

Meereswissenschaftliche Berichte
Marine Science Reports

No. 52

Integrale Eigenschaften
von mesoskaligen Wirbelstrukturen
in den tiefen Becken der Ostsee

von

Jan Hinrich Reißmann

**Institut für Ostseeforschung
Warnemünde
2002**

Die vorliegende Arbeit wurde von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Rostock als Dissertation angenommen und am 27. März 2002 erfolgreich verteidigt.

Die Gutachter waren :

- Dr. habil. Eberhard Hagen, Institut für Ostseeforschung Warnemünde
- Prof. Dr. Jens Meincke, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg
- Prof. Dr. Monika Rhein, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Abstract	5
Kurzzusammenfassung	6
1 Einleitung	7
2 Charakteristika der Ostsee	10
2.1 Bathymetrie der Ostsee	10
2.2 Hydrographie der Ostsee	12
3 Datengrundlage	17
3.1 Feldkampagnen	17
3.1.1 MESODYN-01 in der Stolper Rinne	21
3.2 Zirkulationsmodell	29
4 Methoden der Datenauswertung	34
4.1 Varianzreduzierung	34
4.2 Mustererkennung	40
4.2.1 Horizontale Muster	43
4.2.2 Vertikale Zuordnung	55
5 Ergebnisse	60
5.1 Feldkampagnen	60
5.1.1 Häufigkeiten	61
5.1.2 Räumliche Verteilung	63
5.1.3 Volumenanteil	66
5.1.4 Räumliche Skalen	67
5.1.5 Verfügbare potentielle Energie	71
5.1.6 Sauerstoff	77
5.2 Simulationen	79
5.2.1 Evaluierung	80
5.2.2 Häufigkeiten	82
5.2.3 Räumliche Verteilung	83
5.2.4 Volumenanteil	86
5.2.5 Räumliche Skalen	87
5.2.6 Verfügbare potentielle Energie	90

	Seite	
6	Diskussion	94
6.1	Feldkampagnen	94
6.2	Simulationen	100
7	Zusammenfassung	103
	Literaturverzeichnis	106
	Anhang	
A	MESODYN Kampagnen	111
	Danksagung	149

Abstract

Meso-scale variations of currents exist in nearly every part of the world ocean. Associated eddy currents are energetically dominant and have the ability to transport and to influence mixing. Eddies are also found in the deep basins of the Baltic Sea. In this work they are called Beddies. Some characteristic properties of individual Beddies were studied in the past. They are assumed to have an crucial influence on the transformation of the Baltic deep water. Using eddy-resolving station grids field campaigns in four deep basins of the Baltic Sea were carried out within the framework of the German-Russian project MESODYN (meso-scale dynamics). The MESODYN project was addressed to study meso-scale variations of the density fields during different seasons. The observed basins were the Arkona Basin, the Bornholm Basin, the Stolpe Furrow and the Eastern Gotland Basin. In this work the resulting CTD datasets accompanied by model results are used to describe the observed eddy fields by integral properties of all contained Beddies. The aim is to provide some basic information needed to address the question of their importance in the transformation of the Baltic deep water. To reach this goal an objective algorithm to detect all Beddies in the density fields had to be developed. It is found that the Beddies occupy a constant part of 12 % of the basin volume in every basin. This part remains constant over all seasons. Another important result is that the Beddies in all considered areas other than the Eastern Gotland Basin theoretically have the ability to destroy the stratification in about 20 % of the halocline volume in the winter season. It is shown that the relevant processes of Beddy formation are described by a circulation model with meso-scale resolution.

Kurzzusammenfassung

Mesoskalige Strömungsschwankungen existieren in nahezu jedem Teil des Weltozeans. Die damit verbundenen Wirbelströmungen sind energetisch vorherrschend und besitzen die Fähigkeit, Transporte zu induzieren und Vermischungsprozesse zu beeinflussen. Auch in den tiefen Becken der Ostsee werden mesoskalige Wirbel (eddies) gefunden. Sie werden in dieser Arbeit als Beddies bezeichnet. In der Vergangenheit wurden einige charakteristische Eigenschaften einzelner Beddies untersucht. Es wird vermutet, daß sie einen entscheidenden Einfluß auf die Tiefenwassertransformation in der Ostsee haben. Im Rahmen des deutsch-russischen Projektes MESODYN (meso-scale dynamics) wurden in vier tiefen Becken der Ostsee unter Verwendung von wirbelauflösenden Stationsnetzen Feldkampagnen durchgeführt. Das MESODYN Projekt war auf die Untersuchung der mesoskaligen Schwankungen in den Massenfeldern zu unterschiedlichen Jahreszeiten ausgerichtet. Die untersuchten Becken waren das Arkona-Becken, das Bornholm-Becken, die Stolper Rinne und das Östliche Gotland-Becken. In dieser Arbeit werden die gewonnenen CTD-Datensätze, ergänzt durch Modellergebnisse, dazu verwendet, die beobachteten Wirbelfelder durch integrale Eigenschaften aller enthaltenen Beddies zu beschreiben. Ziel ist es, einige grundlegende Informationen zu liefern, die benötigt werden, um die Frage nach ihrer Bedeutung für die Tiefenwassertransformation in der Ostsee zu klären. Um dieses Ziel zu erreichen, mußte ein objektiver Algorithmus zum Aufspüren aller Beddies in den Massenfeldern entwickelt werden. Es ergibt sich, daß die Beddies in jedem Becken einen konstanten Anteil von 12 % des Beckenvolumens einnehmen. Dieser Anteil bleibt in allen Jahreszeiten konstant. Ein weiteres wichtiges Ergebnis ist, daß die Beddies im Winter in allen betrachteten Gebieten mit Ausnahme des Östlichen Gotland-Beckens theoretisch die Fähigkeit besitzen, in etwa 20 % des Volumens der Halokline die Schichtung aufzulösen. Es wird gezeigt, daß die relevanten Prozesse zur Entstehung von Beddies durch ein Zirkulationsmodell mit mesoskaliger Auflösung beschrieben werden.

1 Einleitung

Mesoskalige Wirbelstrukturen

Meeresströmungen und die damit verbundenen Druck-, Temperatur- und Salzgehaltsfelder variieren energetisch sowohl zeitlich als auch räumlich. Die zeitlichen Skalen dieser Variationen liegen im Bereich von Wochen bis zu Monaten, die räumlichen im Bereich von Kilometern bis zu einigen Hundert Kilometern. Solche Variabilitäten sind in allen Weltmeeren zu finden. Ihre Bedeutung besteht darin, daß sie einen großen Teil der Bewegungsenergie im Weltozean beinhalten. Dadurch stellen sie eine wesentliche Komponente im System des Weltozeans dar, ROBINSON (1983).

Neben Fronten, Meandern und anderen Phänomenen stellen abgeschlossene Wirbelstrukturen eine spezielle Form solcher Variabilitäten dar. Sie werden allgemein als Eddies bezeichnet und treten selbst wiederum in einer Vielzahl verschiedener Erscheinungsformen auf. So kann es sich dabei z.B. um Verwirbelungen handeln, die sich über die gesamte Wassersäule erstrecken. Sie können aber auch als linsenförmige Einschübe innerhalb der Wassersäule auftreten. Ihre horizontalen Skalen sind in der Größenordnung des baroklinen Rossby-Radius. Aufgrund dieser horizontalen Ausdehnung werden sie als mesoskalig bezeichnet.

Eddies driften als isolierte Strukturen im Meer und transportieren neben Energie auch Impuls und andere Eigenschaften, wie z.B. Salzgehalt, Temperatur und Sauerstoffgehalt. Dabei unterscheiden sich die Eigenschaften innerhalb der Eddies deutlich von ihrer Umgebung. Die inneren Eigenschaften der Wirbel vermischen sich entweder langsam durch diffusive Prozesse oder abrupt durch ihren Zerfall mit den Eigenschaften ihrer unmittelbaren Umgebung. Eddies sind außerdem Streukörper für interne Wellen, TALIPOVA ET AL. (1998). Dadurch üben sie auch auf großen Skalen einen Einfluß auf ihre Umgebung aus. Die Eigenschaften *einzelner* solcher Wirbel in verschiedenen Teilen des Weltozeans wurden in zahlreichen Arbeiten untersucht, HANSEN UND MAUL (1991), PRATER (1992), SELLSCHOPP UND ONKEN (2000).

Die prominentesten Vertreter mesoskaliger Wirbelstrukturen sind unter der Bezeichnung Meddies bekannt. Der Name wurde durch McDowell und Rossby geprägt und steht für *Mediterranean Eddy*, MCDOWELL UND ROSSBY (1978). Sie sind im Nordatlantik zu finden und entstehen im Mittelmeerausstrom. Sie zeichnen sich durch ihren hohen Salzgehalt und ihre hohe Temperatur aus. Diese Eigenschaften können sie über lange Zeit konservieren und über große Entfernungen transportieren.

Auch in der Ostsee werden Eddies beobachtet. In Analogie zu den Meddies werden sie hier als Beddies bezeichnet. Der Name steht für *Baltic Eddy*.

Beddies werden in den tiefen Becken der Ostsee bevorzugt in der Halokline gefunden. Es wurden Dicken von etwa 20 m und Durchmesser zwischen 10 km und 20 km bestimmt. Es wurden Driftgeschwindigkeiten von einigen Zentimetern pro Sekunde festgestellt. Für ihre maximalen Rotationsgeschwindigkeiten werden Werte im Bereich von 20 cm s⁻¹ bis

30 cm s^{-1} angegeben. Die Beddies scheinen stark geostrophisch zu sein, AITSAM UND ELKEN (1982), AITSAM ET AL. (1984), ELKEN ET AL. (1988), ELKEN (1996), ZHURBAS UND PAKA (1997).

In der Ostsee kann den mesoskaligen Wirbelstrukturen eine besondere Bedeutung zufallen. Wegen der ausgeprägten Schichtung wird das Tiefenwasser hauptsächlich durch lateralen Transport ausgetauscht. Durch die Beddies kann zusätzlich ein vertikaler Transport erfolgen. Einerseits können die Wirbel zerfallen. Mit der frei werdenden Energie kann die Schichtung aufgelöst werden. Andererseits wird durch ihre Rotation ein vertikaler Transport induziert. Folglich können sie einen Beitrag zur Tiefenwassertransformation leisten.

Unklar sind bislang die Entstehungs- und Zerfallsmechanismen der Wirbel. Auch über den Energiehaushalt, die raum-zeitlichen Verteilungsmuster und saisonale Abhängigkeiten ist derzeit noch nicht viel bekannt.

Zielstellung

In der vorliegenden Arbeit soll erstmals die Gesamtheit der mesoskaligen Strukturen beschrieben werden, die in den tiefen Becken der Ostsee vorkommen. Dabei soll untersucht werden :

- Wieviele Strukturen gibt es in den einzelnen Becken?
- Wie sind die mesoskaligen Strukturen im Raum verteilt?
- Wie hoch ist der Volumenanteil dieser Beddies in den einzelnen Becken?
- Welche Werte haben die *mittleren* räumlichen Skalen?
- Ist eine Durchmischung der Halokline durch die Beddies energetisch möglich?
- Können die Beddies durch den transportierten Sauerstoff direkt zur Belüftung des sauerstoffarmen Tiefenwassers beitragen?
- Gibt es saisonale Abhängigkeiten?
- Sind die Eigenschaften der Beddies beckenabhängig?
- Können die integralen Eigenschaften der Beddies mit einem Zirkulationsmodell reproduziert werden?

Zur Beantwortung dieser Fragen ist es notwendig, eine Methode zu entwickeln, die zur objektiven Erkennung aller isolierten mesoskaligen Strukturen in den Becken geeignet ist.

Für die Arbeit stehen hydrographische Datensätze mit mesoskaler Auflösung zur Verfügung. Sie wurden im Rahmen des deutsch-russischen Projektes MESODYN¹ in vier tiefen Becken der Ostsee aufgenommen, um die räumliche Variabilität innerhalb dieser Becken zu untersuchen. Bei den untersuchten Becken handelt es sich um das Arkona-Becken, das Bornholm-Becken, die Stolper Rinne und das Östliche Gotland-Becken. Die Messungen erfolgten sowohl bei sommerlicher als auch bei winterlicher Schichtung. Zusätzlich wurde mit einem Zirkulationsmodell ein Datensatz zum Vergleich erstellt.

Die Arbeit ist wie folgt gegliedert : In Kapitel werden die bathymetrischen und hydrographischen Eigenschaften der Ostsee zusammengefaßt. Kapitel 2.2 gibt eine Übersicht über das verwendete Datenmaterial. Kapitel 3.2 erläutert die angewandten Methoden. Der Schwerpunkt liegt hier in der Beschreibung der entwickelten Methode zur Mustererkennung. In Kapitel 4.2.2 werden die Ergebnisse vorgestellt, die in Kapitel 5.2.6 diskutiert werden. Im abschließenden Kapitel 6.2 wird neben einer Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse ein Ausblick gegeben.

¹MESO-scale DYNamics

2 Charakteristika der Ostsee

Die Ostsee ist ein Randmeer im humiden Klimabereich, das nur über ein schmales und seichtes Übergangsgebiet mit der Nordsee und dem Weltozean verbunden ist. Dies hat zur Folge, daß die Ostsee bezogen auf ihre Fläche eines der größten Brackwassergebiete der Welt darstellt, deren spezielle hydrographische Eigenschaften vor allem durch das Zusammenspiel von Bathymetrie und Hydrologie unter dem Einfluß der atmosphärischen Anregungen geprägt werden. Hier wird daher zunächst ihre Bathymetrie skizziert. Anschließend werden die Prozesse erläutert, die für ihre hydrographischen Eigenschaften grundlegend sind.

2.1 Bathymetrie der Ostsee

Die Ostsee ist in mehrere Becken untergliedert, die über zumeist flache Schwellen sowie in einigen Fällen über kanalartige Rinnen in einer kettenförmigen Anordnung miteinander verbunden sind, Abbildung 2.1. Dadurch wird dem aus der Nordsee aufgrund seiner höheren Dichte am Boden einströmenden Wasser ein fester Weg in die zentrale Ostsee vorgegeben. Die Durchflußraten und Verweilzeiten des einströmenden Wassers in den einzelnen Becken und damit die Intensität der Tiefenwassertransformation in Raum und Zeit werden dabei hauptsächlich durch die Bathymetrie selbst kontrolliert, vergl. Abschnitt 2.2.

Das gesamte Übergangsgebiet zur Nordsee ist verhältnismäßig seicht. Südöstlich der Skagerrak Front befindet sich zunächst das Kattegat (K in Abbildung 2.1). Als äußerster Teil des Übergangsgebietes zwischen Nord- und Ostsee wird es gelegentlich selbst zur Ostsee gezählt. Je nach Wahl der Grenze wird das Volumen der Ostsee bei einer Oberfläche zwischen 350000 km^2 und 400000 km^2 mit 20000 km^3 bis 21000 km^3 beziffert, woraus sich eine mittlere Tiefe zwischen 50 m und 60 m ergibt, TOMCZAK UND GODFREY (1994).

Das Kattegat erreicht nur an wenigen Stellen eine Tiefe von 40 m und ist im wesentlichen über zwei Seestraßen mit der westlichen Ostsee verbunden. Die kürzere, dafür aber sowohl seichtere als auch schmalere, ist der Øresund. Er hat eine Länge von etwa 55 km , eine Schwellentiefe von etwa 8 m und an der schmalsten Stelle eine Breite von etwa 2 km . Die zweite Verbindung wird vom Großen Belt und dem Fehmarn Belt gebildet. Hinsichtlich des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee ist der Kleine Belt gegenüber dem Großen Belt wegen seines geringen Querschnittes als weitere Verbindung nahezu bedeutungslos. Mit etwa 180 km Länge ist die Verbindung durch den Großen Belt und den Fehmarn Belt gut dreimal so lang wie die durch den Øresund. Dagegen ist ihre Schwellentiefe von etwa 20 m mehr als doppelt so groß und ihre schmalste Stelle mit immerhin noch 8 km etwa viermal so breit. Sie mündet im Osten über die etwa 32 km breite und etwa 18 m tiefe Darßer Schwelle in das Arkona-Becken, das westlichste Becken des zentralen Teils der Ostsee. Dort hinein mündet von Nordwesten auch der Øresund.

Das Arkona-Becken ist das erste tiefe Ostseebecken entlang der kettenförmigen Anordnung. Es besitzt eine ziemlich flache Bathymetrie mit einer maximalen Tiefe von knapp 50 m . Seine 45 m -Isobathe überstreicht eine Fläche, die sich von Ost nach West etwa über 70 km

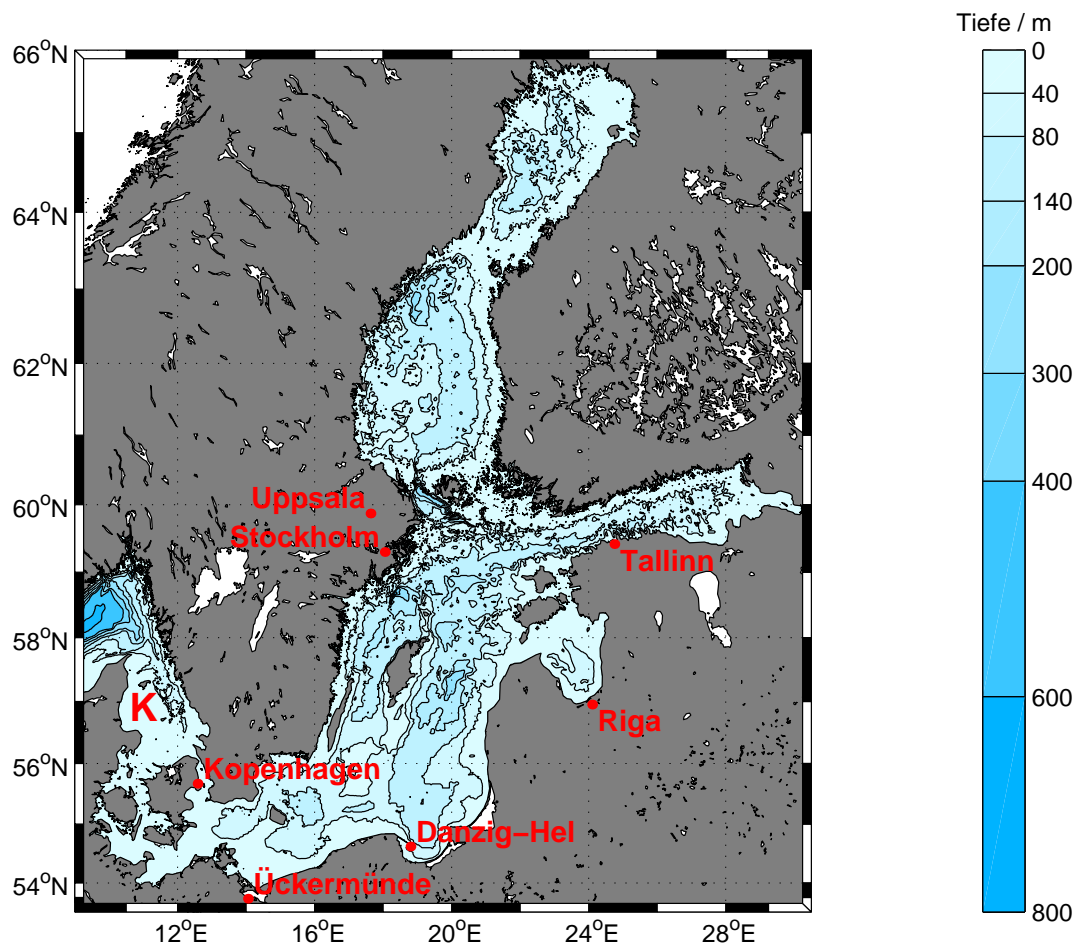


Abbildung 2.1: Übersichtskarte der Ostsee mit Bathymetrie. Aus Gründen der Übersichtlichkeit ist hier zur Orientierung lediglich das Kattegat mit K gekennzeichnet. Die Lage und Bezeichnung anderer Regionen folgt aus der Beschreibung in Abschnitt 2.1. Außerdem sind die meteorologischen Küstenstationen aus Abschnitt 3.1 eingezeichnet.

und in Nord-Süd-Richtung etwa über 25 km erstreckt. Nördlich der Insel Bornholm ist das Arkona-Becken durch den Bornholm-Kanal mit dem Bornholm-Becken verbunden.

Der Bornholm-Kanal ist etwa 30 km breit und 40 m tief, wohingegen die Verbindung der beiden Becken entlang der Strecke südlich der Insel Bornholm zwar etwa 100 km breit, dafür aber auch nur etwa 25 m tief ist.

Das Bornholm-Becken selbst erreicht eine maximale Tiefe von knapp 100 m und hat eine nahezu runde Form, deren Durchmesser auf einer Tiefe von 80 m zwischen 70 km und 80 km mißt.

Im Osten schließt sich an das Bornholm-Becken die Stolper Rinne an. Sie ist ein in Ost-West-Richtung ausgerichtetes längliches Becken mit einer maximalen Tiefe von ungefähr 90 m. Auf einer Tiefe von 60 m beträgt ihre Länge gut 80 km und ihre Breite etwa 25 km.

Während sie in südöstlicher Richtung in das Danziger Becken mit einer maximalen Tiefe von etwa 110 *m* mündet, schließt sich in nordöstlicher Richtung mit dem Hoburg Kanal bereits ein Ausläufer des Östlichen Gotland-Beckens an. Er weist bei einer Breite von etwa 50 *km* Tiefen von über 100 *m* auf.

Das Östliche Gotland-Becken selbst ist in seinem Zentrum knapp 250 *m* tief, seine 150 *m*-Isobathe hat einen Durchmesser von etwa 40 *km*. Es stellt das zentrale Becken der zentralen Ostsee dar und zeichnet sich vor allem durch seine steile Ostflanke aus. Aber auch im Nordwesten, in Richtung zur Klints Bank mit Tiefen geringer als 40 *m*, besitzt seine Bathymetrie ein starkes Gefälle. Östlich dieses Beckens liegt der Golf von Riga.

Die Kette tiefer Becken wird über das Farø Tief durch das Nördliche Gotland-Becken nach Norden fortgesetzt. Hier findet der zentrale Teil der Ostsee nach Osten durch den Finnischen Meerbusen und nach Norden über die Ålandsee durch den Bothnischen Meerbusen seinen Abschluss.

Im Westen grenzt das Westliche Gotland-Becken an, das mit einer Tiefe von knapp 460 *m* die tiefste Stelle der Ostsee, das Landsort Tief, einschließt. Das Westliche Gotland-Becken erstreckt sich westlich von Gotland in einem kanalartigen Ausläufer nach Süden, wo es bei einer Schwellentiefe von weniger als 40 *m* wiederum mit dem Bornholm-Becken, der Stolper Rinne, dem Danziger Becken und dem südlichen Teil des Östlichen Gotland-Beckens, dem Hoburg Kanal, in Verbindung steht.

Abschließend sei an dieser Stelle bemerkt, daß die Stationskarten in Abbildung 3.2 detaillierte Bathymetrien vom Arkona-Becken, vom Bornholm-Becken, von der Stolper Rinne und vom Östlichen Gotland-Becken enthalten, die im Rahmen dieser Arbeit ermittelt wurden, REISSMANN (1999).

2.2 Hydrographie der Ostsee

Die Ostsee ist ein intrakontinentales Schelfmeer. Ihre Hydrographie wird im wesentlichen durch das humide Klima auf der einen und von der Nordsee einströmendes salzreiches Wasser auf der anderen Seite geprägt. Der Einstrom salzreichen Wassers erfolgt über die in Abschnitt 2.1 beschriebenen schmalen und seichten Schwellen, durch die er zumindest zeitweise hydraulisch kontrolliert wird. Ein hydraulisch kontrollierter Einstrom über eine Schwelle stellt sich genau dann ein, wenn ein Überströmen der Schwelle möglich ist, obwohl die Strömung zunächst nicht die dazu notwendige spezifische Energie besitzt. In diesem Fall stellt sich ein stationärer Einstrom über die Schwelle ein, sobald sich vor der Schwelle soviel anströmendes Wasser aufgestaut hat, daß sie mit der minimal erforderlichen spezifischen Energie überströmt werden kann. Unter hydraulisch kontrollierten Bedingungen wird der Einstrom durch die Schwellen also behindert. In anderen Situationen kann er die Schwellen jedoch auch ungehindert überströmen oder durch sie gänzlich blockiert werden, PRATT (1986).

Innerhalb der Ostsee breitet sich das salzreiche Wasser aufgrund seiner höheren Dichte am Boden oder, je nach Aussüßung, in Bodennähe aus. Dies führt zusammen mit dem Eintrag von Frischwasser an der Oberfläche durch die einmündenden Flüsse und den Überschuß an Niederschlag gegenüber der Verdunstung zur Ausbildung einer ganzjährigen, stark ausgeprägten Schichtung von salzarmem Oberflächenwasser über salzreichem Tiefenwasser. Die beiden Schichten werden durch eine permanente Salzgehaltssprungschicht getrennt, die sich in den tiefen Becken etwa in Tiefen zwischen 60 m und 90 m befindet, STIGEBRANDT (1987), ELKEN (1996). In guter Übereinstimmung mit BROGMUS (1952) und HELCOM (1993) gibt die Tabelle 2.1 nach ANONYMOUS (1986) einen Überblick über den Wasserhaushalt der Ostsee.

Flußwassereintrag	436 km ³
Niederschlag	224 km ³
Verdunstung	184 km ³
Salzwassereinstrom	471 km ³
Oberflächenausstrom	947 km ³

Tabelle 2.1: *Jährliche Beiträge zum Wasserhaushalt der Ostsee nach ANONYMOUS (1986).*

Da sich das salzreiche Wasser während seiner Ausbreitung entlang der in Abschnitt 2.1 beschriebenen Kette tiefer Becken zunehmend mit dem dort vorhandenen salzärmeren Wasser mischt, existiert neben der beschriebenen permanenten Halokline entgegen der Einstromrichtung auch ein horizontaler Gradient im Salzgehalt, STIGEBRANDT (1983), HELCOM (1996). So sind im Arkona-Becken in Bodennähe noch maximale Salzgehalte von 24 *psu* zu beobachten, während die höchsten beobachteten Salzgehalte am Boden des Östlichen Gotland-Beckens nur noch um die 12 *psu* betragen, MATTHÄUS (1985), RAHM (1988), OMSTEDT UND AXELL (1998).

Ein vertikaler Austausch innerhalb der Wassersäule wird durch die permanente Halokline weitgehend unterbunden. Die Eigenschaften des Tiefenwassers in der Ostsee werden daher im wesentlichen durch den Einstrom des schweren Nordseewassers bestimmt, das im Kattegat bereitgestellt wird. Insbesondere der für das Ökosystem der Ostsee wichtige Sauerstoff in den tiefen Becken der Ostsee gelangt nur mit dem Nordseewasser in den Bereich unterhalb der Halokline.

Der ständige mittlere Austausch zwischen Nord- und Ostsee ist allerdings zu schwach, um das Tiefenwasser der Becken in der zentralen Ostsee zu erneuern, KRAUS UND BRÜGGE (1991). Hierfür bedarf es Einstromereignisse von besonderer Intensität und Dauer, die als Salzwassereinbrüche bezeichnet werden. Dabei muß das eindringende Wasser einerseits so schwer, d.h. salzreich, sein, daß es trotz fortschreitender Aussüßung durch Vermischungsprozesse während des Vordringens in den zentralen Teil der Ostsee noch schwer genug ist, um das in den einzelnen Becken vorhandene Tiefenwasser am Boden zu verdrängen. Andererseits muß eine ausreichende Menge von diesem Wasser einströmen, um die kettenförmig angeordneten tiefen Becken sukzessive bis zur Schwellentiefe zum jeweils nächsten Becken

auffüllen zu können. Die Austauschraten zwischen neuem und altem Tiefenwasser in den einzelnen tiefen Becken werden bei einem solchen Einstromereignis durch die Volumina der Becken und die Intensität des Einstromereignisses bestimmt.

