

Auswertungen von Feldmessungen und  
Computersimulationen zur Bestimmung  
des Strömungswiderstandes im  
Fehmarnbelt

Diplomarbeit

von

Anja Bachmann



# Auswertungen von Feldmessungen und Computersimulationen zur Bestimmung des Strömungswiderstandes im Fehmarnbelt

Diplomarbeit

am

Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde  
Sektion für Physikalische Ozeanographie und Messtechnik

von

Anja Bachmann<sup>1</sup>

Universität Rostock  
Mathematische und Naturwissenschaftliche Fakultät

Rostock, 13. August 2010

1. Gutachter: Hans Burchard<sup>1</sup>
2. Gutachter: Volker Mohrholz<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup>Baltic Sea Research Institute Warnemünde, Seestr. 15, D-18119 Warnemünde, Germany;  
e-mail: [anja.bachmann@io-warnemuende.de](mailto:anja.bachmann@io-warnemuende.de), [hans.burchard@io-warnemuende.de](mailto:hans.burchard@io-warnemuende.de),  
[volker.mohrholz@io-warnemuende.de](mailto:volker.mohrholz@io-warnemuende.de);

# Inhaltsverzeichnis

<b>Notation</b>	<b>iv</b>
<b>1 Motivation</b>	<b>1</b>
<b>2 Theorie</b>	<b>2</b>
2.1 Beltsee als Verbindung von Nordsee und Ostsee . . . . .	2
2.2 Allgemeine Herleitung des Strömungswiderstandes . . . . .	5
2.2.1 Entwicklung der Strömungswiderstandsberechnung in der Beltsee . . . . .	13
2.2.2 Modellierung und Brückenbau in der Beltsee . . . . .	18
<b>3 Methoden</b>	<b>21</b>
3.1 Feldmessungen . . . . .	21
3.1.1 Schiffs-ADCP . . . . .	25
3.1.2 Permanente Messstationen (Mainstations) . . . . .	26
3.1.3 SeaBird CTD . . . . .	26
3.1.4 Verankerte CTD . . . . .	27
3.2 Numerische Modellierung . . . . .	29
3.2.1 Modellsetup . . . . .	29
3.2.2 Modellvalidation . . . . .	31
<b>4 Datenverarbeitung</b>	<b>34</b>
4.1 Pegel - Messdaten . . . . .	34
4.2 Geschwindigkeitszeitreihen . . . . .	40
4.2.1 Hauptstationen ADCP-Strömungsmessungen . . . . .	40
4.2.2 C2 Track VM-ADCP Strömungsmessungen . . . . .	41
4.3 Berechnung des Transportes . . . . .	43
4.3.1 Transport von den Hauptstationen . . . . .	43
4.3.2 Transport vom Modell . . . . .	49
4.4 Berechnung des Strömungswiderstandes . . . . .	51
4.5 Berechnung der Haloklinentiefe . . . . .	56
4.5.1 Salzgehalt an der MS2 . . . . .	56
4.5.2 Salzgehalt von der Schiffs-CTD . . . . .	58
4.5.3 Salzgehalt im Modell . . . . .	60
<b>5 Ergebnisse und Diskussion</b>	<b>63</b>



<b>6 Zusammenfassung</b>	<b>70</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>71</b>

# **Erklärung zur Prüfungsordnung §17 (5)**

Die Diplomarbeit wurde vom 15. August 2009 bis 13. August 2010 am Institut für Ostseeforschung in der Sektion Physikalische Ozeanographie und Messtechnik angefertigt.

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

# Notation

In dieser Arbeit wird als Dezimaltrennzeichen ein Punkt statt einem Komma verwendet.

ADCP	<b>A</b> coustic <b>D</b> oppler <b>C</b> urrent <b>P</b> rofiler
BSH	<b>B</b> undesamt für <b>S</b> eeschifffahrt und <b>H</b> ydrographie
ChlA	<b>C</b> hlorophyll- <b>A</b> bsorption
CTD	<b>C</b> onductivity <b>T</b> emperatur <b>D</b> epth <b>S</b> ensor (Leitfähigkeit Temperatur Dichte Sensor)
DHHN	<b>D</b> eutsche <b>H</b> aupt <b>h</b> öhennetz
DHI	<b>D</b> änisches <b>h</b> ydraulisches <b>I</b> nstitut (Dänische Umweltministerium, Institut für Wasser und Umwelt)
GETM	<b>G</b> eneral <b>E</b> stuarine <b>T</b> ransport <b>M</b> odel
IOW	<b>I</b> nstitut für <b>O</b> stseeforschung <b>W</b> arnemünde
MBI	<b>M</b> ajor <b>B</b> altic <b>I</b> nflow (Starke Einstromereignisse in die Ostsee)
NM	<b>N</b> autical <b>M</b> iles (Seemeile 1 sm = 1852 m)
NN	<b>N</b> ormal <b>n</b> ull
NHN	<b>N</b> ormal <b>h</b> öhennull
NTU	<b>N</b> ephelometric <b>T</b> urbidity <b>U</b> nits (nephelometrische Trübungseinheiten zur Messung optischer Rückstreuung)
PAR	<b>P</b> hotosynthetically <b>A</b> ctive <b>R</b> adiation (photosynthetisch aktive Strahlung)
PNP	<b>P</b> egel <b>n</b> ull <b>p</b> unkt
PSU	<b>P</b> ractical <b>S</b> alinity <b>U</b> nits
WSA	<b>W</b> asser- und <b>S</b> chifffahrtsamt
WSV	<b>W</b> asser- und <b>S</b> chifffahrtsverwaltung des Bundes

# 1 Motivation

Im Jahr 2007 wurde von den Verkehrsministerien Dänemarks und Deutschlands eine feste Querung über den Fehmarnbelt beschlossen. Ein Jahr später wurde der Staatsvertrag von beiden Seiten unterzeichnet. Die Brücke soll zwischen Puttgarden (Deutschland) und Rødbyhavn (Dänemark) gebaut werden. An dieser Stelle ist der Fehmarnbelt etwa 18 km breit. Der Bauherr ist die Femern Bælt A/S Gruppe, die Teil der Sund und Bælt A/S ist. Diese gehört zum Staatsunternehmen des dänischen Verkehrsministeriums.

Bevor der Bau beginnen kann, muss jedoch eine gesetzlich vorhergesehene Umweltverträglichkeitsstudie durchgeführt werden. Dabei werden unmittelbare und mittelbare Auswirkungen des Vorhabens auf die Umwelt geprüft. Das Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW) und das Dänische hydraulische Institut (DHI) gehören zu den Projektmitwirkenden der Umweltverträglichkeitsstudie. Zu ihren Aufgaben gehört unter anderem die Dokumentation der hydrographischen Verhältnisse des Fehmarnbelts und das Sammeln und Bereitstellen von Daten für numerische Modellkalibrationen und -validationen. Die Daten werden aus verschiedenen Quellen bezogen. Zum einen liefern feste Stationen regelmässig Daten und zum anderen werden Daten durch Monitoringfahrten gesammelt. Die Monitoringfahrten finden in der Regel einmal im Monat auf dem dänischen Forschungsschiff "JHC Miljoe" statt. An Bord befinden sich verschiedene Messinstrumente zur hydrographischen Erfassung des Zustandes im Fehmarnbelt, wie zum Beispiel ein VM-ADCP zur Geschwindigkeitsmessung oder eine CTD Sonde für Leitfähigkeit-, Temperatur- und Tiefenmessung, sowie Wasserschöpfer zur Probenentnahme.

Für das "Fehmarnbelt Fixed Link" Projekt wurde eine Modellsimulation mit dem General Estuarine Transport Model (GETM) erstellt. Es handelt sich dabei um ein Modell mit einer Auflösung von 400 m. Damit werden hydrodynamische Prozesse im Fehmarnbelt simuliert und ausgewertet.

Das Ziel dieser Diplomarbeit ist die Ermittlung der Strömungswiderstände des Fehmarnbelts aus den Feldmessungen und aus der GETM Modellsimulation des IOW, sowie der Vergleich dieser Daten. Dabei wird die Methodik zur Berechnung des Strömungswiderstandes in der Beltsee aus früheren Veröffentlichungen angewendet. Für die Bestimmung wurden die Zeitreihen von Pegelständen, Strömungsgeschwindigkeiten und Salinitäten ausgewertet.

## 2 Theorie

### 2.1 Beltsee als Verbindung von Nordsee und Ostsee

Der Einstrom von der Nordsee in die Ostsee erfolgt vom Kattegat über mehrere schmale Meerengen ins Arkonabecken (Abbildung 2.1). Diese Meerengen gehören zur westlichen Ostsee und sind bekannt unter den Namen Großer Belt, Kleiner Belt, Øresund und Fehmarnbelt. Ein Teil der westlichen Ostsee wird auch als Beltsee bezeichnet und umfasst ungefähr eine Fläche von  $8.000 \text{ km}^2$ . Dazu gehören die Meeresgewässer westlich von Seeland, Falster und der sich zwischen dieser Insel und der deutschen Küste bei Rostock erstreckenden Darßer Schwelle. Die Verbindung zum Kattegat führt über die Dänischen Meerengen. Die Schwellentiefe im Øresund (bei Drogden) beträgt 8 m und die Schwellentiefe der Kadetrinne (zwischen Gedser und Darss) um die 18 m. Der Fehmarnbelt ist eine 18 km breite Wasserstraße zwischen der Südküste von Lolland und Fehmarn in der westlichen Ostsee. In der Mitte zwischen den beiden Inseln verläuft ein 9 km breiter Streifen mit Wassertiefen zwischen 20 m und 30 m. Der Fehmarnbelt verbindet gemeinsam mit dem Fehmarnsund die Kieler Bucht mit der Mecklenburger Bucht.

Der Strom zwischen Ostsee und Kattegat teilt sich in zwei Wege auf. Einer führt durch die Beltsee und ein anderer durch den Øresund. In Mattsson (1996) ist das Verhältnis für den Wassertransport zwischen Øresund und Beltsee 2:8, nach Jakobsen und Trébuchet (2000) ist das Verhältnis jedoch 3:8. In der Beltsee setzt sich der Wassertransport vom Großen und Kleinen Belt über den Fehmarnbelt und dem Fehmarnsund fort.

Der bisherige Stand der Forschung ergab, dass der Wasseraustausch in die Dänischen Meerengen vorwiegend durch eine barotrope Komponente bestimmt ist. Barotropie bezeichnet die Schichtung im Meer, wenn die Flächen gleichen Drucks (Isobaren) und gleicher Dichte (Isopyknen) bzw. Temperatur (Isotherme) parallel zueinander verlaufen. Die horizontalen Strömungen in dieser Schichtung sind konstant. Im Gegensatz dazu schneiden sich in der Baroklinität die Flächen gleichen Drucks und gleicher Dichte. Dabei entsteht in der Schichtung ein Druckgefälle. Der barotrope Volumenstrom ist deutlich größer als der barokline Volumenstrom. Der barotrope Volumenstrom wird hauptsächlich durch die Differenz der Wasserstände zwischen südwestlicher Ostsee und östlicher Nordsee angetrieben. Der lokale Wind über der

## 2.1. Beltsee als Verbindung von Nordsee und Ostsee

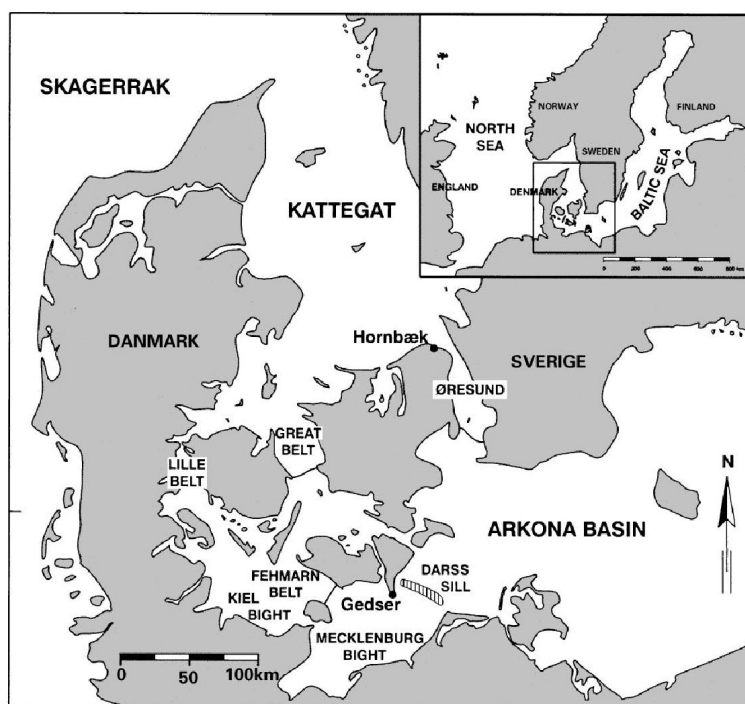


Abbildung 2.1: Übersicht der Nord- und Ostseeregion mit einer detaillierteren Karte von der Beltsee (Jakobsen und Trébuchet 2000).

Beltsee und der longitudinale Dichteunterschied über und zwischen den Meerengen spielt hierbei eine untergeordnetere Rolle. Für den Wasserstandsunterschied ist eher eine großräumige Starkwindlage entscheidend.

Nach Jacobsen (1980) hat der Wasserstandsunterschied zwischen der südwestlichen Ostsee und der östlichen Nordsee verschiedene Ursachen. In den zwei Meeren entsteht er zum einen durch den Einfluss des Windes, durch sich ändernde Windfelder in der zentralen Ostsee und Nordsee oder durch Seiche und zum anderen durch Gezeiten, die sich vom Atlantik in die Nordsee fortpflanzen. Als Seiche werden stehende Wellen (Überlagerung von zwei gegenläufigen Wellen gleicher Frequenz und gleicher Amplitude, durch z.B. Reflexion einer fortschreitenden Welle an einem Hindernis) des Wassers in Seen und Buchten bezeichnet. Ausserdem beeinflussen noch Flusseinträge (Bergström und Carlsson (1994) und Graham (1999)) und Dichtedifferenzen den Wasserstandsunterschied.

Gustafsson (1997) erstellt einen Überblick über die Wechselwirkung zwischen Nordsee und Ostsee in Bezug auf den Wasseraustausch. Der Süßwassereintrag in die Ostsee und die Intensität wechselnder Strömungen über die flachen und engen Stellen der dänischen Gewässer haben einen großen Einfluss auf den Salzgehalt der Ostsee.

In den Dänischen Meerengen ist der barotrope Austausch zwar stärker als der barokline Austausch, jedoch ist der barokline Austausch trotzdem von Bedeutung. Besonders im Hinblick auf das Ökosystem und den indirekten Einfluss auf den barotropen Fluss spielt der barokline Austausch eine große Rolle. Der barokline Transport erzeugt einen salzarmen Oberflächentransport von der zentralen Ostsee in Richtung der Nordsee und einen salzreichen Bodentransport in entgegengesetzter Richtung (Pedersen und Møller (1981) und Stigebrandt (1983)). Der Einstrom von salzreicherem Wasser in die Ostsee beträgt im Jahr etwa  $470 \text{ km}^3$ , der Ausstrom von salzarmem Wasser aus der Ostsee beträgt dagegen im Jahr ca.  $950 \text{ km}^3$ .

Der jährliche Durchschnittswert des Transportes für die Ostsee einschließlich der Dänischen Meerengen und des Kattegats beläuft sich auf  $14511 \text{ m}^3/\text{s}$  für die Periode von 1950-1990 (Bergström und Carlsson (1994)). Dabei können starke jährliche Fluktuationen beobachtet werden. Die Flusseinträge der Ostsee haben sich von einem Spitzenwert von über  $17500 \text{ m}^3/\text{s}$  im Jahre 1998 auf  $11000 \text{ m}^3/\text{s}$  im Jahre 2003 reduziert. Jedoch gab es im Jahre 2008 nochmal einen Anstieg auf  $14473 \text{ m}^3/\text{s}$ .

## 2.2 Allgemeine Herleitung des Strömungswiderstandes

Ausgehend von der Navier-Stokes Gleichung für inkompressible Flüssigkeiten (Gleichung (2.1)) erhält man die Flachwassergleichungen (2.2) nach den Komponenten  $u$ ,  $v$  und  $w$  aufgelöst.

$$\rho \left( \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} \right) = -\nabla p + \mu \nabla^2 \mathbf{v} \quad (2.1)$$

$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	Dichte
$p$ (Pa = N/m <sup>2</sup> )	Druck
$\mu$ (Pa · s)	(dynamische) Viskosität

Gleichung (2.1) setzt sich zusammen aus der linken Seite mit dem Trägheitsterm (Beschleunigung und Advektion) und aus der rechten Seite mit der Divergenz des Spannungstensors (Druck  $p$  und Viskosität  $\mu$ ).

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + (A_h \Delta_h + \frac{\partial}{\partial z} A_v \frac{\partial}{\partial z}) u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + (A_h \Delta_h + \frac{\partial}{\partial z} A_v \frac{\partial}{\partial z}) v \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + (A_h \Delta_h + \frac{\partial}{\partial z} A_v \frac{\partial}{\partial z}) w \end{aligned} \quad (2.2)$$

Bei  $A_h$  und  $A_v$  handelt es sich um turbulente (Wirbel-) Viskositäten in horizontaler und vertikaler Ausrichtung und die Kurzzeichen stehen für  $\Delta_h = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ .

Unter der Bedingung das es sich um eine konkrete Tiefe, Breite, Länge und eine homogene Strömung handelt, werden Vereinfachungen vorgenommen ( $u$ =konstant in x- und y-Richtung,  $v=0$ ,  $w=0$ ,  $H=0$ ). Dabei reduziert sich Gleichung (2.2) auf die u-Komponente. Die horizontale Viskosität  $A_h$  mit der horizontalen Divergenz wird bei der weiteren Betrachtung vernachlässigt, da der horizontale Gradient wesentlich kleiner ist als der vertikale Gradient.

Mit Hilfe der Umformung

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial(uu)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} - u \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.3)$$



und unter der Verwendung der Inkompressibilitätsbedingung

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

folgt zunächst die Gleichung

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \left( \frac{\partial(uu)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right). \quad (2.5)$$

Der barotrope Druckgradient wird durch den Zusammenhang

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (2.6)$$

ersetzt.

Nach einer weiteren Umformung und unter Vernachlässigung der Zeitabhängigkeit und Advektion entsteht Gleichung

$$-\frac{\partial \left( A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}. \quad (2.7)$$

Diese Gleichung stellt das Gleichgewicht zwischen Druckgradient und Reibung dar. Als nächstes wird über die gesamte Wassersäule integriert

$$-\int_{-H}^{\eta} \frac{\partial \left( A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right)}{\partial z} dz = -\int_{-H}^{\eta} g \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} dz \quad (2.8)$$

und der vom Wind beeinflusste Oberflächenterm

$$\begin{aligned} \cancel{-A_v \frac{\partial u}{\partial z}} \Big|_{\eta} + A_v \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{-H} &= -g \cdot D \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ A_v \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{-H} &= -g \cdot D \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \end{aligned} \quad (2.9)$$

vernachlässigt. Dabei ist  $D = \eta + H$ .  
 Mit dem vertikal-integrierten Transport

$$U = \int_{-H}^{\eta} u(z) dz \quad (2.10)$$

und unter Berücksichtigung der Richtungsabhängigkeit der Geschwindigkeit  $|U|U$  und mit der quadratischen Bodenrandbedingung

$$A_v \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{-H} = c_D \cdot \frac{|U|U}{D^2} \quad (2.11)$$

entsteht Gleichung

$$c_D \cdot \frac{|U|U}{D^2} = -g \cdot D \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x}. \quad (2.12)$$

Diese Gleichung wird horizontal über die Länge  $L$  integriert und man erhält daraus den Zusammenhang

$$c_D \cdot L \cdot \frac{|U|U}{D^2} = -g \cdot D \cdot \Delta \eta. \quad (2.13)$$

$U$ (m/s)	Strömungsgeschwindigkeit
$g$ (m/s <sup>2</sup> )	Erdbeschleunigung
$D$ (m)	Tiefe
$L$ (m)	Länge
$\Delta \eta$ (m)	Wasserstands Differenz
$c_D$	Strömungswiderstandskoeffizient (Größenordnung von $10^{-4}$ bis $2 \cdot 10^{-3}$ )

Die Gleichung wird nach den  $\eta$ -Term umgeformt und man erhält

$$\Delta \eta = \frac{c_D}{g} \cdot \frac{L}{D^3} \cdot |U|U. \quad (2.14)$$

Durch  $Q = U \cdot W$  wird in Gleichung (2.14) (siehe auch Mattsson (1996)) die Strömungsgeschwindigkeit  $U$  durch den Transport  $Q$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) und der Breite  $W$  (m) ersetzt.

$$\begin{aligned} \Delta\eta &= \frac{c_D}{g} \cdot \frac{L}{D^3} \cdot \frac{|Q|Q}{W^2} \\ \Delta\eta &= \left[ \frac{c_D}{g} \cdot \frac{L}{D^3 \cdot W^2} \right] |Q|Q \end{aligned} \quad (2.15)$$

Der eingeklammerte Term in Gleichung (2.15) wird auch als spezifischer Strömungswiderstand  $K$  ( $\text{s}^2/\text{m}^5$ ) definiert. Daraus folgt die Gleichung

$$K = \frac{c_D}{g} \cdot \frac{L}{D^3 \cdot W^2}. \quad (2.16)$$

Der spezifische Strömungswiderstand ist daher abhängig von der Beschaffenheit des Beltes. In Tabelle 2.1 sind die Angaben zur Länge, Breite und Tiefe der Meerengen zusammengefasst. Für die Breitenangaben wurde die engste Stelle gewählt. Die Angaben für die durchschnittliche Tiefe wurden Hillmann (2004) entnommen. Je nach Länge, Breite und Tiefe erhält man bei Gleichung (2.16) unterschiedliche Werte für  $K$ . Auch der Wert für  $c_D$  hat einen entscheidenden Einfluss auf das Ergebnis. Somit können keine genauen allgemein gültigen Werte errechnet werden. Jedoch kann ein Eindruck über die Größenordnung von den spezifischen Strömungswiderständen  $K$  gewonnen werden.

Meerenge	Länge (km)	Breite (km) (engste Stelle)	Durchschnittstiefe (m)
Großer Belt	140	10	26
Kleiner Belt	120	0.7	18
Øresund	100	4	7
Fehmarnbelt	40	19	17

Tabelle 2.1: Angaben zu Länge, Breite und Tiefe der Meerengen.

Bei einer Überschlagsrechnung mit den Angaben aus Tabelle 2.1 für den Großen Belt (GB), dem Kleinen Belt (KB), dem Øresund (O) und dem Fehmarnbelt (FB) ergeben sich folgende spezifische Strömungswiderstände die in der Tabelle 2.2 eingetragen sind. Es wurde für die Berechnung angenommen, dass der Strömungswiderstandskoeffizient  $c_D = 0.002$  ist. In der Gegenüberstellung zwischen den errechneten Werten

## 2.2. Allgemeine Herleitung des Strömungswiderstandes

---

$K_{\text{Belt}}$	$K_{\text{kalkuliert}}$	$K_{\text{Literatur}}$ (Literatur)	$c_D$
$K_{\text{GB}}$	$1.6 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$	$4.12 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ (Jakobsen und Ostrup-Rasmussen (2009))	0.0051
$K_{\text{KB}}$	$8.6 \cdot 10^{-9} \text{ s}^2/\text{m}^5$	$1.839 \cdot 10^{-9} \text{ s}^2/\text{m}^5$ (Jakobsen und Ottavi (1997))	0.0004
$K_{\text{O}}$	$2.6 \cdot 10^{-10} \text{ s}^2/\text{m}^5$	$2.26 \cdot 10^{-10} \text{ s}^2/\text{m}^5$ (Jakobsen et al. (1997))	0.0017
$K_{\text{FB}}$	$4.6 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$	– (nicht vorhanden)	–

Tabelle 2.2: Kalkulierte spezifische Strömungswiderstände im Vergleich zu Werten aus der Literatur und dem dazugehörigen errechneten Strömungswiderstandskoeffizienten.

und den Literaturwerten ist erkennbar, dass diese in der gleichen Größenordnung liegen.

Um den Strömungswiderstandskoeffizienten  $c_D$  aus bekannten spezifischen Strömungswiderständen  $K$  zu ermitteln, muss die Gleichung (2.16) nur nach  $c_D$  umgestellt werden und es entsteht Gleichung

$$c_D = Kg \cdot \frac{D^3 \cdot W^2}{L}. \quad (2.17)$$

Der Strömungswiderstandskoeffizient wird unter anderem zur Validation eines Modells benötigt.

Der Transport zwischen Ostsee und Kattegat teilt sich zwischen dem Øresund und der Beltsee auf. Die spezifischen Strömungswiderstände sind verschieden.

In Jakobsen et al. (1997) wird der spezifische Strömungswiderstand auch als eine Art von Koeffizient für das Gefälle des Wasserstandes und dem Volumenstrom bezeichnet. Es beschreibt den Reibungseffekt und den Expansions- / Kontraktionsverlust entlang des Øresundes. Zur Berechnung des Wasserstandsunterschiedes  $\Delta\eta$  nördlich und südliche des Øresundes wurden die Wasserstände von Viken und Skanör verwendet. Stigebrandt (1992) gibt einen spezifischen Strömungswiderstand für den Øresund von  $160 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  an, während Mattsson (1995) einen Wert von  $203 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  erhielt. Es wurde von Jakobsen und Møller (1994) gezeigt, dass sich der spezifische Strömungswiderstand für nordwärtige (weniger geschichtete) und südwärtige (mehr geschichtete) Ströme unterscheidet. Nach Angabe von Jakobsen et al. (1997) umfasst der spezifische Strömungswiderstand des Øresundes

einen Bereich von  $K_O = 160$  bis  $260 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  mit einem Mittelwert von  $K_O = 226 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$ . In der Arbeit von Burchard et al. (2009) wurde für die Modellierung der Strömungen im Øresund ein Vergleich angestellt.

