I</sup>ERGOM : ERste Generation des Ostsee Modells

## Literaturverzeichnis

- ASHER, W. E., L. M. KARLE, B. J. HIGGINS, P. J. FARLEY, E. C. MONAHAN und F. S. LEIFER, 1996: The influence of bubble plumes on air-seawater gas transfer velocities, *J. Geophys. Res.*, **101** (C5), 12,027–21,041.
- BADEWIEN, T. H., 1998: *Gasaustauschparametrisierung in einem Deckschichtmodell im Golfe du Lion*, Diplomarbeit, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität, Kiel.
- BASCHEK, B. und U. SEND, 2001: Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model, *J. Geophys. Res.*, **106** (C 12), 31,033–31,044.
- BENSON, B. B. und D. KRAUSE JR., 1984: The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere, *Limnol. Oceanogr.*, **29** (3), 620–632.
- BROECKER, W. S. und T.-H. PENG, 1982: *Tracer in the sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, N. Y.
- DIETRICH, G., 1959: *Ozeanographie: Physische Geographie des Weltmeeres*, Georg Westermann Verlag, Braunschweig.
- DOBSON, F. W. und S. D. SMITH, 1988: Bulk models of solar radiation at sea, *Quart. J. Royal Met. Soc.*, **114**, 165–182.
- EHLIN, U. und I. MATTISSON, 1976: Volymer och areor i Östersjöområdet (Volumes and areas of the Baltic Sea and its subbasins, *Vannet i Norden, IHP-Nytt (Water in the North, IHP-News)*, **1** (9), 16–20.
- FAIRALL, C. W., E. F. BRADLEY, D. P. ROGERS, J. B. EDSON und G. S. YOUNG, 1988: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Response Experiment, *Quart. J. Royal Met. Soc.*, **114**, 165–182.
- FALBE, J. und M. REGITZ, 1992: *Römpp Chemie Lexikon*, Bd. 9, Georg Thieme Verlag Stuttgart, New York.
- FARMER, D. M., C. L. MCNEIL und B. D. JOHNSON, 1993: Evidence for the importance of bubbles in increasing air-sea gas flux, *Nature*, **361**, 620–623.
- FATT, I., 1976: *Polarographic Oxygen Sensor*, CRC Press, Cleveland, Ohio, USA.
- FENNEL, K., 1998: *Ein gekoppeltes, dreidimensionales Modell der Nährstoff- und Planktondynamik für die westliche Ostsee*, Dissertation, Institut für Ostseeforschung, Warnemünde.
- FENNEL, W., 1986: Theory of the inertial response of channel models, *Beitr. Meeresk.*, **54**, 3–18.

- FENNEL, W., H. PRANDKE und H. U. LASS, 1983: On the penetration depth of windwave mixing, *Trop. Ocean-Atmosphere Newsl.*, **22**, 12–13.
- FENNEL, W., T. SEIFERT und B. KAYSER, 1991: Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea, *Contin. Shelf Res.*, **11** (1), 23–36.
- FENNEL, W. und M. STURM, 1992: Dynamics of the western Baltic, *J. Marine Systems*, **3**, 183–205.
- FENNEL, W., M. STURM und R. HELM, 1987: Response patterns of the western Baltic, *Beitr. Meeresk.*, **57**, 3–10.
- FISCHER, T. und H.-J. DORN, 1982: *Physikalische Formeln und Daten*, Ernst Klett Verlag GmbH u. Do.KG, Stuttgart.
- FRANCKE, E., 1983: Ergebnisse langzeitiger Strömungsmessungen in der Deckschicht des Seegebietes der Darßer Schwelle, *Beitr. Meeresk.*, **48**, 23–45.
- GEBAUER, J. und E. KRENZ, 1987: *Maritimes Wörterbuch*, Militärverlag der Deutschen Demokratischen Republik.
- GRASSHOFF, K., 1983: Determination of oxygen, in *Methods of Seawater Analysis*, K. Grasshoff, M. Ehrhardt und K. Kremling, Hg., Verlag Chemie GmbH, Weinheim, S. 61–72.
- HAGEDORN, R., 2000: *Ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell für das Ostsee-Einzugsgebiet*, Dissertation, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität, Kiel.
- HAGEN, E., 1992: Zur Abschätzung einer mittleren homothermen Deckschicht – ein Beispiel aus dem Auftrieb vor Namibia, *Beitr. Meeresk.*, **63**, 29–44.
- HAGEN, E. und R. FEISTEL, 2001: Spreading of Baltic Deep Water: A Case Study for the Winter 1997 - 1998, in *The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s*, W. Matthäus und G. Nausch, Hg., Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde, No. 45, S. 99–129.
- HAMANN, C. und W. VIELSTICH, 1981: *Elektrochemie II, Elektrodenprozesse, Angewandte Elektrochemie*, Bd. 42, VCH Verlagsgesellschaft; Weinheim: Physik-Verlag.
- HAMANN, C. und W. VIELSTICH, 1985: *Elektrochemie I, Leitfähigkeit, Potentiale, Phasengrenzen*, Bd. 41, VCH Verlagsgesellschaft; Weinheim: Physik-Verlag.
- HANSEN, H., 1999: Determination of oxygen, in *Methods of Seawater Analysis*, K. Grasshoff, K. Kremling und M. Ehrhardt, Hg., Wiley-VCH Verlag GmbH; Weinheim, S. 75–89.
- HELCOM, 1986: *Water Balance of the Baltic Sea*, Bd. 16, Baltic Sea Environment Proceedings - Helsinki Commission -, Helsinki, Finland.
- HITCHMAN, M. L., 1978: *Measurement of Dissolved Oxygen*, John Wiley & Sons, York, Maine, USA.

