

Skalenabschätzung von Transporten in der Westlichen Ostsee

Diplomarbeit

Mathias Ahrenberg



Skalenabschätzung von Transporten in der Westlichen Ostsee

zur Erlangung des akademischen Grades
Diplom-Physiker

vorgelegt dem
Fachbereich Physik der Universität Rostock

Mathias Ahrenberg
6. Dezember 2007

Referenten:

Prof. Dr. Hans Burchard
PD Dr. Eberhard Hagen

Erklärung

Die vorliegende Arbeit wurde im Zeitraum von Anfang August 2006 bis Ende Oktober 2007 in der Sektion Physikalische Ozeanographie und Messtechnik des Institutes für Ostseeforschung an Universität Rostock unter der Leitung von Prof. Dr. Hans Burchard und Dr. Eberhard Hagen angefertigt.

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt und nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Einleitende Bemerkungen

In dieser Arbeit wird für die Einheit der Salinität das SI-Einheitensystem, also g/kg als Einheit der gelösten Salzmenge im Salzwasser verwendet, nicht wie in der Vergangenheit oft üblich die nicht physikalische Einheit psu (practical salinity unit). Die Einheit psu beruht auf der Proportionalität von Salzgehalt zu Leitfähigkeit und somit hat die *practical salinity scale* keine Einheiten. In der Arbeit von Feistel und Marion (2007) wird ein Umrechnungsfaktor zwischen den Einheiten psu und g/kg von $1 \text{ psu} \approx 1.004867 \text{ g/kg}^1$ angegeben, wobei in dieser Diplomarbeit aber hinsichtlich der Bemerkung im nachfolgenden Absatz der Faktor auf 1 gesetzt wird.

Desweiteren handelt es sich bei den Berechnungen in dieser Arbeit um Abschätzungen, die mehr oder weniger grob ausfallen. Eine Fehlerbetrachtung der Zeitreihen gemessener Parameter macht aufgrund der hochpräzisen Messinstrumente, die heutzutage eingesetzt werden, wenig Sinn. Die Fehler der in dieser Arbeit gemachten Abschätzungen werden die Fehlergrenzen der Messwerte bei weitem übersteigen.

Danksagung

Beim Anfertigen dieser Arbeit standen mir viele Menschen hilfreich zur Seite, von denen hier einige genannt seien. Ich danke meinen Betreuern Prof. Hans Burchard und Dr. Eberhard Hagen, die mir gewissenhaft bei dieser Arbeit geholfen haben, sowie Lars Umlauf, der auf meine Fragen immer eine Antwort wusste. Ich danke auch Hannes Rennau, der unermüdlich an der Verbesserung der Modelldaten gearbeitet hatte, und Richard Hofmeister, dessen GETM-Tool `gcv2zax` mir das Leben erleichtert hat, sowie Knut Klingbeil, dessen GETM-Tool `nctrack` es mir sehr vereinfacht hat, Transekten aus den Modelldaten zu extrahieren. Nicht zuletzt danke ich auch Dr. Torsten Seifert, der mir bei der Beschaffung von Pegeldata behilflich war.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Aufgabenstellung	13
2	Allgemeines	17
2.1	Die Ostsee	17
2.2	Salzwassereinströme	20
3	Monitoring in der Ostsee	23
3.1	Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Darsser Schwelle . .	24
3.1.1	Strömungsmessung	31
3.1.2	Salz- und Temperaturzeitreihen	35
3.1.3	Windzeitreihe	37
3.1.4	Pegeldifferenzzeitreihe	39
3.1.5	Verfügbarkeit der Daten	42
3.2	Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Drogden-Schwelle . .	43
3.2.1	Strömungsmessung	43
3.2.2	Salz- und Temperaturzeitreihen	45
3.2.3	Windzeitreihe	47
3.2.4	Pegeldifferenzzeitreihe	48
3.2.5	Verfügbarkeit der Daten	50
4	Das numerische Modell	51
4.1	Das General Estuarine Transport Model	51
4.2	Zur ursprünglichen Version des Modelllaufes	51
5	Vergleich von Modell und Realität	55
5.1	Der Windantrieb	55
5.2	Vergleich der Daten der Darsser Schwelle	56
5.2.1	Vergleich der Strömungsdaten	56
5.2.2	Vergleich der Salinität	61
5.2.3	Vergleich der Temperatur	62
5.3	Vergleich der Daten der Drogden-Schwelle	64
5.3.1	Vergleich der Strömungsdaten	64
5.3.2	Vergleich der Salinität	67
5.3.3	Vergleich der Temperatur	69
5.4	Schlussfolgerungen aus dem Vergleich zwischen Modell und Messung . . .	70

6	Berechnung des Wassertransportes	71
6.1	Transportberechnung aus den Monitoringdaten	71
6.2	Transportberechnung aus den Modelldaten	78
6.2.1	... mit den Werten einer Wassersäule	79
6.2.2	... mit den Werten aller Wassersäulen	82
6.3	Vergleich Modell - Monitoring	84
7	Berechnung des Salztransportes	89
7.1	Salztransport aus den Monitoringdaten	89
7.2	Salztransport aus den Modelldaten	92
7.2.1	... mit den Werten einer Wassersäule	92
7.2.2	... mit den Werten aller Wassersäulen	94
7.3	Vergleich Modell - Monitoring	95
8	Funktionaler Zusammenhang	97
8.1	Regression mit Monitoringdaten	97
8.2	Regression mit Modelldaten	106
9	Zusammenfassung und Ausblick	109
	Abkürzungsverzeichnis	111

1 Einleitung und Aufgabenstellung

Das Wissen über die Dynamik von Gewässern ist von grundlegender Bedeutung für die Bewertung und Entwicklung von physikalischen, chemischen und biologischen Parametern des betrachteten Systems. Im Speziellen wird in dieser Arbeit auf das System Westliche Ostsee eingegangen mit seiner Verbindung zur Nordsee über Skagerak, Kattegat, Belte und Sund. Zwei Untiefen, Darßer Schwelle und Drogden-Schwelle, behindern allerdings die Zufuhr von frischem salz- und sauerstoffreichen Nordseewasser in das Nebenmeer Ostsee stark. Das sauerstoffreiche, schwere Wasser kann nur sporadisch über die Schwellen treten, wenn spezielle meteorologische und hydrographische Voraussetzungen erfüllt werden. Eine Stagnation dieser Salzwassereinbrüche, wie sie in den letzten Jahren zu beobachten war und seit 2003, dem letzten großen Einstrom, (Feistel et al. (2006a)) nur durch vereinzelte kleinere Eintromereignisse unterbrochen wurde, kann weitreichende Folgen für das Ökosystem Ostsee haben. Denn als Konsequenz der fehlenden Belüftung des Tiefenwassers unterhalb der thermohalinen Sprungschicht und der Süßwasserzufuhr aus den Flussmündungen entlang der Ostseeküste sinken der Salz- und, durch Zerrung, der Sauerstoffgehalt des bodennahen Ostseewassers. Dies führt in den tiefen Becken der Ostsee dazu, dass das Tiefenwasser anoxisch wird und damit, zumindest für aerobe Lebensformen, lebensfeindlich.

Dadurch, dass die Ostsee nur über enge Seestrassen mit der Nordsee verbunden ist und ausserdem eine relativ stabile Schichtung des Wassers aufweist, können natürliche und auch anthropogene Einflüsse die Ostsee nachhaltig beeinflussen. Zu den natürlichen Einflüssen zählen die schon erwähnten Ein- und Ausstromereignisse, die im engen Zusammenhang mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und damit den Luftdruckgebilden über dem östlichen Nordatlantik, stehen (Matthäus und Schinke (1994)). Die anthropogenen Einflüsse haben gerade im letzten Jahrhundert an Bedeutung gewonnen und stellen eine erhebliche Veränderung für das Ökosystem Ostsee dar. Zu den von Menschenhand gemachten Einflüssen zählen die Eutrophierung, die die natürliche Eutrophierung übersteigt (Horstmann (1996)), sowie die Fischerei, die erheblich die Fischbestände dezimiert hat (Weber und Bagge (1996)). Hinzu kommen auch die Schadstoffbelastung über atmosphärische Einträge (Schulz et al. (1996)) und über die Flusswasserzufuhr, sowie Schifffahrt und Tourismus. Hinsichtlich des Wasseraustausches mit der Nordsee ist den Offshore-Anlagen wie Ölplattformen und Windkraftanlagen, sowie Brücken und Kabelverlegungen besondere Aufmerksamkeit zu schenken. Durch Vermischungsprozesse an den Verankerungen dieser Anlagen können salzreiche Einströme schon an den Eingängen der Ostsee geschwächt werden und die Belüftung der ohnehin schon nicht gerade an Sauerstoff reichen Tiefenbecken der zentralen Ostsee zusätzlich behindern (Stigebrandt (1992)).

Um die Einflüsse auf die Ostsee bewerten zu können, ist es von großer Bedeutung, die

1 Einleitung und Aufgabenstellung

Entwicklung von physikalischen, chemischen und biologischen Parametern der Ostsee im Auge zu behalten. Deshalb haben die damals sieben Anrainerstaaten der Ostsee 1974 in Helsinki das Übereinkommen über den Schutz der Meeresumwelt des Ostseegebietes (HELCOM) verabschiedet, welches 1980 in Kraft getreten ist (HELCOM (2004)). Ziel ist die ökologische Wiederherstellung der Ostsee und die Aufrechterhaltung des ökologischen Gleichgewichts. Dabei sind auch die Gefährdungen der Ostsee in wissenschaftlich angemessener Weise zu überwachen.

Es ist aber unmöglich die gesamte Ostsee bzw. irgendein anderes großes Gewässer hinreichend zufriedenstellend quantitativ zu beobachten, was die zeitliche und räumliche Auflösung der Messdaten betrifft. Dennoch werden Anstrengungen unternommen, um wenigstens Daten von markanten Punkten bzw. Wegstrecken in der Ostsee zu erhalten. Dazu dienen schiffsgebundene Terminfahrten und fixe Meßstationen, auf die in dieser Arbeit speziell Bezug genommen wird. Die Meßstationen sind, wie erwähnt, fest positioniert, lösen also räumlich nicht auf, dafür liefern sie aber, Störfälle ausgenommen, lückenlos hochaufgelöste Zeitreihen verschiedenster physikalischer Parameter, wie z.B. Strömungsgeschwindigkeiten, Salzgehalt und Wassertemperatur aus verschiedenen Tiefen.

Da auch schiffsgebundene Terminfahrten nur einzelne Transekten in der Ostsee räumlich auflösen, bleibt die Dynamik für den Großteil des Gewässers unbeobachtet. Um dennoch räumlich und zeitlich hochaufgelöste Daten zu erhalten, wird auf Computermodelle zurückgegriffen. Mit dem „General Estuarine Transport Model“ (GETM, Burchard und Bolding (2002), Burchard et al. (2004), Burchard et al. (2007)) wurden am Institut für Ostseeforschung in Warnemünde (IOW) einige physikalische Parameter wie z.B. Strömung und Salzgehalt in der westlichen Ostsee vorerst für den Zeitraum von Anfang September 2003 bis Ende Mai 2004 simuliert.

Aufgabenstellung

Die Aufgabe in dieser Arbeit besteht nun darin, die erhaltenen Daten des Modelllaufes und die gemessenen Daten von verschiedenen Meßstationen in der westlichen Ostsee miteinander zu vergleichen und die Modelldaten zu bewerten, sowie statistische Beziehungen zwischen Simulation und Messung bezüglich der aus den Modelldaten berechneten Transporte über die beiden Eingangsschwellen der Ostsee und den an zwei Stationen gemessenen Parametern aufzustellen. Dies soll eine Abschätzung des Wasseraustausches mit der Nordsee über die dänischen Wasserstrassen aus gemessenen hydrographischen und meteorologischen Größen ermöglichen.

Nachdem einige grundlegende Informationen bezüglich der westlichen Ostsee und den Salzwassereinströmen gegeben werden, wird auf die Zeitreihen der an den Stationen Darsser Schwelle und Drogden Lighthouse gemessenen Parameter eingegangen, sowie auf deren Messung an sich. In Kapitel 4 wird auf das GETM eingegangen und in Kapitel 5 auf die mit diesem Modell erhaltenen Daten verschiedener Parameter, die dabei den Monitoringdaten gegenübergestellt werden, um die Modelldaten einzuschätzen. In Kapitel 6 werden nun die Transporte über die Darsser und die Drogden-Schwelle aus den

Monitoringdaten und den Modelldaten (auf zwei Weisen) berechnet und verglichen, in Kapitel 7 folgen die Salztransportberechnungen. Aus den gewonnenen Informationen der vorhergehenden Kapitel wird in Kapitel 8 ein funktionaler Zusammenhang zwischen den Modelltransporten und den gemessenen sowie den modellierten Parametern hergestellt und die Qualität dieser Funktionen bewertet. Kapitel 9 gibt die Zusammenfassung und den Ausblick zu dieser Arbeit.

2 Allgemeines

2.1 Die Ostsee

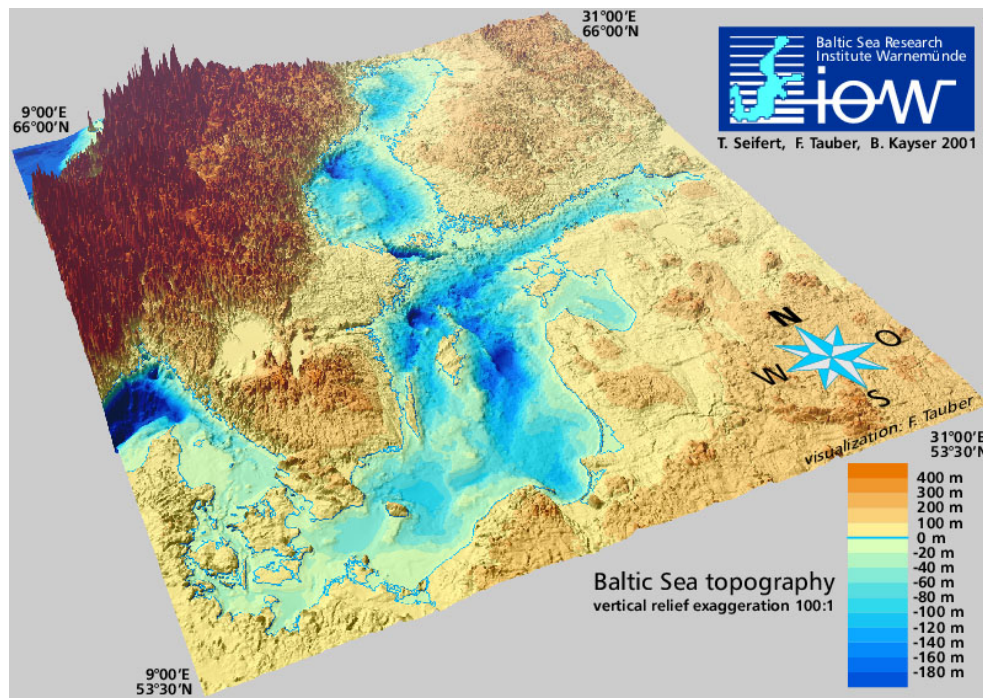


Abbildung 2.1: Topographie der Ostsee und ihrer umgebenden Landmasse

Die Ostsee ist ein Nebenmeer mit einer Gesamtfläche von 412560 km² (mit Kattegat und Beltsee), welches nahezu völlig eingeschlossen ist von seinen umgebenden Landmassen (siehe Abbildung 2.1). Das Wasservolumen der Ostsee beträgt 21631 km³ und die mittlere Tiefe 52 m, wobei die maximale Tiefe im Landsorttief 459m beträgt.

Die Bodentopographie der Ostsee weist ein System von Untiefen, sog. Schwellen auf, die die Kommunikation der Becken der Ostsee untereinander behindern (siehe Abbildungen 2.2 und 2.3. Zu erwähnen wären hier die für diese Arbeit wichtigen Schwellen Darßer Schwelle und Drogden-Schwelle, die zusammen einen Gesamtquerschnitt von 0.8 km² haben, durch den sich der gesamte Wasseraustausch mit der Nordsee vollzieht (siehe Abbildung 2.4). Dabei fließen ca. 80 Prozent der Wassermassen allein über die Darßer Schwelle (Mattsson (1996)). Das Bodenprofil entlang der Ostsee vom Fehmarnbelt bis in das Gotlandbecken zeigt Abbildung 2.2. Man sieht, wie hindernisreich der Weg für die

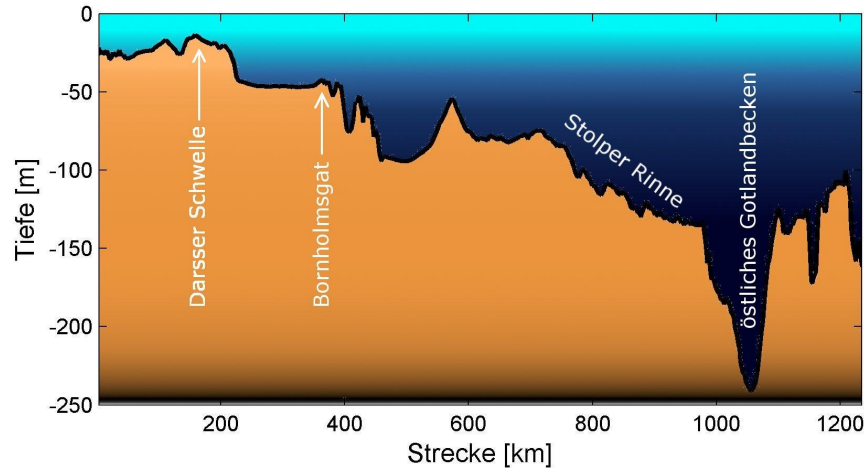


Abbildung 2.2: Die Becken- und Schwellenstruktur der Ostsee vom Fehmarnbelt bis nördlich des Gotlandbeckens

einströmenden salzreichen Wassermassen bis in das Gotlandbecken ist, was weitreichende Konsequenzen für das zentralbaltische Tiefenwasser hat.

Die Flusswasserzufuhr in die Ostsee beträgt im langjährigen Mittel ca. $440 \text{ km}^3/\text{Jahr}$, wobei die größten Zuflüsse (absteigend geordnet nach der Menge ihrer Süßwasserzufuhr) Oder, Weichsel, Memel, Düna, Newa und Torneälven sind. Der Niederschlag beträgt $225 \text{ km}^3/\text{Jahr}$, die Verdunstung $185 \text{ km}^3/\text{Jahr}$. Wie es für ein humides Klimagebiet charakteristisch ist, überwiegt der Niederschlag gegenüber der Verdunstung. Der Zufluss von Wasser aus Belten und Sund beträgt $470 \text{ km}^3/\text{Jahr}$, der Ausstrom beträgt $950 \text{ km}^3/\text{Jahr}$. Die Ostsee weist also im langjährigen Mittel eine positive Wasserbilanz aufgrund der sehr großen Flusswassereinträge plus dem Wassereintrag aus der Bilanz von Niederschlag und Verdunstung ($40 \text{ km}^3/\text{Jahr}$) auf. Das über die Schwellen ausströmende Oberflächenwasser ist vergleichsweise salzarm, da es sich mit dem Flusswasser und dem Niederschlag zu Brackwasser vermischt hat (Reissmann et al. (2007)). Dennoch fließt eine beträchtliche Menge an Salz mit diesem Strom aus der Ostsee hinaus. Aber diesem Ausstrom in der Oberflächenschicht ist netto ein salzreicher Kompensationsstrom in der Tiefe entgegengesetzt (Wyrтки (1953)), welcher im langjährigen Mittel zu einer ausgeglichenen Salzbilanz der Ostsee beiträgt. Weil das über Belte und Sund einströmende Wasser salzreicher als das Oberflächenwasser der Ostsee ist, schichtet es sich entsprechend seiner Dichte im Tiefenwasser ein. Dort kommt es daraufhin zu Umschichtungen des Wasserkörpers und somit zur Belüftung und Erhöhung des Salzgehaltes des den sog. Plume umgebenden Wassers, was besonders in den tiefen Becken der Ostsee von Bedeutung ist, da diese oft längeren Stagnationsphasen ausgesetzt sind. Diese Stagnationsphasen rühren daher, dass die meisten salzreichen Einströme zu schwach sind, um die Schwellen, die den Weg in die Becken behindern, zu passieren. Der Füllstand eines Beckens mit schwerem salzreichen Wasser muss den Horizont der Schwelle zum nächsten Becken überwinden, damit das Wasser weiterfließen kann, was nur bei hinreichend starken Einstromereignissen der Fall

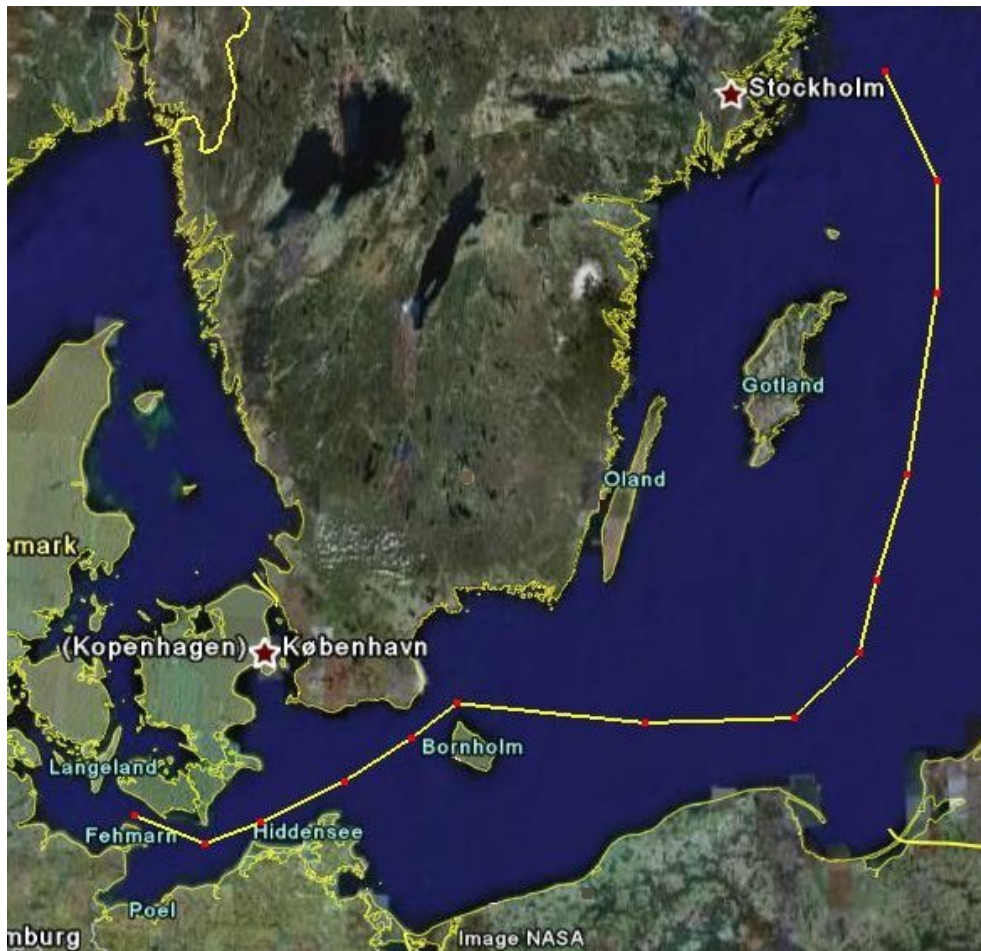


Abbildung 2.3: Schnitt entlang der Schwellen und Becken der Ostsee vom Femarnbelt bis nördlich des östlichen Gotlandbeckens (entnommen aus GoogleEarth)

ist, die unregelmäßig und in letzter Zeit eher selten vorkommen (Matthäus und Franck (1992), Matthäus und Nausch (2007)). Dadurch, dass neben dem Horizontalaustausch von salz- und sauerstoffreichem Wasser auch der Vertikalaustausch durch eine permanente haline Sprungschicht und im Sommer durch eine zusätzliche thermische Sprungschicht behindert wird, kommt es in den Stagnationsphasen in den tiefen Becken zu anoxischen und damit lebensfeindlichen Bedingungen. Durch den biologischen Abbau von abgestorbenem organischen Material aus der Oberflächenschicht tritt Sauerstoffzehrung auf, was bei hinreichend langer Stagnation der Salzwassereinbrüche zum Verschwinden des Sauerstoffs und Anreichern von Schwefelwasserstoff führt. Hiervon ist besonders das östliche Gotlandbecken betroffen, was in der Vergangenheit oft erhebliche Mengen anoxischen Tiefenwassers aufwies (Matthäus und Nausch (2001)).

Das einströmende salzreiche Wasser kommt aus dem Kattegat, wo es noch einen Salzgehalt von 20-25 g/kg aufweist, aber infolge von turbulenter Vermischung nimmt der Salzgehalt des Wassers auf dem Weg durch die Ostsee immer mehr ab. So beträgt der

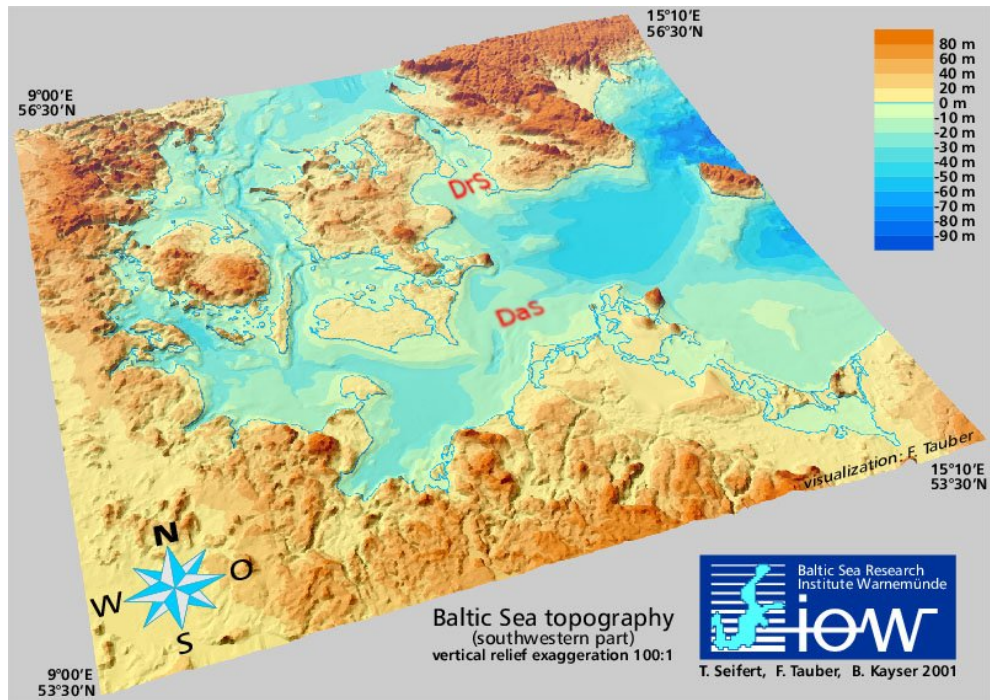


Abbildung 2.4: Topographie der Westlichen Ostsee und ihrer umgebenden Landmasse.
DaS: Darßer Schwelle; DrS: Drogden-Schwelle

Salzgehalt des Tiefenwassers im Bornholmbecken nur noch 13-18 g/kg und 11-14 g/kg im östlichen bzw. 8-11 g/kg im westlichen Gotlandbecken.

2.2 Salzwassereinströme

Salzwassereinströme sind die einzigen Ereignisse in der Ostsee, die das tiefe Tiefenwasser der Ostsee belüften können und Salz eintragen. Damit es überhaupt zu solchen Einströmen kommen kann, müssen spezielle meteorologische und ozeanologische Vorbedingungen erfüllt sein. Dabei ist zu unterscheiden zwischen Ein- und Ausstromlagen in der westlichen Ostsee. Wenn nun aber eine Ausstromlage vorliegt, heißt dies nicht zwangsläufig, dass über die ganze Wassersäule Ostseewasser in die Beltsee abfließt, sondern, dass sich lediglich über die Wassersäule gemittelt ein effektiver Ausstrom ergibt. Diese Zweiteilung in der Strömung in entgegengesetzten Richtungen trifft man an der Darßer Schwelle an, wo der Wind, sofern er bei der Ausstromlage nicht zu stark weht, nicht bis zur Satteltiefe der Schwelle bei ca. 20m durchgreift, sondern nur bis zur halinen Sprungschicht wirkt. Dabei ist auch zu erwähnen, dass durch Bodenreibung induzierte Turbulenz in der Wassersäule nach oben hin durchgreift und maßgeblich die Schichtung beeinflussen kann und somit auch die Zweiteilung der Strömung. Die Drogden-Schwelle weist eine sehr geringe Satteltiefe von nur ca. 10m auf, was den Wind bis zum Boden oft durchgreifen lässt und somit die Strömung über diese Schwelle über die gesamte

Wassersäule meistens nur eine Richtung aufweist (Wyrтки (1953)).

Was sind nun aber die meteorologischen und ozeanologischen bzw. hydrographischen Vorbedingungen, die zu einem Ein- bzw. Ausstrom führen? Wir betrachten hier weiterhin die Darßer Schwelle, bei der, mit Ausnahme weniger Tage im Jahr, immer ein in die Ostsee gerichteter Bodenstrom existiert (Wyrтки (1953)). Vom meteorologischen Standpunkt ist die atmosphärische Zirkulation die treibende Kraft für die Strömungsverhältnisse in der westlichen Ostsee. Matthäus und Schinke (1994) haben den Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf das Auftreten von Salzwassereintrüben untersucht und festgestellt, dass Salzwassereintrüben durch starke zonale Luftdruckgradienten und damit zusammenhängende starke Winde in der westlichen Ostsee hervorgerufen werden. Dabei verschieben sich das Islandtief östlich und das Azorenhoch nordöstlich zum europäischen Kontinent hin und bilden im Bereich von Sund und Belten große Gradienten im Luftdruck, was geostrophische westwärts gerichtete Winde mit sich bringt. Das Wasser aus der Beltsee mit einem Salzgehalt von ca. 17 g/kg wird in die Ostsee gedrängt und salzreicheres Wasser aus dem Kattegat fließt in die Beltsee nach, welches bei hinreichend lang anhaltenden und stark ausgeprägten Einstromverhältnissen auch über die Darßer Schwelle treten kann. Lang anhaltende und stark ausgeprägte Einstromverhältnisse werden aber erst möglich, wenn eine hydrographische Vorbedingung von der Ostsee erfüllt wird. Der Wasserstand der Ostsee muss infolge längerer Ausstromverhältnisse unter dem der Beltsee gesunken sein. Je größer der Unterschied im Wasserstand ist und je größer der Luftdruckgradient über dem Schwellengebiet, desto stärker wird der Einstrom (Matthäus und Franck (1992) Matthäus und Schinke (1994)). Oft steigt der Wasserstand der Ostsee während eines starken Salzwassereintrübes über den der Beltsee. Wandern nun Islandtief und Azorenhoch wieder ab bzw. schwächen ab, schwappen die Wassermassen an der Oberfläche der Ostsee wieder in die Beltsee zurück. Einem starken Einstrom folgt also immer ein erheblicher Ausstrom, dabei fließt viel salzreiches Wasser wieder ab, allerdings wird der Plume, der am Boden in die Becken der Ostsee abwandert, nicht vom Zurückschwappen betroffen und kann somit die Becken belüften.

Im allgemeinen herrschen im Schwellengebiet aber auswärts gerichtete Strömungen, da die Ostsee die Flußwasserzufuhr und den effektiven Niederschlag (Niederschlag - Verdunstung) nur über die Schwellen abführen kann. Aber wie schon gesagt, existiert an der Darßer Schwelle ein nur selten unterbrochener Tiefenstrom in die Ostsee hinein von gleichem Geschwindigkeitsbetrag wie die Oberflächenströmung. Der Tiefenstrom hat aber lediglich eine Mächtigkeit von ca. 4m, der Oberflächenstrom dagegen von 12-15m (Wyrтки (1953), Matthäus und Lass (1982)), also bis zur halinen Sprungschicht, bis zu der der Wind durchgreifen kann. So kommt gemittelt ein effektiver Ausstrom über die Wassersäule zustande.

Da die Voraussetzungen für das Auftreten eines salzreichen Einstromes mehr oder weniger ausgeprägt sein können, haben Matthäus und Franck (1992) ein Maß für die Stärke der Einströme eingeführt, den sogenannten Intensitätsindex Q . Dieser wird aus der Dauer k des Einstromes und der mittleren Salinität S_p (in g/kg) des einströmenden

Kattegatwassers berechnet. Die empirisch gefundene Formel lautet:

$$Q = 50 \left(\frac{k - 5}{25} + \frac{S_p - 17}{7} \right).$$

Sind k und S_p hinreichend groß, so dass $Q > 0$ ist, spricht man von *Major Baltic Inflows* (MBI). Die Dauer k richtet sich dabei nach dem Schichtungskoeffizienten G , der sich aus Oberflächensalinität S_O und der Bodensalinität S_B wie folgt berechnet:

$$G = 1 - \frac{S_O}{S_B}.$$

Der Schichtungskoeffizient muss an mindestens 5 aufeinanderfolgenden Tagen durchgehend ≤ 0.2 sein, damit der entsprechende Einstrom, sofern auch die Salinität ≥ 17 g/kg beträgt, als MBI bezeichnet werden kann.

MBIs bestehen aus zwei Abschnitten, den vorausgehenden Einstrom von relativ salzarmen Beltseewassers und der eigentlichen Einstromperiode von sehr salzigem Wasser. Der vorausgehende Einstrom beginnt beim Minimum des baltischen Meeresspiegels, der dem Minimum des Landsortpegels entspricht. Von nun an steigt der Meeresspiegel wieder an. Die letzten 15 Tage dieses ersten Abschnittes des MBI wird als *pre-inflow*-Periode bezeichnet. Am 3. bzw. 4. Tag dieses Abschnittes wird das Minimum in der Pegeldifferenz zwischen Ostsee und Kattegat erreicht. Am 15. Tag der *pre-inflow*-Periode bzw. am 1. Tag der eigentlichen Einstromperiode wird das Maximum der Pegeldifferenz erreicht. Der Pegel der Ostsee steigt im Mittel noch während der ersten fünf Tage des salzreichen Einstromes an. Dieser Einstrom dauert in den meisten Fällen 7-8 Tage. Am Ende des MBI fließt für gewöhnlich, bedingt durch den nun hohen positiven Wasserstand der Ostsee, eine nicht unerhebliche Menge salzreichen Wassers wieder zurück in die dänischen Strassen.

Eine andere Art die Einströme zu unterscheiden ist ihr saisonales Auftreten. Dabei wird unterschieden zwischen warmen Einströmen, die im Spätsommer bis in den frühen Winter auftreten, die sog. baroklinen Einströme (Jacobsen (1980)), und kalten Einströmen, die im späten Winter bis in den Frühsommer auftreten können, die sog. barotropen Einströme (Feistel et al. (2006b)). Letztere sind für gewöhnlich die am stärksten ausgeprägten Einströme, deren kaltes, salzreiches Wasser eine höhere Dichte aufweist, als das der warmen Einströme und deshalb eher die tiefen Becken der Ostsee belüften können, während sich das weniger dichte Wasser der warmen Einströme in einem entsprechenden Dichtehorizont einschichtet, der nicht zwangsläufig sonderlich tief liegen muss.

3 Monitoring in der Ostsee

In der Nord- und Ostsee gibt es eine Reihe von fest verankerten und schwimmenden Messstationen. Diese werden in Gebieten von großem wissenschaftlichen Interesse platziert, wobei die Schwerpunkte des Institutes für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) folgende Interessensgebiete ¹ umfassen:

- Transport und Transformationsprozesse im Meer
- Marine Lebensgemeinschaften
- Langfristige Veränderungen - externer Einfluss und interner Wandel

Gerade im ersten Punkt liegt auch das Interesse dieser Arbeit. Die Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers der Ostsee, insbesondere des östlichen Gotlandbeckens, aber auch des Arkona Beckens, des Bornholm Beckens und der Stolper Rinne, wurde im Rahmen der MESODYN-Kampagne (meso-scale dynamics in deep basins of the Baltic Sea) von 1996 bis 2000 untersucht. Das Problem der Sauerstoffversorgung der Tiefenbecken entzieht sich allerdings der Aufgabenstellung dieser Arbeit. Wichtiger für die hier angestrebten Untersuchungen über den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee sind die Messstationen im Übergangsbereich zwischen westlicher Ostsee und Kattegat, den dänischen Strassen und dem Gebiet der Untiefen Darsser Schwelle und Drogden-Schwelle. Hier gibt es eine Reihe von Messstationen, die von den verschiedenen Instituten der Anrainerstaaten der westlichen Ostsee und der dänischen Strassen betrieben werden. Das IOW betreibt im Auftrag des BSH drei Stationen, an der Darsser Schwelle, im Arkona-Becken und an der Oder-Bank, die dem MARNET (Marines Umweltmessnetz) angehören, zu dem noch weitere Stationen zu zählen sind, die vom BSH² (Bundesamt für Schifffahrt und Hydrographie) betrieben werden. Abbildung 3.1 zeigt die Stationen des Marinen Umweltmessnetzes, wobei die rot markierten Stationen z.Zt. ausser Betrieb sind. Neben den von den deutschen Instituten betriebenen Stationen gibt es zahlreiche Stationen, die von den dänischen (RDANH, DMI) und den schwedischen Instituten (z.B. SMHI) betrieben werden. Abbildung 3.2 zeigt die vom RDANH unter anderem zur Wasserstandsmessung betriebenen Stationen. Diese Abbildung zeigt bei weitem nicht alle Stationen des RDANH. Die Wasserstandsmessstationen des DMI übersteigen in ihrer Zahl sogar noch die des RDANH. Abbildung 3.3 zeigt die Wasserstandsmessstationen des SMHI.