Über den spezifischen Strömungswiderstand im Kleinen Belt gibt es kaum Veröffentlichungen. Jedoch fanden Jakobsen und Ottavi (1997) heraus, dass der spezifische Strömungswiderstand  $K_{KB} = 1839 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  beträgt. Dabei wurde der Wasserstandsunterschied zwischen Gedser und Hornbæk betrachtet, wobei der Einfluss der Gezeiten sehr hoch war. Das Verhältnis zwischen dem Transport von Øresund zum Kleinen Belt wurde mit 4.4 : 1 ermittelt.

In der Arbeit von Jakobsen et al. (2010) wurden die theoretischen Grundlagen für die Berechnung von spezifischen Strömungswiderständen in Meerengen beschrieben. Der Zusammenhang zwischen barotropem Volumenstrom, Wasserstandsänderung und lokalem Wind kann durch eine Bewegungsgleichung ausgedrückt werden. Der barokline Austausch hat einen indirekten Einfluss auf die Bewegungsgleichung und damit auf den barotropen Fluss, da dieser die Wassersäule schichtet. Die Schichtung dämpft die Turbulenz in der Wassersäule und vermindert dadurch den Widerstand des barotropen Flusses (Jakobsen und Castejon (1995) und Jakobsen et al. (1997)).

Zur Berechnung des spezifischen Strömungswiderstandes im Großen Belt wird die Wasserstandsdifferenz von Gedser und Hornbæk verwendet. Von diesen beiden Stationen gibt es über viele Jahre fast durchgehende Messungen. Die allgemeine Bewegungsgleichung wird umgeformt und über eine Periode von ca. 25 Stunden gemittelt. Dadurch werden Gezeiten und andere kurzperiodische Fluktuationen entfernt.

In Jakobsen und Ostrup-Rasmussen (2009) steht, dass die zeitliche Änderung des Volumenstroms nur eine geringere Bedeutung gegenüber dem Reibungsterm hat und sie haben festgestellt, dass in Meerengen der Coriolis-Effekt keine Bedeutung hat.

In bestimmten Fällen kann der Reibungsterm auch durch Gleichung

$$K \cdot \overline{|Q|Q} = K \cdot \omega \cdot \overline{|Q|} \cdot \overline{Q} = \kappa \cdot \overline{|Q|} \cdot \overline{Q} \quad (2.18)$$

ausgedrückt werden.  $\kappa$  ist der Strömungswiderstand und  $\omega$  ist der Korrekturterm. Der Strömungswiderstand  $\kappa$  ist annähernd so groß wie der Spezifische Widerstand  $K$ , wenn die un stetigen Effekte sehr klein im Vergleich zu den täglich gemittelten Abflüssen sind. Es gibt zwei Arten der Mittelung. Je nachdem muss man den Korrekturterm verwenden oder auch nicht.  $\overline{|Q|} \cdot \overline{Q}$  bedeutet, dass die Beträge des Transportes täglich gemittelt werden und dann mit dem täglich gemittelten Transport multipliziert werden.  $\overline{|Q|Q}$  bedeutet jedoch, dass die ungemittelten Beträge des

Transportes mit dem Transport multipliziert werden und dann erst täglich gemittelt werden.

Der Widerstand im Großen Belt beträgt laut Pedersen (1978)  $\kappa_{GB} = 40 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$ , nach Jacobsen (1980)  $\kappa_{GB} = 38 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$ .

Die Strömungswiderstände kommen zur Kalibrierung und Validierung von 3D ozeanographischen Modellen für das Nordsee-Ostsee System zum Einsatz. In früheren wissenschaftlichen Arbeiten wurde ein einfacher Zusammenhang im täglichen mittleren Transport vom Großen Belt und dem Fehmarnbelt festgestellt, so dass für beide die Gleichung

$$\overline{\Delta\eta} = \overline{\eta_B} - \overline{\eta_K} = K \cdot \overline{|Q|Q} + \eta_0 \quad (2.19)$$

$\eta_B$ (m)	Wasserstand der Ostsee (Gedser)
$\eta_K$ (m)	Wasserstand im Kattegat (Hornbæk)
$\eta_0$ (m)	Korrektur des Nullpegels und Dichtekorrektur
$K$ ( $\text{s}^2/\text{m}^5$ )	spezifische Strömungswiderstand
$Q$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Wassertransport durch die Meerengen
$\bar{a}$	täglicher Mittelwert

gilt (Jakobsen und Ostrup-Rasmussen (2009)). Auf diesem Ausdruck beruht die Berechnung des spezifischen Strömungswiderstandes in der Beltsee. Nach Durchführung einer linearen Regression erhält man den spezifischen Strömungswiderstand  $K$  als Anstieg der Regressionsgeraden und den Korrekturterm  $\eta_0$  als Konstante.

Jakobsen et al. (2010) zeigt einen Zusammenhang zwischen Haloklinentiefe und spezifischen Strömungswiderstand im Großen Belt und in der Beltsee (Abbildung 2.2). Als Halokline wird die Übergangszone zwischen Wasserschichten unterschiedlichen Salzgehalts bezeichnet. Wenn sich die Halokline in einer Tiefe von 10 m bis 16 m befindet, ändert sich der Wert des spezifischen Strömungswiderstandes im Großen Belt kaum und ist ein Minimum.

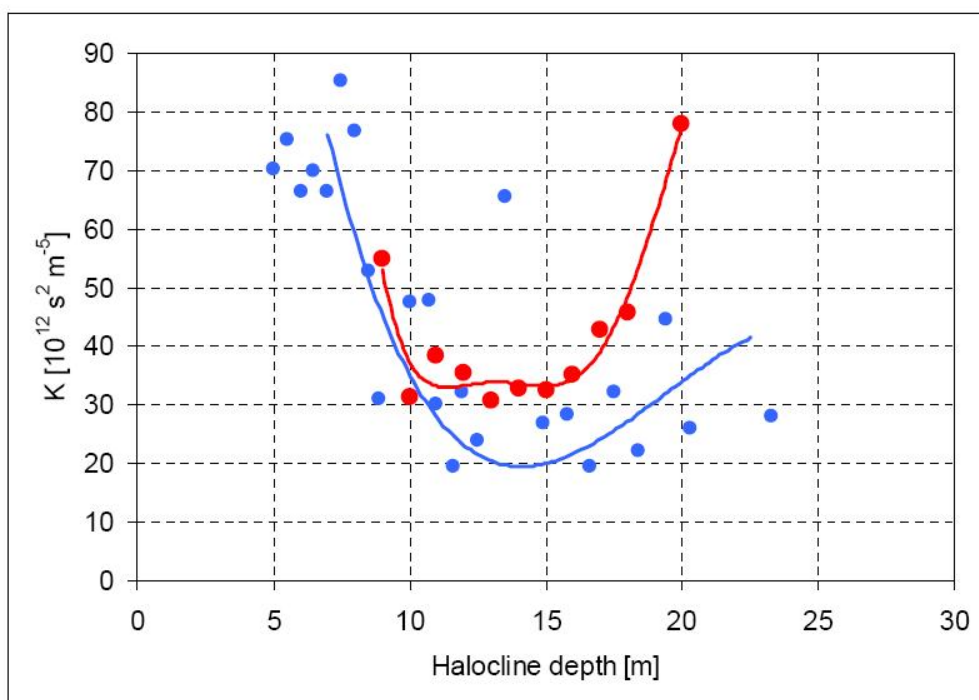


Abbildung 2.2: Spezifischer Strömungswiderstand und Haloklinentiefe. Die rote Linie zeigt dabei die Werte für den Großen Belt und die blaue Linie die Werte für die gesamte Beltsee (Jakobsen und Ostrup-Rasmussen (2009)).

### 2.2.1 Entwicklung der Strömungswiderstandsberechnung in der Beltsee

Im Jahre 1951 beschäftigte sich Dietrich mit der Oberflächenströmung in der westlichen Ostsee. Für die zeitlich und örtlich wechselnden Oberflächenströmungen gibt Dietrich (1951) die Wirkung des Windes als ausschlaggebende Ursache an. Die Oberflächenströmungen werden aber auch durch die Topographie, wie zum Beispiel Küstengliederung und Wassertiefen, beeinflusst und können daher örtlich verschieden sein. Dietrich nutzt für seine Annahmen Strombeobachtungen aus dem Jahre 1937 von 18 Feuerschiffen und von 22 weiteren Stationen aus anderen Zeiträumen. Dabei stellt er fest, dass trotz des zeitweiligen Wechsels zwischen Ein- und Ausstrom, im Jahresmittel der Ausstrom überwiegt. Ausserdem bestätigt sich seine Erwartung nicht, dass die Ausströmungsgeschwindigkeit der Ostsee im Mittel von Süden nach Norden durch Vermischung mit dem Wasser des Kattegates abnimmt. Die Beziehung zwischen Windrichtung und Richtung der Oberflächenströmungen bei verschiedenen Feuerschiffen, stellte er in Tabellen und Diagrammen dar.

In der Arbeit von Falkenmark und Mikulski (1975) wird die Ostsee als Binnenmeer mit der Fähigkeit zur Wassererneuerung betrachtet. Dabei wird die Beziehung zwischen Süßwasser und Salzwasser aufgezeigt. Die Ostsee hat eine meridionale Ausbreitung von mehr als 1500 km und eine latitudinale Ausbreitung von über 650 km, wobei diese aus einer Anreihung von tieferen Becken besteht, die durch Schwellen voneinander getrennt sind. Als Brackwassermeer hat die Ostsee einen Süßwasserüberschuss. Das Wasser in der Ostsee ist durch die Dänischen Meerengen mit der Nordsee verbunden. Die Meerengen erlauben einen eingeschränkten Wasseraustausch. Der Wasserhaushalt der Ostsee wird mitunter durch die ästuarine Zirkulation von Flussmündungen zum angrenzenden Ozean beeinflusst. Die ästuarine Zirkulation ist durch den Abfluss salzarmen Wassers in der Oberflächenschicht und den Einstrom von salzreichen Wassers am Boden gekennzeichnet. Dabei kommt es durch Wind und scherungsinduzierte Turbulenz im Estuar zu einer diapycnischen Vermischung zwischen beiden Wasserkörpern. Im Wasserhaushalt geht Wasser durch Verdunstung verloren und hat daher eine höhere Bedeutung auf offener See als im inneren Bereich des Botnischen Meeresbusen. Der Gesamtwasserspeicher in der Ostsee beträgt um die 21000 km<sup>3</sup>. Davon ist im Jahr aber nur ein Teil aktiv am Wasserausgleich beteiligt. Die mittlere Verweildauer des Wassers in der zentralen Ostsee beträgt 25 bis 30 Jahre (Lozán et al. (1996)). Die Schwankungen zwischen den Extremwerten der Wasserausgleichsmenge entsprechen ungefähr den Schwankungen des jährlichen Flusswassereintrages.

Mattsson (1996) beruft sich auf Toulany und Garrett (1984), die klarstellen, dass der höchste Wasserstand in der Meerenge gleichzusetzen ist mit dem stromaufwärtigen Wasserstand und der niedrigste Wasserstand in der Meerenge gleichzusetzen ist mit dem stromabwärtigen Wasserstand. Das bedeutet  $\eta_1 = \eta_2$  und  $\eta_6 = \eta_5$  (Abbildung



2.3) und daraus folgt die Gleichung

$$\Delta\eta = \eta_1 - \eta_6 = \frac{f}{gH}Q + \frac{c_D L}{gH^3 W^2}|Q|Q. \quad (2.20)$$

$L$ (m)	Länge
$H$ (m)	Tiefe
$W$ (m)	Breite
$c_D$	Strömungswiderstandskoeffizient
$g$	Erdbeschleunigung
$Q$ (m <sup>3</sup> /s)	Transport
$f$	Coriolis Parameter

In dieser Gleichung wird im Gegensatz zu Gleichung (2.15) die Erdrotation berücksichtigt. Entlang der Strömung kann der Reibungsterm mittels

$$\eta_2 - \eta_3 = \eta_4 - \eta_5 = \frac{c_D L}{gH^3 W^2}|Q|Q \quad (2.21)$$

ausgedrückt werden, während das geostrophische Gleichgewicht quer über die Meerenge mit

$$\eta_2 - \eta_4 = \eta_3 - \eta_5 = \frac{f}{gH}Q \quad (2.22)$$

beschrieben werden kann.  $f$  ist dabei der Coriolis Parameter und beinhaltet den Einfluss der Erdrotation zwischen  $\eta_2$  zu  $\eta_4$  und  $\eta_3$  zu  $\eta_5$ .

Jacobsen (1980) veröffentlicht eine Arbeit über den Seewasseraustausch in der Ostsee. Darin vergleicht er direkte Messungen des Wasseraustausches durch die Beltsee mit den erwarteten Schwankungen des Wasservolumens und dem Süßwasserüberschuss der Ostsee. Zusätzlich zur Auswertung des direkt gemessenen Austausches wird eine Auswertung des täglichen mittleren Wasserstandes der Ostsee benötigt. Über zwei Drittel des Seewasseraustausches zwischen Ostsee und Nordsee geht durch den Großen Belt. Ein bisschen weniger als ein Drittel fließt durch den Øresund und der Rest passiert den Kleinen Belt. Einige seiner wichtigsten Schlußfolgerungen sind:

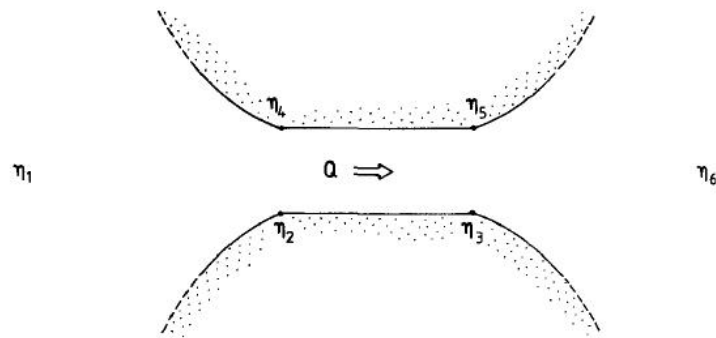


Abbildung 2.3: Wasserstandsauslenkung  $\eta$  an verschiedenen Positionen inner- und ausserhalb der Meerenge mit dem Volumenstrom  $Q$  (Mattsson (1996)).

1. Der Wasseraustausch in der Ostsee variiert stark.
2. Das Verhältnis der Summe des Ein- und Ausstroms durch den Øresund, dem Großen Belt und dem Kleinen Belt ist annähernd 3:7:1.
3. Die gemessenen Abflüsse und die Abflüsse, die durch indirekte Wasserhaushaltsgleichungen vorhergesagt wurden, stimmen in bestimmten Perioden (1.7.1975 bis 1.1.1977) gut überein.
4. Der Nettostrom während dieser Perioden kann näherungsweise durch ein einfaches Strömungsmodell beschrieben werden.
5. Der Gesamt-Netto-Strom kann mit einem ausreichenden Genauigkeitsgrad durch weniger als 10 Pegel in der Ostsee bei Perioden mit hohen Abflüssen bestimmt werden.
6. Die Beobachtung des Oberflächenstroms vom Feuerschiff Drogden stellt sich im Bezug auf Abfluss und dessen Abweichung als unzuverlässig heraus.

Mit einem Modell für den Austausch von Wasser und Salz zwischen Ostsee und Skagerrak beschäftigt sich Stigebrandt (1983). Nach Stigebrandt (1980) sind barotopie und barokline Komponenten Bestandteile eines Binnenmeeres, das auf barotropen Antrieb reagiert. Die Ausgleichsströmungen zwischen Nordsee und Ostsee werden durch Wasserstandsunterschiede vom Kattegat und Ostsee verursacht. Die Abweichungen zwischen den errechneten und gemessenen mittleren Wasserstandswerten sind zum einen auf örtliche Windeffekte in der südlichen Ostsee, welche den Wasserstand direkt im Untersuchungsgebiet beeinflussen, und zum anderen auf Luftdruckdifferenzen zwischen der Zentralen Ostsee und dem Kattegat zurückzuführen. Dabei fand er heraus, dass wegen der starken Interaktion zwischen den Becken im Eintrittsbereich der Ostsee, das Modell unbedingt das Kattegat und die Beltsee beinhalten muss. Dafür wird ein horizontal homogenes Zwei-Schichten-Sub-Modell verwendet. In Stigebrandt (1987) werden Ströme von dichtem Wasser in die Ostsee mit hydrographischen Messungen in der Arkona See verglichen. Das dichte Wasser fließt

durch die Dänischen Meerengen in die Ostsee und erzeugt einen Pool mit dichtem Wasser im tiefsten Teil des Arkona Beckens.

Über einen Salzwassereinstrom in die Ostsee von 1975 bis 1976 gibt es eine Analyse der Zeitreihenmessungen von Feuerschiffen durch Lass und Schwabe (1990). Dabei wurden folgende Ergebnisse formuliert:

1. Die Strömung im Verbindungskanal ist geostrophisch geregelt. Geostrophie ist das Gleichgewicht zwischen Corioliskraft und Druckgradientenkraft.
2. Die Ostkomponente der Windschubspannung über der Nordsee und ihre Komponente in Richtung  $30^\circ$  über der Ostsee regt den Wasseraustausch an.
3. In der Beltsee ist der Salzgehalt durch Advektion mittels des lokalen Stromfeldes entlang des Hauptkanals bestimmt. Unter Advektion versteht man den Transport von in Wasser gelösten Stoffen mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit und Richtung des Wassers. Dagegen ist der Salzgehalt in der Deckschicht des Kattegats durch einen permanenten schwachen Salzfluss aus der Bodenschicht in die Deckschicht und den Ausstrom salzarmen Ostseewassers in das Kattegat bestimmt.
4. Die günstigsten Bedingungen für einen Salzwassereinbruch wären ein um rund 30 cm unter Normal Null liegender mittlerer Wasserstand der Ostsee und ein sich über mehrere Tage verstärkender Westwind.

Die Dynamik der westlichen Ostsee nach Fennel und Sturm (1992) wird bestimmt durch die kanalähnliche, stark geschichtete Zone, welche den südlichsten Teil der Übergangszone zwischen Ostsee und Kattegat ausmacht. Dabei spielen externe Kräfte eine bedeutende Rolle, wie zum Beispiel der lokale Wind, Wasserstandsänderungen zwischen Kattegat und dem Baltischen Gebiet, sowie der barokline Druckgradient, der durch herausströmendes salzarmes Wasser und hereinströmendes Salzwasser gekennzeichnet ist.

In der Veröffentlichung von Matthäus und Franck (1992) liegt das Hauptaugenmerk auf den großen Einstromereignissen (MBI) in der Ostsee zwischen 1897 bis 1976. Mit Hilfe einer statistischen Analyse wurde geschlossen, dass die Einstromereignisse von Ende August bis Ende April auftreten und davon 60 % von November bis Januar vorkommen. Weiterhin zeigten sich vor dem Ereignis positive Wasserstandsunterschiede zwischen Kattegat und Ostsee. Während des Einstromprozesses kann der Wasserstand zwischen  $-60$  cm bis  $+65$  cm variieren. Dabei wird der Salzpool der Ostsee um 10 bis 20 % erhöht.

Auch Jakobsen (1995) beschäftigte sich mit einem Einstromereignis im Januar 1993. Er bezieht sich dabei auf Feldmessungen und errechnet den Wassertransport durch die Meerengen. Dabei bezieht er sich für den Øresund auf die Formulierung

$$Q_S = A_{04} \cdot v_{04} \cdot \cos(\alpha_{04} - \alpha_{04M}) - Q_{04} \quad (2.23)$$

und für den Großen Belt auf die Formulierung

$$Q_{\text{GB}} = A_{07} \cdot V_{07} \quad (2.24)$$

von Møller und Pedersen (1993). Für den Kleinen Belt verwendet er die Formulierung

$$Q_{\text{LB}} \approx \frac{1}{7} \cdot Q_{\text{GB}} \quad (2.25)$$

von Jacobsen (1980).

$Q$ (m <sup>3</sup> /s)	Wassertransport
S,GB,LB	Øresund, Großer Belt, Kleiner Belt
$A_{04}$	( $\sim 72934$ m <sup>2</sup> ) Flächenquerschnitt an Station ØF-04
$A_{07}$	(nordwärts gerichteter Strom 274000 m <sup>2</sup> , südwärts gerichteter Strom 214000 m <sup>2</sup> ) Flächenquerschnitt an Station SBF-07
$v_{04}$	(m/s) gemessene Geschwindigkeit an Station ØF-04 (Höhe von $-1.5$ m)
$\alpha_{04}$	Winkel der Strömung in Bezug auf Norden
$\alpha_{04M}$ ( $\sim 42^\circ$ )	Winkel der Hauptströmung in Bezug auf Norden
$Q_{04}$ ( $\sim 5446$ m <sup>3</sup> /s)	Korrekturwert
$V_{07}$ (m/s)	arithmetische Mittel von drei nordwärts gerichteten Geschwindigkeitskomponenten in Höhe $-4.6$ m, $-9.6$ m und $-14.6$ m

Der errechnete Wert für das Wasservolumen, das in die Ostsee vom 5. bis 26. Januar 1993 transportiert wurde, beträgt insgesamt 288 km<sup>3</sup>. Dabei ist der Anteil für den Großen Belt 188 km<sup>3</sup>, für den Øresund 73 km<sup>3</sup> und für den Kleinen Belt 27 km<sup>3</sup>. Der errechnete Transport durch den Øresund an der Drodgen Schwelle von zwei festen Messstationen ermittelten Jakobsen und Castejon (1995) unter den Annahmen, dass es sich in den Kanälen um geschichtet oder ungeschichtete Wassermassen handelt. Weiterhin wird angenommen, dass der Strom durch einen konstanten Wasserstandsgradienten durch die Kanäle angetrieben wird und dass die Bathymetry im Querschnitt vereinfacht dargestellt werden kann. Für den Wasser- und Salzaustausch über die Drodgen Schwelle nutzte Jakobsen und Lintrup (1996) Schiffsmessungen und erhielt einen Nettowassertransport aus der Ostsee von 2500 m<sup>3</sup>/s und einen Nettosalztransport von 58 t/s.

## 2.2.2 Modellierung und Brückenbau in der Beltsee

Der Einfluß einer Brücke über den Großen Belt auf die Hydrographie der Ostsee wurde von Pedersen (1978) untersucht. Er nahm an, dass die Brücke einen Anstieg des Strömungswiderstandes nach sich zieht und damit eine Verringerung des Wasseraustausches zwischen Kattegat und Ostsee zur Folge haben würde. Seine Analyse ergab eine Verminderung des Salzgehaltes im Oberflächen- und Tiefenwasser der Ostsee um 0.3 ‰ und 0.5 ‰, sowie eine leichte Erhöhung des Sauerstoffgehaltes im Tiefenwasser.

Der Oberflächenstrom in einem teilweise durchmischten Ästuar (GB Abbildung 2.4) ist abhängig vom Schubwiderstandes entlang des Flussbettes ( $\tau_s$ ) und der Grenzschicht ( $\tau_i$ ) und der Separation im Fall einer sich schnell verändernden Querschnittsfläche.

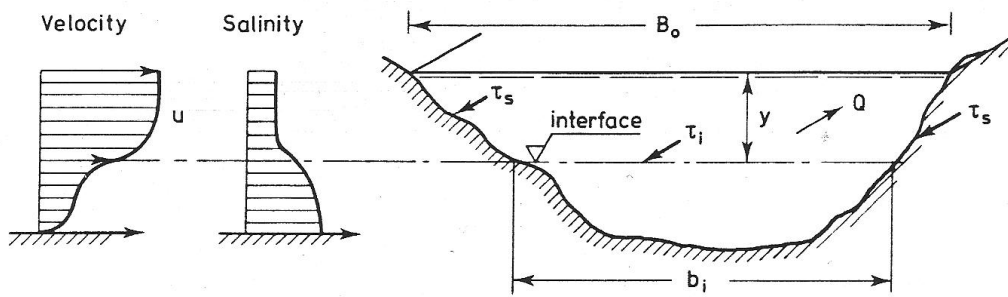


Abbildung 2.4: Querschnittsfläche des Großen Beltes mit typischen Geschwindigkeits- und Salzprofil (Pedersen (1978)).

In Abbildung 2.5 sind die Werte des Strömungswiderstandes dargestellt, die Pedersen (1978) veröffentlichte.

Den spezifischen Widerstand  $K$  berechnet er aus Gleichung

$$\Delta\eta = K \cdot |Q|Q, \quad (2.26)$$

dabei ist  $\Delta\eta$  (m) definiert als der Wasserstandsunterschied und  $Q$  ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) ist definiert als der Volumenstrom oder Wassertransport durch den Großen Belt. Für die Berechnung des Wasserstandsunterschiedes wurden die Pegel von Gedser und Korsør/Slipshavn, sowie Hornbaek ausgewertet. Für die Auswirkungen durch die Brücke formuliert er folgende Bedingung (2.27).

$$\Delta\eta_N = K(1 + \delta)|Q|_N Q_N \text{ mit } \delta \simeq 0.05 \pm 0.02 \quad (2.27)$$

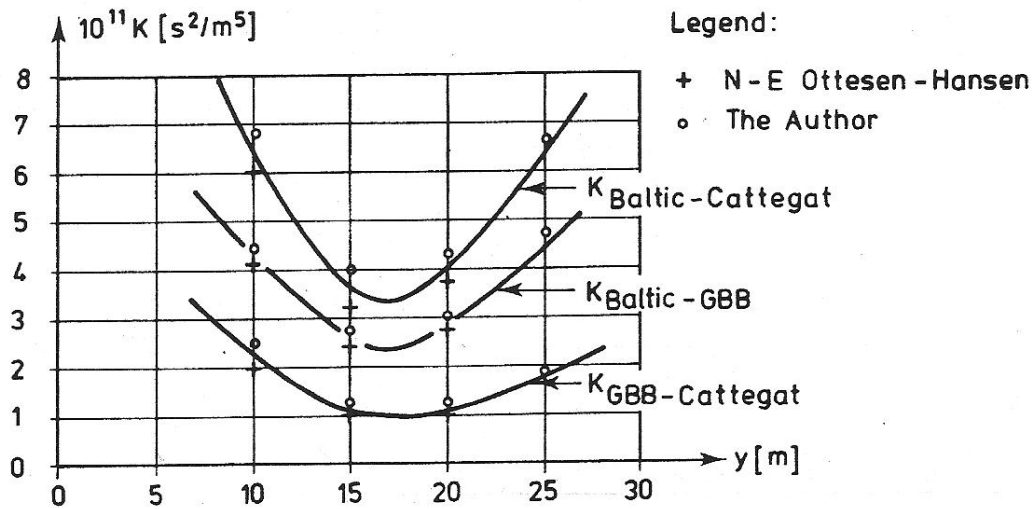


Abbildung 2.5: Spezifischer Strömungswiderstand  $K = \Delta H/(|Q|Q)$  in Abhängigkeit von der Tiefe der Grenzschicht  $y$  (Pedersen (1978)).