- HUBER, K., E. KLEINE, H.-U. LASS und W. MATTHÄUS, 1994: The Major Baltic Inflow in January 1993 – Measurements and Modelling Results, *Deutsche Hydrog. Zeitschrift*, **46** (2), 103–114.
- HUPFER, P., 1984: *Die Ostsee – kleines Meer mit großen Problemen*, BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft.
- HYDRO-BIOS-APPARATEBAU, 1995: *Anleitung Titrierstand*, Hydro-Bios Apparatebau GmbH.
- JACOBSEN, T. S., 1980: *THE BELT PROJECT; Sea water exchange of the Baltic Measurements and methods*, The National Agency of Environmental Protection, Denmark.
- JAEHNE, B., 1980: *Zur Parametrisierung des Gasaustausches mit Hilfe von Laborexperimenten*, Dissertation, Ruprecht Karl Universität, Heidelberg.
- KATO, H. und O. M. PHILLIPS, 1969: On the penetration of a turbulent layer into stratified fluid, *J. Fluid Mech.*, **37** (4), 643–655.
- KEUNE, H., 1989: *Taschenlexikon Chemie*, VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- KNUDSEN, M., 1900: Erneuerung der unteren Wasserschicht in der Ostsee, *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.*, **28**, 586–590.
- KOHLRAUSCH, F., 1960: *Praktische Physik*, B.G. Teubner Verlagsgesellschaft, Stuttgart.
- KOLDITZ, L., 1983: *Anorganikum*, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin.
- KRAUS, E. B. und J. S. TURNER, 1967: A one-dimensional model of the seasonal thermocline, II. The general theory and its consequences, *Tellus*, **19**, 98–105.
- KRÜGER, S., 1997: Meeresmeßtechnik im Institut für Ostseeforschung Warnemünde, *DGM-Mitteilungen*, S. 23–29.
- KRÜGER, S., K.-P. WLOST und W. ROEDER, 1995: Die neuen automatischen Meßstationen des IOW als Bestandteil des Stationären Umweltmeßnetzes Nord- und Ostsee, in *Technik zur Nutzung und Erhaltung aquatischer Lebensräume*, O. Fiedler, Hg., Interdisziplinäres Kolloquium, Der Ingenieur und seine Umwelt; 3, 1994, (Rostock), S. 53–61.
- KUSS, J., K. NAGEL und B. SCHNEIDER, 2002: Evidence from the Baltic Sea for enhanced  $\text{CO}_2$  air-sea transfer velocity, *Geophys. Res. Lett.*, S. submitted.
- LASS, H. U. und W. MATTHÄUS, 1996: On temporal wind variations forcing salt water inflows into the Baltic Sea, *Tellus*, **48A**, 663–671.
- LASS, H. U., R. SCHWABE, W. MATTHÄUS und E. FRANCKE, 1987: On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea, *Beitr. Meeresk.*, **56**, 27–49.

- LAZARENKO, N. N., 1986: Variations of mean level and water volume of the Baltic Sea, in *Baltic Sea Environment Proceedings, Water Balance of the Baltic Sea*, B. M. E. P. C. H. Commission, Hg., Government Printing Centre, S. 64–80.
- LEHMANN, A. und H.-H. HINRICHSSEN, 2001: The importance of water storage variations for water balance studies of the Baltic Sea, *Phys. Chem. Earth (B)*, **26** (5-6), 383–389.
- LISS, P. S., 1983: Gas Transfer: Experiments and Geochemical Implications, in *Air-Sea Exchange of Gases and Particles*, P. S. Liss und W. G. N. Slinn, Hg., D. Reidel Publishing Company, Bd. 108, S. 241–298.
- LISS, P. S. und L. MERLIVAT, 1986: Air-Sea Gas Exchange Rates: Introduction and Synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, P. Buat-Ménard, Hg., D. Reidel Publishing Company, Bd. 185, S. 113–127.
- LISS, P. S. und P. G. SLATER, 1974: Flux of Gases across the Air–Sea Interface, *Nature*, **247**, 181–184.
- MATTHÄUS, W., 1990: Langzeittrends und Veränderungen ozeanologischer Parameter während der gegenwärtigen Stagnationsperiode im Tiefenwasser der zentralen Ostsee, *Fischerei-Forschung, Rostock*, **28** (3), 25–34.
- MATTHÄUS, W., 1992: Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee, *Geogr. Rundschau*, **44** (11), 626–631.
- MATTHÄUS, W., 1993: Forschungsberichte, *Geogr. Rundschau*, **45** (7-8), 473–474.
- MATTHÄUS, W., 1996: Ozeanographische Besonderheiten, in *Warnsignale aus der Ostsee*, J. L. Lozan, R. Lampe, W. Matthäus, E. Rachor, H. Rumohr und H. von Westernhagen, Hg., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, S. 17–24.
- MATTHÄUS, W. und H. FRANCK, 1990: The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows, *Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig*, **99** (4), 377–386.
- MATTHÄUS, W. und H. FRANCK, 1992: Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis, *Contin. Shelf Res.*, **12** (12), 1375–1400.
- MATTHÄUS, W., E. FRANCKE, H. U. LASS und R. SCHWABE, 1982: Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darßer Schwelle, *Beitr. Meeresk.*, **47**, 31–50.
- MATTHÄUS, W. und H. U. LASS, 1994: The Recent Inflow into the Baltic Sea, *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 280–286.
- MATTHÄUS, W., H. U. LASS, E. FRANCKE und R. SCHWABE, 1983: Zur Veränderlichkeit des Volumen- und Salztransports über die Darßer Schwelle, *Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig*, **92** (5), 407–420.