¹für nähere Informationen siehe <http://www.iow-warnemuende.de>

²für nähere Informationen siehe <http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/MARNET-Messnetz/index.jsp>

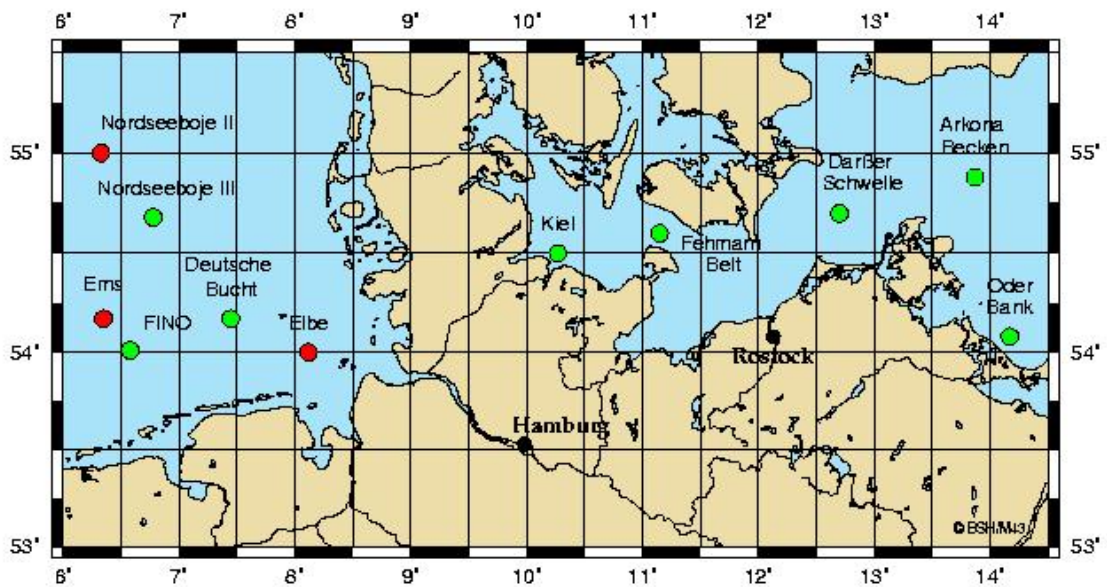


Abbildung 3.1: Das Marine Umweltmessnetz MARNET. Die rot eingezeichneten Messstationen sind zur Zeit ausser Betrieb, die grün eingezeichneten befinden sich in Betrieb

Die hier gezeigten Stationen der verschiedenen Institute sind in ihrer Anzahl bei weitem nicht vollständig. Stationen, die für Messungen anderer hydrographischer Größen ausgerüstet wurden und nicht den Wasserstand messen, werden hier nicht weiter aufgezeigt. Es soll genügen zu zeigen, welcher Aufwand betrieben wird, allein um den Wasserstand in der westlichen Ostsee zu erfassen.

Für diese Arbeit werden verschiedene hydrographische und meteorologische Parameter zur Berechnung des Transportes über die Schwellen der westlichen Ostsee benötigt, wie Wasserstand, Strömungsgeschwindigkeit, Salinität, Temperatur, Luftdruck und Windgeschwindigkeit. Mit den Zeitreihen der Messwerte von den verschiedenen Stationen, von denen Daten für den hier betrachteten Zeitraum besorgt wurden, beschäftigen sich die nächsten Abschnitte.

3.1 Zeitreihen verschiedener Parameter zur Berechnung des Transportes über die Darßer Schwelle

Nun werden also die verschiedenen gemessenen Parameter, die in möglicher Beziehung zu den Transportprozessen über die Darßer Schwelle stehen könnten, für den Zeitraum vom 01.09.2003 bis zum 31.05.2004 betrachtet. Die Abstraten differieren von Parameter zu

3.1 Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Darsser Schwelle



Abbildung 3.2: Wasserstandsmessstationen des RDANH. Die grün umrandeten Stationen sind in Betrieb, die orange umrandeten sind ausser Betrieb.



Abbildung 3.3: Hafenwasserstandsmessstationen des SMHI

Parameter. Aus den Zeitreihen wurden für weitere Betrachtungen tägliche Mittelwerte berechnet. Warum, wird im Abschnitt über die Pegelmessungen näher erläutert.

Wie schon erwähnt betreibt das IOW mehrere MARNET-Stationen, darunter die Station Darsser Schwelle. Die Sensorbestückung, sowie den grundlegenden Aufbau der Station zeigt Abbildung 3.4. Die Station ist fest mit dem Boden in ca. 21 m Tiefe verankert, durch ein Lager in 20 m Tiefe kann der Mast allerdings zur Seite schwanken. Diese Schwankungen sind abhängig von der Strömung und der Windgeschwindigkeit, sowie vom Seegang. Die Horizonte, in denen die verschiedenen Größen gemessen werden, sind dadurch nicht konstant auf einer Höhe. Bei einer maximalen Schwankung von ca. 15°, die nur unter extremen Bedingungen sehr selten erreicht wird, und der Tatsache, dass beim Schwanken in alle Richtungen im Mittel der Mast gerade steht, ist der Fehler zu vernachlässigen.

Um die Größe des Fehlers für eine gegebene Auslenkung und eine bestimmte Höhe über dem Lager zu errechnen, wird nun die Formel hergeleitet:

Sei α die Auslenkung in zonaler Richtung, β die Auslenkung in meridionaler Richtung und L eine beliebige Strecke. Abbildung 3.5 verdeutlicht das Problem.

Zuerst ist es nötig den Winkel α' zu bestimmen, der die Auslenkung des Mastes zur Vertikalen in Abhängigkeit von α und β darstellt. Dazu wird die Strecke C benötigt. Diese ergibt sich aus $C^2 = X^2 + Y^2$. X und Y ergeben sich aus dem Tangens des Winkels zwischen X und L bzw. Y und L , also

$$\tan \alpha = \frac{L}{X} \Rightarrow X = L \tan \alpha$$

Analog folgt für Y :

$$\tan \beta = \frac{L}{Y} \Rightarrow Y = L \tan \beta.$$

und daraus ergibt sich

$$C = L\sqrt{\tan^2 \alpha + \tan^2 \beta}.$$

Für den Winkel α' gilt $\tan \alpha' = \frac{C}{L}$, und es ergibt sich für den Winkel

$$\tan \alpha' = \frac{L\sqrt{\tan^2 \alpha + \tan^2 \beta}}{L}.$$

L kürzt sich weg und es wird der Arkustangens gebildet. Es soll der Differenzbetrag der Strecke zwischen Lager des Mastes und dem Messhorizont und der Projektion des ausgelenkten Mastes auf diese Strecke berechnet werden, der sich aus der Auslenkung ergibt. Sei l die Strecke zwischen Lager und Messhorizont ohne Auslenkung. Es gilt $l = \Delta l + l'$, mit $l' = l \cos \alpha'$ (siehe Abbildung 3.6).

3.1 Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Darsser Schwelle

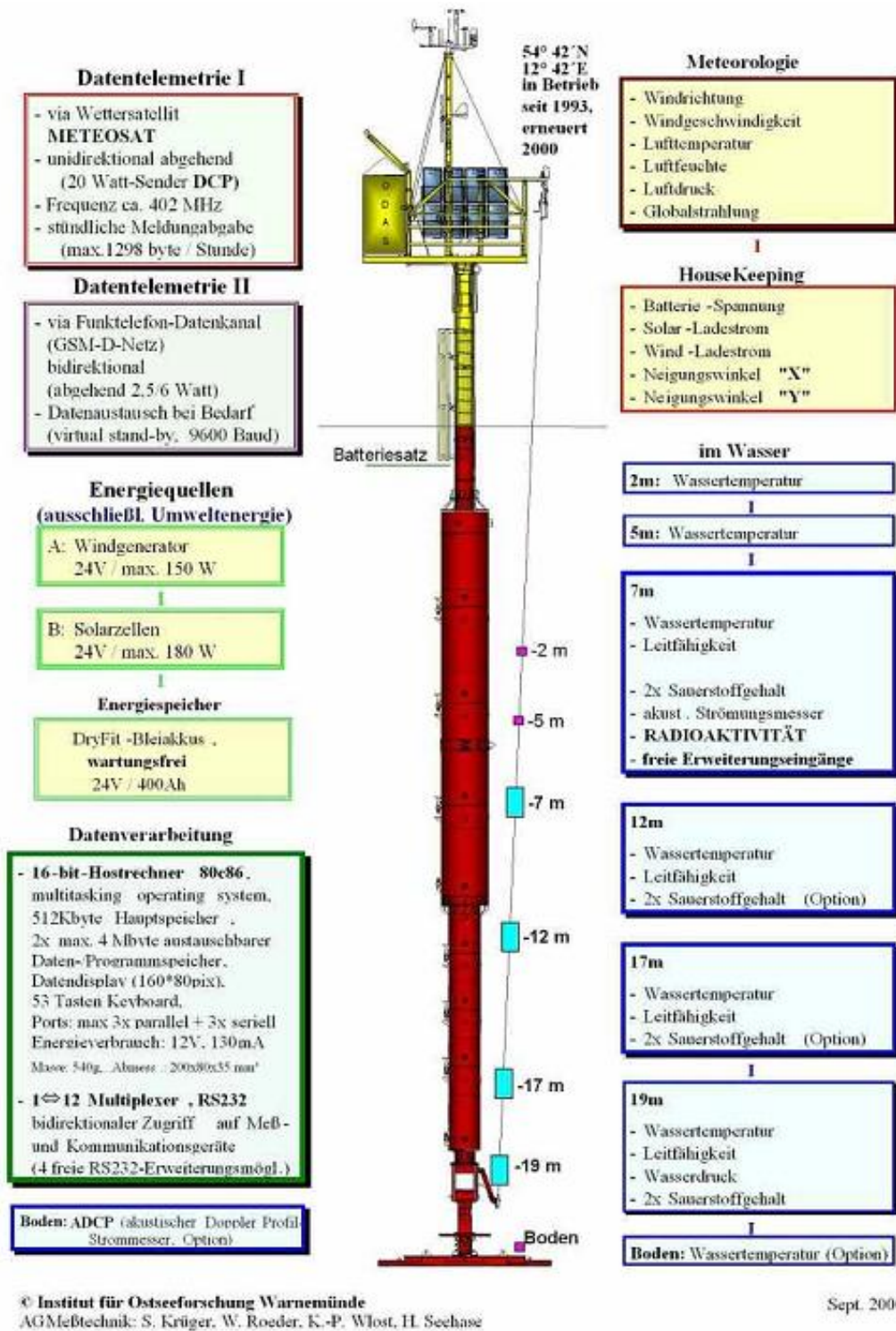


Abbildung 3.4: Die verankerte Messstation Darsser Schwelle. In 4 Horizonten wird hier der Salzgehalt und in 6 horizonten die Temperatur gemessen. Ein am Boden positionierter ADCP misst die Strömungsgeschwindigkeit in 17 Horizonten.

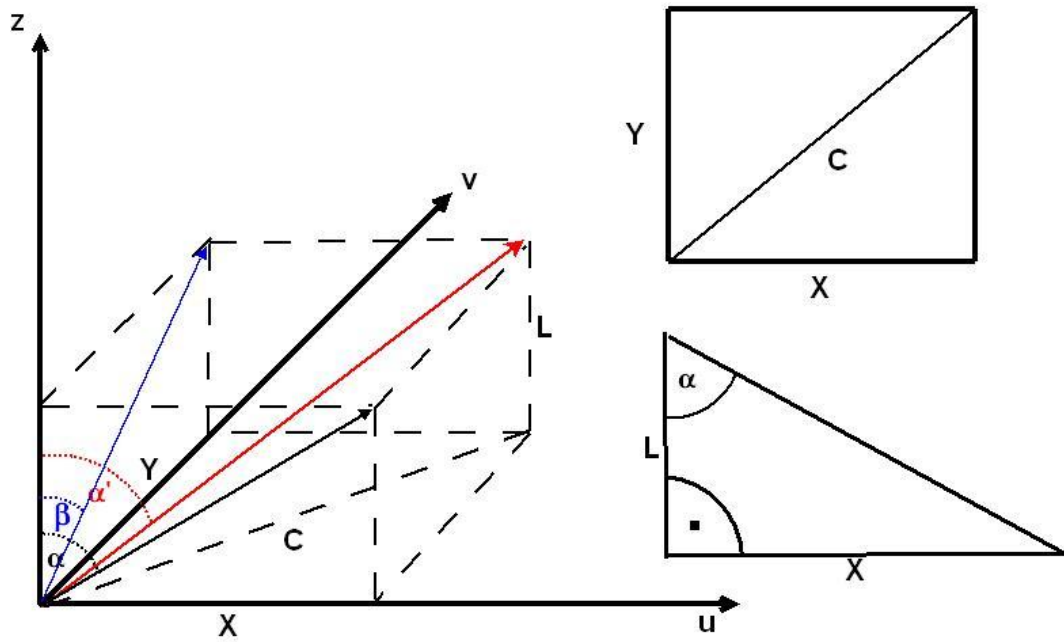


Abbildung 3.5: schematische Skizze zum Neigungsproblem

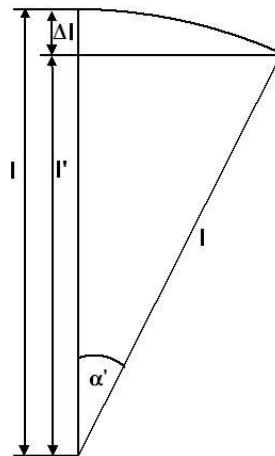


Abbildung 3.6: schematische Skizze zum Neigungsproblem

Es ergibt sich nach Umstellen folgende Formel:

$$\Delta l = l(1 - \cos \alpha')$$

mit

$$\alpha' = \arctan \sqrt{\tan^2 \alpha + \tan^2 \beta}.$$

Mit den Messdaten der Auslenkung in u- und v-Richtung ergibt sich für α' für den betrachteten Zeitraum die in Abbildung 3.7 dargestellte Zeitreihe mit einem Maximalwert von $\alpha'_{max} = 16.31^\circ$ und einem Durchschnittswert von $\alpha'_{avg} = 3.63^\circ$.

3.1 Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Darsser Schwelle

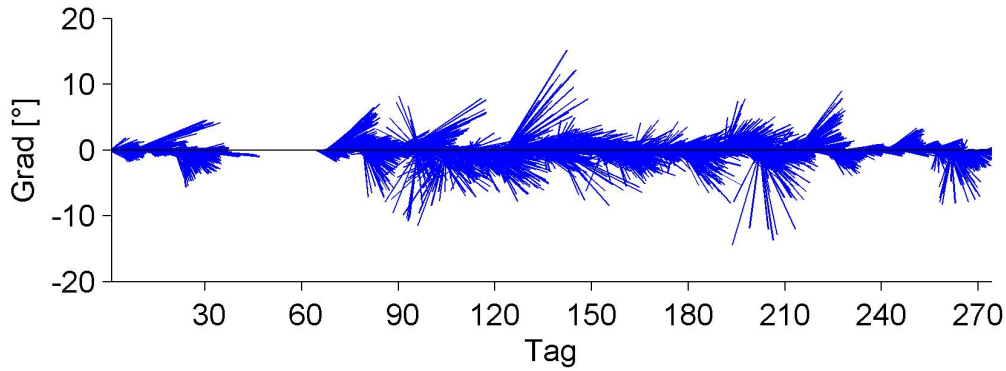


Abbildung 3.7: Quiverplot des Neigungswinkels

Betrachtet man den Maximalwert ergibt sich an der Oberfläche eine Differenz zum Messhorizont bei genau senkrechter Position des Mastes von ca. $\Delta l_{max} = 76cm$, nimmt man den Durchschnittswert von α' , dann ergibt sich eine Differenz von $\Delta l_{avg} = 3.8cm$. Abbildung 3.8 zeigt die Verteilung von α' .

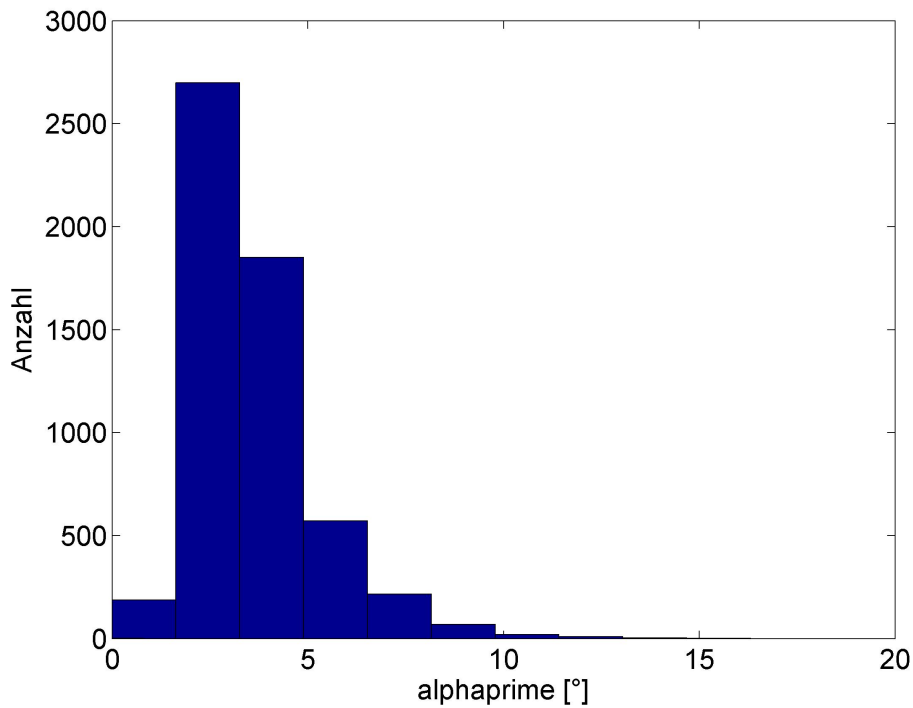


Abbildung 3.8: Verteilung des Neigungswinkels an der Darsser Schwelle

Dabei wurde α' in 10 äquidistante Gruppen eingeteilt. Zu sehen ist, dass für eine Neigung von mehr als 10° die Häufigkeit verschwindend gering wird. Größere Neigungswinkel treten nur bei extremen Wetterbedingungen auf. Bei durchschnittlichen Wetterbedingungen ist die Verschiebung des Messhorizontes also zu vernachlässigen.

Da sich der Mast nicht nur vornehmlich in eine Richtung neigt, sondern in alle Himmelsrichtungen, ist anzunehmen, dass sich der Fehler durch Mittelwertbildung weiter verringert. Die Abtastrate z.B. der Salzgehaltmessung beträgt 6 pro Stunde, also alle 10 Minuten, woraus tägliche Mittelwerte berechnet werden. Unter der Annahme von isotropen Bedingungen schmälert sich der Fehler zunehmends mit der Anzahl der in die Mittelwertberechnung eingehenden Messungen, im Fall von täglichen Mittelwerten 240 Messungen. Wie Abbildung 3.9 zeigt, herrschen aber keine isotropen Bedingungen.

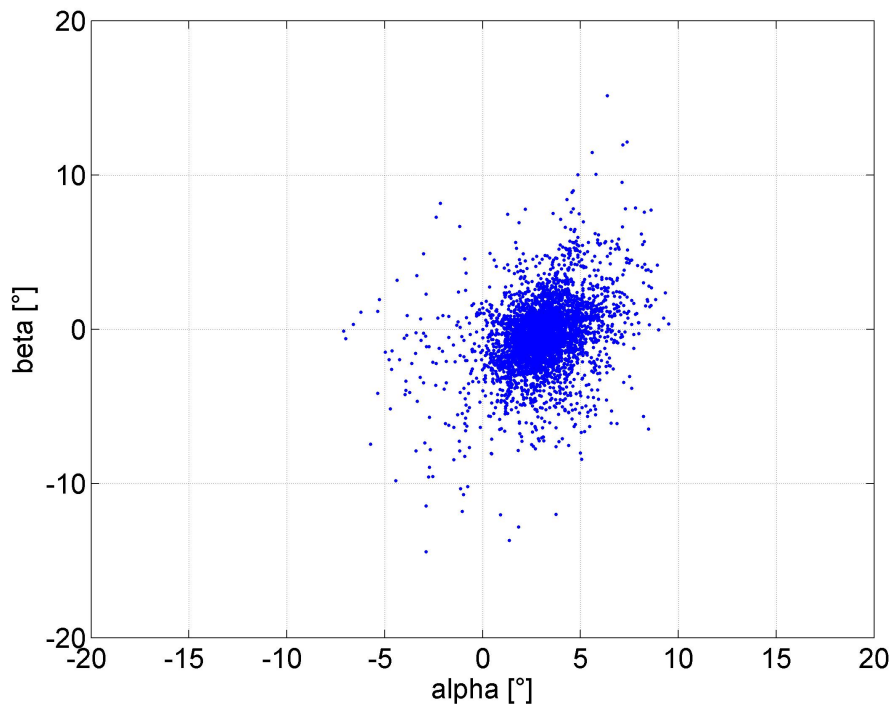


Abbildung 3.9: Scatterplot des Neigungswinkels an der Darsser Schwelle

Es besteht eine überwiegend östliche Neigung des Mastes von ca. 3° (Abbildung 3.10), was aber dennoch für die Position der Messhorizonte vernachlässigbar ist.

Auf eine Korrektur der oberflächennahen Messhorizonte (und der bodennahen sowieso) aufgrund des Neigungswinkels des Mastes wird nach den hier gemachten Betrachtungen verzichtet.

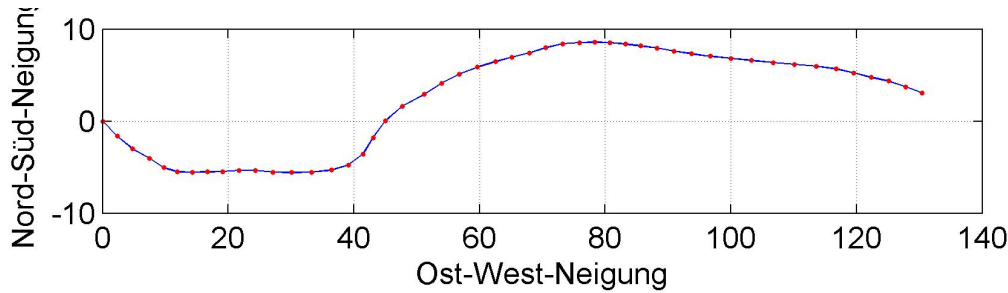


Abbildung 3.10: PVD-plot des Neigungswinkels

3.1.1 Strömungsmessung

Wir betrachten nun die Zeitreihe der Strömung an der Darsser Schwelle. Die Station liefert keine Polarkoordinaten, sondern gibt die Strömung direkt in meridionaler und zonalen Komponente aus in der Einheit mm/s. Die Messung erfolgt mit einem am Boden installierten ADCP (acoustic doppler current profiler) namens Workhorse der Firma RD Instruments in 17, jeweils einem Meter voneinander entfernten Messhorizonten. Dabei wird vom ADCP ein Ultraschallsignal in vier Richtungen durch 4 Transducer ausgesandt und an den Schwebstoffteilchen im Wasser, wie z.B. Plankton, in alle Richtungen (d.h. auch zurück zum ADCP) reflektiert. Diese Teilchen bewegen sich mit der Strömung und dadurch ist die reflektierte Frequenz des Ultraschalls dopplerverschoben, woraus die Geschwindigkeit des Teilchens und damit die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers berechnet werden kann. Über die Laufzeit des Schalls vom ADCP in die Tiefe, wo das Signal reflektiert wird, und wieder zurück zum ADCP wird die Tiefe, in der das empfangene Signal reflektiert wurde, bestimmt und in einem entsprechenden „Bin“ gespeichert. Die Signalfrequenz beträgt 300MHz. Stündlich werden für 10 Minuten im Sekundentakt Signale ausgesandt. Es werden also 360 sog. Pings registriert, diese werden aufintegriert, als stündliche Mittelwerte gespeichert und über eine Satellitenverbindung nach anschließender Validierung in die Datenbank des IOW gespeist. Aus den stündlichen Mittelwerten für den betrachteten Zeitraum wurden die täglichen Mittelwerte berechnet, nachdem mögliche „Ausreißer“ aus dem Datensatz entfernt wurden. Lücken in der Zeitreihe wurden, sofern sie nicht zu groß waren, linear interpoliert. Das liefert für jeden Messhorizont 274 Werte, also eine 274×17 -Matrix.

Das Mitteln der Pings reduziert den zufälligen Fehler proportional zu $N^{-\frac{1}{2}}$, wobei N die Anzahl der in die Mittelung eingehenden Pings ist. Bei 360 Pings verringert sich dieser Fehler also auf $\approx \frac{1}{19}$ des Fehlers ohne Mittelung. Der zufällige Fehler bei der Einzelmessung beträgt maximal $\Delta_z U = \pm 0.5$ m/s, also nach der Mittelung nur noch $\Delta_z U_{avg} = \pm 3$ cm/s. Neben dem zufälligen Fehler ist noch der systematische zu berücksichtigen, der von einer möglichen Auslenkung des Arbeitspunktes der Schallempfänger herrührt. Typischerweise liegt dieser Fehler innerhalb $\Delta_s U = \pm 1$ cm/s (RD (1996)). Der gesamte Fehler bei der Strömungsmessung an der Darsser Schwelle sollte sich also auf maximal

$$\Delta U = \pm 4 \text{ cm/s}$$

belaufen. Es gibt ein paar Effekte, die es nicht zulassen, den Bodenstrom direkt über dem am Boden installierten ADCP, sowie den Oberflächenstrom zu messen. Zum Boden hin begrenzt die Totzeit zwischen dem Umschalten der Transducer von Sender zu Empfänger den Empfang von Signalen direkt über dem ADCP. An der Oberfläche wirkt sich der Nebenkeuleneffekt negativ auf die Messwerte aus und macht diese unbrauchbar, da das an der Oberfläche reflektierte Schallsignal die Nebenkeulen-Unterdrückung der Transducer übersteigt. Die Transducer sind nicht gerade nach oben ausgerichtet, sondern nehmen einen Winkel zur Senkrechten der Oberfläche ein. Das Schallsignal weitet sich aber zur Oberfläche hin aus und ein Teil des Strahles kann schon Reflektionen von der Oberfläche erhalten (Nebenkeulen), während der restliche Teil des Strahles noch die schwächeren Reflektionen etwas unterhalb der Wasseroberfläche detektiert. Es muss also die maximale Reichweite abhängig vom Winkel der Senkrechten des Transducers zur Senkrechten der Oberfläche berücksichtigt werden, um ein Überschreiten der Nebenkeulen-Unterdrückung der Transducer zu vermeiden. Abbildung 3.11 zeigt dieses Problem schematisch. Ein Winkel von 30° zur Senkrechten der Oberfläche führt dazu, dass die oberen 15% der Wassersäule verfälschte bzw. unbrauchbare Daten liefern. Ein Winkel von 20° lässt die Werte aus den oberen 6% der Wassersäule unbrauchbar werden.

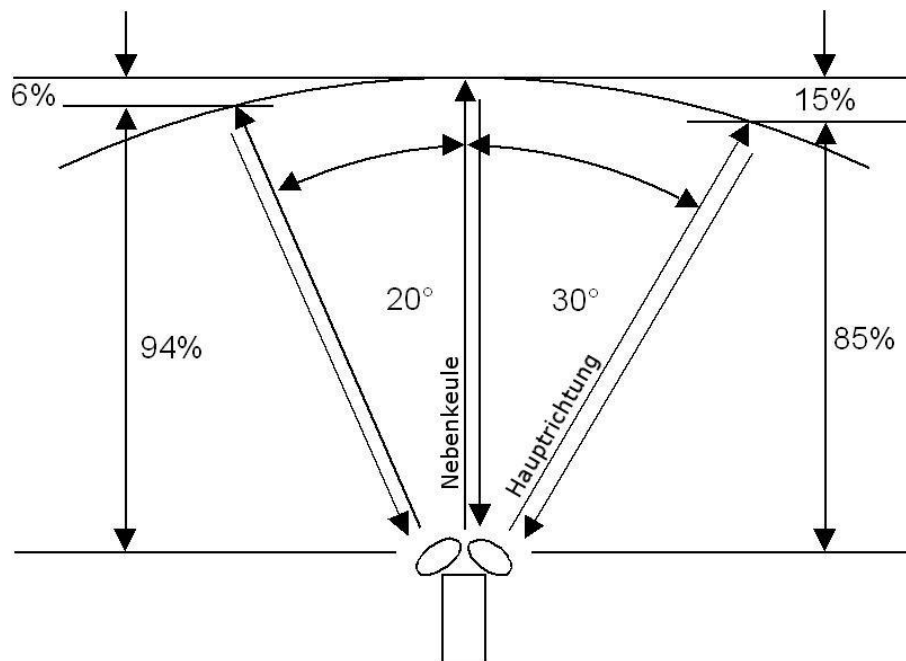


Abbildung 3.11: Nebenkeuleneffekt bei ADCP-Messungen. Die Auslenkung der Haupttrichtung zur Vertikalen bestimmt den Messbereich, in dem die Messwerte nicht durch den Nebenkeuleneffekt verfälscht werden.

Es ist eine anerkannte Tatsache, dass die Wassersäule über der Darsser Schwelle nahezu durchgehend geschichtet ist, also eine permanente haline Sprungschicht existiert. Nach Wyrcki (1953) liegt die Sprungschicht in einer Tiefe von ca. 15m, bei einer Satteltiefe der Schwelle von 21 m. Diese Annahme wird nun geprüft, indem die täglichen

Mittelwerte für jeden Horizont über den gesamten Betrachtungszeitraum gemittelt werden. Dies liefert ein vertikales Profil der Wassersäule. Abbildung 3.12 zeigt das Profil für die zonale und die meridionale Komponente der Strömung. Die in dieser Arbeit genutzte Transekte über die Darsser Schwelle liegt weder parallel zur zonalen Richtung noch zur meridionalen Richtung, sondern schräg zu beiden (siehe Abbildung 6.5). Dennoch wird die Strömung nicht in einen orthogonalen Teil und einen parallelen Teil zur Transekte transformiert. Da in dieser Arbeit zwei Transekten behandelt werden, wird weiterhin mit zonaler und meridionaler Richtungskomponente gearbeitet, um eine gewisse Einheitlichkeit und Vergleichbarkeit gewährleisten zu können. Die zonale Komponente der Strömungsgeschwindigkeit zeigt eine nahezu lineare Abnahme ab einer Tiefe von 3 m. In 16 m Tiefe wird die zonale Strömung dann positiv, im Mittel existiert also ein in die Ostsee gerichteter zonaler Bodenstrom mit einer Mächtigkeit von ca. 4 m, allerdings nur geringer Geschwindigkeiten. Die meridionale Komponente der Strömungsgeschwindigkeit ist über die gesamte Wassersäule positiv, d.h. in die Ostsee gerichtet. Das Maximum der meridionalen Strömungsgeschwindigkeit liegt bei ca. 11 m. Interessant dabei ist, dass die Geschwindigkeit von 3 m bis 11 m Tiefe sukzessive zunimmt, was nicht durch den Wind hervorgerufen werden kann. Möglicherweise kommen hier barokline Effekte stärker zum Vorschein. Jedenfalls zeigt der vertikale Verlauf der Profile, dass für die weiteren Betrachtungen lediglich Oberflächen- und Bodenströmung der einzelnen Komponenten erforderlich sind. Das ergibt sich aus der Zweiteilung der Strömungsverhältnisse der zonalen Komponente. Die meridionale Komponente zeigt eigentlich eine Dreiteilung des vertikalen Profils, allerdings ist die Varianz der Geschwindigkeit mit der Tiefe vergleichsweise gering, gemittelte Oberflächen- und Bodenstromgeschwindigkeit sind sogar fast identisch. Bildet man den Mittelwert der meridionalen Geschwindigkeiten des vertikalen Profils, so ergibt sich $v_{mean} = 28.5 \text{ cm/s}$, die Oberflächenströmungsgeschwindigkeit beträgt $v_O = 24.5 \text{ cm/s}$, die Bodenströmungsgeschwindigkeit $v_B = 24.4 \text{ cm/s}$. Zieht man also für die weiteren Betrachtungen nur Oberflächen- und Bodenströmung heran, wird die meridionale Strömungskomponente etwas unterbewertet, um etwa 14 Prozent. Die Standardabweichung zeigt für den Boden- und den Oberflächenhorizont die größten Werte ($std_{Oberfl.} = 111.7 \text{ mm}^2/\text{s}^2$ $std_{Boden} = 109.7 \text{ mm}^2/\text{s}^2$), während in 10 m Tiefe die Standardabweichung ein Minimum aufweist ($std_{Mitte} = 83.5 \text{ mm}^2/\text{s}^2$). Oberflächen- und Bodenströmung schwanken also weit mehr um ihren Mittelwert, als dies für die mittleren Horizonte der Wassersäule an der Darsser Schwelle für die meridionale Komponente der Strömungsgeschwindigkeit der Fall ist. Dies lässt eine (zumindest zeitweilige) Entkopplung von Oberflächen- und Bodenströmung vermuten. Es ist also gerechtfertigt, im Folgenden nur die Oberflächen- und Bodenströmung zu betrachten.

Abbildung 3.13 zeigt die Zeitreihen der Strömungskomponenten in 2 m und 18 m Tiefe an der Darsser Schwelle für den hier betrachteten Zeitraum. Für Boden- und Oberflächenströmung der zonalen Komponente erkennt man eine gute Korrelation, während die Boden- und Oberflächenströmung der meridionalen Komponente offensichtlich nahezu entkoppelt sind. Ausserdem ist zu erkennen, dass die zonale Komponente die am stärksten ausgeprägte ist, d.h. sie weist die höchsten Geschwindigkeitsbeträge in Oberflächen- wie auch Tiefenströmung auf.

3 Monitoring in der Ostsee

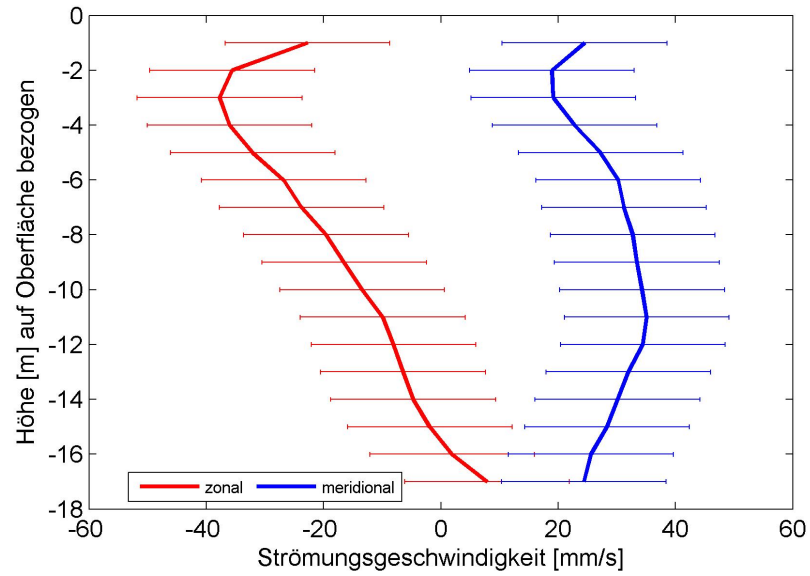


Abbildung 3.12: Vertikales zeitlich gemitteltetes Strömungsprofil an der Darsser Schwelle für die zonale (rot) und die meridionale (blau) Komponente der Strömung im Zeitraum vom 01.09.2003 bis 31.05.2004.

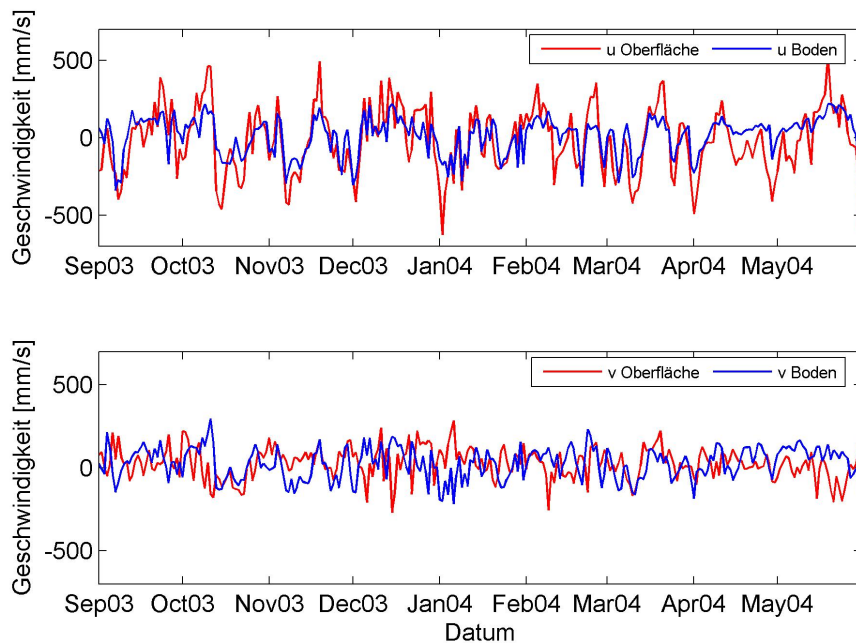


Abbildung 3.13: Strömung an der Darsser Schwelle. Oben die zonale Oberflächen-und Bodenströmung, darunter die meridionale.

3.1.2 Salz- und Temperaturzeitreihen

Die Salinitäten und Temperaturen werden in mehreren Horizonten gemessen (siehe Abb. 3.4). Die Temperatur in 6 Horizonten (2 m, 5 m, 7 m, 12 m, 17 m, 19 m) und der Salzgehalt in 4 Horizonten (7 m, 12 m, 17 m, 19 m). Die Temperatur wird mit Halbleiterelementen gemessen, deren Kennlinien eine positive Temperaturabhängigkeit aufweisen und somit auch die Leitereigenschaft der Halbleiter. Diese Halbleiter werden deshalb PTC (positive temperature coefficient) Halbleiter genannt. Die Auflösung moderner Temperatursensoren liegt bei 10^{-3} K, der Fehler bei $\Delta T = \pm 10^{-2}$ K.

Der Salzgehalt wird über die Leitfähigkeit der Wasserprobe bestimmt. Dafür gibt es zwei Verfahren, das induktive und das galvanische. Letzteres hat sich für die messtechnische Anwendung durchgesetzt. Dieses Verfahren arbeitet mit zwei Elektroden über eine Brückenschaltung. Die Auflösung heutiger Leitfähigkeitssensoren liegt in der Größenordnung 10^{-4} S/m, der Fehler bei $\Delta C = \pm 10^{-3}$ S/m, was auf einen Fehler in der Salinitätsmessung von ca. $\Delta S \approx \pm 10^{-3}$ g/kg führt (Stewart (2006)). Zur Salz- und Temperaturmessung an der Darsser Schwelle wird für jeden Messhorizont der SEACAT C-T Recorder SBE 16 genutzt, mit den Auflösungen und Fehlergrenzen wie angegeben.

Betrachten wir nun zunächst die Temperaturzeitreihe. Dabei wird als erstes wieder die mittlere vertikale Struktur untersucht. Abbildung 3.14 a) zeigt das Profil, wobei für die Beschränkung der Temperaturachse die minimale und maximale Temperatur im Untersuchungszeitraum genommen wurde, um zu verdeutlichen, wie homogen sich die mittlere Temperatur über das vertikale Profil verteilt. Es zeigen sich kaum Unterschiede zwischen Oberflächen- und Bodentemperatur. Die maximale Schwankung, d.h. der Unterschied zwischen dem Horizont maximaler Durchschnittstemperatur und dem Horizont minimaler Durchschnittstemperatur beträgt $\Delta T_{avg} = 0.24$ K. Auf den kompletten Satz von 6 Zeitreihen kann hier also auch verzichtet werden und es werden nur die Oberflächen- und die Bodentemperatur in die weiteren Betrachtungen einbezogen. In Abbildung 3.15 sind die beiden Zeitreihen dargestellt. Zu sehen ist der charakteristische saisonale Temperaturverlauf. Im Herbst ist es die Oberflächentemperatur, die sich als erstes abkühlt, im Frühjahr erwärmt sie sich als erstes.