Der Index  $N$  steht dabei für den spezifischen Strömungswiderstand nachdem die Brücke gebaut wurde.  $\delta$  ist abhängig vom aktuellen Widerstand der Strömung.

Um den Einfluss der Brücke zu berechnen, werden Vorhersagemodelle benötigt, die das physikalische Verhalten reflektieren können.

Ottesen-Hansen und Møller (1990) untersuchten die Lösung von "Zero Blocking" für die Große Belt Verbindung. Es sollte eine Lösung gefunden werden, so dass der Effekt einer Brücke oder eines Tunnels minimalen Einfluss auf die Strömungsverhältnisse im Großen Belt haben. Ein paar Jahre später befasste sich Stigebrandt (1992) mit den wahrscheinlichen Folgen eines Brückenbaus über den Øresund. Nach seinem einfachen Strömungsmodell für flache Meerengen mit Brücken kam er zu der Vorhersage, dass eine Brücke über den Øresund den Einstrom um 0.6 % vermindert und das die Gesamtströmung durch die Beltsee um weniger als 0.2 % sinkt. Der Salzgehalt des Oberflächenwassers in der Ostsee wird um 0.015 PSU abnehmen. Er zieht daraus die Schlussfolgerung, dass eine "Zero" Lösung wie die Ausbaggerung, um den Strömungswiderstand zu kompensieren, nicht erforderlich ist.

Um den beobachteten Strömungswiderstand im Øresund korrekt zu modellieren, sollte nach Mattsson (1995) in einem Modell ein nichtlinearer Reibungseffekt hinzugefügt werden, dabei entsteht ein einfacher Ausdruck, der den nichtlinearen Reibungsterm mit der Beschleunigung und dem linearen Rotationsterm kombiniert. Die Gleichung

$$\Delta\eta = K_f Q|Q| \quad (2.28)$$

wird verwendet. Der Index f steht dabei für den spezifischen Strömungswiderstand unter Berücksichtigung der Erdrotation. Diese Gleichung entsteht durch das Integrieren einer zeitunabhängigen Komponente der Bewegungsgleichung entlang einer Meerenge unter Verwendung eines quadratischen Reibungsgesetzes.  $K_f$  ( $\text{s}^2/\text{m}^5$ ) steht in Zusammenhang mit dem Strömungswiderstandskoeffizienten und der Topographie (Tiefe, Breite, Länge) der Meerenge (siehe Kapitel 2.2). Unter idealistischen Bedingungen mit konstanter Tiefe, Breite und Bodenrauigkeit ist der Strömungswiderstand leicht auszurechnen. Dies wurde bereits in Abschnitt 2.2 verdeutlicht. Unter natürlichen Voraussetzungen kann der Strömungswiderstand nur empirisch ermittelt werden. In seinem Modell wird durch einen variablen Strömungswiderstand eine bessere Übereinstimmung zwischen gemessenen und errechneten Durchflussraten erreicht. Im Modell von Stigebrandt (1992) wird Gleichung

$$\Delta\eta = \frac{1}{2gH^2W^2} \left( 1 + 2c_D \frac{L}{H} \right) Q|Q| \quad (2.29)$$

$H$ (m)	Tiefe
$W$ (m)	Breite
$L$ (m)	Länge
$g$ ( $\text{m}/\text{s}^2$ )	Erdbeschleunigung
$c_D$	Strömungswiderstandskoeffizient

verwendet. Die Länge und Breite können dabei als feste Werte angenommen werden.

In Green und Stigebrandt (2002) gilt der barokline und quadratische Widerstand im Øresund als vernachlässigbar. Der barokline Widerstand wurde von Stigebrandt (1999) eingeführt, um den Widerstand bei halbtägigen Gezeiten, die in vielen Schwellen-Fjorden vorkommen, vorherzusagen. Dieser ist nützlich für höhere Frequenzen und braucht Geschwindigkeiten, die kleiner als die Geschwindigkeit einer Internen Welle sind. Dieser Effekt konnte im Datensatz des Øresundes jedoch nicht gefunden werden.

Hydrographische Beobachtungen im Fehmarnbelt wurden in Jakobsen et al. (1996) zusammengefasst. Hierbei ging es auch um die geplante Fehmarnbeltverbindung und welche Folgen diese für die Umwelt hat. Es wird davon ausgegangen, dass die natürlichen Veränderungen größer sind als der Einfluss der geplanten Brückenkonstruktion.

# 3 Methoden

## 3.1 Feldmessungen

Im Fehmarnbelt-Projekt werden seit Ende 2008 monatliche Messfahrten mit dem dänischen Forschungsschiff "JHC Miljoe" unternommen. An Bord befinden sich Vessel Mounted - Acoustic Doppler Current Profiler (VM-ADCP) und Conductivity-Temperatur-Density Sensoren (CTD).

ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ist ein Ultraschall-Doppler-Profil-Strömungsmesser. Dabei handelt es sich um ein Aktivsonar, das die Doppler-Frequenzverschiebung des rückgestreuten Signals von Streukörpern im Wasser zur lokalen Strömungsgeschwindigkeitsbestimmung nutzt.

Der Dopplereffekt wurde nach dem Physiker Christian Doppler benannt. Hierbei handelt es sich um eine Frequenzänderung einer Schallfrequenz, die dann auftritt, wenn sich Schallquelle und Empfänger relativ zueinander bewegen. Dieser Effekt wird zur Messung der Fließgeschwindigkeit genutzt, indem eine Schallwelle mit einer konstanten Frequenz  $f_1$  ins Wasser gesendet, dort auf einen in der Flüssigkeit schwimmenden Körper (z.B. kleine Partikel, Plankton) trifft und reflektiert wird. Die zurückgeworfene Schallwelle erhält durch die Reflexion an diesem Körper eine veränderte Frequenz  $f_2$ . Der Vergleich beider Frequenzen ergibt nach dem Dopplergesetz die Strömungsgeschwindigkeit  $v$  (Gleichung (3.1)).

$$v = \frac{c_s}{2 \cdot \cos \beta} \cdot \frac{f_1 - f_2}{f_1} \quad (3.1)$$

$v$ (m/s)	Strömungsgeschwindigkeit
$c_s$ (m/s)	Schallgeschwindigkeit im Medium
$f_1$ (1/s)	Sendefrequenz
$f_2$ (1/s)	Dopplerfrequenz (reflektierte Frequenz)
$\beta$	Winkel zwischen den Vektoren der Strömungsrichtung und der Ausbreitungsrichtung des Ultraschalls



Die Frequenz des Echos wird zu unterschiedlichen Zeitpunkten nach Aussendung des Impulses gemessen. Diese Laufzeit des Echos bestimmt, in welcher Entfernung vom Sender die Strömungsgeschwindigkeit ermittelt wird (Gleichung (3.2)).

$$s_i = \frac{c_S \cdot t_i}{2} \cdot \cos \alpha \quad (3.2)$$

$s_i$ (m)	Entfernung zum Zeitpunkt $i$
$t_i$ (s)	Laufzeit
$\alpha$	Abstrahlwinkel zur Wassertiefe

Beim Schiffs-ADCP (VM-ADCP) muss noch die Eigenbewegung des Schiffes berücksichtigt werden.

In Abbildung 3.1 ist veranschaulicht wie ein ADCP mit vier akustischen Sensoren drei Geschwindigkeitskomponenten messen kann. Mit einem Paar Sensoren erhält man eine horizontale und eine vertikale Geschwindigkeitskomponente. Das zweite Paar produziert eine zweite, perpendikuläre (lotrechte) horizontale und eine zweite vertikale Geschwindigkeitskomponente.

Ein ADCP berechnet die Schallgeschwindigkeit basierend auf einen angenommenen Salzgehalt und der Transducertiefe, sowie auf die gemessene Temperatur am Transducer. Ein Transducer ist ein Sensor, der physikalische oder chemische Eigenschaften der Umgebung erfasst und in weiterverarbeitbare Größen umformt. Das Instrument nutzt die Schallgeschwindigkeit, um Geschwindigkeitsdaten in technische Einheiten zu konvertieren und die Distanz entlang des Signals zu berechnen.

In Abbildung 3.2 ist eine winkelabhängige Intensitätsverteilung des Transducers abgebildet. Darauf ist zu erkennen, dass die Hauptkeule in die Richtung der Transducer-Achse zeigt. Diese ist als  $0^\circ$  definiert. Die höchste Intensität steckt im Hauptkeulensignal. Die Nebenkeulen zeigen in eine andere Richtung als die Hauptkeule. Einige Nebenkeulensignale kann man bei  $40^\circ$  vom Hauptkeulensignal finden. Sie können zu bedeutenden Fehlerquellen werden. Den Effekt nennt man auch Nebenkeuleneffekt (side lobe effect). Dabei passiert es, dass das Echo von einer harten Oberfläche (Meeresoberfläche) oder dem Boden viel stärker ist, als das Echo der Streuungen im Wasser. In diesem Fall kann das Echo der Nebenkeulen das Echo vom Hauptkeulensignal des Transducer unterdrücken. Daher werden bei einem am Boden liegenden ADCP die Daten, die zu nah an der Oberfläche sind, aussortiert. Entsprechend werden bei einem Schiffs-ADCP die Daten, die zu nah am Boden sind, vernachlässigt. Abbildung 3.3 zeigt die Strahlungswinkel des Transducer orientiert bei  $20^\circ$  und  $30^\circ$  zur Vertikalen. Für den  $20^\circ$  Transducer kommt das Echo des Nebenkeulensignals, reflektierend von der Oberfläche, zur gleichen Zeit zurück zum ADCP, wie das Echo vom Hauptkeulensignal bei 94% des Weges von Boden bis zur Oberfläche. Das bedeutet, dass die Daten in den oberen 6% kontaminiert sind. Dementsprechend sind

für den 30° Transducer, die Daten in den oberen 15% des Messbereiches kontaminiert.

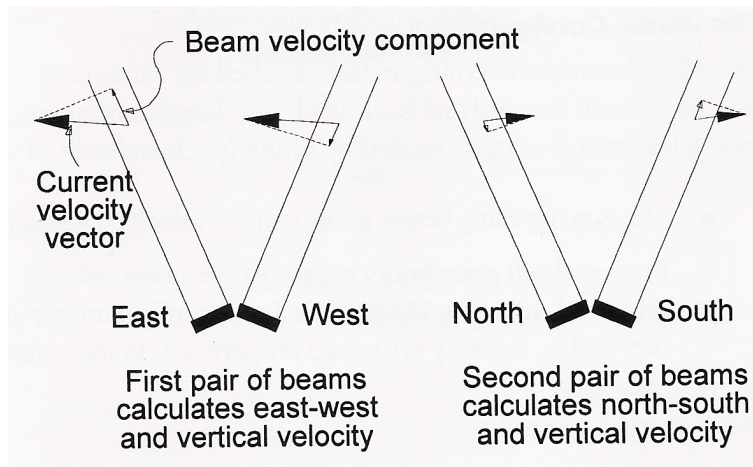


Abbildung 3.1: Schema ADPCP. Der Zusammenhang zwischen horizontalen und vertikalen Geschwindigkeitskomponenten (Gordon (1996)).

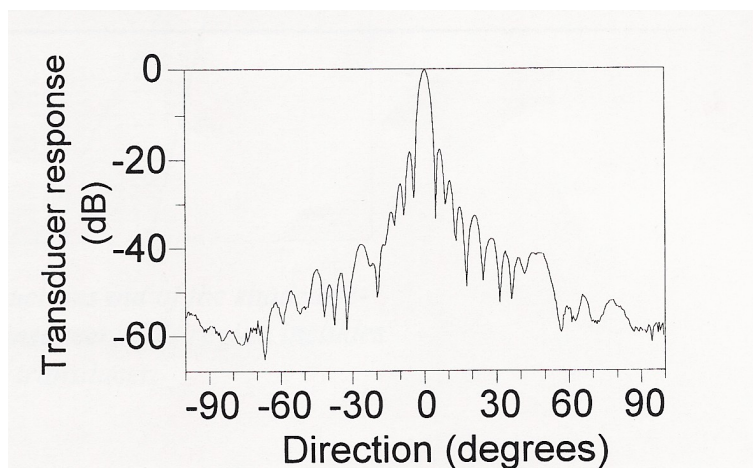


Abbildung 3.2: ADPCP winkelabhängige Intensitätsverteilung. Typisches Muster für einen 150 kHz Transducer. Das Antwortsignal des Transducer ist einseitig, relativ gemessen zu dem Antwortsignal an der Transducer-Achse (Gordon (1996)).

CTD (Conductivity, Temperatur, Depth) Sensoren sind Leitfähigkeits-Temperatur-Tiefen-Messgeräte, mit denen der Salzgehalt und die Dichte ermittelt werden können.

Für die Ermittlung des Strömungswiderstandes werden die Stationen entlang des C2-Tracks benötigt, der zwischen Puttgarden und Rødbyhavn verläuft. Dieser liegt annähernd senkrecht zum Strömungsverlauf und befindet sich an der engsten Stelle des Fehmarnbelts. Das beinhaltet die Stationen H031-H039 und die permanenten

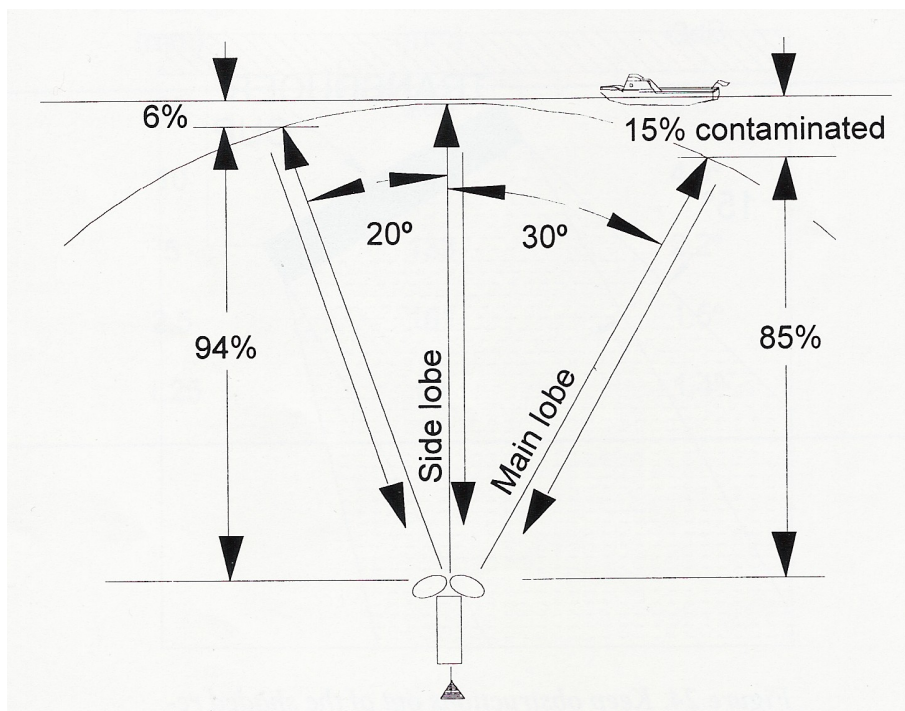


Abbildung 3.3: ADCP Nebenkeuleneffekt. Der Zusammenhang zwischen dem Winkel des Transducer und der kontaminierten Schichtdicke an der Oberfläche (Gordon (1996)).

### 3.1. Feldmessungen

Hauptstationen MS1 und MS2 (Abbildung 3.4). Diese Hauptstationen sind ausgerüstet mit ADCP und CTD Geräten.

Aus dem achten monatlichen Fehmarnbelt-Datenreport (Mohrholz et al. (2010)) können ergänzende Angaben zu den Messgeräten gefunden werden.

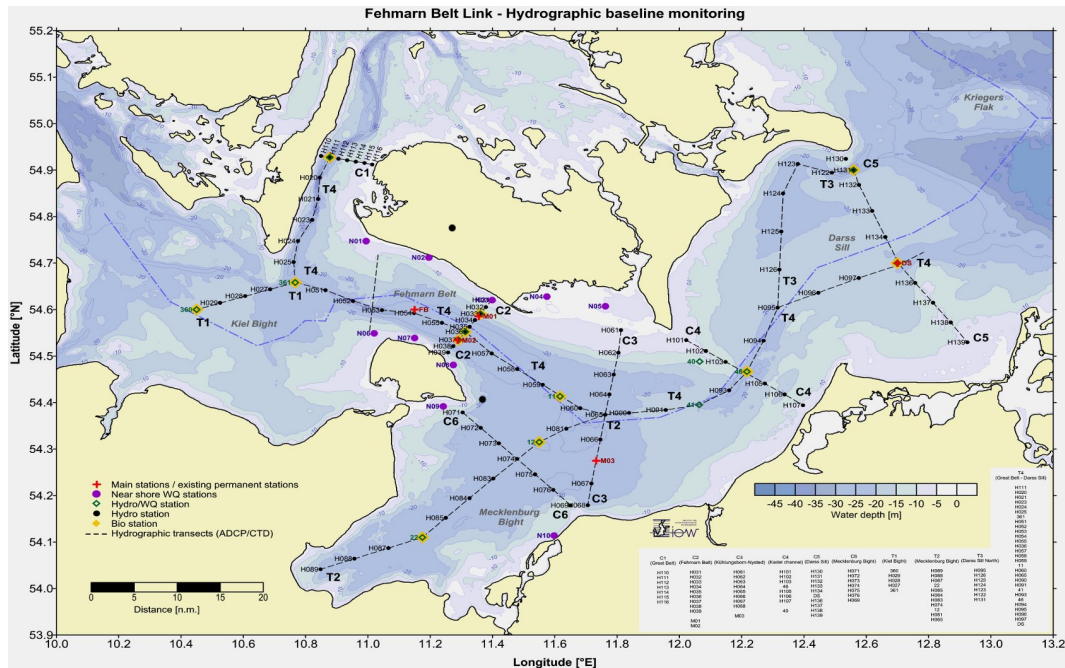


Abbildung 3.4: Fehmarnbeltstationskarte mit sämtlichen Stationen die während des Jahres gemessen werden (Mohrholz et al. (2010)).

#### 3.1.1 Schiffs-ADCP

Während des Fehmarnbeltprojekts werden alle ein bis zwei Monate der Querschnitt über den Fehmarnbelt (C2 Track, Tabelle 3.1) gefahren und die Vessel Mounted (VM) ADCP Daten gemessen, die als Vergleichswerte zu den festen Stationen dienen. Die VM-ADCP sind am Bug in 2.6 m Tiefe angebracht. Die davon erhaltenen Daten sind durch die vom Schiff bedingten Störungen erst ab einer Tiefe von 5.2 m vertrauenswürdig. Das Breitband ADCP wurde mit einer Frequenz von 614.4 kHz auf eine 0.5 m vertikale und eine 0.3 s zeitliche Auflösung konfiguriert. Während der Datenverarbeitung wurde auf 60 Sekunden gemittelt und es konnte eine 300 m horizontale Auflösung erreicht werden bei 10 Knoten Fahrt und bei weniger als drei Knoten Fahrt sogar eine horizontale Auflösung von 100 m. Die verwendete Messsoftware ist WinRiverII.

Stationsname	Latitude	Longitude
H031	54° 37.2660	11° 23.9040
H032	54° 36.3300	11° 22.7160
H033	54° 35.4660	11° 21.6600
H034	54° 34.6620	11° 20.6460
H035	54° 33.7920	11° 19.5960
H036	54° 33.1380	11° 18.7560
H037	54° 32.0940	11° 17.4660
H038	54° 31.2900	11° 16.4340
H039	54° 30.4740	11° 15.4380

Tabelle 3.1: C2 Track mit Position der Stationen H031 bis H039.

Stationsname	Latitude	Longitude
MS1	54° 35.1300	11° 21.3498
MS2	54° 32.0400	11° 17.2800

Tabelle 3.2: Position der permanenten Hauptstationen MS1 und MS2.

### 3.1.2 Permanente Messstationen (Mainstations)

In den vorliegenden Messungen wurden an den Hauptstationen MS1 und MS2 (Tabelle 3.2) fest installierte ADCP verwendet, die im Abstand von 0.75 m meist fortlaufende hydrographische Daten liefern (Abbildung 3.5). Jede Permanentstation ist ausserdem mit drei WQMs (Water Quality Monitor) und einigen MicroCATs (high-accuracy Conductivity and Temperature recorder) ausgestattet. Die WQMs und MicroCATs sind an der Messkette alle 2 m befestigt. Mit diesen Instrumenten können Zeitreihen von Salz, Temperatur, Tiefe, Fluoreszenz, Sauerstoff, Trübung und Strömungen im Fehmarnbelt gemessen werden. Der vom WQm behaftet Messfehler beträgt für die Leitfähigkeit 0.003 S/m, für die Temperatur 0.002 °C und für den Druck 0.001 m/dbar.

### 3.1.3 SeaBird CTD

Auf dem Forschungsschiff wird das Seabird CTD System 911 plus verwendet. Dabei handelt es sich um ein sehr stabil laufendes Messgerät für grundlegende hydrographische Parameter. Dazu gehören Leitfähigkeit, Temperatur, Tiefe (Druck), Sauerstoff, Chlorophyll-Absorption (ChlA), Trübung (NTU) und photosynthetisch aktive Strahlung (PAR), sowie die Entnahme von Wasserproben aus den Schöpfnern. Um

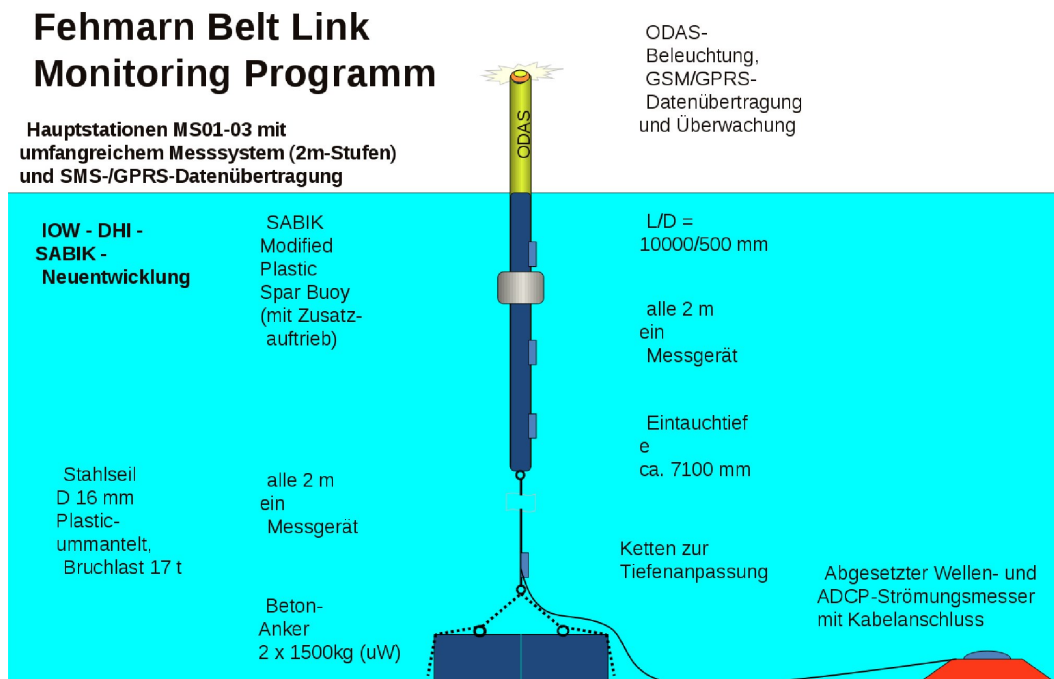


Abbildung 3.5: Schematische Darstellung der Hauptstationen MS1-MS3 (zur Verfügung gestellt von S. Krüger, W. Roeder und P. Wlost).

eine höhere Zuverlässigkeit und eine langzeitliche Genauigkeit zu gewährleisten, besteht die Seabird weiterhin aus redundanten Sensoren für Temperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoff. Jeder Sensor, ausser der für den Druck, ist zweimal vorhanden (Doppelsensorik). An der Rosette befinden sich Wasserschöpfer mit einem Volumen von 5 Liter Fassungsvermögen, die durch ein automatisches Probenkontrollsystem in verschiedenen Tiefen Wasserproben nehmen, bei einer Fiergeschwindigkeit von 0.2 bis 0.3 m/s. Für die Bedienung wird das IOW eigene Cruise Assistant Programm genutzt. Der Messfehler für die Seabird CTD SBE 911 plus ist für die Leitfähigkeit bei 0.00005 S/m, für die Temperatur 0.00016 °C und für den Druck 0.3 dbar.