- MATTHÄUS, W. und G. NAUSCH, 2001: *The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s*, No. 45, Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde.
- MATTHÄUS, W., G. NAUSCH, H. U. LASS, K. NAGEL und H. SIEGEL, 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, *Deutsche Hydrog. Zeitschrift*, **51** (1), 67–84.
- MATTHÄUS, W., G. NAUSCH, H. U. LASS, K. NAGEL und H. SIEGEL, 2000: *Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999*, No. 39, Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde.
- MATTHÄUS, W., G. NAUSCH, H. U. LASS, K. NAGEL und H. SIEGEL, 2001a: The Baltic Sea in 1999 - Stabilization of nutrient concentrations in the surface water and increasing extent of oxygen deficiency in the central Baltic deep water, in *The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s*, W. Matthäus und G. Nausch, Hg., Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde, No. 45, S. 3–25.
- MATTHÄUS, W., G. NAUSCH, H. U. LASS, K. NAGEL und H. SIEGEL, 2001b: Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000, in *The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s*, W. Matthäus und G. Nausch, Hg., Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde, No. 45, S. 27–88.
- MERTENS, C. und F. SCHOTT, 1998: Interannual Variability of Deep Water Formation in the Northwestern Mediterranean, *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1410–1424.
- MILLARD, R., 1991: CTD Oxygen Calibration Procedure, in *Operations and Methods*, WHP, S. 1–9.
- MOHRHOLZ, V., 1998: *Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht*, Dissertation, Institut für Ostseeforschung, Warnemünde.
- MÜLLER, G., 1982: *Experimentelle Untersuchung der Oberflächendrift mit Hilfe von Driftkarten in der Arkona- und Beltsee*, Dissertation, Institut für Meereskunde, Warnemünde.
- Мюллер Г., 1981: ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ДРЕИФОНОГО ТЕЧЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ ДРЕИФОВЫХ КАРТОЧЕК, in Труды XII КОНФЕРЕНЦИИ балтийских океанографов и VII СОВЕЩАНИЯ экспертов по водному балансу Балтийского моря, Ленинград 1980, ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР, Нг., Ленинград Гидрометеоиздат, S. 147–151.
- NEHRING, D., W. MATTHÄUS, H. U. LASS, G. NAUSCH und K. NAGEL, 1996: *Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1995*, No. 16, Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde.



- NEUMANN, T., 2000: Towards a 3D-ecosystem model of the Baltic Sea, *J. Marine Systems*, **25**, 405–419.
- NEUMANN, T., W. FENNEL und C. KREMP, 2002: Experimental Simulations with an Ecosystem Model of the Baltic Sea: A Nutrient Load Reduction Experiment, *Global Biogeochemical Cycles*, **accepted**, 1–12.
- NIILER, P. P. und E. B. KRAUS, 1977: One-dimensional models of the upper ocean, in *Modelling and prediction of the upper layers of the ocean*, E. B. Kraus, Hg., Pergamon Press, S. 143–172.
- NÖSEL, H., 1978: *Die kleine Oxi-Fibel*, Wissenschaftlich-Technische Werkstätten G.m.b.H. (WTW), Weilheim.
- OEHNE, F. und P. SCHULER, 1983: *Gelöst-Sauerstoff-Messung*, Dr. Alfred Hüthig Verlag, Heidelberg.
- OMSTEDT, A., 1990: A coupled one-dimensional sea ice-ocean model applied to a semi-closed basin, *Tellus*, **42A**, 568–582.
- OWENS, W. B. und ROBERT C. MILLARD JR., 1985: A New Algorithm for CTD Oxygen Calibration, *J. Phys. Oceanogr.*, **15** (5), 621–631.
- RAHMSTORF, S., 1991: A Zonal-Averaged Model of the Ocean's Response to Climatic Change, *J. Geophys. Res.*, **96** (C4), 6951–6963.
- RD-INSTRUMENTS, 1993: *Direct-Reading Broadband Acoustic Doppler Current Profiler, Technical Manual*.
- RECHLIN, O., 1996: Fischbestände und erträge, in *Meereskunde der Ostsee*, G. Rheinheimer, Hg., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, S. 256–265.
- RUMOHR, H., 1996: Zoobenthos, in *Meereskunde der Ostsee*, G. Rheinheimer, Hg., Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, S. 173–181.
- SCHMIDT, M., T. SEIFERT, H. U. LASS und W. FENNEL, 1998: Patterns of Salt Propagation in the Southwestern Baltic Sea, *Deutsche Hydrog. Zeitschrift*, **50** (4), 345–364.
- SCHMIDT, T., 1995: *Mesoskale Zirkulationsprozesse in der westlichen Ostsee unter besonderer Berücksichtigung von Austauschvorgängen über die Darßer Schwelle*, Dissertation, Institut für Ostseeforschung, Warnemünde.
- SCHNEIDER, B., K. NAGEL, H. THOMAS und A. REBERS, 1999: The Baltic Sea  $CO_2$  budget: Do we need a new parameterization of the  $CO_2$  transfer velocity?, in *Proceedings of the 2nd International Symposium,  $CO_2$  in the Oceans*, Y. Nojiri, Hg., CGER-IO37-'99, CGER/NIES, Bd. 185, S. 289–292.
- SCHRÖTER, W., K.-H. LAUTENSCHLÄGER und H. BIBRACK, 1992: *Chemie, Fakten und Gesetze*, Buch- und Zeit-Verlagsgesellschaft mbH Köln.