Salzwassereinbrüche finden in unregelmäßigen Abständen von einigen Jahren im Mittel nur etwa alle drei Jahre jeweils im Zeitraum zwischen November und März statt, da für ihr Eintreten neben den angedeuteten ozeanographischen Bedingungen auch besondere meteorologische Voraussetzungen erfüllt sein müssen. So muß zunächst der Wasserstand der Ostsee durch anhaltende Ostwindlagen hinreichend erniedrigt werden, um ein Wasserstandsgefälle mit erhöhten Wasserständen im Kattegat aufzubauen. Danach muß eine dauerhafte Westwindlage für ein Vordringen von salzreichem Wasser in den Kattegat und bis an die Darßer Schwelle sorgen und so das Einstromereignis auslösen. Zuletzt begünstigt ein erneuter Wechsel auf östliche Winde einen barotropen Einstrom des salzreichen Wassers über die Darßer Schwelle in das Arkona Becken und ein weiteres Vordringen in die übrigen tiefen Becken der Ostsee.

Einzelne solcher Ereignisse, die Voraussetzungen für ihr Eintreten sowie ihre Auswirkungen und allgemeine Klassifizierungen von Salzwassereinbrüchen werden aufgrund ihrer Bedeutung für die Ostsee und insbesondere ihrer Ventilation häufig diskutiert, WYRTKI (1954), WOLF (1972), LASS UND SCHWABE (1990), MATTHÄUS UND FRANCK (1992), MATTHÄUS UND LASS (1995), ZHURBAS UND PAKA (1997). Aber auch die Auswirkungen ihres Ausbleibens in sogenannten Stagnationsperioden, während derer es zu anoxischen Bedingungen am Boden der tiefen Becken kommen kann, werden beschrieben, FONSELIUS (1970), MATTHÄUS (1986).

Es wird davon ausgegangen, daß bei einem Salzwassereinbruch innerhalb von fünf bis zehn Tagen etwa 30 km^3 bis 50 km^3 salzreichen Wassers mit minimalen Salzgehalten um die 20 psu in die Ostsee einströmen, NEHRING UND FRANCKE (1981). Der Volumentransport des Einstromes hängt sowohl von der Menge als auch von der Dichte des einströmenden Wassers ab. Entlang der Einstromrichtung nimmt er grundsätzlich ab. So beträgt die damit verbundene Ausbreitungsgeschwindigkeit auf der Strecke von der Darßer Schwelle bis ins Bornholm-Becken im Mittel noch etwa 10 cm s^{-1} , während sie auf der Strecke von dort bis ins Östliche Gotland-Becken auf mittlere Werte zwischen 2 cm s^{-1} und 6 cm s^{-1} abfällt, NEHRING UND FRANCKE (1981).

Unterhalb der Halokline ist die Zunahme des Salzgehaltes maßgeblich für die Dichteänderungen. Die Temperaturunterschiede haben dort keinen wesentlichen Einfluß auf die Dichteschichtung, vergl. Abschnitt 3.1.1. Aus diesem Grund nimmt der Salzgehalt am Boden der Ostseebecken nach einem Salzwassereinbruch stets zu. Denn nur wenn das einströmende Wasser schwerer, also salzreicher, ist als das stagnierende Tiefenwasser, wird dieses auch vom Boden der tiefen Becken verdrängt. Andernfalls wäre dieses Einstromereignis kein Salzwassereinbruch. Um wieviel der Salzgehalt am Boden der einzelnen Becken bei einem Salzwassereinbruch zunimmt, hängt im einzelnen jedoch von den Umständen des Einstromes, der Stagnationsperiode und des vorangegangenen Einstromes ab. Zunahmen von 1 psu bis 2 psu sind allerdings keine Seltenheit. Die Temperatur am Boden der tiefen Becken kann

bei einem Salzwassereinbruch dagegen sowohl zu- als auch abnehmen. Ob und wie sich die Temperatur ändert, hängt jedoch neben den Eigenschaften des Einstromes wiederum auch von den dort vor dem Einstrom vorherrschenden Verhältnissen ab. Daher haben die Eigenschaften des vorangegangenen Einstromereignisses und der Stagnationsperiode, insbesondere ihrer Dauer, auch auf die eintretenden Temperaturänderungen einen wesentlichen Einfluß, NEHRING UND FRANCKE (1981).

Der gewöhnliche Einstrom salzreichen Wassers aus der Nordsee besitzt nicht, wie die Salzwassereinbrüche, die notwendigen Eigenschaften, das Tiefenwasser der einzelnen Ostseebecken vollständig zu erneuern. Das einströmende Wasser ist beim Erreichen der betreffenden Becken wegen seiner fortschreitenden Vermischung mit salzärmerem Wasser meist nicht mehr schwer genug, um das Bodenwasser dort zu verdrängen. Folglich breitet es sich häufig zwischen dem Bodenwasser und der Halokline in einer Zwischenschicht entsprechender Dichte aus. Diese Schicht wird gelegentlich als aktive Tiefenschicht bezeichnet. Durch den Einstrom anderer Wassermassen sind dort oft Temperaturinversionen und intrusive Wirbel zu beobachten, ELKEN ET AL. (1988), ZHURBAS UND PAKA (1997).

Aus dem mittleren Einstrom salzreichen Wassers in die Ostsee kann für die einzelnen Becken eine mittlere Verweilzeit des Tiefenwassers unterhalb der Halokline abgeschätzt werden. Wird ein mittlerer Volumentransport von $20000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ angenommen, ergeben sich für die Becken der zentralen Ostsee Verweilzeiten zwischen einem Monat und zwei Jahren, HELCOM (1996). Dagegen geben andere Autoren mit etwa 30 Jahren deutlich längere Verweilzeiten des Tiefenwassers an, RODHE (1998).

Die Dichteschichtung der Ostsee wird neben der beschriebenen halinen Schichtung zusätzlich durch den Jahresgang der Temperatur in der Deckschicht bestimmt. Durch die Erwärmung an der Oberfläche während des Sommers wird mit der saisonalen Temperatursprungschicht, zumindest in den tiefen Becken der Ostsee, eine zweite Sperrschicht für den vertikalen Impuls- und Eigenschaftsaustausch gebildet. Darüber befindet sich winddurchmischtes, leichteres, warmes Deckschichtwasser. In seichteren Gebieten der Ostsee mit einer permanenten Halokline fällt die saisonale Thermokline jedoch häufig mit der permanenten Halokline zusammen, so daß dort auch im Sommer nur eine Dichtesprungschicht existiert. In den tiefen Becken der Ostsee wird durch die saisonale Thermokline im Sommer dagegen ein größerer Teil der Wassersäule vom direkten atmosphärischen Antrieb entkoppelt als im Winter. Dieser Teil schließt insbesondere die permanente Halokline ein. Der zugehörige Salzgehaltsgradient bzw. der damit verbundene Dichtegradient wird während der sommerlichen Entkopplung durch vertikale Diffusion abgeschwächt.

Im Winter löst sich die saisonale Thermokline aufgrund der Abkühlung an der Oberfläche wieder auf. Die dadurch ausgelöste Konvektion homogenisiert die Wassersäule hinab bis zur permanenten Halokline. Nach dieser vertikalen Homogenisierung kann auch der Wind die Wassersäule wieder bis zur permanenten Halokline erfassen. Durch diese Prozesse wird der vertikale Dichtegradient an der oberen Grenze der Halokline und damit der zugehörige Salzgehaltsgradient nach der sommerlichen Abschwächung nun wieder verstärkt, STIGEBRANDT (1987), ELKEN (1996). Außerdem wird in den tiefen Becken der Ostsee dadurch das sehr

homogene winterliche oder auch Baltische Zwischenwasser gebildet. Es befindet sich im Sommer zwischen der saisonalen Thermokline und der permanenten Halokline. Dort werden darin die thermischen Verhältnisse vom Beginn des Frühjahres den ganzen Sommer über nahezu konserviert.

Unterhalb der Halokline werden im allgemeinen höhere Temperaturen beobachtet als direkt darüber, da das einströmende salzreiche Wasser aus dem vom Kattegat gebildeten Übergangsgebiet zumeist wärmer ist als das winterliche Zwischenwasser in den tiefen Becken der Ostsee. Die Stabilität der Schichtung wird hier durch den entsprechenden Temperaturanstieg allerdings nur geringfügig reduziert, weil die Dichteschichtung unterhalb der Halokline durch den Salzgehalt dominiert wird.

Zusammenfassend kann die Dynamik der Ostsee in drei wesentliche Aspekte unterteilt werden :

1. Im Hinblick auf ihren Wasserhaushalt mit den beschriebenen vertikalen und horizontalen Salzgehaltsgradienten besitzt sie die Charakteristik eines riesigen Estuars, WELANDER (1974).
2. Bezüglich ihrer nahezu vollständigen Abgeschlossenheit zusammen mit den windinduzierten Strömungen weist sie die Eigenschaften eines großen Sees auf, KRAUS UND BRÜGGE (1991), FENNEL UND STURM (1992), SAMUELSSON UND STIGEBRANDT (1996).
3. Bei Betrachtung ihrer mesoskalen Dynamik kann die Ostsee aufgrund des Auftretens mesoskalere Phänomene wie Fronten und Eddies als kleiner Ozean angesehen werden, AITSAM UND ELKEN (1982), ELKEN ET AL. (1988), ZHURBAS UND PAKA (1997). Als solcher ist er darüber hinaus in seine tiefen Becken untergliedert. Die dynamischen Bedingungen für den Austausch des Tiefenwassers sind dabei infolge der verfügbaren Beckenvolumina und damit unterschiedlichen Verweilzeiten des Tiefenwassers unterschiedlich und für jedes einzelne Becken charakteristisch, STIGEBRANDT (1987), OMSTEDT UND AXELL (1998).

3 Datengrundlage

Für die hier durchgeführten Massenfelduntersuchungen standen zweierlei Arten von Daten zur Verfügung. Zum einen wurde das Massenfeld in jedem der vier untersuchten Becken wenigstens zweimal direkt vermessen. Zum anderen stehen die Ergebnisse eines numerischen Zirkulationsmodells zur Verfügung, das das Verhalten der gesamten Ostsee über die Zeitspanne eines Jahres simuliert. Aus dem Vergleich dieser Simulation mit Feldmessungen aus demselben Jahr werden wesentliche Rückschlüsse auf die Qualität der Simulation mesoskaler Wirbelmuster und deren Dynamik erwartet. Die Grundzüge der Feldkampagnen und des verwendeten Zirkulationsmodells werden in den folgenden Abschnitten umrissen.

3.1 Feldkampagnen

Im Rahmen des MESODYN Projektes wurden mehrere Feldkampagnen in den Gebieten des Arkona-Beckens (AB), des Bornholm-Beckens (BB), der Stolper Rinne (SF) und des Östlichen Gotland-Beckens (EGB) unternommen. Die Lage der vier Untersuchungsgebiete innerhalb der Ostsee ist in Abbildung 3.1 in einer Übersichtskarte dargestellt.

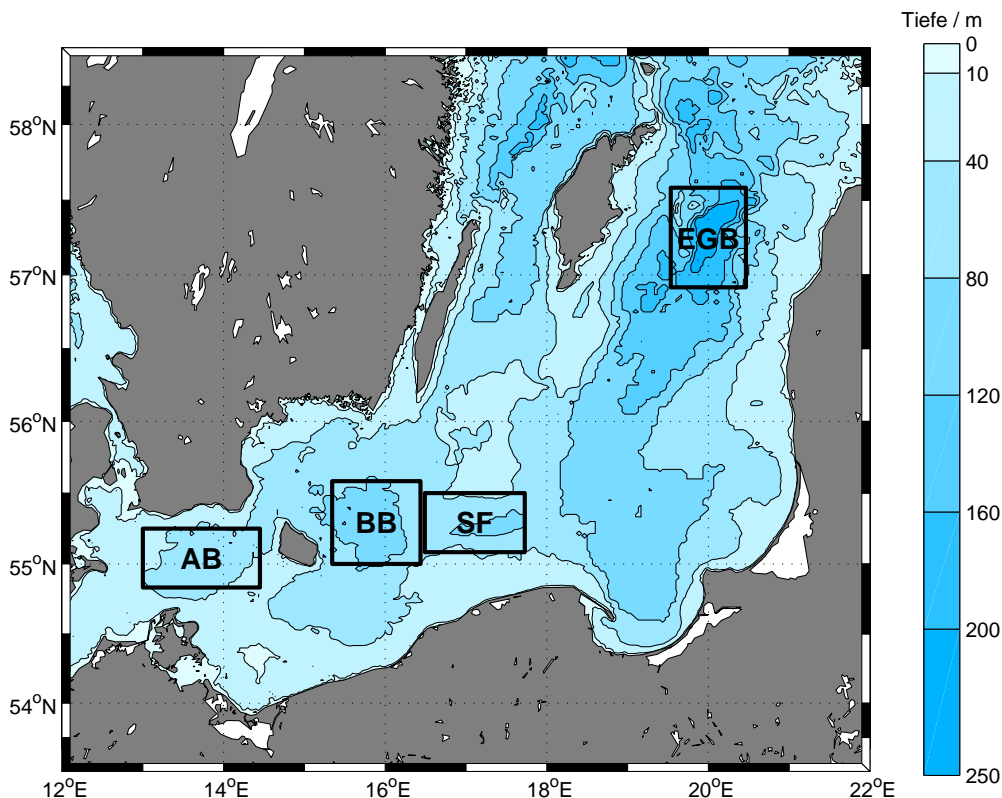


Abbildung 3.1: Übersichtskarte der MESODYN Untersuchungsgebiete mit Bathymetrie; AB : Arkona-Becken, BB : Bornholm-Becken, SF : Stolper Rinne, EGB : Östliches Gotland-Becken

Während jeder dieser Feldkampagnen wurde eine synoptische Aufnahme des Massenfeldes im Untersuchungsgebiet gewonnen. Hierfür wurde eine Standard-CTDO¹-Sonde der Firma *seabird* eingesetzt, mit deren Hilfe auf festgelegten Positionen, den sogenannten Stationen, Vertikalprofilierungen der Leitfähigkeit C , bzw. des Salzgehaltes S , der Temperatur T und des Sauerstoffgehaltes o durchgeführt wurden. Als Vertikalkoordinate wurde dabei synchron der Druck p aufgezeichnet. Aus den resultierenden Profilen lassen sich mit der Zustandsgleichung für Seewasser $\rho = \rho(S, T, p)$ die zugehörigen Dichteprofile berechnen, UNESCO (1981), FEISTEL UND HAGEN (1995). Die vom Hersteller angegebenen Meßgenauigkeiten der verwendeten Sensoren sind in Tabelle 3.1 zusammengefaßt.

Meßgröße	Genauigkeit	mittlere monatliche Drift
Leitfähigkeit	$\pm 0,0003 \frac{S}{m}$	$\pm 0,0003 \frac{S}{m}$
Temperatur	$\pm 0,001 \text{ } ^\circ K$	$\pm 0,0002 \text{ } ^\circ K$
Druck	$\pm 0,015 \%$	$\pm 0,0015 \%$
Sauerstoffgehalt	$\pm 0,1 \frac{ml}{l}$	—

Tabelle 3.1: *Herstellerangaben zur Meßgenauigkeit der eingesetzten Sensoren. Aus den angegebenen Werten folgt für den Salzgehalt im Temperatur- und Leitfähigkeitsbereich der Ostsee eine Genauigkeit von $\pm 0,002 \text{ psu}$ bis $\pm 0,004 \text{ psu}$. Für die Dichte ergibt sich in demselben Wertebereich daraus im ungünstigsten Fall eine Genauigkeit von $\pm 0,003 \text{ kgm}^{-3}$.*

Um systematische Meßfehler möglichst gering zu halten, wurden mit unabhängigen Methoden auf jeder Kampagne für jeden Sensor in zeitlich regelmäßigen Abständen insgesamt etwa zehn Vergleichsmessungen durchgeführt und ggf. Korrekturen an den Meßdaten angebracht. Allerdings betrifft dies neben der erforderlichen Korrektur auf den während der Kampagne vorherrschenden Atmosphärendruck aufgrund der ausgereiften Sensortechnik der anderen Sensoren fast ausschließlich die gemessenen Sauerstoffgehalte, bei denen wegen Alterungsprozessen in der Sensormembran eine Korrektur aus technischen Gründen unerlässlich ist.

Nach einer Qualitätskontrolle wurden die verbleibenden einzelnen Werte der direkt gemessenen Größen entsprechend ihrer Druckzuordnung über 1 *dbar*-Stufen gemittelt, die um ganzzahlige Werte des Druckes in *dbar* zentriert sind. Hieraus ergab sich die vertikale Auflösung der Ausgangsprofile von Temperatur, Salz- und Sauerstoffgehalt für die Datenauswertung etwa zu 1 *m*, da dies bis auf die Größenordnung von einigen *cm* einem Druckunterschied von 1 *dbar* in Seewasser entspricht. Die beschriebenen Mittelwerte wurden zumeist aus 40–60 Einzelmessungen aus dem zugehörigen Druckbereich gebildet. Details zur Datenprozessierung finden sich in SEA-BIRD ELECTRONICS (1994).

Die horizontale Auflösung der Messungen ergab sich beim Zusammensetzen der einzelnen Profile einer Kampagne zu räumlichen Datenfeldern aus den entsprechenden Stationspositionen. Die Sollpositionen der Stationsnetze über den vier Untersuchungsgebieten sind

¹ Conductivity Temperature Depth Oxygen

zusammen mit der Bathymetrie der entsprechenden vier Becken in den Stationskarten in Abbildung 3.2 eingezeichnet, vergl. REISSMANN (1999). Der Stationsabstand in jedem der vier Untersuchungsgebiete betrug sowohl in zonaler als auch in meridionaler Richtung 2,5 Seemeilen bzw. etwa 4,6 km. Somit lag die horizontale Auflösung der Datenfelder in der Größenordnung des ersten baroklinen Rossby-Radius, für den in den betrachteten Gebieten der Ostsee je nach Gebiet und Jahreszeit Werte zwischen 3 km und 7 km angegeben werden, FENNEL ET AL. (1991).

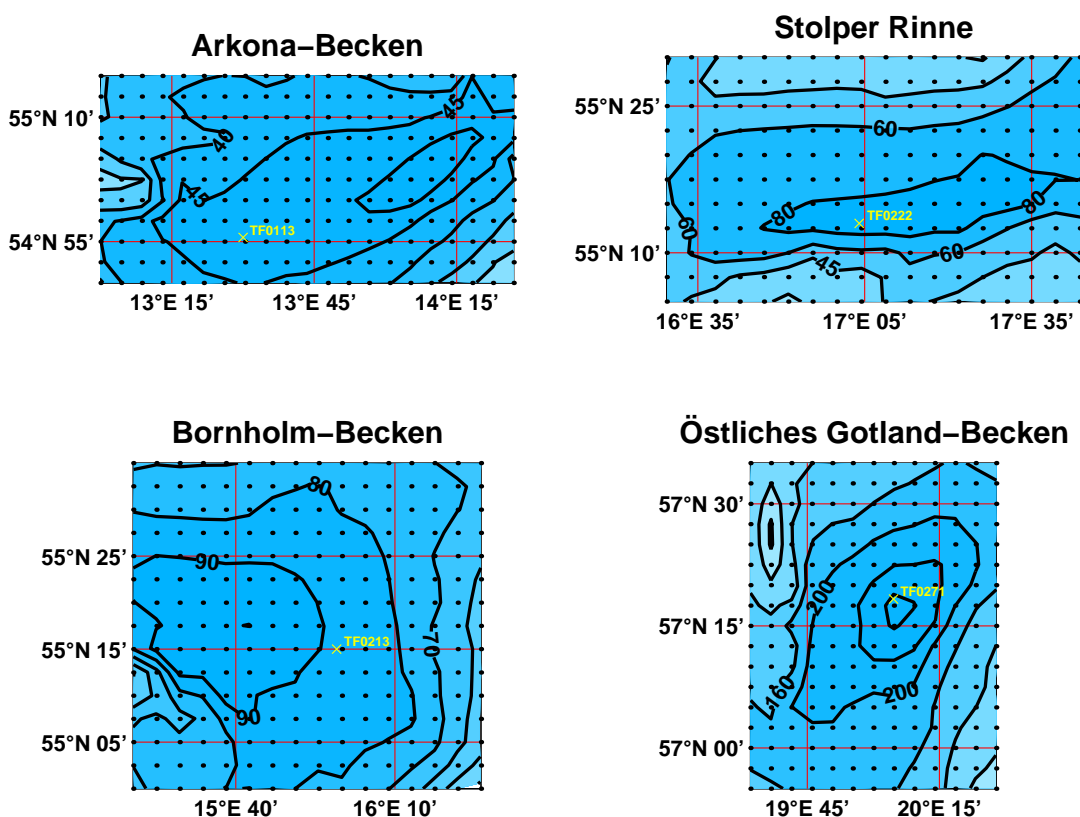


Abbildung 3.2: Stationskarten der MESODYN Untersuchungsgebiete mit Bathymetrie. Die Tiefen sind in Metern angegeben. Zusätzlich ist jeweils die Lage der zentralen Monitoring- bzw. Terminfahrtstation (TF) eingezeichnet.

Die Stationsnetze wurden überwiegend zonal, z.T. aber auch meridional und in zwei Fällen irregulär abgearbeitet. In den meisten Fällen war es aus Zeitgründen nicht möglich das gesamte Stationsnetz des entsprechenden Untersuchungsgebietes synoptisch zusammenhängend abzuarbeiten, da die Stationsarbeiten wegen der Wetterverhältnisse oftmals entweder abgebrochen oder für Tage unterbrochen werden mußten. In dieser Arbeit wird für jede Feldkampagne jeweils nur der Teil des Datensatzes verwendet, der dem größten zusammenhängend abgefahrenen Teil des Stationsnetzes zuzuordnen ist. Eine Übersicht über die verwendeten Datensätze gibt die Auflistung aller Feldkampagnen in Tabelle 3.2.

Arkona-Becken (231 Stationen)

Kampagne	Schiff	Zeitraum	Stationen	Dauer
MESODYN-04	A. v. H.	04.12.96 – 09.12.96	231	117 h
MESODYN-12	P. A. P.	16.10.99 – 20.10.99	170	92 h

Bornholm-Becken (240 Stationen)

Kampagne	Schiff	Zeitraum	Stationen	Dauer
MESODYN-03	A. v. H.	08.09.96 – 13.09.96	176	134 h
MESODYN-05	P. A. P.	27.02.97 – 06.03.97	240	173 h

Stolper Rinne (198 Stationen)

Kampagne	Schiff	Zeitraum	Stationen	Dauer
MESODYN-01	A. v. H.	02.03.96 – 07.03.96	192	116 h
MESODYN-06	P. A. P.	10.06.97 – 14.06.97	198	96 h
MESODYN-09	P. A. P.	07.11.98 – 11.11.98	176	94 h

Östliches Gotland-Becken (221 Stationen)

Kampagne	Schiff	Zeitraum	Stationen	Dauer
MESODYN-02	P. A. P.	11.06.96 – 17.06.96	208	135 h
MESODYN-07	A. v. H.	29.08.97 – 04.09.97	208	151 h
MESODYN-08	A. v. H.	19.04.98 – 24.04.98	195	141 h
MESODYN-10	A. v. H.	22.11.98 – 27.11.98	182	104 h
MESODYN-11	A. v. H.	19.08.99 – 25.08.99	221	133 h

Tabelle 3.2: Auflistung aller Feldkampagnen mit Meßzeitraum, Stationsumfang und Dauer des Kampagnenabschnitts, in dem der jeweils verwendete Datensatz erstellt wurde; P. A. P. : Professor Albrecht Penck, A. v. H. : A. v. Humboldt.

Besondere Eigenschaften der einzelnen Feldkampagnen wie die meteorologischen und ozeanographischen Rahmenbedingungen werden im folgenden Abschnitt 3.1.1 anhand der Feldkampagne MESODYN-01 exemplarisch dargestellt. Im Anhang A sind die beschriebenen Eigenschaften zur Dokumentation aller Feldkampagnen in einheitlicher Form zusammengefaßt.

3.1.1 MESODYN-01 in der Stolper Rinne

Im Rahmen der MESODYN-01 Kampagne wurde das Stationsnetz über der Stolper Rinne in einer wechselnden Abfolge von meridionalen Schnitten in südlicher und nördlicher Richtung abgearbeitet. Begonnen wurde auf der Station im Nordosten in Richtung Süden. Folglich wurde die Kampagne nach knapp fünf Tagen auf der Station im Nordwesten beendet. Die abgefahrene Route ist in Abbildung 3.3 eingezeichnet. Auf den dort jeweils mit einem Kreuz markierten sechs Positionen waren wegen intensiver Fischerei keine Messungen möglich, daher fehlen die zugehörigen Datenpunkte entweder in entsprechenden anderen Darstellungen oder sind dort in analoger Weise gekennzeichnet.

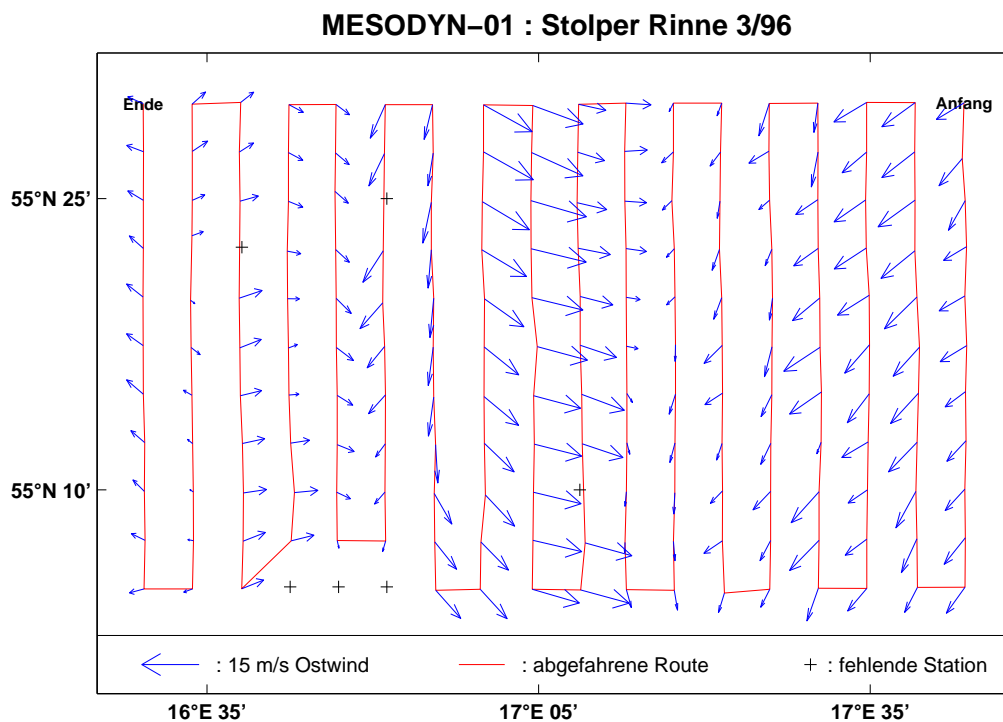


Abbildung 3.3: Die lokalen Windverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-01 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

Windantrieb

Die lokalen Windverhältnisse während der Feldkampagne sind in Abbildung 3.3 anhand von vektoriellen Mittelwerten der Windgeschwindigkeit über die Dauer der Stationsarbeiten dargestellt. Auf diese Weise wurden verfälschte Meßwerte herausgefiltert, die aus Problemen der Windmessung während des Abstoppens und Anfahrens des Schiffes resultieren. Da die Stationsdauer jeweils ungefähr 10 Minuten betrug und die Windgeschwindigkeit im Minutentakt aufgezeichnet wurde, wurden die dargestellten Mittelwerte jeweils aus etwa 10

Einzelmessungen bestimmt. Durch diese Mittelung wird der hochfrequente Teil der Windfluktuationen unterdrückt, während die Mittelwerte den niederfrequenten Teil repräsentieren.