#### 3.1.4 Verankerte CTD

Auch hier sind an den Permanentstationen alle 2 m CTD Messgeräte angebracht. Dabei handelt es sich um CTD Recorder des Seabird SBE 37-IM ShallowCAT Typs mit induktivem Interface (I/O), die am induktiven Mooringkabel befestigt sind. Die ShallowCAT CTD ist derart programmiert, dass alle 10 Minuten CTD Daten gemessen und gespeichert werden. Jede ShallowCAT Einheit kann durch den AQUA Guard einzeln zur Datenbeschaffung über die Oberflächenboje und dem IMS Kabel abgefragt werden. Der Messfehler für die SBE 37-IM ShallowCAT ist für die Leitfähigkeit bei 0.003 S/m, für die Temperatur 0.002 °C und für den Druck 0.001 m/dbar.





Abbildung 3.6: Foto der Seabird CTD SBE 911 mit Rosette an Deck der RV JHC Miljoe (Mohrholz et al. (2010)).

## 3.2 Numerische Modellierung

Das GETM (General Estuarine Transport Model) dient zur Simulation von hydrodynamischen Prozessen am IOW (Burchard and Bolding (2002), Burchard et al. (2004)). Es wurde zu Untersuchungen von Küsten und Flussmündungen entwickelt und basiert auf inkompressiblen Navier-Stokes-Gleichungen mit hydrostatischer Druckannahme und traditioneller Approximation, sowie kinematischen, dynamischen und lateralen Randbedingungen. Zusätzlich sind Transportgleichungen für Temperatur und Salzgehalt enthalten. Geschichtete und durchmischte Gewässer können reproduziert werden. Ausserdem kann es unter anderem besondere Eigenschaften wie Ebbe und Flut, Turbulenz und Advektion simulieren. Im Aufbau von GETM können verschiedene Parameter ein oder ausgeschaltet werden. Auch die Verwendung unterschiedlichster Koordinaten ist möglich. Es gibt generalisierte vertikale Koordinaten oder auch horizontale kurvenlineare Koordinaten. Die vertikalen Koordinaten haben eine feste Anzahl von Schichten, die auf das Bodenprofil angepasst sind. Nimmt die Tiefe in eine Richtung zu, weiten sich die Schichten, nimmt sie ab, verengen sie sich. Diese Schichtung wird auch  $\sigma$ -Schichtung genannt und kann sich parallel zur Oberfläche oder zum Bodenprofil ausrichten. Die generalisierten vertikalen Koordinaten sind eine Verallgemeinerung der Transformation der Mischungsschicht. Dabei wird zwischen äquidistanten und nicht äquidistanten  $\sigma$  Transformationen interpoliert. Die Höhe der Interpolation beruht hierbei auf dem Verhältnis zwischen kritischer Wassertiefe und der aktuellen Wassertiefe. GETM kann in 2D oder 3D initialisiert werden.

### 3.2.1 Modellsetup

Das Modellsetup wurde von Dipl.-Phys. Hannes Rennau (Bolding & Burchard ApS) im Rahmen des Fehmarnbeltprojektes erstellt. Zu Grunde liegt eine auf 50 m aufgelöste Bathymetrie des DHI. Diese wurde in eine 400 m Zellaufösung transformiert. Bei diesem Mittelungsprozess werden verschiedene Normen verwendet, je nach dem, ob es sich um ein flaches oder tiefes Gebiet handelt. Die gemittelte Bathymetrie wurde Tiefpass gefiltert, um die räumlichen Komponenten der Nyquist Frequenz zu vermindern, die sonst signifikanten Einfluss auf die Genauigkeit und Stabilität des hydrodynamischen Modells hätte. In verschiedenen Gebieten der Bathymetrie wurde die gemittelte Tiefe kalibriert, basierend auf einigen 3D barotropen quasi statischen Simulationen. Die Bodenrauigkeit  $z_0$  wurde aufgrund von Erfahrungswerten mit früheren GETM Modellen auf 1 mm gesetzt. An der Nordgrenze des Modells wird die Bathymetrie mit der DHI BANSAL Modell Bathymetrie verbunden. Das DHI BANSAL Modell produziert die Randbedingungen für Temperatur- und Salzgehaltswerte. Der metrologische Antrieb basiert auf Daten von Vejr2, die vom DHI im ASCII Format zur Verfügung gestellt und dann in NetCDF für GETM



umgewandelt wurden. Die Randbedingungen des Modells werden aus Daten von Oberflächenauslenkungen und Strömungsgeschwindigkeiten vom DHI 3 NM "NOVANA HS" Modell bezogen. Die Datensätze vom "NOVANA HS" und "BANSAI" Modell werden räumlich auf die 400 m Auflösung des GETM Modells interpoliert.

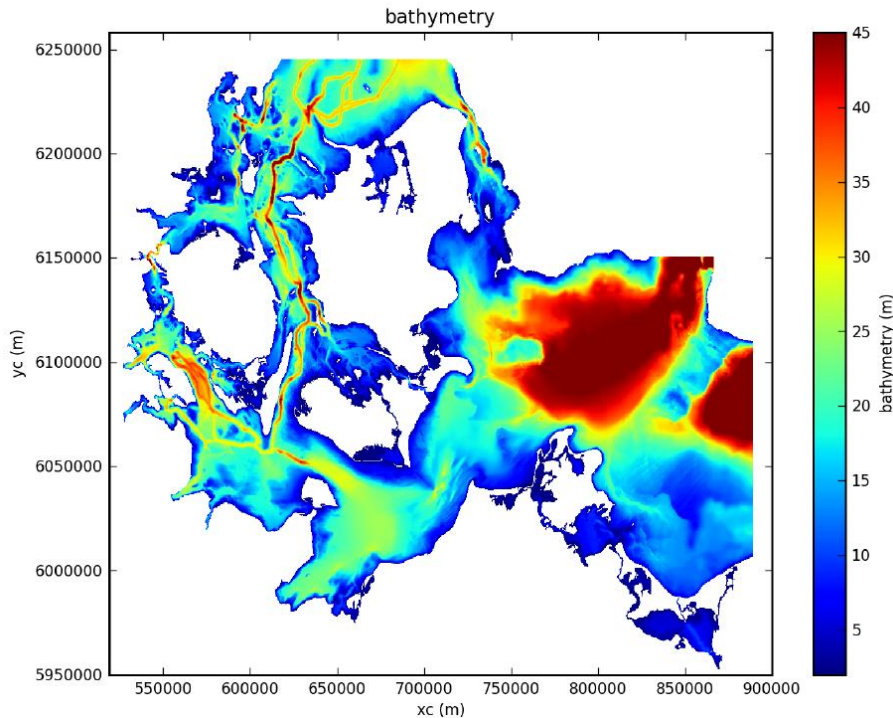


Abbildung 3.7: Modell Bathymetrie 400 m Auflösung.

Zunächst erzeugte das GETM Modell einen zu hohen Nettoabfluss für die Ostsee. Dieser zu hohe Transport wird durch unterschiedliche Widerstände im 400 m GETM Modell und dem 3 NM NOVANA HS Modell verursacht. Dadurch entstand eine mittlere Abweichung der Randbedingungen für die Wasserstandsauslenkung am östlichen Rand des lokalen GETM Modells und es wurde versucht, durch Widerstandsanpassungen dies zu korrigieren. Das lokale GETM Modell wird nur durch Wasserstandsunterschiede angetrieben und enthält keine Massenerhaltung für die gesamte Ostsee.

In früheren Simulationen mit dem 400 m GETM Modell kam es am nördlichen Rand zu einer signifikanten Abweichung zwischen modelliertem und simuliertem Salzgehalt. Das Tiefenwasser war zu süß und das Oberflächenwasser zu salzig. Daraus folgt eine zu niedrige vertikale Variation der Salinität. Insgesamt war das Tiefenwasser zu warm. Die Randwertbedingungen des BANSAI Modells hatte anscheinend zu viel Mischung. Um das zu verhindern, wurden die Daten des BANSAI Kattegat Transekts modifiziert. Dabei wurden Salzgehaltswerte, die kleiner als der Mittelwert waren, um 0.5 PSU vermindert und Salzgehaltswerte, die über dem Mittelwert

lagen, um 2.0 PSU erhöht. Am östlichen Rand wurde für das GETM Modell ein in Raum und Zeit konstanter Salzgehalt verwendet  $S = 7.8$  PSU.

### 3.2.2 Modellvalidation

Das Modell wurde mit Messdaten von 2005 und 2009 validiert, die vom DHI und IOW zur Verfügung gestellt wurden. Sämtliche Messdaten für den Fehmarnbelt wurden in MATLAB eingelesen, analysiert und grafisch dargestellt.

Validationsdaten waren unter anderem ADCP und CTD Messdaten von Monitoring-Stationen und Fahrten. Dazu kamen noch die Pegelstände von Drodgen, Gedser, Grenaa, Hornbæk, Kiel-Holtenau, Korsør, Rønne, Simrishamn, Slipshavn und Warnemünde.

Das Modellsetup besteht aus 30  $\sigma$  Schichten, die durch Multiplikation mit der Bathymetrie und der Wasserstandsauslenkung die wirkliche Schichtdicke zeigt (Abbildung 3.8).

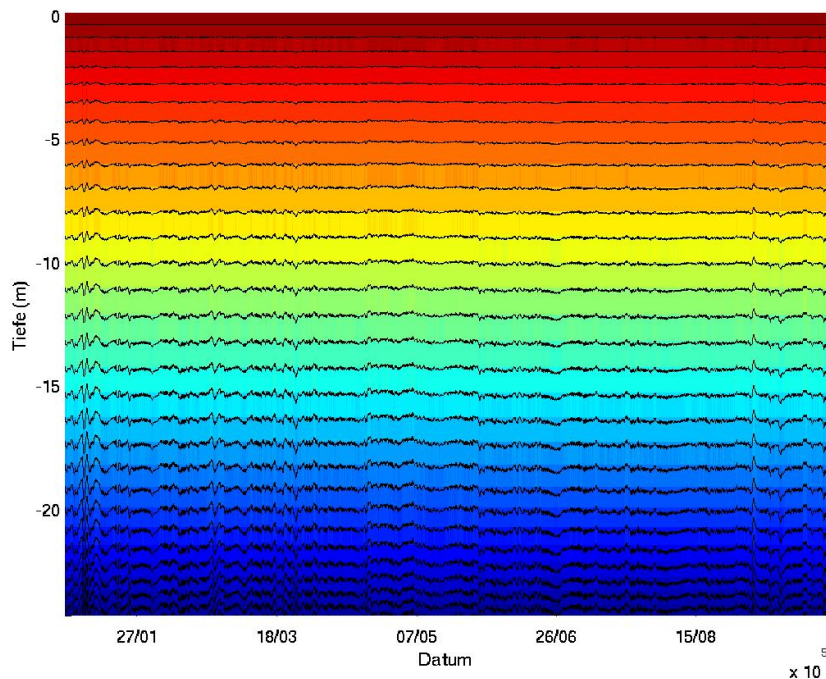


Abbildung 3.8: Lage der Modellschichtung von der MS2.

Im Modell werden Temperatur, Salzgehalt, Strömungsgeschwindigkeiten und Wasserstände simuliert und mit einem Zeitschritt von 10 Minuten abgespeichert. Die letzten

zwei Parameter sind für den spezifischen Strömungswiderstand relevant und werden verwendet. Der Salzgehalt wird zur Ermittlung der Haloklinentiefe genutzt.

Im Modell wird ein vertikales Gitter für den Fehmarnbeltquerschnitt verwendet. Das Gitter wird bestimmt durch die  $\sigma$  Schichten. Der Transport durch den Fehmarnbeltquerschnitt des Modells wird durch eine Routine im Modell berechnet und auch alle 10 Minuten abgespeichert. Die Routine multipliziert die mittlere Strömungsgeschwindigkeit mit der umgebenden Fläche des Gitterpunktes (Abbildung 3.9).

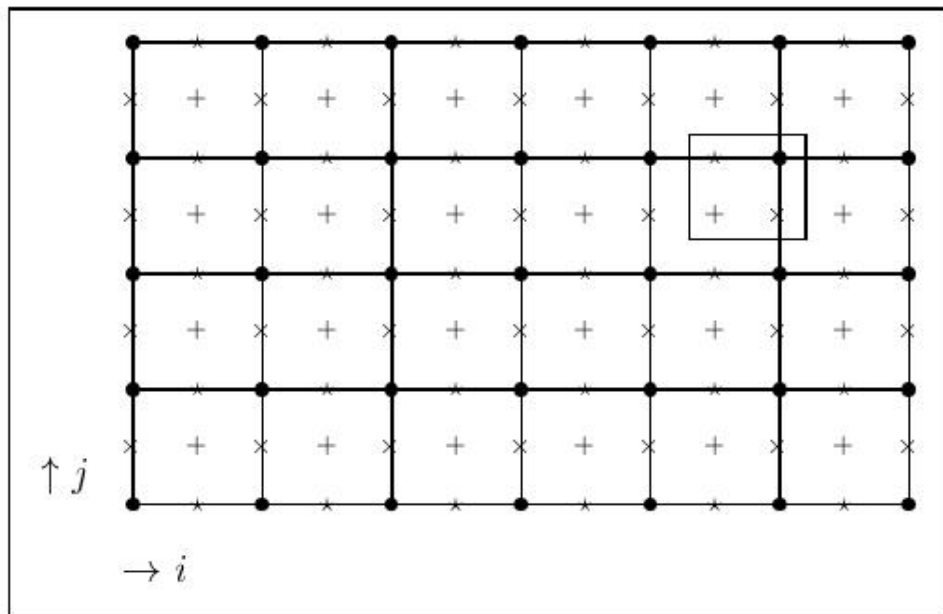


Abbildung 3.9: Aufbau des GETM Gitters in kartesischen Koordinaten im horizontalen Modellgitter, +: T-Punkte, x: U-Punkte, \*: V-Punkte, •: X-Punkte.

Für den Vergleich zwischen Modell und Messungen im Fehmarnbelt wurden die Daten aus 2009 verwendet, die von den Stationen MS1, MS2 und dem C2-Track, sowie von den Pegelstationen Gedser und Kiel-Holtenau geliefert wurden. Warnemünde wurde als Vergleichspegel zu Beginn mitbetrachtet. Da aber zwischen Gedser und Warnemünde eine insignifikante Wasserstands Differenz besteht, richtet sich das Hauptaugenmerk auf die Wasserstands Differenz von Gedser zu Kiel-Holtenau. Bei der Betrachtung des Großen Beltes wurde Hornbæk herangezogen. Für die Betrachtung des Fehmarnbeltes ist Hornbæk jedoch ungünstig, da es am Eingang des Øresunds liegt und somit auf gleicher Länge wie Gedser, damit nicht in der Fließrichtung des Stromes. Ausserdem ist Hornbæk durch seine Lage unter einem höheren Einfluss des Nordsee-Gezeitensignals als Kiel. Weiterhin zu beachten wäre dann der Einfluss des Strömungswiderstand des Großen und Kleinen Beltes. Kiel-Holtenau wurde gewählt, da es in Verlängerung der Ost-

West Strömungsrichtung liegt. In der Kieler-Bucht gibt es nur eine äußerst geringe Gezeitenbeeinflussung und sie befindet sich näher am Untersuchungsgebiet. Von Gedser und Kiel-Holtenau lagen durchgehende zuverlässige Zeitreihenmessungen vor.

# 4 Datenverarbeitung

## 4.1 Pegel - Messdaten

Zur Berechnung des spezifischen Strömungswiderstandes wird der Wasserstandsunterschied vor und hinter dem Belt benötigt. Um die Länge des Fehmarnbeltbereiches abzudecken, werden dabei die Pegelstände von Gedser und Kiel-Holtenau verwendet. Die Pegeldaten wurden einerseits durch die Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) und andererseits von der IOW internen Datenbank zur Verfügung gestellt (Abbildung 4.1). Es handelt sich bei den Pegelwerten um Stundenterminwerte. Da die Messungen der Pegel jedoch auf unterschiedlichen Hoheitsgebieten vorgenommen wurden, muss in Betracht gezogen werden, dass ein unterschiedliches Normal Null den validierten Daten zugrunde liegt. Der deutsche Pegel von Kiel-Holtenau fällt in den Zuständigkeitsbereich des WSA Lübeck. Dabei werden die zeitlichen Änderungen des Wasserstandes vor Ort mittels Pegel registriert. Die Wasserstandsmessungen erfolgen durch das Schwimmerprinzip (Abbildung 4.2). Zum abgelesenen Wasserstand  $H$  wird der Pegelnullpunkt addiert und man erhält die Wasserstandsauslenkung  $\eta$  in m. An der schleswig-holsteinischen Küste ist der Pegelnullpunkt auf 500 cm unter NN festgelegt. Dabei ist der Bezugshorizont NN von der Höhenlage des Amsterdamer Pegels abgeleitet. Die Werte werden in digitaler Form in Datensammlern im Pegelhäuschen registriert, wobei für den Zweck der Redundanz vereinzelt zusätzlich auch analoge Schreibaufzeichnungen erfolgen. Danach werden die digitalisierten Daten im Online - oder Offline-Modus mit Hilfe der Wasserstandsdatenfernübertragung zur Pegeldatazentrale des WSA Lübeck übermittelt.

Der dänische Pegel von Gedser wird seit 2001 stündlich durch einen Differenzdruckumformer und einer CTD Sonde ermittelt und nach DVR (danish vertical reference) Standard formatiert.

Die in der Untersuchung verwendeten Pegelstände waren bereits auf einen gemeinsamen Nullwert korrigiert. Dadurch brauchte keine zusätzliche Pegelkorrektur wegen unterschiedlicher Pegelnullstände vorgenommen werden. Die Bedingungen bezüglich Tiefen und Salzgehalt sind an den Enden des Fehmarnbelts ähnlich, deshalb ist eine Dichtekorrektur unerheblich.

Die Gezeiten spielen in der Ostsee durch ihre Beschaffenheit und Ausrichtung eine untergeordnete Rolle und sind zumeist von den Wasserstandsänderungen überdeckt, die das wechselnde Wetter bewirkt. Da die Gezeiten primär durch Sonne und Mond

## 4.1. Pegel - Messdaten

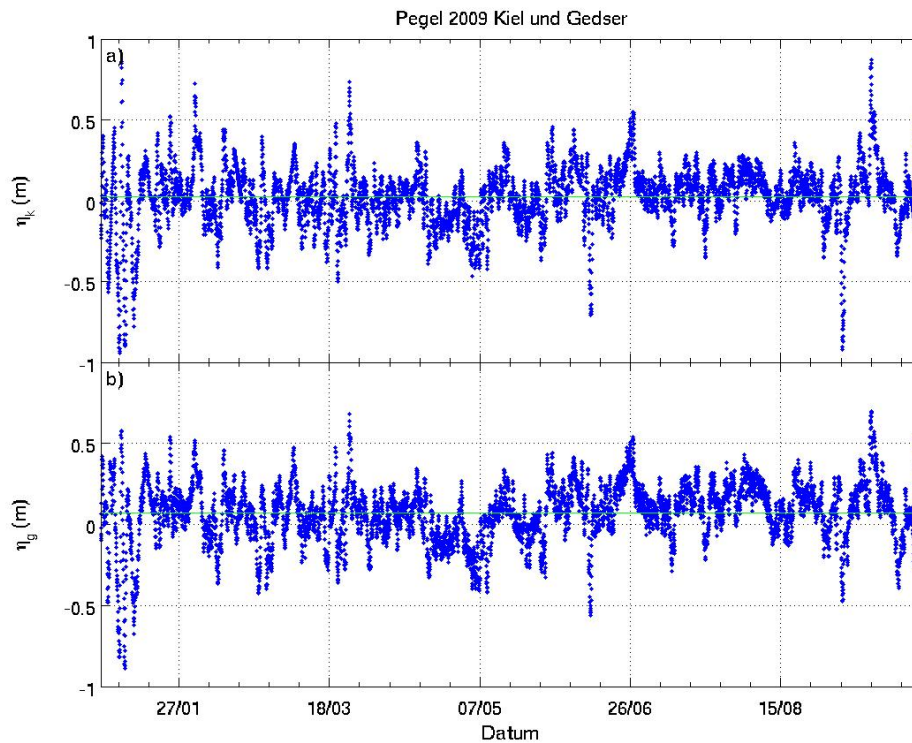


Abbildung 4.1: Gemessene Pegelstände von a) Kiel-Holtenau, b) Gedser von Januar bis Oktober 2009.

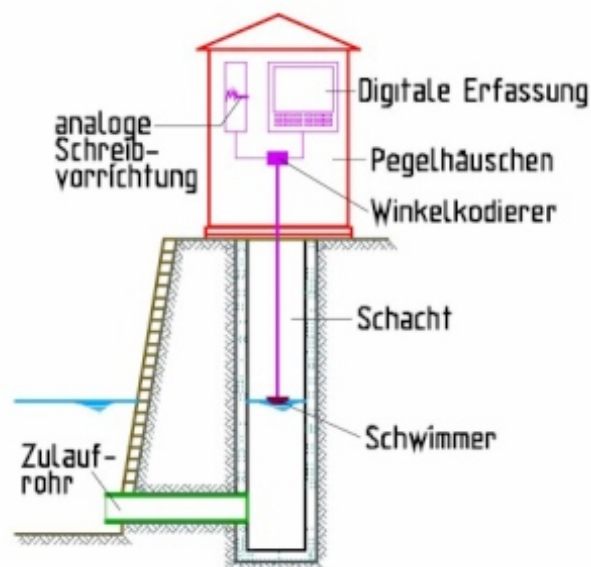


Abbildung 4.2: Prinzipskizze des Schwimmerpegels (<http://www.wsv.de/wsa-h1>).

verursacht werden und die dadurch entstehenden Wellen eine Wellenlänge von einem halben Umfang des Breitenparallels besitzen, muss sich ein Gewässer sehr weit in Ost-West Richtung erstrecken, damit sich die typische Gezeitenwirkung ausbilden kann. Ausgehend von der mittleren Breite in der Ostsee von ca.  $57^\circ$  errechnet sich ein Umfang des Breitenparallels auf ca. 21800 km. Das ergibt eine Wellenlänge von 10900 km. Die Ostsee hat eine longitudinale Ausrichtung von ungefähr 650 km und die entsprechenden Tiden sind nicht sehr groß. Der Gezeiteneinfluss aus dem Atlantik-Nordsee-System auf die Ostsee wird durch die engen und flachen dänischen Gewässer vermindert. Der Tidenhub beträgt nur wenige Zentimeter. Die Entfernung zwischen Gedser und Kiel beträgt ca. 114 km Luftlinie.

Bei der weiteren Verarbeitung werden aus den Pegelwerten tägliche Mittelwerte gebildet (Abbildung 4.4). Dadurch werden Gezeitensignale und andere kurzzeitige Schwankungen aus den Zeitreihen verschwinden. Die Pegeldifferenz kann zwischen Gedser und Kiel ohne Gezeitenmodulation berechnet werden (siehe Abbildung 4.5 in Abschnitt 3.2.2). Auch ein möglicher Fehler durch einen Aliasing-Effekt kann vernachlässigt werden. Ein Aliasing-Effekt tritt auf, wenn beim Abtasten der Pegelstände die Abtastrate zu gering ist, um zum Beispiel den Seegang aufzulösen. Für eine genaue Auflösung werden Werte im Sekundenbereich benötigt. Es sind aber nur stündliche Daten vorhanden.

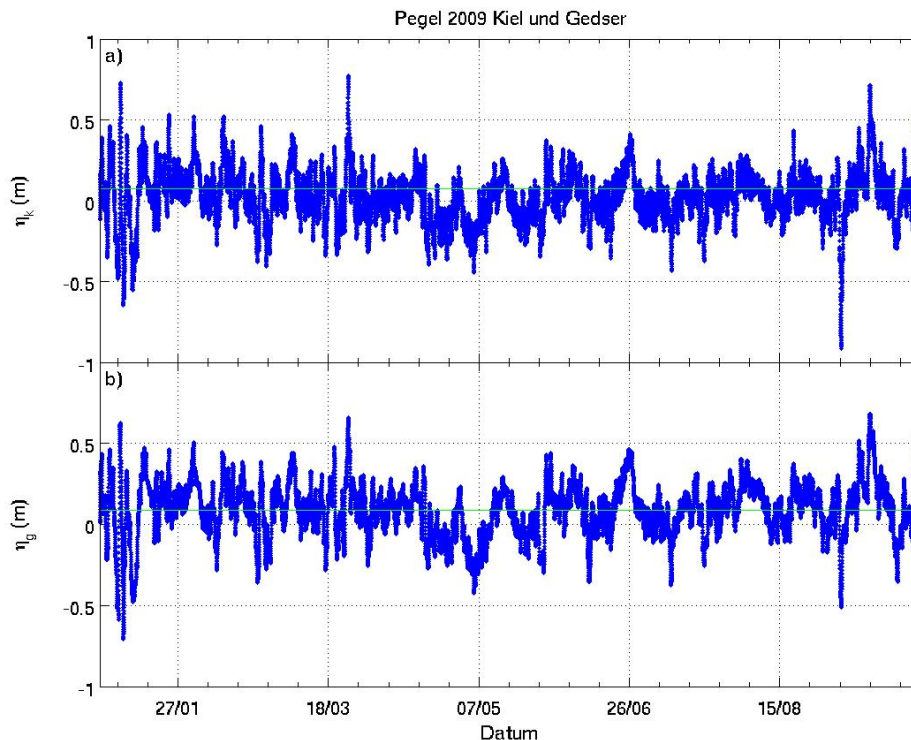


Abbildung 4.3: Simulierte Pegelstände von a) Kiel-Holtenau, b) Gedser von Januar bis Oktober 2009.