- SEA-BIRD ELECTRONICS, 1996a: *SBE 13/22/23/30 dissolved oxygen sensor calibration and deployment*, SEA-BIRD Electronics, Inc., app. no. 13-1,C.
- SEA-BIRD ELECTRONICS, 1996b: *SBE 23Y dissolved oxygen sensor*, SEA-BIRD Electronics, Inc.
- SEA-BIRD ELECTRONICS, 1997: *SeaCat SBE 16-03, Conductivity and Temperature recorder, operating manual*, SEA-BIRD Electronics, Inc., app. no. 16.10.
- SEIFERT, T. und B. KAYSER, 1995: A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea, *Meereswissenschaftl. Berichte, Institut f. Ostseef. Warnemünde*, **5**, 73–88.
- SEND, U. und B. BASCHEK, 2001: Intensive shipboard observations of the flow through the Strait of Gibraltar, *J. Geophys. Res.*, **106** (C 12), 31,017–31,032.
- SIEGEL, H., M. GERTH, R. RUDLOFF und G. TSCHERSICH, 1994: Dynamic Features in the Western Baltic Sea Investigated Using NOAA-AVHRR Data, *Deutsche Hydrog. Zeitschrift*, **46** (3), 191–209.
- SMITH, S. D. und F. W. DOBSON, 1984: The Heat Budget at Ocean Weather Station Bravo, *Atmosphere-Ocean*, **1** (22), 1–22.
- THORPE, S. A., 1995: Dynamical processes of transfer at the sea surface, *Prog. Oceanog.*, **35**, 315–352.
- TÖDT, F., 1958: Neue Ergebnisse elektrochemischer Sauerstoffmessungen, in *Elektrochemische Sauerstoffmessung*, Walter Gruyter, Berlin, S. 328–336.
- TOMCZAK, G., 1964: Investigations with drift cards to determine the influence of the wind on surface currents, in *Studies on Oceanography*, K. Hidaka, Hg., University of Washington Press, S. 129–139.
- TOMCZAK, M. und J. S. GODFREY, 1994: *Regional Oceanography: an Introduction*, Pergamon.
- UNESCO, 1973: *Int. Oceanogr. Tab., Vol 2*, Nat. Inst. of Oceanogr. of GB and Uni. Nat. Educational, Scientific and Cultural Org.
- VISBECK, M., 1993: *Konvektion im offenen Ozean, Interpretation von Beobachtungen aus der Grönlandsee und dem westlichen Mittelmeer*, Dissertation, Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität, Kiel.
- WANNINKHOF, R., 1992: Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean, *J. Geophys. Res.*, **97** (C5), 7373–7382.
- WANNINKHOF, R. und W. R. MCGILLIS, 1999: A cubic relationship between air–sea  $CO_2$  exchange and wind speed, *Geophys. Res. Lett.*, **26** (13), 1889–1892.
- WEISS, R. F., 1970: The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater, *Deep-Sea Res.*, **17**, 721–735.

- WHITMAN, W. G., 1923: The two-film theory of gas absorption, *Chem. metall. Engng.*, **29**, 146–148.
- WINKLER, L. W., 1888: Die Bestimmung des im Wasser gelösten Sauerstoffes, *Berichte d. dtsh. chem. Gesellschaft*, **21**, 2843–2854.
- WOOLF, D. K., 1993: Bubbles and the Air-Sea Transfer Velocity of Gases, *Atmosphere-Ocean*, **31** (4), 517–540.
- WOOLF, D. K. und S. A. THORPE, 1991: Bubbles and the air-sea exchange of gases in near-saturation conditions, *J. Marine Res.*, **49**, 435–466.
- WYRTKI, K., 1953: Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt I, *Kieler Meeresforsch.*, **9** (2), 155–170.
- WYRTKI, K., 1954a: Der große Salzwassereinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951, *Kieler Meeresforsch.*, **10** (1), 19–25.
- WYRTKI, K., 1954b: Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt II, *Kieler Meeresforsch.*, **10** (2), 162–181.

## Abbildungsverzeichnis

Titelblatt: Mess-Station II; Foto W. Roeder, Juni 2001 . . . . .	1
1.1 Die Topographie der Ostsee . . . . .	7
2.1 Mess-Station Darßer Schwelle; Foto W. Roeder, Juli 1995 . . . . .	13
2.2 Oberflächenverankerung; Fotos M. Sommer, W. Roeder, Mai 1999 . . . . .	15
2.3 ACDP; Foto G. Plüschke, 1996 . . . . .	16
3.1 Skizze der Prozesse im Sauerstoffsensor . . . . .	19
3.2 Sauerstoffsensorkopf, Fotos, April 1999 . . . . .	24
3.3 Skizze Wasserpumpensystem . . . . .	25
3.4 Sauerstoffsensorvalidation, ohne Probleme . . . . .	30
3.5 Sauerstoffsensorvalidation mit Problemen zu Beginn . . . . .	31
3.6 Sauerstoffsensorvalidation mit biol. Bewuchs . . . . .	33
3.7 Sauerstoffsensor mit biol. Bewuchs, Fotos, Oktober 1999 . . . . .	34
3.8 Übersicht der Sauerstoffdaten . . . . .	35
4.1 Skizze Gasaustausch . . . . .	39
4.2 Sauerstofflöslichkeit und -sättigung . . . . .	42
4.3 Transfargeschwindigkeit . . . . .	44
4.4 Startprofile für die Modellrechnungen . . . . .	50
4.5 Temperaturvergleich im Zeitraum B (Messung - Deckschichtmodell) . . . . .	52
4.6 Gesamtwärmefluss, Windgeschwindigkeit, Deckschichttiefen aus Messungen und vom Deckschichtmodell, Zeitraum A . . . . .	53
4.7 Temperaturvergleich im Zeitraum B (Messung - Deckschichtmodell) . . . . .	55
4.8 Gesamtwärmefluss, Windgeschwindigkeit, Deckschichttiefen aus Messungen und vom Deckschichtmodell; Zeitraum B . . . . .	56
4.9 Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen aus Messungen und aus Modellrech- nungen . . . . .	58
4.10 Differenz der Sauerstoffkonzentrationen aus Messungen und aus Modellrech- nungen . . . . .	59
4.11 Vergleich des Sauerstoffsättigungsgrades aus Messungen und aus Modellrech- nungen . . . . .	60
4.12 Daten zur Berechnung der Transfargeschwindigkeit . . . . .	62
4.13 Transfargeschwindigkeit $k$ aus den Messungen . . . . .	63
5.1 Topographie im Gebiet der Darßer Schwelle . . . . .	67
5.2 Skizze zur Extrapolation der ADCP-Strömungs- und der Sauerstoffdaten . . . . .	69
5.3 Skizze der Gitterpunkte des ERGOMs . . . . .	71
5.4 Volumentransportvergleich - ERGOM . . . . .	72
5.5 Varianzen des Volumentransportes Darßer Schwelle . . . . .	73
5.6 Vergleich Transport durch: ADCP - Pegel Landsort . . . . .	75
5.7 Vertikal extrapolierte Strömungsgeschwindigkeiten, Darßer Schwelle . . . . .	77