Die Windverhältnisse ändern sich im Ostseegebiet auf Zeitskalen von ein bis zwei Tagen und können daher über die Zeitspanne der Feldkampagne mit einer Dauer von knapp fünf Tagen nicht als konstant angesehen werden. Dahingegen sind die räumlichen Skalen der Wetterlagen im Ostseeraum mit einer Größenordnung von etwa 1000 km weitaus größer als die einzelnen MESODYN Untersuchungsgebiete mit maximalen Ausdehnungen von etwa 100 km . Die Darstellung der Windverhältnisse in Abbildung 3.3 ist aus diesen Gründen weniger eine Darstellung eines zeitlich konstanten räumlichen Windfeldes während der Kampagne, sondern vielmehr eine Darstellung der Zeitreihe des lokalen Windes im Untersuchungsgebiet, wobei die fortschreitende Zeit hier durch den jeweiligen Ort des Schiffes entlang seiner Route angedeutet wird. Auf diese Weise werden die lokalen Windverhältnisse also ohne explizite Zeitangabe direkt dem Reiseabschnitt zugeordnet. Die Zeitschritte zwischen den Stationen bzw. den zugeordneten Mittelwerten des Windvektors sind nicht exakt äquidistant, betragen aber immer zwischen 30 und 40 Minuten.

Die Beständigkeit von Windsituationen über einen Tag ist aus Abbildung 3.3 gut abzulesen, da nach den vorangegangenen Erläuterungen ein Tag etwa vier Meridionalschnitten entspricht. Die Feldkampagne begann bei Winden um die 10 m s^{-1} aus nordöstlichen Richtungen, flaute nach einem Tag auf Werte um die 5 m s^{-1} ab, während er auf Nord drehte. Wiederum nach einem Tag drehte der Wind weiter auf West und frischte auf Werte um die 13 m s^{-1} auf. Nachdem kurzzeitig wieder nördliche Richtungen vorherrschten, flaute er erneut auf Geschwindigkeiten von etwa 5 m s^{-1} ab, wobei bis zum Ende der Kampagne westliche Richtungen dominierten.

Ein räumliches Bild der Windverhältnisse während der Kampagnen liefern die Windmessungen der sechs meteorologischen Küstenstationen Kopenhagen, Ückerkmünde, Danzig-Hel, Riga, Tallinn und Stockholm (ab Tag 29 zu MESODYN-08 stattdessen Uppsala). Die Positionen dieser Stationen sind in Abbildung 2.1 eingezeichnet.

Nach einem einfachen numerischen Verfahren wurde aus den Windmessungen der drei Wetterstationen im Nordosten und im Südwesten der zentralen Ostsee jeweils eine für diese Gebiete repräsentative Zeitreihe der Vertikalkomponente $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ der Rotation der Windschubspannung (*wind stress curl*) berechnet. Die Bedeutung dieser Größe im Zusammenhang mit der durchgeführten Untersuchung ergibt sich zum einen aus ihrem Einfluß auf beckenweite Wasserstandsänderungen mit der Zeit. Zum anderen liefert sie einen Hinweis auf die Tendenz zur Wirbelbildung. Auf diese Eigenschaften wird in Abschnitt 5.1.5 näher eingegangen. Die beiden resultierenden Zeitreihen und das in diesem Sinne für die gesamte zentrale Ostsee repräsentative räumliche Mittel daraus sind in Abbildung 3.4 dargestellt.

Die Berechnung der Windschubspannung $\vec{\tau}$ aus den Windmessungen erfolgte zu diesem Zweck nach :

$$\vec{\tau} = \rho_L \cdot c_d \cdot |\vec{v}_{10}| \cdot \vec{v}_{10} \quad (3.1)$$

Dabei ist $\rho_L = 1,226 \text{ kg m}^{-3}$ die mittlere Dichte der Luft und \vec{v}_{10} die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe. Für den Reibungskoeffizienten c_d wurde die vor allem wegen ihres sinnvollen asymptotischen Verhaltens gegenüber alternativen Vorschlägen wie etwa von WU (1980) oder SMITH (1980) favorisierte Parametrisierung von SAUNDERS (1976) gewählt :

$$c_d \cdot 10^3 = 1,65 + 0,80 \cdot \tanh\left(4,0 \cdot \frac{|\vec{v}_{10}| - 8 \frac{\text{m}}{\text{s}}}{10 \frac{\text{m}}{\text{s}}}\right) \quad (3.2)$$

Weder während noch vor der Vermessung des verwendeten Datensatzes herrschte über einen längeren Zeitraum von wenigstens einer Woche ein gleichförmiger Antrieb der Meeresoberfläche vor, siehe auch Abbildung 3.3. Der Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ über den in Abbildung 3.4 gekennzeichneten Zeitraum der Kampagne ergibt sich hier zu $-0,28 \cdot 10^{-8} \text{ N m}^{-3}$, die entsprechende Standardabweichung beträgt $5,60 \cdot 10^{-8} \text{ N m}^{-3}$, so daß das Vorzeichen des mittleren $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ hier nicht signifikant ist.

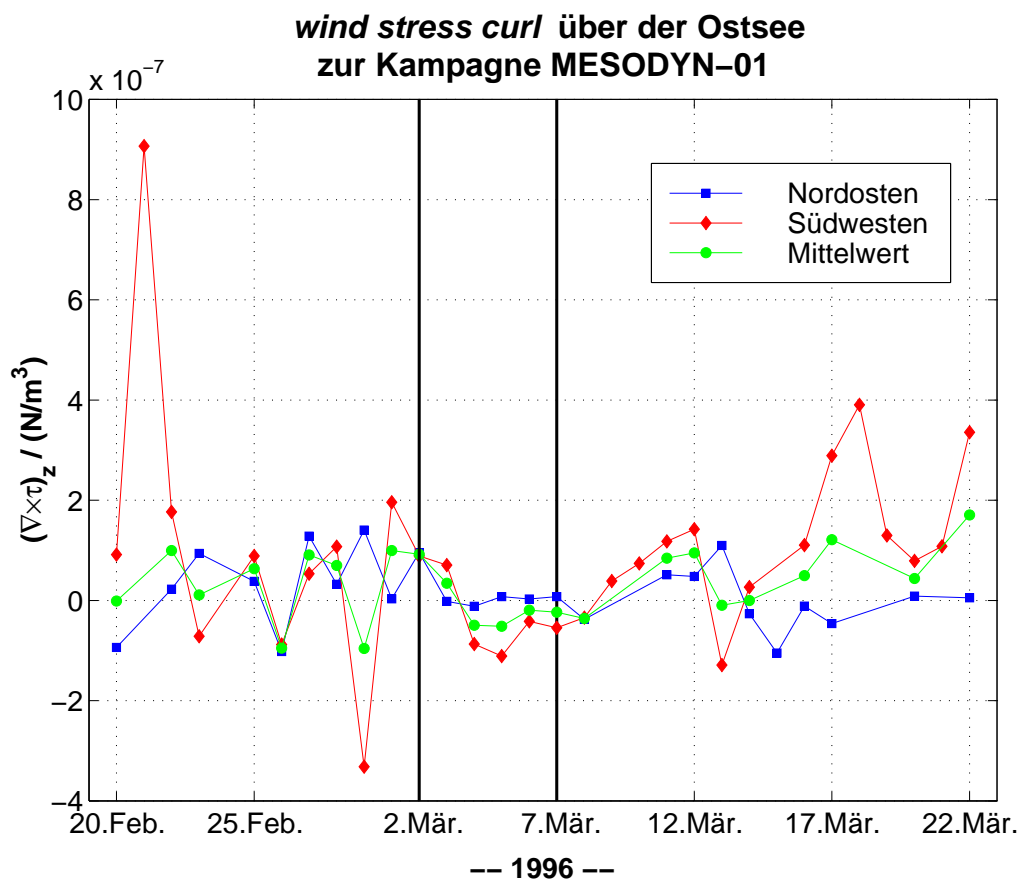


Abbildung 3.4: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-01 Kampagne gemessen wurde.

Hydrographie

Die Schichtungsverhältnisse, die zur Zeit der Feldkampagne vorherrschten, werden durch Profile der potentiellen Dichte, der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes in Abbildung 3.5 charakterisiert. Dargestellt sind jeweils vier unterschiedliche Profile derselben Meßgröße :

1. Das Profil der räumlich isobarischen Mittelwerte während der Kampagne, d.h. das räumlich horizontale Mittel aller Profile des verwendeten Datensatzes.
2. Das Profil von der Station, die der zentralen Monitoring-Station im betrachteten Becken, hier also der Station TF0222, am nächsten liegt, siehe Abbildung 3.2.
3. Das Profil der zeitlich isobarischen Mittelwerte aller Profile von der zentralen Monitoringstation des betrachteten Beckens aus allen Monitoringfahrten von 1969 bis 1998 mit entsprechender jahreszeitlicher Zuordnung, in diesem Fall also der Station TF0222 der März/April-Terminfahrten.
4. Das Profil der raum-zeitlich isobarischen Mittelwerte aller in der IOW²-Datenbank verfügbaren Daten aus dem Zeitraum von 1960 bis 1998 mit geeigneter Wichtung, die im Untersuchungsgebiet und dem Monat der Kampagne gemessen wurden, hier also im Gebiet der Stolper Rinne im März.

Während die beiden ersten in direktem Bezug zur Feldkampagne stehen, sollen letztere in diesem Zusammenhang die klimatologische Hintergrundschichtung annähern. Bei den mittleren Profilen ist in Abbildung 3.5 außerdem jeweils die Umgebung der zugehörigen Standardabweichung eingezeichnet. Alle im folgenden erwähnten Mittelwerte und Varianzen bzw. Standardabweichungen, sowohl die zeitlichen als auch die räumlichen und raumzeitlichen, wurden isobarisch berechnet.

Die Station TF0222 wird hier gesondert betrachtet, weil sie aufgrund ihrer zentralen Lage mit nahezu maximaler Tiefe im Gebiet der Stolper Rinne z.B. im Rahmen des Ostseemonitoring für dieses Gebiet als repräsentativ angesehen wird. Diese Betrachtungsweise wird auch in bezug auf andere Gebiete, insbesondere die tiefen Becken der Ostsee, anhand ähnlich exponiert gelegener Stationen häufig angewendet, MATTHÄUS (1980), RAHM (1985), KÖUTS UND OMSTEDT (1993), OMSTEDT UND AXELL (1998). Die Lage der entsprechenden vier Stationen für die vier in dieser Arbeit betrachteten Gebiete ist in Abbildung 3.2 jeweils in das zugehörige Stationsnetz eingezeichnet.

Aus dem Vergleich des mittleren mit dem zentralen Profil der Feldkampagne ergeben sich folgende Unterschiede. So deutet sich bei der potentiellen Dichte bis knapp 23 *dbar* im zentralen Profil eine leichtere Deckschicht an, die im mittleren Profil fehlt. Werden die entsprechenden Profile von Temperatur und Salzgehalt hinzugezogen, zeigt sich, daß es sich hierbei keinesfalls etwa um eine lokal bereits ausgebildete sommerliche Deckschicht handelt,

²Institut für Ostseeforschung Warnemünde

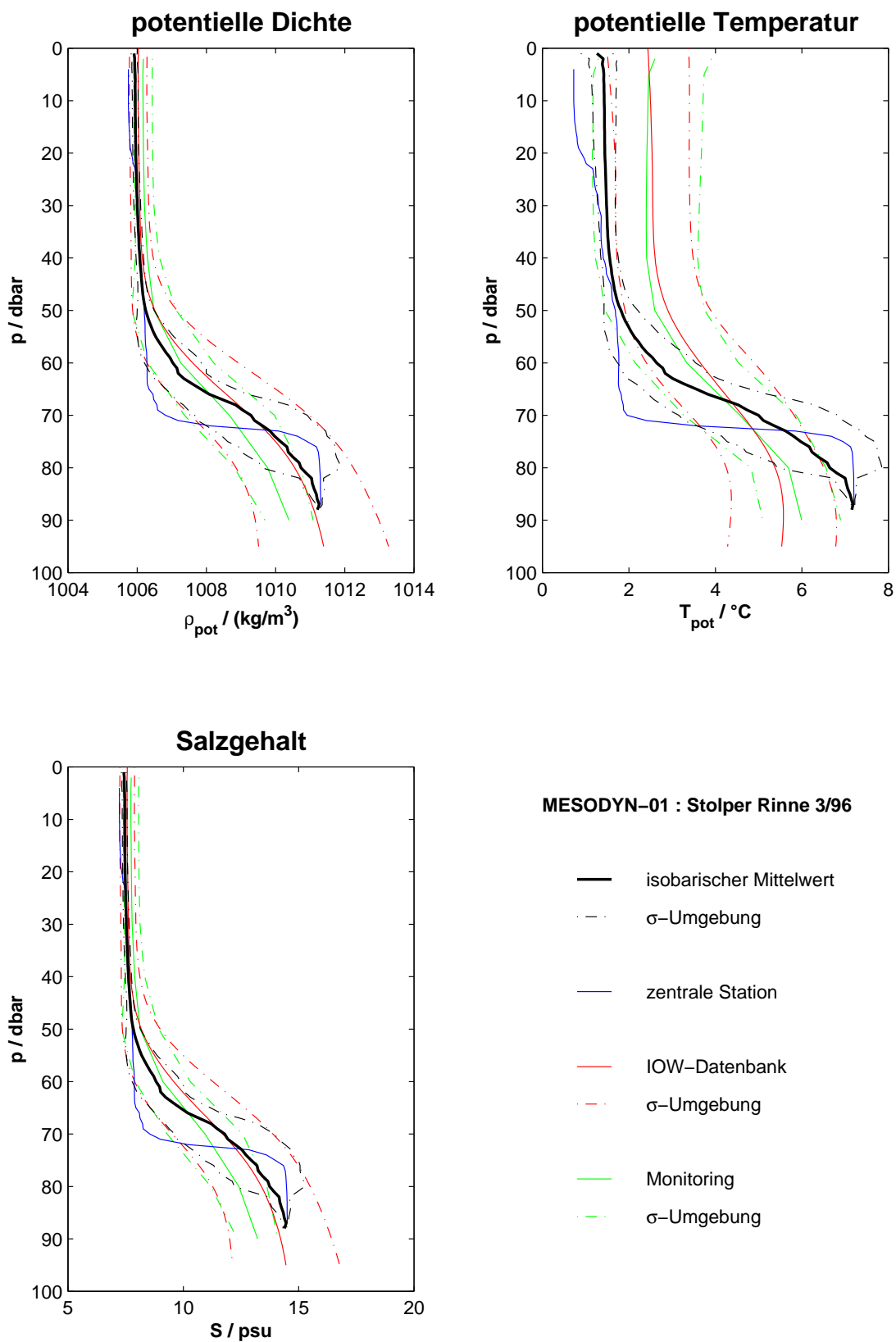


Abbildung 3.5: Die Schichtungsverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-01 Kampagne anhand verschiedener Profile.

sondern daß diese Deckschicht im Gegenteil von kälterem dafür aber zugleich salzärmerem Wasser gebildet wird. Aufgrund des Fehlens einer sommerlichen Deckschicht, insbesondere in allen mittleren Profilen der Feldkampagne, wird die Schichtungssituation in der Stolper Rinne für den MESODYN-01 Datensatz als winterlich eingestuft.

Darunter ist die Dichte in beiden Profilen zunächst bis zur Halokline bei etwa 50 *dbar* nahezu identisch. In diesem Bereich befindet sich das offenbar auch horizontal sehr homogene winterliche Zwischenwasser.

Die Schicht unterhalb der Halokline wird durch den Schnittpunkt beider Dichteprofile bei etwa 73 *dbar* in zwei Bereiche unterteilt. Im oberen ist die mittlere Dichte größer und im unteren kleiner als an der zentralen Station. Da die entsprechenden Profile für die Temperatur und den Salzgehalt wiederum dieselben Charakteristika wie die beiden Dichteprofile aufweisen, sind die Dichteunterschiede auch hier auf die Salzgehaltsunterschiede zurückzuführen, während die Temperaturunterschiede den Effekt der Salzgehaltsunterschiede auf die Dichte lediglich leicht abschwächen.

Im Bereich ab etwa 83 *dbar* bis zur maximalen Tiefe sind die mittleren und zentralen Profile aller Größen nahezu identisch. Diese Tatsache folgt offensichtlich daraus, daß die mittleren Profile in diesem Bereich aufgrund der beckenförmigen Bathymetrie des Gebietes nur aus den wenigen Profilen mit ausreichender Tiefe gebildet werden. Da auch das zentrale Profil selbst zu diesen zählt, hat es im mittleren Profil bei diesen Tiefen ein vergleichsweise höheres Gewicht. Darüber hinaus hat die konkave Form des Beckens in diesem Tiefenbereich zur Folge, daß die wenigen zur Mittelung zur Verfügung stehenden Profile zu räumlich eng zusammenliegenden Stationen gehören. Das Gebiet, auf dem die entsprechenden Stationen verteilt sind, ist daher so klein, daß sich die zugehörigen Profile erwartungsgemäß relativ ähnlich sind. Aus diesem Grund sind auch die räumlichen Varianzen in diesen Tiefen verhältnismäßig klein.

Die zugehörigen räumlichen Standardabweichungen der vertikalen Profile sind in Abbildung 3.5 als Umgebung der mittleren Profile eingezeichnet. Sie nehmen unterhalb der Halokline deutlich zu und erst im Bereich der maximalen Tiefe aus den vorgenannten hauptsächlich geometrischen Gründen wieder ab. Das bedeutet, daß die Schicht unterhalb der Halokline im Gegensatz zu der oberhalb horizontal weitaus variabler ist, und barokline Effekte vorzugsweise dort zu erwarten sind.

Die eingezeichneten Standardabweichungen liefern für jede Tiefe eine Skale für die Streuung der einzelnen Profile um das mittlere. Daher sind sie auch als Maßstab für die diskutierten Abweichungen zwischen den zentralen und mittleren Profilen anzusehen. Darüber hinaus ist zu beachten, daß die in Tabelle 3.1 angegebenen Meßgenauigkeiten für alle Größen in allen Tiefen mindestens ein bis zwei Größenordnungen kleiner sind als die zugehörigen Standardabweichungen. Bei den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten räumlichen Untersuchungen können die Meßwerte aller Größen innerhalb horizontaler Ebenen also als exakt angesehen werden, da die Standardabweichungen dort außerdem ein Maß für die zwischen den einzelnen Stationen zu erwartenden Unterschiede der Meßwerte sind. Dagegen sind die Unterschiede der Meßwerte zwischen benachbarten Niveaus in vertikaler Richtung nicht

nur wegen des geringeren Abstandes der Meßpunkte deutlich kleiner als die entsprechenden Standardabweichungen, sondern auch weil sie in dieser Richtung aufgrund der durch die Gravitation verursachten Schichtung in bestimmter Weise nach ihrem Wert geordnet sind. Wegen dieser hohen vertikalen Kohärenz der Meßwerte innerhalb der einzelnen Profile können die Meßfehler beim Vergleich von Meßwerten vertikal benachbarter Niveaus nicht ohne weiteres unberücksichtigt bleiben. Auf die Vernachlässigbarkeit der Meßfehler bei den in dieser Arbeit durchgeführten räumlichen Untersuchungen in vertikaler Richtung wird an entsprechender Stelle in Abschnitt 4.2 noch einmal näher eingegangen. Die relativen Fehler sind jedoch für alle Meßgrößen so klein, daß ihre Meßfehler gegen ihre Absolutwerte vernachlässigt werden können.

Der vorangegangene Vergleich der mittleren mit den Profilen der zentralen Station zeigt insbesondere, daß der räumlich mittlere Zustand des gesamten Untersuchungsgebietes aufgrund der beckeninternen Variabilität nicht notwendigerweise angemessen durch den Zustand an der zentralen Station charakterisiert wird. Während die im vorangegangenen aufgezeigten Abweichungen für Betrachtungen einzelner Becken wesentlich sind, *kann* die Charakterisierung einzelner Becken bzw. Gebiete durch zentrale Stationen vor allem für interregionale Betrachtungen sehr wohl hinreichend und sinnvoll sein, KÖUTS UND OMSTEDT (1993), OMSTEDT UND AXELL (1998).

Die beiden klimatologischen Profile, die aus den Terminfahrtdaten an der zentralen Station bzw. aus allen in der IOW-Datenbank verfügbaren Daten aus dem Untersuchungsgebiet erstellt wurden, sind den beiden vorangehend diskutierten in gewisser Hinsicht analog. Die Profile aus den Terminfahrtdaten wurden aus den Zeitreihen aller Profile nur einer zentralen Station mit entsprechender jahreszeitlicher Zuordnung erstellt. Die Profile aus allen verfügbaren Daten basieren dagegen auf einer Zeitreihe raum-zeitlich gemittelter Profile. Diese Profile bestehen aus Monatsmittelwerten aller Profile aus dem Untersuchungsgebiet in den einzelnen Jahren. In den Mittelwerten dieser Profile ist also die räumliche Streuung der berücksichtigten Daten größer. Die zeitliche Streuung der berücksichtigten Daten aus den einzelnen Jahren ist allerdings bei den mittleren Profilen aus den Terminfahrtdaten größer, da die fünf jährlichen Terminfahrten jeweils irgendwann innerhalb zweier fest vorgegebener, direkt aufeinanderfolgender Monate durchgeführt werden. In den zwei verbleibenden Monaten September und Dezember finden grundsätzlich keine Terminfahrten statt. Der klimatologische Jahresgang als zeitlicher Mittelwert der Zeitreihen aus Terminfahrtdaten der zentralen Station bzw. aus jährlichen Gebiets-Monats-Mittelwerten, wird im ersten Fall folglich durch lediglich fünf mittlere Profile pro Meßgröße aufgelöst. Im zweiten Fall sind es immerhin zwölf. Die höhere zeitliche Auflösung des klimatologischen Jahresganges ist aufgrund der raum-zeitlichen Datendichte in der IOW-Datenbank allerdings nur bei Berücksichtigung von Daten aus dem gesamten Untersuchungsgebiet, also geringerer räumlicher Auflösung, möglich. Andererseits können die gewonnenen monatlichen klimatologischen Profile gerade wegen der impliziten räumlichen Mittelung analog den mittleren Profilen einer Kampagne eher als repräsentativ für das gesamte Gebiet angesehen werden als die klimatologischen Profile der zentralen Station.

Die in Abbildung 3.5 ebenfalls dargestellten Standardabweichungen der klimatologischen Profile beschreiben jedoch in beiden Fällen lediglich die Variabilität, die sich aus der Mittelung der jährlichen Terminfahrtprofile bzw. der Gebiets-Monats-Mittelwerte ergibt. Beide repräsentieren daher ausschließlich die zwischenjährlichen Schwankungen. Die räumlichen Standardabweichungen, mit denen die einzelnen Gebiets-Monats-Mittelwerte behaftet sind, bleiben bei dieser Betrachtungsweise unberücksichtigt.

In bezug auf die zwischenjährliche Variabilität sind die Unterschiede zwischen den beiden klimatologischen Profilen für alle dargestellten Größen als gering anzusehen. Auffällig ist hier, daß die Standardabweichung der Temperatur in beiden Profilen nahezu tiefenunabhängig ist, wohingegen die Standardabweichung des Salzgehaltes in beiden Fällen mit der Tiefe zunimmt. Aus diesem Grund nimmt auch die Standardabweichung der potentiellen Dichte in beiden Profilen zum Boden zu. Die zwischenjährliche Variabilität des Salzgehalts- bzw. Dichtefeldes ist im Tiefenwasser also größer als in der Deckschicht. Die Temperaturschwankungen von Jahr zu Jahr haben dagegen in allen Tiefen nahezu dieselbe Größe. Das zeigt, daß im Salzgehalts- und im Temperaturfeld nicht in allen Tiefen dieselben Prozesse wirksam sind.

Zur Beurteilung der Schichtungssituation während der Kampagne wurden die klimatologischen Profile der einzelnen Größen jeweils mit dem räumlich mittleren und dem Profil der zentralen Station des Untersuchungsgebietes der Kampagne unter Berücksichtigung der Standardabweichungen verglichen. Für das mittlere Profil des Salzgehaltes und der potentiellen Dichte des MESODYN-01 Datensatzes zeigen sich keine auffälligen Abweichungen von den klimatologischen Profilen. Auch das mittlere Temperaturprofil der Kampagne liegt noch innerhalb der Umgebung einer Standardabweichung der klimatologischen Profile. Oberhalb und unterhalb der Halokline liegt es allerdings soweit am Rand, daß die Deckschicht oberhalb der Halokline als vergleichsweise kalt und das Bodenwasser unterhalb der Halokline als vergleichsweise warm angesehen werden kann.

Die zentralen Profile der dargestellten Größen weisen die beschriebenen, deutlichen Unterschiede zu den mittleren Profilen auf. Daher unterscheiden sie sich auch von den klimatologischen Profilen relativ stark, die den mittleren im wesentlichen ähnlich sind. Dabei sind die Unterschiede und deren Ursachen weitgehend dieselben. Im Hinblick auf die hier angestrebten Untersuchungen einzelner Massenfelder als Ganzes erscheinen die Einzelprofile der zentralen Station des Untersuchungsgebietes aus oben genannten Gründen zur Charakterisierung der jeweiligen Schichtungssituation jedoch als ungeeignet. Daher werden sie hier neben der Umgebung des mittleren Profils von einer Standardabweichung lediglich als Zusatzinformation bezüglich der möglichen räumlichen Schwankungen dargestellt. Die Einschätzung der Schichtungssituation im Untersuchungsgebiet während der einzelnen Feldkampagnen wird folglich anhand des Vergleiches der mittleren mit den klimatologischen Profilen vorgenommen, wobei das Dichteprofil aufgrund seiner dynamischen Bedeutung im Vordergrund steht. Zusammenfassend wird die Schichtungssituation während der MESODYN-01 Kampagne daher als klimatologisch normal eingestuft.

3.2 Zirkulationsmodell

Die simulierten Daten, die in dieser Arbeit Verwendung finden, wurden mit einem auf die Ostsee zugeschnittenen und speziell auf die bearbeitete Fragestellung abgestimmten baroklinen Zirkulationsmodell erzeugt. Es steht ein Datensatz zur Verfügung, der die gesamte Ostsee über den Zeitraum vom 1. November 1997 bis zum 31. Dezember 1998 abbildet. Dieser Zeitraum ist so gewählt, daß er die zwei Feldkampagnen MESODYN-08 und MESODYN-10 im Östlichen Gotland-Becken bei winterlicher Schichtung enthält. Somit läßt er einen direkten Vergleich der Modellergebnisse mit Messungen aus dem zentralen Teil der Ostsee von zwei unterschiedlichen Kampagnen in einem der vier MESODYN Untersuchungsgebiete bei gleicher Schichtungssituation zu. Außerdem fällt die Kampagne MESODYN-09 in diesen Zeitraum. Der Vergleich der Meßdaten aus allen MESODYN Kampagnen mit Modellergebnissen war aus zeitlichen Gründen im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich.

Bei einer festen simulierten Zeitspanne von gut einem Jahr wäre alternativ z.B. auch ein direkter Vergleich von Modellergebnissen mit jeweils wenigstens einem vermessenen Massenfild aus jedem der vier MESODYN Untersuchungsgebiete möglich. Dieser könnte regionale Unterschiede in der Übereinstimmung von Modellergebnissen und Messungen durch direkten Vergleich aufdecken, allerdings bis auf zwei Ausnahmen bei regional unterschiedlichen Schichtungssituationen. In allen anderen Fällen könnten die dabei auftretenden Unterschiede daher auf regionale und auf saisonale Effekte zurückzuführen sein. Auch bei beliebiger anderer Wahl des simulierten Zeitraumes von einem Jahr ist eine Trennung beider Effekte durch direkte Vergleiche hier grundsätzlich bis auf wenige Einzelfälle nicht möglich. Sowohl regionale Abhängigkeiten der Unterschiede zwischen Messungen und Modellergebnissen bei gleicher Schichtungssituation als auch saisonale Abhängigkeiten derselben in einzelnen Gebieten können hier in den meisten Fällen also nur durch indirekte Vergleiche zwischen Modellergebnissen und Messungen festgestellt werden.