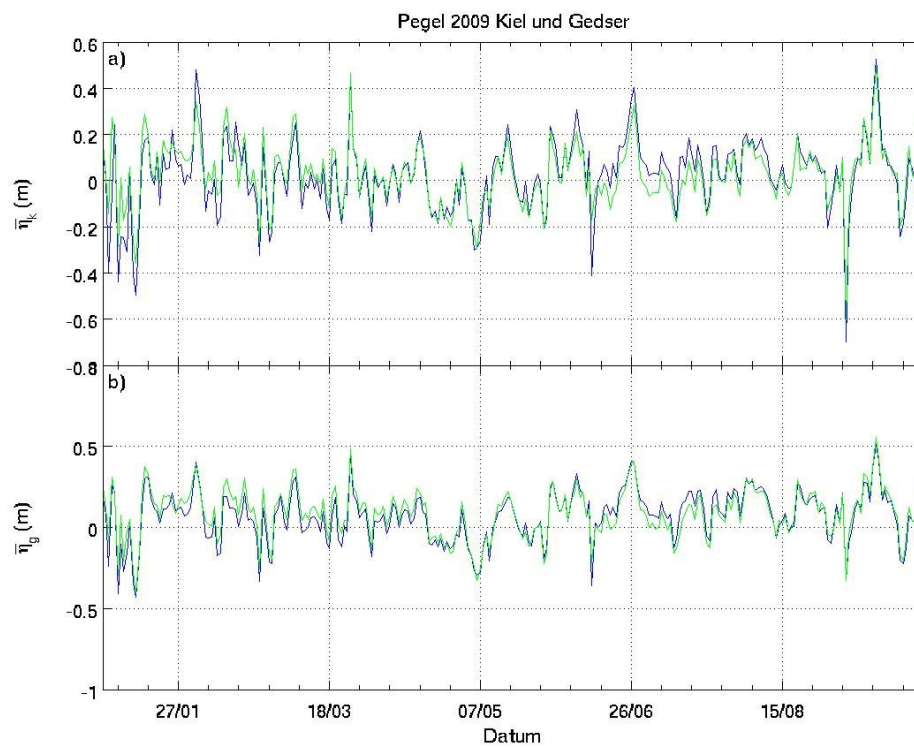


Abbildung 4.4: Täglich gemittelte Pegelstände von a) Kiel-Holtenau, b) Gedser von Januar bis Oktober 2009. In blau dargestellt die gemessenen Werte und in grün die modellsimulierten Werte.



Aus dem Modell wurden die dazugehörigen Stationen simuliert und alle 10 Minuten Werte herausgeschrieben (Abbildung 4.3). Der simulierte Zeitraum ist der 01. Januar 2009 bis 01. Oktober 2009 (Abbildung 4.5). Die Daten wurden auf den gleichen täglichen Zeitabstand gemittelt. Dabei ist ein Unterschied zwischen Modelldaten und Validationsdaten zu erkennen. Die zeitlichen Verläufe sind ähnlich, jedoch differieren die absoluten Werte. Die hohen Peaks in den Validationsdaten werden im Modell nicht gut genug simuliert. Die Lineare Regression verdeutlicht den Unterschied zwischen Modell und Validationsdaten noch einmal. Das Bestimmtheitsmaß liegt bei  $R^2 = 0.45$ . Das bedeutet, es besteht ein geringer linearer Zusammenhang. Somit sind die Ergebnisse des Modells weiter zu validieren. Die mittlere tägliche Differenz zwischen Modell- und Validationsdaten für den Pegel Kiel beträgt  $\pm 0.0506$  m und für den Pegel Gedser  $\pm 0.0457$  m. Das könnte ein Grund für den Offset aus Abbildung 4.6 sein. Der Offset beträgt 0.03 m.

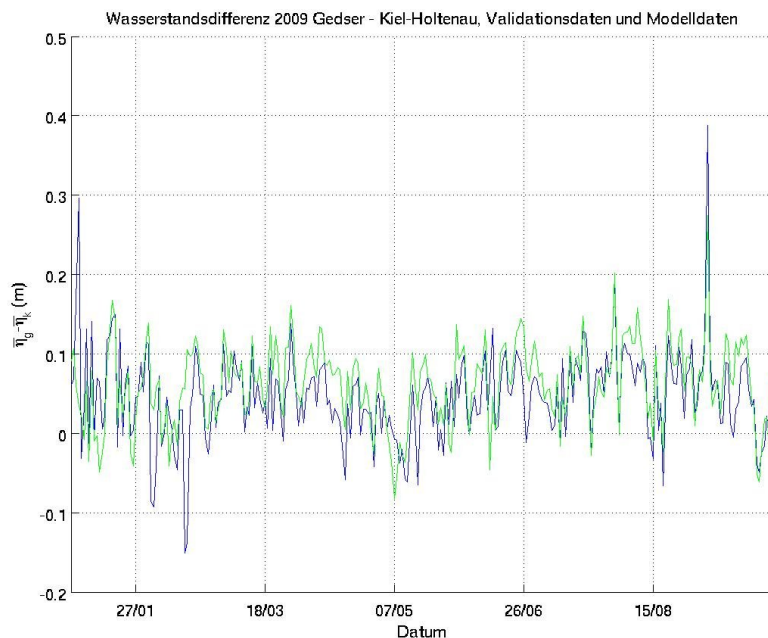


Abbildung 4.5: Zeitreihe der Wasserstands Differenz zwischen Gedser und Kiel-Holtenau. Die blaue Linie zeigt die Validationsdaten und die grüne Linie sind die Modelldaten.

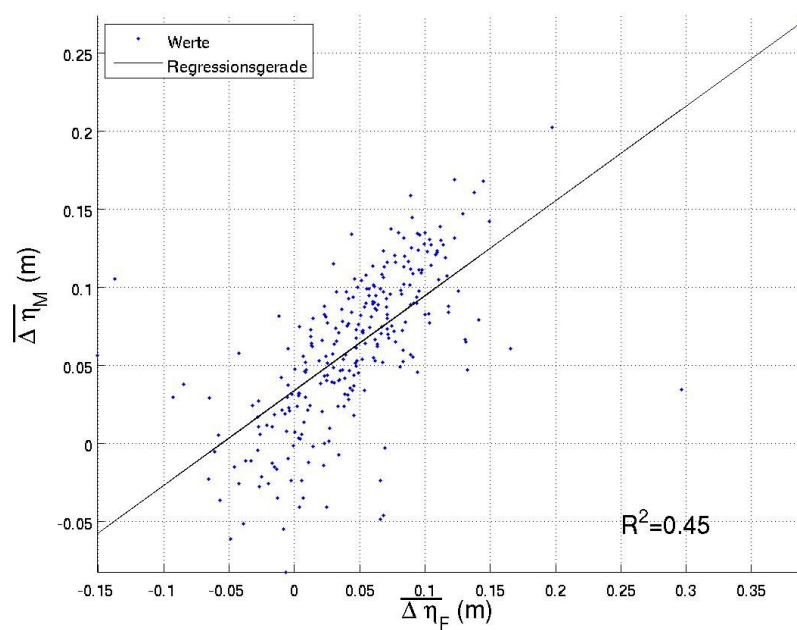


Abbildung 4.6: Vergleich von Feldmessung ( $\overline{\eta_F}$ ) und Modelldaten ( $\overline{\eta_M}$ ) der Wasserstands-differenz zwischen Gedser und Kiel-Holtenau, zugrunde liegen dafür tägliche Mittelwerte.

## 4.2 Geschwindigkeitszeitreihen

Der untersuchte Zeitraum für Feldmessungen und Computersimulation ist das Jahr 2009.

### 4.2.1 Hauptstationen ADCP-Strömungsmessungen

Die Strömungsgeschwindigkeiten wurden mit einem ADCP Instrument gemessen. Dabei sind Zeitreihen für Hauptstation MS1 vom 06.03.2009 bis 25.11.2009 und für Hauptstation MS2 vom 29.03.2009 bis 25.02.2010 vorhanden. Alle 10 Minuten werden Werte gemessen und abgespeichert. Die Strömungsgeschwindigkeiten wurden in die Tiefe im Abstand von 0.75 m aufgenommen. Der Tiefenbereich wird bei MS01 von 0.6 m bis 19.3 m und bei MS02 von 0.6 m bis 27.6 m abgedeckt. Aus den Nord- und Ostkomponenten der Strömungsgeschwindigkeiten kann die zur Strömungsrichtung projizierte mittlere Strömungsgeschwindigkeit für die MS1 (Abbildung 4.7) und MS2 (Abbildung 4.8) ermittelt werden. Durch den Nebenkeuleneffekt des ADCP an der Station sind bei der weiteren Bearbeitung die ersten 2 Meter zu vernachlässigen.

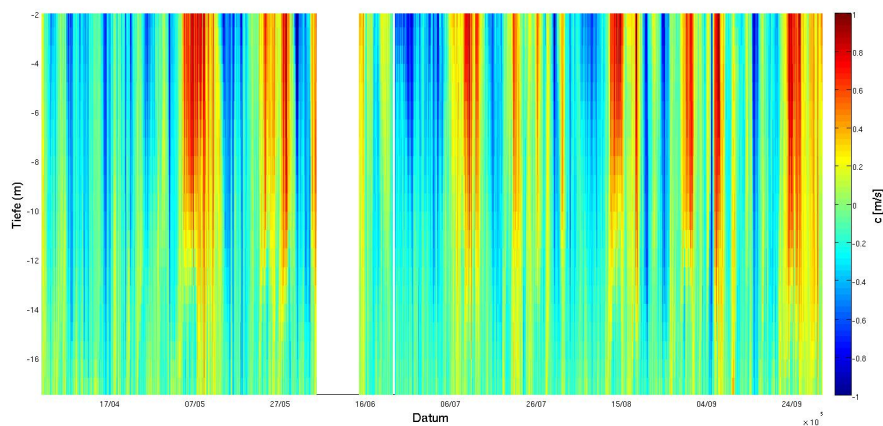


Abbildung 4.7: Auf  $119^\circ$  zur Ausrichtung projizierte mittlere Strömungsgeschwindigkeit an der MS1 von März bis September 2009.

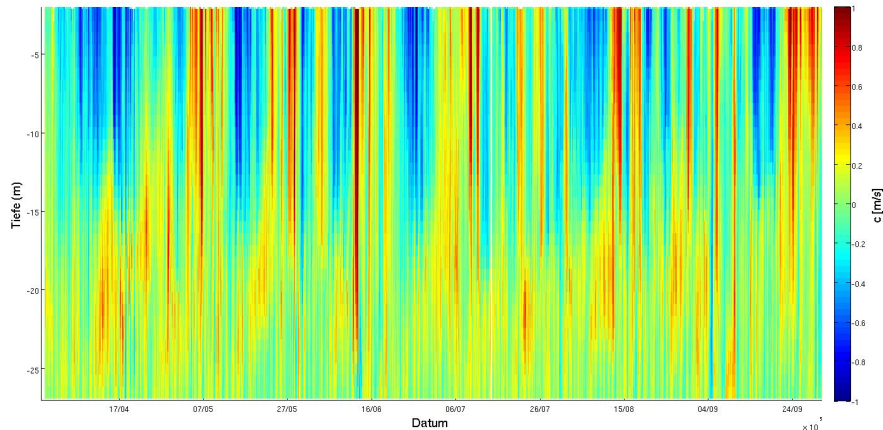


Abbildung 4.8: Auf  $119^\circ$  zur Ausrichtung projizierte mittlere Strömungsgeschwindigkeit an der MS2 von März bis September 2009.

### 4.2.2 C2 Track VM-ADCP Strömungsmessungen

Die Geschwindigkeitszeitreihen sind nur von März bis September vorhanden, somit beschränkt sich die Betrachtung der VM-ADCP Daten auch auf diesen Zeitraum (Abbildung 4.9). Für die Darstellung des Zusammenhanges zwischen spezifischen Strömungswiderstandes und der Halokline im Fehmarnbelt können nur die Fahrten verwendet werden, bei denen danach noch einmal an den Stationen H031-H039 CTD Daten gemessen wurden (Tabelle 4.1).

Ein Schiffs-ADCP misst keine ADCP-Daten an der Küste, direkt am Boden und an der Oberfläche. Am Boden tritt der Nebenkeuleneffekt des ADCP auf. An der Oberfläche ist die Datensammlung durch die Einbautiefe am Schiff und durch das Schiff verursachte Strömungsfeld beeinflusst. Auch weisen die Zeitreihen einige Datenlücken während der Messung auf. Bei einigen Fahrten hat das VM-ADCP Daten nur bis in eine Tiefe von 20 m geliefert. Diese fehlenden Werte werden für den Gesamttransport aus den vorhandenen Daten extrapoliert. Daher sind die VM-ADCP Daten von vornerein stark mit Fehlern belastet und werden weiterhin mit Vorsicht betrachtet. In den Abbildungen 4.9 sind die komplexen und vielschichtigen Strömungsverhältnisse zu erkennen. Teilweise sind mehrere wechselnde Strömungsrichtungen in der Tiefenschichtung zu erkennen, wie zum Beispiel in den Abbildungen 4.9 a und b. Es gibt auch Situationen, in denen die Strömungsrichtungen in Nord-Süd Richtung wechseln, siehe Abbildung 4.9 d. Dort befindet sich im Süden ein starker Einstrom und im Norden ein starker Ausstrom. In Abbildung 4.9 c ist ein starkes Einstromereignis zu erkennen.

	Datum	Fahrtbezeichnung	CTD
1. Fahrt	1.25.02.2009	Mon01091	fehlt
4. Fahrt	03.06.2009	Mon04091	vorhanden
	17.06.2009	Mon04094	vorhanden
5. Fahrt	25.07.2009	Mon05091	fehlt
	28.07.2009	Mon05092	fehlt
	01.08.2009	Mon05094	vorhanden
6. Fahrt	02.08.2009	Mon06091	fehlt
	05.08.2009	Mon06093	fehlt
	31.08.2009	Mon06095	vorhanden
7. Fahrt	30.09.2009	Mon07093	vorhanden
8. Fahrt	27.10.2009	Mon08091	vorhanden
	05.11.2009	Mon09094	vorhanden

Tabelle 4.1: Datum der Messungen auf den C2 Tracks mit Angabe der fehlenden oder vorhandenen CTD Daten.

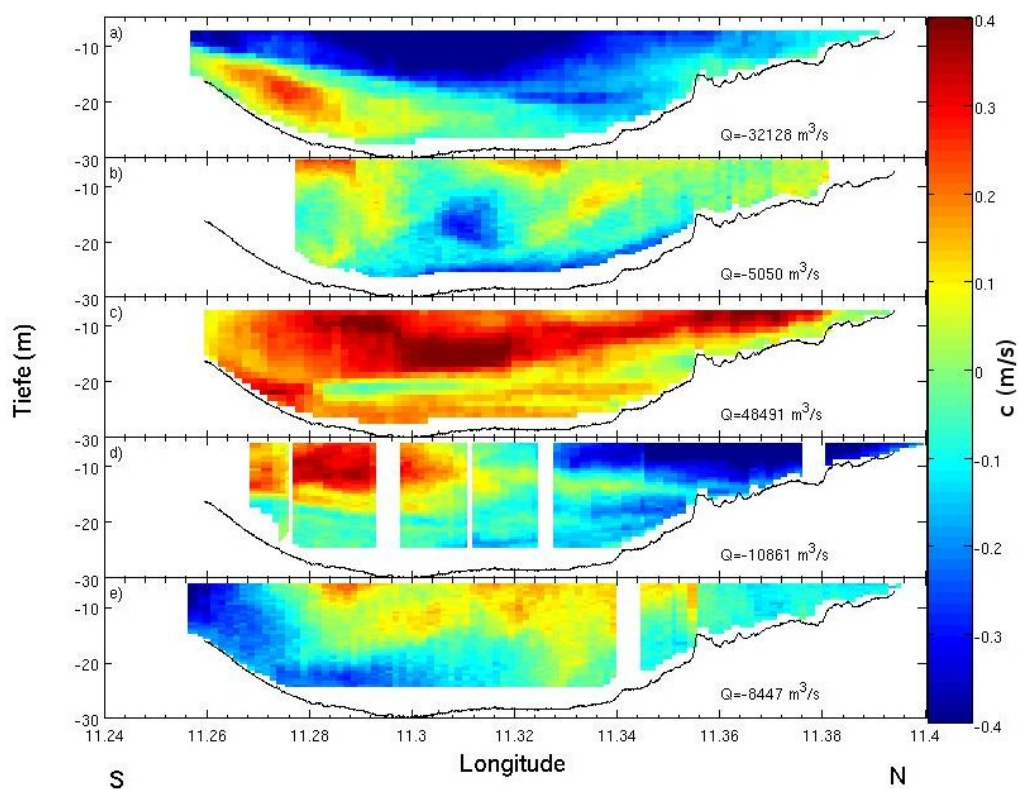


Abbildung 4.9: VM-ADCP Geschwindigkeitsdaten projiziert auf 119°, a) 01. Juni 2009, b) 17. Juni 2009, c) 01. August 2009, d) 31. August 2009 und e) 30. September 2009.

## 4.3 Berechnung des Transportes

Für die Berechnung des Transportes  $Q$  (Gleichung (4.1)) wird die Querschnittsfläche  $A$  des Belts und die resultierenden mittleren Strömungsgeschwindigkeiten  $c$  (Gleichung (4.2)) der Hauptstationen in verschiedenen Tiefen benötigt.  $u$  ist die Strömungsgeschwindigkeitskomponente in Ost-West-Richtung und  $v$  ist die Strömungsgeschwindigkeitskomponente in Nord-Süd-Richtung. Das Koordinatensystem muss um  $\alpha = 29^\circ$  gedreht werden, da die Querschnittsfläche zur Nordrichtung in diesem Winkel liegt. Die Hauptstromrichtung liegt  $90^\circ$  zur Querschnittsfläche.

$$Q = c \cdot A \quad (4.1)$$

$$c = u \cdot \cos(\alpha) + v \cdot \sin(\alpha) \quad (4.2)$$

Zur Berechnung der Querschnittsfläche entlang des gefahrenen C2 Tracks über die Stationen H031 bis H039 und den Hauptstationen MS01 und MS02 wurde das Bodenprofil der achten Monitoringfahrt im Rahmen des Fehmarnbeltprojektes verwendet. Das Schiff fuhr dabei ohne Zwischenstop am 30. Oktober um 01:23:42 bis 02:49:48 Uhr einmal über den Fehmarnbelt, dadurch entstand ein hochaufgelöstes Bodenprofil. Durch Erfassen der Longitude, Latitude und Tiefenwerte kann die Fläche ermittelt und ein Gitter erstellt werden. Die Gesamtfläche beträgt  $A = 333080 \text{ m}^2$ .

### 4.3.1 Transport von den Hauptstationen

Da es zwei feste Stationen gibt, deren Position und Tiefe bekannt ist und die über längerem Zeitraum Werte liefern, wird die Gitterfläche in 4 Teilflächen unterteilt (Abbildung 4.10). Die Flächen A2 und A3 werden in der Mitte der Entfernung zwischen MS1 und MS2 geteilt. Die Teilflächen sind tiefenweise aufgeteilt und es ergeben sich dadurch vier Gitterflächen. Die Abstände zwischen den Tiefenschichten sind an die Tiefen für die Geschwindigkeitsmessungen angepasst, so dass die Messtiefen genau in der Mitte einer erstellten Gitterzellentiefe sitzen. Die vier Teilflächen haben die Größen von  $A1 = 109650 \text{ m}^2$ ,  $A2 = 103900 \text{ m}^2$ ,  $A3 = 60930 \text{ m}^2$  und  $A4 = 58590 \text{ m}^2$ .

Die Zellen der Fläche A1 und A2 werden mit den konstanten Strömungsgeschwindigkeiten in den vorhandenen Tiefen von MS2 multipliziert um den Transport in der jeweiligen Gitterzelle zu erhalten. Entsprechend wird Fläche A3 und A4 mit den konstanten Strömungsgeschwindigkeiten von MS1 multipliziert. Die Teiltransporte von MS1 und MS2 von den Flächen werden dann aufsummiert

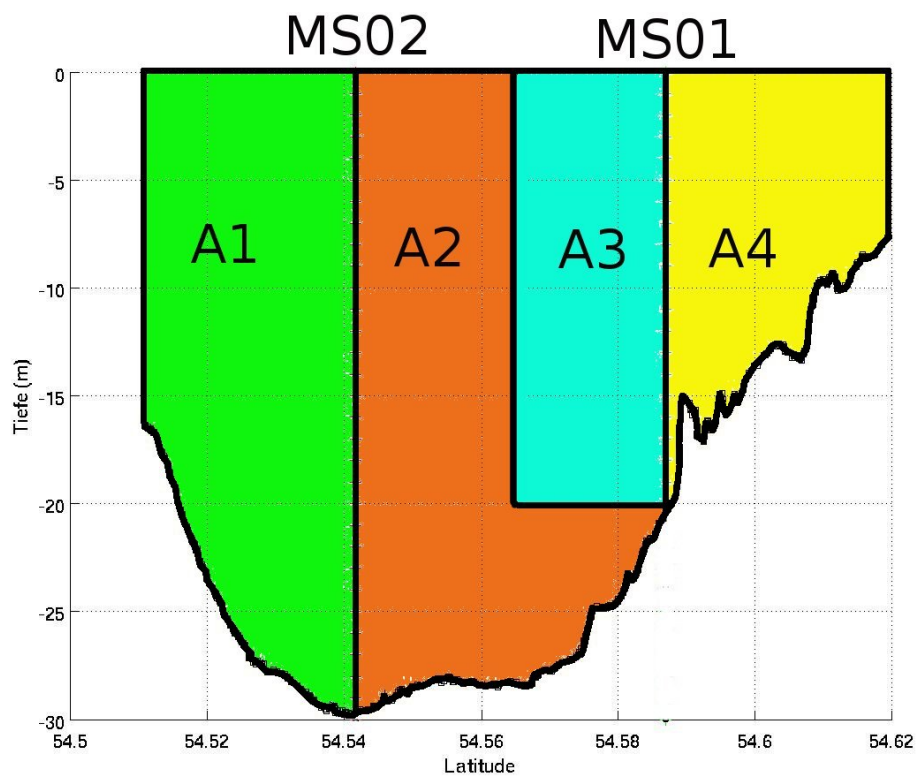


Abbildung 4.10: Berechnung des Querschnittes am C2-Track.



### 4.3. Berechnung des Transportes

$$Q = c_{MS2}(A_1 + A_2) + c_{MS1}(A_3 + A_4) \quad (4.3)$$

und ergeben den Gesamttransport zu einem bestimmten Zeitpunkt (Abbildung 4.11).

Der Korrekturterm für den Ausschluss von kurzzeitigen Einflüssen  $\omega_F$  für die berechneten Transporte errechnet sich aus der Gleichung

$$\omega_F = \frac{\overline{|Q| \cdot Q}}{\overline{Q} \cdot \overline{Q}} \quad (4.4)$$

und wird in Abbildung 4.12 veranschaulicht.  $\overline{|Q| \cdot Q} = \overline{|Q|} \cdot \overline{Q}$  wenn die unsteuigen Effekte sehr klein im Vergleich zu den täglichen Transporten sind. Bei den Feldmessungen wird dabei von 10 minütigen Werten auf tägliche Werte gemittelt. Je nach dem welche Mittelung der Daten vorhanden ist um den spezifischen Strömungswiderstand zu berechnen, muss der Korrekturterm berücksichtigt werden. Für die beobachteten Transporte erhält man einen Korrekturterm  $\omega_F = 1.16$  mit einem Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0.98$ .

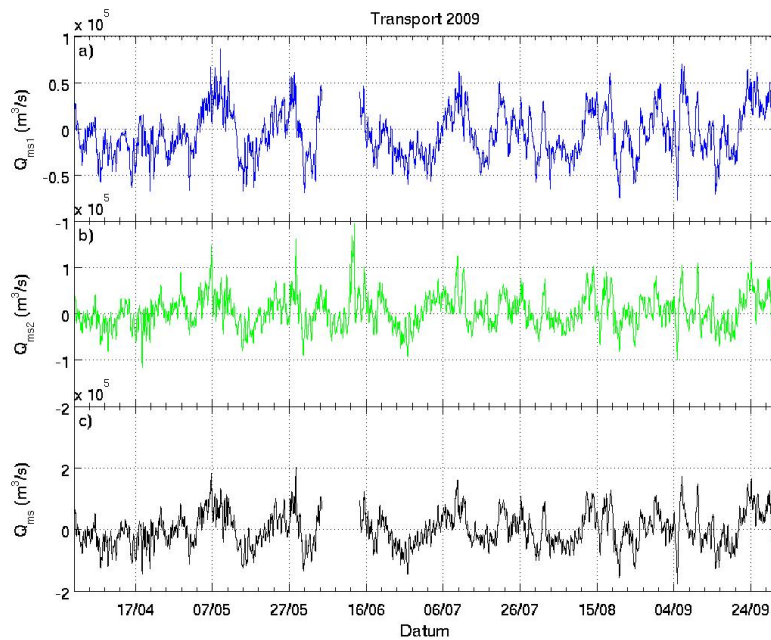


Abbildung 4.11: Transporte von März bis September 2009, a) Teiltransport von MS1, b) Teiltransport von MS2, c) Gesamttransport.



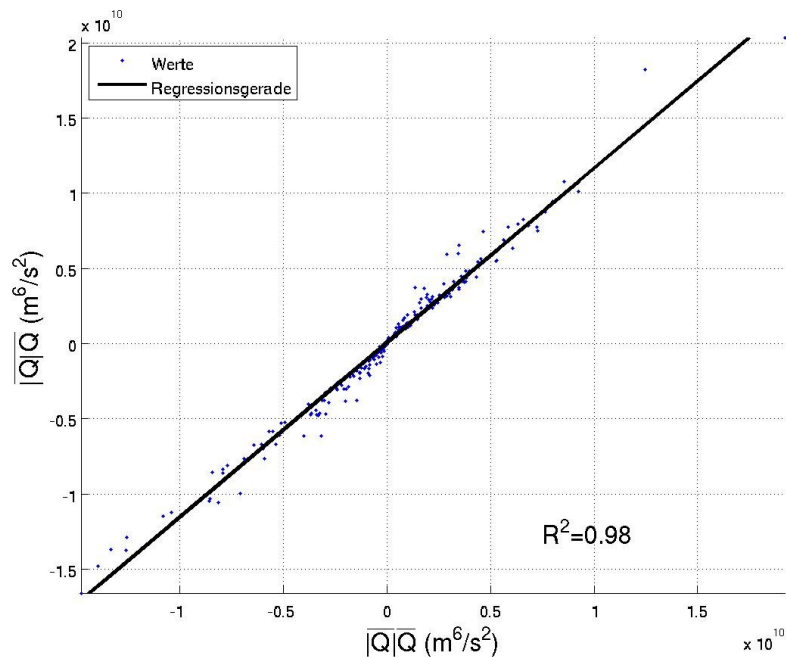


Abbildung 4.12: Bestimmung des Korrekturterms  $\omega_F$  für die Messungen an den Hauptstationen.