In Abbildung 3.14 b) ist das gemittelte vertikale Salzgehaltsprofil dargestellt, daneben auch die Profile maximalen und minimalen Salzgehaltes der einzelnen Horizonte. Bei einer Tiefe von 12 m knickt das Salinitätsprofil, es zeigt sich also eine Zweiteilung des Profils, wie in einem geschichteten Gewässer zu erwarten war. Salinitätsprofile zeigen in der Oberflächen- und Bodenschicht einen über die Mächtigkeit der entsprechenden Schicht nahezu konstanten Salzgehalt, getrennt durch die Salzgehaltssprungschicht. Diese sollte, wie schon in der Einleitung erwähnt, in einer Tiefe von ca. 15 m liegen. Die Messung löst vertikal aber nicht hinreichend genau auf und somit erscheint es so, als nehme der Salzgehalt zwischen 12 m und 17 m Tiefe linear zu, die Grafik lässt also eine Sprungschicht großer Mächtigkeit vermuten, die in Wirklichkeit aber viel schärfer ist. Dennoch kann man der Abbildung entnehmen, dass die gemittelten Salzgehalte der Bodenschicht die der Oberflächenschicht übersteigen, wenngleich dieser Unterschied in dieser Darstellung aufgrund der Mittelwertbildung schwach ausfällt. In Abbildung 3.14c)

sind einige zufällig ausgewählte Salinitätsprofile der vorhandenen Zeitreihe dargestellt. Vier der Profile (schwarz,gelb, blau, magenta) zeigen nur einen kleinen Unterschied im Salzgehalt zwischen 7 m Tiefe und 19 m Tiefe, woraus man schliessen kann, dass über die gesamte Wassersäule an der Position der Messstation Ausstrom herrschte. Das rote Profil zeigt eine Schichtung, wie sie bei ruhiger See, einen in die Ostsee gerichteten salzreichen Tiefenstrom oder einen nicht bis zum Boden reichenden in die dänischen Strassen gerichteten Oberflächenstrom auftritt. Zu sehen ist, dass die haline Sprungschicht irgendwo zwischen 12 m und 17 m Tiefe zu vermuten ist. Leider wird das vertikale Profil an der Messstation Darsser Schwelle, wie schon erwähnt, nicht besser aufgelöst und somit bleibt es bei der reinen Vermutung.

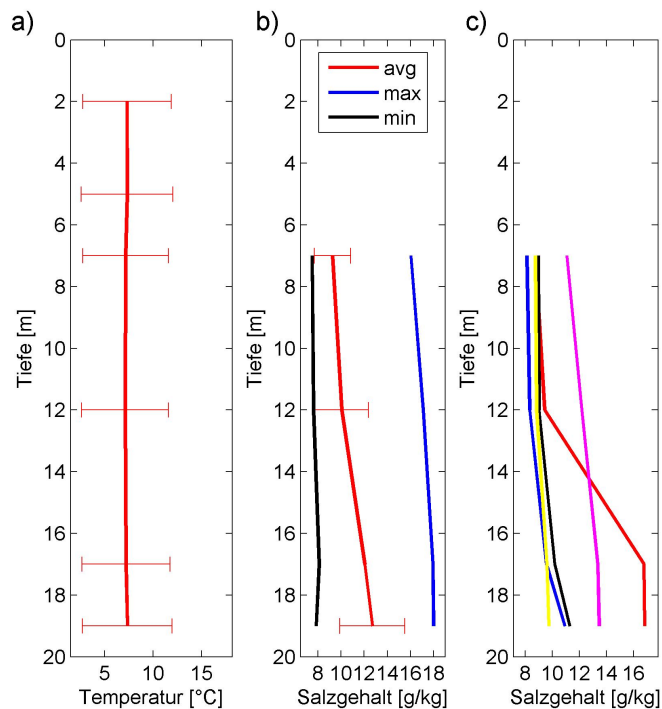


Abbildung 3.14: Vertikales Temperatur- und Salinitätsprofil an der Darsser Schwelle. Abbildung a) zeigt die mittlere Temperatur in 6 Messhorizonten mit Standardabweichung. Abbildung b) zeigt das mittlere Salinitätsprofil mit Standardabweichung, gemessen in 4 Horizonten, nebst maximalen und minimalen Salzgehalten der einzelnen Horizonte. Abbildung c) zeigt einige zufällig aus der vorhandenen Salinitätszeitreihe entnommene Salzgehaltsprofile.

Da die Wassersäule an der Darsser Schwelle oft eine Schichtung aufweist (Matthäus und Franck (1979)), wird hier für die weitere Betrachtung der Salzgehalt in 7 m Tiefe und der Bodensalzgehalt in 19 m Tiefe herangezogen. Der Salzgehalt in 7 m Tiefe wird im Folgenden als Oberflächensalzgehalt bezeichnet, da anzunehmen ist, wie aus den

3.1 Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Darsser Schwelle

zufällig ausgewählten Salinitätsprofilen auch ersichtlich, der Salzgehalt zwischen 7 m Tiefe und der Oberfläche nicht sehr differieren dürfte, wenn auch schon zwischen 12 m und 7 m Tiefe, also bei den Messhorizonten über der halinen Sprungschicht, kaum große Unterschiede im Salzgehalt auftreten. Die Zeitreihen der Salinitäten der beiden Messhorizonte sind in Abbildung 3.16 dargestellt. Die Wassersäule weist offensichtlich die meiste Zeit während des Untersuchungszeitraumes eine Schichtung auf.

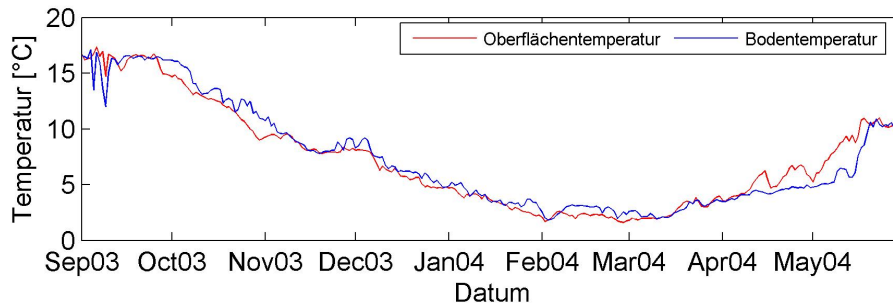


Abbildung 3.15: Temperatur an der Darsser Schwelle

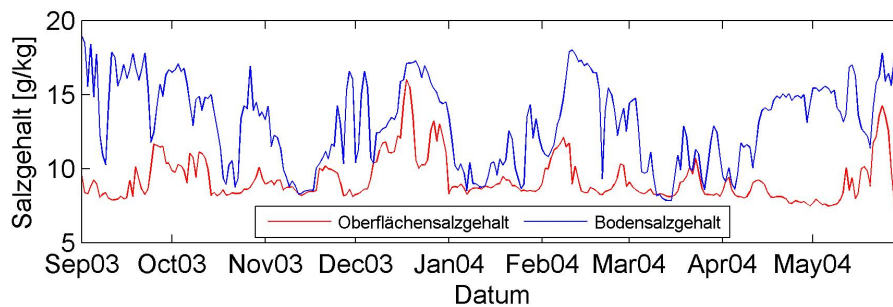


Abbildung 3.16: Salzgehalt an der Darsser Schwelle

3.1.3 Windzeitreihe

Die Messstation an der Darsser Schwelle misst neben hydrographischen Parametern auch meteorologische Parameter, wie Lufttemperatur, Luftfeuchte, Luftdruck, Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit und Windrichtung (siehe Abb. 3.4). Die Windgeschwindigkeit wird mit einem Schalenkreuzanemometer gemessen, die Windrichtung mit einem Anemoskop. Die Messung liefert also den Betrag der Windgeschwindigkeit, sowie die Windrichtung in Grad. Für die Berechnungen in dieser Arbeit ist allerdings eine Angabe des Windes in zonaler und meridionaler Komponente sinnvoller. Die nach entsprechender Umrechnung erhaltenen u-v-Komponenten sind in Abbildung 3.17 geplottet, die Winkelverteilung des Windes ist in Abbildung 3.18 gezeigt. Dabei wurden 6h-Mittelwerte der Windrichtung berechnet und für den Plot verwendet, d.h. $274 \cdot 4 = 1096$ Werte gehen in diesen Plot ein. Die Werte wurden in 16 äquidistante Klassen eingeteilt á 22.5°

3 Monitoring in der Ostsee

(Hingewiesen sei hier noch einmal darauf, dass in dieser Darstellung die Konvention aus der Ozeanologie verwendet wurde, d.h. 0° heißt Wind nach Osten und 90° heißt Wind nach Norden). Zu sehen ist, dass Winde in Richtung Süd bis Südwest leicht überwiegen.

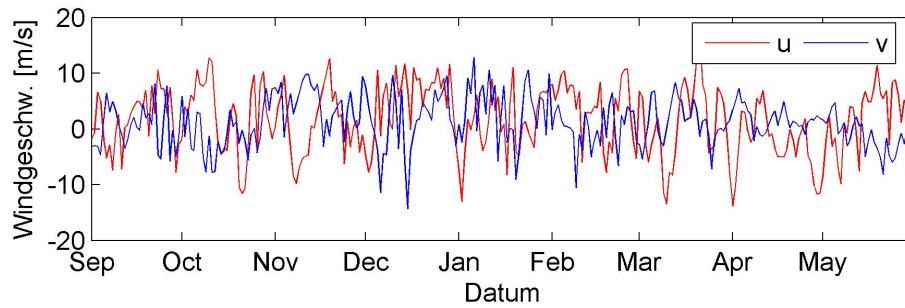


Abbildung 3.17: Windgeschwindigkeit an der Darsser Schwelle

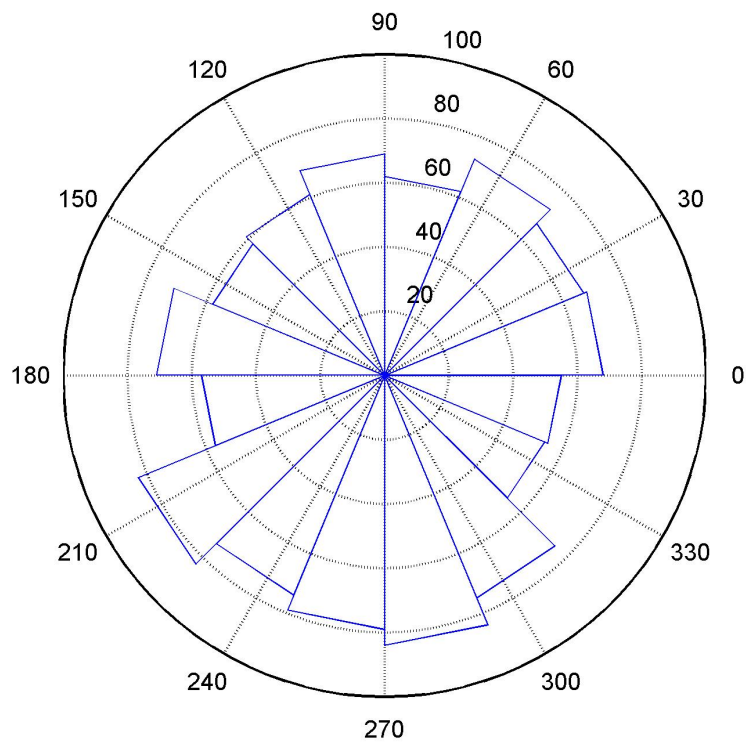


Abbildung 3.18: Verteilung der Windrichtung an der Darsser Schwelle

3.1.4 Pegeldifferenzzeitreihe

Eine Größe, mit der der Transport über die Darsser Schwelle hoch korreliert sein sollte, ist die Pegeldifferenz zwischen zwei Orten, zwischen denen der innere Druck abfällt. Für die Darsser Schwelle ist dies möglicherweise zwischen Lolland und Langeland, zwei dänischen Inseln, an denen sich der Zugang zur Ostsee stark verjüngt, der Fall. Es wurden zwischen verschiedenen Orten entlang der Beltsee und über die Darsser Schwelle die Pegeldifferenzen bestimmt, aber am ausgeprägtesten war die Differenz zwischen Slipshavn in Dänemark und Warnemünde (siehe Abbildung 3.19). Es ist nicht nötig einen Pegel östlich der Darsser Schwelle, oder direkt an der Schwelle für die Differenz zu Slipshavn zu nutzen, denn weiter östlich von Warnemünde bis hinter die Schwelle ändert sich kaum etwas am Pegelstand. Die Zeitreihen der Pegelraten aus Warnemünde und Slipshavn sind ausserdem sehr vollständig. Da die Messungen der Pegel auf unterschiedlichen Hoheitsgebieten vorgenommen wurden, muss in Betracht gezogen werden, dass ein unterschiedliches Normal Null den validierten Daten zugrunde liegt. Die dänischen Daten sind im DVR90-Standard (danish vertical reference 1990) formatiert, die deutschen Daten beziehen sich natürlich auf das deutsche Normal Null. Nach Absprache mit Dr. W. Ellmer vom BSH Dienstort Rostock, der dort für maritime Geodäsie, Automation und Bathymetrie zuständig ist, wird das dänische Normal Null dem deutschen gleichgesetzt, der Unterschied sollte unerheblich sein, gerade auch hinsichtlich der Fehlergrenzen der Pegelmessungen. Vor der Differenzbildung zwischen den Pegeln aus Slipshavn und Warnemünde ist abzuschätzen, was für zeitliche Mittelwerte gebildet werden sollten. Die Daten aus Slipshavn sind 10-minütige Daten, allerdings stark tidenbehaftet, die Daten aus Warnemünde sind stündliche Mittelwerte, gebildet aus 10-minütigen Daten, und eher wenig tidenbehaftet, wie das in der Ostsee allgemein der Fall ist. Es wurde überlegt, 6-stündige Mittelwerte zu bilden, was die unterste Grenze der Mittelwertbildung darstellt, um den Aliasing-Effekt aus den Messdaten herauszumitteln. Der Aliasing-Effekt tritt auf, wenn beim Abtasten der Pegelstände die Abtastrate zu gering ist, um den Seegang aufzulösen. Dazu bedarf es aber einer sehr hohen Rate, im Sekundenbereich. Misst man niederfrequenter, so wird mal der Wellenberg gemessen, mal das Wellental. Gehen nun wenige Messungen in die Mittelwertbildung mit ein, dann kann der Fehler nicht unbedeutend sein, bei hinreichend vielen Messwerten, die für die Mittelwertbildung genommen werden, wird der Fehler immer kleiner, bis er für unendlich viele Messwerte für die Mittelwertbildung gegen Null geht. Nach Absprache mit S. Krüger und Dr. U. Lass (beide IOW) wurde ein 6-Stunden-Mittelwert als Minimum geschätzt. Allerdings stellt sich dann noch das Problem mit den Gezeiten. Bei 6-Stunden-Mittelwerten werden die Gezeiten nicht herausgemittelt, sondern sind in der Zeitreihe der Pegelraten von Slipshavn noch gut zu erkennen (siehe Abb. 3.20). Das Signal der Tide ist für ca. 6 Tage gut zu erkennen, bevor es dann für weitere 6 Tage nicht zu erkennen ist, um dann wieder zu erscheinen. Das liegt an einer Schwebung, die Zustände kommt, weil Ebbe und Flut zusammen 12 h und 48 min dauern, die Mittelwerte aber keine 6 h 24 min Mittelwerte sind, sondern 6-Stunden Mittelwerte.



Abbildung 3.19: Die geographische Lage der Messorte Slipshavn und Warnemünde, von denen die Pegelmessreihen zur Pegeldifferenzberechnung genutzt wurden.

Wenn nun tägliche Mittelwerte gebildet werden, verschwindet das Gezeitensignal aus der Zeitreihe (Anmerkung von Dr. R. Feistel, IOW) und die Pegeldifferenz zwischen Slipshavn und Warnemünde kann ohne Gezeitenmodulation berechnet werden. Somit wird der Fehler durch den Aliasing-Effekt noch unbedeutender. Die Frequenzverteilung der Pegeldifferenzzeitreihen für 6-Stunden Mittelwerte und für tägliche Mittelwerte sind in Abbildung 3.21 dargestellt. Für die 6-Stunden Mittelwerte ist ein stark ausgeprägter Peak bei einer Periodendauer von $T = \frac{1}{22.33 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1} \cdot 3600 \frac{\text{s}}{\text{h}}} = 12.44 \text{ h}$ also 12 h 26 min 22.8 s. Das ist etwas weniger als die Hauptmond tide M_2 . Ein weiterer, aber kleiner Peak ist bei $T = 25.82 \text{ h}$ zu erkennen, das entspricht 25 h 48 min und 56.8 s. Das ist ungefähr die doppelte Periodendauer wie die vorhergehend berechnete, also handelt es sich bei dieser Frequenz um die erste Harmonische der Gezeit. Diese Frequenz ist schon sehr gedämpft, die zweite Harmonische ist schon nicht mehr vom Rauschen zu unterscheiden. Ein weiterer Peak ist bei 83 Stunden erkennbar. Dieser Peak liegt auch innerhalb des Frequenzintervalls der täglichen Mittelwerte, welches zwischen 0 und der Nyquist-Frequenz, also der doppelten Dauer der Abtastrerate liegt. Bei der Frequenzanalyse der täglichen Mittelwerte ist dieser Peak allerdings nur schwach ausgeprägt. Hinzu kommt, dass die Peaks durch die Mittelwertbildung sowieso gedämpft werden und das Rauschen sich relativ verstärkt. Weitere Peaks im Frequenzplot der 6-Stunden Mittelwerte liegen bei: $f = 1.447 \mu \text{ Hz}$, $f = 0.5425 \mu \text{ Hz}$ und $f = 0.2713 \mu \text{ Hz}$. Das entspricht in der Reihenfolge $T = 192 \text{ h}$, $T = 512 \text{ h}$ und $T = 1024 \text{ h}$. Die letzten beiden Frequenzen gehören zu ein

3.1 Zeitreihen zur Berechnung des Transportes über die Darsser Schwelle

und derselben Grundfrequenz. Welche von beiden die Grundfrequenz ist, sei hier dahingestellt. Im Frequenzplot der täglichen Mittelwerte (siehe Abbildung 3.21) ist neben dem Peak bei $f = 0.5651\mu\text{Hz}$, der auch für die 6-Stunden-Mittelwerte existiert, noch ein weiterer Peak bei $f = 0.4973\mu\text{Hz}$ zu sehen, also bei $T = 559\text{ h}$, aber ansonsten nur einige sporadische Peaks, die nicht sehr ausgeprägt sind und deshalb nicht vom Rauschen zu unterscheiden sind. Jedenfalls haben die sehr langen Periodendauern wohl ihre Ursache im mittelfristigen Wettergeschehen.

Es bleibt festzustellen, dass aufgrund der hier gemachten Ausführungen die zeitliche Auflösung größer als 6 Stunden sein sollte. Um die Gezeiten herauszumitteln sind tägliche Mittelwerte am angebrachten.

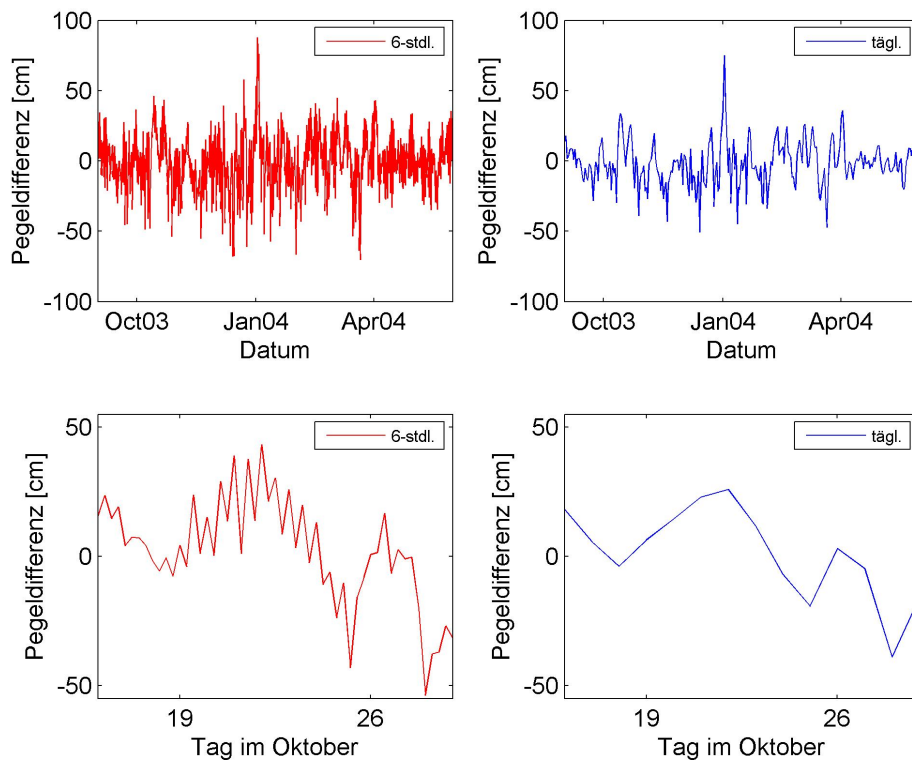


Abbildung 3.20: oben: 6-stündliche sowie stündliche Zeitreihen der Pegeldifferenz zwischen Slipshavn und Warnemünde vom 01.09.2003 bis zum 31.05.2004. unten: Die Zeitreihen der Pegeldifferenz für einige Tage im Oktober 2003. Diese Darstellung dient der besseren Veranschaulichung der Unterdrückung des Tidensignals durch zeitliche Mittelwertebildung über einen Tag.

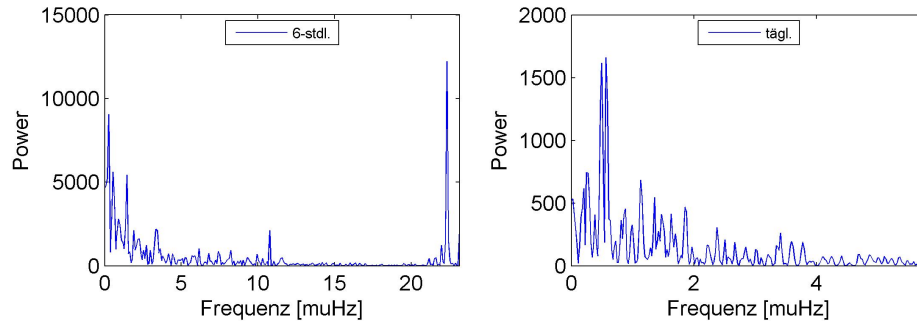


Abbildung 3.21: Frequenzverteilung der Pegeldifferenz zwischen Slipshavn und Warnemünde für 6-stündliche und tägliche Mittelwerte

3.1.5 Verfügbarkeit der Daten

Alle nötigen Zeitreihen der Darsser Schwelle, die für die noch kommenden Berechnungen benötigt werden, wurden nun zusammengestellt. Kleinere Lücken in den Zeitreihen, d.h. Lücken nicht größer als 2 Tage, wurden durch lineare Interpolation gefüllt. Glücklicherweise sind die Zeitreihen an der Darsser Schwelle sehr vollständig, größere Lücken als zwei Tage treten erst gar nicht auf, und so erhält man ein, nach Interpolation, lückenloses Ensemble an Messwerten. Abbildung 3.22 fasst zusammen, welche Zeitreihen in diesem Abschnitt zusammengestellt wurden und zeigt die Vollständigkeit der Daten.

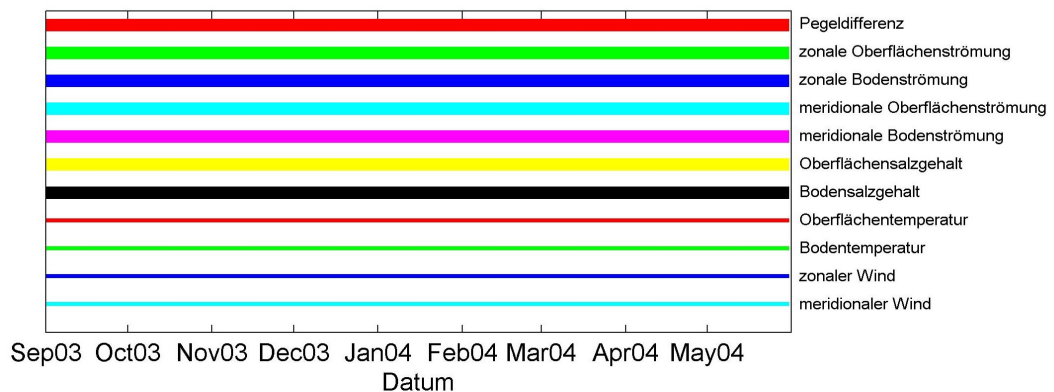


Abbildung 3.22: Verfügbarkeit der Messreihen zur Darsser Schwelle

3.2 Zeitreihen verschiedener Parameter zur Berechnung des Transportes über die Drogden-Schwelle

Nun werden die Parameter betrachtet, die am Drogden Lighthouse gemessen wurden, bzw. für die Berechnung des Transportes über die Drogden-Schwelle benötigt werden. Die Station Drogden Lighthouse wird vom RDANH unterhalten und misst die Parameter Strömung, Salzgehalt, Temperatur und Wind. Ausserdem werden für die Pegeldifferenzzeitreihe die Pegel von Viken und Klagshamn herangezogen. Wie schon im vorhergehenden Abschnitt begründet, werden alle Parameter in tägliche Mittelwerte umgerechnet.

Die Station an der Drogden-Schwelle kann sich nicht wie die Station Darsser Schwelle mit der Strömung neigen, die Messhorizonte der Salz- und Temperaturmessung können daher als fix angenommen werden, auch, wenn ab und an Sensoren nach Wartungsarbeiten nicht wieder exakt die vorherige Position in der Wassersäule einnehmen. Dieser Fehler dürfte sich auf ± 5 cm belaufen und ist angesichts der Abstände zwischen benachbarten Messhorizonten von ca. 1.4 m klein.

3.2.1 Strömungsmessung

Die Strömung an der Drogden-Schwelle wird mit einem ADCP in 6 Horizonten (0 m, 1.6 m, 2.8 m, 4.1 m, 5.3 m, 6.6 m) gemessen. Die Satteltiefe der Drogden-Schwelle beträgt ca. 9 m, die Bodenströmung wird also nur wage erfaßt, allerdings herrscht vornehmlich eine homogen gerichtete Strömung über die gesamte Wassersäule der Schwelle, weshalb der Bodenstrom stark mit dem Oberflächenstrom korreliert sein dürfte. In Fischer und Matthäus (1996) wird sogar die Oberflächenströmung als repräsentativ für die Strömung entlang der gesamten Wassersäule an der Drogden-Schwelle angenommen. Jedenfalls ist, wie auch schon in Abschnitt 3.1.1 erläutert, die Messung der Strömung an der Oberfläche mit einem am Boden fest installierten ADCP (Aandereaa DCM-12) wegen des Nebenkeuleneffektes nicht möglich. Die Messtechniker vom RDANH empfehlen, die obersten zwei Messhorizonte, also 0 m und 1.6 m, nicht weiter zu betrachten, da diese fehlerbehaftet sind. Um konsequent zu bleiben werden hier dennoch zwei Horizonte der Strömungsmessung weiter betrachtet, wie es auch schon für die Darsser Schwelle gemacht wurde. Die beiden möglichst weit voneinander entfernten der verbliebenen Horizonte, also 2.8 m und 6.6 m, werden im Folgenden als Oberflächen- und Bodenströmung behandelt.

Die Strömungsdaten sind in Richtung und Geschwindigkeit formatiert, es muss also noch eine Umrechnung in kartesische Koordinaten vorgenommen werden. Bei den Zeitreihen der Strömungsgeschwindigkeit ergibt sich allerdings ein Problem, was die Daten an sich betrifft. Ab Mitte Mai 2004 ging die Messung der Strömungsdaten des 6.6 m-Horizontes nur sehr lückenhaft von statten. Möglicherweise kann von den höheren Messhorizonten der Station Drogden Lighthouse auf den 6.6 m-Horizont extrapoliert werden um die fehlenden Werte zu ersetzen. Dazu muss erst einmal geprüft werden, wie die Korrelationen des 5.3 m-Horizontes mit den höheren Horizonten ist, um herauszufin-

den, ob eine hohe Korrelation und damit eine funktionelle Abhängigkeit der Horizonte untereinander besteht. Folgende Tabelle 3.1 listet die Korrelationskoeffizienten auf. Die Korrelationen mit der Strömung bei 0 m ist für die u-Komponente klein, für die v-Komponente ergibt sich aber schon eine gute Korrelation. Allerdings ist von den beiden obersten Messhorizonten keine sehr gute Korrelation zu erwarten, da diese Horizonte, wie schon erwähnt, fehlerbehaftet sind. Ab 2.8 m sind aber beide Strömungskomponenten stark gekoppelt mit den Werten aus 5.3 m Tiefe. Vom 2.3 m-Horizont an werden die Daten genutzt, um linear auf den 6.6 m-Horizont zu extrapolieren und somit die Zeitreihe zu vervollständigen.

Tabelle 3.1: Korrelationskoeffizienten der Strömung verschiedener Horizonte

	u-Komponente	v-Komponente
0m vs. 5.3m	0.294	0.645
1.6m vs. 5.3m	0.618	0.388
2.8m vs. 5.3m	0.926	0.967
4.1m vs. 5.3m	0.973	0.981

Die u- und v-Komponenten für Oberflächen- und Bodenströmung wurden aus der Polarkoordinatendarstellung berechnet und als tägliche Mittelwerte zusammengefasst. Die Extrapolation wurde vorgenommen und die Daten sind in Abbildung 3.23 geplottet.

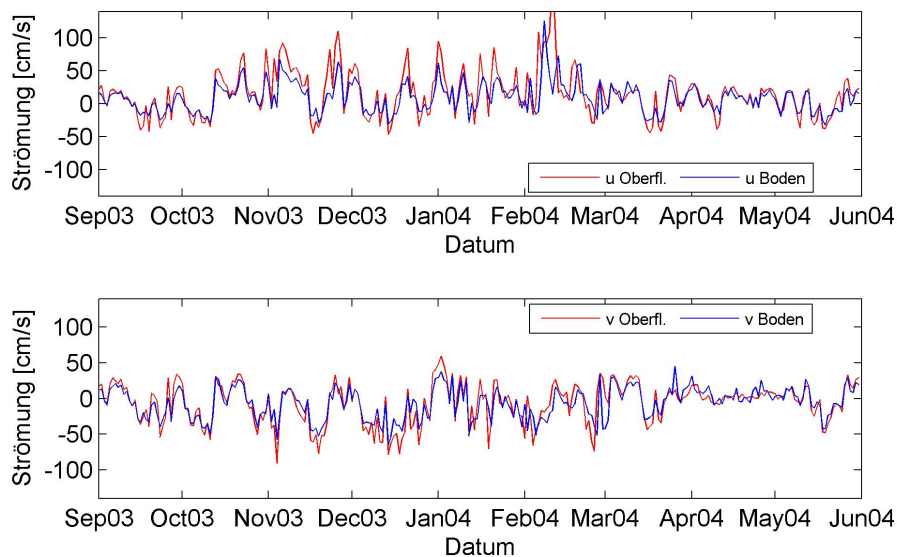


Abbildung 3.23: Oberflächen- und Bodenströmung an der Drogden-Schwelle für den Zeitraum vom 01.09.2003 bis zum 31.05.2004.

Die Strömungsdaten wurden an der Drogden-Schwelle, wie auch an der Dasser Schwelle wie üblich mit einem ADCP gemessen. Der Messfehler der Strömungsmessung liegt hier bei $\Delta U = \pm 2$ cm/s (Zitat Palle Bo Nielsen RDANH).

3.2.2 Salz- und Temperaturzeitreihen

Nun wird sich den Zeitreihen von Salzgehalt und Temperatur an der Drogden-Schwelle zugewendet. Beide Parameter werden in 5 äquidistanten Horizonten mit CTDs (SBE 37-IM) der Firma Seabird gemessen (1.65 m, 3.55 m, 5.45 m, 7.35 m, 9.25 m). Die Fehler der Messungen sind $\Delta T = \pm 0.002$ K und $\Delta S = \pm 0.002$ g/kg. Anders als bei der Strömungsmessung sind hier die Horizonte über die komplette Wassersäule verteilt. Die Daten werden halbstündig gemessen, aus diesen Daten wurden wieder tägliche Mittelwerte errechnet, d.h. es gehen 48 Messwerte in die Mittelwertbildung ein. Leider sind die Salz- und Temperaturmesswerte nicht für den gesamten hier betrachteten Zeitraum von September 2003 bis Mai 2004 vorhanden, sondern umspannen nur den Zeitbereich vom 27.02.2004 bis Ende Mai 2004. Das reduziert die Anzahl der täglichen Mittelwerte auf nur noch 95 Werte.

Nun wird überprüft, ob über der Drogden-Schwelle vornehmlich keine Schichtung vorliegt, sondern der Salzgehalt, wie schon die Strömungsgeschwindigkeit, eine hohe Korrelation zwischen boden- und oberflächennahen Schichten aufweist. In Tabelle 3.2 sind die Korrelationen des 9.25 m-Horizontes mit den restlichen Horizonten aufgelistet. Der Korrelationskoeffizient für Oberflächenhorizont (1.65 m) und Bodenhorizont (9.25 m) ist mit einem Wert von $r = 0.71$ nicht sehr hoch, das Bestimmtheitsmaß ergibt sich aus dem Korrelationskoeffizienten zu $B = r^2 = 0.504$. D.h. ca. 50% der Bodenströmung erklären den Verlauf der Oberflächenströmung. Betrachtet man die Korrelationskoeffizienten in der Tabelle 3.2 weiter, so erkennt man einen überproportional großen Sprung der Korrelation und somit auch des Bestimmtheitsmasses vom 5.45 m-Horizont zum 7.35 m-Horizont. Das Bestimmtheitsmaß wächst von 62% auf 77%, dies lässt vermuten, dass während der betrachteten 95 Tage von Zeit zu Zeit doch Schichtung auftritt, wenn auch nicht langanhaltend oder stark ausgeprägt. Abbildung 3.24 zeigt die Zeitreihe der Salinität für die Horizonte 1.65 m und 9.25 m, die auch in die weiteren Betrachtungen eingehen werden. Aus der Grafik wird deutlich, weshalb das Bestimmtheitsmaß zwischen Boden- und Oberflächensalinität nur 50% beträgt. Einige Peaks der Bodensalinität finden sich nicht in der Oberflächensalinität wieder, und an anderen Stellen wird der hohe Salzgehalt an der Oberfläche kurzfristig unterbrochen, während der Bodensalzgehalt weiterhin hoch bleibt. Man kann wohl davon ausgehen, dass sich bei den kurzzeitigen Schichtungsverhältnissen keine scharfe Salzgehaltssprungschicht ausbilden kann, aber von kurzfristiger schwacher Schichtung kann dennoch die Rede sein.

Die Korrelationskoeffizienten der Bodentemperatur mit den darüber befindlichen Horizonten sind, wie die Vermutung schon nahe legt, sehr hoch, zwischen 0.99 und 1. Die Zeitreihen für Oberflächen- und Bodentemperatur sind in Abbildung 3.24 dargestellt. Der Plot zeigt den für das Frühjahr typischen Verlauf. Anfang-Mitte Mai gibt es zwei kleine Zeiträume hohen Salzgehaltes in der Bodensalinität, nicht aber in der Oberflächensalinität. Während dieser beiden Zeiträume tut sich jeweils eine Lücke zwischen Boden-

und Oberflächentemperatur auf. Dadurch, dass es kurzzeitig zu einer Schichtung kommt, kann die Wassersäule, und damit ihre Temperatur, nicht mehr bis zum Boden durchmischt werden, sondern nur bis zur Sprungschicht. Das Oberflächenwasser wird von der Frühlingssonne aufgeheizt, das Bodenwasser mischt sich mit über die Schwelle tretenden kalten Kattegatwasser und kühlt daher ab oder bleibt auf seinem Temperaturlevel. Mitte Mai folgt der Salzgehalt der Oberfläche dann dem Bodensalzgehalt und die Schichtung ist nicht mehr existent. Sofort gleichen sich die Temperaturen von Bodenwasser und Oberflächenwasser wieder an.

Tabelle 3.2: Korrelationskoeffizienten der Salinität verschiedener Horizonte

Korrelationskoeffizient	
1.65m vs. 9.25m	0.71
3.55m vs. 9.25m	0.74
5.45m vs. 9.25m	0.79
7.35m vs. 9.25m	0.88

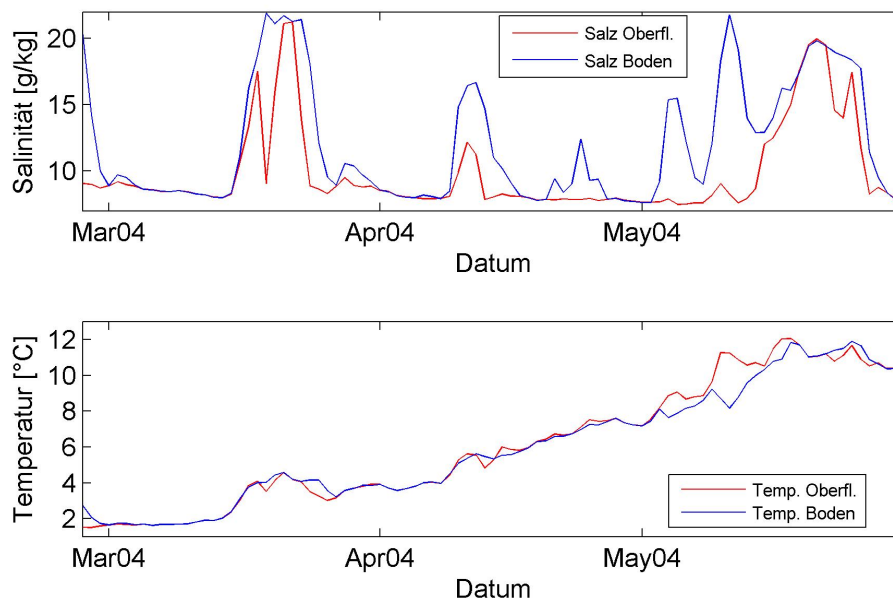


Abbildung 3.24: Oberflächen- und Bodensalinität sowie Oberflächen und Bodentemperatur an der Drogden-Schwelle für den Zeitraum vom 27.02.2004 bis zum 31.05.2004.

3.2.3 Windzeitreihe

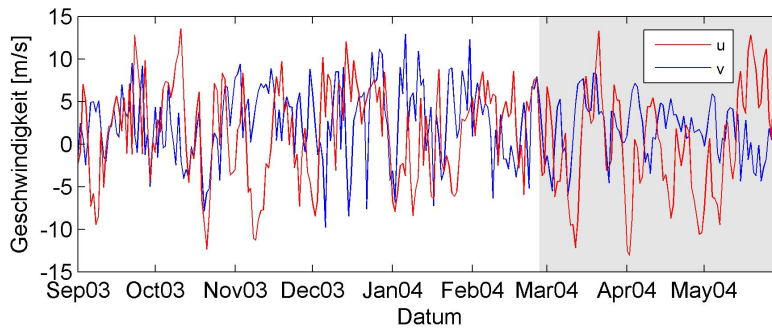


Abbildung 3.25: Zonale und meridionale Windgeschwindigkeit an der Drogden-Schwelle

Der Wind an der Drogden-Schwelle wird wie üblich mit einem Schalenkreuzanemometer und einem Anemoskop gemessen. D.h., die Winddaten liegen unformatiert in Polarkoordinaten vor, mit meteorologischer Winkel- und Richtungskonvention. Die Daten werden in kartesische Koordinaten umgeformt. In Abbildung 3.25 ist die Windzeitreihe in Komponentendarstellung gezeigt. Der grau unterlegte Bereich ist dabei jener, der die 95 Tage umfasst, die in die Transportberechnungen eingehen.