Bei den indirekten Vergleichen wird angenommen, daß die betrachteten, globalen Eigenschaften der Massenfelder und damit auch die Unterschiede zwischen Modellergebnissen und Messungen in diesen Eigenschaften hauptsächlich vom Gebiet und der Schichtungssituation abhängen. Die speziellen Unterschiede zwischen entsprechenden Massenfeldern aus verschiedenen Jahren sollen dagegen keinen wesentlichen Einfluß auf die betrachteten Eigenschaften haben. Ist dies der Fall, können die globalen Eigenschaften von Massenfeldern aus verschiedenen Jahren untereinander und mit den Modellergebnissen verglichen und auf die möglichen Abhängigkeiten hin untersucht werden. Die Beschränkung auf den direkten Vergleich von Modellergebnissen und Messungen aus nur einem Gebiet bei winterlicher Schichtungssituation zweier aufeinanderfolgender Jahre durch die getroffene Wahl des simulierten Zeitraumes ermöglicht hier insbesondere eine Aussage darüber, inwieweit diese Annahme für die Unterschiede der Modellergebnisse gegenüber den Messungen gültig ist. Allerdings gilt die so gewonnene Aussage strenggenommen nur für das untersuchte Gebiet bei entsprechender Schichtung. In allgemeinerer Form kann sie wegen der aufgeführten Beschränkungen hier nicht getroffen werden. Stattdessen muß sie ohne weitere Überprüfung

verallgemeinert werden, da sie nicht zuletzt auch für die Untersuchung der saisonalen und regionalen Unterschiede anhand der gemessenen Massenfelder aus verschiedenen Jahren grundlegend ist, vergl. Abschnitt 5.1.

Das verwendete Zirkulationsmodell basiert auf den Grundgleichungen der Hydrodynamik. Der technischen Umsetzung liegt die MOM³ 3 Programmversion des GFDL⁴-Zirkulationsmodells aus Princeton zugrunde, die eine Umsetzung und Weiterentwicklung des Bryan-Cox-Semtner-Modells ist, BRYAN (1969), SEMTNER (1974), COX (1984), PACANOWSKI UND GRIFFIES (1999). Dieses Modell behandelt die Temperatur, den Salzgehalt, den Wasserstand und die horizontalen Strömungen als prognostische Variablen. Daraus werden die Dichte und der hydrostatische Druck in den dynamischen Gleichungen als diagnostische Variablen berechnet. Da es sich hierbei um ein häufig verwendetes Standardmodell handelt, werden im folgenden nur die Spezifikationen der wichtigsten Module und die Anpassung an die hier gestellten Anforderungen skizziert.

Das Modell wurde mit einer freien Oberfläche betrieben, die sowohl in den baroklinen Impulsgleichungen als auch in den Tracergleichungen berücksichtigt wird. Für die horizontale Vermischung wurde das von Smagorinski angegebene Schema verwendet, das die Austauschkoefizienten als Funktion der Stromscherung parametrisiert, SMAGORINSKI (1963), SMAGORINSKI (1993). Dadurch wird die Stabilität von Fronten so eingestellt, daß sie über einen realistischen Zeitraum erhalten bleiben. Für die vertikale Vermischung wurden konstante Austauschkoefizienten angenommen, die auf Erfahrungswerten basieren. Es wurden $5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ für den Impulsaustausch und $0,5 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ für den Salzgehalts- und Temperatur-austausch gewählt. Die Dissipation durch Bodenreibung wurde mittels des quadratischen Ansatzes mit einem konstanten Reibungskoeffizienten $C_d = 0,0025$ beschrieben.

Das Modellgebiet ist in Abbildung 3.6 dargestellt. Es wurde so gewählt, daß es nur eine offene Grenze besitzt, um die Problematik offener Grenzen des Modellgebietes so gering zu halten wie möglich. Außerdem wurde dazu die unvermeidliche offene Grenze zur Nordsee soweit entfernt von den MESODYN Untersuchungsgebieten gelegt, daß dort keine wesentlichen Effekte durch die verbleibende künstliche Berandung zu erwarten sind. Als Abschluß der Ostsee wurde daher neben dem Skagerrak noch ein weiterer Teil der Nordsee ins Modellgebiet eingeschlossen. Dieser dient im Modell außerdem als Reservoir anstehenden salzreichen Wassers. Er ist in Abbildung 3.6 wegen seiner untergeordneten Bedeutung allerdings nicht mit dargestellt.

Die räumliche Auflösung des Modells folgt direkt aus der Größe der gewählten Modellboxen. Diese ist sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung nicht gleichförmig.

Die horizontale Auflösung ist in Abbildung 3.6 durch die Darstellung der Modellboxen in der Draufsicht angedeutet. Im Kerngebiet, das alle MESODYN Untersuchungsgebiete enthält, beträgt sie in meridionaler $3'$ und in zonaler Richtung $6'$. Das entspricht meridional etwa $5,6 \text{ km}$ und zonal im Mittel etwa $6,2 \text{ km}$. Damit ist die horizontale Modellauflösung im Kerngebiet nur unwesentlich gröber als die der MESODYN Kampagnen. In den Über-

³Modular Ocean Model

⁴Geophysical Fluid Dynamics Laboratory

gangsgebieten wird sie in meridionaler Richtung auf $9'$ und in zonal auf $18'$ vergrößert. Dadurch wird sie also in den hier nicht weiter betrachteten Übergangs- und Randgebieten in beiden Richtungen schrittweise auf ein Drittel der horizontalen Auflösung des Kerngebietes herabgesetzt. Auf diese Weise wird die Anzahl an Modellboxen und damit der Rechenaufwand bzw. die Rechenzeit unter Vermeidung des Problems weiterer offener Grenzen des Modellgebietes auf ein Minimum reduziert.

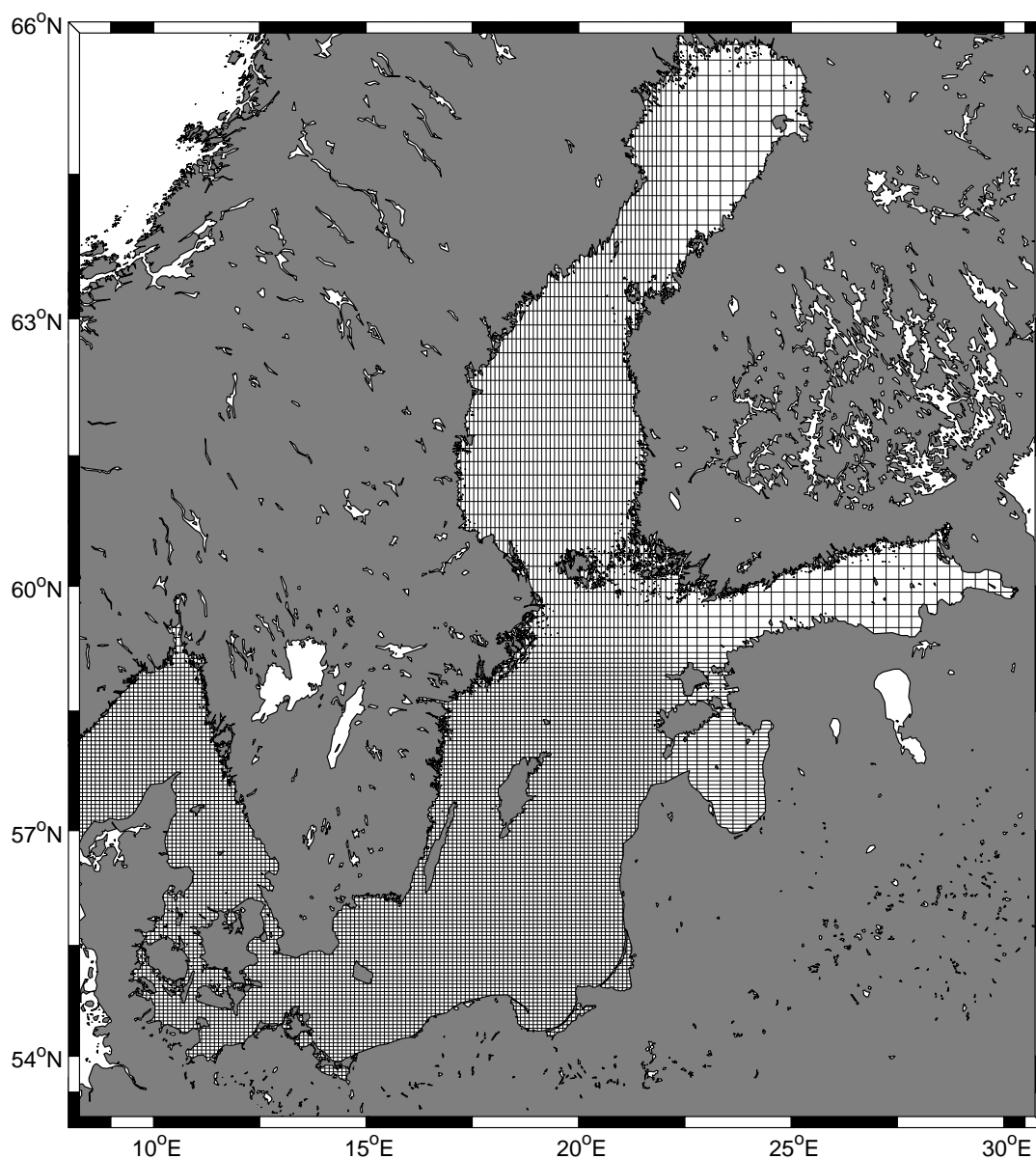


Abbildung 3.6: Die Modellboxen des verwendeten Zirkulationsmodells in der Draufsicht. Die feine Auflösung im Kerngebiet beträgt meridional $3'$ und zonal $6'$.

Die vertikale Ausdehnung der Modellboxen beträgt in den obersten dreißig Schichten 3 m und wird darunter in drei Schritten auf 6 m vergrößert. Dadurch wird der wesentliche Teil der permanenten Halokline in allen Gebieten noch mit Hilfe von 3 m -Schichten aufgelöst. Die vertikale Auflösung ist so gewählt, daß die gesuchten Strukturen mesoskaler Wirbelgebilde noch ausreichend aufgelöst werden können. Eine feinere vertikale Auflösung wäre hier wegen des resultierenden, erheblich höheren Rechenaufwandes nicht zu rechtfertigen.

Aus der gewählten räumlichen Auflösung folgen nach dem Courant-Friedrichs-Lewy-Kriterium unter Berücksichtigung von Maßgaben durch die verwendeten Vermischungsschemen die notwendigen Zeitschritte für die numerische Integration der Modellgleichungen. Danach wurde zur Lösung der barotropen Gleichungen ein Zeitschritt von 30 s gewählt. Die baroklinen Gleichungen wurden entsprechend mit einem Zeitschritt von 360 s integriert. Für die Analyse der simulierten Daten wurden Tagesmittelwerte daraus gespeichert.

Der Modellbathymetrie liegt der Datensatz von SEIFERT UND KAYSER (1995) zugrunde. Die mittleren Wassertiefen in den Modellboxen wurden unter Zuhilfenahme der in Abbildung 3.6 eingezeichneten Küstenlinien und unter Berücksichtigung technischer Gesichtspunkte auch dazu verwendet, die endgültige Berandung des Modellgebietes durch Modellboxen festzulegen. Auf die Darstellung der resultierenden Berandung und Bathymetrie im Modell wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit in Abbildung 3.6 allerdings zugunsten der wahren Küstenlinien zur Orientierung verzichtet.

Im verwendeten Zirkulationsmodell befinden sich die Stützstellen des Geschwindigkeitsfeldes auf den Eckpunkten der Modellboxen mit homogenen Wassereigenschaften. Sie liegen also in beiden horizontalen Richtungen um eine halbe Kantenlänge der Modellboxen gegenüber den Stützstellen des Datenfeldes der Wassereigenschaften versetzt. Als Randbedingung behalten die Geschwindigkeiten auf der Berandung des Modellgebietes, also auf den Eckpunkten der zum Festland zählenden Modellboxen, zu allen Zeiten den Wert null bei. Demzufolge können Wasserstraßen im Modell erst ab einer Breite von zwei Modellboxen durchströmt werden. Aus diesem Grund dürfen Wasserstraßen, die aufgrund ihrer Bedeutung im Modell berücksichtigt werden müssen, in der Modellbathymetrie keinesfalls schmaler sein.

Abweichungen der Modellbathymetrie gegenüber dem bathymetrischen Datensatz nach SEIFERT UND KAYSER (1995) ergeben sich daher hauptsächlich in seichten Übergangsbereichen. Dort mußte im Modell aufgrund der für diese Gebiete verhältnismäßig groben horizontalen Auflösung an den engsten Stellen ein Durchströmen der Verbindungsstraßen mit einem realistischen Querschnitt bei trotzdem charakteristischen Wassertiefen ermöglicht werden. Dies machte Modifikationen der Modellberandung und -bathymetrie im Großen Belt, dem Öresund und dem Fehmarn Belt erforderlich. Andererseits konnte beispielsweise der Kleine Belt unter Berücksichtigung seiner geringen Bedeutung für den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee im Zusammenhang der hier angestrebten Untersuchungen geschlossen werden. Neben einigen Wasserstraßen konnten aber auch andere seichte Gebiete in der Modellbathymetrie unberücksichtigt bleiben, die hier ebenfalls bedeutungslos sind. So wurde z.B. das Kurische Haff nicht berücksichtigt, da es einerseits ein vergleichsweise geringes Vo-

lumen besitzt und andererseits kein für die Untersuchungsgebiete nennenswerter Austausch über die in diesem Modell kaum sinnvoll auflösbare Verbindung mit der zentralen Ostsee stattfindet.

Der äußere Antrieb der Ostsee erfolgt im Modell mit meteorologischen Daten aus dem HIRLAM⁵ Modell, KÄLLÉN (1996). Niederschlag und Verdunstung werden dabei nicht explizit berücksichtigt, da sie sich in bezug auf den Wasserhaushalt über der gesamten Ostsee nahezu ausgleichen, siehe Abschnitt 2.2. Die damit verbundenen latenten Wärmeflüsse sind jedoch in geeigneter Weise parametrisiert. Dagegen sind die Süßwassereinträge der bedeutendsten Flüsse in Form von klimatologischen Monatsmittelwerten explizit im Modell integriert.

Die Datenfelder im Modell wurden für die Simulation mit Daten von der Terminfahrt vom 23.10. bis 8.11.1997 initialisiert. Diese Daten wurden durch klimatologische Werte ergänzt, da die vorhandenen Meßdaten aus dem Modellgebiet und dem Zeitraum um die Startzeit des Modellaufes aufgrund ihrer räumlichen Verteilung bzw. Dichte zur Initialisierung des gesamten Datenfeldes alleine nicht geeignet waren. Die dadurch aufgrund des überdurchschnittlich warmen Sommers 1997 vor allem in der Oberflächentemperatur vorhandene künstliche räumliche Variabilität im Startfeld, wird innerhalb der ersten zehn Modelltage infolge des äußeren Antriebs mit realistischen Wetterdaten kompensiert.

⁵High Resolution Limited Area Model

4 Methoden der Datenauswertung

Das Hauptziel der Datenauswertung für die Untersuchung der Massenfelder in Kapitel 4.2.2 besteht in der Erkennung von mesoskalen Strukturen und deren räumlicher Zuordnung zur Bestimmung ihrer Eigenschaften. Bevor eine entsprechende Prozedur auf die Massenfelder angewendet wird, wird deren räumliche Varianz jedoch durch eine Filterung um ihre *niederenergetischen* Anteile reduziert, um die *Signale* der gesuchten Strukturen gegenüber dem entsprechenden *Rauschen* zu verstärken. Diese Filterung und der hier zur Erkennung der räumlichen Muster im Massenfeld entwickelte Algorithmus werden im folgenden erläutert.

4.1 Varianzreduzierung

Die gesuchten mesoskalen Strukturen werden von unerwünschten, *niederenergetischen* Teilen der räumlichen Varianz der Massenfelder überlagert und dadurch verschleiert. Um sie deutlicher hervortreten zu lassen, wird der unerwünschte, *niederenergetische* Teil der räumlichen Varianz der Massenfelder daher unterdrückt, bevor die mesoskalen Strukturen darin gesucht werden. Die entsprechende Filterung erfolgt hier mit Hilfe der Methode der empirischen Orthogonalfunktionen (EOF), PREISENDORFER (1988), EMERY UND THOMSON (1997), LOZÁN UND KAUSCH (1998). Diese hat sich seit ihrer Einführung auch aufgrund gezielter Weiterentwicklungen, vergl. DAVIS (1976), zu einem Standardverfahren mit vielseitigen Anwendungen in den Geowissenschaften entwickelt, KUNDU ET AL. (1975), SHRIVER ET AL. (1991), VON STORCH ET AL. (1995), MENEMENLIS ET AL. (1997). Deshalb wird an dieser Stelle auf eine Diskussion ihrer allgemeinen Eigenschaften verzichtet. Stattdessen werden nur die Besonderheiten ihrer Anwendung als Filter in diesem Fall erörtert.

Die zu filternden Meßgrößen sind nach den Ausführungen in Abschnitt 3.1 offensichtlich die aus der Temperatur und dem Salzgehalt berechneten Dichten auf den einzelnen Druckstufen in vertikaler Richtung und an den einzelnen Stationen im betrachteten Datensatz in den beiden horizontalen Richtungen. Die Gesamtheit dieser Dichtemessungen spannen für jede Kampagne das zu untersuchende bzw. zunächst zu filternde Massenfeld auf. Da die Meßgröße an allen Datenpunkten hier dieselbe, nämlich die Dichte ist, kann in diesem Fall frei gewählt werden, wie das Datenfeld zur Bestimmung von EOFs durch Merkmalsvektor und Realisierungen aufgespannt werden soll. In den Massenfeldern ist die Vertikalrichtung jedoch aufgrund der Gravitation, die sich gerade in der Dichteschichtung manifestiert, ausgezeichnet. Dieselbe Richtung wird durch die Abfolge von Vertikalprofilierungen an verschiedenen Stationen außerdem auch durch die Meßstrategie bevorzugt. Daher werden dieser Symmetrie folgend die Dichten auf den verschiedenen Druckniveaus hier als Merkmalsvektor und die Dichteprofile auf den einzelnen Stationen als dessen Realisierungen *definiert*. Auf diese Weise entspricht die Anzahl der Stationen im Datensatz also der Anzahl der Realisierungen des Merkmalsvektors. Die Vertauschung von Merkmalsvektor und Realisierung folgt zwar ebenfalls dieser Symmetrie, hätte aufgrund der Dichteschichtung allerdings einen Trend in den Realisierungen, die dann den Dichten auf festen Druckniveaus entsprächen, zur Folge.

Aus der gewählten Definition des Merkmalsvektors ergibt sich ganz zwanglos, daß bei der Zerlegung des Massenfeldes in EOFs die Anomalien $\varrho'_{st}(p)$ der Dichteprofile $\varrho_{st}(p)$ der einzelnen Stationen st gegenüber dem über den Datensatz isobarisch gemittelten Dichteprofil $\bar{\varrho}(p)$ betrachtet werden. Diese Anomalien sind als isobarische Dichtedifferenzen auch bei *in situ* Dichten zwischen den verschiedenen Druckniveaus des Merkmalsvektors direkt vergleichbar. Daher kann hier auf ihre Normierung auf die isobarischen Varianzen der Dichte, also auf die vollständige z -Transformation verzichtet werden. Diese ist ohnehin vor allem bei der Betrachtung von Merkmalsvektoren aus unterschiedlichen Meßgrößen notwendig. Bei der Zerlegung in EOFs wird hier also anstelle der sonst üblichen Korrelationsmatrix, d.h. der Kovarianzmatrix der z -transformierten Daten, die gewöhnliche Kovarianzmatrix diagonalisiert. Dadurch wird eine Überbewertung betragsmäßig kleiner Dichteschwankungen in horizontal homogenen Schichten, wie sie z.B. innerhalb der Deckschicht oder dem winterlichen Zwischenwasser beobachtet werden, vermieden.

Neben dem gewöhnlichen Problem von Datenlücken innerhalb der Realisierungen besteht bei der Schätzung der Kovarianzmatrix sowie bei der Entwicklung der Dichteprofile nach den gefundenen Eigenmoden im vorliegenden Fall aufgrund der konkaven Bathymetrie der Becken ein weiteres Problem. Da die Vertikalprofilierungen an den einzelnen Stationen maximal bis zum Grund reichen, können die meisten Realisierungen im oberen Druckbereich grundsätzlich gar nicht vollständig sein. Bei der Schätzung der Kovarianzmatrix werden diese Probleme umgangen, indem nur die tatsächlich gemessenen Daten verwendet werden. Die Datenlücken bleiben dabei also unberücksichtigt. Dazu muß der betrachtete Druckbereich soweit eingeschränkt werden, daß für alle Varianzen und Kovarianzen genügend Werte für eine ausreichend genaue Schätzung vorhanden sind. Da außerdem nicht alle Vertikalprofilierungen an der Oberfläche beginnen, betrifft dies auch die untere Grenze des betrachteten Druckbereiches. Während für diese mit 5 *dbar* jedoch eine für alle vier MESODYN Untersuchungsgebiete einheitliche Grenze gefunden werden kann, muß bei der oberen Grenze aufgrund der unterschiedlichen Beckentiefen zumindest zwischen den einzelnen Becken unterschieden werden. Hier lassen sich aber einheitliche Grenzen finden, die wenigstens für alle Kampagnen in den einzelnen Gebieten einheitlich sind. So wird der betrachtete Druckbereich im AB auf Werte bis 45 *dbar*, im BB bis 90 *dbar*, in der SF bis 85 *dbar* und im EGB bis 230 *dbar* beschränkt.

Um die Fehler in den Amplituden bei der Entwicklung der einzelnen Realisierungen nach den gefundenen Eigenmoden (EOFs) möglichst gering zu halten, werden Datenlücken üblicherweise durch Interpolation zwischen benachbarten Realisierungen geschlossen. Das ist vor allem bei Datenlücken in Realisierungen eines Merkmalsvektors verschiedener Meßgrößen in Zeitreihen sinnvoll. Im Unterschied dazu werden hier die Realisierungen, bzw. genauer die Profile der Dichteanomalien, über Datenlücken interpoliert. Außerdem werden die Profile der Dichteanomalien in den wenigen Fällen, in denen an der Oberfläche trotz des eingeschränkten Druckbereiches Werte fehlen, mit dem Wert beim geringsten Druck konstant bis zur 5 *dbar* Untergrenze extrapoliert. Das Füllen der Datenlücken innerhalb der einzelnen Realisierungen ist in diesem Fall möglich, weil der Merkmalsvektor aus Werten einer Meßgröße besteht. Die beschriebene Inter- bzw. Extrapolation innerhalb der einzelnen

Realisierungen ist hier geeigneter als die übliche, weil die Kohärenz innerhalb der Vertikalprofile aufgrund ihrer räumlich höheren Auflösung größer ist als die zwischen den isobari-schen Dichteanomalien benachbarter Stationen. Außerdem fehlen in den Profilen als weitere Voraussetzung nur vereinzelte Werte, so daß nie über mehr als eine Druckstufe interpoliert werden muß.

Die große vertikale Kohärenz der einzelnen Dichteprofile ist auch der Grund, warum innerhalb der Realisierungen in den Dichteanomalien $\varrho'_{st}(p)$ anstelle in den Meßwerten der Dichte $\varrho_{st}(p)$ selbst interpoliert werden kann. Aufgrund der vertikalen Kohärenz der einzelnen Profile gilt nämlich zugleich auch für die isobari-schen Mittelwerte immer :

$$\bar{\varrho}(p) \approx \frac{1}{2} (\bar{\varrho}(p + 1 \text{ dbar}) + \bar{\varrho}(p - 1 \text{ dbar})) \quad (4.1)$$

Daraus folgt für die aus der interpolierten Dichte und dem isobari-schen Mittelwert der übrigen Stationen berechnete Dichteanomalie unter Verwendung von $\varrho_{st}(p \pm 1 \text{ dbar}) = \varrho'_{st}(p \pm 1 \text{ dbar}) + \bar{\varrho}(p \pm 1 \text{ dbar})$ unmittelbar :

$$\begin{aligned} \varrho'_{st}(p) &\approx \frac{1}{2} (\varrho_{st}(p + 1 \text{ dbar}) + \varrho_{st}(p - 1 \text{ dbar})) - \bar{\varrho}(p) \\ &\approx \frac{1}{2} (\varrho'_{st}(p + 1 \text{ dbar}) + \varrho'_{st}(p - 1 \text{ dbar})) \end{aligned} \quad (4.2)$$

In den Realisierungen, die durch die Bathymetrie bedingt zum Boden der Becken hin unvollständig sind, wird der fehlende Bereich unterhalb des höchsten gemessenen Druckes im Dichteprofil bis zur oberen Grenze des betrachteten Druckbereichs des entsprechenden Gebietes für die Entwicklung nach den gefundenen Eigenmoden mit Nullen aufgefüllt. Die entsprechenden Dichteprofile werden im unphysikalischen Bereich formal also durch das mittlere Profil fortgesetzt. Auf diese Weise liefert dieser Bereich keine Beiträge zu den Amplituden der Eigenmoden. Dies kann auch so aufgefaßt werden, daß die betroffenen Profile in einem Unterraum nach den Teilen der Eigenmoden entwickelt werden, die jeweils dem von den einzelnen Profilen überstrichenen physikalischen Druckbereich entsprechen. Die Teile der Eigenmoden, die den zugehörigen Unterraum aufspannen, sind im allgemeinen selbstverständlich nicht mehr orthogonal und aufgrund ihrer Anzahl auf keinen Fall linear unabhängig. Da bei der Rekonstruktion der Profile jedoch nur die wichtigsten Eigenmoden verwendet werden, hat dies hier keinen Einfluß, wie in Abbildung 4.1 in einem Beispiel gezeigt wird.

Der Anteil der erklärten Varianz im Datensatz und damit die Bedeutung der Eigenmoden bei der Rekonstruktion der einzelnen Profile ist gleich ihrem auf die Summe aller Eigenwerte normierten Eigenwert. Im Hinblick auf spezielle Anwendungen dieser Methode wird der Eigenwert eines Modes selbst oft auch als Energie des Eigenmodes bezeichnet, KUNDU ET AL. (1975). Da es hier das Ziel ist, die unbedeutenden Varianzanteile aus den Massenfeldern zu entfernen, werden zur Rekonstruktion der Profile in der Reihenfolge ihrer Bedeutung für jedes Massenfeld nur genau so viele Eigenmoden verwendet, daß insgesamt gerade mindestens 90 % der Varianz im Datensatz erklärt werden. Wie die Beispiele in den Abbildungen 4.1

und 4.2 veranschaulichen, ist dies der Minimalwert erklärter Varianz, bei dem wesentliche Strukturen im rekonstruierten Massengebiet gerade noch erhalten bleiben. Bei den Profilen, die aufgrund der Bathymetrie unvollständigen Realisierungen entsprechen, wird nach ihrer Rekonstruktion der unphysikalische Bereich unterhalb des höchsten im Profil gemessenen Druckes abgeschnitten. Im Ergebnis hat die vorgenommene Filterung neben der Reduzierung der Massengebiet auf die wesentlichen darin enthaltenen Strukturen den Effekt, daß Datenlücken innerhalb der Profile sinnvoll geschlossen werden. Dazu ist dort lediglich eine Interpolation angebracht, um die Fehler in den Amplituden der Eigenmoden zu verringern. Aufgrund der Länge der Eigenmoden im Vergleich zur Anzahl der Datenlücken kann jedoch erwartet werden, daß diese Fehler ohnehin klein sind.

Als Beispiel für die Wirkungsweise der vorgenommenen Varianzreduzierung sind in den Abbildungen 4.1 und 4.2 einige Projektionen des gemessenen und bei verschiedenen Anteilen erklärter Varianz rekonstruierten Massengebietes der MESODYN-11 Kampagne dargestellt. In Abbildung 4.1 ist außerdem die Wahl der zu verwendenden Moden anhand des kumulativen Anteils erklärter Varianz verdeutlicht. Während oberhalb von 80 % einige Moden noch einen deutlichen Beitrag liefern, so liegt dieser oberhalb von 90 % für alle weiteren bereits unter 2,5 %. Die isobaren Mittelwerte der rekonstruierten Dichteanomalien weichen auch bei nur 80 % erklärter Varianz um weniger als die Meßgenauigkeit der Dichte von ihren Erwartungswert null ab. Die wesentlichen Strukturen einzelner Profile werden dabei jedoch nicht hinreichend reproduziert. Im Gegensatz dazu werden die Strukturen bei einer Rekonstruktion mit 90 % erklärter Varianz sowohl für die seichteste als auch für die tiefste Station im EGB lediglich auf die wesentlichen reduziert. In den Horizontalschnitten in Abbildung 4.2 ergibt sich ein ähnliches Bild. Während die Strukturen bei einer Rekonstruktion mit 90 % erklärter Varianz lediglich auf die wesentlichen reduziert werden, fehlen bei 80 % bereits einzelne wesentliche Strukturen. In einem Fall wechselt eine Anomalie dort sogar das Vorzeichen.