Abbildung 4.13 stellt den täglich gemittelten Transport der Hauptstationen dar. Dazu eingezeichnet sind die errechneten VM-ADCP Transporte. Es ist zu erkennen, dass die VM-ADCP Transportwerte teilweise vom Gang der Transporte der Hauptstation abweichen. Das kann daran liegen, dass die VM-ADCP Transporte nur Momentaufnahmen von einem kurzen Zeitraum (wenige Stunden) sind, während die Transporte der Hauptstationen tägliche Mittelwerte repräsentieren. Die Strömungsverhältnisse im Fehmarnbelt können sich über den Tag ändern, daher haben die VM-ADCP Transportwerte keine Aussagekraft über einen ganzen Tag.

In Abbildung 4.14 sieht man den täglich gemittelten Transport gesplittet in Einstrom- und Ausstromanteil. In dem beobachteten Zeitraum haben der Ein- und Ausstrom annähernd gleiche Anteile. Es gibt Perioden, in denen ein Anteil stark überwiegt und Perioden in denen beide Anteile gleichzeitig vorhanden sind. Für den Zeitraum April bis September beträgt der gemittelte tägliche Einstrom  $29021 \text{ m}^3\text{/s}$  und der Ausstrom hat einen gemittelten täglichen Wert von  $34795 \text{ m}^3\text{/s}$ . Umgerechnet auf ein Jahr würde das einen Einstrom von  $915 \text{ km}^3$  und einen Ausstrom von  $1097 \text{ km}^3$  bedeuten. Allgemein ist bekannt, dass der jährliche Einstrom der Ostsee etwa  $470 \text{ km}^3$  und der jährliche Ausstrom der Ostsee etwa  $950 \text{ km}^3$  betragen müsste (Matthäus (2008)). Im Vergleich zu den Werten müsste der errechnete Ausstrom viel höher als der errechnete Einstrom sein. Der errechnete Einstrom ist fast um die Hälfte höher als der bekannte Einstromwert. Ein denkbarer Grund für diese Diskrepanz könnte unter anderem saisonal bedingt sein, da nur ein halbes Jahr betrachtet wird. Im

### 4.3. Berechnung des Transportes

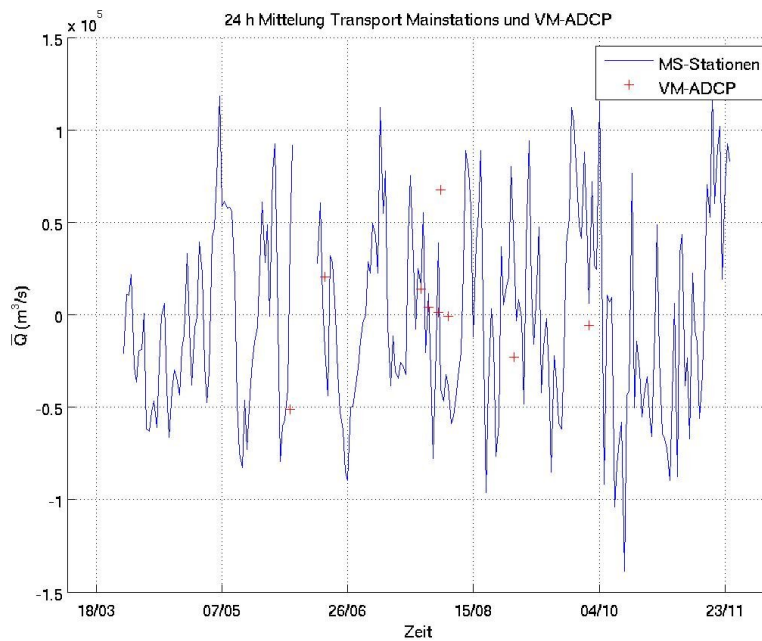


Abbildung 4.13: Täglich gemittelte Transporte der Hauptstationen und VM-ADCP Transporte.

Sommer gibt es geringere Frischwassereinträge, zeitweise kommt es zu hohen Einstromereignissen. Auch könnte durch die Drogden Schwelle der Ausstromtransport im Sommer teilweise über den Øresund umgeleitet werden. Die wahrscheinlichste Ursache ist jedoch die Ermittlung der Transporte durch nur zwei Messtationen. Die Strömungsverhältnisse im Fehmarnbelt sind sehr komplex. Das konnte in Abbildung 4.9 in Abschnitt 4.2.2 für die VM-ADCP-Schnitte geprüft werden. Es ist durchaus vorstellbar, dass gerade der mittlere Teil im Fehmarnbelt-Querschnitt teilweise andere Transportwerte liefern würde, als an den Position der zwei Messtationen.

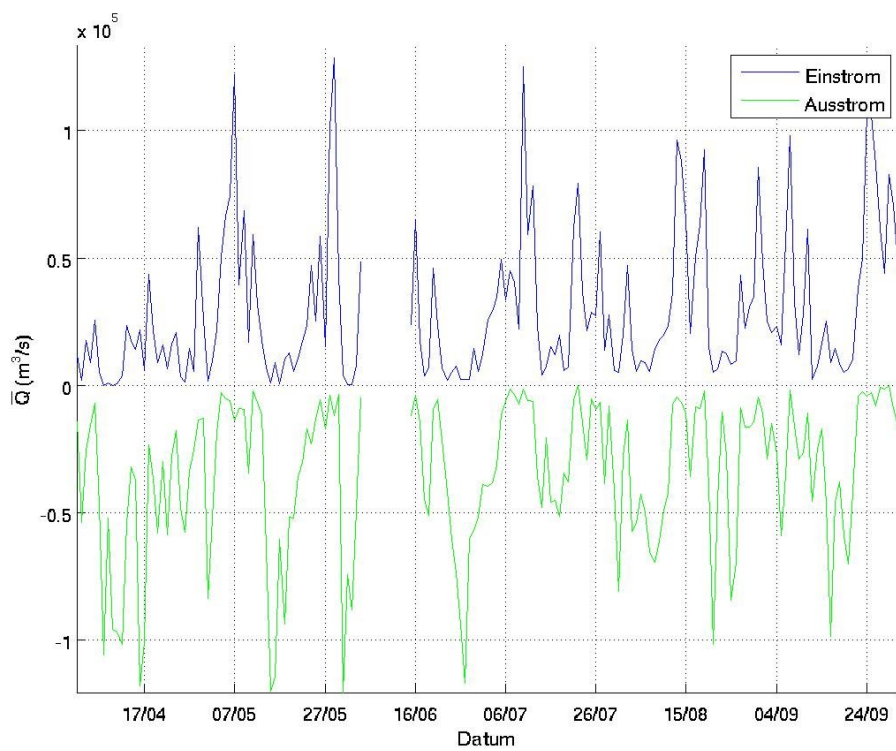


Abbildung 4.14: Täglicher Mittelwert des Einstrom- und Ausstromtransportes im Fehmarnbelt.

### 4.3.2 Transport vom Modell

Wie in Abschnitt 3.2.2 bereits erklärt, werden im Modell die Transporte durch den Fehmarnbelt-Querschnitt direkt berechnet und alle 10 Minuten abgespeichert. Die Transporte werden zur weiteren Betrachtung täglich gemittelt und im Zeitraum von März bis Oktober 2009 dargestellt (Abbildung 4.15). Der Korrekturterm für den Fehmarnbelt  $\omega_M$  für das Modell wird in Abbildung 4.16 grafisch dargestellt. Für das Modell hat der Korrekturterm den Wert  $\omega_M = 1.08$  mit einem hohen Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0.99$ . Wie nicht anders zu erwarten, ist eine hohe lineare Abhängigkeit zu erkennen. Dabei werden die Transporte von 10 minütigen Werten auf tägliche Werte gemittelt.

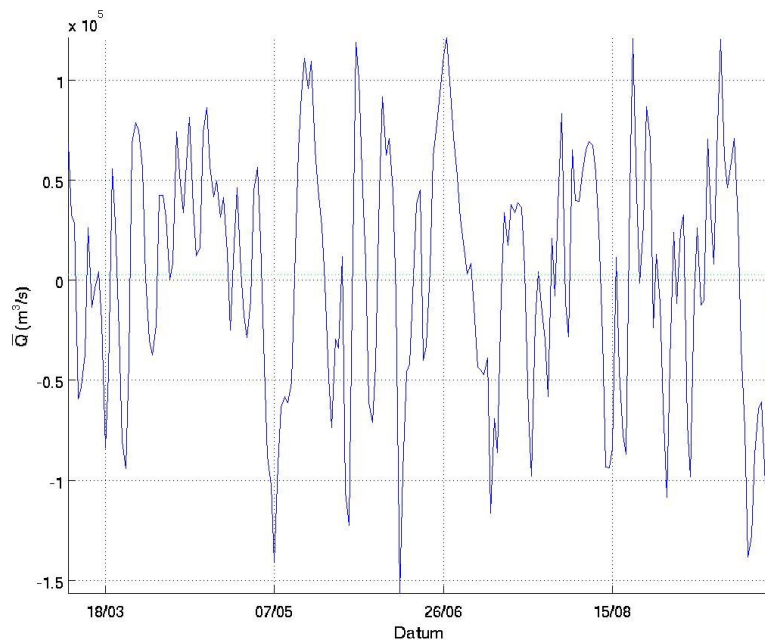


Abbildung 4.15: Täglich gemittelter Modell-Transport von März bis September 2009.

In Abbildung 4.17 ist der Transport aus den Feldmessungen zum Transport des Modells aufgetragen. Nach einer linearen Regression erhält man ein Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0.90$ . Die Transporte von Feldmessungen und Modell stimmen zu 90% überein.

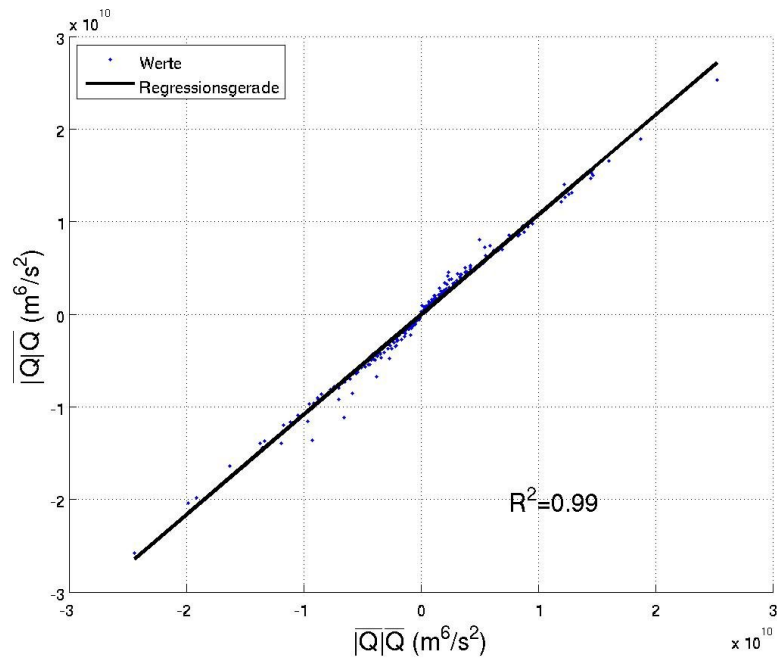


Abbildung 4.16: Bestimmung des Korrekturterms  $\omega_M$  für das Modell.

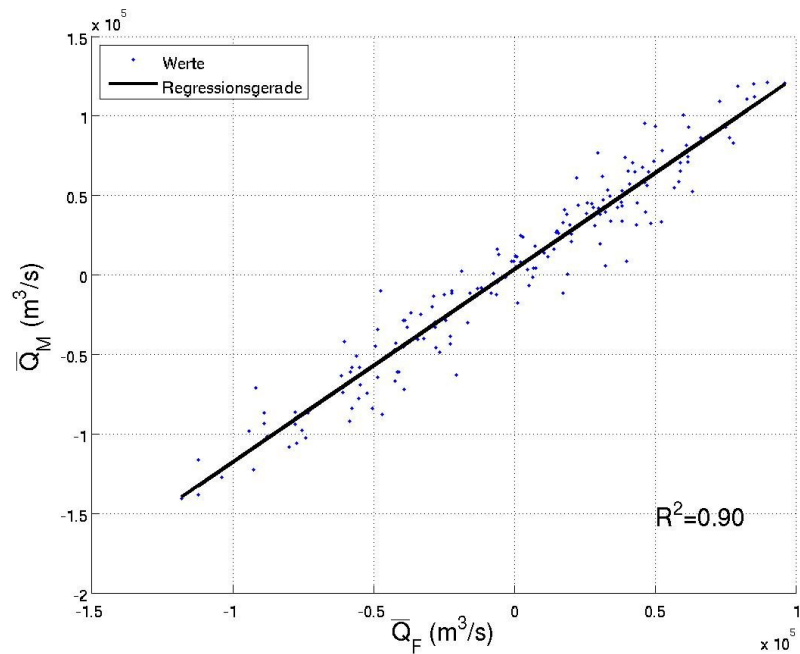


Abbildung 4.17: Vergleich des Transportes aus Feldmessung und Modell im Zeitraum April bis September 2009.

## 4.4 Berechnung des Strömungswiderstandes

Zur Berechnung des Strömungswiderstandes wird die Wasserstandsdifferenz zwischen Gedser und Kiel-Holtenau, sowie die Transporte durch den Fehmarnbelt benötigt. Jakobsen und Ostrup-Rasmussen (2009) nutzten Gleichung (4.5) zur Berechnung des spezifischen Strömungswiderstandes im Großen Belt und formulierten, dass für den spezifischen Strömungswiderstand vom Fehmarnbelt ähnliche Bedingungen gelten. Daher wird

$$\overline{\Delta\eta} = \overline{\eta_G} - \overline{\eta_K} = K \cdot \overline{|Q|Q} + \eta_0 \quad (4.5)$$

zur Berechnung verwendet.

Um den Korrekturterm  $\eta_0$  für die Feldmessungen und das Modell zu erhalten, wird eine lineare Regression durchgeführt (Abbildungen 4.18 und 4.19). Der Schnittpunkt der linearen Regressiongerade mit der  $\overline{\Delta\eta}$  Achse an der Stelle  $\overline{|Q|Q} = 0$  ergibt den Wert des Korrekturterms.  $\overline{|Q|Q} = 0$  ist dabei die Mittelung auf tägliche Mittelwerte. Für den linearen Zusammenhang in der Form  $f(x) = m \cdot x + n$  wird der Zusammenhang in Gleichung (4.6) verwendet. Der Anstieg der linearen Regressiongerade  $m$  entspricht dem spezifische Strömungswiderstand  $K$  und  $n$  ist demnach der Korrekturterm  $\eta_0$ . Daraus ergibt sich für die Berechnung des spezifischen Strömungswiderstandes Gleichung (4.7).

$$\overline{\Delta\eta} = K \cdot \overline{|Q|Q} + \eta_0 \quad (4.6)$$

$$K = \frac{(\overline{\Delta\eta} - \eta_0)}{\overline{|Q|Q}} \quad (4.7)$$

	$K$ ( $10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$ )	$\eta_0$ (m)	$R^2$
Feldmessung	5.7	0.044	0.19
Modell	5.8	0.066	0.50

Tabelle 4.2: Parameter für den Fehmarnbelt im Zeitraum von April bis September 2009.

Die lineare Regression ergab für den spezifischen Strömungswiderstand der Feldmessungen einen Wert von  $K_{\text{FBF}} = 5.7 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  und für das Modell einen annähernd gleichen Wert von  $K_{\text{FBM}} = 5.8 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  (Tabelle 4.2). Der Korrekturterm  $\eta_0$  beträgt für die Feldmessung  $\eta_{0\text{F}} = 4.4 \text{ cm}$  und für das Modell  $\eta_{0\text{M}} = 6.6 \text{ cm}$ .

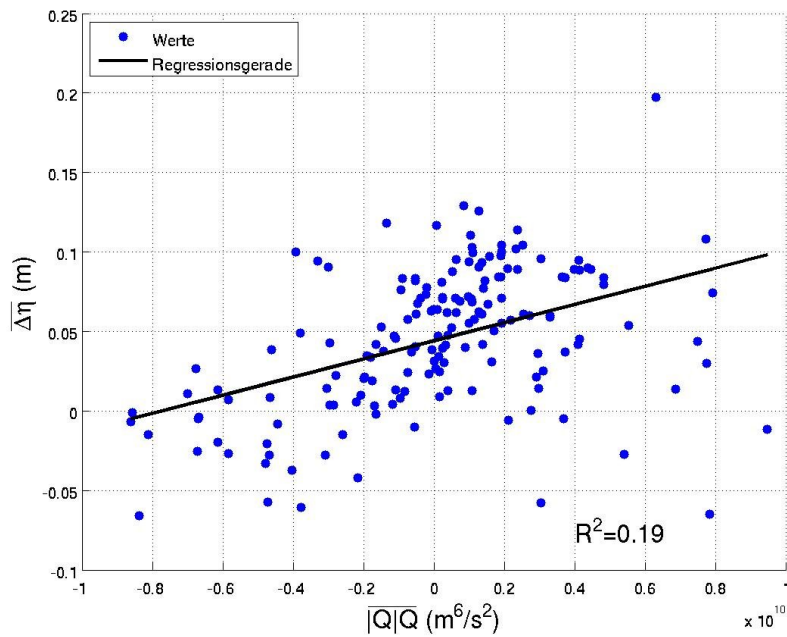


Abbildung 4.18: Lineare Regression der Feldmessung für den spezifischen Strömungswiderstand  $K$  für April bis September 2009.

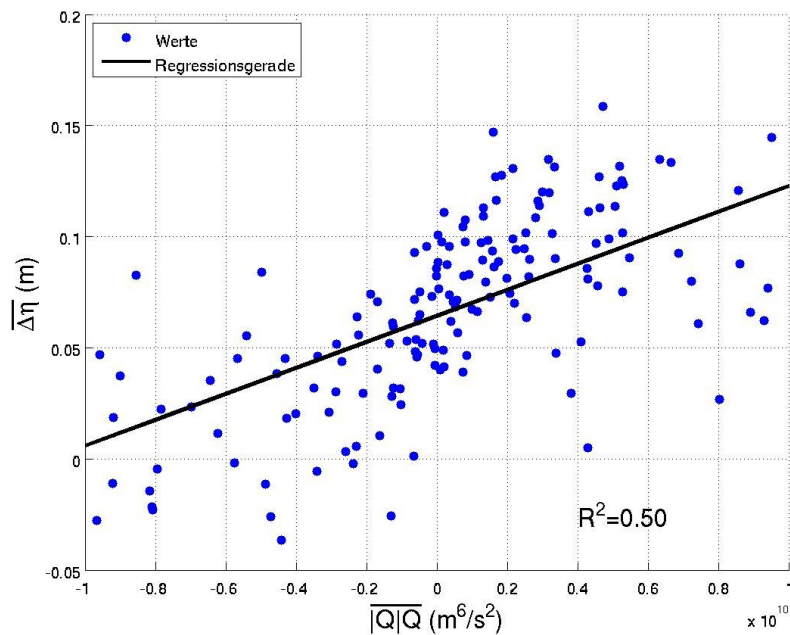


Abbildung 4.19: Lineare Regression des Modells für den spezifischen Strömungswiderstand  $K$  für April bis September 2009.

#### 4.4. Berechnung des Strömungswiderstandes

Zum Vergleich wurde für die Feldmessungen eine lineare Regression für die Wasserstands-differenz von Gedser-Hornbæk (Abbildung 4.20) und von Gedser-Korsør (Abbildung 4.21) durchgeführt.

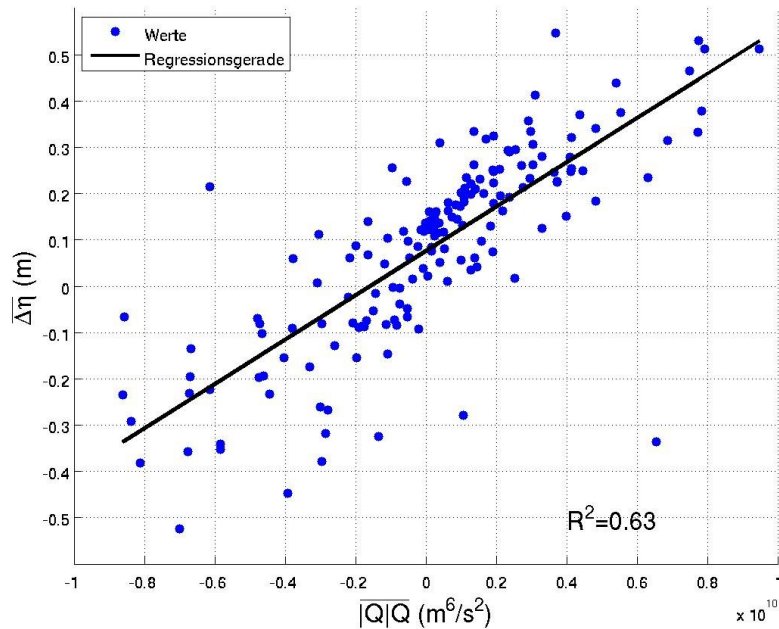


Abbildung 4.20: Lineare Regression vom spezifischen Strömungswiderstand mit  $\overline{\Delta\eta}$  von Gedser-Hornbæk.

In Tabelle 4.3 sind die ermittelten spezifischen Strömungswiderstände und die Korrekturterme  $\eta_0$  eingetragen. Der spezifische Strömungswiderstand von Gedser-Hornbæk hat das größte Bestimmtheitsmaß. Das lässt vermuten, dass der spezifische Strömungswiderstand des Fehmarnbelt hauptsächlich durch den Durchfluss im Großen Belt bestimmt wird. Bei einem Transportverhältnis von Kleinen Belt zu Großen Belt zu Øresund mit 1:7:3 (Jacobsen (1980)) fließt der größte Transportanteil durch den Großen Belt, daher kann kaum mehr Wasser durch den Fehmarnbelt transportiert werden. Die engste Stelle im Großen Belt könnte somit für den spezifischen Strömungswiderstand im Großen Belt und Fehmarnbelt entscheidend sein. Der errechnete spezifische Strömungswiderstand für den Fehmarnbelt von der Wasserstands-differenz Gedser-Hornbæk beträgt  $4.79 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ . Der ermittelten spezifischen Strömungswiderstand für den Großen Belt von Jakobsen und Ostrup-Rasmussen (2009) hat einen Wert von  $4.12 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ . Somit liegen die beiden Werte recht nah beieinander. Vergleicht man dazu die Wasserstands-differenz zwischen Gedser und Korsør wird der errechnete spezifische Strömungswiderstand für den Fehmarnbelt um fast 65% kleiner. Korsør liegt etwa auf Höhe der engsten Stelle im Großen Belt.

Der errechnete spezifische Strömungswiderstand von Gedser-Korsør ist um 66% größer als der spezifische Strömungswiderstand von Gedser-Kiel.



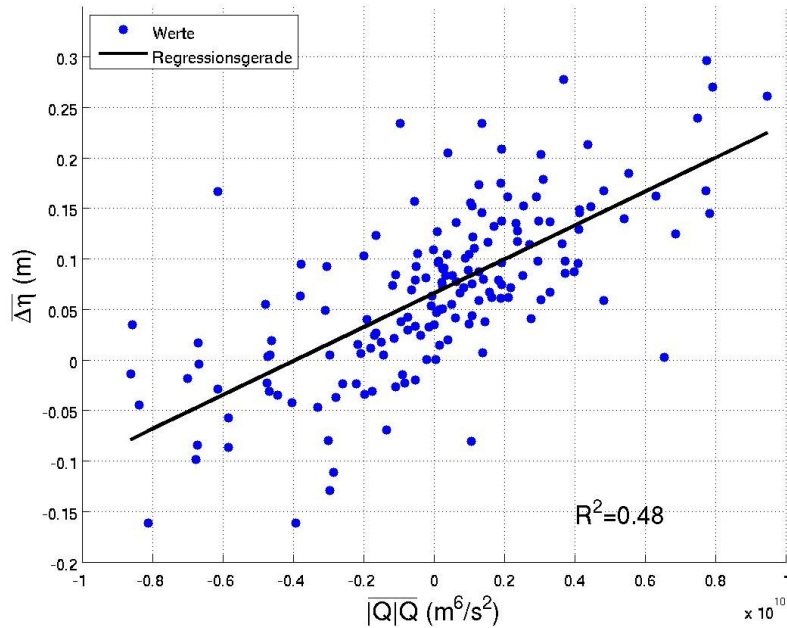


Abbildung 4.21: Lineare Regression vom spezifischen Strömungswiderstand mit  $\overline{\Delta\eta}$  von Gedser-Korsør.

	$K$ ( $10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ )	$\eta_0$ (m)	$R^2$
Kiel-Holtenau	0.57	0.044	0.19
Korsør	1.68	0.066	0.48
Hornbæk	4.79	0.076	0.63

Tabelle 4.3: Vergleich Spezifischer Strömungswiderstand der Feldmessungen mit unterschiedlichem Referenzpegel zu Gedser. Wasserstandsdifferenz von Gedser-Kiel, Gedser-Korsør, Gedser-Hornbæk.