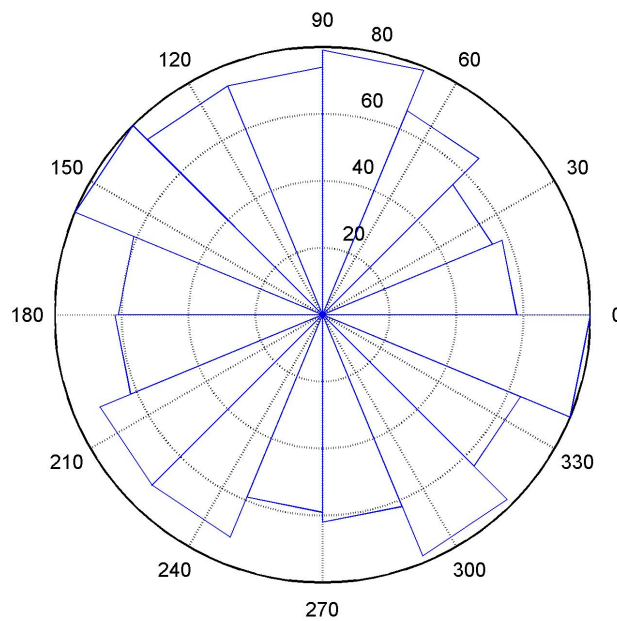


Abbildung 3.26: Windrichtung an der Drogden-Schwelle

In Abbildung 3.26 ist die Winkelverteilung des Windes an der Drogden-Schwelle dargestellt. Dabei wurden 6-Stunden-Mittelwerte der Windrichtung genutzt und der 360°-Kreis in 16 Abschnitte unterteilt. Zu erkennen ist ein leichtes Übergewicht von Wind aus NW bzw. SO. Aber über die Variabilität der Windrichtung gibt dieser Plot keinen Aufschluss. Mehr Information erhält man aus dem pvd-Plot, der in Abbildung 3.27 dargestellt ist. Man sieht eine hohe Variabilität der zonalen Komponente, mit einem leichten Osttrend, die meridionale Komponente zeigt weniger Variabilität und einen fast monotonen Trend nach Nord.

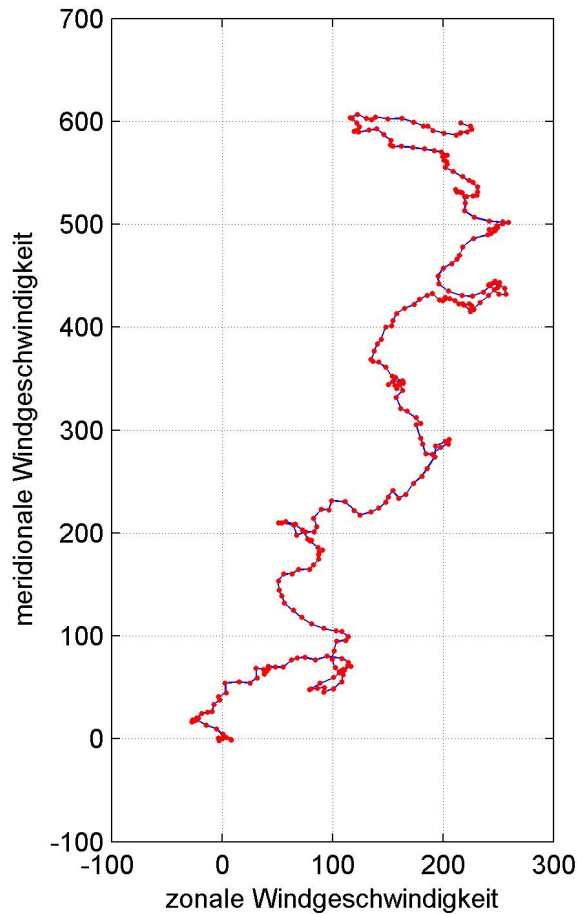


Abbildung 3.27: pvd-Plot der Windrichtung an der Drogden-Schwelle

3.2.4 Pegeldifferenzzeitreihe

Der letzte Parameter, der in die nachfolgenden Betrachtungen eingehen soll, ist die Pegeldifferenz zwischen Ein- und Ausgang des Öresund. Hier wurden wieder mehrere Pegelstände miteinander verglichen, um zu errechnen, zwischen welchen Pegelmessorten die Differenz am aussagekräftigsten ist. Dabei ging es auch um die Gesichtspunkte

der Vollständigkeit und der Vereinbarkeit der Daten. Letztendlich wurde sich für die Zeitreihen der Pegel von Viken, nördlich des Sund, und Klagshamn, südlich des Sund, entschieden. Beide Pegelmessstationen gehören zum SMHI und somit sind die Daten auch einheitlich formatiert. Die Zeitreihe des Pegels bei Viken zieht sich beinahe lückenlos über den gesamten Untersuchungszeitraum, während die Klagshamn-Station erst ab Anfang November 2003 Pegeldata lieferte, von da an aber fast lückenlos bis zum Ende des Zeitraumes. D.h. die Pegeldifferenzzeitreihe umfasst nicht ganz den kompletten Zeitraum, aber zum Glück die letzten 95 Tage, die von Wichtigkeit sind.

Wie auch schon in Abschnitt 3.1.4 kann mit der Pegelzeitreihe der Viken-Station die Einführung von täglichen Mittelwerten gerechtfertigt werden, da auch hier die Gezeiten noch sehr ausgeprägt sind im Vergleich zu der Pegelzeitreihe bei Klagshamn. Die Pegeldifferenzzeitreihe Klagshamn-Viken wurde berechnet und umfasst 210 Tage, dargestellt in Abbildung 3.28, wobei wieder der grau unterlegte Bereich in die weiteren Betrachtungen eingeht. Gemessen wurden die Pegel an beiden Messorten im Stundentakt. Fehlende Messwerte wurden linear interpoliert.

Das zu den täglichen Mittelwerten der Pegeldifferenz gehörende Frequenzspektrum ist in Abbildung 3.29 gezeigt. In Abschnitt 3.1.4 wurde eine Frequenzanalyse der täglichen Mittelwerte der Pegeldifferenz zwischen Slipshavn und Warnemünde gemacht. Dabei zeigten sich Peaks bei 0.5651μ Hz und 0.4973μ Hz. Für den Sund zeigen sich Peaks bei 0.5651μ Hz und 0.4747μ Hz. Auffällig ist auch noch ein Peak bei 1.13μ Hz, der im Frequenzplot für die Pegeldifferenz über die Darsser Schwelle eher im Rauschen verschwindet, hier nun doch recht hervorsticht. Auch ein Peak bei 0.2261μ Hz findet sich nun, der in der Darsser Pegeldifferenzzeitreihe nicht augenscheinlich ist. Aber diese Frequenzen sind sehr niedrig und haben daher sehr lange Periodendauern. Die zuletzt genannte Frequenz bedeutet eine Periodendauer von über 51 Tagen, d.h. diese Periode passt gerade 5 mal in den gesamten Untersuchungszeitraum. Diese Frequenz könnte mit dem mittelfristigen Wettergeschehen zusammenhängen. Dass es sich um eine Harmonische der Gezeiten handelt ist auszuschliessen, denn die Ordnung dieser Harmonischen und somit auch die Dämpfung wären so hoch, dass sie im Rauschen untergehen müsste.

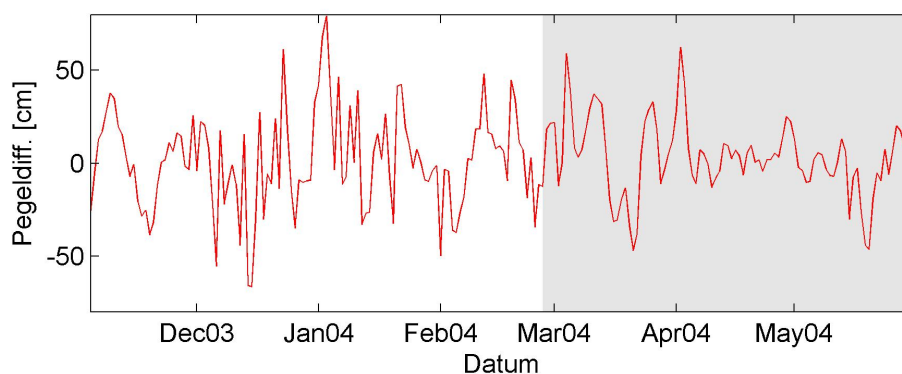


Abbildung 3.28: Pegeldifferenz zwischen Viken und Klagshamn

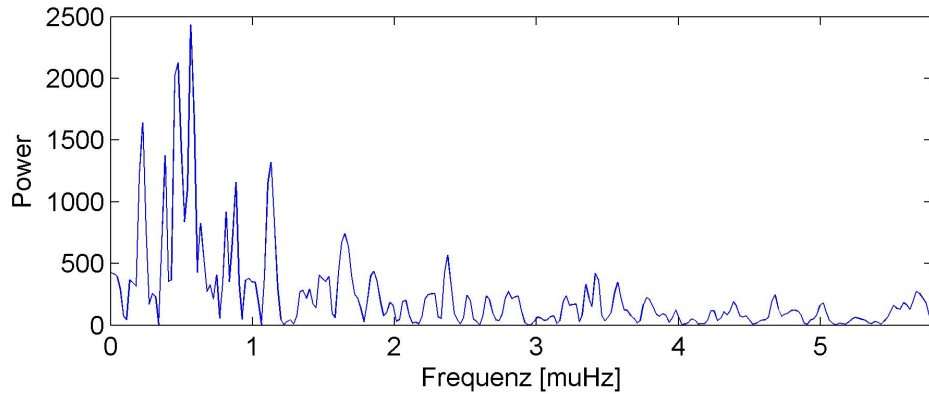


Abbildung 3.29: Frequenzspektrum der Pegeldifferenz zwischen Viken und Klagshamn

3.2.5 Verfügbarkeit der Daten

Nun wurden also alle Parameter für die weiteren Ausführungen zur Drogden-Schwelle zusammengestellt. Auch hier sei noch einmal erwähnt, dass Lücken in den einzelnen Zeitreihen durch lineare Interpolation gefüllt wurden, sofern diese nicht größer als zwei Zeitschritte, hier also zwei Tage, waren. Die Salz- und Temperaturzeitreihen limitierten die Verfügbarkeit der Daten, so dass nur die letzten 95 Tage des Untersuchungszeitraumes mit einem kompletten Satz der Variablen ausgestattet sind. Abbildung 3.30 fasst noch mal die Verfügbarkeit aller in diesem Abschnitt behandelten Zeitreihen zusammen.

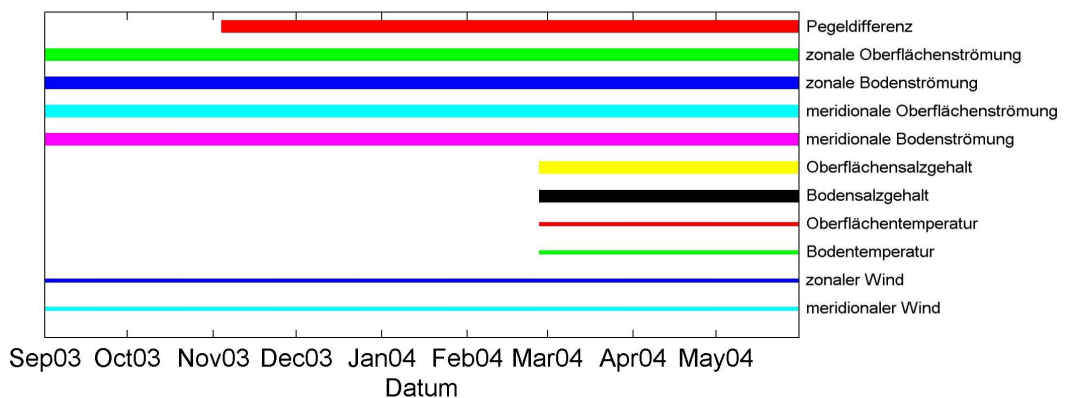


Abbildung 3.30: Verfügbarkeit der Messreihen zur Drogden-Schwelle

4 Das numerische Modell

4.1 Das General Estuarine Transport Model

Zur Simulation einiger hydrographischer Parameter in flachen Gewässern wird am IOW das General Estuarine Transport Model (GETM) genutzt (Burchard und Bolding (2002)). Das Modell wurde speziell für Untersuchungen von Küsten und Flussmündungen entwickelt und basiert auf einigen einfachen hydrographischen Gleichungen, den horizontalen Navier-Stokes-Gleichungen, der Kontinuitätsgleichung, sowie kinematischen, dynamischen und lateralen Randbedingungen. Einsatz findet es bei geschichteten wie auch nicht geschichteten Gewässern und kann Eigenschaften dieser Gewässer, wie Ebbe und Flut, Turbulenz und Advektion, simulieren. Das Modell lässt verschiedene Koordinaten zu, z.B. die General Vertical Coordinates (gvc). Diese vertikalen Koordinaten sind auf das Bodenprofil mit einer festen Anzahl von Horizonten angepasst. Nimmt die Tiefe des Gewässers in eine beliebige Richtung zu, so weiten sich die Abstände der Horizonte untereinander auf, nimmt die Tiefe ab, so verjüngen sich die Abstände. Eine weitere Besonderheit dieser Koordinaten ist, dass die Horizonte des Simulationsgebietes nicht äquidistant gewählt werden müssen, sondern sich auch z.B. zum Boden oder der Oberfläche hin verjüngen können, während sich dazwischen die Horizonte aufweiten. Die horizontale Auflösung des Modells beträgt hier $0.5 \text{ Seemeilen} \times 0.5 \text{ Seemeilen}$. In dieser Arbeit wird sich auf eine Simulation der westlichen Ostsee mit GETM bezogen, die den Zeitraum vom 01.09.2003 bis zum 31.05.2004 umfasst. Das Modular Ocean Model (MOM), das am IOW für großskaligere Simulationen genutzt wird, liefert die Randwerte für den GETM-Lauf, denn das Simulationsgebiet, die westliche Ostsee, ist zum Kattegat hin und am östlichen Ende der Arkonasee offen. Weiterhin gehen Winddaten in den Modelllauf ein, die vom DWD (Deutschen Wetterdienst) bereitgestellt wurden und aus Simulationsrechnungen hervorgingen.

Der Modelllauf (Burchard et al. (2007)) wurde von Version zu Version weiter verbessert, indem Parameter, wie z.B. die Bodenrauigkeit oder die Höhe des östlichen Randes, justiert wurden, oder die Bathymetrie angepasst wurde. Am Anfang der Bearbeitungszeit dieser Diplomarbeit wurden die vorhandenen Modelldaten des Modelllaufes untersucht und festgestellt, dass die realen Bedingungen in der westlichen Ostsee nicht befriedigend wiedergegeben werden. Das folgende Kapitel soll dies zeigen.

4.2 Zur ursprünglichen Version des Modelllaufes

Das Modell liefert unter anderem Strömungswerte und Salinität. Diese beiden Parameter eignen sich gut, um Modell und Realität zu vergleichen. Der Vergleich wird hier mit den

Daten der Station Darsser Schwelle vorgenommen, d.h., dass die simulierten Werte an den Koordinaten, an denen sich die Station befindet, aus den Modelldateien, die räumlich ausgedehnte Gebiete umfassen, herausgeschrieben werden müssen. Die Station Darsser Schwelle befindet sich bei $54^{\circ}42'N$ und $12^{\circ}42'E$. Der nächstgelegene Gitterpunkt im Simulationsgebiet wurde herausgeschrieben. Zu den simulierten Daten ist noch zu sagen, dass es sich dabei um Snapshots handelt, also keine Mittelwerte, sondern um einen zu einer bestimmten Zeit, hier um Mitternacht, aus dem Modelllauf herausgeschriebenen Wert. Dieser Wert wird dann als repräsentativ für einen ganzen Tag angenommen.

Das Modell liefert für jeden Horizont Strömungs- und Salinitätswerte, also 50 an der Zahl. Die Station liefert aber nur Daten aus 17 Horizonten für die Strömung und 4 Horizonten für den Salzgehalt. Mit dem Programm „gvc2zax“ wurden die Modelldaten auf die Horizonte der Strömungsmessung der Station Darsser Schwelle transformiert, also von 2m bis 18 m Tiefe, 17 Horizonte. Mit dieser Transformation werden auch die Horizonte der Salinitätsmessung erfasst.

Die Strömungswerte werden nun verglichen. Der Mittelwert der gesamten 274 Tage wird für jeden der 17 Horizonte ermittelt und ist in Abbildung 4.1 dargestellt. Wie man sieht, unterschätzt das Modell die gemittelte Strömung der Wirklichkeit stark. Mehr noch, für die zonale Komponente der Strömung stimmt noch nicht einmal die Richtung beim Großteil der Horizonte. Der Modelllauf zeigt im Mittel für fast jeden Horizont für die u- und v-Komponente eine in die Ostsee gerichtete Strömung. Dies kann nicht sein, da die Ostsee Netto einen mittleren Ausstrom aufweist, begründet in der Flusswasserzufuhr. Die meridionale Komponente der gemessenen Strömung zeigt eine stark in die Ostsee gerichtete Strömung, die aber von der zonalen Komponente offensichtlich mindestens kompensiert wird. Hinsichtlich der meridionalen Komponente sei darauf hingewiesen, dass eine Abschätzung des Transportes über die Darsser Schwelle allein mit den Messwerten der Station Darsser Schwelle sehr grob und hoch fehlerbehaftet ist und somit die in Abbildung 4.1 gezeigten Mittelwerte nicht unbedingt repräsentativ für den Transport sind. Die Abschätzung des Transportes mit den Messwerten von der Station Darsser Schwelle, wie auch von der Station Drogden Lighthouse wird an anderer Stelle durchgeführt.

Nun werden die Mittelwerte der Salinität betrachtet. Die Horizonte, in denen gemessen wird, liegen in 7 m, 12 m 17 m und 19 m Tiefe. Die Umformatierung der Horizonte mit „gvc2zax“ wurde aber nur für den Bereich, in dem die Strömung gemessen wird, vorgenommen, also von 2 m bis 18 m Tiefe. In die Mittelwertberechnung gehen also nur jeweils 3 Horizonte ein. Das Ergebnis ist in Abbildung 4.2 geplottet. Hier ist es nun so, dass das Modell die Realität überschätzt. Nahe des Bodens übersteigt die Salinität des Modells die gemessene um ca. 5 g/kg.

Diese qualitative Untersuchung dieses Modelllaufes soll hier nun beendet sein. Das gezeigte soll genügen, um auf die Mißstände dieses Laufes hinzuweisen. Die Betrachtung der beiden hydrographischen Variablen, Salinität und Strömung, zeigt, dass der Modelllauf nicht für eine Transportabschätzung konzipiert wurde. Um eine Transportabschätzung, auch des Salztransportes, mit dem Modell möglich zu machen, bedarf es der Justierung der Modellparameter und anderer Anpassungen, u.a. auch dem Herausschreiben von Mittelwerten an Stelle von Snapshots. Nach vielen Läufen mit verschiedenen

Einstellungen hat Hannes Rennau mit der aktuellen Version einen die Realität besser beschreibenden Modelllauf vorgelegt, mit dem hier weitergearbeitet wird. Im nächsten Kapitel wird näher, als das hier für den ursprünglichen Modelllauf gemacht wurde, auf die mit dem aktuellen Modelllauf erhaltenen Daten eingegangen.

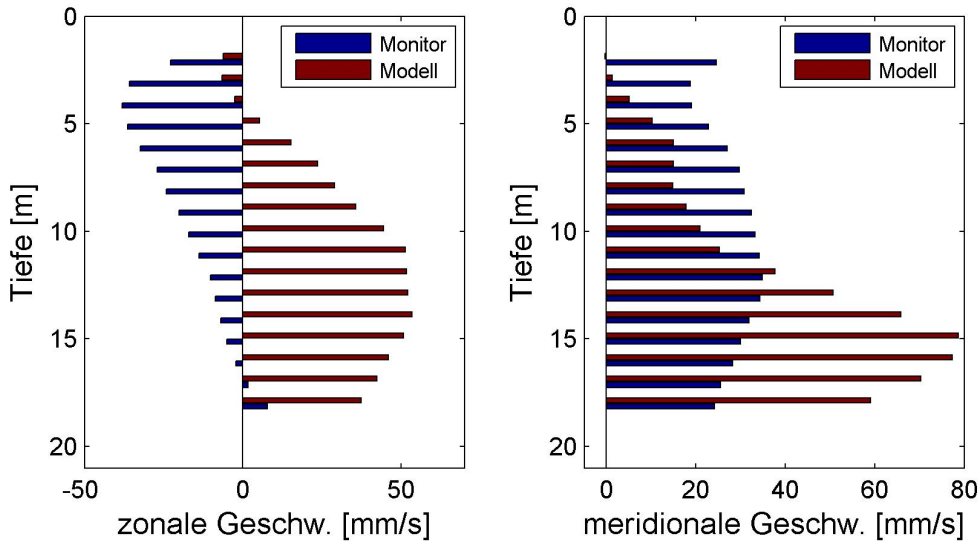


Abbildung 4.1: Vergleich der Mittelwerte der Strömungsdaten des ursprünglichen Modelllaufes und den Monitoringdaten für jeden Messhorizont vom 01.09.2003 bis 31.05.2004

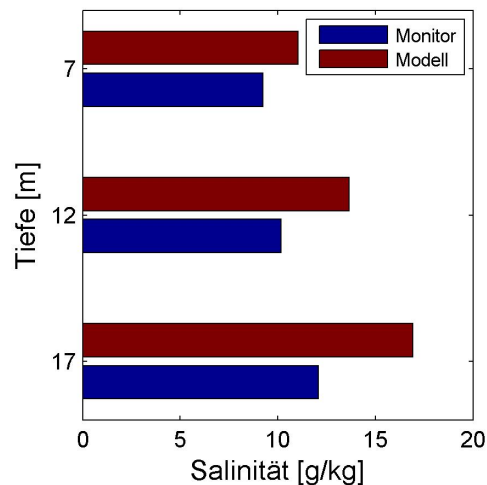


Abbildung 4.2: Vergleich der Salinität des ursprünglichen Modelllaufes und den Monitoringdaten vom 01.09.2003 bis 31.05.2004

5 Vergleich von Modell und Realität

5.1 Der Windantrieb

Das „General Estuarine Transport Model“ wird nicht nur mit den in das Modell eingespeisten Randwerten betrieben, es gehen auch Winddaten in das „Forcing“ ein, sowie viele andere meteorologische Daten. Diese Winddaten sind ebenfalls Modelldaten, die dem LM¹ (Local Model) des DWD entstammen. Sie sind in 3-Stunden-Werten als Snapshots gegeben mit einer räumlichen Auflösung von 7 km × 7 km und liegen in Komponentendarstellung vor. Aus den Snapshots werden tägliche Mittelwerte für den Zeitraum Sep. 2003 bis Mai 2004 gebildet. Abbildung 5.1 zeigt den Vergleich der Modelldaten mit den Monitoringdaten. Die Monitoringdaten werden offensichtlich vom LM ein wenig unterschätzt, denn die hohen gemessenen Windgeschwindigkeiten werden vom Modell nicht erreicht.

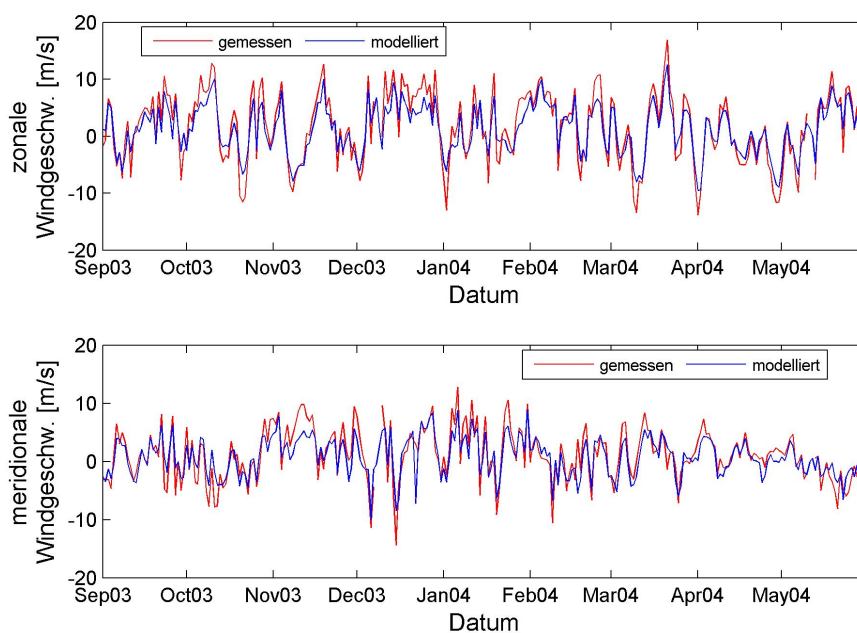


Abbildung 5.1: Vergleich der Windgeschwindigkeit von Modellauf und den Monitoringdaten an der Darsser Schwelle

¹für nähere Informationen siehe <http://www.dwd.de/de/FundE/Analyse/Modellierung/model.htm>

5.2 Vergleich der Daten der Darsser Schwelle

Nun wird sich dem überarbeiteten Modellauf gewidmet. Es werden die verschiedenen Variablen, wie Strömung, Salzgehalt und Temperatur, die das Modell liefert, mit den Daten von der Darsser Schwelle, sowie von der Drogden-Schwelle verglichen.

5.2.1 Vergleich der Strömungsdaten

Wie auch schon in Abschnitt 4.2 werden zuerst die Mittelwerte der einzelnen Horizonte, die den Messhorizonten angepasst wurden, der Strömungsdaten in zonaler als auch in meridionaler Richtung berechnet und dargestellt. Die Modelldaten liegen für diesen Lauf als Snapshots, die alle 6 Stunden gemacht wurden, und als 6-Stunden-Mittelwerte vor. Im Folgenden werden die 6-Stunden-Mittelwerte genutzt, die für die graphischen Darstellungen und verschiedene Berechnungen in tägliche Mittelwerte umgerechnet werden.

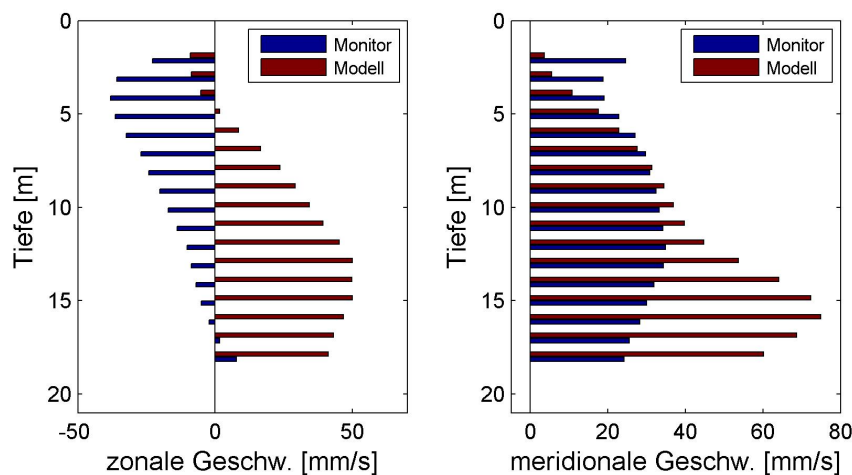


Abbildung 5.2: Vergleich der gemittelten Strömungsdaten des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Darsser Schwelle

Abbildung 5.2 zeigt die vertikale Verteilung der Strömung von Modell und Realität über den gesamten Zeitraum gemittelt, Tabelle 5.1 listet die Mittelwerte auf. Die Grafik sieht der in Abschnitt 4.2 sehr ähnlich. Die Mittelwerte der gemessenen Daten sind natürlich dieselben, aber die Mittelwerte der Modelldaten nicht, auch wenn das nicht augenscheinlich ist. Jedenfalls bleiben die Modelldaten der Oberfläche im Mittel weit hinter den gemittelten gemessenen Daten hinterher, zum Boden hin werden die Modelldaten sehr überschätzt. Die zonale Strömungskomponente zeigt zumindest an der Oberfläche eine zur Beltsee gerichtete Strömung. Man erkennt auch, dass diese Komponente sich mit der Tiefe in die gleiche Richtung ändert wie die zonale Komponente der gemessenen Strömung. Die gemessene Strömung wird kleiner, bis sie in einer Tiefe von ca. 17 m positiv wird. Das geschieht für die simulierte Strömung schon in einer Tiefe von nur 5 m. Von

da an wachsen die Mittelwerte bis zu einer Tiefe von ca. 14 m um dann leicht abzufallen. Dieser Abfall ist bei der gemessenen Strömung nicht zu erkennen. Möglicherweise wirkt am Boden die Bodenreibung im Modell zu weit nach oben. Die meridionale Komponente der Monitoringdaten zeigt eine über die ganze Wassersäule mehr oder weniger homogene Verteilung. Die Modelldaten allerdings zeigen ein ausgeprägtes Maximum in einer Tiefe von 16 m. Ob aber die täglichen Mittelwerte der Strömung unterschätzt werden, lässt sich erst durch die Varianzen der Zeitreihen prüfen. In Tabelle 5.2 sind die Varianzen der verschiedenen Horizonte für Modelldaten und Monitoringdaten dargestellt.

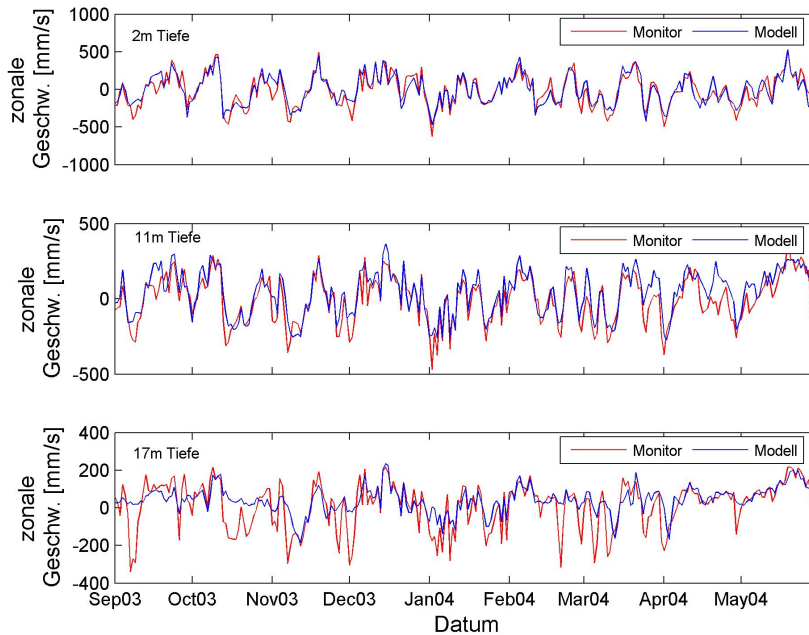


Abbildung 5.3: Vergleich der zonalen Strömungsdaten des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Darsser Schwelle

Die Abbildungen 5.3 und 5.4 zeigen die Zeitreihen einiger ausgewählter Horizonte für Modell- und Monitoringdaten der zonalen und der meridionalen Strömungskomponente. Es ist eine Abnahme der Varianzen mit der Tiefe zu erwarten, also kleiner werdende Fluktuationen in den Strömungsgeschwindigkeiten und damit einhergehende kleinere Geschwindigkeiten von der Oberfläche zum Boden hin. Die Abbildung 5.3 zeigt genau dies. Die Strömungsskala der 3 Horizonte wurde nicht konstant gehalten, da sonst die Unterschiede zwischen Modell- und Monitoringdaten der tieferen Horizonte schlecht erkennbar wären. Die in der Tabelle 5.2 für die zonale Strömung aufgeführten Varianzen unterstreichen dies zahlenmäßig. Was auffällt, ist, dass die Varianzen der Modelldaten der zonalen Strömung viel gleichmäßiger mit der Tiefe abnehmen, als die Varianzen der gemessenen Daten, wo große Sprünge auftreten von den Tiefen 2 m zu 3 m und 17 m zu 18 m. Letzterer Sprung kann durch die Bodenreibung erklärt werden, der erstere durch

5 Vergleich von Modell und Realität

das starke Abklingen der windgetriebenen Strömungsgeschwindigkeit mit der Tiefe. Die Werte zeigen zwar auch an Oberfläche und Boden starkes Absinken der Varianzen, aber nicht in dem Maße, wie bei den gemessenen Daten.

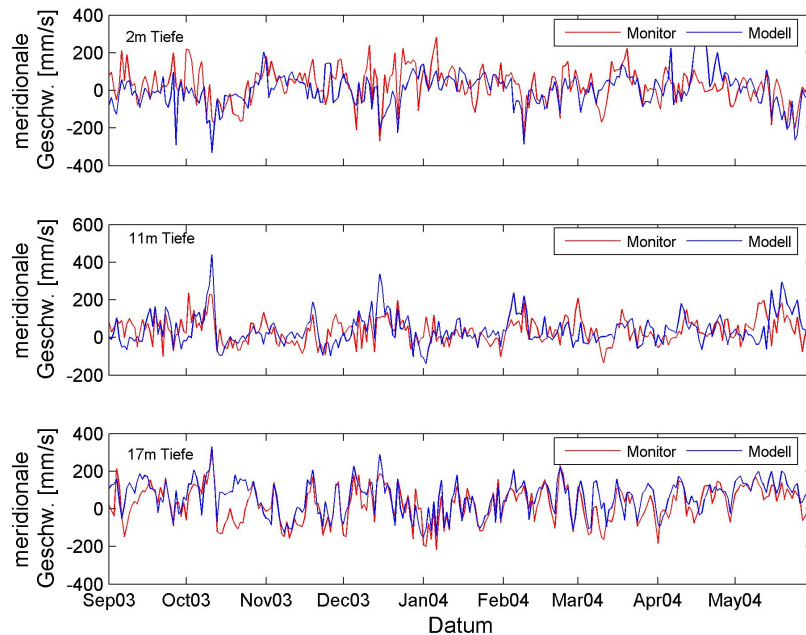


Abbildung 5.4: Vergleich der meridionalen Strömungsdaten des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Darsser Schwelle

Zu erwähnen ist noch, dass bis auf ein paar Horizonte die Varianzen der gemessenen zonalen Strömung denen der simulierten überwiegen, an der Oberfläche und am Boden sogar sehr. Aus Abbildung 5.3 ist zu erkennen, warum dies so ist. Viele Peaks der gemessenen zonalen Strömung überragen die Peaks der modellierten Strömung. Besonders zu negativen Geschwindigkeiten (in die Beltsee gerichtet) folgt das Modell der Realität nicht gut genug, und dadurch kommen in den gemittelten Strömungen, wie weiter oben schon behandelt, in die Ostsee gerichtete Geschwindigkeiten zustande, wo die Realität in die Beltsee gerichtete Geschwindigkeiten zeigt. In 18 m Tiefe zeigt sich das Problem sehr deutlich, die Varianz der Modelldaten ist hier nur ein Drittel so groß, wie die der gemessenen Daten. In der Abbildung folgt das Modell der Realität bei hohen Geschwindigkeiten recht gut, während bei niedrigen bzw. negativen Geschwindigkeiten Modell und Realität entkoppelt scheinen.

Die meridionale Strömungskomponente (siehe Abbildung 5.4) verhält sich da etwas anders. Die Varianzen (siehe Tabelle 5.2) der Modell- und Monitoringdaten zeigen etwa ähnliche Beträge, bis auf einige wenige Horizonte. Die gemessenen Daten zeigen ein Minimum der Varianz in der Mitte der Wassersäule, die modellierten Daten zeigen ein Minimum schon in einer Tiefe von 6 m, dann steigen die Varianzen wieder an bis zu einer

Tabelle 5.1: Mittelwerte der Strömung aus Modell und Monitoring an der Darsser Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	u-Komponente [mm/s]		v-Komponente [mm/s]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
2m	-22.8	-9.1	24.6	3.6
3m	-35.7	-8.7	18.8	5.5
4m	-38.0	-5.1	19.0	10.7
5m	-36.3	1.7	22.8	17.5
6m	-32.3	8.6	27.1	22.9
7m	-27.0	16.5	29.7	27.5
8m	-24.1	23.6	30.8	31.3
9m	-20.1	29.3	32.4	34.5
10m	-17.0	34.4	33.3	36.9
11m	-13.8	39.4	34.2	39.8
12m	-10.2	45.3	34.9	44.7
13m	-8.6	49.9	34.3	53.6
14m	-6.9	49.9	31.9	64.1
15m	-5.1	50.1	30.0	72.4
16m	-2.2	46.8	28.2	74.9
17m	1.7	43.1	25.5	68.8
18m	7.8	41.2	24.2	60.2

Tiefe von 16 m, um dann wieder abzufallen. Dieses Verhalten, auch das der gemessenen Daten, entspricht nicht unbedingt der Intuition. Jedenfalls ist hier die Korrelation von Modell und Realität der zwei oberen in Abbildung 5.4 dargestellten Horizonte augenscheinlich nicht so gut, wie für die zonale Strömung. Zusammen mit den Mittelwerten der meridionalen Strömung aus Abbildung 5.2 ist zu sehen, dass in 2 m Tiefe die gemessene Strömung eine Tendenz zu höheren Geschwindigkeiten aufweist im Vergleich zu den Modelldaten. In einer Tiefe von 18 m ist dies genau andersherum. Für mittlere Tiefen an der Darsser Schwelle stimmen die Mittelwerte der Strömung aber recht gut überein, wie man auch der Abbildung 5.4 entnehmen kann, allerdings ist auch zu erkennen, dass die Varianz der Modelldaten der Varianz der gemessenen Daten hier übersteigt (siehe Tabelle 5.2).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Modelldaten im Detail nicht der Realität entsprechen. Nur ein kleiner Offset im Mittelwert der modellierten Strömung gegenüber den Monitoringdaten kann darüber entscheiden, ob sich aus dem Modell ein in die Ostse gerichteter Strom ergibt oder nicht. Dieser kleine Offset kann also die Transportabschätzung über die Darsser Schwelle sehr beeinflussen, wie man schon aus den in diesem

Tabelle 5.2: Varianz der gemessenen und simulierten Strömung an der Darsser Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	Varianz der u-Komponente [mm^2/s^2]		Varianz der v-Komponente [mm^2/s^2]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
2m	43581	37149	8622	8488
3m	28291	33294	7465	6333
4m	27325	30448	6805	4214
5m	27057	29171	5701	3196
6m	26687	27430	4900	2650
7m	26066	26210	4392	2659
8m	25877	25308	4112	3442
9m	25670	24379	3970	4676
10m	25440	23092	3959	5646
11m	25279	21943	4091	6372
12m	24637	20843	4410	7239
13m	24866	19402	4800	8611
14m	24688	16893	5247	10115
15m	24378	14054	5814	11468
16m	23584	11123	6754	12099
17m	21023	7497	7985	11359
18m	15632	4739	8864	8062

Abschnitt berechneten Mittelwerten erkennen kann. Nun ist der Offset so klein, dass die Justierung des Modells viel Geduld und Zeit benötigen wird, um die Lücke zwischen Simulation und Realität zu schliessen. Die Ursache dieses Offsets liegt wohl daran, dass die Randwerte des GETM von einem anderen Modell, den Modular Ocean Model, entstammen, welches eine andere horizontale Gitterauflösung besitzt, sowie eine andere Bodenrauigkeit, eine andere Auslenkung, eine andere Bathymetrie und andere vertikale Koordinaten. Die Anpassung des GETM an die Daten aus dem MOM bedingt an den Rändern somit eine modellinterne Reibung, die letztendlich einen negativen Einfluss auf die hydrografischen Modelldaten darstellt. Dieser Reibung muss entgegengewirkt werden, durch z.B. Anheben des östlichen Randes des Modells.