5.8	Integraler Volumentransport über die Darßer Schwelle . . . . .	78
5.9	Sauerstoffkonzentration und Sättigungsgrad, Winter 1999/2000 . . . . .	79
5.10	Salzgehalts- und Temperaturverteilung, Winter 1999/2000 . . . . .	80
5.11	Korrelationsbetrachtung . . . . .	81
5.12	Integrierter Sauerstofftransport . . . . .	82
5.13	Sauerstoffkonzentration und Sättigungsgrad, Winter 1999/2000 . . . . .	85

## A Tabellen

### Sauerstoff

Reiner Sauerstoff ist ein farbloses, geruch- und geschmackloses Gas. Sauerstoff wird mit dem Symbol  $O$  abgekürzt, welches von dem lateinischen Wort *oxygenium* stammt und übersetzt Säurebildner bedeutet. Neben der zweiatomigen (Disauerstoff) ist unter natürlichen Bedingungen eine dreiatomige Form des Sauerstoffs (Trisauerstoff), das Ozon ( $O_3$ ), stabil (Charakteristika und Eigenschaften des Disauerstoffs  $O_2$  Tabelle A.2, Seite 99).

Hauptbestandteile	Vol.%	Massen%
Stickstoff	78.084	75.5
<b>Sauerstoff</b>	<b>20.946</b>	<b>23.15</b>
Argon	0.934	1.28
Kohlendioxid	0.03	0.05

**Tabelle A.1:** *Hauptbestandteil der atmosphärischen Luft, (SCHRÖTER ET AL., 1992) und (WEISS, 1970)*

Die atmosphärische Luft ist ein Gemisch aus Stickstoff, Sauerstoff und geringeren Mengen an Edelgasen, Kohlendioxid, Wasserstoff, Ozon, Wasserdampf und Spuren weiterer Stoffe. Die Tabelle A.1 gibt eine Übersicht über die Volumen- und Massenprozent der Hauptbestandteile der atmosphärischen Luft.

Infolge der mannigfachen Ausgleichsbewegungen schwankt der Sauerstoffgehalt in der freien Luft um 0.1 %, FALBE UND REGITZ (1992). Sauerstoff ist mit 49.5 Massenprozent am Aufbau der Erdrinde, der Ozeane und der Lufthülle das häufigste Element: 23.15 Massenprozent Sauerstoff sind in der Luft, 88.81 Massenprozent im Wasser chemisch an Wasserstoff gebunden und 47.3 Massenprozent sind chemisch gebunden in den Gesteinen der Erdrinde vertreten, KEUNE (1989).

### Eigenschaften des Sauerstoffs

Eigenschaften	Größe	Einheit
Kernladungs- bzw. Ordnungszahl	8	
Hauptgruppe	6	
Oxidationszahl	-2	
Elektronegativitätswert	3.5	
relative Atommasse	$15.9994 \pm 0.0003$	$u$
Atomradius	0.074	$nm$
Schmelzpunkt	-219	$^{\circ}C$
Siedepunkt	-182.97	$^{\circ}C$
Dichte bei $0^{\circ}C$ , 1013 mbar	1.429	$g\ dm^{-3}$
spez. Wärmekapazität bei const. Druck	0.917	$kJ(kg\ K)^{-1}$

**Tabelle A.2:** Charakteristik und Eigenschaften des Disauerstoffs (gewöhnlicher Sauerstoff)  $O_2$  nach FALBE UND REGITZ (1992), SCHRÖTER ET AL. (1992) und FISCHER UND DORN (1982)

### Löslichkeit, Sättigung und Schmidtzahl

Konstante		Konstante	
$a_1$	-58.3877	$b_1$	-0.034892
$a_2$	85.8079	$b_2$	0.015568
$a_3$	23.8439	$b_3$	-0.0019387

**Tabelle A.3:** Konstanten zur Bestimmung der Löslichkeit nach WEISS (1970), Gleichung (4.15) auf Seite 41, Kapitel 4.1

Konstante	Sättigung [ $ml\ l^{-1}$ ]	Sättigung [ $ml\ kg^{-1}$ ]
$A_1$	-173.4292	-177.7888
$A_2$	249.6339	255.5907
$A_3$	143.3483	146.4813
$A_4$	-21.8492	-22.2040
$B_1$	0.033096	-0.037362
$B_2$	0.014259	0.016504
$B_3$	-0.001700	-0.0020564