Für das Modell war die Ermittlung anderer Wasserstandsdifferenzen leider nicht mehr möglich, deshalb wird weiterhin die Wasserstandsdifferenz von Gedser und Kiel verwendet.

Bei der linearen Regression unter Verwendung der Mittelung  $\overline{|Q|} \cdot \overline{Q}$  muss der errechnete Korrekturterm für die Feldmessungen  $\omega_F = 1.16$  berücksichtigt werden, dafür ergeben sich die Werte für den spezifischen Widerstand in Tabelle 4.4.

Entsprechend wird für das Modell der Korrekturterm  $\omega_M = 1.08$  verwendet. Dabei erhält man einen spezifischen Strömungswiderstand von  $0.58 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$  mit einem  $\eta_0 = 6.4 \text{ cm}$  und einem Bestimmtheitsmaß von  $R^2 = 0.50$ .

#### 4.4. Berechnung des Strömungswiderstandes

---

	$K$ ( $10^{-11}$ s <sup>2</sup> /m <sup>5</sup> )	$\eta_0$ (m)	$R^2$
Kiel-Holtenau	0.51	0.045	0.22
Korsør	1.63	0.068	0.55
Hornbæk	4.47	0.082	0.68

Tabelle 4.4: Vergleich Spezifischer Strömungswiderstand der Feldmessungen mit unterschiedlichem Referenzpegel zu Gedser. Wasserstandsdifferenz von Gedser-Kiel, Gedser-Korsør, Gedser-Hornbæk, mit dem Korrekturterm  $\omega_F = 1.16$ .

Der Unterschied der erhaltenen spezifischen Strömungswiderstände unter Berücksichtigung der verschiedenen Arten der Mittelungen ist minimal.

## 4.5 Berechnung der Haloklinentiefe

In der Arbeit über den Großen Belt wurde ein Zusammenhang zwischen Haloklinentiefe und Strömungswiderstand nachgewiesen. Um einen Vergleich zu ermöglichen, wird daher auch in dieser Arbeit die Haloklinentiefe ermittelt. Eine Halokline ist eine Salzgehaltssprungschicht. Diese entsteht beim Aufeinandertreffen von Wasserschichten unterschiedlichen Salzgehaltes. Süßwasser- und Salzwasser haben unterschiedliche Dichten und die Vermischung ist reduziert. Bildet sich eine Halokline, so ist das Gewässer geschichtet. Wenn keine Halokline vorhanden ist, ändert sich der Salzgehalt im Gewässer nicht sehr stark vom Boden zur Oberfläche. In diesem Fall könnte aber durchaus eine Thermokline zu finden sein. Bei einem durchmischten Gewässer ist die Salzgehaltsdifferenz zwischen Maximal- und Minimalwert gering. Deswegen werden in der weiteren Rechnung nur die Haloklinentiefen bei Salzgehaltsdifferenzen über 7 PSU zwischen Maximal- und Minimalwert berücksichtigt. An der Stelle des höchsten Salzgehaltsgradienten befindet sich theoretisch die Haloklinentiefe (Gleichung (4.8)).

$$(\text{grad } \mathbf{S})_{ij} = \frac{\partial S_i}{\partial x_j} \quad (4.8)$$

### 4.5.1 Salzgehalt an der MS2

Für die Berechnung der Haloklinentiefe werden Zeitreihen von Salzmessungen an der MS2 herangezogen, da diese über den Zeitraum gesehen, zuverlässiger gearbeitet hat als die MS1. Der Salzgehalt wurde täglich gemittelt und der Salzgehaltsgradient über die Tiefe mit der Zeit berechnet und daraus die Haloklinentiefe bestimmt (Abbildung 4.22). Oftmals war die Bestimmung nicht eindeutig, da mehrere Extremwerte des Gradienten vorhanden waren.

An der MS2 kann man oft einen linearen Anstieg des Salzgehaltes von Oberfläche zum Boden beobachten. In diesem Fall wäre die Ermittlung des Mittelwertes zwischen Bodensalzgehalt und Oberflächensalzgehalt eine Alternative zur Ermittlung des maximalen Salzgehaltsgradienten (Abbildung 4.23). Der Mittelwert des Salzgehaltes zwischen Boden und Oberfläche liegt zwischen 8.2 m bis 24.5 m Tiefe.

Bei starker Salzgehaltsschichtung (Abbildung 4.24) kann oft in der Nähe der Halokline eine starke Änderung der Strömungsgeschwindigkeit und oft auch eine Änderung der Richtung von aus- zu einströmenden Transport beobachtet werden. Dies wird dargestellt am Profil des 17. Mai 2009.

## 4.5. Berechnung der Haloklinentiefe

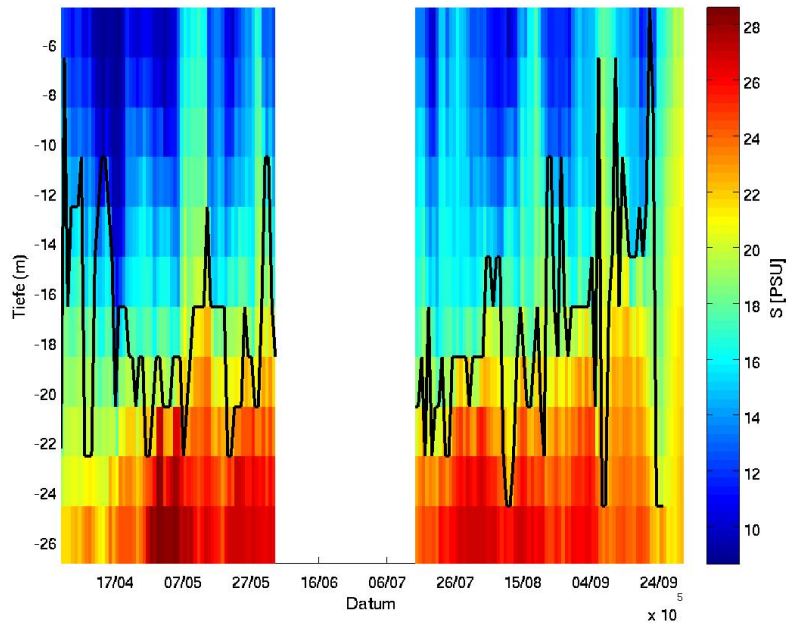


Abbildung 4.22: täglich gemittelte Zeitreihe des Salzgehaltes an der Hauptstation MS2 mit eingezeichneter schwarzer Haloklinentiefe im Zeitraum April bis September 2009.

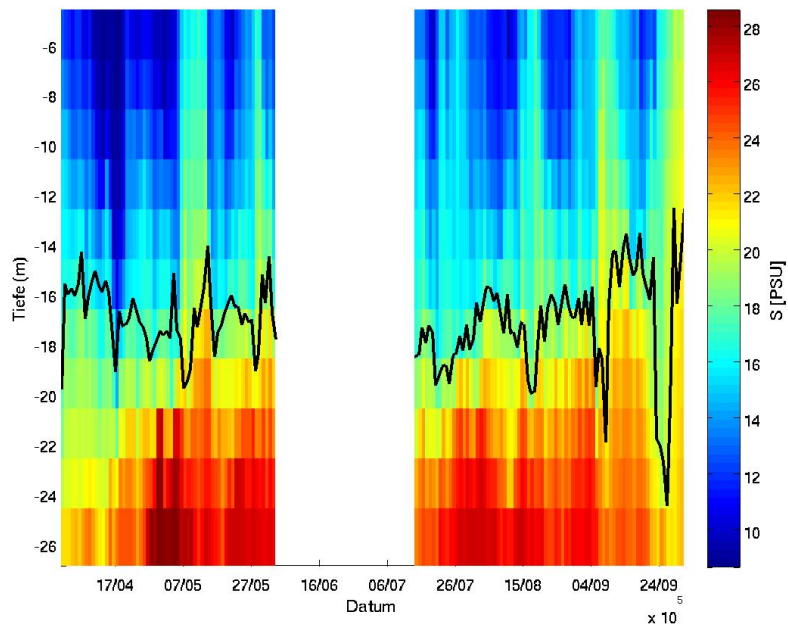


Abbildung 4.23: Täglich gemittelte Zeitreihe des Salzgehaltes an der Hauptstation MS2 im Zeitraum April bis September 2009 mit eingezeichneter Mittelwertslinie des Salzgehaltes.

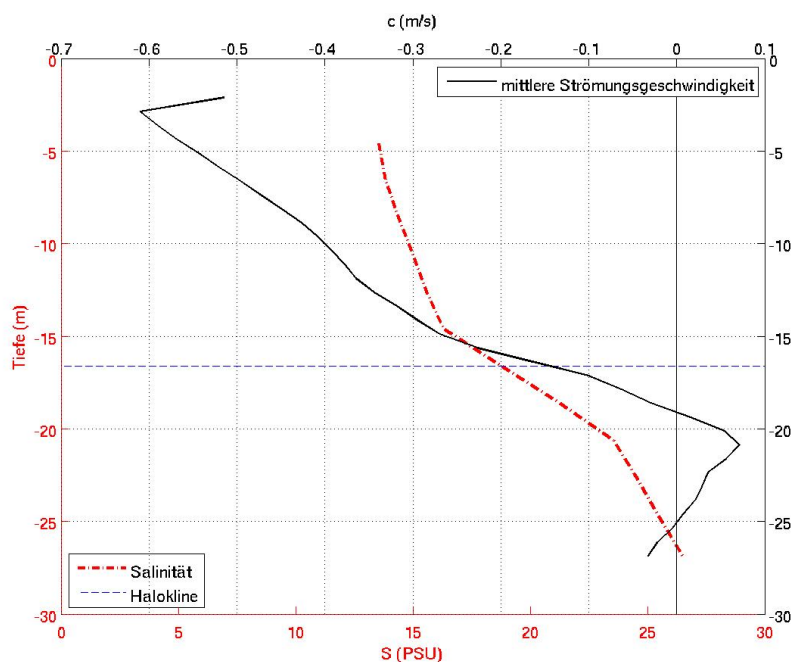


Abbildung 4.24: Profil des Salzgehaltes und der Strömungsgeschwindigkeit von der MS2 am 17. Mai 2009 mit durch Programm ermittelter Halokline.

Bei kontinuierlicher Schichtung (Abbildung 4.25) ist die errechnete Haloklinentiefe weniger aussagekräftig. Der Anstieg der Salzgehaltskurve ändert sich kaum. Dies ist am Profil des 03. April 2009 gut zu erkennen.

Bei den Feldmessungen erfolgt die Salzgehaltsermittlung durch CTD Sonden in ca. 2 m Tiefenabstand. Dadurch ist die Tiefenlage der Halokline in der Feldmessung mit einem Fehler von 2 m behaftet.

### 4.5.2 Salzgehalt von der Schiffs-CTD

Um die Haloklinentiefen für die VM-ADCP Strömungsdaten zu ermitteln, werden die Schiffs-CTD Daten der Stationen H036 und H037 betrachtet. Diese beiden Stationen liegen bei der Hauptstation MS2. Im Zeitraum von März bis Anfang Oktober 2009 liegen nur 9 verwertbare Messfahrten (Abbildung 4.26). Von diesen neun Messfahrten waren nur drei mit VM-ADCP Strömungsdaten vorhanden.

#### 4.5. Berechnung der Haloklinentiefe

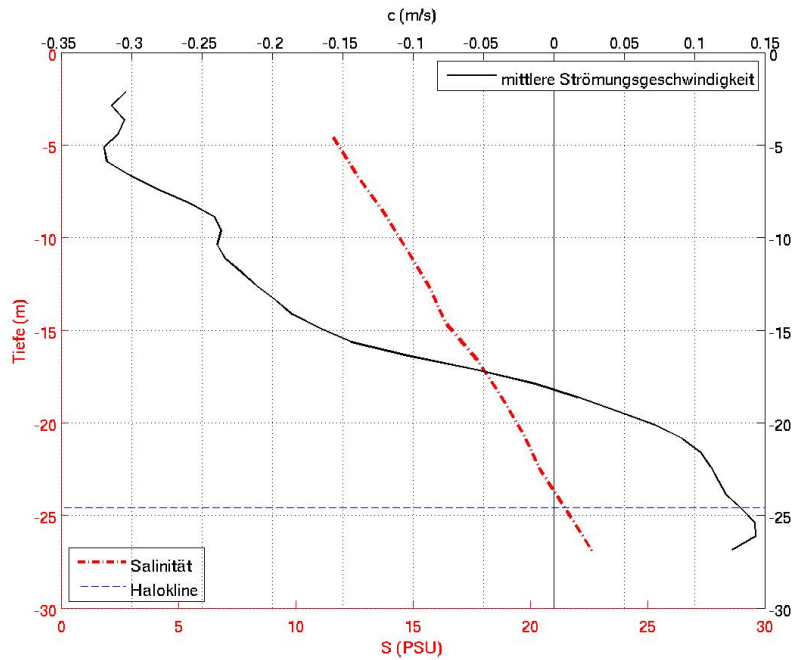


Abbildung 4.25: Profil des Salzgehaltes und der Strömungsgeschwindigkeit von der MS2 am 03. April 2009 mit durch Programm ermittelter Halokline.



Abbildung 4.26: Schiffsmessung des Salzgehaltes mit eingezeichneter schwarzer Haloklinentiefe im Zeitraum April bis September 2009.

### 4.5.3 Salzgehalt im Modell

Aus dem Modell werden die 10 minütigen Daten herausgeschrieben, die an der Position MS2 simuliert wurden. Der Salzgehaltsgradient wurde ermittelt und daraus die Haloklinentiefe berechnet (Abbildung 4.27). Die Kurve der Haloklinentiefe ist teilweise unterbrochen. Diese Stellen fielen in den Bereich, bei der die Salzgehaltsdifferenz zwischen Maximal- und Minimalwert weniger als 7 PSU betrug.

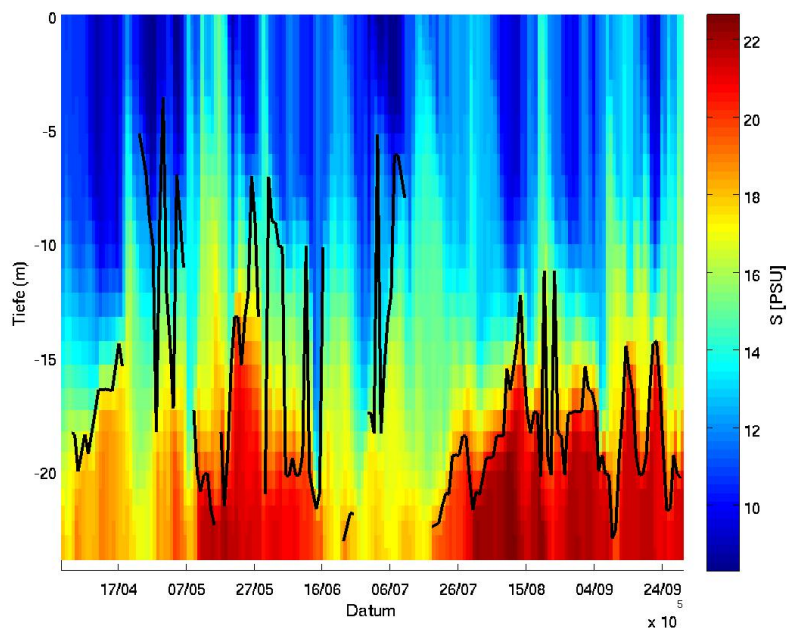


Abbildung 4.27: Täglich gemittelte Zeitreihe des Salzgehaltes im Modell von der Hauptstation MS2 mit eingezeichneter schwarzer Haloklinentiefe im Zeitraum April bis September 2009.

Auch für das Modell wurden die Mittelwerte des Salzgehaltes zwischen Boden und Oberfläche ermittelt (Abbildung 4.28). Der Mittelwert des Salzgehaltes liegt zwischen 8.0 m und 24.5 m Tiefe. An den Stellen wo die Haloklinentiefe in Abbildung 4.27 fehlt, wird bei der weiteren Berechnung der Mittelwert des Salzgehaltes zwischen Boden und Oberfläche aus Abbildung 4.28 genommen.

Die Maximale Tiefe zwischen Modell und Feldmessungen an der Stelle weicht voneinander ab. Bei den Feldmessungen wurde bis in eine Tiefe von 26.9 m gemessen. Im Modell wird nur der Salzgehalt bis in eine Tiefe von 23.9 m simuliert.

Die simulierten Salzgehaltswerte des Modells für die Hauptstation MS2 sind kleiner als die gemessenen Werte (Abbildung 4.29). Im Zeitraum April bis September geht der Wertebereich für das Modell von 8.3 PSU bis 22.6 PSU. Dagegen geht der Wertebereich für die Feldmessungen von 10.5 bis 28.5 PSU.

## 4.5. Berechnung der Haloklinentiefe

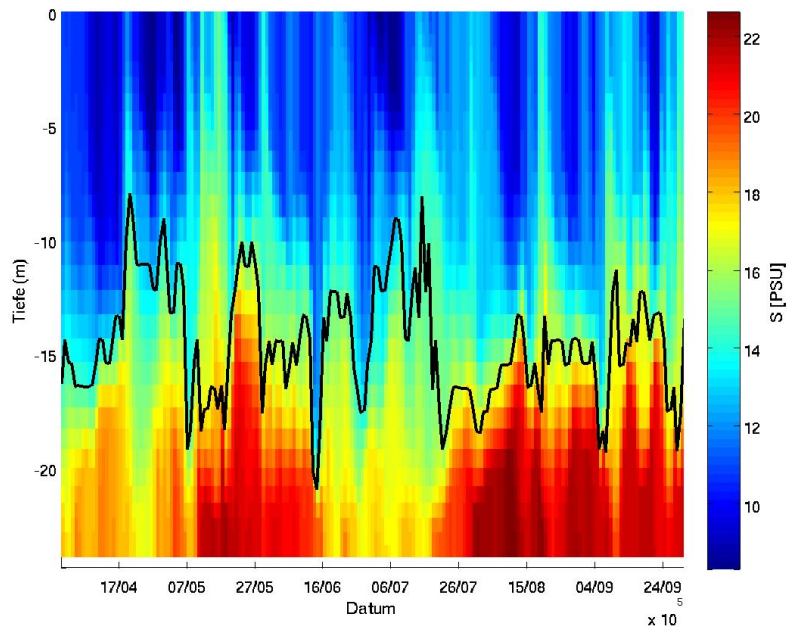


Abbildung 4.28: Täglich gemittelte Zeitreihe des Salzgehaltes an der Hauptstation MS2 im Zeitraum April bis September 2009 mit eingezeichneter Mittelwertlinie des Salzgehaltes.

tebereich von den Feldmessungen von 8.7 PSU bis 28.6 PSU. Das Modell gibt die tatsächlichen Salzgehaltswerte nicht wieder. Der Verlauf zwischen den Salzgehaltswerten von Modell und Feldmessungen weicht stark voneinander ab.



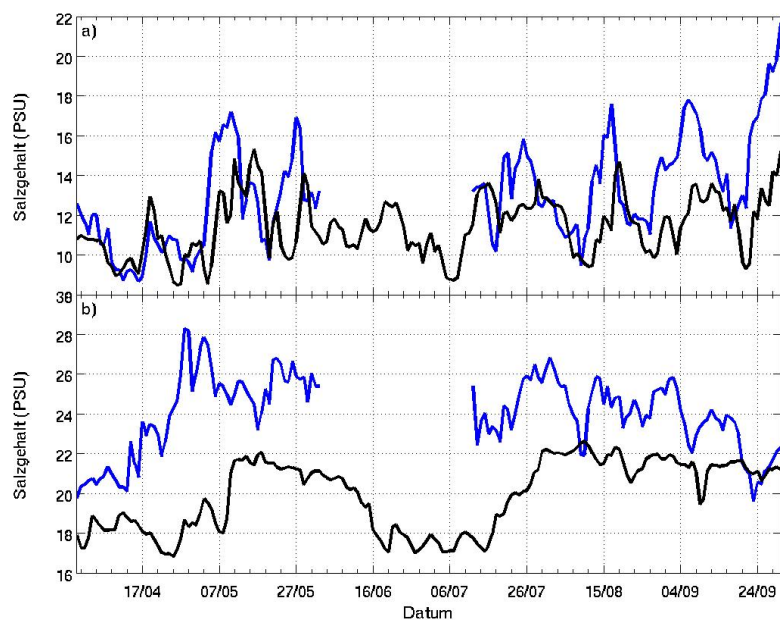


Abbildung 4.29: Vergleich der Salzgehaltswerte im Modell (schwarz) mit den Salzgehaltswerten aus den Feldmessungen (blau) an der Hauptstation MS2 im Zeitraum April bis September 2009. a) Salzgehalt in etwa 4 m Tiefe und b) Salzgehalt in etwa 22.6 m Tiefe.

## 5 Ergebnisse und Diskussion

Nach Sichtung der vorhandenen Messreihen wurde der Zeitraum der Datenanalysen auf den 01. April 2009 bis 01. Oktober 2009 eingegrenzt. Die Daten wurden mit Matlab eingelesen, analysiert und die Ergebnisse graphisch dargestellt.

Der Wasserstandsunterschied zwischen dem Ein- und Ausgang des Fehmarnbelts ist der Hauptantrieb des Transportes. Aufgrund der vorhandenen Daten wurden die Pegel von Gedser und Kiel-Holtenau genutzt (Begründung siehe Abschnitt 3.2.2). Im Vergleich zwischen Modell und Felddaten ist der Verlauf der täglich gemittelten Pegelstandsdifferenz zeitlich ähnlich, hat aber unterschiedliche Extremwerte. Die mittlere tägliche Differenz zwischen Modell- und Validationsdaten für den Pegel Kiel beträgt  $\pm 0.050$  m und für den Pegel Gedser  $\pm 0.046$  m. Bei der linearen Regression der Wasserstandsdifferenzen zwischen Gedser und Kiel-Holtenau von Modell und Feldmessungen wurde ein Offset von 0.03 m ermittelt. Deswegen konnten Unterschiede zwischen den Ergebnissen, die auf den Modelldaten und Feldmessung beruhenden Berechnungen, erwartet werden.

Wie die Strömungsdatenprofile der VM-ADCP Fahrten in Abbildung 4.9 zeigen, sind die Strömungsverhältnisse im Fehmarnbelt äusserst komplex und vielschichtig. Bei der Analyse der Strömungsgeschwindigkeiten von den Feldmessungen waren häufig gleichzeitig Ein- und Ausstrom vorhanden.

Für die Berechnung des Transportes aus den Feldmessungen wurden die Strömungsgeschwindigkeiten von den Hauptstationen MS1 und MS2 verwendet. Es wurde meist ein täglicher gleichzeitiger mittlerer Ein- und Ausstrom festgestellt. Wobei der Ausstromanteil leicht überwog. Es gab aber auch kurzzeitige Perioden, bei dem nur ein Transportanteil vorhanden war. Für den Zeitraum April bis September beträgt der gemittelte tägliche Einstrom  $29021 \text{ m}^3/\text{s}$  und der Ausstrom hat einen gemittelten täglichen Wert von  $34795 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Die simulierten Transporte wurden direkt dem Modell entnommen. Hier lagen nur die Gesamttransporte vor.

Nicht nur die Wasserstandsdifferenz zwischen Gedser und Kiel spielt für den Transport eine Rolle. Unter anderem können auch die Oberflächenströmungen durch mehrtägige Windlagen (2 bis 4 Tage) und die Strömungsverhältnisse im Großen Belt beeinflussende Faktoren sein. Obwohl es sich um täglich gemittelte Werte handelt, kann die Windrichtung und Windstärke in der Kieler und Mecklenburger Bucht die

Oberflächenströmung antreiben, besonders wenn die Windlage langfristig anhält. Die Strömungen des Fehmarnbelt und des Großen Belt gehen fast rechtwinklig ineinander über.

Es wurde ein spezifischen Strömungswiderstand des Fehmarnbelts mit einem Wert für die Feldmessungen von  $K_{\text{FBF}} = 5.7 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  und für das Modell einen annähernd gleichen Wert von  $K_{\text{FBM}} = 5.8 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  (Tabelle 4.2) ermittelt. Das Bestimmtheitsmaß  $R^2$  für die Feldmessungen liegt bei 0.19 und für das Modell bei 0.50. Der Korrekturm  $\eta_0$  beträgt für die Feldmessung  $\eta_{0\text{F}} = 4.4 \text{ cm}$  und für das Modell  $\eta_{0\text{M}} = 6.6 \text{ cm}$ .

Bei der Überschlagsrechnung in Abschnitt 2.2 wurde unter der Annahme, dass der Fehmarnbelt 40 km lang, die engste Stelle des Beltes 19 km breit, die durchschnittliche Tiefe 17 m und der angenommene Strömungswiderstandskoeffizient 0.002 ist, ein spezifischer Strömungswiderstand von  $K_{\text{FBkalk}} = 4.6 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  errechnet. Der spezifische Strömungswiderstand aus Feldmessungen und Modell liegt im Größenbereich des erwarteten überschlagenen spezifischen Strömungswiderstandes. In Tabelle 5.1 sind die Literaturwerte für den spezifischen Strömungswiderstand vom Großen und Kleinen Belt und dem Øresund, sowie der ermittelte spezifische Strömungswiderstand aus der Feldmessung eingetragen. Ausgehend von den angenommenen Ausmaßen der Meerengen in Abschnitt 2.2, die in Tabelle 2.2 stehen, wurden die Strömungswiderstandskoeffizienten  $c_D$  bestimmt. Aus der Tabelle ist ersichtlich, dass der spezifische Strömungswiderstand des Fehmarnbelts kleiner ist als die übrigen spezifischen Strömungswiderstände. Eine Erklärung liegt im Tiefen-Querschnitt der Belte an der engsten Stelle. Der Kleine Belt hat den höchsten spezifischen Strömungswiderstand der Meerengen in der Ostsee, was sich aus der topographischen Beschaffenheit erklärt. Die engste Stelle des Kleinen Beltes liegt bei Fredericia mit einer Breite von ca. 700 m. Bei einer durchschnittlichen Tiefe von 18 m erhält man einen Querschnitt von 12600 m<sup>2</sup>. Im Vergleich dazu hat der Große Belt einen Querschnitt von etwa 260000 m<sup>2</sup>, der Øresund einen Querschnitt von etwa 28000 m<sup>2</sup> und der Fehmarnbelt einen Querschnitt von 323000 m<sup>2</sup>. Allgemein lässt sich die Schlußfolgerung formulieren: Umso größer der Querschnitt desto kleiner der spezifische Strömungswiderstand.