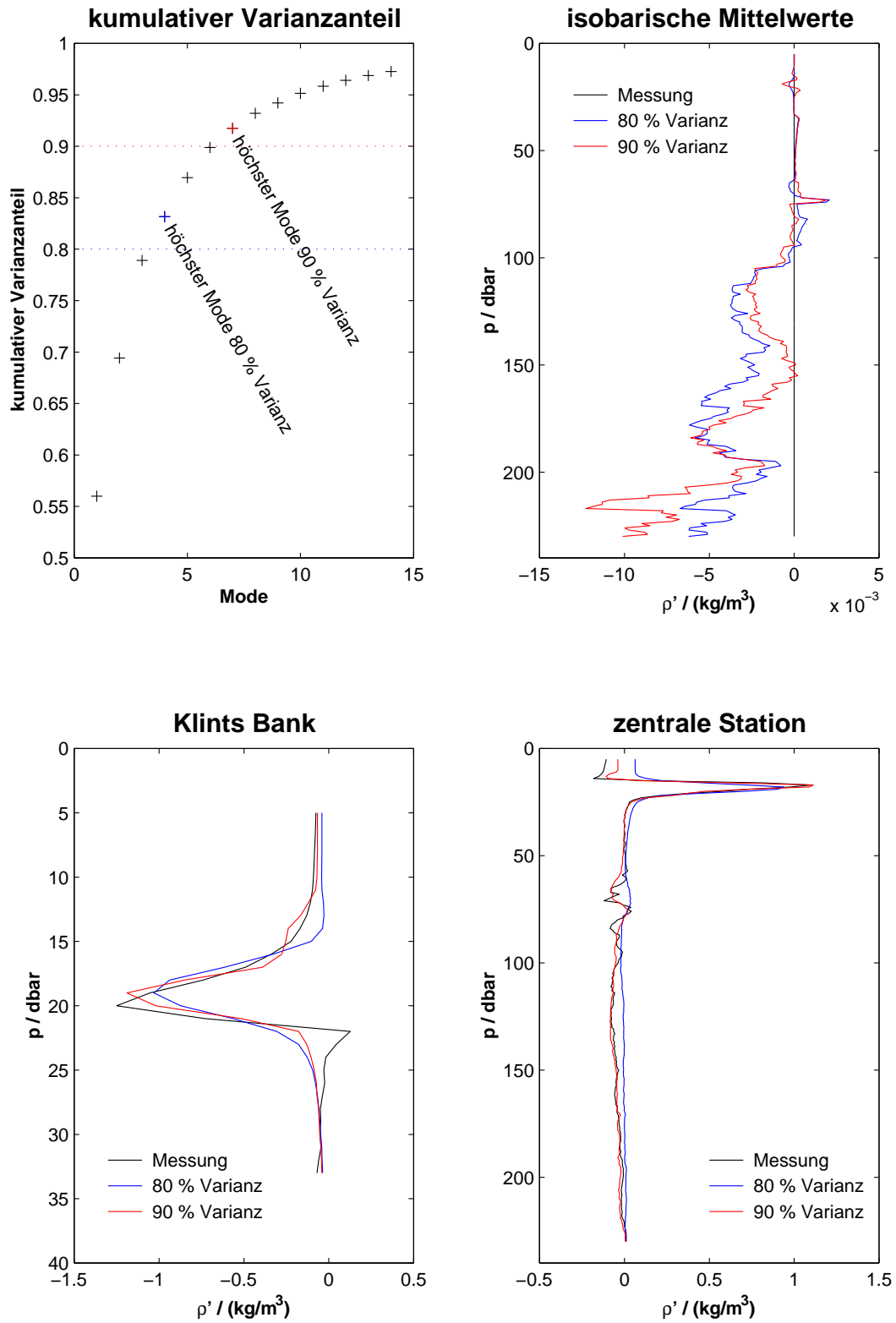


Abbildung 4.1: Kumulativer Beitrag der ersten Moden und Vertikalprofile der rekonstruierten Dichteanomalien als Beispiel für die Varianzreduzierung anhand des Massenfeldes im EGB während der MESODYN-11 Kampagne.

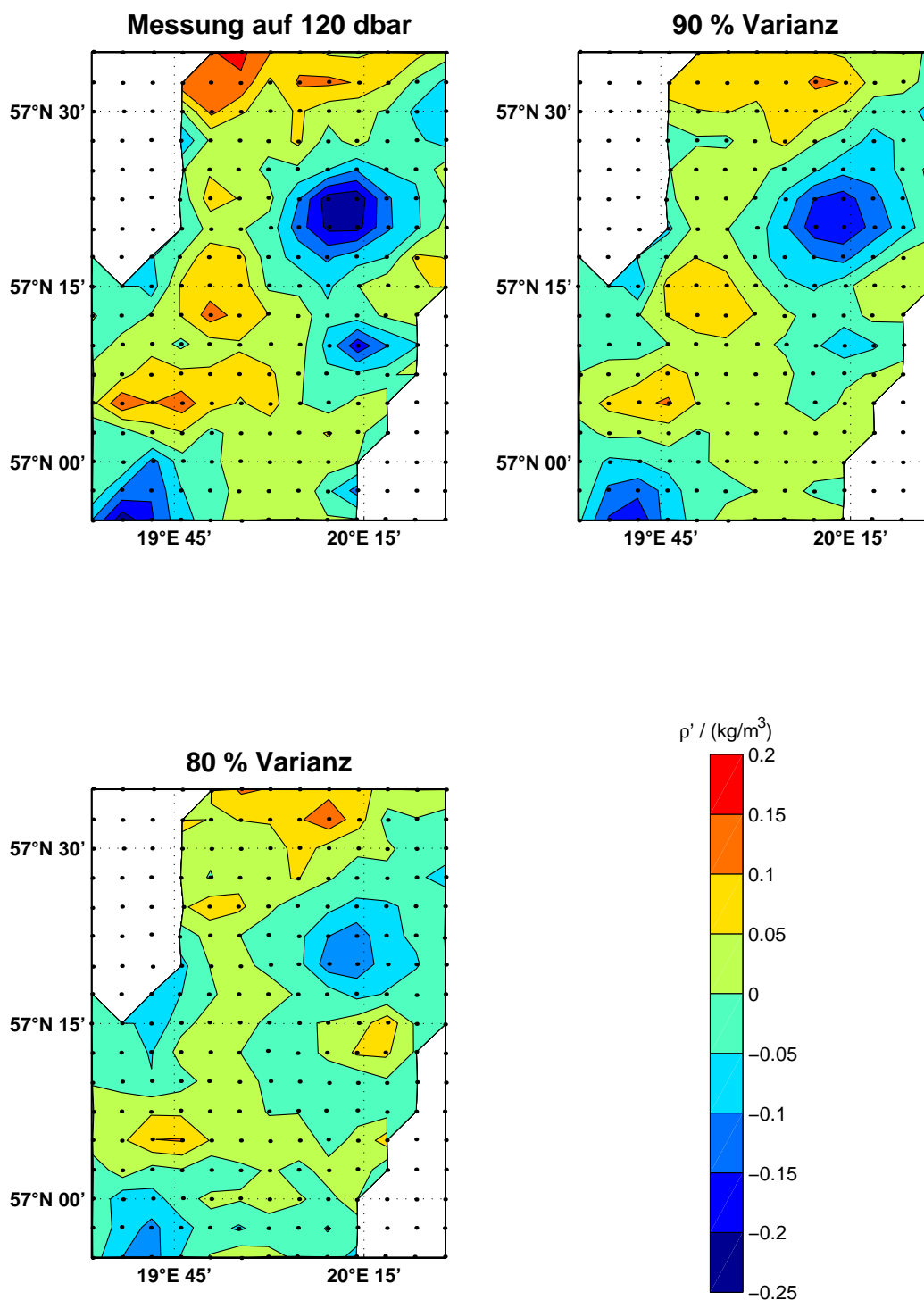


Abbildung 4.2: Horizontalschnitte der gemessenen und rekonstruierten Dichteanomalien auf der 120 dbar-Fläche als Beispiel für die Varianzreduzierung anhand des Massenfeldes im EGB während der MESODYN-11 Kampagne.

4.2 Mustererkennung

Die Eigenschaften isolierter Strukturen in Massenfeldern werden üblicherweise nur anhand von einzelnen, besonders auffälligen Gebilden untersucht, ELKEN ET AL. (1988), HANSEN UND MAUL (1991), PRATER (1992), ZHURBAS UND PAKA (1997), SELLSCHOPP UND ONKEN (2000). Diese Vorgehensweise ist in den meisten Fällen aus experimentellen Gründen unumgänglich und kann bei der Bearbeitung vieler Fragestellungen gerechtfertigt werden, obwohl eine solche subjektive Vorauswahl der betrachteten Strukturen methodisch problematisch sein kann.

Im Gegensatz dazu müssen hier zunächst alle Massenfelder systematisch nach den in ihnen enthaltenen Strukturen abgesucht werden, um der Zielsetzung dieser Arbeit gerecht zu werden. Die identifizierten Strukturen in einem Massengebiet sollen dazu sowohl untereinander als auch mit denen in den anderen Massengebietern verglichen werden. Dabei bezieht sich der Vergleich zwischen verschiedenen Massengebietern vor allem auf integrale Eigenschaften der Gesamtheit aller in einem Massengebiet gefundener Strukturen. Voraussetzung dafür ist aber, daß auch die Eigenschaften einzelner Strukturen in verschiedenen Massengebietern vergleichbar sind. Um diese methodisch erforderliche Vergleichbarkeit aller betrachteten Strukturen zu gewährleisten, ist hier eine objektive Auswahl der Strukturen notwendige Voraussetzung.

Eine solche Auswahl basiert auf einer *Definition* der gesuchten Strukturen. Eine entsprechende Definition ermöglicht darüber hinaus eine Automatisierung der Suche nach den Strukturen in den Massengebietern. Umgekehrt werden die gesuchten Strukturen implizit über den automatisierten Suchalgorithmus, im weiteren als Mustererkennung bezeichnet, definiert. Bevor die hier entwickelte Mustererkennung und damit die verwendete Definition in den Abschnitten 4.2.1 und 4.2.2 detailliert erläutert werden, werden im folgenden zur Vorbereitung weitere Grundlagen skizziert.

Die objektive Auswahl der betrachteten Strukturen mit Hilfe einer Definition ist notwendige Voraussetzung für deren Vergleichbarkeit. Im Zusammenhang mit der speziellen Anwendung in dieser Arbeit ist sie aber nicht hinreichend. Zusätzlich ergeben sich hier aus der Forderung nach Vergleichbarkeit der gefundenen Strukturen zwei spezielle Minimalanforderungen an die Mustererkennung :

1. Sie sollte unabhängig vom Größenverhältnis zwischen Strukturen und Umgebung sein, weil weder die vermessenen Massengebietern alle gleich groß sind, noch erwartet werden kann, daß dies für alle darin enthaltenen Strukturen gilt.
2. Die verwendete Definition sollte die Hintergrundschichtung im betrachteten Massengebiet ggf. so berücksichtigen, daß die gefundenen Strukturen davon unabhängig sind. Das ist erforderlich, weil die Hintergrundschichtung in der Ostsee einerseits vergleichsweise große vertikale Gradienten aufweist, andererseits aber auch räumlich von Becken zu Becken sowie zeitlich saisonal und zwischenjährlich innerhalb der einzelnen Becken stark variiert.

Die erste Forderung schließt insbesondere die Abhängigkeit der Definition von statistischen Größen des betrachteten Massenfeldes aus, wie z.B. bei Definitionen durch Isoflächen oder -linien, die über statistische Größen bestimmt werden. Aber auch Definitionen über statistische Verfahren wie etwa der Clusteranalyse werden dadurch ausgeschlossen. Die Definition sollte daher ausschließlich von lokalen Größen des betrachteten Massenfeldes abhängen, d.h. von Größen, die in jedem Raum- bzw. Meßpunkt definiert sind und diesen einen eindeutigen Wert zuordnen.

Die zweite Forderung verbietet z.B. Definitionen durch willkürlich gewählte Isoflächen oder -linien. Der tiefere Grund für diese Forderung ist, daß die Vertikalrichtung in den Massenfeldern durch die Gravitation physikalisch ausgezeichnet ist. Die Symmetrie des Massenfeldes ist dadurch einfach gebrochen, da die an die Masse koppelnde Gravitation den Wasserkörper vertikal nach der Dichte ordnet, d.h. ursächlich für die Schichtung ist. Falls *eine* Größe die Dichte dominiert, so wird dadurch zugleich die Symmetrie des Eigenschaftsfeldes dieser Größe in derselben Weise gebrochen. Im Falle der Ostsee existiert mit dem Salzgehalt eine solche Größe, siehe Abschnitt 3.1.1. Über Korrelationen von Eigenschaften des Wasserkörpers durch Formations- bzw. Transformationsprozesse ist derselbe Symmetriebruch jedoch im allgemeinen in allen betrachteten Eigenschaftsfeldern zu erwarten, wenngleich die entsprechenden resultierenden Schichtungen nicht notwendig monoton sein müssen wie im Falle der ursächlichen Dichteschichtung.

Einer der wichtigsten Aspekte der Definition der gesuchten Strukturen ergibt sich aus der Frage, in welcher Größe sich diese manifestieren, d.h. in welchem Eigenschaftsfeld die Strukturen überhaupt zu suchen sind. Anstatt diese direkt in der Dichte zu suchen, werden sie hier in der jeweils von der obersten bis zu den einzelnen Tiefen vertikal integrierten Dichteanomalie gegenüber der isobarisch mittleren Dichte gesucht. Diese Größe entspricht im wesentlichen der Anomalie des hydrostatischen Druckes gegenüber dem hydrostatischen Druck, der sich aus dem mittleren Dichteprofil ergibt. Die vertikal integrierte Dichteanomalie unterscheidet sich davon lediglich durch den konstanten Faktor g und eine additive Konstante. Die Konstante g bezeichnet hierbei die Erdbeschleunigung. Sie kann im folgenden zur Vereinfachung weggelassen werden. Die fehlende additive Konstante folgt aus den vier an der Oberfläche nicht betrachteten Druckniveaus, siehe Abschnitt 4.1. Sie kann insbesondere wegen der auch horizontal vergleichsweise großen Homogenität dieser Schicht, also $\varrho'_{st}(p) \approx 0$ für alle Druckniveaus p dieser Schicht und alle Stationen st im Datensatz, vernachlässigt werden. Wird der hydrostatische Druck, wie üblich, als Näherung des lokalen Druckes angesehen und die Auslenkungen der Oberfläche bzw. der entsprechende barotrope Druckanteil vernachlässigt, so entspricht die betrachtete Größe dem baroklinen Druckunterschied gegenüber einem barotropen Hintergrunddruck. Der barotrope Hintergrunddruck selbst entspricht in dieser Betrachtungsweise dem vertikal jeweils von der Oberfläche bis zu den einzelnen Tiefen integrierten isobarischen Mittelwert der Dichte.

Der Widerspruch, der sich hier scheinbar zwischen den gemessenen und den im Nachhinein aus der Dichteschichtung berechneten Druckwerten ergibt, löst sich auf, wenn zwei Umstände berücksichtigt werden. Zum einen ist der berechnete hydrostatische Druckanteil nur eine Näherung des gemessenen lokalen Druckes. Zum anderen handelt es sich bei den

Meßgrößen um Mittelwerte über 1 *dbar*-Stufen. Die Profile der Meßwerte und insbesondere auch der daraus abgeleiteten Dichte sind also als Stufenfunktionen des lokalen Druckes aufzufassen, siehe Abschnitt 3.1. Daher ist es gerechtfertigt, die Integration über den gemessenen Druck als Integration über die Tiefe zu interpretieren. Die gebräuchliche Umrechnung zur Betrachtung von Absolutwerten folgt dabei aus der hydrostatischen Grundgleichung. Danach entspricht eine Druckdifferenz von 1 *dbar* etwa einem Tiefenunterschied von 1 *m*, vergl. Abschnitt 3.1. In dieser Arbeit ist dies jedoch, wie auch die nicht weiter berücksichtigten Integrationskonstanten, ohne Belang, da im folgenden ohnehin keine Absolutwerte dieser Größe betrachtet werden. Hier geht es lediglich um eine mögliche Interpretation der betrachteten Größe.

Wird die vertikal integrierte Dichteanomalie im diskutierten Sinn interpretiert, so ist sie als eine dynamische Größe aufzufassen, da räumliche Unterschiede in ihr Kräften entsprechen, die im Inneren des Wasserkörpers wirken. Sie beschreiben also den inneren Antrieb. Bei horizontalen Unterschieden handelt es sich dabei um reine Druckkräfte. Der Beitrag der isobarisch mittleren Dichte zur Berechnung des hydrostatischen Druckes, der im Integral über die Dichteanomalien fehlt, hat darauf keinen Einfluß. Da er nur von der Tiefe abhängt und horizontal ortsunabhängig ist, liefert er in horizontalen Differenzen keinen Beitrag. Auf die horizontalen Druckkräfte wird in Abschnitt 4.2.1 noch einmal eingegangen. Vertikale Differenzen in dieser Größe entsprechen dagegen Integralen der Dichteanomalien über das zwischen den betrachteten Niveaus liegende Volumen. Daher sind sie als resultierende Auftriebs- bzw. reduzierte Gravitationskraft auf den dazwischen liegenden Wasserkörper in einer Flüssigkeit mit der isobarisch mittleren Dichteschichtung zu interpretieren. Dieser Gesichtspunkt wird in Abschnitt 4.2.2 noch einmal kurz aufgegriffen.

Im Zusammenhang mit der Wahl des betrachteten Eigenschaftsfeldes soll zunächst einmal nur hervorgehoben werden, daß die Suche nach mesoskalen Strukturen im Eigenschaftsfeld einer Größe stattfindet, die innere Kräfte beschreibt. Die antreibende Größe wurde also der angetriebenen Größe, der Dichte, d.h. der Masse auf die die auftretenden Kräfte wirken, vorgezogen. Daher beschränkt sich die Suche, der Zielsetzung dieser Arbeit folgend, auf dynamisch aktive Strukturen. Dabei wird der regionale Antrieb durch seine Wirkung auf das Dichtefeld beschrieben. Aussagen über die Antriebe selbst sind auch auf diese Weise nicht direkt möglich. Die in den beiden folgenden Abschnitten beschriebene Mustererkennung arbeitet ohne Änderung jedoch auch in den meisten anderen Eigenschaftsfeldern der untersuchten Massenfelder prinzipiell sinnvoll.

In Abschnitt 3.1.1 wurde erläutert, daß die Meßfehler beim Vergleich von Meßwerten vertikal benachbarter Niveaus aller dort diskutierten Meßgrößen nicht vernachlässigt werden dürfen. Das gilt für die gewählte Größe nicht. Da die Anomalien, über die vertikal integriert wird, die Größenordnung der isobarischen Standardabweichungen haben, hat auch der Unterschied zwischen Werten vertikal benachbarter Niveaus der vertikal integrierten Größe diese Größenordnung, gegen die nach den Erläuterungen in Abschnitt 3.1.1 die Meßfehler vernachlässigbar sind.

Die Mustererkennung erfolgt entsprechend der Symmetrie des betrachteten Eigenschaftsfeldes in zwei Schritten. Im ersten werden auf allen Flächen gleichen Druckes horizontale Muster gesucht. Wie diese bestimmt werden, wird in Abschnitt 4.2.1 beschrieben. Im zweiten werden die gefundenen horizontalen Muster zu räumlichen Gebilden zusammengefügt. Nach welchen Kriterien dies geschieht, ist in Abschnitt 4.2.2 erläutert.

4.2.1 Horizontale Muster

Unter horizontalen Mustern sollen in diesem Zusammenhang abgegrenzte Gebiete auf den Flächen gleichen Druckes verstanden werden. Diese Gebiete bzw. deren Grenzen sind unter Beachtung der in Abschnitt 4.2 genannten Anforderungen im betrachteten Eigenschaftsfeld, den von der Oberfläche bis zum jeweiligen Druck vertikal integrierten Dichteanomalien, zu definieren.

Zur Eingrenzung von entsprechenden Gebieten ist die Auswahl geeigneter Isolinien im jeweils betrachteten Eigenschaftsfeld üblich. Daher ist es naheliegend, den hier gesuchten horizontalen Mustern ebenfalls eine Definition über geeignete Isoplethen zugrunde zu legen, obwohl in den anschließenden Untersuchungen der Strukturen lediglich die Zugehörigkeit der einzelnen Datenpunkte in den Massenfeldern zu den gefundenen Strukturen und nicht der genaue Verlauf von deren Grenzen von Bedeutung ist, vergl. Abschnitt 5.1. Da aus den in Abschnitt 4.2 angegebenen Gründen zum gewünschten Zweck, auch auf einzelnen Druckniveaus, jedoch keinesfalls feste Isoplethen, d.h. geeignete Isowerte, vorgegeben werden können, werden sie für jedes einzelne Gebiet auf jedem einzelnen Druckniveau individuell bestimmt.

Das Verfahren zur Bestimmung der gesuchten Gebiete erfolgt in folgenden Einzelschritten, die im Anschluß detailliert erläutert werden :

1. Auffinden lokaler Extrema
2. Bestimmung der Isowerte zu den einzelnen Extrema
3. Berechnung der Isoplethen
4. Auswahl von Isowerten zu den einzelnen Extrema
5. Auswahl von Extrema
6. Zusammenfassen von Extrema
7. Beseitigung von Inkonsistenzen

1. Auffinden lokaler Extrema

In dieser Arbeit sollen ausschließlich isolierte Strukturen untersucht werden. Die horizontalen Muster der gesuchten Strukturen entsprechen daher abgeschlossenen Gebieten auf den einzelnen Druckniveaus, die durch *geschlossene* Isolinien begrenzt sind. Innerhalb jeder geschlossenen Isolinie existiert aber mindestens ein lokales Extremum, wenn das Eigenschaftsfeld dort nicht konstant ist. In Umkehrung dieser Überlegung beginnt die Suche nach den horizontalen Mustern auf jedem Druckniveau mit der Suche nach lokalen Extrema auf den Flächen gleichen Druckes.

Aufgrund der Meßstrategie mit regelmäßigem Stationsnetz konnte hier auf eine Interpolation auf ein regelmäßiges Gitter verzichtet werden. Als lokale Maxima (Minima) werden daher folglich diejenigen Datenpunkte angesehen, in denen das betrachtete Eigenschaftsfeld mindestens (höchstens) einen ebensogroßen Wert besitzt wie in allen Datenpunkten der acht umliegenden, direkt benachbarten Stationen, siehe Abbildung 4.3. Während dabei auch Extrema am bathymetrischen Rand der Becken berücksichtigt werden, werden Extrema an den offenen Rändern der Meßgebiete nicht weiter betrachtet, da sie innerhalb des gemessenen Datenfeldes nicht von einer Isolinie umschlossen werden können. Das bedeutet, daß eine möglicherweise dazugehörige, geschlossene Struktur nicht vollständig nachgewiesen werden kann, weil sich nur ein unbekannter Teil davon im Untersuchungsgebiet befindet. Außerdem handelt es sich bei den Randextrema an den offenen Grenzen nicht mit Sicherheit um Extrema im obigen Sinne, da sie gar keine acht direkt benachbarten Stationen besitzen. Daher sind sie mit den *echten* Extrema im Inneren des Untersuchungsgebietes, zu denen hier auch die Extrema am bathymetrischen Rand der Becken zu zählen sind, nicht unbedingt direkt vergleichbar.

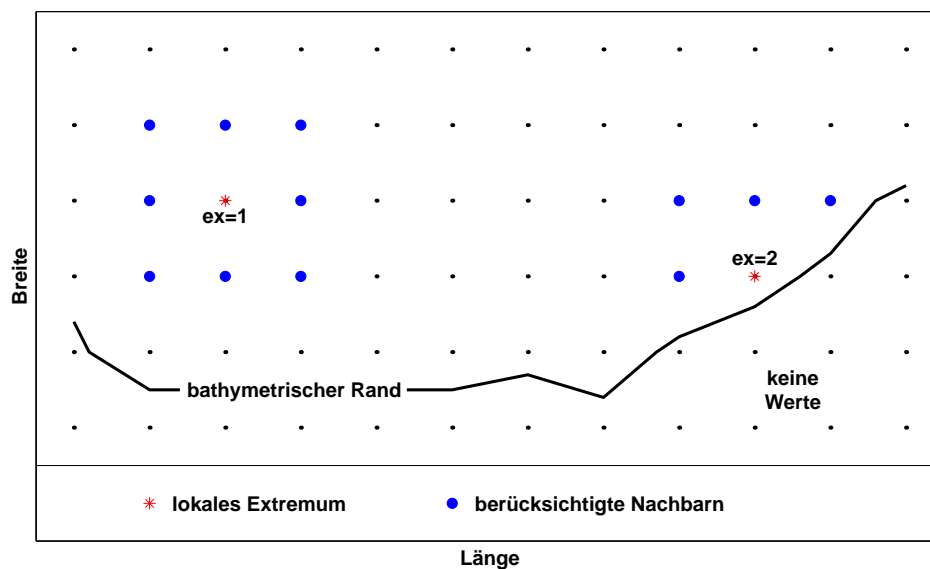


Abbildung 4.3: Beispiel für lokale Extrema ex und die bei ihrer Bestimmung berücksichtigten Datenpunkte.

2. Bestimmung der Isowerte zu den einzelnen Extrema

Im nächsten Schritt auf der Suche nach den horizontalen Mustern werden geeignete Isowerte für Isolinien gesucht, die jeweils die gefundenen Extrema einschließen. Dazu wird für jedes Extremum sternförmig in allen acht Richtungen vom Extremum aus auf die acht umliegenden, direkt benachbarten Datenpunkte zu jeweils der dem Extremum am nächsten gelegene Wendepunkt bestimmt, siehe Abbildung 4.4. Es wird also das am nächsten gelegene Extremum im Gradienten des Eigenschaftsfeldes in der betreffenden Richtung gesucht. Auch hierbei werden in dem Sinne nur *echte* Extrema berücksichtigt, daß der Gradient in Richtung vom Extremum weg innerhalb des Untersuchungsgebietes vom Betrage her direkt hinter dem Wendepunkt zunächst kleiner ist als am Wendepunkt selbst. Falls ein solcher Wendepunkt in einer der acht Richtungen existiert, liefert der Mittelwert aus den Daten des betrachteten Feldes an den beiden Datenpunkten, die den entsprechenden maximalen Gradienten bilden, einen von insgesamt acht möglichen Isowerten $iso_{ex,i}$ zum zugehörigen lokalen Extremum im Eigenschaftsfeld.

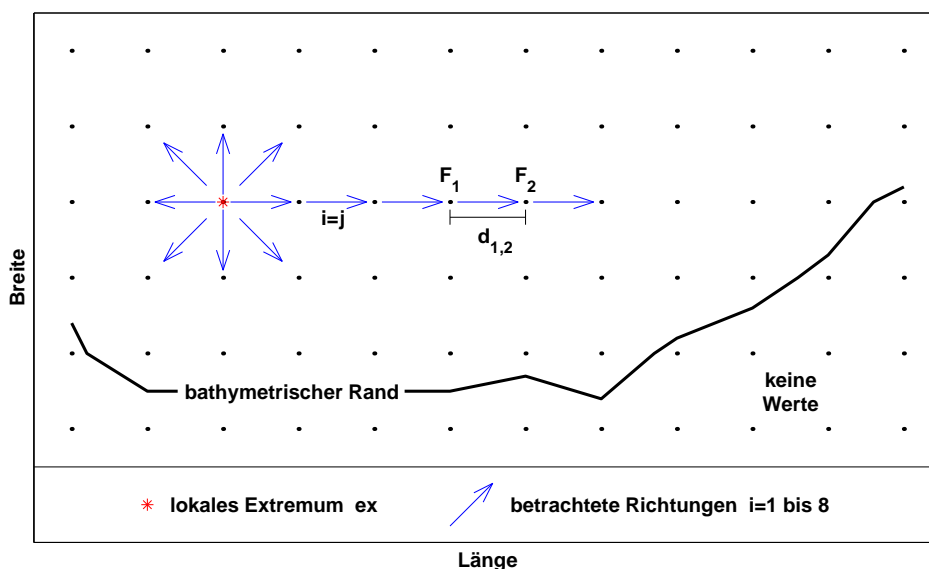


Abbildung 4.4: Der maximale Gradient zum lokalen Extremum ex in Richtung $i = j$ betrage $(F_2 - F_1)/d_{1,2}$. Der Isowert für diese Richtung wird daher zu $iso_{ex,j} = (F_1 + F_2)/2$ bestimmt.