Wie sich die Modelldaten der Strömung an der Drogden-Schwelle zu den Monitoringdaten verhalten, wird in Abschnitt 5.3.1 ermittelt. Vorerst wird aber auf die Salinität an der Darsser Schwelle eingegangen.

5.2.2 Vergleich der Salinität

Nun wird sich also dem Vergleich der Salzgehalte zwischen Modell- und Monitoringdaten an der Darsser Schwelle gewidmet. Dazu werden wieder die Mittelwerte und Varianzen betrachtet. Bei den Salzgehalten aus dem Modelllauf ist anzumerken, dass für das gesamte Simulationsgebiet der Ostsee die Salinität für jeden Gitterpunkt zum Anfangszeitpunkt aus einer Datei vorgegeben wird, die aus einer MOM-Simulation stammt. Dennoch benötigt das Modell eine gewisse „Einlaufzeit“, bis es aussagekräftige Ergebnisse hinsichtlich der Salinität liefert.

Tabelle 5.3: Mittelwerte von gemessener und simulierter Salinität und Temperatur an der Darsser Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	Mittelwerte der Salinität [g/kg]		Mittelwerte der Temperatur [°C]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
2m	-	-	5.28	5.00
5m	-	-	5.23	4.99
7m	9.25	10.75	5.21	4.98
12m	10.06	12.19	5.12	4.93
17m	12.06	14.33	5.12	5.02
19m	12.71	14.58	5.19	5.05

Tabelle 5.3 zeigt die Mittelwerte der Salinitäten aus den vier Horizonten an der Darsser Schwelle für die Modell- und die Monitoringdaten. Da für den Horizont in 17 m Tiefe eine große Datenlücke existiert, wurden für diese Berechnung nur die letzten 210 Tage des Betrachtungszeitraumes ausgewertet. Eindeutig zu erkennen ist, dass das Modell den Salzgehalt in allen Horizonten weit überschätzt. Abbildung 5.5 zeigt dies für die Horizonte in 7 m und 19 m Tiefe als Zeitreihe der Salinität. Die Modellsalinitäten übersteigen die wirklichen Salinitäten an der Darsser Schwelle beinahe an jedem Tag des Untersuchungszeitraumes. Dies spiegelt sich indirekt auch in den in Tabelle 5.4 aufgelisteten Varianzen der vier Horizonte wieder, bei denen wieder nur die letzten 210 Tage des Untersuchungszeitraumes in die Berechnung eingingen. Die hohen Salzgehalte des Modells von der Oberfläche bis zur halinen Sprungschicht in ca. 15 m Tiefe haben ihre Begründung in der Tatsache, dass im Modell der Flusswassereintrag in die Ostsee nicht berücksichtigt wird. Dies ist gut zu sehen für die salzreichen Einströme, für die in den Monitoringdaten des 7 m-Horizontes nur schwach ausgeprägte Peaks zu erkennen sind, während die Peaks in den modellierten Salinitäten viel ausgeprägter sind. Eine Folge der geringeren Mächtigkeit der oberflächennahen Brackwasserschicht der Ostsee im Modell. In den Zeiträumen zwischen den Peaks allerdings sind die Salinitäten des Modells mit der Realität konform. Unterhalb der halinen Sprungschicht werden nicht

5 Vergleich von Modell und Realität

nur die Zeiträume salzreicher Einströme überschätzt, sondern die Salzgehalte des gesamten Untersuchungszeitraumes. Anscheinend werden die Salzgehalte vom Modell um so mehr überschätzt, je größer die gemessenen Salinitäten sind. Der Bodensalzgehalt ist vornehmlich weit höher als der Oberflächensalzgehalt und wird vom Modell fast über dem gesamten Modellzeitraum überschätzt.

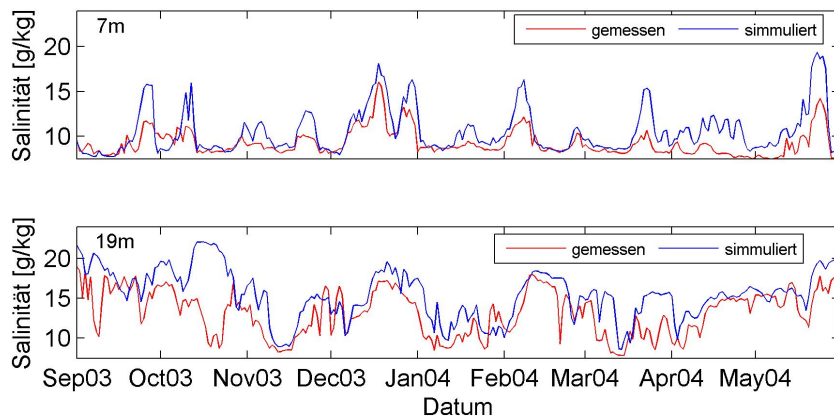


Abbildung 5.5: Vergleich der Salinität des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Darsser Schwelle für zwei Horizonte

Tabelle 5.4: Varianz von gemessener und simulierter Salinität und Temperatur an der Darsser Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	Varianz der Salinität [g^2/kg^2]		Varianz der Temperatur [$^{\circ}\text{C}^2$]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
2m	-	-	0.2338	0.2357
5m	-	-	0.2343	0.2213
7m	2.46	6.22	0.2408	0.2104
12m	5.30	8.92	0.3282	0.2858
17m	7.51	7.82	0.4287	0.6812
19m	7.94	7.53	0.4487	0.7187

5.2.3 Vergleich der Temperatur

Die Temperatur wird an der Darsser Schwelle in 6 Horizonten gemessen und ist der einzige am Darsser Mast gemessene hydrographische Parameter, der einen saisonalen Verlauf aufweist. Dies hat Konsequenzen für die Bestimmung der Varianzen der Zeitreihen.

Deshalb muss die Temperaturzeitreihe trendbereinigt werden. Dazu wird die Zeitreihe tiefpassgefiltert, nachdem sie mittelwertbereinigt wurde. Zieht man nun die mittelwertbereinigte Zeitreihe von der tiefpassgefilterten ab, so erhält man aus der erhaltenen Zeitreihe die Varianzen. Als Filter wurde ein Hodrick-Prescott-Filter verwendet (Leser (1961)), der in der Makroökonomie zur Analyse von Konjunkturzyklen verwendet wird. Dieser Filter ist ein zweiseitiger Filter, der, anders als ein linearer Filter, den Trend flexibler ausgleichen kann als eine einfache lineare Regression. Die berechneten Varianzen sind in Tabelle 5.4 aufgelistet.

Während die gemessenen Temperaturzeitreihen eine mit der Tiefe monoton steigende Varianz aufweisen, fällt die Varianz der Temperatur der modellierten Zeitreihen in den 2m-, 5m- und 7m-Horizonten, um dann steil anzusteigen. Für Modell und Realität erfolgt das steile Ansteigen der Varianz ungefähr in gleicher Tiefe, dort, wo die Sprungschicht vermutet wird. Über der Sprungschicht sind die Varianzen zwischen Modell und Realität übereinstimmend, während unterhalb der Sprungschicht die Varianz der Modellzeitreihe der Temperatur vergleichsweise viel zu hohe Werte annimmt. Die Mittelwerte der Temperaturzeitreihen der 6 Messhorizonte sind in Tabelle 5.3 aufgezeigt. Hier ist zu erkennen, dass die Temperatur vom Modell leicht unterbewertet wird, aber dennoch sehr gut mit der Realität übereinstimmt.

In der Abbildung 5.6 sind die Verläufe der gemessenen und modellierten Temperaturzeitreihen für den 2m- und den 19m-Horizont dargestellt. Hier sieht man, wie gut die simulierten Temperaturen die Realität beschreiben. Die Unterschiede der in den Tabellen aufgelisteten Mittelwerte und Varianzen zwischen Modell und Realität sind als gering einzuschätzen, wie die Verläufe der Zeitreihen zeigen.

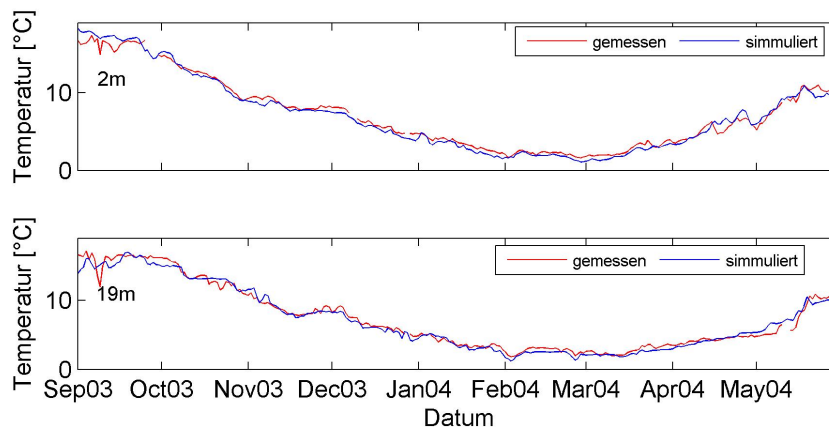


Abbildung 5.6: Vergleich der Temperatur des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Darsser Schwelle für zwei Horizonte

5.3 Vergleich der Daten der Drogden-Schwelle

5.3.1 Vergleich der Strömungsdaten

Die Station „Drogden Lighthouse“ befindet sich bei den Koordinaten 55°32'N 12°43'E. Für den nächstgelegenen Gitterpunkt wurden die Modelldaten aus den Dateien des Modelllaufes herausgeschrieben. Die Daten sind wiederum 6-Stunden-Mittelwerte und wurden von gvc zu z-Koordinaten in 1m-Abständen interpoliert. Nun werden aber die Strömungsdaten an der Drogden-Schwelle in den Horizonten 2.8 m, 4.1 m, 5.3 m und 6.6 m gemessen. D.h. die Modelldaten werden auf die Messhorizonte umgerechnet werden (hier sei noch einmal bemerkt, dass die Messhorizonte in 0 m und 1.6 m wegen Fehlerbehaftung nicht betrachtet werden).

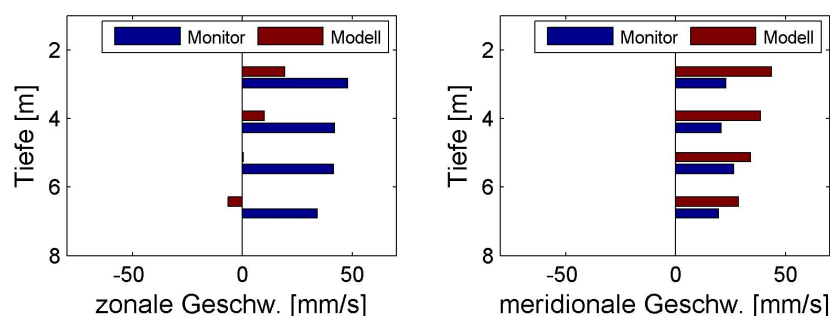


Abbildung 5.7: Vergleich der gemittelten Strömung des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Drogden-Schwelle

Tabelle 5.5: Mittelwerte der Strömung aus Modell und Monitoring an der Drogden-Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	u-Komponente [mm/s]		v-Komponente [mm/s]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
2.8m	47.8	19.2	22.9	43.5
4.1m	42.1	10.0	20.8	38.7
5.3m	41.4	0.4	26.4	34.1
6.6m	34.0	-6.5	19.6	28.6

Abbildung 5.7 zeigt die Mittelwerte der zonalen und meridionalen Strömung der 4 Horizonte für Modell- und Monitoringdaten der letzten 95 Tage des Simulationszeitraumes. In Tabelle 5.5 sind die Mittelwerte zahlenmäßig aufgelistet. Die Drogden-Schwelle

hat eine Satteltiefe von ca. 9 m, darum ist es auch nicht unbedingt zu erwarten, dass sich der Reibungseinfluß des Bodens in den Mittelwerten der Strömung zum Boden hin abzeichnet, da ja nur bis 6.6 m Tiefe gemessen wird. Dennoch ist zu sehen, dass die gemessene mittlere Strömungsgeschwindigkeit zum Boden hin abnimmt. Aus den Mittelwerten der gemessenen Strömung kann man einen effektiv zum Kattegat gerichteten Nettostrom erkennen, was auch für die gemittelte simulierte Strömung gilt. Wie sich der Transport über die Schwelle wirklich ergibt, wird in Kapitel 6 dargelegt. Jedenfalls ist aus Abbildung 5.7 zu entnehmen, dass Modell und Realität hinsichtlich der Mittelwerte der Strömungsgeschwindigkeit, ähnlich wie schon für die Darsser Schwelle, Mängel zeigen.

Tabelle 5.6: Varianz der Strömung aus Modell und Monitoring an der Drogden-Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	Varianz der u-Komponente [mm^2/s^2]		Varianz der v-Komponente [mm^2/s^2]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
2.8m	46432	51118	33337	55899
4.1m	39538	51668	26662	51012
5.3m	32463	49900	22359	46053
6.6m	28182	44596	34263	40396

Die Varianzen (wiederum der letzten 95 Tage des Untersuchungszeitraumes) sind in Tabelle 5.6 aufgelistet. Sie sind hier höher als für die Darsser Schwelle, was wohl an der Enge des Öresund und damit einhergehender höherer Geschwindigkeitsbeträge und somit auch höherer Fluktuationen liegt. Die Varianz zeigt, dass die modellierte meridionale Strömungskomponente sehr in ihrer Schwankungsbreite überschätzt wird, die zonale Komponente weniger und an der Oberfläche kaum. Überhaupt nehmen zum Boden hin die Varianzen in allen Komponenten ab, die gemessenen allerdings mehr als die modellierten (abgesehen vom 6.6 m-Horizont der meridionalen Strömung), besonders für die zonale Strömung. Abbildungen 5.8 und 5.9 zeigen für die Horizonte 2.8 m und 6.6 m die Zeitreihen der Strömung aus den Modell- und Monitoringdaten der 95 letzten Tage des Betrachtungszeitraumes. Wie zu sehen ist, besteht eine angemessene Korrelation zwischen Modell- und Monitoringdaten. Im Plot der meridionalen Komponente ist gut zu erkennen, dass die Modelldaten mehr schwanken als die Monitoringdaten, was aus der Darstellung der zonalen Komponente nicht sofort ersichtlich wird. In der Darstellung der Strömung im 6.6 m-Horizont der zonalen Komponente ist allerdings der kleine Offset zwischen Modell und Realität zu erkennen, der zu dem erheblichen Unterschied der Mittelwerte führt. Dieser kleine Unterschied zeigt auf, dass, wenn das Modell nicht hinreichend exakt die wirklichen Werte wiedergibt, es dazu führen kann, dass z.B. ein Netto-Einstrom anstatt eines, wie möglicherweise aus den Monitoringdaten erhalte-

5 Vergleich von Modell und Realität

nen, Netto-Ausstroms im Modellzeitraum zustandekommt und somit die Realität nicht widerspiegelt.

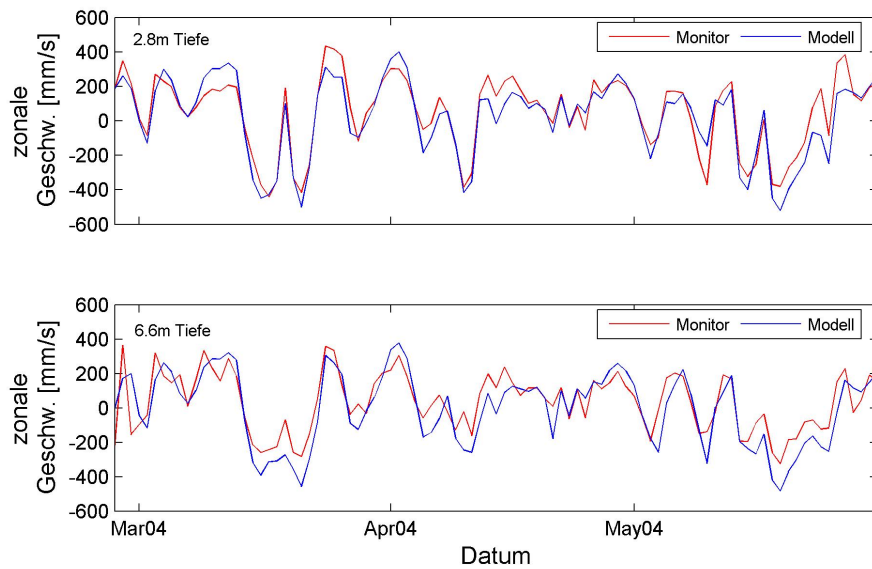


Abbildung 5.8: Vergleich der Strömung des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Drogen-Schwelle

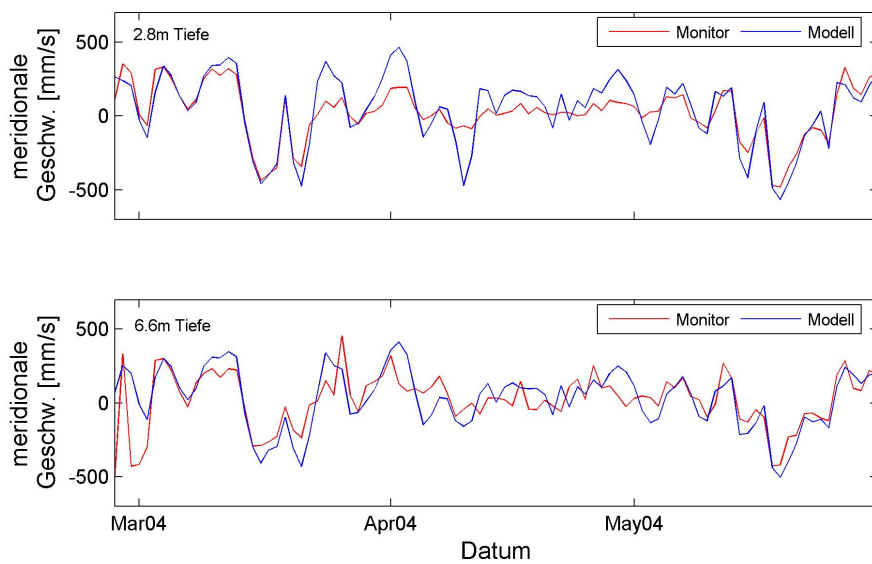


Abbildung 5.9: Vergleich der Strömung des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Drogen-Schwelle

5.3.2 Vergleich der Salinität

Nun wird der simulierte mit dem gemessenen Salzgehalt an der Drogden-Schwelle verglichen. Wie schon in Abschnitt 3.2.2 erwähnt, wird die Salinität hier in 5 verschiedenen Horizonten gemessen, in 1.65 m, 3.55 m, 5.45 m, 7.35 m und 9.25 m Tiefe. Die Modell-daten wurden wieder auf z-Koordinaten umgerechnet und werden dann, wie schon im vorhergehenden Abschnitt ausgeführt, auf die Messhorizonte angeglichen. In Abbildung 5.10 sind die Mittelwerte der Salinitäten der jeweiligen Horizonte für die Modell- und die Monitoringdaten graphisch dargestellt, in Tabelle 5.7 zahlenmäßig. Anders als für die Darsser Schwelle werden die modellierten Salzgehalte hier nicht überschätzt, sondern stimmen erstaunlich gut mit den gemessenen überein. Auch die Varianzen der modellierten Salinitätszeitreihen (siehe Tabelle 5.8) stehen im Einklang mit den gemessenen Zeitreihen, und zwar in allen Messhorizonten, anders als an der Darsser Schwelle, wo die Varianzen oberhalb der Halokline vom Modell überschätzt wurden. Auch zu bemerken ist hierbei, dass die Varianzen der Salinitätszeitreihe an der Drogden-Schwelle um ca. das Doppelte höher liegen als an der Darsser Schwelle. Das ist auch logisch, da der Salzgehalt des Kattegatwassers auf seinen Weg in die Ostsee über die Drogden-Schwelle nicht so drastisch gesenkt wird, als wenn es durch die gesamte Beltsee fließen muss um über die Darsser Schwelle zu strömen. Somit kommt es zu einer größeren Differenz zwischen einströmenden Kattegatwasser und ausströmenden Brackwasser der Ostsee und somit hohen Fluktuationen im Salzgehalt beim Wechsel zwischen Ein- und Ausstromlagen. Die Zeitreihen von Oberflächen- (1.65 m) und Bodensaltgehalt (9.25 m) sind in Abbildung 5.11 dargestellt. Man erkennt, dass die modellierten salzreichen Einströme zeitlich und betragsmäßig gut mit der Realität übereinstimmen.

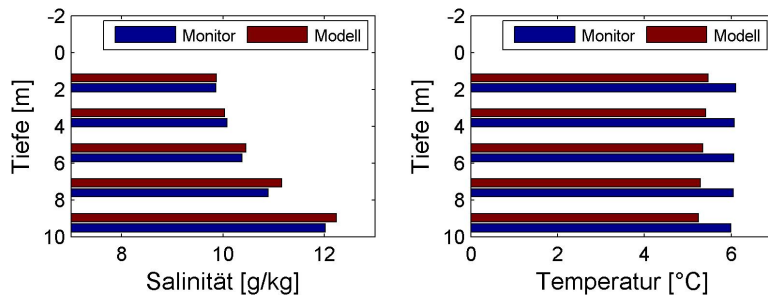


Abbildung 5.10: Mittelwerte von Salinität und Temperatur des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Drogden-Schwelle in allen Horizonten

5 Vergleich von Modell und Realität

Tabelle 5.7: Mittelwerte von Salinität und Temperatur aus Modell und Monitoring an der Drogden-Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	Mittelwerte der Salinität [g/kg]		Mittelwerte der Temperatur [°C]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
1.65m	9.86	9.87	6.10	5.47
3.55m	10.08	10.03	6.07	5.41
5.45m	10.38	10.46	6.06	5.35
7.35m	10.89	11.16	6.05	5.29
9.25m	12.02	12.24	5.99	5.24

Tabelle 5.8: Varianz von Salinität und Temperatur aus Modell und Monitoring an der Drogden-Schwelle in allen Horizonten

Tiefe	Varianz der Salinität [g ² /kg ²]		Varianz der Temperatur [°C ²]	
	(gemessen)	(simuliert)	(gemessen)	(simuliert)
1.65m	11.55	12.63	0.57	0.34
3.55m	12.83	13.31	0.54	0.32
5.45m	14.29	14.50	0.49	0.28
7.35m	16.52	17.11	0.45	0.28
9.25m	20.65	19.51	0.46	0.32

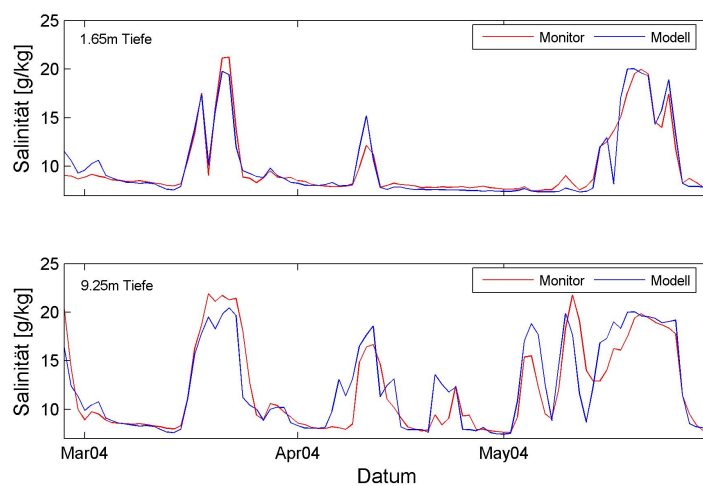


Abbildung 5.11: Salinität des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Drogden-Schwelle in zwei Horizonten

5.3.3 Vergleich der Temperatur

Der letzte Parameter, der in diesem Kapitel betrachtet wird ist die Temperatur an der Drogden-Schwelle. Diese wird in den gleichen Horizonten wie die Salinität gemessen. Die Modelldaten sind wiederum in z-Koordinaten in 1m-Abständen vorhanden und müssen den Messhorizonten angepasst werden. Ausserdem werden wieder nur die letzten 95 Tage des Modelllaufzeitraumes betrachtet.

Die erhaltenen Mittelwerte sind in Tabelle 5.7 aufgelistet und in Abbildung 5.10 graphisch dargestellt. Die aus dem Modell erhaltene Temperatur wird hier unterschätzt, dies allerdings in allen Horizonten im gleichen Ausmaß. Im Vergleich zu den Mittelwerten an der Darsser Schwelle sind die gemessenen Temperaturen der Drogden-Schwelle im Mittel um ca. 1 K höher als an der Darsser Schwelle, die gemittelten Modelltemperaturen um ca. 0.5 K. Das Modell erfasst also den Unterschied in der Temperatur zwischen Drogden- und Darsser Schwelle tendenziell richtig, wenn auch nicht betragsmäßig in vollem Umfang. Der Untersuchungszeitraum umfasst alle Monate ausser den Sommermonaten Juni, Juli und August. Das Nordseewasser steht unter dem Einfluß des Golfstromes, welcher z.B. für die milden Winter auf den britischen Inseln verantwortlich ist. D.h. das Nordseewasser ist im Winter wärmer als das Ostseewasser. Tritt das Nordseewasser, bzw. das Kattegatwasser, in die dänischen Strassen ein und nimmt den langen Weg über die Beltsee, kühlt es mehr aus als jene Wassermassen, die den kurzen Weg über den Sund in die Ostsee fließen. Im Mittelwert kommt so für den hier betrachteten Zeitraum eine Differenz von ca. 1 K zustande.

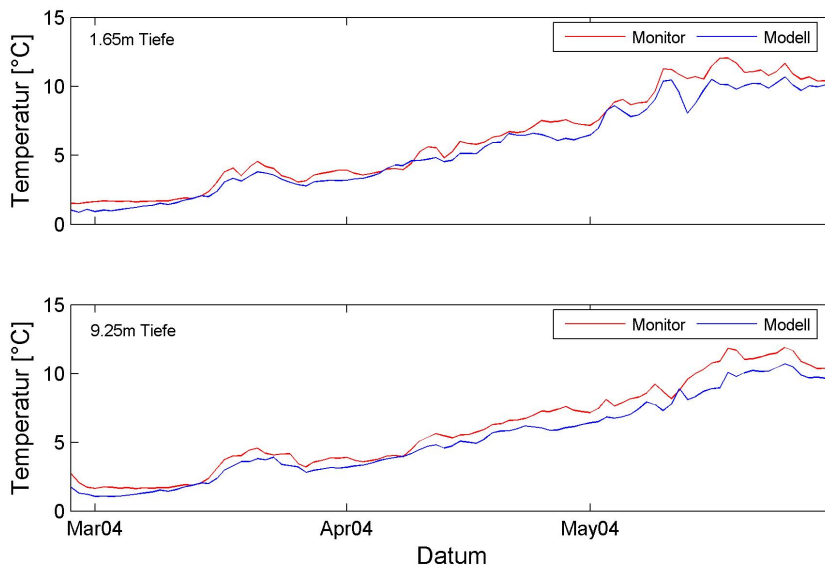


Abbildung 5.12: Temperatur des Modellaufs und der Monitoringdaten an der Drogden-Schwelle in zwei Horizonten

Die Varianzen der Temperatur werden, wie in Abschnitt 5.2.3 beschrieben, berechnet.

Zunächst wird die Zeitreihe mittelwertbereinigt und dann mit einem Hodrick-Prescott-Filter tiefpassgefiltert. Die Varianz der Temperatur ist in Tabelle 5.8 aufgeführt. Wie schon der Mittelwert wird auch die Varianz der Temperatur vom Modell unterschätzt. Dies ist an der Darsser Schwelle, zumindest bis in eine Tiefe von schätzungsweise 10 m, nicht der Fall. Jedenfalls unterscheiden sich an der Darsser Schwelle die Mittelwerte der simulierten Temperatur wenig und die Varianzen kaum von den wirklichen Temperaturwerten. An der Drogden-Schwelle besteht allerdings ein nicht zu verachtender Unterschied in den Mittelwerten und Varianzen. Abbildung 5.12 zeigt den Verlauf der gemessenen und modellierten Temperatur der letzten 95 Tage des Untersuchungszeitraumes für den 1.65 m-Horizont und den 9.25 m-Horizont. Schön zu sehen ist, dass fast während der gesamten 95 Tage die gemessene Temperatur höher verläuft als die modellierte, an der Oberfläche (1.65 m) wie auch am Boden (9.25 m).

5.4 Schlussfolgerungen aus dem Vergleich zwischen Modell und Messung

Der Vergleich verschiedener Parameter aus Modell und Messung hat die Schwächen und Stärken des Modells aufgezeigt. Gerade im Vergleich der Strömung hat sich gezeigt, dass noch Mängel bestehen (siehe z.B. Abb. 5.2), die für realistische Transportabschätzungen beseitigt werden sollten. Dennoch sollen in den nächsten Kapiteln die Strömungswerte aus dem Modell zu Transportabschätzungen herangezogen werden. In diesem Kapitel wurden lediglich 2 Punkte, einer an der Darsser Schwelle und einer an der Drogden-Schwelle, betrachtet. Eine Transportabschätzung über die Schwellen nur mit den Werten dieser beiden Punkte wäre sehr grob und liefert möglicherweise auch falsche Transporte. Es könnte z.B. sein, dass entlang der kompletten Transekten über die Darsser Schwelle die Strömung keine einheitliche Richtung aufweist, d.h. z.B. nördlich einen Netto-Ausstrom und südlich einen Netto-Einstrom erzeugt. Dies wird durch die Stationsmessungen nicht erfasst, das Modell allerdings hat entlang der Transekten genügend Gitterpunkte, um die Transporte hinreichend aufgelöst abzuschätzen. Wenn aber die modellierte Strömung über den kompletten Schnitt ebenso von der Realität abweicht, wie an dem einen untersuchten Punkt, dann kommt das Modell, zumindest für den aktuellen Lauf, für eine realistische Transportabschätzung nicht in Betracht. Nur können die Daten der anderen Gitterpunkte nicht mit der Realität verglichen werden und somit können erst die Ergebnisse der Transportabschätzung über das Modell richten, denn der langjährige Mittelwert und die Distribution der Nettotransporte über die beiden Schwellen sind bekannt (Jacobsen (1980)).

Der Salzgehalt wird an der Drogden-Schwelle besser wiedergegeben als an der Darsser Schwelle, was möglicherweise an der Tatsache liegt, dass die Drogden-Schwelle nur sehr selten eine Schichtung aufweist, während die Darsser Schwelle oft eine geschichtete Wassersäue aufweist. Demnach ist der Salzgehalt an der Drogden-Schwelle „einfacher“ zu simulieren. Bei der Temperatur verhält es sich anders, hier wird an der Darsser Schwelle die Realität besser wiedergegeben als an der Drogden-Schwelle.

6 Berechnung des Wassertransportes über Darsser und Drogden-Schwelle

In diesem Kapitel wird versucht, zunächst mit den Strömungsdaten der Stationen (Abschnitt 6.1) und dann mit den Daten aus dem Modell (Abschnitt 6.2), den Transport über die beiden Schwellen zu berechnen. Dafür wird, um einen Vergleich zwischen den Transport aus Modell- und Monitoringdaten zu ermöglichen, eine Transportabschätzung mit den Modelldaten der Stationsstandorte durchgeführt, mit denen, wie auch mit den Monitoringdaten, der Transport für die jeweils komplette Schwelle abgeschätzt wird. Weiterhin wird eine Abschätzung des Transportes mit dem kompletten Modelldatensatz für eine Transekte über die entsprechende Schwelle durchgeführt.

6.1 Transportberechnung aus den Monitoringdaten

Zur Berechnung des Transportes über die beiden Schwellen stehen 4 Zeitreihen der Strömungsgeschwindigkeit an der Drogden-Schwelle und 17 Zeitreihen an der Darsser Schwelle zur Verfügung, je eine für jeden Messhorizont. Da die Daten nur an einem Punkt der jeweiligen Schwelle vorliegen wird über die gesamte Schwellenbreite konstant extrapoliert. D.h. für die Darsser Schwelle, dass für jeden Tag nur 17 Strömungswerte in die Transportberechnung eingehen. Um die Transporte überhaupt berechnen zu können, muss eine Transekte über die Schwellen gelegt und es müssen die Querschnitte der Horizonte berechnet werden, die dann mit den Stationswerten der Strömung für die entsprechenden Horizonte multipliziert werden, um den nach Horizonten separierten Transport zu erhalten. Das Verfahren bezieht sich auf die Doktorarbeit von Badewien (2002), in der eine Transportabschätzung in genau der beschriebenen Art und Weise vorgenommen wurde, um mit zusätzlichen Sauerstoffmessungen den Sauerstofftransport über die Darsser Schwelle zu berechnen.

Die Schnitte werden so gelegt, dass die Messstationen auf ihnen liegen. Abbildung 6.1 zeigt qualitativ den Schnitt über die Darsser Schwelle, von Zingst nach Mön. Abbildung 6.2 zeigt qualitativ den Schnitt über die Drogden-Schwelle. Dieser verläuft von der Insel Amager südlich der Öresundbrücke Richtung Klagshamn.



Abbildung 6.1: Schnitt über die Darsser Schwelle von Zingst nach Mön (aus Seifert und Kayser (1995)). Rot markiert ist die Position, an der sich die Station „Darsser Schwelle“ befindet.

Nun werden also die Querschnitte der jeweiligen Schnitte, aufgespalten in die entsprechenden Horizonte, bestimmt. Die verwendete Bathymetrie (Seifert et al. (2001)) hat eine Auflösung von 0.5' in Nord-Süd-Richtung und 1' in Ost-West-Richtung. Sie wird genommen, da die QuantAS-Bathymetrie, auf die das Modell zurückgreift, für die Transportberechnung aus den Monitoringdaten nicht benutzt werden kann, da sie zur Verbesserung der Ergebnisse dem Modelllauf angepasst wurde. Im Folgenden wird die Modell-Bathymetrie QuantAS-Bathymetrie und die für die Transportberechnung aus den Monitoringdaten benutzte IOW-Bathymetrie genannt.

Aus der IOW-Bathymetrie werden nun also die Schnitte über die Darsser und Drogden-Schwelle bestimmt. Zuerst werden Start- und Endpunkt festgelegt und dabei darauf geachtet, das auf bzw. nahe bei dem erhaltenen Schnitt die jeweilige Messstation liegt. Nun ist es aber so, dass die gemessene Strömung in u - und v -Komponenten vorliegt und entsprechend der Abbildung 6.3 der Schnitt für die zwei Komponenten aufgespalten werden muss (wobei in dieser Abbildung für den hier betrachteten Fall die $u(i,j)$ und $v(i,j)$ für alle i,j als konstant zu sehen sind). D.h. die Strömungskomponenten treten durch die „Stufen“ des Schnittes, die v -Komponente durch die Ost-West verlaufenden Teilstücke, die u -Komponente durch die Nord-Süd verlaufenden Teilstücke, und müssen also mit den sich ergebenden Querschnittsflächen der entsprechenden Komponente des

Schnittes multipliziert werden.



Abbildung 6.2: Schnitt über die Drogden-Schwelle von Klagshamn nach Amager. Rot markiert ist die Position, an der sich die Station „Drogden Lighthouse“ befindet.

Die jeweilige Schrittweite multipliziert mit der Anzahl der „Schritte“ des Schnittes für eine Komponente ergibt dann den in Komponenten aufgespaltenen Querschnitt. Die folgende Tabelle 6.1 listet die Schrittweiten der Komponenten auf, sowie die Anzahl der Schritte über die entsprechende Schwelle. Die Lat-Lon-Werte müssen in Meter umgerechnet werden. Für die Lat-Werte ist dies kein Problem, aber die Abstände zwischen zwei Meridianen ändern sich mit der Latitude. Somit stellt sich die Frage, welche Latitude genommen werden soll. Korrekt wäre, für jeden Schritt des Schnittes die Schrittweiten in zonaler Richtung zu berechnen, aber der Fehler ist vernachlässigbar klein, wenn man dies nicht tut. Da die Messstationen etwa in der Mitte der Schnitte liegen werden die Lat-Werte der Stationspositionen verwendet. Für die Schwellen ergeben sich dann die in der Tabelle 6.1 mit aufgelisteten Werte Δs_{lon} und Δs_{lat} .

An der Darsser Schwelle existieren 17 Messhorizonte für die Geschwindigkeit, von 2 m bis 18 m Tiefe. Nun ist die Satteltiefe aber ca. 21 m, d.h. es muss zum Boden hin extrapoliert werden, wie auch zur Oberfläche. In Badewien (2002), wo in den gleichen Horizonten gemessen wird, wird zum Boden hin konstant extrapoliert, zur Oberfläche hin linear. Dies wird hier genauso gemacht. Dies liefert 19 Horizonte und somit 19 Querschnittsflächen pro Komponente, die mit den Strömungsdaten multipliziert werden. An

der Drogden-Schwelle sieht dies etwas anders aus. Hier sind Daten aus 4 Horizonten verfügbar. Da die Drogden-Schwelle kaum Schichtung aufweist, kann hier angenommen werden, dass das vertikale Strömungsprofil in etwa linear von der Oberfläche zum Boden abnimmt. Dies liefert hier 6 Querschnittsflächen. Die Strömung an der Drogden-Schwelle ist vornehmlich barotroper Natur, da hier die Wassersäule weitestgehend durchmischt ist. Dies begünstigt ein lineares Strömungsprofil bis zu einer Tiefe, ab der die Bodenreibung merklich auf die Strömung wirkt. Von dieser Tiefe an bis zum Boden nimmt das Profil mit einer höheren Ordnung als der linearen ab. Da die Querschnittsfläche des Bodenhorizontes aber vergleichsweise klein ist und die Strömungsgeschwindigkeiten ebenso gering sind, ist der Fehler durch die Annahme eines linearen vertikalen Strömungsprofils über die gesamte Wassersäule klein.