**Tabelle A.4:** Konstanten zur Bestimmung der Sauerstoffsättigung nach WEISS (1970), Gleichung (4.16) auf Seite 43, Kapitel 4.1

Konstante	Frischwasser	Seewasser
$\alpha$	1800.6	1953.4
$\beta$	120.10	128.00
$\gamma$	3.7818	3.9918
$\delta$	0.047608	0.050091

**Tabelle A.5:** Konstanten für die Schmidtzahl nach WANNINKHOF (1992), Gleichung 4.18 auf Seite 43 in Kapitel 4.1

### Validation der Sauerstoffdaten

No.	Zeit	Stützstellen	Ord. Poly.	Std.	Ord. Poly	Std
001	27.04.99 - 23.08.99	14	3	0.064	—	—
002	23.08.99 - 28.09.99	4	1	0.729	—	—
003	30.09.99 - 16.12.99	9	3	0.118	3	0.060
004	16.12.99 - 20.01.00	3	1	0.083	1	0.158
005	20.01.00 - 10.02.00	2	1	—	—	—
006	11.02.00 - 22.02.00	3	1	—	—	—

**Tabelle A.6:** Korrektur der Sauerstoffsensoren an der Oberfläche (1.4 m), Kapitel 3.3, Seite 28 ff.

No.	Zeit	Stützstellen	Ord. Poly.	Std.	Ord. Poly	Std
001	16.10.98 - 12.01.99	8	3	0.024	3	0.023
002	12.01.99 - 26.04.99	8	3	0.046	3	0.036
003	28.04.99 - 12.07.99	6	3	0.028	1	0.027
004	15.07.99 - 15.11.99	8	3	0.969	—	—
005	16.11.99 - 05.12.99	2	—	—	—	—
006	16.12.99 - 19.01.00	3	1	—	—	—
007	20.01.00 - 22.02.00	6	2	0.019	2	0.018
008	22.02.00 - 10.04.00	3	2	0.001	2	0.001

**Tabelle A.7:** Korrektur der Sauerstoffsensoren in 7 m, Kapitel 3.3, Seite 28 ff.

No.	Zeit	Stützstellen	Ord. Poly.	Std.	Ord. Poly	Std
001	16.10.98 - 15.12.98	5	2	0.027	2	0.019
002	12.01.99 - 26.04.99	8	3	0.097	3	0.025
003	28.04.99 - 18.06.99	4	1	0.163	1	0.544
004	14.07.99 - 16.12.99	13	—	—	1	0.700
005	16.12.99 - 22.02.00	8	3	0.153	3	0.112
006	22.02.00 - 17.05.00	5	2	0.736	2	0.852

**Tabelle A.8:** Korrektur der Sauerstoffsensoren in 19 m, Kapitel 3.3, Seite 28 ff.



### Temperatur- und Salzgehaltsvergleiche

Sensorein- satztiefe	26.04.1999 44/99/06 $dT$ [K]	16.12.1999 40/99/23 $dT$ [K]	20.01.2000 40/00/02 $dT$ [K]	01.11.2000 40/00/20 $dT$ [K]
1.4 m	-0.013	0.003	–	–
7 m	-0.005	–	-0.002	-0.007
12 m	-0.015	0.003	0.002	-0.007
17 m	-0.012	0.003	0.001	-0.007
19 m	-0.001	0.005	0.001	0.003

**Tabelle A.9:** Temperaturvergleichsmessungen, zwischen *SeaCats* und *CTD-Sonde*, Kapitel 3.1, Seite 25

Sensorein- satztiefe	26.04.1999 44/99/06 $dS$ [–]	16.12.1999 40/99/23 $dS$ [–]	20.01.2000 40/00/02 $dS$ [–]	01.11.2000 40/00/20 $dS$ [–]
1.4 m	0.008	0.002	–	–
7 m	0.004	–	-0.008	0.020
12 m	0.007	0.039	-0.006	0.010
17 m	0.014	0.051	-0.005	0.010
19 m	0.015	0.033	-0.005	0.020

**Tabelle A.10:** Salzgehaltsvergleichsmessungen, zwischen *SeaCats* und *CTD-Sonde*, Kapitel 3.1, Seite 25

### Dichteberechnung im Deckschichtmodell

		A1	B1	B2
Starttag	1999	121	297	313
Datum		1. Mai 1999	24. Okt. 1999	9. Nov. 1999
$\rho_0$	[ $kg\ m^{-3}$ ]	1006.00	1006.00	1006.00
$\alpha_T$	[ $^{\circ}C^{-1}$ ]	$1.4 \cdot 10^{-4}$	$1.0 \cdot 10^{-4}$	$1.0 \cdot 10^{-4}$
$T_0$	[ $^{\circ}C$ ]	5.1	10.5	10.5
$\beta_S$	[–]	$6.9 \cdot 10^{-4}$	$6.0 \cdot 10^{-3}$	$6.0 \cdot 10^{-3}$
$S_0$	[–]	7.5	8.1	8.1