Im Gegensatz zu den lokalen Extrema werden bei den extremalen Gradienten weder diejenigen am Rand des Untersuchungsgebietes noch diejenigen am bathymetrischen Rand der Becken berücksichtigt, um die Definition des Randes der horizontalen Muster im weiteren eindeutig zu halten. Damit die Gradienten in den zugehörigen erfaßten horizontalen Skalen untereinander vergleichbar bleiben, werden dabei außerdem keine Gradienten über Datenlücken, die durch fehlende Stationen innerhalb der Massenfelder entstanden sind, betrachtet. Solche Datenlücken treten in den hier untersuchten Massenfeldern ohnehin ausschließlich innerhalb des Massenfeldes der MESODYN-01 Kampagne auf, vergl. Abschnitt 3.1.1 und Anhang A.

Bei der in Abschnitt 4.2 diskutierten Interpretation des betrachteten Eigenschaftsfeldes als hydrostatischen Druck entspricht die beschriebene Wahl von Isowerten aus den Werten des Datenfeldes bei den extremalen Gradienten der Wahl von Isowerten aus dem Datenfeld an den Orten der maximalen geostrophischen Strömung um das zugehörige lokale Extremum. Dies folgt direkt aus der geostrophischen Balance:

$$\begin{aligned} -f v_g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ f u_g &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \end{aligned} \tag{4.3}$$

Hier sind u_g und v_g die horizontalen Komponenten des geostrophischen Strömungsanteils in x- bzw. y-Richtung in einem rechtshändigen Koordinatensystem, ρ die Dichte, p der Druck und $f = 2\Omega \sin(\varphi)$ der Coriolis-Parameter auf der geographischen Breite φ bei einer Erdrotation mit der Winkelgeschwindigkeit Ω .

Es sei an dieser Stelle noch angemerkt, daß die aus den in Tabelle 3.1 angegebenen Meßungenauigkeiten resultierenden Fehler in den betrachteten Datenfeldern auch bei der Berechnung der diskutierten Gradienten vernachlässigt werden können. Dies folgt aus der Tatsache, daß die Größenordnung der Differenzen aus den Dichteanomalien der Größenordnung der Anomalien selbst entspricht, da die Differenzen aus den Anomalien gleich den Differenzen der Absolutwerte sind. Diese wiederum aber haben die Größenordnung der isobarischen Standardabweichung, die auch ein Maß für die Größenordnung der Anomalien ist und gegen die die entsprechenden Fehler zu vernachlässigen sind, vergl. Abschnitt 3.1.1 und 3.1. Da dies auf jedem einzelnen Druckniveau gilt, folgt derselbe Schluß analog auch in den hier betrachteten vertikal integrierten Dichteanomalien.

3. Berechnung der Isoplethen

Die Isoplethen, die zur folgenden Auswahl der Isowerte berechnet werden, werden wie auch alle weiteren Isolinien innerhalb der Mustererkennung durch Triangulation der gemessenen Datenfelder ohne vorherige Interpolation auf ein anderes Gitter bestimmt. Dies ist hier aufgrund der regelmäßigen horizontalen Auflösung der zugrunde liegenden Meßkampagnen möglich. Dadurch ergeben sich zwar scheinbar nur vergleichsweise grobe bzw. eckige Isolinien, der Verlauf der *wahren* Isoplethen ist jedoch auch bei weiterer Informationszufuhr durch das jeweils gewählte Interpolationsverfahren nicht genauer zu ermitteln, als es die räumlich horizontale Auflösung der Datenfelder zuläßt. D.h. die Lage der Isolinien kann von vornherein nicht genauer sein als der Stationsabstand im Datenfeld.

Das gewählte Interpolationsverfahren besitzt den Vorteil, daß das Datenfeld zwischen den Datenpunkten durch eine Fläche beschrieben wird, die bei minimaler Anzahl an Freiheitsgraden alle Datenpunkte enthält, da sie aus einzelnen ebenen Dreiecksflächen zwischen den Datenpunkten besteht. Dadurch werden künstliche Strukturen zwischen den Datenpunkten, die zu irreführenden, fälschlichen Isolinien führen können, vermieden. Somit entspricht dieses Verfahren allen Anforderungen für das hier angestrebte Ziel, das ausschließlich in

einer Gruppierung der Datenpunkte zu räumlichen Strukturen besteht. Dabei ist lediglich die Zugehörigkeit der einzelnen Datenpunkte in den Eigenschaftsfeldern zu den gefundenen Strukturen und nicht der *wahre* Verlauf von deren Grenzen, den entsprechenden Isolinien, von Bedeutung, der auch mit anderen Verfahren nicht genauer bestimmt werden kann.

Entlang der bathymetrischen Ränder wurden die Isolinien im Gegensatz zu den offenen Rändern des Untersuchungsgebietes durch eine geeignete Wahl von Werten für Datenpunkte, an denen es aufgrund der Bathymetrie keine Meßwerte gibt, künstlich geschlossen, siehe Abbildung 4.5. Dadurch sollen auch mögliche Strukturen direkt am Beckenrand erfaßt werden können. Gewählt wurde hierfür in Abhängigkeit vom Wert $F(x_{ex}, y_{ex})$ des Datenfeldes im Extremum ex am Ort (x_{ex}, y_{ex}) und des betrachteten Isowertes $iso_{ex,i}$ jeweils der Wert :

$$ba_{ex,i} = 2 iso_{ex,i} - F(x_{ex}, y_{ex}) \quad (4.4)$$

Dieser Wert gewährleistet, daß die Isolinien um ein Extremum, das direkt am bathymetrischen Rand liegt, genau in der Mitte zwischen dem Extremum und den direkt benachbarten Datenpunkten jenseits des bathymetrischen Randes verläuft. Andererseits können sich Isolinien zu unterschiedlichen Isowerten aufgrund der individuellen Wahl von $ba_{ex,i}$ hier entgegen ihrer normalen Eigenschaften durchaus schneiden, was an späterer Stelle von Bedeutung ist.

Die Datenlücken, die aufgrund der drei fehlenden Stationen *innerhalb* des Massenfeldes zur MESODYN-01 Kampagne auftreten, wurden zur Bestimmung der Isolinien jeweils mit einem geeigneten Mittelwert aufgefüllt. Dieser beinhaltet jeweils alle Werte der acht umliegenden, direkten Nachbarn. Dadurch werden im Mittelwert ggf. auch diejenigen Datenpunkte berücksichtigt, die auf den jeweiligen Wert $ba_{ex,i}$ für Datenpunkte gesetzt wurden, zu denen aufgrund der Bathymetrie kein Meßwert existiert. Auf diese Weise wird hier auch die Wahrscheinlichkeit, daß es sich bei der Datenlücke selbst ebenfalls um einen solchen Datenpunkt handelt, ausdrücklich berücksichtigt.

4. Auswahl von Isowerten zu den einzelnen Extrema

Um aus den maximal acht gefundenen Isowerten $iso_{ex,i}$ zu jedem lokalen Extremum im Datenfeld die Ränder der horizontalen Muster eindeutig zu bestimmen, d.h. genau einen Isowert mit entsprechender Isolinie zu jedem Extremum festzulegen, wird zunächst eine Auswahl der einzelnen Isowerte anhand ihrer zugehörigen Isolinien getroffen. Die verbleibenden Isowerte werden danach zu einem Wert pro Extremum zusammengemittelt.

Die Auswahl bestimmter Isowerte vor der Mittelung steigert zum einen die Effizienz der Mustererkennung, da auf diese Weise zu mehr Extrema eine geeignete Isolinie gefunden wird. Zum anderen werden dadurch ungeeignete Isowerte mit Isolinien herausgefiltert, die die gesuchten Gebiete nicht sinnvoll eingrenzen. Beides wird im folgenden durch die Beschreibung der getroffenen Auswahl von Isowerten verdeutlicht.

Zunächst werden aus den gefundenen Isowerten $iso_{ex,i}$ diejenigen ausgewählt, zu denen wenigstens eine geschlossene Isolinie existiert, die das zugehörige Extremum ex einschließt. Diejenigen Isowerte, zu denen keine solche Isolinie existiert, werden nicht weiter berück-

sichtigt. Dies steigert vor allem die Effizienz der Mustererkennung, da zum Mittelwert der ausgewählten Isowerte mit einer solchen Isolinie ebenfalls eine geschlossene Isolinie existiert, die das zugehörige Extremum einschließt. Wird andererseits auf eine Auswahl der Isowerte nach diesem Kriterium verzichtet, findet sich in vielen Fällen für den Mittelwert keine geschlossene Isolinie um das zugehörige Extremum, so daß es für die weitere Mustererkennung verloren geht.

Das zweite Auswahlkriterium bezieht sich auf die Anzahl bzw. Verteilung der innerhalb der Isolinien liegenden Datenpunkte. Dies ist letztlich erforderlich, weil die Isolinien, die an zwei Orten auf den bathymetrischen Rand stoßen, wie beschrieben, entlang des Randes künstlich geschlossen werden, sofern diese beiden Orte innerhalb des Untersuchungsgebietes auch durch eine ununterbrochene Isobathe verbunden sind. Dadurch werden mitunter Isolinien gefunden, die wenig sinnvoll sind und daher nicht weiter berücksichtigt werden sollten, obwohl sie das zugehörige Extremum einschließen und somit das erste Auswahlkriterium erfüllen. So können solche Isolinien große Gebiete oder gar das ganze Becken enthalten. Auf diese Weise können sie Teile des Datenfeldes miteinschließen, die nicht der Massenfeldanomalie zuzuordnen sind, die das zugehörige lokale Extremum beinhaltet. Außerdem ergibt sich aus der Tatsache, daß sich Isolinien aufgrund der individuellen Wahl von $ba_{ex,i}$ hier entgegen ihrer normalen Eigenschaften durchaus schneiden können, eine technische Notwendigkeit, die betreffenden Isolinien zu unterdrücken. Denn dadurch behalten die Isolinien weitestgehend die normalen Eigenschaften von Isoplethen, was bei der späteren Auswahl der Extrema von Bedeutung ist.

Die unerwünschten Isolinien unterscheiden sich topologisch, also in bezug auf ihre räumliche Struktur und ihre Lage und Anordnung im Raum, nicht von den gesuchten Isolinien, die entlang des bathymetrischen Randes geschlossen worden sind. Daher kann auch kein topologisches Kriterium angegeben werden, um diese Isolinien bzw. die entsprechenden Isowerte auszuschließen. Zu diesem Zweck wird hier stattdessen ein Kriterium angewendet, das sich auf die Anzahl bzw. räumliche Verteilung der Datenpunkte bezieht, die innerhalb der Isolinie liegen. Im Hinblick auf die eingegrenzten Gebiete entspricht dies einer Einschränkung bezüglich deren Größe bzw. Form. Da hierbei im Gegensatz zum ersten Kriterium auch Isowerte mit sinnvollen Isolinien verworfen werden können, ist es bei diesem Kriterium besonders wichtig, daß es nicht zu streng ist, um nicht unnötig viele Isowerte zu verwerfen und dadurch die Effizienz der Mustererkennung herabzusetzen. Andererseits sollte es aber auch so streng sein, daß alle unerwünschten Isowerte zuverlässig verworfen werden.

Bei dem gewählten Kriterium soll anstelle der wahren Positionen der Datenpunkte nur deren relative Lage zueinander berücksichtigt werden. Daher werden diese für die folgende Betrachtung formal entsprechend ihrer relativen Lage auf einem regelmäßigen, rechtwinkligen Gitter mit Einheitsabstand angeordnet. Dieses Gitter entspricht folglich im wesentlichen dem Stationsnetz mit den zugehörigen Sollpositionen, vergl. Abschnitt 3.1 und Abbildung 3.2.

Auf diesem Gitter wird ein ringförmiges Gebiet um das lokale Extremum definiert, das zu dem zu testenden Isowert gehört. Der Radius der inneren Berandung dieses Gebietes

entspricht dem Abstand zwischen dem Extremum und dem Wendepunkt, durch den der Isowert bestimmt wurde, siehe Abbildung 4.5. Der innere Kreis verläuft also durch den Punkt zwischen den beiden Datenpunkten, die das entsprechende lokale Extremum im Gradienten in der betreffenden Richtung bilden. Der Radius der äußeren Berandung ist um einen Stationsabstand in der betreffenden Richtung größer, d.h. in Ost-West- und Nord-Süd-Richtung um 1, den Einheitsabstand des Gitters, und in den anderen Richtungen um $\sqrt{2}$.

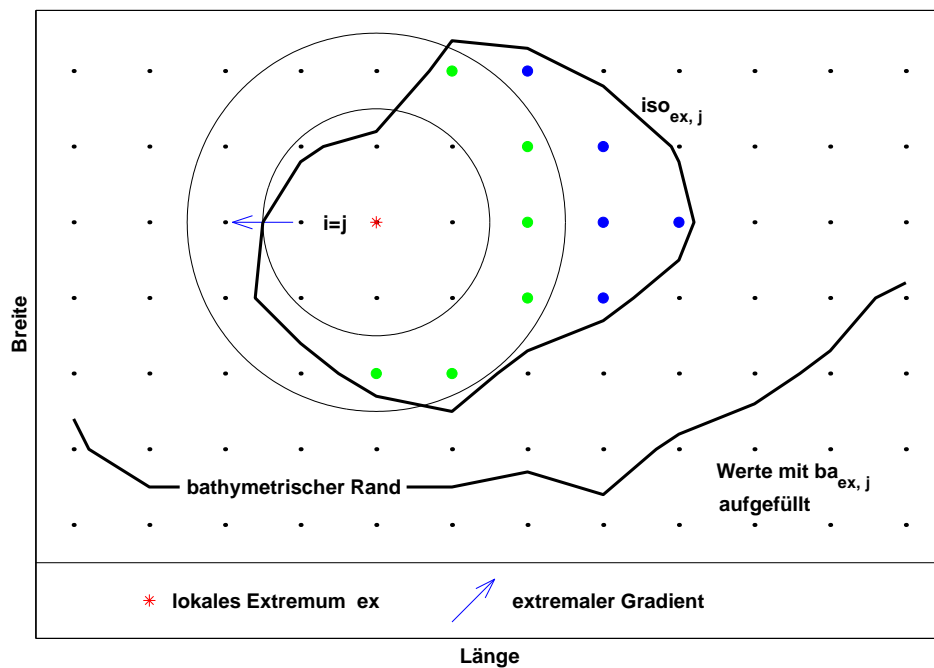


Abbildung 4.5: Beinhaltet die Isolinie zum Isowert $iso_{ex,j}$ außerhalb des großen Kreises (blau) mehr Datenpunkte als innerhalb des ringförmigen Gebietes (grün), wird der Isowert $iso_{ex,j}$ nicht weiter berücksichtigt.

Das zweite Kriterium ist für eine Isolinie erfüllt, wenn von den Datenpunkten innerhalb dieser Isolinie nicht mehr Datenpunkte außerhalb der äußeren Berandung des ringförmigen Gebietes liegen als innerhalb des Ringes. Von den Isolinien zu dem zu testenden Isowert, die das erste Kriterium erfüllen, muß mindestens eine auch das zweite Kriterium erfüllen, damit der Isowert weiter berücksichtigt wird. Es muß also wenigstens eine Isolinie beide Kriterien erfüllen, ansonsten wird der Isowert verworfen.

Ähnlich wie beim ersten Kriterium kann angenommen werden, daß zu einem Mittelwert aus Isowerten, die neben dem ersten alle auch das zweite Kriterium erfüllen, ebenfalls eine unter den angegebenen Maßstäben sinnvolle Isolinie existiert. Die geschlossene Isolinie um das zugehörige Extremum zu einem Mittelwert aus Isowerten, die neben dem ersten nicht alle auch das zweite Kriterium erfüllen, kann jedoch auch zu den unerwünschten zählen. Allerdings ist das zweite Kriterium dabei im allgemeinen aufgrund des Fehlens eines ein-

heitlichen Ringradius bzw. einer einheitlichen Ringbreite für das ringförmige Testgebiet für den gemittelten Isowert nicht definiert. Das zweite Kriterium müsste für den Mittelwert geeignet erweitert werden. Das erste und zugleich fundamentalere Kriterium ist im Gegensatz dazu auch für den Mittelwert der Isowerte definiert, da es lediglich das gemeinsame Extremum benötigt. Auf eine Verallgemeinerung des zweiten Kriteriums kann hier unter obiger Annahme mit folgender Verfahrensweise verzichtet werden. Existieren für einen Mittelwert z.B. aufgrund des Beckenrandes mehrere Isolinien, die das erste Kriterium erfüllen, so wird als Begrenzung des zugehörigen Musters die engste gewählt, d.h. diejenige die ausschließlich Datenpunkte enthält, die zugleich auch in allen anderen zur Auswahl stehenden Isolinien enthalten sind.

Durch die Anwendung des zweiten Kriteriums werden seinem Zweck entsprechend in erster Linie die unerwünschten Isolinien ausgeschlossen, die ohne dieses Kriterium nach der Mittelung der Isowerte für den Mittelwert gefunden werden können. An ihre Stelle treten sinnvolle Isolinien, sofern sich solche finden lassen, d.h. wenn wenigstens ein Isowert zu einem Extremum beide Kriterien erfüllt. Darüber hinaus sind die Isolinien zum Mittelwert der Isowerte, die beide Kriterien erfüllen, gegenüber denen zum Mittelwert der Isowerte, die nur nach dem ersten Kriterium ausgewählt wurden, in einigen Fällen geglättet. Dies hat zunächst die Folge, daß die gefundenen Strukturen in diesen Fällen den subjektiven Erwartungen näher kommen. Außerdem führt es zu einer besseren horizontalen Trennung der einzelnen Muster voneinander, wodurch der Effekt der Glättung zu einem durchaus erwünschten Nebeneffekt des zweiten Kriteriums wird.

Insgesamt ist durch das Verwerfen von Isowerten nach den beiden aufgeführten Kriterien nur eine Verkleinerung der Strukturen möglich. Dem höheren Verlust an Strukturen für die Mustererkennung ohne die Auswahl der Isowerte wird also dadurch entgegengewirkt, daß diese teilweise verkleinert werden. In diesem Sinne sind sie jeweils als die größte Struktur zu verstehen, die mit diesem Verfahren nachgewiesen werden kann. Jedes gefundene horizontale Muster ist also höchstens genauso groß wie die Struktur im Massengebiet.

5. Auswahl von Extrema

Die erste Auswahl von Extrema erfolgt dadurch, daß im folgenden nur Extrema berücksichtigt werden können, zu denen jeweils wenigstens ein Isowert existiert, der die genannten Kriterien erfüllt. Bevor die verbliebenen Isowerte zu den entsprechenden Extrema jedoch jeweils zu einem Wert gemittelt werden und daraus die eindeutigen Ränder der Gebiete um die einzelnen Extrema bestimmt werden, erfolgt zunächst noch eine zweite Vorauswahl der Extrema. Dabei werden aus den Extrema diejenigen ausgewählt, deren weiteste gefundene Isolinie zu den jeweils betrachteten Isowerten mindestens zwei Datenpunkte enthält, siehe Abbildung 4.6.

Diese Auswahl erfolgt im Hinblick auf das Abtasttheorem, um die Signifikanz der Extrema bzw. der gefundenen Isolinien zu gewährleisten. Es wird hier auf die jeweils weiteste Isolinie, für Maxima (Minima) also diejenige zum kleinsten (größten) betrachteten Isowert, angewendet, um die Effizienz der Mustererkennung zu steigern. Dabei wird also angenommen,

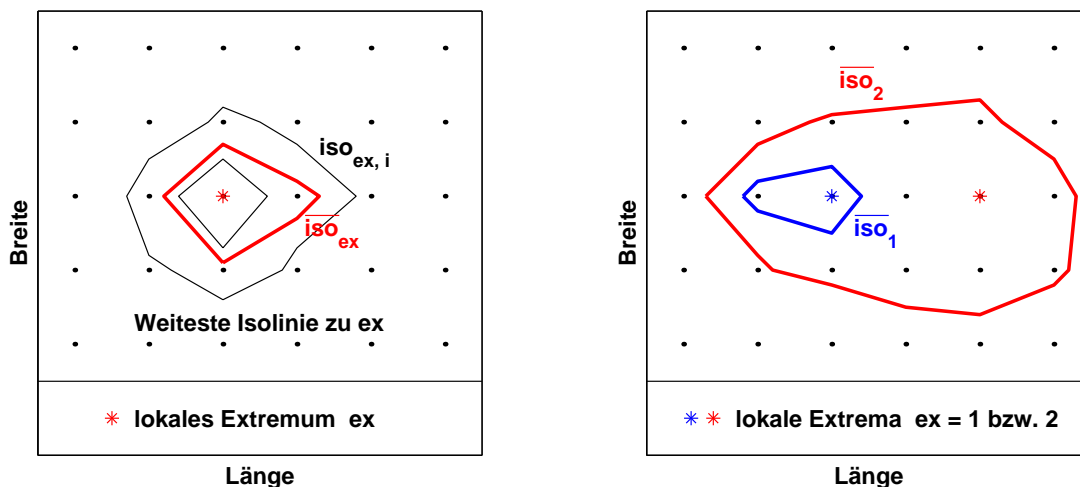


Abbildung 4.6: Links : Da die weiteste Isolinie zum Extremum ex mehr als einen Punkt umschließt wird es bei der zweiten Vorauswahl nicht verworfen. Rechts : Das Extremum 1 wird verworfen, da die zugehörige Isolinie das Extremum 2 nicht umschließt.

daß ein Extremum dann signifikant ist, wenn dies wenigstens für eine der Isolinien zu den jeweils betrachteten Isowerten der Fall ist. Die Isolinie zum Mittelwert der betrachteten Isowerte enthält dabei mitunter nur einen Datenpunkt, nämlich genau den des zugehörigen Extremums. Daher werden bei der Auswahl nach diesem Kriterium weniger Extrema verworfen, wenn anstelle der Isolinie zum Mittelwert der betrachteten Isowerte jeweils die weiteste Isolinie betrachtet wird.

Für die letzte Auswahl von Extrema wird jeweils auf die Isolinie zum Mittelwert \overline{iso}_{ex} der Isowerte $iso_{ex,i}$ Bezug genommen, die jeweils für das Extremum ex berücksichtigt werden. Die Berechnung dieser Isolinien erfolgt wie die in diesem Abschnitt unter Punkt 3 erläuterte Berechnung der Isoplethen zu den einzelnen Isowerten $iso_{ex,i}$. D.h. insbesondere, daß Datenpunkte, an denen es aufgrund der Bathymetrie keine Meßwerte gibt, analog zu Gleichung 4.4 mit dem Wert $ba_{ex} = 2\overline{iso}_{ex} - F(x_{ex}, y_{ex})$ aufgefüllt werden, um die Isoplethen entlang der bathymetrischen Ränder künstlich zu schließen.

Von den Extrema werden nun diejenigen verworfen, die selbst innerhalb der Isolinie von mindestens einem weiteren Extremum enthalten sind, das selbst *nicht* in der dem ersteren zugeordneten Isolinie enthalten ist, siehe Abbildung 4.6. Bei Isolinien mit gewöhnlichen Eigenschaften ist dies gleichbedeutend damit, daß diejenigen Extrema nicht weiter berücksichtigt werden, deren zugeordnete Gebiete vollständig innerhalb einer Isolinie zu mindestens einem anderen Extremum liegen, das selbst nicht innerhalb der zugehörigen Isolinie des ersteren liegt. Auch hier werden also wie bei der Auswahl von Isowerten zu den einzelnen Extrema die größten Strukturen ausgewählt, die mit diesem Verfahren nachgewiesen werden können. Die Konsequenz davon ist wiederum, daß jedes gefundene horizontale Muster höchstens genauso groß wie die Struktur im Massengebiet ist.

Da sich die Isolinien hier aus den oben genannten Gründen im Gegensatz zu gewöhnlichen Isolinien schneiden können, wird bei dieser Auswahl zusätzlich geprüft, ob die zu verwerfenden Extrema bzw. die zugehörigen Isolinien in bezug auf die Datenpunkte die gewöhnlichen Eigenschaften von Isolinien besitzen. Es wird also explizit geprüft, ob alle Datenpunkte innerhalb der Isolinien, die den zu verwerfenden Extrema zugeordnet sind, auch innerhalb der jeweils einschließenden Isolinie liegen. Diese zusätzliche Überprüfung dient zur Vermeidung von Widersprüchen in der Mustererkennung. Sie wird hier zur Sicherheit durchgeführt, obwohl Isolinien, die durch ein Abweichen von den gewöhnlichen Eigenschaften von Isolinien zu Konsistenzproblemen in der Mustererkennung führen können, durch das zweite Auswahlkriterium für Isowerte zwar nicht notwendig, aber praktisch vollständig verworfen bzw. unterdrückt werden.

6. Zusammenfassen von Extrema

Von den verbliebenen Extrema werden nun diejenigen jeweils zu einem Gebiet zusammengefaßt, deren Isolinien neben dem eigenen Extremum gegenseitig auch die anderen Extrema enthalten, siehe Abbildung 4.7. Die zusammengefaßten Gebiete werden durch die Isoplethen zum Mittelwert \overline{iso} der gemittelten Isowerte der zusammenzufassenden Extrema berandet, also dem Mittelwert der Isowerte \overline{iso}_{ex} , die die eindeutige Berandung der Gebiete definieren, die den zusammenzufassenden Extrema zugeordnet sind. Zur Berechnung der entsprechenden Isoplethen werden diejenigen Datenpunkte, an denen es aufgrund der Bathymetrie keine Meßwerte gibt, in Analogie zu den vorherigen Berechnungen von Isolinien mit dem Wert $ba = 2 \overline{iso} - \overline{F(x_{ex}, y_{ex})}$ aufgefüllt, um die Isoplethen entlang der bathymetrischen Ränder künstlich zu schließen. Dabei ist $\overline{F(x_{ex}, y_{ex})}$ der Mittelwert der Werte des Datenfeldes in allen zusammenzufassenden Extrema. Die Isoplethen der zusammengefaßten Gebiete sollen alle jeweils zusammenzufassenden Extrema enthalten.

Werden immer nur die engsten Isolinien um die Extrema betrachtet, wie bei der Auswahl von Isowerten zu den einzelnen Extrema diskutiert, können bei der Zusammenfassung von Extrema nach dem angegebenen Kriterium bei Isolinien mit den gewöhnlichen Eigenschaften nur jeweils Maxima oder Minima zusammengefaßt werden. Durch die individuelle Wahl der Werte ba_{ex} für die einzelnen Extrema kann es aufgrund der dadurch veränderten Eigenschaften der Isolinien hier jedoch zu Ausnahmen kommen. Obwohl diese Fälle durch das zweite Auswahlkriterium der Isowerte zu den einzelnen Extrema unterdrückt sind, werden explizit ausschließlich jeweils Maxima oder Minima zusammengefaßt.

Aus demselben Grund wird vor dem Zusammenfassen der Extrema, wie bereits bei der Auswahl der Extrema, jeweils überprüft, ob die zusammenzufassenden Extrema bzw. die zugehörigen Isolinien in bezug auf die Datenpunkte die gewöhnlichen Eigenschaften von Isolinien besitzen. D.h. bei dem Kriterium für das Zusammenfassen von Extrema, daß für alle Isolinien, die den jeweils zusammenzufassenden Extrema zugeordnet sind, paarweise je eine Isolinie ausschließlich Datenpunkte enthält, die auch in der anderen Isolinie enthalten sind.