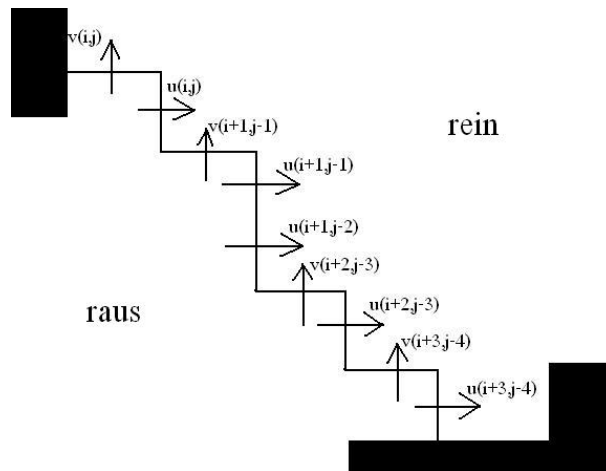


Abbildung 6.3: Schema der komponentenweisen Transportberechnung. Der hier skizzierte Fall zeigt schematisch die Darsser Schwelle.

Tabelle 6.1: Parameter zur Transportberechnung

Schwelle	Δlon [°]	Δlat [°]	Δs_{lon} [m]	Δs_{lat} [m]	# Schritte E-W	Oberfläche N-S
Darss	1	0.5	1069	925	25	61
Drogden	1	0.5	1047	925	17	8

Nicht jede Querschnittsfläche verläuft über den kompletten Schnitt. Dies tun eigentlich nur die obersten Flächen, die untersten sind am wenigsten horizontal ausgedehnt, denn z.B. der 17 m-Horizont erstreckt sich nur über Bereiche, wo die Schwelle tiefer als 16.5 m ist, und dies ist zu den Küsten hin nicht der Fall. Diese horizontale Ausdehnung

eines Horizontes wird als Anzahl der Schrittweiten ermittelt, um dann daraus mit der vertikalen Mächtigkeit der jeweiligen Horizonte und den entsprechenden Schrittweiten deren Querschnitte zu errechnen. Zur Illustration ist eine schematische Skizze hierzu in Abbildung 6.4 dargestellt (die umkreisten Kreuze stellen die in die Ebene gerichtete Strömungsgeschwindigkeit dar, die über den kompletten Horizont konstant ist). Die vertikale Mächtigkeit eines Horizontes ist über weite Strecken konstant, bis das Bodenprofil von dem Horizont berührt wird. Ist dies der Fall (z.B. beim untersten Horizont für jeden Schritt) geht nur die Mächtigkeit des Horizontes von seiner Oberkante bis zum Boden für den jeweiligen Punkt des Schnittes in die Rechnung ein.

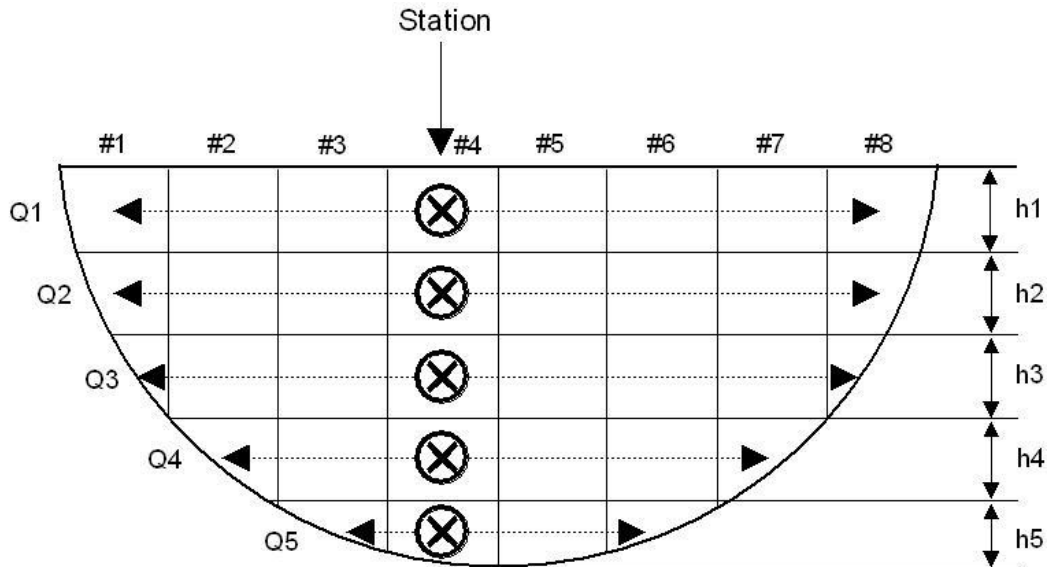


Abbildung 6.4: Schematische Skizze zur Transportberechnung. h_i : Mächtigkeit des Horizontes; Q_i : Querschnitt des Horizontes

Für die Darsser Schwelle sind in Tabelle 6.2 die Querschnitte der Horizonte aufgelistet, für die Drogden-Schwelle in Tabelle 6.3. Die Gesamtquerschnitte der Schwellen berechnen sich aus den Summen der Querschnitte der Horizonte der zwei Komponenten eines Schnittes mit dem Satz des Pythagoras:

$$Q_{ges} = \sqrt{Q_u^2 + Q_v^2}$$

wobei Q_u der Querschnitt ist, durch den die zonale Strömung tritt, Q_v jener, durch den die meridionale Strömung tritt. Das liefert für die Querschnitte der Schwellen:

$$Q_{Darss} = 0.8639 \text{ km}^2$$

und

$$Q_{Drogden} = 0.1207 \text{ km}^2.$$

Tabelle 6.2: Querschnitte der Horizonte der Darsser Schwelle

Horizont	Querschnitte EW [m ²]	Querschnitte NS [m ²]
0m-1.5m	37744	82593
1.5m-2.5m	24945	54817
2.5m-3.5m	24707	54578
3.5m-4.5m	24475	54272
4.5m-5.5m	24201	53838
5.5m-6.5m	23764	52289
6.5m-7.5m	22923	50256
7.5m-8.5m	21954	48334
8.5m-9.5m	21317	46127
9.5m-10.5m	20434	44449
10.5m-11.5m	17326	38376
11.5m-12.5m	15132	32712
12.5m-13.5m	14189	29994
13.5m-14.5m	13839	29121
14.5m-15.5m	13532	28306
15.5m-16.5m	13181	27920
16.5m-17.5m	10001	20960
17.5m-18.5m	5727	10502
18.5m-Boden	12055	25238

Da nun alle nötigen Werte bekannt sind, können die Transporte aus den Messwerten berechnet werden. Das liefert also vorerst an der Darsser Schwelle jeweils für u- und v-Komponente der Strömung täglich 19 Werte, also insgesamt $2 \times 19 \times 274$ Werte und $2 \times 6 \times 95$ Werte für die Drogden-Schwelle. Über die Horizonte wird summiert, die dann erhaltenen täglichen Transporte werden gemittelt. Man erhält dann den gemittelten Transport über die Schwelle in [m³/s]. In Tabelle 6.4 sind für beide Schwellen die erhaltenen Transporte aus den Monitoringdaten, auf ein Jahr hochgerechnet, aufgelistet. In der letzten Spalte sind die Nettotransporte aufgelistet. Dabei ist anzumerken, dass ein negativer Nettotransport über die Darsser Schwelle sowie ein positiver Nettotransport über die Drogden-Schwelle einen Ausstrom kennzeichnet. Der Wert für die Drogden-Schwelle bezieht sich wieder auf die letzten 95 Tage des Untersuchungszeitraumes. An beiden Schwellen ist ein Ausstrom zu beobachten, interessanterweise von gleicher Größe. Der langjährige Mittelwert des Nettotransportes über die Schwellen beträgt 470 km³/a, wobei ca. ein Drittel davon über die Drogden-Schwelle tritt (Jacobsen (1980)). Das würde heißen, das ca. 150 km³ über die Drogden-Schwelle austreten sollten. Somit stimmt der errechnete Nettotransport über die Drogden-Schwelle sehr gut. Angesichts des kurzen Zeitraumes von nur 95 Tagen, der in die Rechnung einging, ein akzeptabler Wert. Die

Tabelle 6.3: Querschnitte der Horizonte der Drogden-Schwelle

Horizont	Querschnitte EW [m ²]	Querschnitte NS [m ²]
0m-2m	32193	11973
2m-3.4m	20578	7739
3.4m-4.7m	17194	6657
4.7m-6.0m	15927	6091
6.0m-7.3m	13484	5352
7.3m-Boden	13292	5436

Tatsache, dass die Strömungsgeschwindigkeiten über die Breite der Schwelle konstant gehalten wurden, lässt eine solch gute Übereinstimmung nicht unbedingt vermuten. Aber die über die Schwelle oft sehr homogenen Verhältnisse rechtfertigen die vorgenommene Abschätzung, was an der Darsser Schwelle nicht mehr der Fall ist. Die sehr große horizontale Ausdehnung des Schnittes macht die vorgenommene Abschätzung sehr wage. Der erhaltene Nettotransport ist nur halb so groß, wie wie der langjährige Mittelwert. Jedenfalls stimmen Richtung und Größenordnung.

Eine Fehlerabschätzung der Volumentransporte über die Schwellen ist aufgrund der konstanten Extrapolation über die Schwellenbreite nicht nötig, da der Fehler beliebig hoch sein kann. Es gibt keine Sicherheit, dass die Strömung, die an der jeweiligen Station gemessen wurde, in Betrag und Richtung über die gesamte Schwellenbreite konstant ist. Sicherlich gibt es hinsichtlich der Homogenität der Schwellen Unterschiede zwischen Darsser und Drogden-Schwelle, aber ohne horizontal besser aufgelöste Strömungsmessungen gibt es keine Garantie für die Annahme einer horizontal konstanten Strömungsgeschwindigkeit.

Tabelle 6.4: Transporte aus den Monitoringdaten

Schwelle	zonaler Transport [km ³ /a]	meridionaler Transport [km ³ /a]	Nettotransport [km ³ /a]
Darsser Schwelle	-462	320	-142
Drogden-Schwelle	59	79	138

6.2 Transportberechnung aus den Modelldaten

Nun werden die Nettotransporte aus den Modelldaten berechnet. Hier ist es nun so, dass nicht nur für einen Punkt an der Schwelle Werte für die Strömungsgeschwindigkeit existieren, sondern für viele Punkte entlang des Schnittes über die Schwelle. Dies macht die errechneten Transporte sehr viel aussagekräftiger und lässt eine Analyse der Transportstruktur entlang des Schnittes zu, sofern die modellierten Strömungsgeschwindigkeiten die Wirklichkeit gut widerspiegeln.

Die Schnitte werden mit einem Programm zur Extraktion von Schnitten (nctrack) aus den netCDF Dateien, welche das Modell liefert, erstellt. Dabei wird Start- und Endpunkt des Schnittes vorgegeben und das Programm interpoliert linear mit den Daten der nächstgelegenen Gitterpunkte entlang des Schnittes die Modelldaten. Das beinhaltet auch die Bathymetrie. Die Bathymetrie, die hierbei vom Modell verwendet wird ist die schon im vorherigen Abschnitt angesprochene QuantAS-Bathymetrie, die eine Auflösung von $0.5 \text{ Seemeilen} \times 0.5 \text{ Seemeilen}$ hat. Dabei ist anzumerken, dass die Interpolation keineswegs exakt ist. Der Abstand der Gitterpunkte der Transekten nach der Interpolation ist äquidistant und wurde auf 0.008° festgelegt, dieser Abstand ergibt sich aus der Wurzel der Summe der Quadrate der zonalen und meridionalen Schrittweiten entlang des Schnittes, also wie die Hypotenuse eines rechtwinkligen Dreiecks sich nach dem Satz des Pythagoras berechnet.

Die Bodenprofile der beiden Schnitte sind in der Abbildung 6.5 dargestellt. Zu sehen ist, dass die Schnitte an den Enden nicht ganz bis an die Oberfläche reichen. Deshalb wird an den Enden noch jeweils ein Punkt angefügt, im Abstand der entsprechenden Schrittweite, dessen Wert auf Null gesetzt wird. Dann werden die Schnitte, wie auch schon im vorhergehenden Abschnitt, interpoliert, also geglättet.

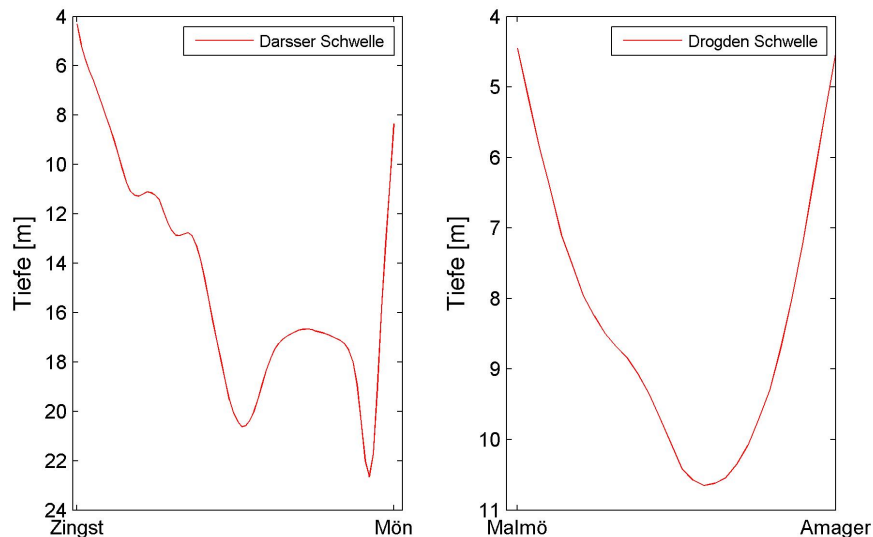


Abbildung 6.5: Bodentopographien der beiden Schwellen aus der Modellbathymetrie

Um den direkten Vergleich der errechneten Transporte von Monitoring und Modell anzustreben, wird im Folgenden die Transportberechnung vorerst nur mit den Strömungswerten einer Wassersäule, nämlich der Säule des Gitterpunktes im Modell, die der wirklichen Position der jeweiligen Station am nächsten ist, durchgeführt. Das Methode ist also die gleiche, wie im vorangegangenen Abschnitt.

Hinsichtlich der Fehlerrechnung ist zu bemerken, dass es sich bei den Modelldaten nicht um Messwerte handelt und somit keine Fehlerrechnung mit diesen durchgeführt werden kann, da weder zufällige noch systematische Fehler auftreten.

6.2.1 Transportberechnung mit den Werten einer Wassersäule

In diesem Abschnitt werden die Transporte mit den Modelldaten der Wassersäule des der Position der entsprechenden Station nächstgelegenen Modellgitterpunktes berechnet. In Kapitel 5 wurden schon die Unterschiede zwischen Modell und Monitoringdaten offenlegt. Wie sehr sich dieser Unterschied auf den Nettotransport auswirkt, soll in diesem Abschnitt berechnet werden. Dabei wird auf die vertikale Distribution des Transportes eingegangen. Dies bietet einen anschaulichen Anhaltspunkt für zukünftige Verbesserungen des Modelllaufes.

Die benötigten Modelldaten wurden aus dem Modelllauf extrahiert. Wieder liegen die Daten in 6-Stunden-Mittelwerten vor, müssen aber diesmal nicht in tägliche Mittelwerte umgerechnet werden. Die Horizonte wurden wieder in z-Koordinaten umgerechnet, um einen besseren Vergleich mit den wirklichen Transporten zu ermöglichen.

Tabelle 6.5: Parameter zur Transportberechnung aus den Modelldaten

Schwelle	Δs_{lon} [m]	Δs_{lat} [m]	# Schritte Oberfläche
Darss	31.89	69.58	791
Drogden	49.11	18.86	311

Zuerst werden nun also die Querschnitte der Horizonte der Modell-Schnitte berechnet. Hier ist es nun so, dass es für die Querschnitte für beide Strömungskomponenten, der zonalen und der meridionalen, gleich viele Gitterpunkte gibt, da das Tool „nctrack“ in konstanten Schrittweiten den Schnitt über die Schwelle legt. Verläuft der Schnitt nicht exakt meridional oder zonal, spaltet sich die Schrittweite in einen zonalen und einen meridionalen Anteil auf, die beide selbst konstant sind über die ganze Schwelle. Wie schon erwähnt, berechnen sich die Komponentenschrittweiten aus dem Satz des Pythagoras. Tabelle 6.5 gibt für beide Schwellen die Schrittweiten, sowie die Anzahl der Schritte an. Dabei ist anzumerken, dass hier die Schrittweiten denen des geglätteten Schnittes entsprechen, bei dem das Bodenprofil interpoliert wurde und somit die Anzahl der Schritte sich um den Faktor 10 erhöht und die Schrittweite um den Faktor 10 reduziert hat. Die

Querschnitte der Horizonte der Darsser Schwelle sind in Tabelle 6.6, die der Drogden-Schwelle in Tabelle 6.7 aufgelistet. Da hier für die Berechnung der Transporte die Daten des Gitterpunktes genutzt werden, der der jeweiligen Station am nächsten liegt, gibt es auch nur Strömungsdaten bis zu der Tiefe, die dem Gitterpunkt entspricht. Man kann davon ausgehen, dass dieser Punkt nicht der tiefste des gesamten Schnittes ist. Für tiefere Horizonte werden deshalb die Strömungsdaten des Bodenhorizontes des Stationsgitterpunktes konstant zum Boden extrapoliert. Für die Darsser Schwelle heißt dies, dass die Daten des der Station am nächsten gelegenen Gitterpunktes, der eine maximale Tiefe von ca. 19 m aufweist, auf die tieferen Horizonte bis zum tiefsten Punkt der Schwelle von ca. 24 m extrapoliert werden.

Tabelle 6.6: Querschnitte der Horizonte der Darsser Schwelle aus der Modellbathymetrie

Horizont	Querschnitte EW [m ²]	Querschnitte NS [m ²]
0m-0.5m	12580	27447
0.5m-1.5m	25123	54814
1.5m-2.5m	25042	54636
2.5m-3.5m	24939	54412
3.5m-4.5m	24803	54116
4.5m-5.5m	24474	53396
5.5m-6.5m	23857	52051
6.5m-7.5m	23088	50373
7.5m-8.5m	22358	48780
8.5m-9.5m	21636	47204
9.5m-10.5m	20953	45716
10.5m-11.5m	19564	42685
11.5m-12.5m	17281	37704
12.5m-13.5m	15382	33560
13.5m-14.5m	14184	30946
14.5m-15.5m	13660	29803
15.5m-16.5m	13183	28762
16.5m-17.5m	9444	20605
17.5m-18.5m	5742	12527
18.5m-19.5m	4289	9357
19.5m-20.5m	2828	6170
20.5m-21.5m	1011	2206
21.5m-22.5m	573	1251
22.5m-Boden	29	64

Der jeweils erste Horizont einer Schwelle hat eine Mächtigkeit von 0.5 m, die anderen, sofern sie nicht das Bodenprofil berühren, haben eine Mächtigkeit von 1 m. Nun ist es

so, dass die Modelldaten an der Oberfläche nicht lückenlos sind. Durch die Umformung der Koordinaten von gvc in z-Koordinaten entstehen NaN's (Not a Number), da die Wasserstände im Modell zeitlich schwanken und auch unter 0 m fallen können. Das Tool zur Umformung der Koordinaten schreibt nun für die Zeitpunkte, für die der Pegel auch nur minimal unter Null sinkt, NaN's. Diese NaN's werden für die Transportberechnung linear weginterpoliert und zwar mit den Werten aus den nächsttieferen Horizonten.

Tabelle 6.7: Querschnitte der Horizonte der Drogden-Schwelle aus der Modellbathymetrie

Horizont	Querschnitte EW [m ²]	Querschnitte NS [m ²]
0m-0.5m	7583	2912
0.5m-1.5m	15003	5762
1.5m-2.5m	14786	5679
2.5m-3.5m	14570	5595
3.5m-4.5m	14352	5511
4.5m-5.5m	13600	5223
5.5m-6.5m	12326	4734
6.5m-7.5m	10961	4209
7.5m-8.5m	9192	3530
8.5m-9.5m	6375	2448
9.5m-10.5m	3562	1368

Werden nun die Strömungswerte mit den Querschnitten multipliziert erhält man zunächst 6-Stunden-Mittelwerte des Transportes in m³/s. Mittelwertbildung über den kompletten Zeitraum und Umrechnen der Dimension auf km³/a liefert die in Tabelle 6.8 aufgelisteten jährlichen Transporte. Wie auch schon für die Transportberechnung aus den Monitoringdaten gilt hier, dass ein negativer Nettotransport an der Darsser Schwelle Ausstrom, aber an der Drogden-Schwelle Einstrom bedeutet. Die ausgerechneten Werte zeigen, dass in der hier vorgenommenen groben Abschätzung ein Nettoeinstrom über die Darsser Schwelle auftritt, was weder dem errechneten Transport aus den Monitoringdaten noch der Realität entspricht. Für die Drogden-Schwelle ergibt sich allerdings ein weitaus realistischerer Wert für den Nettotransport. Betrachtet man den Transport komponentenweise, so zeigt sich im Vergleich zum vorherigen Abschnitt, dass an der Darsser Schwelle nun umgekehrte Verhältnisse herrschen, Modell und Realität also gegenläufig sind. Für die Drogden-Schwelle hat sich der Schwerpunkt auf die meridionale Komponente verschoben, während die Realität ein eher ausgeglichenes Verhältnis zwischen meridionalen und zonalen Transport zeigte.

Die Defizite des Modells werden aus dem hier gezeigten direkten Vergleich zur Realität deutlich. Die Tatsache, dass über die Darsser Schwelle ein effektiver Einstrom modelliert wird, kann an der hier verwendeten Methode der Transportberechnung liegen. Hier wur-

de punktgenau die Wassersäule an der Station Darsser Schwelle für die Monitoring- und die Modelldaten verglichen. Möglicherweise ergeben die Modelldaten von einigen Gitterpunkten weiter entfernten Wassersäulen bessere Transporte. Über die räumliche Vergleichbarkeit der Modellwerte von Gitterpunkten mit Monitoringdaten ortsfester Stationen kann hier nichts weiter gesagt werden. Der nächste Abschnitt gibt mehr Aufschluss, ob das Modell die Transporte richtig erfasst.

Tabelle 6.8: Transporte aus den Modelldaten eines Gitterpunktes

Schwelle	zonaler Transport [km ³ /a]	meridionaler Transport [km ³ /a]	Nettotransport [km ³ /a]
Darsser Schwelle	480	-82	398
Drogden-Schwelle	-7	111	104

6.2.2 Transportberechnung mit den Werten aller Wassersäulen

In diesem Abschnitt soll nun der Transport aus dem kompletten Satz der Modelldaten berechnet werden, d.h. es werden die Daten jedes Gitterpunktes entlang der Transekte über die Schwelle genutzt. Die Daten werden hier nicht in z-Koordinaten umgerechnet, d.h. es werden die Daten in den vorliegenden general vertical coordinates verwendet. Es gibt also hier eine feste Anzahl von Horizonten für beide Schwellen, nämlich 50. Auch das Bodenprofil wird nicht inter- und extrapoliert, das vom Tool „nctrack“ vorgegebene Bodenprofil geht unbearbeitet in die Rechnung ein, somit gibt es für die Darsser Schwelle 50×78 und für die Drogden-Schwelle 50×30 Strömungswerte pro Zeitschritt. Es werden wiederum 6-Stunden-Mittelwerte genutzt.

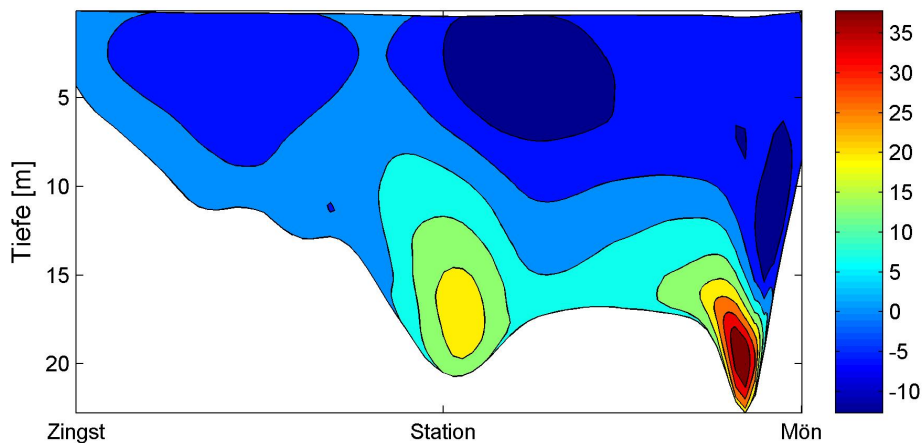
Die Rechnung gestaltet sich hierbei recht einfach. Mit den im letzten Abschnitt angegebenen Schrittweiten zwischen den Gitterpunkten der beiden Komponenten, der Mächtigkeit der Horizonte, die nun zeitlich und räumlich schwanken, und den Strömungsgeschwindigkeiten errechnet sich der Transport einfach aus der Multiplikation der 3 Größen. Für den auf die Dimension km³/a umgerechneten Transport ergeben sich die in Tabelle 6.9 angegebenen Werte. Für die Drogden-Schwelle errechnen sich ähnliche Werte, wie bei der Transportberechnung mit nur einem repräsentativen Gitterpunkt für die ganze Schwelle. Dies ist ein weiteres Indiz für die homogenen Verhältnisse an der Drogden-Schwelle. Während die Transporte der Darsser Schwelle sich grundlegend verändert haben, nun fallen meridionaler und zonaler Transport sehr gering aus und addieren sich zu einem verschwindend geringen Nettoausstrom von lediglich 0.3 km³/a. Während also die Transporte an der Drogden-Schwelle relativ gut wiedergegeben werden, gibt es für die Darsser Schwelle noch einigen Verbesserungsbedarf.

Interessant ist nun der Blick auf die horizontale Distribution des Volumentransportes über die Schwellen. In Abbildung 6.6 ist die Verteilung des zonalen Transportes über

Tabelle 6.9: Transporte aus den Modelldaten aller Gitterpunkte

Schwelle	zonaler Transport [km ³ /a]	meridionaler Transport [km ³ /a]	Nettotransport [km ³ /a]
Darsser Schwelle	-23.5	23.2	-0.3
Drogden-Schwelle	9.5	124.0	133.5

die Darsser Schwelle in m³/s dargestellt, gemittelt über den gesamten Betrachtungszeitraum. Zu sehen ist, dass in den beiden Mulden entlang der Darsser Schwelle ein in die Ostsee gerichteter Transport vorherrscht. Vor allem in der Rinne südlich der Insel Mön nehmen die Transporte, bzw. Geschwindigkeiten enorme Werte an. Möglicherweise erklärt sich daraus auch, dass der Gesamttransport über die Darsser Schwelle von einem großen Nettoausstrom, wie er mit den Daten einer Wassersäule berechnet wurde, zu einem ausgeglichenen Nettotransport, wie er sich mit den Modelldaten aller Wassersäulen ergibt. In Abbildung 6.7 ist die Verteilung des meridionalen Transportes über die Drogden-Schwelle (in m³/s), gemittelt über den gesamten Betrachtungszeitraum von 274 Tagen, dargestellt. Man vergleiche die Skale mit der von Abbildung 6.6. Obwohl es sich um Mittelwerte handelt, sind die Transporte über die Darsser Schwelle sehr variabel, während entlang der Drogden-Schwelle die Transporte vergleichsweise homogen sind. Da der auf eine Wassersäule beschränkte Vergleich zwischen Monitoring- und Modelldaten an der Drogden-Schwelle zeigte, dass hier Modell und Realität gut übereinstimmen, kann man annehmen, dass das Modell über die gesamte Schwellenbreite realistische Daten liefert.

Abbildung 6.6: Modellierter Transportverteilung (in m³/s) des zonalen Transportes über die Darsser Schwelle gemittelt über den gesamten Betrachtungszeitraum.

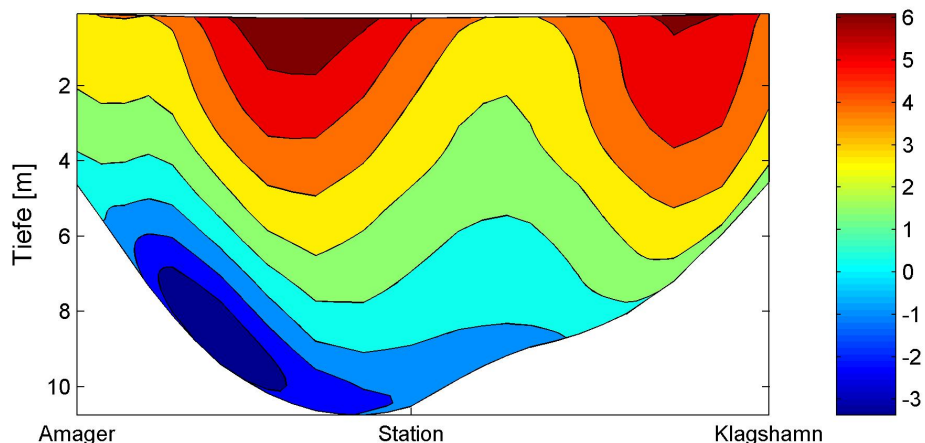


Abbildung 6.7: Modellierte Transportverteilung (in m^3/s) des meridionalen Transportes über die Drogden-Schwelle gemittelt über den gesamten Betrachtungszeitraum.

Der Modelllauf wurde anhand der Salzgehalte des Wassers justiert, deshalb wird im nachfolgenden Kapitel der Salztransport über die Schwellen berechnet. Der Nettosalztransport muss ausgeglichen sein, es muss also soviel Salz in die Ostsee transportiert werden wie heraus. Möglicherweise erklärt sich hieraus auch der Wassertransport über die Darsser Schwelle. Zunächst werden aber erstmalig die Wassertransporte aus Modell- und Monitoringdaten näher verglichen.

6.3 Vergleich Modell - Monitoring

Im vorhergehenden Abschnitt wurden die Nettotransporte, Ein- und Ausströme aus Modell- und Monitoringdaten verglichen. Dabei ergab sich an der Drogden-Schwelle eine relativ gute Übereinstimmung, an der Darsser Schwelle eine schlechte. Auf die vertikale Verteilung der Transporte wurde bisher nicht eingegangen, was nun gemacht wird. An der Darsser Schwelle wurden aus den Monitoringdaten Transporte in nur 19 Horizonten bestimmt, die Modelldaten lieferten 24 (jedenfalls für die Transportberechnung mit einem Gitterpunkt). D.h., die Horizonte müssen angepasst werden. Horizont 1 (Oberfläche) und 2 der Modelldaten werden aufaddiert, was nun der Mächtigkeit des ersten Horizontes der Monitoringdaten entspricht. Auch von 18.5 m Tiefe bis zum letzten Horizont werden die Modelltransporte aufaddiert, was nun dem letzten Horizont der Monitoringdaten entspricht. Für die Horizonte der Drogden-Schwelle gestaltet sich dies etwas anders. Hier liefern die Monitoringdaten 6 Horizonte, das Modell 11. Die Horizonte sind hierbei nicht ohne weiteres vergleichbar, da die Modellhorizonte in 1 m-Abständen vorliegen, die Monitoringdaten aber nicht. Da es hier um einen qualitativen Vergleich gehen soll und nicht um einen quantitativen werden die Modell- und Monitoringhorizonte für die Drogden-Schwelle nicht angepasst. Für beide Schwellen wurden die Transporte auch

mit allen auf der Transekte liegenden Gitterpunkten berechnet. Hierfür wurden die 50 Level, für die das Modell Strömungswerte liefert beibehalten. Da es sich hierbei um general vertical coordinates handelt, die zeitlich variabel sind, wurde die Levels nicht auf Meter umgerechnet. Die Abbildungen 6.8 und 6.9 zeigen die vertikale Verteilung der Transporte für die in den vorherigen Abschnitten angestellten Berechnungen.

Abbildung 6.8 a) zeigt, wie wenig sich Modell und Realität an der Position der Station „Darsser Schwelle“ entsprechen. Während die zonalen Transporte aus den Monitoringdaten noch bis in einer Tiefe von 16m einen Ausstrom zeigen, ist dies für die zonalen Modelltransporte nur bis in einer Tiefe von 4m der Fall. Für tiefere Horizonte zeigt das Modell eine sehr starke in die Ostsee gerichtete Transporttendenz. Hieraus ergibt sich der enorme zonale Einstrom von $480 \text{ km}^3/\text{a}$. Die zonale Strömungsgeschwindigkeit ist die dominierende an der Darsser Schwelle, was auch ganz klar aus den realen Transporten in Abbildung 6.8 hervorgeht. Für die aus den Modelldaten berechneten Transporte stimmt dies nicht. Hier haben zonaler und meridionaler Transport die gleiche Größenordnung. Zudem zeigen die wirklichen meridionalen Transporte über alle Horizonte einen Nettoeinstrom, die meridionalen Modelltransporte zeigen dagegen oberhalb von 6 m Tiefe einen enorm hohen in die Beltsee gerichteten Transport, unterhalb von 7 m Tiefe einen in die Ostsee gerichteten Transport, der den wirklichen Transport teilweise um ein vielfaches übersteigt. Die in Abbildung 6.8 b) dargestellten Transporte, die mit dem kompletten Satz an Modelldaten für die Transekte über die Darsser Schwelle berechnet wurden, zeigen einen ähnlichen Verlauf wie die Modelltransporte aus Abbildung 6.8 a), wengleich die vertikale Verteilung sich in einigen Horizonten den wirklichen Transporten etwas angenähert hat. So zeigten die zonalen Transporte einen Nettoausstrom bis ca. zur Hälfte der Satteltiefe der Transekte über die Darsser Schwelle, darunter aber immer noch einen Nettoeinstrom. Dennoch reicht diese Änderung in der vertikalen Verteilung durch Hinzunahme aller Daten aus, um von einem Einstrom von $480 \text{ km}^3/\text{a}$ auf einen Ausstrom von $23.5 \text{ km}^3/\text{a}$ zu gelangen. Die meridionale Transportkomponente ist nun etwas realitätsnäher, was die enormen Transporte nahe der Oberfläche betrifft, allerdings zeigt diese Komponente am Boden einen Zuwachs. Das bedingt, dass für diese Komponente der Transport von einem Nettoausstrom zu einem Nettoeinstrom von $23.2 \text{ km}^3/\text{a}$ wird. Dennoch zeigt sich für die Darsser Schwelle, dass die Abschätzung des Transportes mit den Modelldaten aller Gitterpunkte der Abschätzung des Transportes mit den Modelldaten der Stationsposition vorzuziehen ist um realistischere Werte zu erhalten.

Abbildung 6.9 a) zeigt die vertikale Verteilung der Transporte an der Drogden-Schwelle berechnet mit den Modell- und Monitoringdaten an der Stationsposition. Während die wirklichen Transporte für die zonale wie auch für die meridionale Komponente einen Nettoausstrom in den Kattegat zeigen, zeigen die Modelltransporte nur für die meridionale Komponente einen in allen Horizonten in den Kattegat gerichteten Transport. Hier stimmen die Transporte auch betragsmäßig gut mit der Realität überein, während die zonalen Modelltransporte sehr kleine Beträge zeigen. Die wirklichen Transporte zeigen, dass es an der Drogden-Schwelle keine dominierende Transportkomponente gibt, die Modelltransporte zeigen hingegen eine Dominanz der meridionalen Komponente. Abbildung 6.9 b) zeigt die Verteilung der mit dem kompletten Satz von Modelldaten berechneten Transporte an der Drogden-Schwelle. Bis auf kleine Änderungen zeigen die

6 Berechnung des Wassertransportes

Modelltransportverteilungen aus Abbildung 6.9 a) und b) ähnliche Verläufe, was bei der angenommenen hohen Homogenität an dieser Schwelle nicht überraschend ist. Die Unterschiede in den zonalen Transporten beeinträchtigen den Nettotransport über die Drogden-Schwelle nicht wesentlich.