**Tabelle A.11:** Dichteberechnung im Deckschichtmodell, Gleichung (4.28) auf Seite 48, Kapitel 4.2

## B Liste der verwendeten Symbole

Symbol	Bezeichnung	Einheit
$a_n$	: Konstanten für Löslichkeit	-
$a_{T0}$	: Transmissionsfaktor	-
$a_n$	: Konstanten für Löslichkeit	-
$\alpha$	: Konstanten für Schmidtzahl	-
$A$	: Querschnittsfläche	$m^2$
$A_n$	: Konstanten für Sättigung	-
$A_m$	: Meeresoberfläche	$km^3$
$b_n$	: Konstanten für die Löslichkeit	-
$b_{T0}$	: Transmissionsfaktor	-
$b_n$	: Konstanten für Löslichkeit	-
$b_{un}$	: Windgeschwindigkeitsbereiche	-
$\beta$	: Konstanten für Schmidtzahl	-
$\beta$	: Konstanten für Schmidtzahl	-
$B_n$	: Konstanten für Sättigung	-
$B_I$	: Kalibrier-Koeffizient (Stromoffset)	-
$B_0$	: Auftriebsfluss	$m^2 s^{-3}$
$c_p$	: spezifische Wärmekapazität	$J kg^{-1} K^{-1}$
$\mathcal{N}$	: Konstanten für Schmidtzahl	-
$C$	: Gas- /Sauerstoffkonzentration	$ml l^{-1}$
$C_h$	: Transferkoeffizient für Wärme	-
$C_k$	: Gaskonzentration an der Kathode	$ml l^{-1}$
$C_l$	: Gaskonzentration in der Luft	$ml l^{-1}$
$C_n$	: Gaskonzentration $n$	$ml l^{-1}$
$C_{sat}$	: Sättigungsgaskonzentration	$ml l^{-1}$
$C_{Sensor}$	: Sauerstoffkonzentration des Sensors	$ml l^{-1}$
$C_{ssl}$	: Gaskonzentration an der Meeresoberfläche (Luft)	$ml l^{-1}$
$C_{ssw}$	: Gaskonzentration an der Meeresoberfläche (Wasser)	$ml l^{-1}$
$C_w$	: Gaskonzentration im Wasser	$ml l^{-1}$
$C_{Winkler}$	: Sauerstoffkonzentration einer Referenzprobe	$ml l^{-1}$
$\beta$	: Konstanten für Schmidtzahl	-
$D$	: Diffusionskoeffizient	$m s^{-2}$
$f_w$	: Effizienz der Windmischung	-
$F$	: Gasfluss bzw. diffusiver Stofftransport	$ml m^{-2} s^{-1}$
$F_{II} F_{III}$	: Gasfluss durch Filmschicht II bzw. III	$ml m^{-2} s^{-1}$
$\mathfrak{F}$	: Faradaysche Konstante	$A s ml^{-1}$
$g$	: Erdbeschleunigung	$ms^{-2}$

Symbol	Bezeichnung	Einheit
$h$	: Deckschichttiefe	$m$
$h_p$	: Wasserstand (Pegel)	$m$
$H$	: Henry Koeffizient	-
$H_0$	: Windmischtiefenskala	$m$
$I_d$	: Diffusionsgrenzstrom	$A$
$J$	: zusammengef. Konstante	$A s m ml^{-1}$
$\tilde{\kappa}_n$	: Korrekturparameter	-
$k$	: Transfergeschwindigkeit	$m s^{-1}$
$k'$	: Transfergeschwindigkeit	$m s^{-1}$
$k_l$	: Transfergeschwindigkeit (Luftfilmschicht)	$m s^{-1}$
$k_w$	: Transfergeschwindigkeit (Wasserfilmschicht)	$m s^{-1}$
$L$	: Grenzschichtdicke	$m$
$L_m$	: Teflonmembrandicke	$m$
$L_\nu$	: Verdampfungswärme	$J kg^{-1}$
$m_e$	: empirischer Koeffizient	-
$n, n$	: $n, n \in \mathbb{N}$	-
$n_e$	: empirischer Koeffizient	-
$N_c$	: Bedeckungsgrad	-
$p$	: Druck	$hPa$ bzw. $dbar$
$pcor$	: Konstante für $O_2$ -Sensor (Druckkorrektur)	-
$p_d$	: Wasserdampfdruck	$hPa$
$p_l$	: Luftdruck	$hPa$
$p_m$	: Permeabilitätskoeffizient der Membran	$ml (hPa s m)^{-1}$
$p_{O_2}$	: Sauerstoffpartialdruck	$hPa$
$p_{sat}$	: Sättigungpartialdruck	$hPa$
$p_n$	: Partialdruck	$hPa$
$q_0$	: spezif. Sättigungsfeuchte	-
$q_l$	: spezif. Feuchte	-
$Q$	: Summe der Wärmeflüsse	$W m^{-2}$
$Q_e$	: solare Einstrahlung	$W m^{-2}$
$Q_l$	: latenter Wärmefluss	$W m^{-2}$
$Q_s$	: sensibler Wärmefluss	$W m^{-2}$
$Q_t$	: thermische Netto-Strahlung	$W m^{-2}$
$Q_0$	: solare Einstrahlung Oberrand der Atm.	$W m^{-2}$
$r$	: Korrelationskoeffizient	-
$S$	: Salzgehalt	$psu$
$S_I$	: Stromsteigung	-
$Sc$	: Schmidtzahl	-