	Großer Belt	Kleiner Belt	Øresund	Fehmarnbelt
$K$ ( $10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ )	4.12	183.9	22.6	0.57
$c_D$	0.0051	0.0004	0.0017	0.0025

Tabelle 5.1: Zusammenstellung vom spezifischen Strömungswiderstand und Strömungswiderstandskoeffizient für Beltsee und Øresund.

Bei der Auswertung der Messdaten für den Salzgehalt wurde die MS2 gewählt, da diese den gesamten Tiefenbereich des Fehmarnbelts abdeckte und zuverlässiger als die MS1 gearbeitet hatte. Im Vergleich von Modell und Feldmessungen stellte sich

---

heraus, dass der Salzgehaltsbereich der simulierten Werte über den Zeitraum kleiner waren als die gemessenen Werte. Der Wertebereich für das Modell geht von 8.3 PSU bis 22.6 PSU. Dagegen geht der Wertebereich von den Feldmessungen von 8.7 PSU bis 28.6 PSU. Die maximal simulierte Tiefe des Salzgehaltes im Modell war 23.9 m, obwohl bei den Feldmessungen bis in eine Tiefe von 26.9 m gemessen wurde.

Die Salzgehaltszeitreihen wurden für die Haloklinientiefen ausgewertet. Teilweise wurden im täglichen Mittel des Salzgehaltsgradienten mehrere Extremwerte festgestellt, wodurch eine eindeutige Zuweisung erschwert war oder mehrere Haloklinen zu dem Zeitpunkt existierten. In der Feldmessung und im Modell wurde im Beobachtungszeitraum zwischen April bis September die Mehrheit der Haloklinen in einer Wassertiefe zwischen 11 m und 21 m ermittelt (Abbildung 5.1).

Im Modell wurden die Salzgehaltswerte in 30  $\sigma$ -Schichten simuliert. Bei der vorhandenen Wassertiefe von ca. 24 m ist die ermittelte Tiefenlage der Halokline mit einem Fehler von 0.8 m behaftet. Der Fehler der Feldmessungen beträgt dabei 2 m, da nur alle 2 m gemessen wurde.

Am Beispiel der Abbildung 4.9 a im Abschnitt 4.2.2 kann man vermuten, dass sich die Halokline von Süden nach Norden bei entsprechender Strömungslage im Querschnitt des Fehmarnbelts in der Wassertiefe verändert. Deswegen kommt es zu starken Abweichungen des spezifischen Strömungswiderstand im Bezug auf die Haloklinientiefe und es liegen für gleiche Haloklinientiefen mehrere Widerstandswerte vor (Abbildung 5.1).

Die Haloklinientiefen wurden für Feldmessungen und Modell auf 2 m Bereiche festgelegt. Um das Rauschen der spezifischen Strömungswiderstände zu reduzieren, wurden die Werte von  $|Q|Q < 0.05 \cdot 10^{10} \text{ m}^6/\text{s}^2$  und  $|Q|Q > -0.05 \cdot 10^{10} \text{ m}^6/\text{s}^2$  von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen. Die spezifischen Strömungswiderstände wurden dann zeitlich den entsprechenden Bereichen der Haloklinientiefen zugeordnet. In den Bereichen konnten dann für die spezifischen Strömungswiderstände der arithmetische Mittelwert, die Standardabweichung der Einzelmessungen und die Standardabweichung des Mittelwertes berechnet werden. Dies ist in Abbildung 5.2 veranschaulicht. Die Standardabweichung der Einzelmessungen ist ein Maß für die Zuverlässigkeit der einzelnen Messwerte innerhalb einer Messreihe, während die Standardabweichung des Mittelwertes ein Maß für die Zuverlässigkeit des aus einer Messreihe berechneten Mittelwertes ist. Der Vertrauensbereich des Mittelwertes wird kleiner, wenn die Zahl der Messungen größer wird. Es ist zu erkennen, dass die einzelnen spezifischen Strömungswiderstände eine hohe Standardabweichung haben. Im Bereich von der Oberfläche bis in 11 m Tiefe und zwischen 21 m bis zum Boden gab es weniger Messwerte, somit ist die Standardabweichung für diese Bereiche höher. In Abbildung 5.3 sind die Mittelwerte mit den dazugehörigen Standardabweichungen des Mittelwertes für Feldmessungen und Modell eingetragen. Der Verlauf der Mittelwertlinie liegt für das Modell im Bereich von  $1.08 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$  bis  $1.84 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$  mit einer maximalen Standardabweichung des Mittelwertes von  $\pm 0.38 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ . Entsprechend ist der Verlauf für die Feldmessungen im Bereich von  $0.51 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$

bis  $1.65 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$  mit einer maximalen Standardabweichung des Mittelwertes von  $\pm 0.86 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ . Dabei gehen die Fehlergrenzen von Feldmessungen und Modell ineinander über. Somit ist die Abweichung der Mittelwerte für beide zueinander insignifikant. In Tabelle 5.2 sind die einzelnen Mittelwerte des spezifischen Strömungswiderstandes mit ihren dazugehörigen Standardabweichungen für die entsprechenden Haloklinientiefen aufgelistet. Im Bereich zwischen Oberfläche bis in 11 m Tiefe ist ersichtlich, dass das Modell den gleichen Kurvenverlauf wie die Feldmessungen hat. Im Vergleich zur Abbildung 2.2 in Abschnitt 2.2 konnte daher festgestellt werden, dass sich der Verlauf des spezifischen Strömungswiderstandes für das Modell ähnlich verhält, für die Feldmessungen jedoch nicht. Aufgrund der hohen Standardabweichungen kann über einen allgemein gültigen Verlauf keine klare Aussage getroffen werden. Es könnte daher vermutet werden, dass zwischen der Position der Halokline und dem spezifischen Strömungswiderstand im Fehmarnbelt keine direkte Abhängigkeit besteht.

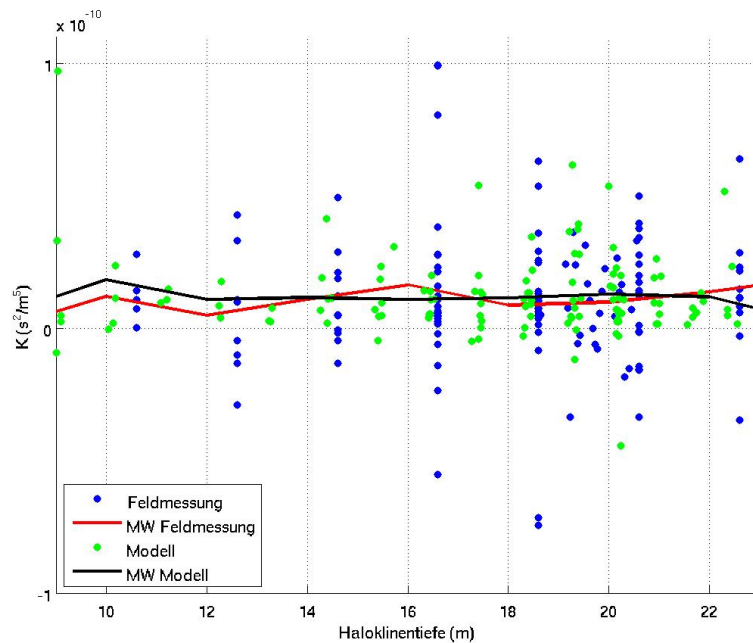


Abbildung 5.1: Spezifischer Strömungswiderstand und Haloklinientiefe im Vergleich Modell und Feldmessung im Zeitraum April bis September 2009 mit eingezeichneter Mittelwertlinie.

In Jakobsen et al. (2010) sind verschiedene durchschnittliche Strömungswiderstandswerte zwischen Sommer- und Wintermonaten ermittelt worden. Schlussfolgernd kann davon ausgegangen werden, dass eine jahreszeitliche Varianz besteht. Diese konnte ausgehend von den vorhandenen Messdaten für den Fehmarnbelt nicht untersucht werden. Der ermittelte Strömungswiderstand ist daher nur für die Sommermonate 2009 gültig.

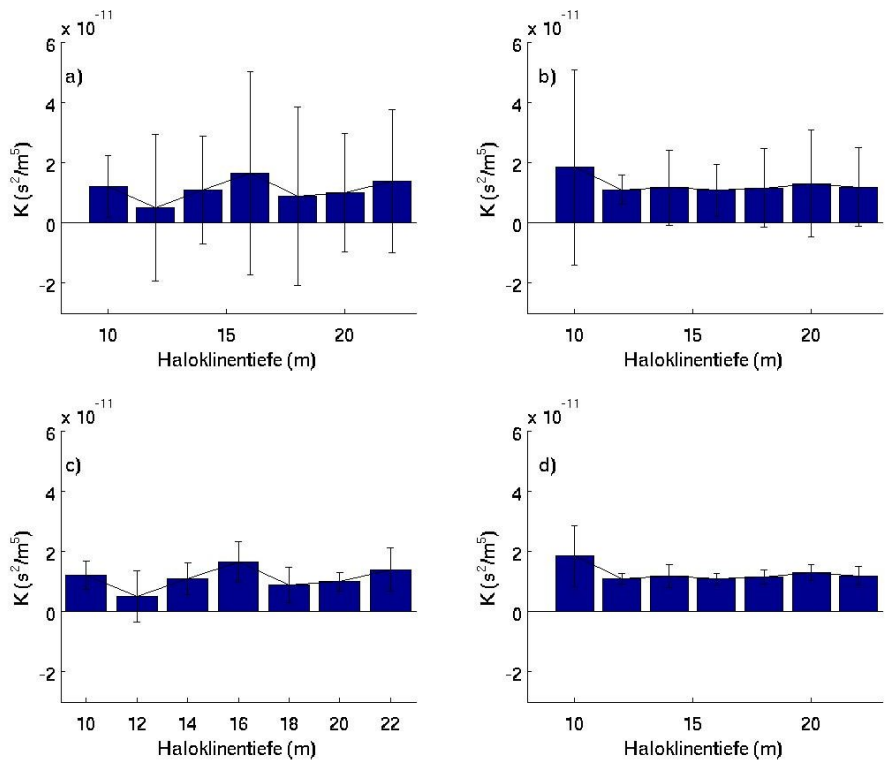


Abbildung 5.2: Balkendiagramm aus dem Mittelwert des Spezifischen Strömungswiderstand zu den Haloklinentiefe. a) Feldmessung mit Standardabweichung der Einzelmessungen und b) Modell mit Standardabweichung der Einzelmessungen, c) Feldmessung mit Standardabweichung des Mittelwertes und d) Modell mit Standardabweichung des Mittelwertes.

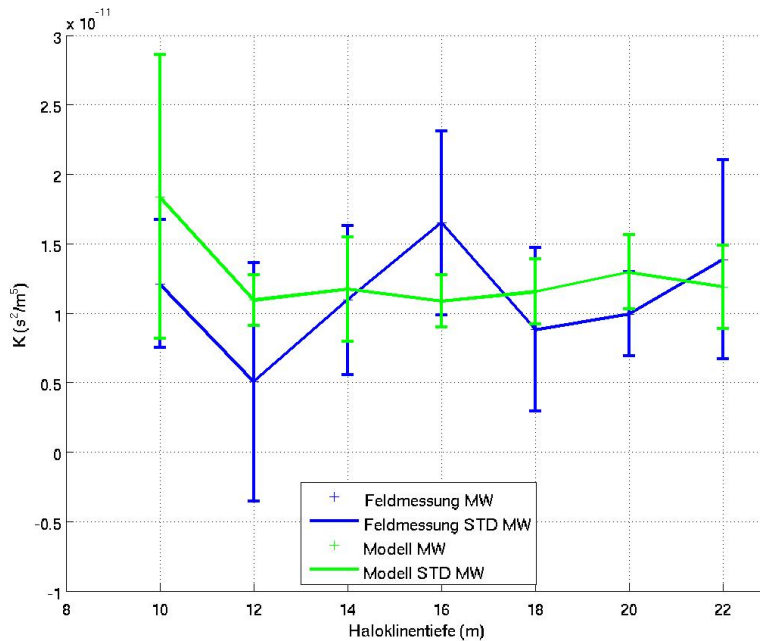


Abbildung 5.3: Vergleich der Mittelwerte des spezifischen Strömungswiderstand zu den Haloklinientiefen zwischen Feldmessungen und Modell.

Abschliessend zeigt Abbildung 5.4 den Zusammenhang zwischen den spezifischen Strömungswiderständen und Haloklinientiefen für unterschiedliche Wasserstandsdifferenzen bei den Feldmessungen. Der spezifische Strömungswiderstand für die Wasserstandsdifferenz Gedser-Hornbæk ist höher als die spezifischen Strömungswiderstände von Gedser-Korsør und Gedser-Kiel. Während die Letzteren im Verlauf der mittleren spezifischen Strömungswiderstände der Haloklinientiefen von 12 m bis 22 m im Fehlerbereich des anderen liegen. Der ermittelte spezifische Strömungswiderstand von Gedser-Hornbæk liegt im Größenbereich des Großen Belts mit  $4.79 \cdot 10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ . Der Wert liegt sogar leicht darüber. Das lässt die Vermutung zu, dass der spezifische Strömungswiderstand stark abhängig ist vom Durchflussverhalten durch den Großen Belt. Eine logische Schlussfolgerung ist, dass der spezifische Strömungswiderstand bei gleichbleibenden Transportwerten für große Wasserstandsdifferenzen größer werden muss. Der Pegel von Hornbæk liegt am nördlichen Ausgang des Øresundes. Das bedeutet, dass die Wassermassen durch den Øresund, den Großen und den Kleinen Belt den Pegelstand bei Hornbæk beeinflussen. Ausserdem ist das Gezeitensignal von der Nordsee noch etwas höher als südlich der Meerenge bei Korsør. Das Wasser, das durch den Großen Belt muss, muss auch durch den Fehmarnbelt transportiert werden.

Haloklinentiefe (m)	Feldmessung ( $10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ )		Modell ( $10^{-11} \text{ s}^2/\text{m}^5$ )	
	$\bar{K}_F$	$S_{\bar{K}_F}$	$\bar{K}_M$	$S_{\bar{K}_M}$
9-11	1.2	0.46	1.8	0.10
11-13	0.5	0.86	1.1	0.18
13-15	1.1	0.54	1.2	0.38
15-17	1.7	0.66	1.1	0.19
17-19	0.9	0.59	1.2	0.23
19-21	1.0	0.30	1.3	0.27
21-23	0.1	0.71	1.2	0.30

Tabelle 5.2: Gegenüberstellung des Mittelwertes und der Standardabweichung von K für Modell und Feldmessungen für den Bereich der Haloklinientiefen von 9 m bis 23 m.

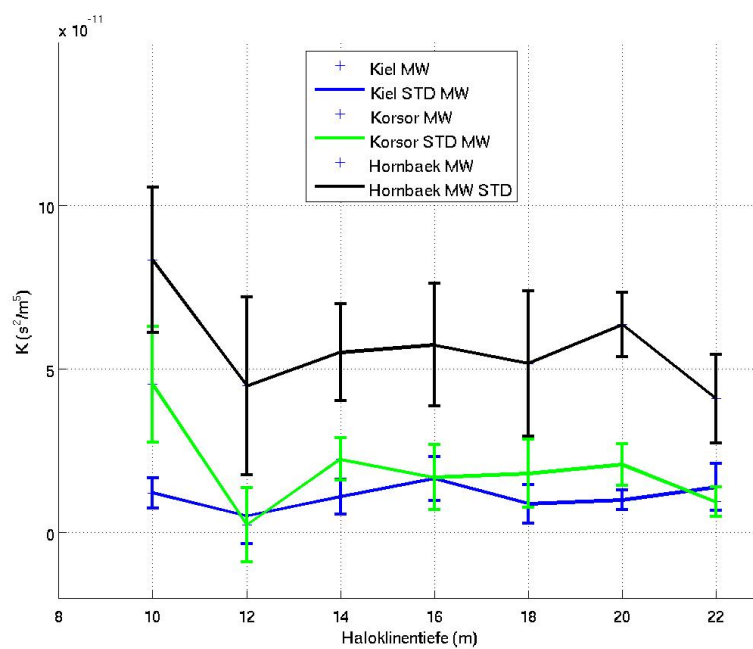


Abbildung 5.4: Zusammenhang zwischen spezifischen Strömungswiderstand und Haloklinientiefen für unterschiedliche Referenzpegel. Wasserstands-differenz von Gedser-Kiel, Gedser-Korsør, Gedser-Hornbæk.



## 6 Zusammenfassung

Für die Untersuchungen im Rahmen der Umweltverträglichkeitsstudie zum “Fehmarnbelt Fixed Link” Projekt wurden durch das DHI und IOW der hydrographische Zustand im Fehmarnbelt erfasst. Aus diesem Projekt wurden Feldmessungen und Daten aus der GETM Modellsimulation verwendet und mit Matlab analysiert und ausgewertet, um den spezifischen Strömungswiderstand im Fehmarnbelt zu berechnen. Der Untersuchungszeitraum umfasst den 01. April 2009 bis 01. Oktober 2009.

Für den Fehmarnbelt beträgt der spezifische Strömungswiderstand aus den Feldmessungen  $K_{FBF} = 5.7 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  und aus den Daten des Modells wurde ein spezifischer Strömungswiderstand von  $K_{FBM} = 5.8 \cdot 10^{-12} \text{ s}^2/\text{m}^5$  errechnet. Der spezifische Strömungswiderstand des Fehmarnbelts ist damit kleiner als die aus der Literatur bekannten spezifischen Strömungswiderstände des Großen und Kleinen Belts, sowie des Øresund.

Die Untersuchung des spezifischen Strömungswiderstandes bei Auftreten von Haloklinen ergab bei der Mittlung des Strömungswiderstandes auf die Haloklinentiefe eine insignifikante Abweichungen zwischen Feldmessungen und Modell. Bei Feldmessungen und Modell traten keine größeren Veränderungen im gemittelten spezifischen Strömungswiderstand bei Verlagerung der Haloklinentiefe auf. Es konnte zu dem kein vergleichbarer Verlauf der Abhängigkeit von Strömungswiderstand zur Haloklinentiefe, wie in der Literatur für die übrigen Ostseemeerengen beschrieben, festgestellt werden.

# Literaturverzeichnis

- Bergström, S. and B. Carlsson, 1994: River runoff to the Baltic Sea. *Ambio*, **23**, 280–287.
- Burchard, H. and K. Bolding, 2002: General estuarine transport model, a general estuarine transport model. scientific documentation.
- Burchard, H., K. Bolding, and M. R. Villarreal, 2004: Three-dimensional modelling of estuarine turbidity maxima in a tidal estuary. *Ocean Dynamics*, **54**, 250–265.
- Burchard, H., F. Janssen, K. Bolding, L. Umlauf, and H. Rennau, 2009: Model simulations of dense bottom currents in the Western Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, **29**, 205–220.
- Dietrich, G., 1951: Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **4**, 129–150.
- Falkenmark, M. and Z. Mikulski, 1975: The Baltic Sea - A semi-enclosed sea, as seen by the hydrologist. *Nordic Hydrology*, **6**, 115–136.
- Fennel, W. and M. Sturm, 1992: Dynamics of the Western Baltic. *Journal of Marine Systems*, **3**, 183–205.
- Gordon, R. L., 1996: *Acoustic Doppler Current Profiler Principles of Operation: A Practical Primer*. RD Instruments, 2 edition.
- Graham, P., 1999: Modelling runoff to the Baltic Sea. *Ambio*, **28**, 328–334.
- Green, M. and A. Stigebrandt, 2002: Instrument-induced linear flow resistance in Øresund. *Continental Shelf Research*, **22**, 435–444.
- Gustafsson, B., 1997: Interaction between Baltic Sea and North Sea. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **49**, 165–183.
- Hillmann, B., 2004: Meeresspiegelschwankungen vom Eiszeitalter bis in die Zukunft. URL [http://www.ikzm-d.de/seminare/pdf/MS\\_Ostseeregion\\_Hillmann.pdf](http://www.ikzm-d.de/seminare/pdf/MS_Ostseeregion_Hillmann.pdf)
- Jacobsen, T., 1980: *The Belt Project Sea water exchange of the Baltic Measurements and methods*. The National Agency of Environmental Protection.

- Jakobsen, F., 1995: The major inflow to the Baltic Sea during January 1993. *Journal of Marine Systems*, **6**, 227–240.
- Jakobsen, F. and S. Castejon, 1995: Calculation of the Discharge through Øresund at the Drogden Sill. *Nordic Hydrology*, **26**, 237–258.
- Jakobsen, F., I. S. Hansen, N.-E. Ottesen Hansen, and F. Ostrup-Rasmussen, 2010: Flow resistance in the Great Belt, the biggest strait between the North Sea and The Baltic Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **87**, 325–332.
- Jakobsen, F., M. Lintrup, and J. S. Møller, 1997: Observation of the Specific Resistance in the Øresund. *Nordic Hydrology*, **28(3)**, 217–232.
- Jakobsen, F. and M. J. Lintrup, 1996: The Exchange of Water and Salt across the Drogden Sill in Oresund September 1993 - November 1994. *Nordic Hydrology*, **27**, 351–368.
- Jakobsen, F. and J. S. Møller, 1994: Results from the hydrographic investigation in connection with the construction of the Øresund Link. *Proc. 19th Conference of the Baltic Oceanographers*, Gdansk, PL, 227–240.
- Jakobsen, F. and F. Ostrup-Rasmussen, 2009a: Flow Resistance in the Danish Straits. Upgrade by new data. Memo No.: 0831-05. Technical report, Femern Bælt A/S.
- 2009b: Flow Resistance in the Danish Straits. Upgrade by new data. Memo No.: 0831-11. Technical report, Femern Bælt A/S.
- Jakobsen, F. and J. Ottavi, 1997: Transport through the Contraction Area in the Little Belt. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **45**, 759–767.
- Jakobsen, F., N. H. Petersen, H. Petersen, J. S. Møller, T. Schmidt, and T. Seifert, 1996: Hydrographic investigation in the Fehmarn Belt in connection with planning of the Fehmarn Belt link. *ICES Cooperative Research Report*, **257**, 179–189.
- Jakobsen, F. and C. Trébuchet, 2000: Observations of the transport through the belt sea and an investigation of the momentum balance. *Continental Shelf Research*, **20**, 293–311.
- Lass, H. U. and R. Schwabe, 1990: An Analysis of the Salt Water Inflow into the Baltic in 1975 to 1976. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **43**, 97–125.
- Lozán, J. L., R. Lampe, W. Matthäus, E. Rachor, H. Rumohr, and H. von Westernhagen, 1996: *Warnsignale aus der Ostsee*. Blackwell Wissenschafts-Verlag.
- Matthäus, W., 2008: Frage: Wie groß ist der Überschuß an Ostseewasser, der in die Nordsee abfließt?  
URL <http://www.io-warnemuende.de/>

- Matthäus, W. and H. Franck, 1992: Characteristic of major Baltic inflows - a statistical analysis. *Continental Shelf Research*, **12**, 1375–1400.
- Mattsson, J., 1995: Observed linear flow resistance in the Øresund due to rotation. *Journal of Geophysical Research Ocean*, **100 C10**, 20,779–20,791.
- 1996: Some comments on the barotropic flow through the Danish Straits and the division of the flow between the Belt Sea and the Øresund. *Tellus*, **48A**, 456–464.
- Mohrholz, V., P. Menzel, and U. Lumborg, 2010: Data Report on Field Measurements at the Fehmarnbelt Link ATR E1-11 Final Report Oktober 2009. Technical report, Femern Bælt A/S.
- Møller, J. S. and C. B. Pedersen, 1993: Analyse af hydrografiske data fra det sydlige Kattegat. *Havforskning fra Miljøstyrelsen*, **20**.
- Ottesen Hansen, N.-E. and J. S. Møller, 1990: Zero blocking solution for the Great Belt Link. *Physical Oceanography of Sea Straits*, L. J. Pratt, ed., Kluwer Academic Publishers, volume 318 of *NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences*, chapter I. Case Studies, 153–169.
- Pedersen, F. B., 1978: On the influence of a bridge across the Great Belt on the Hydrography of the Baltic Sea. *Proceedings of the XI Conference of Baltic Oceanographers : Rostock, 24 -27 April 1978*, volume 1, 366–377.
- Pedersen, F. B. and J. S. Møller, 1981: Diversion of the River Neva How will it influence the Baltic Sea, the Belts and Cattegat. *Nordic Hydrology*, **12**, 1–20.
- Stigebrandt, A., 1980: Barotropic and Baroclinic Response of a semi-enclosed basin to barotropic forcing from the sea. *Fjord oceanography*, H. J. Freeland, ed., Plenum, New York, number 141-164.
- 1983: A Model for the Exchange of water and Salt between the Baltic and the Skagerrak. *Journal of Physical Oceanography*, **13**, 411–427.
- 1987: Computations of the flow of dense water into the Baltic Sea from hydrographical measurements in the Arkona Basin. *Tellus*, **39A**, 170–177.
- 1992: Bridge-induced Flow Reduction in Sea Straits with Reference to Effects of a Planned Bridge Across Øresund. *Ambio*, **21**, 130–134.
- 1999: Resistance to Barotropical Tidal Flow in Straits by Baroclinic Wave Drag. *Journal of Physical Oceanography*, **29**, 191–197.
- Toulany, B. and C. Garrett, 1984: Geostrophic control of fluctuating barotropic flow through straits. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 649–655.