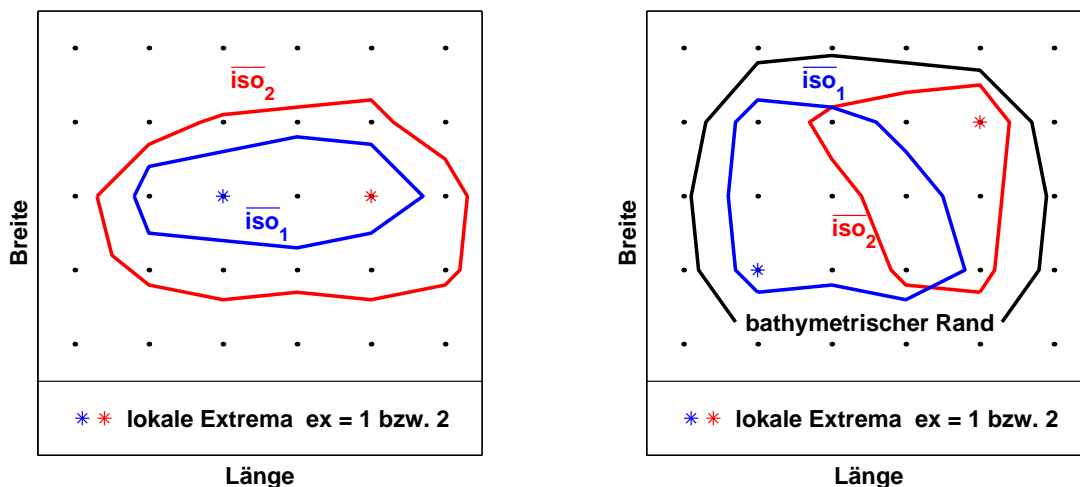


Abbildung 4.7: Links : Die beiden Extrema werden mit einer Isolinie zum Isowert $\overline{iso} = (\overline{iso}_1 + \overline{iso}_2)/2$ zusammengefaßt. Rechts : Die Inkonsistenz durch das Überlappen der Isolinien wird durch die Wahl des Isowertes $\overline{iso} = (\overline{iso}_1 + \overline{iso}_2)/2$ für beide Extrema behoben.

7. Beseitigung von Inkonsistenzen

Zum Schluß der horizontalen Mustererkennung wird geprüft, ob es unter den verbliebenen Isolinien auf dem betreffenden Druckniveau Paare gibt, die wenigstens einen gemeinsamen Datenpunkt enthalten, um entsprechende Inkonsistenzen zu beheben, siehe Abbildung 4.7. Auch dies ist hier wiederum wegen der individuellen Wahl der Werte für Datenpunkte, an denen es aufgrund der Bathymetrie keine Meßwerte gibt, bzw. den daraus resultierenden, gegenüber gewöhnlichen Isolinien veränderten Eigenschaften der Isolinien notwendig.

Dabei könnte etwa der Fall eines Maximums und eines Minimums auftreten, die nach dem entsprechenden Kriterium zusammengefaßt werden müßten. Dieser Fall tritt jedoch dank der beschriebenen Auswahl von Isolinien und Extrema zumindest in den hier bearbeiteten Datensätzen nicht auf und wird daher auch nicht weiter betrachtet. Da auch bei den Tests bei der Auswahl und beim Zusammenfassen von Extrema keine entsprechenden Inkonsistenzen aufgetreten sind, verbleibt in den untersuchten Massenfeldern nur die Möglichkeit eines Überlapps von Isolinien, der die zugehörigen Extrema nicht einschließt. Allerdings tritt auch ein solcher Fall in den bearbeiteten Datensätzen nur ein einziges Mal in einem Datensatz mit modellierten Daten auf. Dies verdeutlicht insbesondere, daß die Auswahl der Isowerte zu den einzelnen Extrema nach dem zweiten Kriterium unter Punkt 4 ihrem Zweck gerecht wird.

Die verbliebenen Isolinien können also gemeinsame Datenpunkte enthalten, zu denen die Datenpunkte der zugehörigen Extrema jedoch nicht zählen können. Zur Beseitigung solcher Inkonsistenzen bietet es sich aufgrund dieser Tatsache an, die Isowerte \overline{iso}_{ex} der überlappenden Isolinien für alle zugehörigen Extrema durch ihren gemeinsamen Mittelwert zu ersetzen. Dadurch werden den beteiligten Extrema Isoplethen bzw. Gebiete zugeordnet,

die sich aufgrund des nun gleichen Isowertes für alle beteiligten Extrema und damit gemeinsamen Grenzen nur noch berühren, aber nicht mehr überlappen können. Dabei wird zusätzlich sichergestellt, daß die neuen Isoplethen jeweils wieder die zugehörigen Extrema enthalten. Der einzige in den bearbeiteten Datensätzen auftretende Fall einer derartigen Inkonsistenz wurde mit Hilfe dieses Verfahrens mit sinnvollem Resultat behoben.

Anmerkungen

Die beschriebene horizontale Mustererkennung wird den beiden in Abschnitt 4.2 genannten Minimalanforderungen an die Mustererkennung gerecht, da diese insbesondere durch die Definition der Ränder der gesuchten Muster bzw. Gebiete über maximale Gradienten erfüllt werden.

Zur Optimierung der Ergebnisse wurden einige Sensibilitätstests des Verfahrens durchgeführt. Alternativ wurde etwa eine Definition der lokalen Extrema anhand der vier anstelle der acht nächsten Nachbarn getestet. Ebenso wurde unabhängig auch die Suche nach den Isowerten zu den einzelnen Extrema probeweise auf die entsprechenden vier Richtungen beschränkt. Ferner wurden andere Werte ba zum Schließen der Isolinien entlang der bathymetrischen Ränder verwendet. Des weiteren wurde auf die Auswahl von Isowerten zu den einzelnen Extrema zum einen ganz verzichtet zum anderen wurden aber auch Alternativen zum Kriterium zur Vermeidung nicht sinnvoller Isolinien getestet. Daneben wurden andere Isowerte als der Mittelwert $\overline{iso_{ex}}$ der jeweils selektierten Isowerte, wie etwa der Median oder die Extremwerte zur jeweils weitesten oder engsten Isolinie, zur Definition des eindeutigen Randes der Gebiete zu den einzelnen Extrema ausprobiert. Nicht zuletzt wurden bei der Auswahl der Extrema bezüglich ihrer Signifikanz im Hinblick auf das Abtasttheorem strengere Kriterien angewendet. So wurden dabei anstelle der jeweils weitesten Isolinie zu den einzelnen Extrema alternativ sowohl diejenige zum Mittelwert $\overline{iso_{ex}}$ der jeweils selektierten Isowerte als auch die jeweils engste Isolinie betrachtet.

Die gefundenen Muster waren bei allen durchgeführten Tests im wesentlichen dieselben, wobei das beschriebene und ausgewählte Verfahren zur horizontalen Mustererkennung die intuitiv besten Ergebnisse liefert. Ein Beispiel für die damit auf einer Fläche gleichen Druckes gefundenen Muster ist in Abbildung 4.8 dargestellt. U.a. ist dort am östlichen Rand des Meßgebietes zu erkennen, daß lokale Extrema, die zu dicht an einem der offenen Ränder des Meßgebietes liegen, kein Gebiet zugeordnet werden kann, da die entsprechenden Isolinien nicht innerhalb des Meßgebietes zu schließen sind. Dies ist insbesondere auch dann der Fall, wenn sich ein lokales Extremum auf einem der offenen Ränder befindet.

An den offenen Rändern ist die horizontale Mustererkennung also weniger effizient als im Inneren des Meßgebietes, da lokale Extrema dort entweder gar nicht erst gefunden werden oder zu keinem der zugeordneten Isowerte eine geschlossene Isolinie um das Extremum existiert. Nicht zuletzt deshalb ist es in vielen Fällen erforderlich oder zumindest für Vergleiche zwischen Massengebietern unterschiedlicher Größe oder Form sinnvoll, die mit Hilfe der Mustererkennung abgeleiteten Ergebnisse in geeigneter Weise zu korrigieren *und* zu normieren. Dabei ist zu erwarten, daß die Effizienz der Mustererkennung einerseits vom Stationsnetz

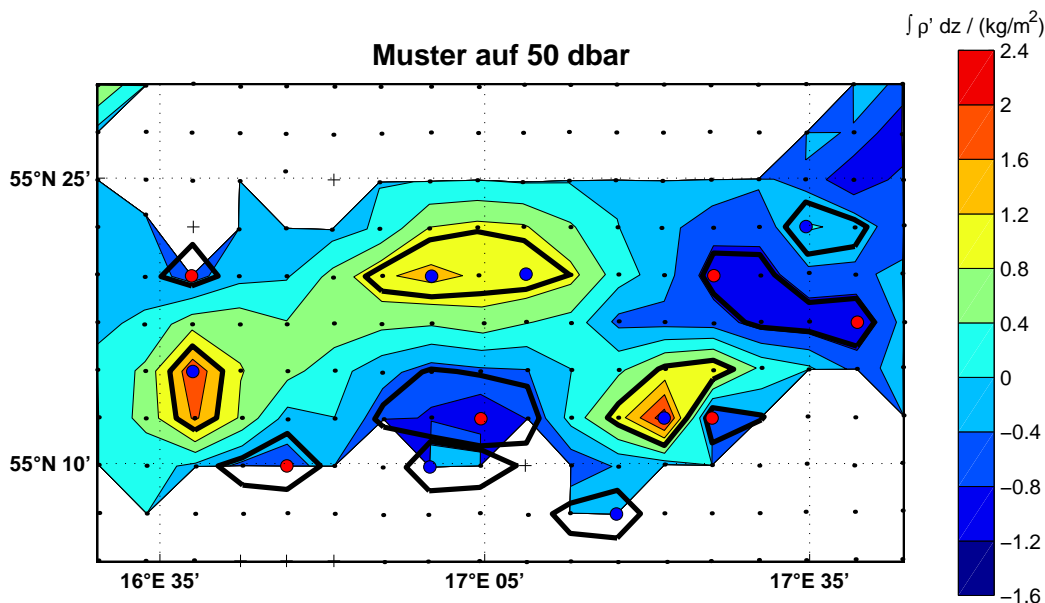


Abbildung 4.8: Gefundene horizontale Muster auf der 50 dbar-Fläche als Beispiel für die horizontale Mustererkennung anhand des vertikal integrierten Massenfeldes in der SF während der MESODYN-01 Kampagne. Die Datenpunkte der lokalen Extrema, die zu den einzelnen Gebieten gehören, sind für Maxima blau und für Minima rot gekennzeichnet. In zwei Fällen wurden im sechsten Schritt der horizontalen Mustererkennung die Gebiete zu jeweils zwei Extrema zu einem zusammengefaßt.

des untersuchten Massenfeldes aber andererseits auch von der Größe der Strukturen selbst und ihrer Lage innerhalb des Massenfeldes abhängig ist. Allerdings sind die Zusammenhänge zwischen der Effizienz der Mustererkennung und diesen Größen so kompliziert und schwierig abzuleiten, daß hierfür keine einfache Korrektur angegeben werden kann. Auf die Normierung der Ergebnisse wird in Abschnitt 5.1.1 noch einmal eingegangen.

4.2.2 Vertikale Zuordnung

Im zweiten Schritt der Mustererkennung werden nun aus den zuvor gefundenen horizontalen Mustern räumliche Strukturen konstruiert. Analog zu den Isolinien, die die Ränder der horizontalen Muster bilden, ist es hierbei also das Ziel, geschlossene Flächen im Raum zu finden, die die Volumina, die den gesuchten Anomalien bzw. Mustern im betrachteten Eigenschaftsfeld entsprechen, räumlich eingrenzen. Wie eingangs von Abschnitt 4.2.1 bereits erwähnt wurde, ist hier für die anschließenden Untersuchungen jedoch nur die Zugehörigkeit der einzelnen Datenpunkte zu den einzelnen gefundenen Strukturen von Bedeutung, nicht aber die genaue Form der sie begrenzenden Flächen, vergl. Abschnitt 5.1.

Die gesuchten Flächen werden nach rein geometrischen Kriterien aus den Rändern der horizontalen Muster konstruiert, indem diese zu Gruppen zusammengefaßt werden. Dabei wird eine Isolinie dann einer Gruppe zugeordnet, wenn zu dieser Gruppe wenigstens eine

Isolinie gehört, die die zwei folgenden Bedingungen erfüllt. Einerseits muß sie auf einem der beiden direkt benachbarten Tiefen- bzw. Druckniveaus liegen. Und andererseits soll sie in der vertikalen Projektion wenigstens einen Datenpunkt enthalten, der auch innerhalb der zuzuordnenden Isolinie selbst liegt, d.h. es soll mindestens eine Station existieren, deren zugehörige Profilierung jeweils einen Datenpunkt innerhalb jeder der beiden Isolinien beinhaltet. Die Gruppierung der Isolinien von den einzelnen Druckniveaus zu räumlichen Strukturen ist in Abbildung 4.9 für ein Beispiel durch die möglichst unterschiedliche Farbgebung der Isolinien für die einzelnen Gruppen angedeutet.

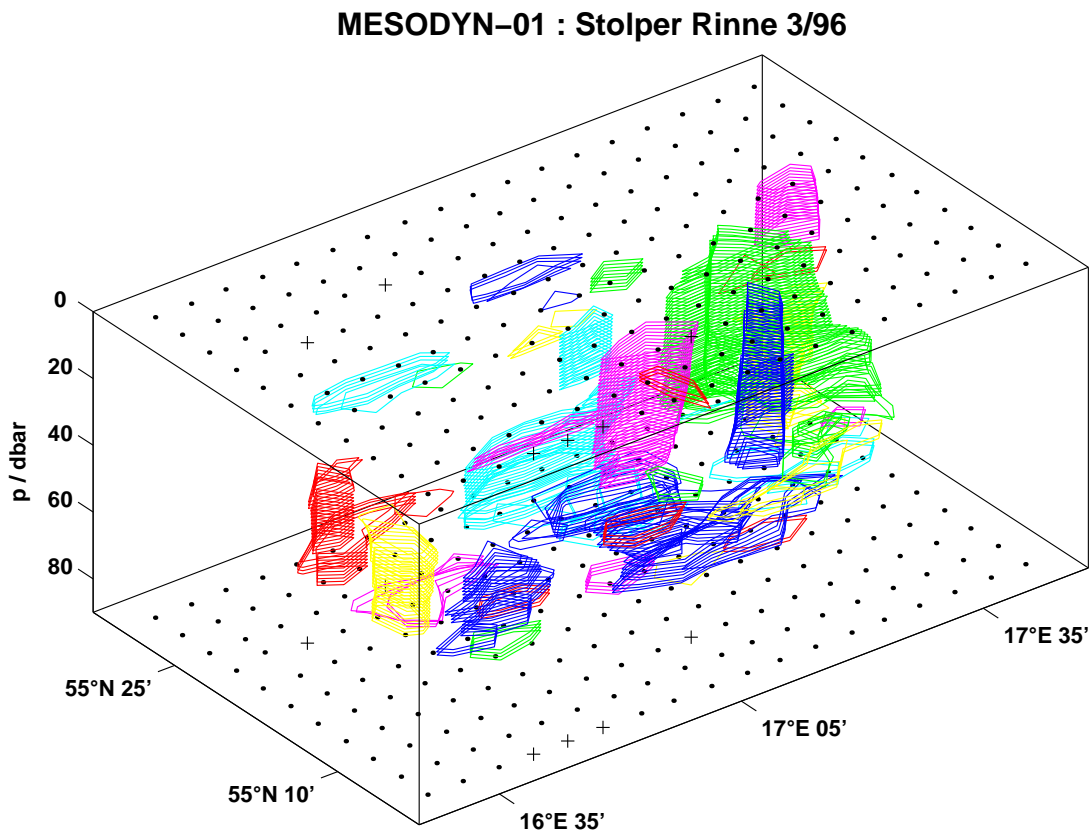


Abbildung 4.9: Vertikale Zuordnung der horizontalen Muster, die im vertikal integrierten Massenfeld der MESODYN-01 Kampagne in der SF gefunden wurden, als Beispiel für die Gruppierung horizontaler Muster. Die Isolinien, die zu einer Gruppe zusammengefaßt wurden, haben jeweils dieselbe Farbe. Allerdings sind hier mehr Gruppen vorhanden als unterscheidbare Farben zur Verfügung stehen. Die Bathymetrie der SF ist in Abbildung 3.2 dargestellt.

In Abbildung 4.10 ist die resultierende Auftriebskraft F_{res} auf einige Strukturen aus dem Beispiel in Abbildung 4.9 jeweils kumulativ über die beteiligten Isolinien von der obersten zur untersten dargestellt. Die Berechnung erfolgt in dem gefilterten Massenfeld, das vertikal integriert das Eigenschaftsfeld bildet, in dem die Muster gesucht werden. Als Hintergrundschichtung $\rho_H(p)$ wird dabei die isobarisch mittlere Dichte $\bar{\rho}(p)$ angenommen. Außerdem

wird jedem Datenpunkt entsprechend der horizontalen und vertikalen Auflösung das Einheitsvolumen $V_E \approx 4,6 \text{ km} \times 4,6 \text{ km} \times 1 \text{ m}$ zugeordnet, vergl. Abschnitt 3.1. Die entsprechenden Integrale der resultierenden Auftriebskraft über die einzelnen Volumina V_i entsprechen in dieser Näherung also bis auf die Faktoren V_E und der negativen Erdbeschleunigung $-g$ der Summe über die Dichteanomalien ρ'_j an den eingeschlossenen Datenpunkten j :

$$F_{res,i} = -g \int_{V_i} (\rho - \rho_H) dV \approx -g V_E \sum_j \rho'_j \quad (4.5)$$

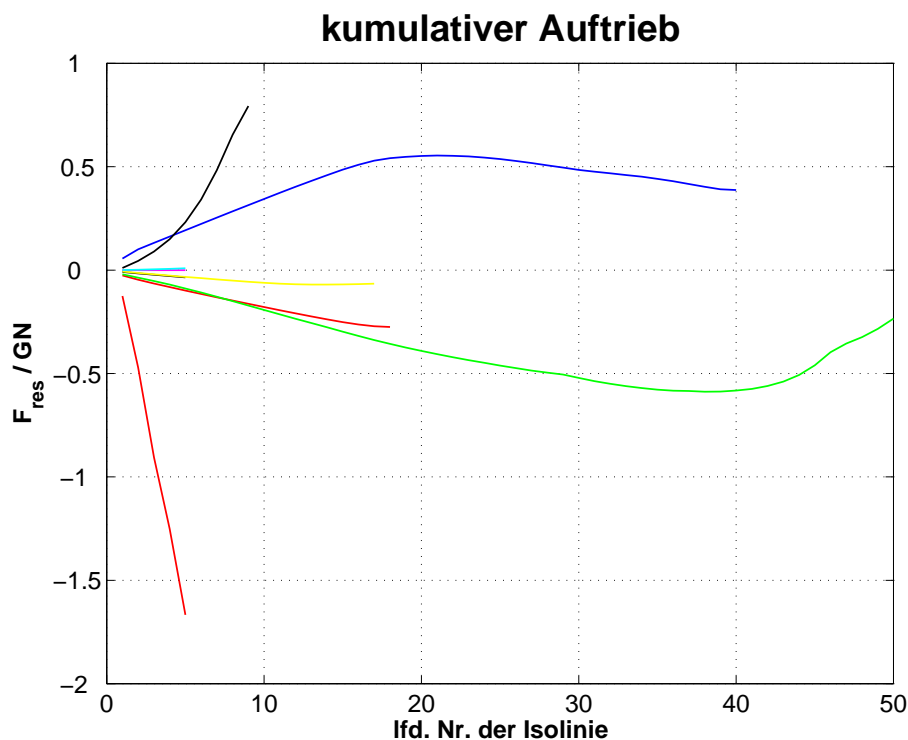


Abbildung 4.10: *Kumulativer Auftrieb einzelner Strukturen, die im vertikal integrierten Massenfeld der MESODYN-01 Kampagne in der SF gefunden wurden. Die Berechnung erfolgte jeweils mit der obersten Isolinie der Struktur beginnend und der untersten endend über alle beteiligten Isolinien.*

Für Beddies, die sich gemäß ihrer Dichte in einer Zwischenschicht befinden und dort schweben, sollten die dargestellten Kurven gegen null konvergieren. Diese Eigenschaft kann für solche Strukturen daher als notwendiges Kriterium dafür dienen, ob sie durch die Mustererkennung vollständig erfasst wurden.

Wie in Abbildung 4.10 zu sehen ist, wird dieses Kriterium zwar von einigen gefundenen Beddies ansatzweise erfüllt. Es gibt dort aber auch Strukturen, die diesem Kriterium nicht gerecht werden. Die Ursache dafür muß jedoch nicht notwendig darin bestehen, daß die entsprechenden Strukturen nicht vollständig nachgewiesen wurden, da es ausschließlich bei

den schwebenden Beddies ein notwendiges Kriterium für deren Vollständigkeit ist, nicht aber bei denen am Boden und an der Oberfläche. So kann eine resultierende Gravitationskraft z.B. durch den Boden kompensiert werden, während ähnliches für eine resultierende Auftriebskraft an der Oberfläche gilt. Ferner sind etwa bei einem Einstrom schweren Wassers über einem steilen Hang in ein tiefes Becken auch Strukturen denkbar, die sich zwar in einer Zwischenschicht befinden, dort aber nicht schweben, da sie ihr Gleichgewichtsniveau noch nicht erreicht haben.

Ein neutraler Auftrieb ist daher nicht für alle auftretenden Strukturen zu erwarten. Darüber hinaus ist dies bei den schwebenden Strukturen nur ein notwendiges aber kein hinreichendes Kriterium für deren Vollständigkeit. Deshalb ist es auch für diese zur Überprüfung ihrer Vollständigkeit nur bedingt geeignet. Eine solche Überprüfung wird zudem dadurch erschwert, daß die horizontalen Muster nach den Erläuterungen in Abschnitt 4.2.1 als die größten mit diesem Verfahren nachweisbaren Gebiete anzusehen sind, wodurch bereits dort Teile der räumlichen Strukturen unberücksichtigt bleiben können. Außerdem ist die Berechnung der Auftriebe mit numerischen Unsicherheiten behaftet und hängt empfindlich von der lokalen Hintergrunddichte ab. Diese ist nur näherungsweise bekannt, wobei sich die isobarisch mittlere Dichte hier als die beste Näherung erwiesen hat.

Aus diesen Gründen und um alle gefundenen Strukturen in der gleichen Weise zu behandeln, wird hier auf die Anwendung eines entsprechenden Kriteriums zur Bewertung oder Auswahl der gefundenen schwebenden Beddies verzichtet. Die vertikale Ausdehnung der gefundenen Strukturen und damit ihr Volumen und weitere extensive bzw. additive Größen sind in diesem Sinne jeweils als untere Grenze des vollständigen Gebildes anzusehen. Dies wird bei der horizontalen Mustererkennung vor allem durch die in Abschnitt 4.2.1 unter Punkt 4 erläuterte Auswahl von Isowerten zu den einzelnen Extrema unterstützt.

Stattdessen werden in dieser Arbeit, zumindest bei den vermessenen Massenfeldern der MESODYN Kampagnen, ausschließlich Strukturen betrachtet, deren vertikale Mächtigkeit \tilde{d} , d.h. ihre Dicke in der horizontalen Projektion, mindestens 5 m beträgt. Diese Einschränkung läßt sich im wesentlichen mit den drei folgenden Betrachtungen rechtfertigen :

1. Wenig signifikante, einzelne Extrema bzw. Isolinien und entsprechend kleine Gruppen, die eher zu einem *Rauschen* zu zählen sind, bleiben dadurch unberücksichtigt. Beispiele hierfür finden sich in den räumlichen Mustern, die in Abbildung 4.9 dargestellt sind und solche einzelnen Isolinien und kleinen Gruppen noch enthalten.
2. Die Vergleichbarkeit mit den Strukturen, die in den simulierten Massenfeldern gefunden werden, wird besser gewährleistet. Da die Schichtdicken in den Modellrechnungen 3 m bis 6 m betragen, können dünnere Strukturen dort gar nicht nachgewiesen werden, vergl. Abschnitt 3.2. In dieser Hinsicht kann die Forderung $\tilde{d} \geq 5\text{ m}$ für die Strukturen in den gemessenen Massenfeldern als einfacher Kompromiß zur Herstellung einer besseren Vergleichbarkeit angesehen werden.

3. Verfälschungen bei Mittelungen extensiver Größen über alle Strukturen in einem Massenfeld werden auf diese Weise weitgehend vermieden, wodurch dabei auch die oben erwähnte Interpretation von extensiven Größen wie etwa dem Volumen als jeweils untere Grenze sinngemäß erhalten bleibt. Entsprechende Verfälschungen treten etwa dann auf, wenn eine oder mehrere Isolinien einzelner Strukturen nicht gefunden werden und diese durch das Fehlen dieser Isolinien jeweils nicht als eine, sondern als mehrere getrennte Strukturen erkannt und bei der Mittelung berücksichtigt werden. Auf diese Art vom Hauptteil der zugehörigen Struktur abgetrennte Teilstrukturen sind die Hauptursache für Verfälschungen bei Mittelungen über extensive Größen. Die abgetrennten Teile aber werden zu einem großen Teil durch die Einschränkung auf Strukturen mit $\tilde{d} \geq 5 m$ unterdrückt, da sie häufig etwa $3 m$ mächtig sind, vergl. Abbildung 4.9. Folglich werden so auch die daraus resultierenden Verfälschungen verringert. Allerdings sind die zu erwartenden Fehler für Mittelungen über intensive Größen, vor allem bei einer Gewichtung mit einer geeigneten extensiven Größe, wie beispielsweise eine mit der Wärmekapazität gewichtete Mittelung der Temperatur, ohne die vorgenommene Einschränkung kleiner. Die entsprechenden Verfälschungen durch die Einschränkung sind jedoch als vergleichsweise geringfügig anzusehen. Insbesondere kann angenommen werden, daß sie geringer sind als die Verfälschungen, die bei Mittelungen über extensive Größen ohne die Einschränkung zu erwarten sind. Dies folgt aus der thermodynamischen Definition intensiver bzw. extensiver Größen.

5 Ergebnisse

Die gefundenen Muster in den vertikal integrierten Massenfeldern bestehen aus geschlossenen Flächen im Raum, die jeweils das Volumen der zugehörigen Struktur eingrenzen. Daraus ergibt sich eine eindeutige Zuordnung der Datenpunkte zu den einzelnen Strukturen, die eine Berechnung verschiedener Eigenschaften der einzelnen Strukturen ermöglicht. So werden hier z.B. ihre Lage im Raum, ihre räumlichen Skalen und ihre verfügbare potentielle Energie bestimmt. Die Gesamtheit der gefundenen Strukturen in einem Massengebiet kann nun neben ihrer absoluten Anzahl durch weitere statistische Größen wie Mittelwerte und Häufigkeitsverteilungen in den berechneten Größen beschrieben werden. Die Ergebnisse entsprechender Untersuchungen sowohl für die vermessenen als auch für die simulierten Datenfelder werden in diesem Kapitel vorgestellt. Im folgenden werden die gefundenen Strukturen als *Beddies* bezeichnet, vgl. Kapitel.