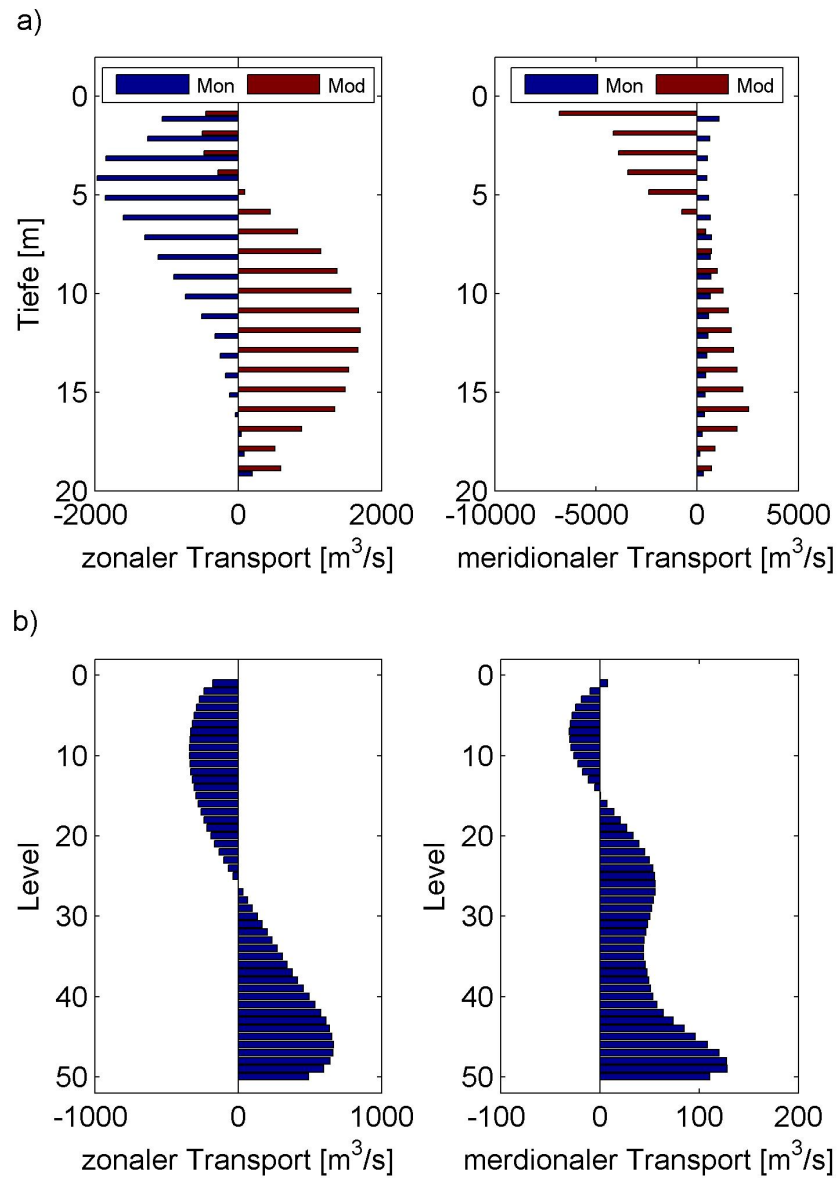


Abbildung 6.8: Vergleich der Transportberechnungen für die Darsser Schwelle. a) Transporte aus der Berechnung mit den Stationsdaten bzw. den Modelldaten an der Stationsposition b) Transporte aus der Berechnung mit den Modelldaten aller Gitterpunkte entlang der Transekte

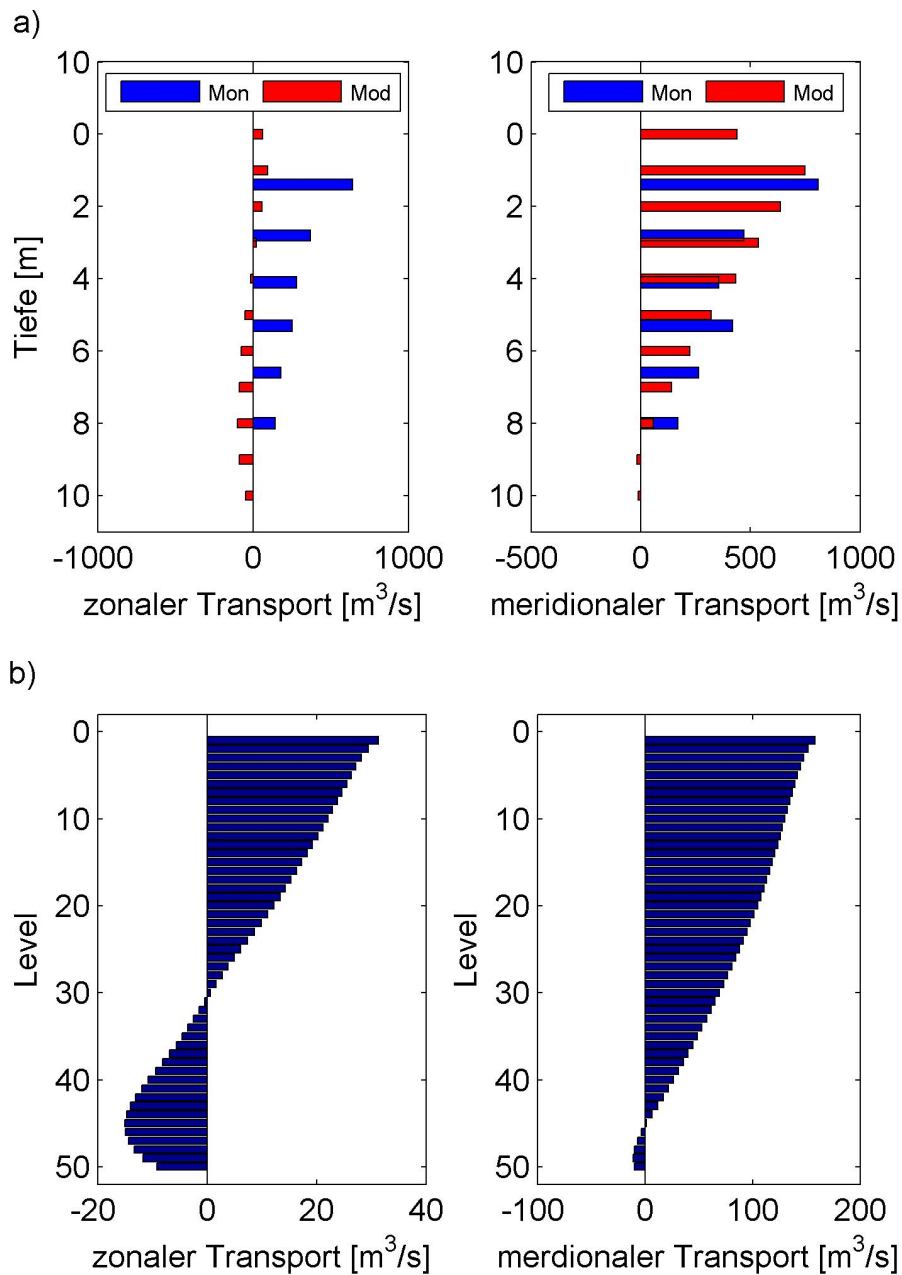


Abbildung 6.9: Vergleich der Transportberechnungen für die Drogden-Schwelle. Positive Transporte bedeuten hier einen Ausstrom und negative einen Einstrom. Dies erklärt sich, wenn man die geographische Position der Drogden-Schwelle anschaut, für die ein nordwärts setzender Transport, also eine positive meridionale Strömungskomponente, Ausstrom bedeutet. a) Transporte aus der Berechnung mit den Stationsdaten bzw. den Modelldaten an der Stationsposition b) Transporte aus der Berechnung mit den Modelldaten aller Gitterpunkte entlang der Transekte

7 Berechnung des Salztransportes über die Darsser Schwelle

Da nun die Transporte über die Schwellen berechnet wurden, lassen sich die Salztransporte, sofern die Salinitäten bekannt sind, leicht berechnen. Dies wird nun für die Modell- und Monitoringdaten gemacht.

7.1 Salztransport aus den Monitoringdaten

Die täglichen Mittelwerte der Transporte (in m/s) aus den Monitoringdaten an der Darsser Schwelle sind für 19 Horizonte vorhanden, die Salinitäten jedoch nur für 4 Horizonte (7 m, 12 m, 17 m, 19 m). An der Drogden-Schwelle wird der Salzgehalt in 5 Horizonten (1.65 m, 3.55 m, 5.45 m, 7.35 m, 9.25 m) gemessen, der Transport ist für 6 Horizonte (1.6 m, 2.8 m, 4.1 m, 5.3 m, 6.6 m, 8.0 m) berechnet worden. D.h., die Salzgehalte müssen irgendwie auf die fehlenden Horizonte, in denen Transportdaten vorhanden sind, inter- und extrapoliert werden. Für die Darsser Schwelle geschieht dies wie folgt. Es wird angenommen, dass zwischen 7 m und 12 m der Salzgehalt in ähnlichem Maße ansteigt, wie von der Oberfläche bis 7 m. Der Mittelwert des Unterschiedes im Salzgehalt zwischen 7 m und 12 m wurde vom 7 m-Wert abgezogen und als Oberflächensalzgehalt gesetzt. Zwischen diesen drei Horizonten wird nun linear interpoliert, genau wie zwischen 12 m und 17 m Tiefe und zwischen 17 m und 19 m Tiefe. Diese Einteilung ist nötig aufgrund der möglichen Schichtung an der Darsser Schwelle. Somit erhält man 274 vertikale Profile aus 19 Horizonten für den Salzgehalt. Der Salzgehalt hat die Dimension 1/1000, also 1‰. Der Wassertransport hat die Einheit m³/s, der Salztransport soll die Dimension kg/a haben, also muss der Wassertransport noch umgerechnet, d.h. mit der Dichte (kg/m³) multipliziert werden. Die Dichte des Wassers wird mit dem Salzgehalt und einer konstantgehaltenen Temperatur von 5°C (der Einfluss der Temperatur ist nur minimal und somit auch der Fehler beim Konstanthalten selbiger) mit der UNESCO-Formel von 1983 berechnet. Es gilt also:

$$ST = \frac{S[\text{‰}]}{1000} \cdot WT \cdot \rho,$$

wobei ST: Salztransport, S: Salinität, WT: Wassertransport und ρ : Dichte.

Ähnlich vorgegangen wird auch für die Drogden-Schwelle, wobei hier die Messhorizonte andere sind. Zwischen den 1.65 m- und dem 3.55 m-Horizont der Salinität wird interpoliert, und der 2.8 m-Horizont bestimmt. Zwischen 3.55 m und 5.45 m wird ebenso linear interpoliert und der 4.1 m-Horizont bestimmt. Mit den Werten des 5.45 m- und 7.35 m-Horizontes wird der 6.6 m-Horizont bestimmt, mit den Werten des 1.35 m-

und 9.25 m-Horizontes der 8 m-Horizont. Der 5.45 m-Horizont wird als 5.3 m-Horizont gesetzt. Somit sind nun alle 6 Horizonte der Transporte auch für die Salzgehalte vorhanden. Problematisch ist allerdings, dass für den Salzgehalt an der Drogden-Schwelle viele und teilweise auch große Datenlücken existieren, innerhalb des Betrachtungszeitraumes bis zum 27.02.2004 sogar gar keine Daten existieren. Die Wassertransporte wurden nur für die letzten 95 Tage des Betrachtungszeitraumes berechnet, da, wie in Abschnitt 3.2.2 dargestellt, nur für diese Tage Salzdaten zur Verfügung stehen. Somit können auch nur für diesen Zeitraum Salztransporte berechnet werden.

Aus den Daten der Monitoringstation der Darsser Schwelle und denen vom Drogden Lighthouse ergeben sich die in Tabelle 7.1 aufgeführten Salztransporte. Als resultierender Nettosalztransport über beide Schwellen ergibt sich eine Menge von $3.5 \cdot 10^9$ t/a Salz. Hierbei sei noch mal erwähnt, dass ein negativer Salztransport an der Drogden-Schwelle einen Transport in die Ostsee bedeutet, an der Darsser Schwelle jedoch in Richtung Beltsee.

Tabelle 7.1: Salztransporte aus den Monitoringdaten

Schwelle	zonaler Salztransp. [10^9 t/a]	meridionaler Salztransp. [10^9 t/a]	Nettosalztransp. [10^9 t/a]
Darsser Schwelle	-0.6	3.5	2.9
Drogden-Schwelle	0.05	-0.6	-0.55

Jedenfalls können die Salztransporte, ebenso wie die Wassertransporte der Drogden-Schwelle nicht hinreichend als vergleichbar mit den Literaturwerten angesehen werden, da nur ein Zeitraum von ca. einem viertel Jahr als Berechnungsgrundlage hergenommen werden konnte. Die Transporte, Salz- wie auch Wassertransporte, zeigen innersaisonale Fluktuationen, bedingt durch die Wettersituationen der verschiedenen Jahreszeiten, also müsste für repräsentative Ergebnisse mindestens eine ganze Saison als Datengrundlage hergenommen werden.

In Wyrтки (1954) wurde für die Drogden-Schwelle im Zeitraum von 1946-1951 ein mittlerer Salztransport in die Ostsee von $0.1 \cdot 10^9$ t/Monat ermittelt, wobei erhebliche Abweichungen von diesem Mittelwert auftraten, d.h. von $0.79 \cdot 10^9$ t/Monat einströmende Salzmenge bis $0.21 \cdot 10^9$ t/Monat ausströmende Salzmenge. Der hier ermittelte Wert von $0.55 \cdot 10^9$ t/a einströmende Salzmenge über die Drogden-Schwelle entspricht ca. der Hälfte des Mittelwertes, der von Wyrтки ermittelt wurde. Angesichts der großen Schwankungen die auftreten können und der Tatsache, dass nur 3 Monate als Datengrundlage zur Verfügung standen ein, unter diesem Vorbehalt, vergleichbarer Wert. Lt. Wyrтки (1954) gelangt durch den Sund 25% der gesamten Salzzufuhr in die Ostsee, der Rest gelangt mit dem Tiefenstrom über die Darsser Schwelle in die Ostsee. Im Oberflächenstrom der Darsser Schwelle wird allerdings eine erhebliche Salzmenge wegtransportiert, die die Salzmenge im Tiefenstrom mindestens kompensiert. Das Ergebnis der hier gemachten

Rechnung zeigt aber einen großen Salztransport in die Ostsee von $2.9 \cdot 10^9$ t/a, und somit einen Gesamtsalztransport über beide Schwellen von $+3.5 \cdot 10^9$ t/a. Der von Wyrтки (1954) für 1951 errechnete Gesamtsalztransport beträgt $+2.95 \cdot 10^9$ t/a und liegt darunter, der Gesamttransport für 1950 beträgt $-2.79 \cdot 10^9$ t/a. Hier ist zu erkennen, wie der Salztransport von Jahr zu Jahr schwankt. Im langjährigen Mittel muss der Salztransport über die beiden Eingangsschwellen der Ostsee ausgeglichen sein, wobei der jährliche Export, wie auch der jährliche Import von Salz in die Ostsee mehr als 4 Gt betragen kann (Reissmann et al. (2007)). Die Abschätzungen von Wyrтки sind nicht weniger grob, wie die hier gemachten Abschätzungen und ein Versuch eines Vergleiches der Salztransporte über die Darsser Schwelle ist wage. Die homogenen Verhältnisse an der Drogden-Schwelle würde einen Vergleich zulassen, wenn ein längerer Datensatz vorhanden wäre, aber mit einer Zeitreihe von 3 Monaten ist auch hier ein Vergleich wage.

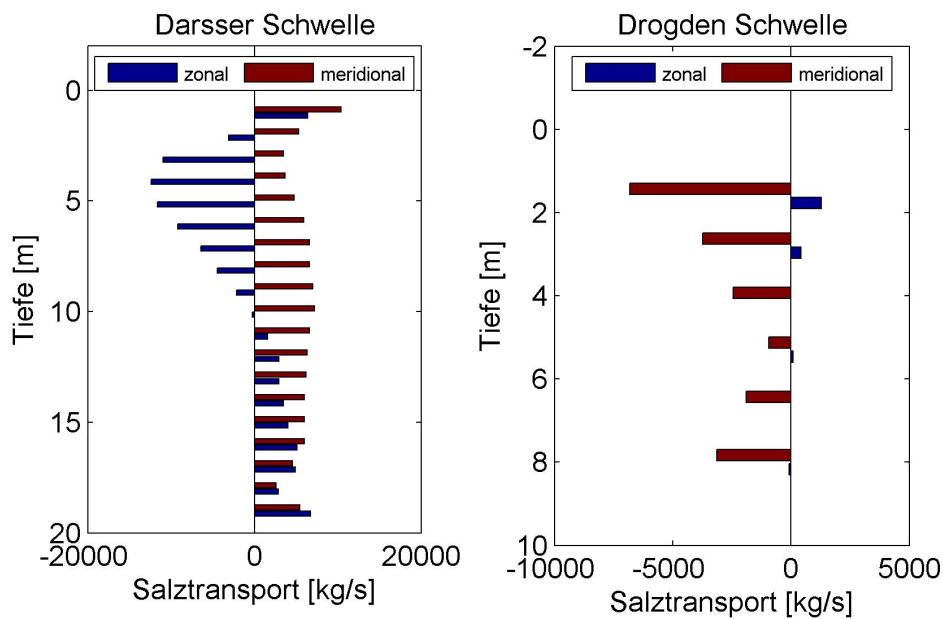


Abbildung 7.1: Vergleich der Salztransporte der Darsser Schwelle berechnet aus den Monitoringdaten der Station Darsser Schwelle

Bleibt zu schauen, wie sich der Salztransport bei der hier gemachten Abschätzung vertikal zusammensetzt. Dies ist in Abbildung 7.1 dargestellt. An der Darsser Schwelle zeigt nur die zonale Komponente einen auswärts gerichteten Salztransport bis zu einer Tiefe von 10 m und darunter einen in die Ostsee gerichteten Transport. Dies stimmt nahezu mit Wyrтки (1954) überein, der annahm, der auswärts gerichtete Oberflächentransport erstreckte sich vertikal bis zu einer tiefe von 11 m. Nur zeigt hier die meridionale Komponente diese vertikale Zweiteilung des Salztransportes nicht. Über die gesamte Wassersäule zeigt sich hier ein in die Ostsee gerichteter Salztransport. Für die Drogden-Schwelle zeigt sich beim Salz- und Wassertransport, welche Komponente hier die Hauptstromkomponente ist, nämlich die meridionale. Für diese Komponente zeigt sich über die gesamte Wasser-

säule ein einwärts gerichteter Salztransport, interessanterweise mit einem Minimum in einer Tiefe von 5.3 m und den größten Salztransport an der Oberfläche. Zwar ist für den Oberflächenhorizont der Querschnitt der größte von allen Horizonten, dennoch ist solch eine vertikale Verteilung des Salztransportes nicht zu erwarten. Dies ist möglicherweise ein weiteres Indiz, dass die Zeitreihen der herangezogenen Daten viel zu kurz sind für eine Transportabschätzung.

Wie auch schon bei der Betrachtung der Volumentransporte im vorangegangenen Kapitel kann hier von einer Fehlerbetrachtung abgesehen werden, da der Fehler der konstanten Extrapolation über die gesamte Schwellenbreite beliebig hoch sein kann.

7.2 Salztransport aus den Modelldaten

Wie schon im Kapitel zur Wassertransportberechnung werden aus den Modelldaten die Salztransporte mit zwei verschiedenen Methoden berechnet. Zum einen wird nur eine Wassersäule, die der Position der jeweiligen Station entspricht, als Datengrundlage für die Berechnung genommen und zum anderen alle verfügbaren Modelldaten.

7.2.1 Salztransportberechnung mit den Werten einer Wassersäule

Die berechneten 6-stündlichen Wassertransporte aus Abschnitt 6.2.1 für jeden der 24 Horizonte werden nun mit den entsprechenden Salinitäten und der Dichte des Wassers multipliziert. Die Dichte des Wassers ergibt sich aus der Salinität, die gegeben ist und der Temperatur, die konstant auf 5°C festgesetzt wird. Der Fehler dabei ist gering, da die Dichte hauptsächlich von der Salinität abhängt.

Die Salinitäten der Wassersäule für die Position der Station Darsser Schwelle reichen nur bis in eine Tiefe von 20 m. An anderer Stelle ist die Transekte über die Schwelle aber tiefer, weshalb die Horizonte von 20 m bis zum Boden keine Salinitäten aufweisen. Die Salinitäten des 20 m-Horizontes werden deshalb konstant bis zum Boden extrapoliert, sofern dieser tiefer als 20 m liegt. Das selbe wird für die Drogden-Schwelle gemacht, wobei hier die Tiefe an der Position der Station Drogden Lighthouse 10 m beträgt, die maximale Tiefe der Transekte aber 11 m.

Die Salztransporte, die sich mit dieser Berechnung ergeben, sind in Tabelle 7.2 aufgelistet. Wie man sieht, übersteigen die Salztransporte der Darsser Schwelle im Modell die Realität über alle Maßen. Das Problem, dass sich für die Darsser Schwelle ein Nettoeinstrom für den Wassertransport ergab, setzt sich nun hier fort. Besonders die zonale Komponente läßt den Salztransport ins unermessliche steigen. Genau diese Komponente zeigte schon beim Wassertransport einen sehr hohen Einstrom, während die meridionale Komponente einen Ausstrom zeigte. Dieser Ausstrom ist aber nicht groß genug, um auch einen in die Beltsee gerichteten Salztransport hervorzurufen. Die Salztransporte für die Drogden-Schwelle zeigen ein realistischeres Bild. Lt. Wyrcki (1954) sollten über die Drogden-Schwelle pro Jahr ca. $1.2 \cdot 10^9$ t Salz in die Ostsee gelangen. Das Modell liefert hier einen 50% höheren Wert.

Tabelle 7.2: Salztransporte aus den Modelldaten für einen Gitterpunkt

Schwelle	zonaler Salztransp. [10^9 t/a]	meridionaler Salztransp. [10^9 t/a]	Nettosalztransp. [10^9 t/a]
Darsser Schwelle	10.9	1.5	12.4
Drogden-Schwelle	-0.9	-1.0	-1.9

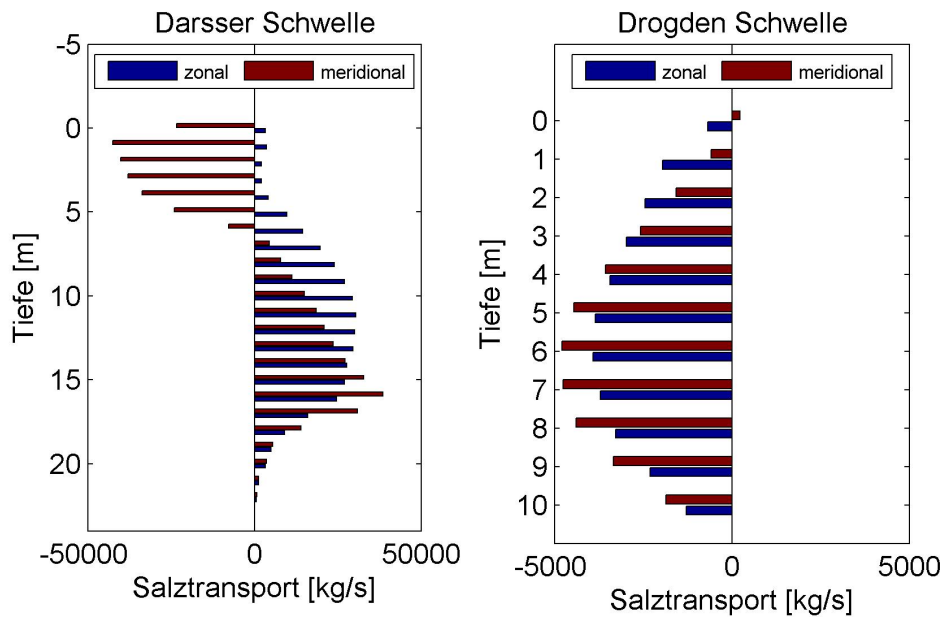


Abbildung 7.2: Vergleich der Salztransporte der Darsser Schwelle berechnet mit den Modelldaten eines Gitterpunktes

Nun fehlt noch die Betrachtung der vertikalen Verteilung der Salztransporte. Abbildung 7.2 zeigt diese. Anders als im vorhergehenden Abschnitt über die Salztransporte aus den Monitoringdaten zeigt hier die meridionale Komponente des Salztransportes über die Darsser Schwelle von der Oberfläche bis in eine Tiefe von 6m einen auswärts gerichteten Transport. Die zonale Komponente bleibt durchweg positiv, zeigt also einen in die Ostsee gerichteten Transport über die komplette Wassersäule. Ein ähnliches Bild zeigten auch die berechneten Wassertransporte. Die Salztransporte für die Drogden-Schwelle sind für die zonale, wie auch für die meridionale Komponente durchweg in die Ostsee gerichtet, bis auf die meridionale Komponente direkt an der Oberfläche. Interessant hierbei ist, dass die Wassertransporte für die meridionale Komponente einen über die komplette Wassersäule auswärts gerichteten Strom zeigt (vgl. Abbildung 6.8), die Salztransporte aber das genaue Gegenteil zeigen. Ähnlich sieht es für die zonale Kom-

ponente des Wasser- und Salztransportes aus. Der zonale Wassertransport zeigt keine eindeutige Tendenz und ist über die Wassersäule eher ausgeglichen. Der zonale Salztransport hingegen ist in gleichem Maße wie der meridionale Salztransport in die Ostsee gerichtet.

7.2.2 Salztransportberechnung mit den Werten aller Wassersäulen

In diesem Abschnitt werden die Salztransporte unter Einbeziehung aller Gitterpunkte entlang der jeweiligen Transekte berechnet. Die Daten liegen in general vertical coordinates vor, d.h. es gibt 50 Horizonte für jeden Gitterpunkt, die zeitlich variieren. Die Wassertransporte wurden schon berechnet. Die Berechnung des Salztransportes erfolgt wie im vorhergehenden Abschnitt, indem Dichte, Wassertransport und Salinität miteinander multipliziert werden. Heraus kommt eine Matrix von $1096 \times 50 \times \# \text{Gitterpunkte}$ Einträgen mit dem Salztransport in kg/s für die jeweilige Schwelle. Multipliziert mit 86400 s und 365 d, sowie dividiert durch 1000 (die Salinitäten sind in g/kg angegeben) ergibt das den Salztransport pro Jahr. Tabelle 7.3 zeigt eben diesen für die beiden Schwellen. Eindrucksvoll wird hier der von Wyrтки für die Drogden-Schwelle abgeschätzte Salztransport wiedergegeben. Der Salztransport über die Darsser Schwelle zeigt aber nach wie vor einen viel zu hohen einwärts gerichteten Salztransport. Wieder ist hierbei die zonale Komponente für diesen hohen Salztransport verantwortlich, da hier in der Tiefe die Salztransporte enorm hohe Werte erreichen, wie aus Abbildung 7.3 hervorgeht. An der Drogden-Schwelle zeigt sich wieder, dass die meridionale Komponente die Hauptkomponente des Wasser- und Salztransportes ist. Gut zu sehen ist, wie die beiden Komponenten an der Drogden-Schwelle nahezu linear bis kurz vor dem Boden zunehmen, obwohl die Querschnittsflächen, die den Transporten zugrunde liegen mit der Tiefe kleiner werden. Jedenfalls ist dies ein weiteres Indiz für das Nichtvorhandensein einer Schichtung an der Drogden-Schwelle, wie es auch die Wirklichkeit vorgibt.

Tabelle 7.3: Salztransporte aus den Modelldaten für alle Gitterpunkte

Schwelle	zonaler Salztransp. [10^9 t/a]	meridionaler Salztransp. [10^9 t/a]	Nettosalztransp. [10^9 t/a]
Darsser Schwelle	5.5	1.1	6.6
Drogden-Schwelle	-0.5	-0.7	-1.2

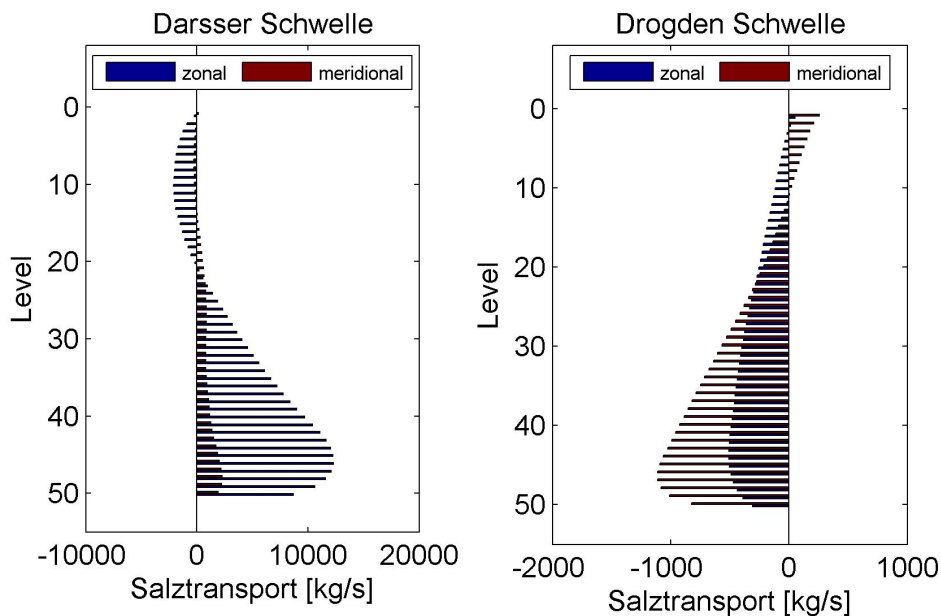


Abbildung 7.3: Vergleich der Salztransporte der Darsser Schwelle berechnet mit den Modelldaten aller Gitterpunkte

7.3 Vergleich Modell - Monitoring

Wie schon bei den Wassertransporten zeigt das Modell für die Salztransporte über die Drogden-Schwelle gute Übereinstimmung mit den Literaturwerten. Der direkte Vergleich zwischen Modell und Monitoring ist nur für jene Werte möglich, die mit den Monitoring- bzw. Modelldaten einer Wassersäule berechnet wurden. Hier zeigt sich, dass das Modell die Realität überschätzt. Zugegebenermaßen ist der Vergleich für die Darsser Schwelle schwierig, aber die homogenen Verhältnisse der Drogden-Schwelle lassen einen Vergleich durchaus zu. Hier sieht man, dass das Modell die mit den Monitoringdaten errechneten Salztransporte um das 3.5-fache übersteigen. Für die Darsser Schwelle fällt dies noch extremer aus. Für diese Schwelle ist anzumerken, dass die haline Sprungschicht im Modell im Mittel nicht so ausgeprägt ist, d.h. nicht so große Gradienten aufweist, wie die Monitoringdaten vermuten lassen. Aus den Monitoringdaten lässt sich die Sprungschicht aufgrund der hierfür schlechten vertikalen Auflösung nicht genau bestimmen, nur schätzen. Die Halokline kann großen Schwankungen unterliegen. Wyrcki (1954) hat für die Jahre 1950/51 eine mittlere Tiefe von ca. 11 m für die haline Sprungschicht ermittelt, wohingegen in dem hier betrachteten Zeitraum die Halokline tiefer liegt, wie im Kapitel über die Salinitätszeitreihe der Station Darsser Schwelle schon erwähnt wurde. Dort wurde die Tiefe der Sprungschicht zwischen 12 m und 17 m vermutet. Über dieser Sprungschicht zeigen die Modelldaten viel zu hohe Werte der Salinität im Vergleich zu den gemessenen Werten. Da zudem der zonale Wassertransport einen hohen Nettoeinstrom zeigt, ist das Ergebnis für den Salztransport über die Darsser Schwelle nicht

7 Berechnung des Salztransportes

verwunderlich. Möglicherweise ist das Problem nicht unbedingt bei den modellierten Salinitäten zu suchen, sondern bei der Strömung, auch wenn die modellierten Salinitäten zu hoch sind. Wird die Strömungsgeschwindigkeit korrigiert, sinken möglicherweise auch die Salinitäten über der Sprungschicht und der Nettosalztransport ebenso.

8 Funktionaler Zusammenhang zwischen Modelltransport und gemessenen sowie modellierten Parametern

In diesem Kapitel soll versucht werden, einen funktionalen Zusammenhang zwischen den aus dem Modell errechneten täglichen Wassertransporten und verschiedenen gemessenen Parametern herzustellen. Dies soll eine Abschätzung der Transporte über die Schwellen ermöglichen, ohne vorher einen Modelllauf starten zu müssen, um dann aus den erhaltenen Daten die Transporte zu berechnen, was viel Zeit beanspruchen würde. Einfacher ist es, für den Zeitraum, der von Interesse ist, sich die gemessenen Parameter der Stationen zu besorgen, um daraus die Transporte zu berechnen. Nur zeigt sich im Modell für die Darsser Schwelle eine sehr schlechte Übereinstimmung mit der Realität, dafür aber an der Drogden-Schwelle eine um so bessere. Einen funktionalen Zusammenhang zwischen den Modelltransporten der Darsser Schwelle und den dort gemessenen Parametern zu berechnen ist sinnlos, solange das Modell die Transporte über diese Schwelle nicht hinreichend genau wiedergibt. Die Transporte der Drogden-Schwelle lassen dies durchaus zu, allerdings ist der Datensatz auf 95 Tage beschränkt, was sich negativ auf die Aussagekraft des zu ermittelnden funktionalen Zusammenhangs auswirken kann. Zieht man die modellierten hydrographischen Parameter als Variablen heran, wie es in diesem Abschnitt auch gemacht wird, hat man die Zeitreihen des kompletten Modellzeitraumes zur Verfügung. Der Nachteil bei dieser Methode ist allerdings, dass nachfolgende Transportberechnungen nur für eben diesen Modellzeitraum möglich sind, da nur hier Daten vorhanden sind.

8.1 Bestimmung der Transporte aus einem Regressionsmodell mit gemessenen unabhängigen Variablen

Um einen funktionalen Zusammenhang mehrerer unabhängiger Variablen mit einer abhängigen Variable herzustellen, muss eine lineare multidimensionale Regression durchgeführt werden. Dabei muss vorerst überprüft werden, ob die Zusammenhänge der jeweiligen unabhängigen Variablen mit der abhängigen Variable linearer Natur sind oder nicht. Ist dies nicht der Fall, so muss die entsprechende unabhängige Variable linearisiert

werden. Vorher sind aber noch Zeitreihen, die einen Trend aufweisen zu Desaisonalisieren, da die Existenz eines Zeittrends zu Scheinkorrelationen führt und so die Regression nicht korrekt durchgeführt würde. Es wird weiterhin angenommen, dass die so erhaltenen Zeitreihen normalverteilt sind, was eine Grundvoraussetzung für eine lineare Regression ist.

Sämtliche unabhängigen Variablen sind:

- Pegeldifferenz
- zonale Oberflächenströmung
- meridionale Oberflächenströmung
- zonale Bodenströmung
- meridionale Bodenströmung
- Oberflächensalzgehalt
- Bodensalzgehalt
- Oberflächentemperatur
- Bodentemperatur
- zonaler Wind
- meridionaler Wind

Die abhängige Variable ist hierbei der tägliche Modelltransport in m^3/s , wie er aus den Modelldaten für die komplette Transekte über die Drogden-Schwelle, d.h. mit den Daten jedes Gitterpunktes berechnet wurde. Die Temperaturzeitreihe ist die einzige trendbehaftete Zeitreihe in dieser Zusammenstellung und wurde mit einem Hodrick-Prescott-Filter desaisonalisiert. Alle anderen Zeitreihen wurden nicht bearbeitet.

Um eine multidimensionale lineare Regression übersichtlich zu halten, ist es von Interesse die Anzahl der unabhängigen Variablen möglichst gering zu halten. Dabei geht man wie folgt vor: zuerst wird das Bestimmtheitsmaß $B = r^2$ (r : Korrelationskoeffizient) jeder einzelnen unabhängigen Variable mit der abhängigen berechnet. Das Bestimmtheitsmaß liefert den Anteil der „erklärten Varianz“

$$s_{erkl}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{a}_i - \bar{a})^2}{n - 1}$$

an der „Gesamtvarianz“

$$s_{ges}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n a_i'^2}{n - 1}$$

der abhängigen Variable. Dabei ist n : Anzahl der Datensätze, a_i : i -ter Wert der unabhängigen Variablen a , \bar{a} : Mittelwert der unabhängigen Variable a , a'_i : i -ter Wert der mittelwertbereinigten Variable a und \hat{a}_i : i -ter Wert der Schätzgröße, der aus dem Regressionsmodell hervorgeht. Also folgt für das Bestimmtheitsmaß:

$$B = r^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{a}_i - \bar{a})^2}{\sum_{i=1}^n a'^2_i}.$$

Hierbei ist anzumerken, dass r hier der multiple Korrelationskoeffizient ist, d.h. der Korrelationskoeffizient, der sich ergibt, wenn die Korrelation mehrerer unabhängiger Variablen mit der abhängigen berechnet wird. Dem gegenüber steht der partielle Korrelationskoeffizient, der die Korrelation einer unabhängigen Variable mit der abhängigen unter Ausschaltung der anderen unabhängigen Variablen berechnet. Die Variable, die das größte Bestimmtheitsmaß liefert, wird nun in das Regressionsmodell als erste unabhängige Variable aufgenommen. Aus diesem Regressionsmodell wird nun die Schätzgröße für jeden Datensatz berechnet und das Bestimmtheitsmaß mit der Schätzgröße als neue abhängige Variable erneut für alle verbliebenen unabhängigen Variablen berechnet. Wieder wird geschaut, welche der verbliebenen unabhängigen Variablen das größte Bestimmtheitsmaß liefert um diese in das Regressionsmodell aufzunehmen. Nun wird mit dem erweiterten Regressionsmodell die neue Schätzgröße berechnet und das Verfahren mit den restlichen unabhängigen Variablen durchgeführt. Dies wird solange wiederholt, bis das Verfahren abgebrochen wird, weil die verbleibenden unabhängigen Variablen nur noch geringfügigen Anteil an der Gesamtvarianz haben, d.h. zum Bestimmtheitsmaß nahezu nichts beitragen, oder alle Variablen im Regressionsmodell eingebracht wurden.

Eine weitere Voraussetzung für eine multiple lineare Regression ist die Unabhängigkeit der unabhängigen Variablen untereinander. d.h. die unabhängigen Variablen sollten untereinander möglichst nicht korreliert sein. Dies wird als „Multikollinearitätsproblem“ bezeichnet, das vorliegt, wenn die unabhängigen Variablen untereinander hoch korreliert sind. Dadurch wird der Standardfehler der Regressionskoeffizienten sehr groß und die Schätzungen unpräzise. In den oben aufgelisteten unabhängigen Variablen, die in das Regressionsmodell aufgenommen werden sollen, befinden sich einige, die untereinander eine hohe Korrelation aufweisen, z.B. die Oberflächen- und die Bodenströmung. Wenn also das Multikollinearitätsprinzip befolgt werden soll, dürften nur wenige Variablen in das Regressionsmodell aufgenommen werden. Allerdings ist es so, dass, um beim Beispiel der Oberflächen- und Bodenströmung zu bleiben, die Korrelation der Strömung innerhalb einer Wassersäule bei vorhandener Schichtung nahezu verschwindet. In Einzelfällen kann dies sogar an der Drogden-Schwelle passieren. Um diese Einzelfälle in der Regression zu erfassen gilt es beide Variablen in das Regressionsmodell aufzunehmen.

Nun werden die Abhängigkeiten der jeweiligen unabhängigen Variablen von der abhängigen geprüft. Die Zusammenhänge sind graphisch als Scatterplots in Abbildung 8.1 für sämtliche unabhängigen Variablen der Drogden-Schwelle für den Zeitraum vom 27.02.2004 bis zum 31.05.2004 dargestellt. Die durchgezogenen Geraden im Plot zeigen die Regressionsgeraden, die sich aus einer linearen Regression der jeweiligen un-

abhängigen Variable mit der abhängigen ergeben. Die komponentenweise Boden- und Oberflächenströmung sowie die zonale Komponente des Windes zeigen qualitativ eine gute Korrelation mit den Modelltransporten. Oberflächen- und Bodensalzgehalt, sowie Oberflächen- und Bodentemperatur gegen den Modelltransport aufgetragen zeigen eine hohe Varianz, dennoch ist ein linearer Zusammenhang zu vermuten. Die meridionale Komponente des Windes gegen den Modelltransport aufgetragen zeigt eine so große Varianz, dass kein Zusammenhang erkennbar ist, dennoch wird ein linearer Zusammenhang zugrundegelegt. Interessant bei dem Zusammenhang des zonalen Windes mit den Modelltransporten ist, dass bei Ostwind der Transport positiv, also aus der Ostsee heraus gerichtet ist, wohingegen der meridionale Wind keine ausgezeichnete Nord- oder Südrichtung aufweist, wenn der Transport positiv ist. Auf die Pegeldifferenz wurde noch nicht eingegangen. Hier ist auch ein linearer Zusammenhang vermutbar, aber der allgemeine Zusammenhang bei einer barotropen Strömung, wie sie vorliegt, wenn keine Schichtung vorhanden ist, ist folgender (siehe Jacobsen (1980), Stigebrandt (1980), Burchard et al. (2007) und Mattsson (1996)):

$$\Delta\eta - A = K_f Q |Q|,$$

wobei $\Delta\eta$ die Pegeldifferenz ist, K_f ein Reibungskoeffizient, Q der Transport und A eine Konstante, die Effekten wie Windschubspannung und barokliner Druckdifferenz Rechnung trägt. A wird hier vernachlässigt bzw. von den anderen unabhängigen Variablen indirekt erfasst. Also ergibt sich nach dem Umstellen nach Q folgender Ausdruck:

$$Q = \frac{\Delta\eta}{\sqrt{K_f \cdot |\Delta\eta|}}.$$

D.h., der funktionale Zusammenhang zwischen Transport und Pegeldifferenz ist eine Wurzelfunktion. Der Wert von K_f ist in der Literatur mit einem Wert von $K_f = 2 \cdot 10^{-10} \text{ s}^2 \text{ m}^{-5}$ angegeben (Mattsson (1996)). Mit den Modelltransporten über die Drogden-Schwelle und der berechneten Pegeldifferenz der gemessenen Pegel Viken und Klags-hamm, errechnet sich der Reibungskoeffizient zu $K_f = 2.34 \cdot 10^{-10} \text{ s}^2/\text{m}^5$. Setzt man diesen Wert in die Gleichung ein und berechnet den Transport für $-50 \text{ cm} \leq \Delta\eta \leq 50 \text{ cm}$, dann ergibt sich der in Abbildung 8.2 dargestellte Verlauf. Offensichtlich passt der theoretische Wurzelansatz ganz gut, ein linearer Ansatz wäre aber unerheblich ungenauer. Dennoch soll der Wurzelansatz hier Verwendung finden, d.h., eine neue Variable bezüglich der Pegeldifferenz muss eingeführt werden, mit der der Transport linear zusammenhängt. Also

$$\widetilde{\Delta\eta} = \frac{\Delta\eta}{\sqrt{|\Delta\eta|}}.$$

Somit sind die funktionalen Zusammenhänge der unabhängigen Variablen mit der abhängigen Variable nun alle linearer Natur und eine lineare multiple Regression kann durchgeführt werden.