Symbol	Bezeichnung	Einheit
$A$	: Korrekturkoeffizient für $O_2$ -Sensor	-
$t$	: Zeit	$s$
$T$	: Temperatur	$^{\circ}C$
$T_0$	: Referenztemperatur der Meeresoberfläche	$^{\circ}C$
$T_{cor}$	: Konstante für $O_2$ -Sensor (Temp.korrektur)	-
$T_l$	: Lufttemperatur	$^{\circ}C$
$U$	: Windgeschwindigkeit	$m s^{-1}$
$V$	: Volumentransport	$m^3 s^{-1}$
$V_{\emptyset}$	: gemittelter Volumentransport	$km^3 Tag^{-1}$
$V_p$	: Volumentransport (Pegel)	$km^3$
$w_e$	: Eindringgeschwindigkeit	$m s^{-1}$
$w_T$	: Konstante für $O_2$ -Sensor (Wichtungsfaktor)	-
$z$	: Tiefe	$m$
$x, y, z$	: Richtungskordinaten	-
$\alpha_A$	: Albedo	-
$\alpha_T$	: thermischer Expansionskoeffizient	-
$\beta$	: Bunsen-Löslichkeitskoeffizient	-
$\beta'$	: Löslichkeitskoeffizient	$ml (l hPa)^{-1}$
$\beta_S$	: haliner Expansionskoeffizient	-
$\epsilon$	: Emissivität von Wasser	-
$\nu$	: kinematische Viskosität	$m s^{-2}$
$\rho_0$	: Referenzdichte	$kgm^{-3}$
$\rho$	: Dichte	$kgm^{-3}$
$\rho_l$	: Dichte der Luft	$kg m^{-3}$
$\sigma_s$	: Stefan-Bolthzmann Konstante = $5.67 \cdot 10^{-8}$	$W m^{-2} K^{-4}$
$\xi$	: Sonnenhöhe	-

## C Abkürzungen

Abkürzung	Bezeichnung
ADCP	<b>A</b> coustic <b>D</b> oppler <b>C</b> urrent <b>P</b> rofiler
BOOS	: <b>B</b> altic <b>O</b> perational <b>O</b> ceanographic <b>S</b> ystem
BSH	: <b>B</b> undesamt für <b>S</b> eeschiffahrt und <b>H</b> ydrographie
CTD	: <b>C</b> onductivity <b>T</b> emperature <b>D</b> epth
DYNOCS	: <b>D</b> YNAmics <b>O</b> f <b>C</b> onected <b>S</b> eas
DS	: <b>D</b> arßer <b>S</b> chwelle
DWD	: <b>D</b> eutscher <b>W</b> etter- <b>D</b> ienst, Offenbach
ERGOM	: <b>E</b> rste <b>G</b> eneration des <b>O</b> stsee- <b>M</b> odells
GOOS	: <b>G</b> lobal <b>O</b> cean <b>O</b> bserving <b>S</b> ystems
GSM	: <b>G</b> lobal <b>S</b> ystem for <b>M</b> obilcommunications
HELCOM	: <b>H</b> ELSinki <b>C</b> OMmission
IOW	: <b>I</b> nstitut für <b>O</b> stseeforschung, <b>W</b> arnemünde
MARNET	: <b>M</b> arinen <b>U</b> mweltmess <b>n</b> etzes
ME	: <b>M</b> eeres <b>e</b> lektronik, Kiel
METEO-SAT	: <b>M</b> ETEOralogischer <b>S</b> ATellit
ONO	: Himmelsrichtung: <b>O</b> st- <b>N</b> ord- <b>O</b> st
RD-I	: RD-Instruments Herstellerfirma der ADCPs
SBE	: <b>S</b> ea- <b>B</b> ird <b>E</b> lectronics
SeaCat	: Messgerät der Firma SBE
SMHI	: <b>S</b> chwedisches <b>M</b> eteorologisches und <b>H</b> ydrologisches Institut, Norrköping
TKE	: <b>T</b> urbulente <b>K</b> inetische <b>E</b> nergie
WEDS	: <b>W</b> asseraustausch- <b>E</b> xperiment <b>D</b> arßer <b>S</b> chwelle
WEKOS	: <b>W</b> Echselwirkung zwischen <b>K</b> üste und <b>O</b> ffener <b>S</b> ee
WSW	: Himmelsrichtung: <b>W</b> est- <b>S</b> üd- <b>W</b> est
YSI	: <b>Y</b> ellow <b>S</b> prings <b>I</b> nstruments, Ohio

## Danksagung

An dieser Stelle danke ich allen, die mich im Laufe des Entstehens dieser Arbeit tatkräftig unterstützt haben:

Herrn Prof. Dr. W. Fennel für die Betreuung und konstruktive Kritik und Frau Prof. Dr. M. Rhein für die Anregungen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben sowie Herrn Dr. E. Hagen für hilfreich aufmunternde Diskussionen;

den Herren S. Krüger, besonders W. Roeder und M. Sommer für die technische und wissenschaftliche Betreuung bei der Erhebung der Daten zu Wasser und zu Lande;

Herrn Dr. H. U. Lass, der mir freundlicherweise die ADCP-Daten zur Verfügung stellte; Herrn G. Plüschke und Herrn R. Kay für die wertvolle Hilfe bei der Entwicklung der Oberflächenverankerung;

Anita Leinweber, Dr. Jan Reißmann, Dr. Thomas Neumann und Dagmar Kieke und ganz besonders Constanze Böttcher für die spannenden Diskussionen sowie Dr. Olaf Plähn, Karin Wrobel, Claudia Fellerhoff und Gertje Czub für das unermüdliche Korrekturlesen;

den Besatzungen der Forschungsschiffe Professor Albrecht Penck und A. v. Humboldt und den Mitarbeitern der Sektion Physikalische Ozeanographie und Messtechnik, besonders Jutta Dankert, für das gute Arbeitsklima;

meinen Eltern und meinem Bruder Jens, die durch ihre ständige Bereitschaft mir zu helfen, mich liebevoll unterstützt haben.



Badewien, T. H.:

Horizontal and vertical oxygen exchange in the Baltic Sea

## Contents

Abstract

1. Introduction

2. Baltic Sea and Darss Sill

3. Oxygen measurements

4. Vertical oxygen exchange

5. Horizontal oxygen exchange

6. Summary

References

Appendix