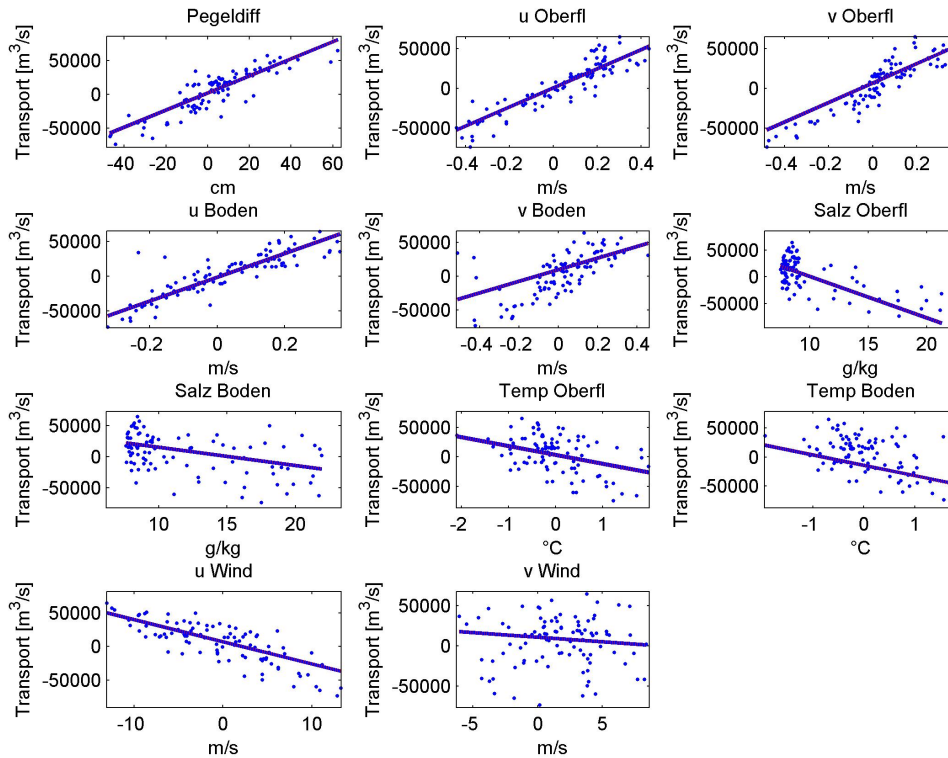


Abbildung 8.1: Scatterplots zwischen abh. und unabh. Variablen der Drogden-Schwelle. Die eingezeichneten Geraden sind Regressionsgeraden zwischen dem Transport als abhängige Variable und der entsprechenden unabhängigen Variable.

Wie schon weiter oben geschrieben werden nun die Bestimmtheitsmaße des Regressionsmodells unter Hinzunahme einer Variablen nach der anderen berechnet, angefangen mit der unabhängigen Variable, die das größte Bestimmtheitsmaß liefert. Allerdings werden hierfür, und auch für die spätere Berechnung der Regressionskoeffizienten, nicht alle Datensätze verwendet. Um eine Aussage darüber machen zu können, wie gut das Regressionsmodell die Modelltransporte wiedergibt, ist es sinnvoll einige Kontrolldatensätze festzulegen, die nicht in die Regression einfließen, aus denen aber mit Hilfe der aus den anderen Datensätzen gewonnenen Regressionsgleichung die Transporte bestimmt werden sollen. Würde man mit sämtlichen Datensätzen die Regressionskoeffizienten und danach mit Hilfe dieser dann die Transporte berechnen, so ließe sich keine weitere qualitative Aussage über das Regressionsmodell machen, als man nicht schon mit dem Bestimmtheitsmaß hätte machen können. Einige Kontrolldatensätze werden deshalb aus dem gesamten Pool an Datensätzen genommen, nämlich die letzten 15 Tage des Betrachtungszeitraumes. Also gehen in die Regression noch 80 Datensätze der ursprünglichen 95 ein.

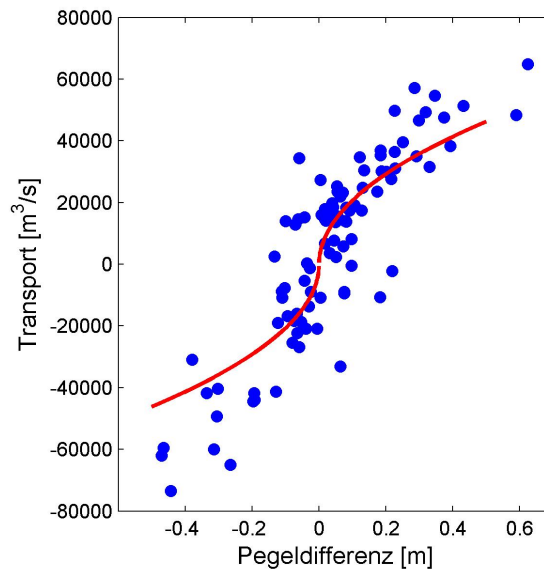


Abbildung 8.2: Zum Zusammenhang zwischen Transport und Pegeldifferenz an der Drogden-Schwelle. Die rote Kurve entspricht der theoretischen Gleichung, der Scatterplot zeigt die Modelltransporte über den gemessenen Pegeldifferenzen dargestellt.

Tabelle 8.1 listet die Bestimmtheitsmaße auf. Wie man sieht, ändert sich am Bestimmtheitsmaß bzw. am Korrelationskoeffizienten schon nach der Hinzunahme von nur 4 Variablen kaum noch etwas. Schon da erklärt das Regressionsmodell die Modelltransporte auf recht eindrucksvolle Weise. Es ist also nicht nötig mehr als diese 4 unabhängigen Variablen in das Regressionsmodell hineinzunehmen. Es wird also die lineare multiple Regression mit 4 unabhängigen Variablen durchgeführt. Eine 2-dimensionale Regressionsgleichung hat die Form $\hat{a} = A + Bb$ mit \hat{a} als Schätzgröße der abhängigen Variable, b als unabhängige Variable, A als Achsenabschnitt und B als Geradensteigung. Man hat also 2 Unbekannte zu ermitteln, A und B . Die Schätzgröße \hat{a} ist zwar eine Unbekannte, zum Lösen der Regressionsgleichung werden allerdings die Ausgangsdaten verwendet, hier im folgenden mit a bezeichnet. Um zwei Unbekannte zu bestimmen reicht, eine Gleichung nicht aus, das System ist unterbestimmt. Es müssen die sog. Normalgleichungen aufgestellt werden, um das System lösen zu können. Dazu wird die Regressionsgleichung einmal mit 1 und einmal mit b multipliziert und dann die Summe über alle n Datensätze gebildet. Es ergibt sich also:

$$\sum a_i = An + B \sum b_i,$$

$$\sum a_i b_i = A \sum b_i + B \sum b_i^2,$$

mit $i = 1 \dots n$. Für m Dimensionen wird das System sehr schnell unüberschaubar. Bei 4 unabhängigen Variablen ergeben sich 5 Normalgleichungen mit 5 Unbekannten bzw. Regressionskoeffizienten. Per Hand ist dieses System schwer zu lösen, mit MATLAB wird

dies aber zur einfachen Prozedur. Es ergibt sich folgende Regressionsformel:

$$\hat{Q} = 77.9 + 512.2u_O + 501.6v_O - 1071.3U + 15411\widetilde{\Delta\eta},$$

mit \hat{Q} als Schätzgröße für den Modelltransport und den Bezeichnungen der unabhängigen Variablen entsprechend Tabelle 8.1. Mit dieser Formel wurden nun auch die Transporte für den Testzeitraum berechnet.

Tabelle 8.1: Bestimmtheitsmaße des Regressionsmodells mit gemessenen unabhängigen Variablen für die Drogden-Schwelle bei sukzessiver Erhöhung der Dimension

Variable		Korrelationskoeffizient	Bestimmtheitsmaß
zonale Oberflächenströmung	u_O	0.912	0.831
meridionale Oberflächenströmung	v_O	0.945	0.892
zonaler Wind	U	0.960	0.922
Pegeldifferenz	$\widetilde{\Delta\eta}$	0.968	0.937
Bodensalzgehalt	S_B	0.971	0.943
Oberflächensalzgehalt	S_O	0.972	0.945
zonale Bodenströmung	u_B	0.973	0.946
meridionale Bodenströmung	v_B	0.973	0.947
Oberflächentemperatur	T_O	0.973	0.947
meridionaler Wind	V	0.973	0.947
Bodentemperatur	T_B	0.973	0.947

Die Modelltransporte, die aus dem Regressionsmodell bestimmten Transporte und die für den Testzeitraum aus dem Regressionsmodell bestimmten Transporte sind in Abbildung 8.3 dargestellt. Wie schon durch das hohe Bestimmtheitsmaß von 93.7% vermutet werden konnte, gibt das Regressionsmodell die ursprünglichen Modelltransporte sehr gut wieder, ebenso für den Kontrollzeitraum. Der mean square error (MSE) wird berechnet mit:

$$MSE = \frac{\sum_{i=1}^n (a_i - \hat{a}_i)^2}{n - m},$$

wobei n wieder die Anzahl der Datensätze ist und m die Freiheitsgrade des Regressionsmodells angibt, was genau der Anzahl der berechneten Regressionskoeffizienten entspricht, hier also 5. \hat{a} ist die Schätzgröße. Aus dem MSE errechnet sich der root mean square error mit

$$RMSE = \sqrt{MSE}.$$

Aus der Regressionsgleichung ergibt sich mit dem für die Regression herangezogenen Datensatz von $n = 80$ Tupeln ein mean square error von

$$MSE_{80} = 5.5 \cdot 10^7 \frac{m^6}{s^2}$$

und ein root mean square error von

$$RMSE_{80} = 7424.8 \frac{m^3}{s}.$$

Mit den berechneten Transporten des Kontrollzeitraumes ergibt sich:

$$MSE_{15} = 4.8 \cdot 10^8 \frac{m^6}{s^2},$$

also ein um eine Größenordnung höherer Wert, und

$$RMSE_{15} = 21908 \frac{m^3}{s}.$$

Hierbei ist zu erwähnen, dass die Summe $n - m$ für die Berechnung des MSE noch immer $n - m = 80 - 5$ entspricht. Obwohl der Kontrollzeitraum nur 15 Tage umfasst bleibt n die Anzahl der Schätzgrößenwerte. Der RMSE des Kontrollzeitraumes ist wesentlich größer, als der RMSE des der Regression zugrunde liegenden Zeitraumes. 80 Tage, bzw. 80 Datensätze sind zwar hinreichend genug, um die Transporte qualitativ vorherzusagen, aber natürlich wäre das Regressionsmodell quantitativ besser, wenn ein längerer Datensatz zur Verfügung gestanden hätte. Stromereignisse durch den Sund haben zeitliche Skalen, die Wochen umfassen können. Damit das Regressionsmodell genauer wird, ist es von Nöten möglichst viele unterschiedliche Stromereignisse in die Daten einzubeziehen. So kann sich das Regressionsmodell auf die verschiedenen Fälle genauer einstellen und bessere Vorhersagen treffen. Ein Datensatz, wie er für die Darsser Schwelle vorliegt, nämlich für alle 274 Tage des Betrachtungszeitraumes, wäre für die Drogden-Schwelle auch wünschenswert gewesen. Betrachtet man allerdings den in dieser Arbeit schon gemachten Vergleich zwischen Modell- und Monitoringtransporten, so ist im Rahmen der Realitätsnähe des Modells für die Drogden-Schwelle das hier erstellte Regressionsmodell hinreichend genau in seinen Vorhersagen.

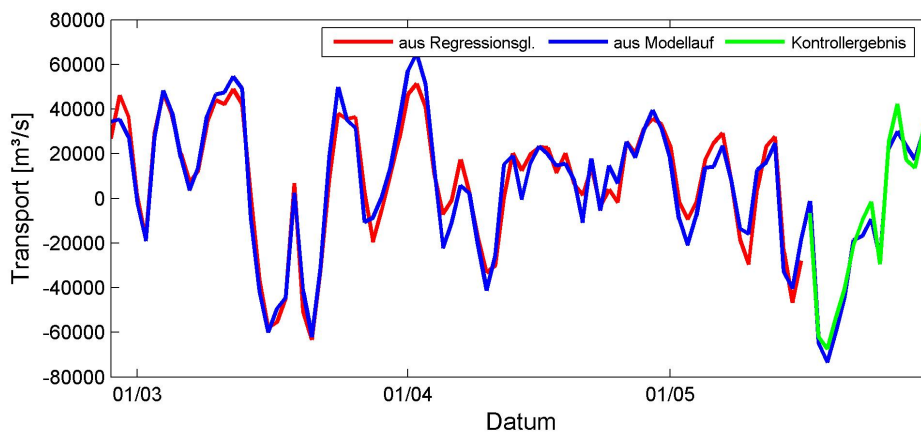


Abbildung 8.3: Modelltransporte zusammen mit den aus der Regressionsgleichung berechneten Transporten der Drogden-Schwelle für den der Regression zugrunde liegenden Zeitraum und dem Testzeitraum

Wie schon erwähnt, wird mit den Daten der Darsser Schwelle keine Regression vorgenommen, da die Modelltransporte nicht der Realität entsprechen und sind somit als abhängige Variable unbrauchbar, um realistische Transporte vorhersagen zu können. Auch eine Regression mit Hilfe der Transporte, welche aus den Monitoringdaten berechnet wurden, ist nicht sinnvoll, da die Monitoringdaten nur für einen Punkt der Schwelle vorliegen und aufgrund der anzunehmenden horizontalen Inhomogenität der Strömung über die Schwelle nicht als repräsentativ für die gesamte Transekte angesehen werden können.

Die Abweichungen der Schätzgröße einer Regressions vom wahren Wert nennt man Residuum, es stellt also eine zufällige Abweichung von der Regressionskurve dar. Somit ist das Residuum res der statistische Fehler des Regressionsmodells. Die Summe der Residuen einer Zufallsstichprobe ist zwingend Null. Da die hier berechneten Transporte aus stochastischen Parametern bestimmt wurden, ist anzunehmen, dass hier die Summe der Residuen auch gegen Null geht, und das ist auch der Fall. Die Summe der Residuen ist

$$\sum res = 2.4 \cdot 10^{-11} m^3/s.$$

Somit ist auch der Mittelwert der Residuen Null. In Abbildung 8.4 sind die Residuen mitsamt ihrem 95-prozentigen Vertrauensbereich geplottet.

Die Pegeldifferenz ist die treibende Größe für den Volumentransport. Interessant ist es, zu berechnen, wie gut die Pegeldifferenz zwischen Viken und Klagshamn den Transport über die Drogden-Schwelle erklärt. Wie schon weiter oben berechnet, rangiert die Pegeldifferenz nur auf Rang vier, was das Bestimmtheitsmaß betrifft. Es ist $B_{\Delta\eta} = 0.69$. Das ist vergleichsweise wenig, stellt man das Bestimmtheitsmaß der zonalen Oberflächenströmung von $B_{u_O} = 0.83$ gegenüber. Betrachtet man für die Regression lediglich zonale und meridionale Oberflächenströmung, beträgt das Bestimmtheitsmaß schon $B_{u_O, v_O} = 0.892$. Schon nach diesen beiden Variablen könnte man das Regressionsmodell abbrechen und es wäre noch hinreichend genau.

Die Zeitreihen für die Regression über die Drogden-Schwelle sind sehr kurz, was an großen Datenlücken liegt. Das GETM liefert allerdings vollständige Datensätze, ebenso wie das LM des DWD, aus dem die Winddaten stammen, mit denen das GETM unter anderem angetrieben wird. Somit können die vier Variablen, die in die obige Regression eingehen, auch durch Modelldaten ersetzt werden. Diese sind viel leichter zugänglich und machen eine Transportberechnung somit sehr einfach. Im nächsten Abschnitt wird auf die Regression mit Modelldaten eingegangen.

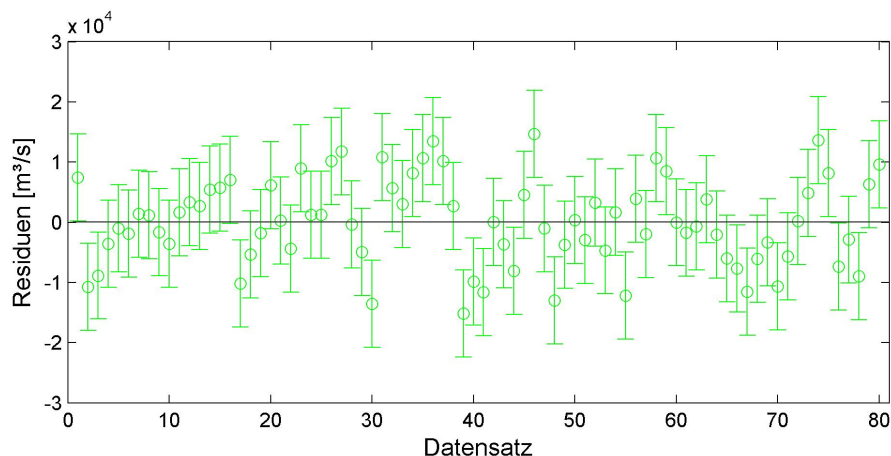


Abbildung 8.4: Residuen der Regression und ihre Vertrauensbereiche

8.2 Bestimmung der Transporte aus einem Regressionsmodell mit modellierten unabhängigen Variablen

Wie schon erwähnt liefert das Modell 6-Stunden-Mittelwerte verschiedener Variablen. Hier werden nun die Variablen zonale und meridionale Oberflächenströmung, Pegeldifferenz zwischen Viken und Klagshamn und zonale Windgeschwindigkeit betrachtet. Die Winddaten entstammen dem LM und sind in 3-Stunden-Mittelwerten vorhanden und werden deshalb in tägliche Mittelwerte, ebenso wie die anderen modellierten Variablen, umgerechnet. Alle Zeitreihen umfassen nun 274 Werte und werden wieder in einen Schätzzeitraum (200 Werte) und einen Testzeitraum (74 Werte) aufgeteilt. Die Abhängigkeiten der Variablen vom Transport werden als linear angenommen, bis auf die Pegeldifferenz, die wieder in $\widetilde{\Delta\eta}$ umgerechnet werden muss, um einen linearen Zusammenhang zwischen Transport und $\widetilde{\Delta\eta}$ zu erhalten. Der Reibungskoeffizient K_f ergibt sich mit der modellierten Pegeldifferenz und den Modelltransporten nun zu $K_f = 7.3 \cdot 10^{-10} \text{ s}^2/\text{m}^5$. Dies ist in der richtigen Größenordnung, aber fast vier mal so groß, wie der akzeptierte und der im vorhergehenden Abschnitt berechnete Wert.

Die Regression folgt im Wesentlichen der im vorangegangenen Abschnitt beschriebenen Vorgehensweise. Es ergeben sich die in Tabelle 8.2 gezeigten Bestimmtheitsmaße. Diesmal zeigt die meridionale Oberflächenströmung die beste Korrelation mit den Transporten. Allein diese Variable hat ein Bestimmtheitsmaß von $B=0.944$. Schon für die dritte Variable zeigt sich kein Zuwachs mehr zum Bestimmtheitsmaß. Nach dieser Variable kann das Regressionsmodell abgebrochen werden. In dieses multiple Regressionsmodell gehen also nur die ersten drei Variablen ein. Somit ist es nicht einmal nötig, mit den Modelldaten des Windes aus dem LM zu arbeiten. Es ergibt sich folgende Regressionsgleichung:

$$\hat{Q} = -3721 + 66527v_o + 39039\widetilde{\Delta\eta} + 8903.4u_o.$$

Tabelle 8.2: Bestimmtheitsmaße des Regressionsmodells mit modellierten unabhängigen Variablen für die Drogen-Schwelle bei sukzessiver Erhöhung der Dimension

Variable		Korrelationskoeffizient	Bestimmtheitsmaß
meridionale Oberflächenströmung	v_O	0.972	0.944
Pegeldifferenz	$\widetilde{\Delta\eta}$	0.987	0.975
zonale Oberflächenströmung	u_O	0.987	0.975
zonaler Wind	U	0.987	0.975

Abbildung 8.5 zeigt den Modelltransport und den aus dem hier erstellten Regressionsmodell berechneten Transport für den Schätzzeitraum und den Kontrollzeitraum. Dass das Regressionsmodell die Modelltransporte des Schätzzeitraumes gut erklärt, ist schon durch das hohe Bestimmtheitsmaß zu erkennen gewesen. Aber auch die Modelltransporte im Kontrollzeitraum werden eindrucksvoll vom Regressionsmodell wiedergegeben. Der mean square error mit den 200 für die Regression herangezogenen Werte ergibt sich zu

$$MSE_{200} = 2.9 \cdot 10^7 \frac{m^6}{s^2}$$

und der root mean square error zu

$$RMSE_{200} = 5415.8 \frac{m^3}{s}.$$

Mit den berechneten Transporten des Kontrollzeitraumes ergibt sich

$$MSE_{196} = 6.5 \cdot 10^8 \frac{m^6}{s^2}$$

und

$$RMSE_{196} = 25474 \frac{m^3}{s}.$$

Im Vergleich zu den im Abschnitt 8.1 ermittelten Werten des MSE und RMSE zeigt sich, dass die beiden Regressionsmodelle annähernd gleiche Werte liefern, wobei das Regressionsmodell mit den Modelldaten als unabhängige Größen im Schätzzeitraum leicht vorteilhaftere Werte liefert, im Kontrollzeitraum hingegen das Regressionsmodell mit den Monitoringdaten. Die Summe der Residuen beträgt hier

$$\sum res = 4.1 \cdot 10^{-10} \frac{m^3}{s},$$

welche mit ihrem 95-prozentigen Vertrauensbereich in Abbildung 8.6 dargestellt sind.

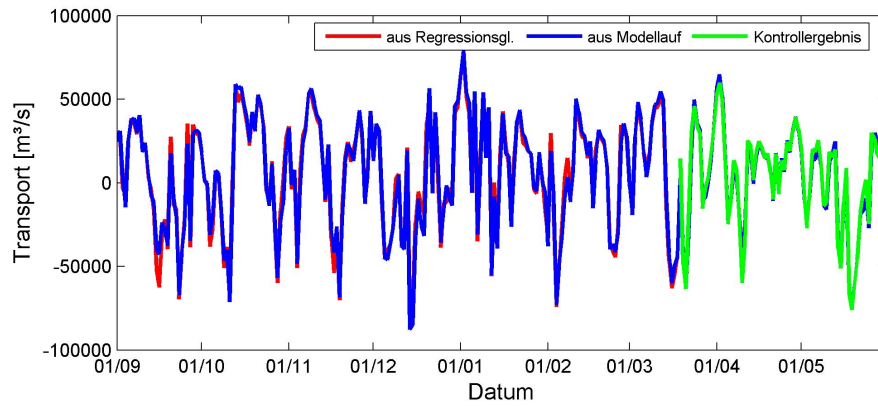


Abbildung 8.5: Modelltransporte zusammen mit den aus der Regressionsgleichung mit modellierten unabhängigen Variablen berechneten Transporten der Drogden-Schwelle für den der Regression zugrunde liegenden Zeitraum und dem Testzeitraum

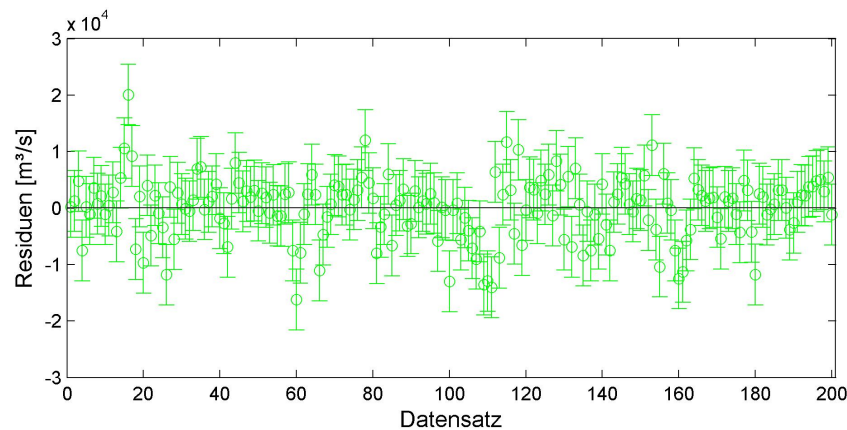


Abbildung 8.6: Residuen der Regression mit Modelldaten als unabhängige Variablen und ihre Vertrauensbereiche

Das in diesem Abschnitt erstellte Regressionsmodell ist dem in Abschnitt 8.1 erstellten vorzuziehen. Durch die längeren Zeitreihen der in die Regression einflussenden Größen gibt dieses Regressionsmodell die Transporte zuverlässiger wieder. Ausserdem fließen hier lediglich 3 unabhängige Größen ein, die zudem noch leichter zugänglich sind, als Monitoringdaten. Beschränkend hierbei ist allerdings, dass es vorerst natürlich nur Modelldaten vom 01.09.2003 bis zum 31.05.2004 gibt. Für die Zukunft ist geplant, den Modellauf zeitlich auszuweiten und somit wird die hier erhaltene Regressionsgleichung noch Anwendung finden können.

Die Nachteile des Regressionsmodells mit den Monitoringdaten als unabhängige Größen wurden erwähnt, aber der enorme Vorteil dieses Regressionsmodells ist, dass es auf keinen Zeitraum beschränkt ist.

9 Zusammenfassung und Ausblick

In der westlichen Ostsee, sowie in Beltsee und Sund finden sich viele Monitoringstationen, die hydrographische wie auch meteorologische Daten liefern, die eine Einschätzung der westlichen Ostsee zulassen. In dieser Arbeit wurde sich mit dem Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee über die beiden, den Austausch beschränkenden Hindernisse Darsser Schwelle und Drogden-Schwelle befasst. Für jede Schwelle existiert eine Messstation, welche die für eine Transportabschätzung relevanten Daten liefert. Allerdings ist solch eine Abschätzung, wie sie hier mit den Monitoringdaten durchgeführt wurde, auch wirklich nur als eine grobe Abschätzung zu verstehen, da besonders bei inhomogenen hydrographischen Verhältnissen entlang der Transekte einer Schwelle die Daten eines Punktes auf der Schwelle nicht repräsentativ für alle anderen Punkte sind. Da es nicht möglich ist, die Schwellen mit Messstationen zu spicken, greift man auf Computermodelle zurück, welche die hydrographischen Verhältnisse in bestmöglicher räumlicher und zeitlicher Auflösung versuchen zu simulieren. Am IOW wird zur Simulation der westlichen Ostsee das GETM verwendet, welches mit Randwerten und Anfangsdaten aus dem MOM und LM betrieben wird. Um zu ergründen, ob das GETM die gemessenen Parameter der Messstationen akzeptabel wiedergibt, wurden die Daten aus Modell und Monitoring für die Position der Station der jeweiligen Schwelle, sowie die berechneten Transporte verglichen. Dabei wurden nicht unerhebliche Unterschiede für die Daten der Darsser Schwelle ausgemacht, während die Modelldaten der Drogden-Schwelle die Realität gut wiedergeben. Dennoch ist nicht auszuschließen gewesen, dass bei Hinzunahme aller vorhandenen Modelldaten die Transporte über die Darsser Schwelle der Wirklichkeit etwas näher kommen. Während die so berechneten Transporte der Drogden-Schwelle die vorherigen Ergebnisse noch unterstrichen, blieben die Transporte über die Darsser Schwelle immernoch erheblich weit ab von der Wirklichkeit. Da die Transporte über die Darsser Schwelle offensichtlich nicht hinreichend genau vom Modell wiedergegeben werden konnten, wurden die weiteren Betrachtungen ohne Berücksichtigung dieser Transporte gemacht.

Mit den Modelltransporten der Drogden-Schwelle und 4 der an der Station „Drogden Lighthouse“ gemessenen Parameter wurde eine lineare multiple Regression durchgeführt, um eine Regressionsgleichung zu erhalten, welche es ermöglicht mit 4 gemessenen Werten die Transporte über die Drogden-Schwelle leicht abzuschätzen. Der Zeitraum, welcher von der Regression erfasst wurde, beträgt lediglich 80 Tage, der Testzeitraum 15 Tage. Die gewonnene Gleichung gab die Modelltransporte des Testzeitraumes hinreichend genau wieder. Da die Modelldaten längere und zeitlich besser aufgelöste Zeitreihen liefern, wurde auch mit 3 Modellvariablen, die aus der Fülle von Modelldaten extrahiert wurden, eine Regression durchgeführt. In die Regression gingen hier 200 Datensätze ein, 74 Datensätze dienten als Kontrollzeitraum. Mit einem Bestimmtheitsmaß von mehr als 97%

ist das Verhältnis von erklärter Varianz zur Gesamtvarianz mit diesem Regressionsmodell höher, als mit jenem Regressionsmodell (93.7%), welches mit gemessenen Daten als unabhängige Variablen durchgeführt wurde. Dennoch sind die Fehler beider Regressionsmodelle vergleichbar klein. Der Vorteil der Regressionsformel für gemessene Variablen ist, dass zeitlich kein Rahmen für die Verfügbarkeit der Monitoringdaten gesetzt ist, während die Regressionsgleichung für die modellierten Variablen an den Zeitraum des Modelllaufes gebunden ist.

Die nächsten Schritte, um diese Arbeit fortzuführen, wären, die Modelldaten der Darsser Schwelle, unter Berücksichtigung der Ergebnisse dieser Arbeit, besser der Realität anzupassen. Qualitativ folgt das Modell der Realität sehr gut, aber eine Transportabschätzung bedarf auch einer quantitativ guten Wiedergabe der Wirklichkeit. Nur kleine mittlere Abweichungen von der Realität haben große Konsequenzen bezüglich der Nettotransporte. Diese feine Justierung des Modelllaufes ist Aufgabe der Modellierer. Ausgehend davon lässt sich dann eine Regressionsformel für die Darsser Schwelle aufstellen und unter Hinzunahme der Regressionsgleichung der Drogden-Schwelle der Wasserhaushalt der Ostsee bilanzieren. Schon in der Arbeit von HAGEN und FEISTEL (Hagen und Feistel (2001)) wurde der Pegel bei Landsort, der den Füllstand der Ostsee wiedergibt, in Zusammenhang mit dieser Bilanz gebracht. Hierbei wurde die Pegeldifferenz zwischen Viken und Klagshamn genutzt, um über einen Regressionsansatz den Landsortpegel berechnen zu können. Dieser berechnete Pegel wurde dann verwendet, um den Nettotransport über die beiden Schwellen zu ermitteln über die Gleichung

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

Dabei sind A die Oberfläche der Ostsee, F die mittlere Frischwasserzufuhr über Flüsse und Niederschlag, $\Delta \eta_{L,comp.}$ die berechnete Pegelstandänderung bei Landsort, $\Delta T_S(t)$ die Nettotransportänderung über die Schwellen und t natürlich die Zeit. Leider umfasst das GETM nur die westliche Ostsee, somit also nicht die Region bei Landsort, dennoch kann mit den GETM-Daten (Pegel von Viken und Klagshamn) über den gleichen Regressionsansatz wie bei Hagen und Feistel (2001) auf den Landsortpegel geschlossen und darüber der Nettotransport über die Schwellen berechnet werden.

Der GETM-Lauf soll in der nächsten Zeit ausgeweitet werden, d.h. einen größeren Zeitraum umfassen. Mit der dabei modellierten langen Zeitreihe der Pegelstände bei Viken und Klagshamn und den anderen in die Regression eingehenden Modellgrößen ließe sich eine tiefgehende Analyse der Transportgeschehnisse über die Dänischen Strassen realisieren. Mit den modellierten Pegelständen bei Viken und Klagshamn wäre es möglich, aus den Transporten $\Delta T_S(t)$, und den Transporten berechnet aus einer der beiden Regressionsgleichungen für die Transporte über die Drogden-Schwelle, durch Differenzbildung die Transporte über die Darsser Schwelle zu bestimmen, unabhängig davon, ob das GETM für diese Schwelle weiterhin realitätsferne Daten liefert. Dies wäre der indirekte Weg, die Bilanz über die Eingangsschwellen aufzuspalten.

Abkürzungsverzeichnis

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
CTD	conductivity temperature depth
DMI	Danish Meteorological Institute
DVR	Danish vertical reference
DWD	Deutscher Wetterdienst
GETM	General Estuarine Transport Model
gvc	general vertical coordinates
HELCOM	Helsinki Commission
IOW	Institut für Ostseeforschung Warnemünde
Lat	Latitude
LM	Local Model
Lon	Longitude
MARNET	Marines Umweltmessnetz
MBI	major baltic inflow
MESODYN	Meso-Scale dynamics in deep basins of the Baltic Sea
MOM	Modular Ocean Model
NAO	Nordatlantische Oszillation
netCDF	network common data file
PSU	practical salinity unit
PTC	positive temperature coefficient
RDANH	Royal Danish Administration of Navigation and Hydrography
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute

Literaturverzeichnis

- Badewien, T. H., 2002. Horizontaler und vertikaler Sauerstoffaustausch in der Ostsee, Meereswissenschaftliche Berichte. Vol. 53. Institut für Ostseeforschung Warnemünde.
- Buchard, H., Bolding, K., Villarreal, M. R., 2004. Three-dimensional modelling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary. *Ocean Dynamics* 54, 250–265.
- Burchard, H., Bolding, K., 2002. General Estuarine Transport Model, a general estuarine transport model. Scientific Documentation. <http://www.getm.eu>.
- Burchard, H., Janssen, F., Umlauf, L., Rennau, H., 2007. Model Simulations of dense bottom currents in the Western Baltic Sea. *Cont.Shelf Res.*
- Feistel, R., Marion, G. M., 2007. A Gibbs-Pitzer function for high-salinity seawater thermodynamics. *Progress in Oceanography* 74, 515–539.
- Feistel, R., Nausch, G., Hagen, E., 2006a. Unusual Baltic inflow activity in 2002-2003 and varying deep-water properties. *Oceanologia* 48, 21–35.
- Feistel, R., Nausch, G., Hagen, E., 2006b. Water exchange between the Baltic Sea and the North Sea, and conditions in the deep Basins. HELCOM Indicator Fact Sheets 2006 -, http://www.helcom.fi/environment2/ifs/ifs2006/en_GB/waterechange/.
- Fischer, H., Matthäus, W., 1996. The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *Journal of Marine Systems* 9, 137–157.
- Hagen, E., Feistel, R., 2001. Spreading of Baltic deep water: A case study for the winter 1997 - 1998. *Meereswissenschaftliche Berichte* 45, 99 – 133.
- HELCOM, 2004. Convention on the protection of the marine environment of the Baltic Sea area, 1992 (Helsinki Convention). Baltic Marine Environment Protection Commission, <http://helcom.navigo.fi/stc/files/Convention/Conv0704.pdf>.
- Horstmann, U., 1996. Ozeanographische Besonderheiten aus Lozán, José L.: Warnsignale aus der Ostsee. Berlin: Parey.
- Jacobsen, T. S., 1980. Sea water exchange of the Baltic. Measurements and methods. The Belt Project, 107 pp.
- Leser, C. E. V., 1961. A Simple Method of Trend Construction. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* 23, 91–107.

- Matthäus, W., Franck, H., 1979. Zur kurzzeitigen Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Seegebiet der Darsser Schwelle. *Beiträge zur Meereskunde* 42, 95–110.
- Matthäus, W., Franck, H., 1992. Characteristics of major baltic inflows - a statistical analysis. *Continental Shelf Research* 20, 1375–1400.
- Matthäus, W., Lass, H. U., 1982. Untersuchung der Wasseraustauschprozesse im Bereich der Darsser Schwelle. *Beiträge zur Meereskunde* 47, 31–50.
- Matthäus, W., Nausch, G., 2001. The hydrographic-hydrochemical state of the western and central Baltic Sea in 1999/2000 and during the 1990s. *Meereswissenschaftliche Berichte* 45.
- Matthäus, W., Nausch, G., 2007. Hydrographic-hydrochemical variability in the Baltic Sea during the 1990s in relation to changes during the 20th century. *ICES Mar. Sci. Symp.* 219, 132–143.
- Matthäus, W., Schinke, H., 1994. Mean atmospheric circulation pattern associated with major baltic inflows. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift* 46, 321–339.
- Mattsson, J., 1996. Some comments on the barotropic flow through the Danish Straits and the division of the flow between the Belt Sea and the Öresund. *Tellus* 48 A, 456–464.
- RD, I., 1996. *Principles of Operation: A Practical Primer*. RD Instruments.
- Reissmann, J. H., Burchard, H., Feistel, R., Hagen, E., 2007. State-of-the-art review on vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication. *Meereswissenschaftliche Berichte* 1, 1–67.
- Schulz, M., Schneider, B., Brorström-Lunden, E., Munthe, J., 1996. *Ozeanographische Besonderheiten aus Lozán, José L.: Warnsignale aus der Ostsee*. Berlin: Parey.
- Seifert, T., Kayser, B., 1995. A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea. *Meereswissenschaftliche Berichte* 5, 73–88, <http://www.io-warnemuende.de/iowtopo>.
- Seifert, T., Tauber, F., Kayser, B., 2001. A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea - 2nd Edition. *Baltic Sea Science Congress, Stockholm 25.-29. Nov 2001*, Poster #147 <http://www.io-warnemuende.de/iowtopo>.
- Stewart, R. H., Sep. 2006. *Introduction to Physical Oceanography*. Website, <http://oceanworld.tamu.edu>.
- Stigebrandt, A., 1980. Barotropic and baroclinic response of a semi-enclosed basin to barotropic forcing from the sea. *Fjord oceanography*, 151–164.
- Stigebrandt, A., 1992. Bridge-induced flow reduction in sea straits with reference to efforts of a planned bridge across Öresund. *Ambio*. 21/2, 130–134.

- Weber, W., Bagge, O., 1996. Ozeanographische Besonderheiten aus Lozán, José L.: Warnsignale aus der Ostsee. Berlin: Parey.
- Wyrtki, K., 1953. Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt 1. Kieler Meeresforschungen 9, 155–170.
- Wyrtki, K., 1954. Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift Band 7 - Heft 3/4.