5.1 Feldkampagnen

Die Untersuchungen der *Beddies*, die in den vertikal integrierten Massenfeldern der MESODYN Kampagnen gefunden wurden, unterscheiden sich untereinander im wesentlichen durch die jeweils betrachtete Eigenschaft der einzelnen *Beddies*. Bevor die Ergebnisse der einzelnen Untersuchungen dargestellt werden, sollen hier daher die wichtigsten Gemeinsamkeiten aller Untersuchungen zusammengefaßt werden :

1. Bei allen Untersuchungen werden grundsätzlich nur diejenigen Strukturen berücksichtigt, deren vertikale Mächtigkeit \tilde{d} mindestens $5m$ beträgt. Die Gründe hierfür sind in Abschnitt 4.2.2 aufgeführt.
2. Es werden immer die ungefilterten Datenfelder betrachtet, insbesondere werden hier im Gegensatz zur Mustererkennung auch die Dichtefelder ungefiltert verwendet. Die höhere Varianz der ungefilterten Datenfelder stört diese Untersuchungen nicht. Allerdings können Datenlücken darin nicht nur aufgrund ausgelassener Stationen *innerhalb* des Untersuchungsgebietes vorkommen, sondern auch *innerhalb* der einzelnen Vertikalprofilierungen, vgl. Abschnitt 4.1 und 4.2.1.
3. Die Beschränkung des Tiefenbereiches durch die Filterung der Massenfelder vor der Mustererkennung wird hier beibehalten, vgl. Abschnitt 4.1.
4. Alle numerischen Integrationen über ein Volumen V_i werden analog zu Gleichung 4.5 als Summe über die in V_i enthaltenen Datenpunkte j berechnet. Das Integral I_i der Größe G über ein Volumen V_i ergibt sich mit dem Einheitsvolumen V_E aus Gleichung 4.5 dabei zu :

$$I_i = \int_{V_i} G dV \approx \sum_j G_j V_E \quad (5.1)$$

Datenlücken in der Summe werden mit Mittelwerten über diejenigen Werte von G geschlossen, die innerhalb von V_i auf dem Druckniveau der Datenlücke vorhanden sind. Existiert ein solcher Mittelwert nicht, wird stattdessen ein interpolierter oder ggf. konstant extrapolierter Wert entsprechender Mittelwerte der nächsten benachbarten Druckniveaus innerhalb des Volumens V_i gewählt.

5.1.1 Häufigkeiten

Die einfachste integrale Größe eines Massenfeldes in bezug auf die enthaltenen Beddies ist die Anzahl n_{ges} der Beddies, die mit Hilfe der in Abschnitt 4.2 erläuterten Mustererkennung in den einzelnen MESODYN Massenfeldern gefunden werden. Sie ist in Abbildung 5.1 für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers aufgetragen. Die Ungenauigkeit der gefundenen Anzahl n_{ges} kann hier nur grob abgeschätzt werden. Nach der Poissonverteilung ergibt sie sich etwa zu $\sqrt{n_{ges}}$.

In den einzelnen Becken werden im Mittel etwa 20 Beddies gefunden. Es ist eine mittlere Zunahme der Anzahl n_{ges} mit dem untersuchten Volumen V_B zu erkennen. Eine solche Zunahme entspricht der Annahme, daß sich in einem Wasserkörper umso mehr solcher Beddies befinden können, je größer sein Volumen ist.

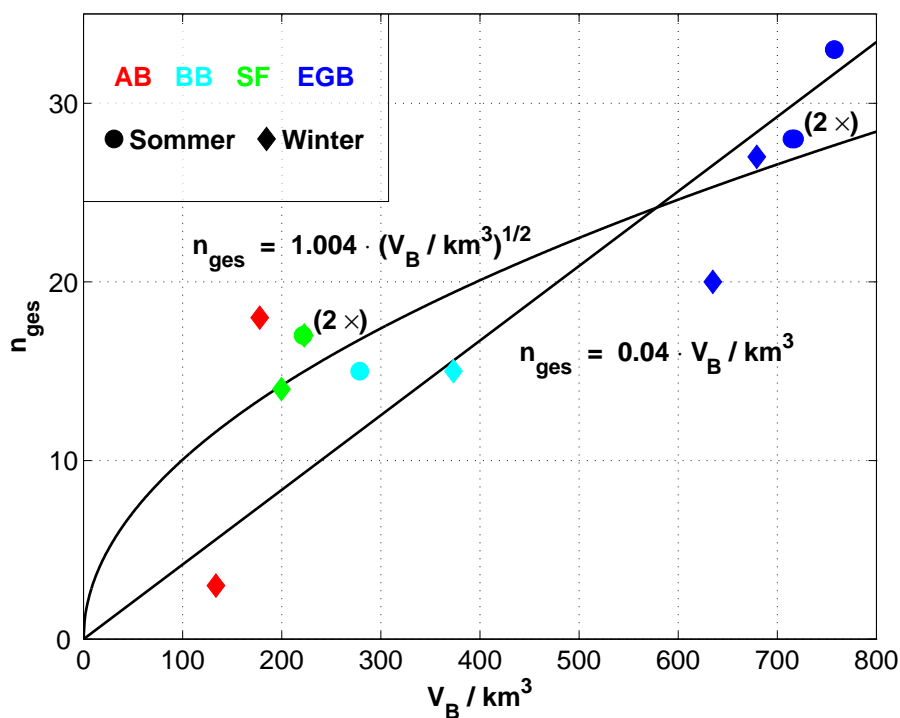


Abbildung 5.1: Anzahl n_{ges} der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Volumen V_B des jeweils untersuchten Wasserkörpers für die MESODYN Massenfelder.

Da die größten Volumenunterschiede zwischen den einzelnen Becken der vier Untersuchungsgebiete auftreten, während sich die Volumina der untersuchten Wasserkörper verschiedener Kampagnen in demselben Gebiet dagegen nur wenig unterscheiden, sind die Datenpunkte in Abbildung 5.1 entsprechend des Beckenvolumens in den MESODYN Untersuchungsgebieten geordnet. Saisonale Abhängigkeiten der Anzahl der gefundenen Strukturen deuten sich dabei auch innerhalb der einzelnen Untersuchungsgebiete nur schwach an. Insgesamt scheint die Anzahl der gefundenen Beddies bei etwa gleichem Volumen des untersuchten Wasserkörpers in Massenfeldern mit sommerlicher Schichtung gegenüber der bei winterlichen Schichtungssituationen leicht erhöht. Dies zeigt sich am deutlichsten in den Massenfeldern aus dem EGB.

Für die Ausgleichsgerade der Form $n_{ges} = c_{1a} \cdot V_B$ wird mit der Methode der kleinsten Quadrate bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,94$ eine mittlere Anzahl pro Volumeneinheit von $c_{1a} = 0,04 \text{ km}^{-3}$ gefunden. Der entsprechende Mittelwert der Anzahl pro Volumeneinheit $\overline{n_{ges}/V_B} = 0,05 \text{ km}^{-3} \pm 0,02 \text{ km}^{-3}$ unterscheidet sich davon nicht signifikant. Die entsprechenden Werte, die sich ergeben, wenn die Massenfelder nach sommerlichen und winterlichen Schichtungssituationen getrennt betrachtet werden, sind innerhalb der Ungenauigkeiten dieselben.

Die Ausgleichsgerade unterschätzt die Anzahl n_{ges} bevorzugt für kleine Wasserkörper V_B , während sie sie bei großen Volumina V_B überschätzt. Daher ist in Abbildung 5.1 alternativ die Ausgleichsfunktion der Form $n_{ges} = c_{1b} \cdot \sqrt{V_B}$ eingefügt. Die Methode der kleinsten Quadrate liefert dafür mit einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,97$ die Konstante $c_{1b} = 1,004 \text{ km}^{-3/2}$. Der Mittelwert der entsprechend normierten Häufigkeiten $\overline{n_{ges}/\sqrt{V_B}} = 0,973 \text{ km}^{-3/2} \pm 0,278 \text{ km}^{-3/2}$ unterscheidet sich davon nicht signifikant. Dasselbe gilt für die entsprechenden Werte, die sich bei getrennter Betrachtung von Massenfeldern mit sommerlicher und winterlicher Schichtungssituation ergeben.

Die Effizienz der Mustererkennung hängt in komplizierter Weise von der Größe, der Form und der Auflösung der untersuchten Datenfelder ab, vergl. Abschnitt 4.2.1. Diese Abhängigkeiten sind nur qualitativ bekannt. Auf eine entsprechende Korrektur der Ergebnisse wird hier verzichtet, um die Resultate nicht mit einer qualitativen Korrekturfunktion unnötig zu verzerren. Der dargestellte lineare Zusammenhang zwischen der unkorrigierten Anzahl der gefundenen Beddies und dem Volumen des jeweils untersuchten Wasserkörpers deutet darauf hin, daß die Effizienz der Mustererkennung für alle untersuchten Datenfelder etwa gleich ist. Lediglich die geringe Anzahl gefundener Beddies im kleinsten untersuchten Wasserkörper, könnte auf eine gegenüber den anderen Datenfeldern herabgesetzte Effizienz zurückzuführen sein. Trotz dieser Ausnahme wird auch bei den folgenden Untersuchungen auf eine Korrektur bezüglich der Effizienz der Mustererkennung verzichtet. Stattdessen wird ggf. lediglich auf das Volumen des jeweils untersuchten Wasserkörpers normiert, um die Vergleichbarkeit der Resultate zu den verschiedenen Kampagnen herzustellen.

5.1.2 Räumliche Verteilung

Um die Verteilung der gefundenen Strukturen im Raum zu untersuchen, wird jeweils ihr Volumenschwerpunkt als der Ort betrachtet, an dem sie sich befinden. Werden die untersuchten Wasserkörper in Tiefenintervalle unterteilt, ergibt sich so jeweils die vertikale Verteilung der gefundenen Beddies. Werden sie dagegen nach geographischer Länge und Breite unterteilt, ergeben sich entsprechende horizontale Verteilungen.

Vertikale Verteilung

Hier soll die absolute Verteilung der gefundenen Beddies im Raum ohne Berücksichtigung der Form der einzelnen Becken untersucht werden. Der Effekt, daß in den tiefen Schichten aufgrund ihres geringeren Volumens weniger Beddies zu erwarten sind, soll hier also ausdrücklich enthalten sein. Die Anzahl der gefundenen Strukturen in den einzelnen Intervallen wird daher nicht auf das Volumen des untersuchten Wasserkörpers in den entsprechenden Tiefenbereichen normiert. Eine solche vertikale Häufigkeitsverteilung ist in Abbildung 5.2 für die Strukturen dargestellt, die im vertikal integrierten Massenfeld der MESODYN-01 Kampagne gefunden wurden. Die meisten Beddies finden sich dort im Tiefenintervall von 45 m bis 53 m.

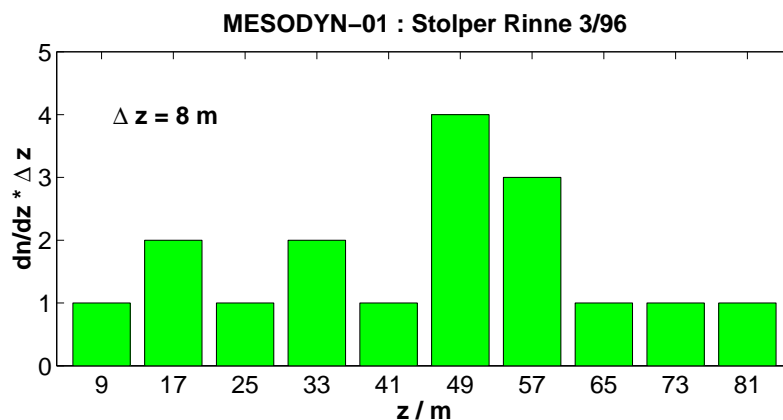


Abbildung 5.2: Vertikale Häufigkeitsverteilung für die Strukturen, die im vertikal integrierten Massenfeld der MESODYN-01 Kampagne in der SF gefunden wurden.

In Abbildung 5.3 ist die Tiefe z_{max} des Intervalls mit den meisten Strukturen für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen die Tiefe z_{HSS} des maximalen Gradienten in der potentiellen Dichte $\bar{\rho}_{pot}(z)$ aufgetragen, vergl. entsprechende Abbildungen im Anhang A. Die Tiefe z_{HSS} soll dabei ein Maß für die Lage der jeweils am stärksten ausgeprägte Sprungschicht liefern. Diese wird hier im Gegensatz zu anderen teilweise gebräuchlichen Konventionen als Hauptsprungschicht bezeichnet. Bei winterlichen Schichtungssituationen ist sie mit der Halokline identisch. Bei sommerlicher Schichtungssituation *kann* sie sich dagegen in die saisonale Thermokline verlagern, wenn diese stark genug ausgeprägt ist, vergl. Abschnitt 2.2.

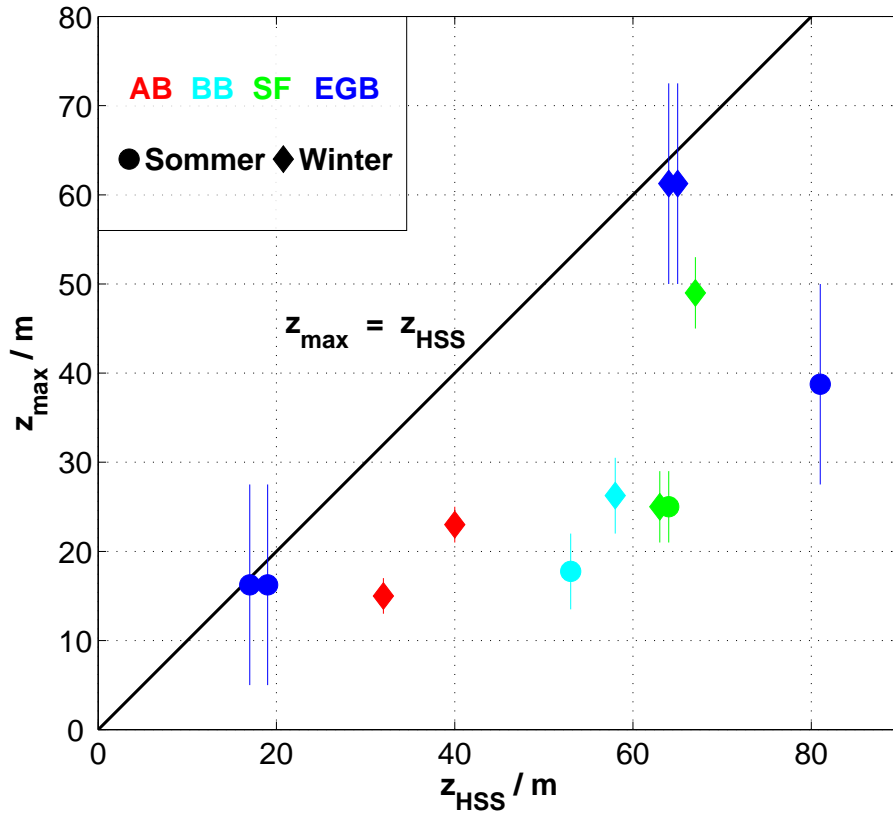


Abbildung 5.3: Tiefe z_{max} mit den meisten gefundenen Beddies in Abhängigkeit von der Tiefe z_{HSS} der jeweiligen Hauptsprungschicht für die MESODYN Massenfelder. Die Fehlerbalken deuten jeweils die Breite der Tiefenintervalle an.

Die Berechnung der betrachteten Gradienten $d\bar{q}_{pot}/dz$ in den einzelnen Tiefen z erfolgt für alle Massenfelder jeweils im Profil der isobarischen Mittelwerte der potentiellen Dichte, in dem Instabilitäten durch Interpolation bzw. Extrapolation mit konstantem lokalem Gradienten $\Delta\bar{q}_{pot}/\Delta z$ beseitigt wurden. Bei der Berechnung der betrachteten Gradienten $d\bar{q}_{pot}/dz$ werden kleinskalige Schwankungen unterdrückt. Dazu wird nach der Methode der kleinsten Quadrate jeweils eine Gerade der Form $\bar{q}_{pot} = A + B \cdot z$ an den betrachteten Datenpunkt und die fünf nächst höheren und fünf nächst tieferen Punkte im Profil $\bar{q}_{pot}(z)$ angepaßt. Die Steigung B der Geraden liefert einen Gradienten $d\bar{q}_{pot}/dz$ für die Tiefe z des betrachteten Punktes, der von kleinskaligen Störungen befreit ist.

Für alle untersuchten Datenfelder wird bei der Bestimmung der Tiefe z_{max} dieselbe Anzahl von Tiefenintervallen gewählt, da die Größenordnung der Anzahl gefundener Strukturen in allen untersuchten Wasserkörpern gleich ist, vergl. Abschnitt 5.1.1. Die Wahl von jeweils zehn gleichbreiten Tiefenbereichen soll bei einer möglichst hohen vertikalen Auflösung noch eine signifikante Bestimmung des gesuchten Tiefenintervalls zulassen. Ist das Tiefenintervall mit den meisten gefundenen Beddies nicht eindeutig, wird es unter Berücksichtigung der jeweils benachbarten Tiefenbereiche eindeutig bestimmt.

In allen Fällen haben die meisten Strukturen ihren Volumenschwerpunkt in der jeweiligen Hauptsprungschicht oder darüber. Am deutlichsten ist dies in Abbildung 5.3 bei den Resultaten für das EGB. Die durch die Beckenform bedingte Abnahme vom Volumen des untersuchten Wasserkörpers in den einzelnen Tiefenbereichen mit zunehmender Tiefe hat dort im Bereich bis unterhalb der Halokline nur einen schwachen Effekt. In den anderen Becken gewinnt dieser Volumeneffekt dagegen aufgrund ihrer geringeren Tiefe schon oberhalb der Halokline an Bedeutung, vergl. Abbildung 3.2. Die entsprechenden Ergebnisse für die vertikalen Verteilungen, die jeweils auf das Volumen des untersuchten Wasserkörpers innerhalb der einzelnen Tiefenintervalle normiert wurden, unterstützen in den meisten Fällen die Aussage, daß die meisten Volumenschwerpunkte der gefundenen Beddies im Bereich der jeweiligen Hauptsprungschicht liegen. Allerdings ist der Volumeneffekt in einigen Fällen am Boden so stark, daß dort bei der Betrachtung der normierten Verteilungen meist schon ein einziger Beddy in Bodennähe ausreicht, um das Maximum der Beddydichte am Boden auftreten zu lassen. Wegen der geringen absoluten Anzahl n_i der Beddies in Bodennähe ist dies bei einem geschätzten Fehler von $\sqrt{n_i}$ allerdings nicht signifikant. Während der Volumeneffekt im Bereich von der Oberfläche bis unterhalb der Halokline im EGB am schwächsten ist, ist er dort in Bodennähe am stärksten, vergl. Abbildung 3.2 und REISSMANN (1999).

Horizontale Verteilung

Auch hier soll wieder die absolute Verteilung der gefundenen Beddies im Raum ohne Berücksichtigung der Form der einzelnen Becken untersucht werden. Dazu werden die untersuchten Wasserkörper horizontal jeweils in vier Volumina unterteilt. Die Unterteilung erfolgt entlang der mittleren geographischen Breite bzw. Länge der Positionen, an denen die einzelnen Profilierungen des entsprechenden Massenfeldes durchgeführt wurden.

Wie bei den vertikalen Verteilungen wird jeweils das Volumen bzw. der Quadrant Q_{max} bestimmt, in dem die Volumenschwerpunkte der meisten gefundenen Beddies liegen. Ist der Quadrant mit den meisten gefundenen Beddies nicht eindeutig, wird er unter sukzessiver, überlappender Vergrößerung der Volumina eindeutig bestimmt. Die Schrittweite dabei beträgt sowohl in meridionaler als auch in zonaler Richtung jeweils eine Seemeile in die benachbarten Volumina hinein. In Abbildung 5.4 ist der Anteil r_{max} der Beddies in Q_{max} an den insgesamt im betreffenden Massenfeld gefundenen Strukturen für alle MESODYN Kampagnen jeweils als Abstand zum Ursprung im Quadranten Q_{max} eingetragen.

Der Einstrom von Tiefenwasser erfolgt im AB im südwestlichen, im BB im nordwestlichen, in der SF im südwestlichen und im EGB im südöstlichen Quadranten, vergl. Abschnitt 2.2. In keinem der vier Becken ist der Quadrant mit dem Tiefenwassereinstrom bevorzugt derjenige, der die meisten gefundenen Strukturen enthält. Stattdessen ist die Verteilung der Quadranten Q_{max} für jedes Gebiet mit einer gleichmäßigen horizontalen Verteilung der Beddies über die vier Quadranten konsistent. Dabei ist zu beachten, daß der Anteil r_{max} der Beddies in Q_{max} an den insgesamt im untersuchten Massenfeld gefundenen in den meisten Fällen im Bereich seines Minimums von 25 % liegt, das einer gleichmäßigen Verteilung der Strukturen auf die vier Quadranten entspricht.

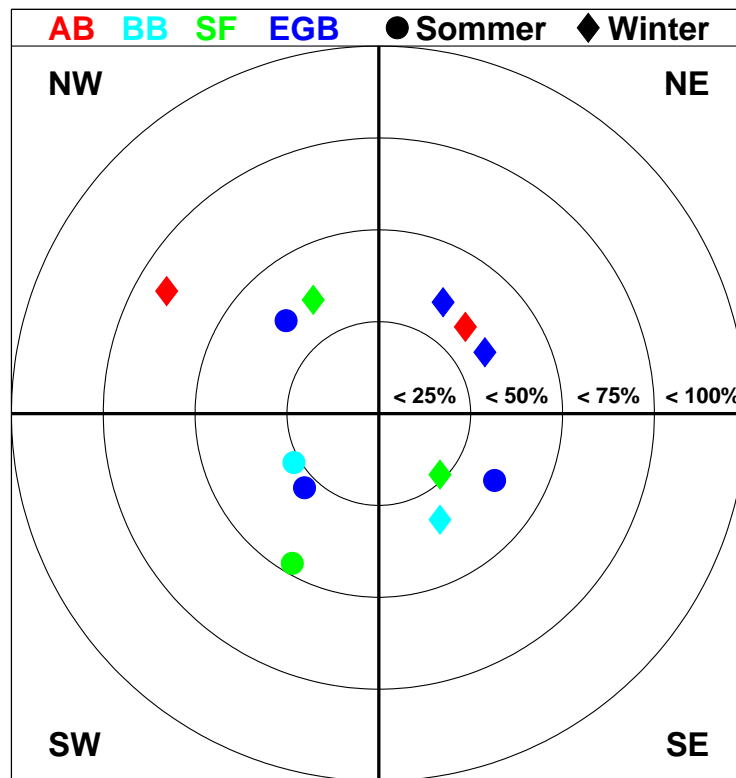


Abbildung 5.4: Anteil r_{max} der Beddies im Quadranten Q_{max} mit den meisten Strukturen an den jeweils insgesamt gefundenen Strukturen für alle MESODYN Kampagnen als Abstand zum Ursprung im Quadranten Q_{max} . Abgesehen von ihrem Abstand zum Ursprung dient die Lage der Datenpunkte innerhalb der Quadranten lediglich der Übersichtlichkeit und ist daher ohne Bedeutung.

5.1.3 Volumenanteil

In Abbildung 5.5 ist das Gesamtvolumen $\sum V_i$ aller gefundenen Beddies für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers aufgetragen. Dabei kann V_B als Maß für das Beckenvolumen angesehen werden.

Das Gesamtvolumen $\sum V_i$ aller gefundenen Beddies nimmt wie ihre Anzahl n_{ges} mit dem Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers zu, vgl. Abbildung 5.1. Dabei folgt die Zunahme von $\sum V_i$ strenger einer linearen Abhängigkeit von V_B als die Zunahme von n_{ges} mit V_B . So wird mit der Methode der kleinsten Quadrate für die Ausgleichsgerade der Form $\sum V_i = c_2 \cdot V_B$ bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,99$ für die dimensionslose Konstante der Wert $c_2 = 0,12$ gefunden, vgl. Abschnitt 5.1.1. Der entsprechende Mittelwert des Volumenanteils aller gefundenen Beddies am untersuchten Wasserkörper $\overline{\sum V_i / V_B} = 0,12 \pm 0,04$ besitzt denselben Wert. Die entsprechenden Werte, die sich bei getrennter Betrachtung von Massenfeldern mit sommerlicher und winterlicher Schichtungssituation ergeben, sind innerhalb der Unsicherheiten ebenfalls mit den angegebenen identisch.

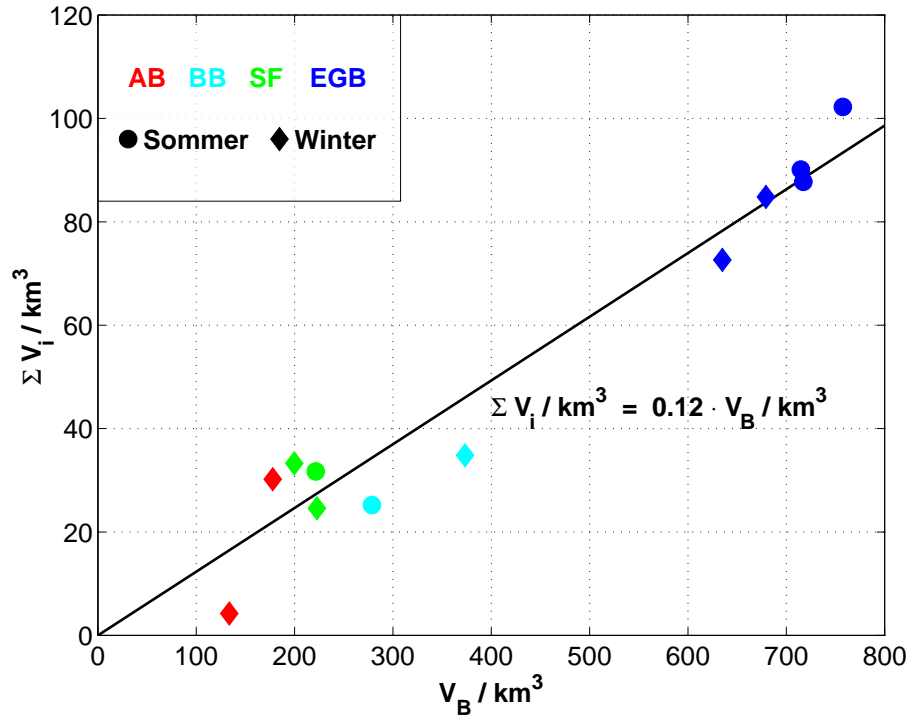


Abbildung 5.5: Gesamtvolumen ΣV_i der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Volumen V_B des jeweils untersuchten Wasserkörpers für die MESODYN Massenfelder.

5.1.4 Räumliche Skalen

Die räumlichen Skalen der gefundenen Beddies sollen anhand der Mittelwerte der betrachteten Skalen jeweils über alle gefundenen Beddies in den einzelnen MESODYN Massenfeldern untersucht werden. Zu jeder MESODYN Kampagne werden dazu das mittlere Volumen $\langle V \rangle$, eine mittlere Dicke $\langle d \rangle$ und eine mittlere horizontale Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ aller jeweils gefundenen Strukturen berechnet. Dabei sind die Dicken d_i und die horizontalen Querschnittsflächen A_i der einzelnen Beddies jeweils bereits mittlere Größen für die einzelnen Beddies. Zu ihrer Berechnung werden neben ihren Volumina V_i jeweils ihre vertikale Mächtigkeit \tilde{d}_i und ihre horizontale Gesamtausdehnung \tilde{A}_i als horizontale bzw. vertikale Projektion der einzelnen Beddies bestimmt. Daraus werden die mittlern Dicken d_i und die mittleren horizontalen Querschnittsflächen A_i nach folgenden Gleichungen berechnet :

$$d_i = \frac{V_i}{\tilde{A}_i} \quad \text{bzw.} \quad A_i = \frac{V_i}{\tilde{d}_i} \quad (5.2)$$

Die Berechnungen von \tilde{d}_i und \tilde{A}_i als Linien bzw. Flächenintegral erfolgen analog zu der Berechnung von V_i nach Gleichung 5.1 als Summe über die in der entsprechenden Projektion verbleibenden Datenpunkte. Dabei wird lediglich das Einheitsvolumen V_E durch die Einheitsdicke $d_E = 1 \text{ m}$ bzw. die Einheitsfläche $A_E = 4,6 \text{ km} \times 4,6 \text{ km}$ entsprechend der vertikalen und horizontalen Auflösung der Datenfelder ersetzt, siehe Abschnitt 3.1.

Mittleres Volumen

In Abbildung 5.6 ist das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Strukturen für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers aufgetragen. Dabei kann V_B wie in Abschnitt 5.1.3 als ein Maß für das Beckenvolumen angesehen werden. Dadurch beschreibt es hier die Unterschiede zwischen den verschiedenen Becken. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle V \rangle$ für die einzelnen Massenfelder beträgt im Mittel $0,84 \text{ km}^3$.

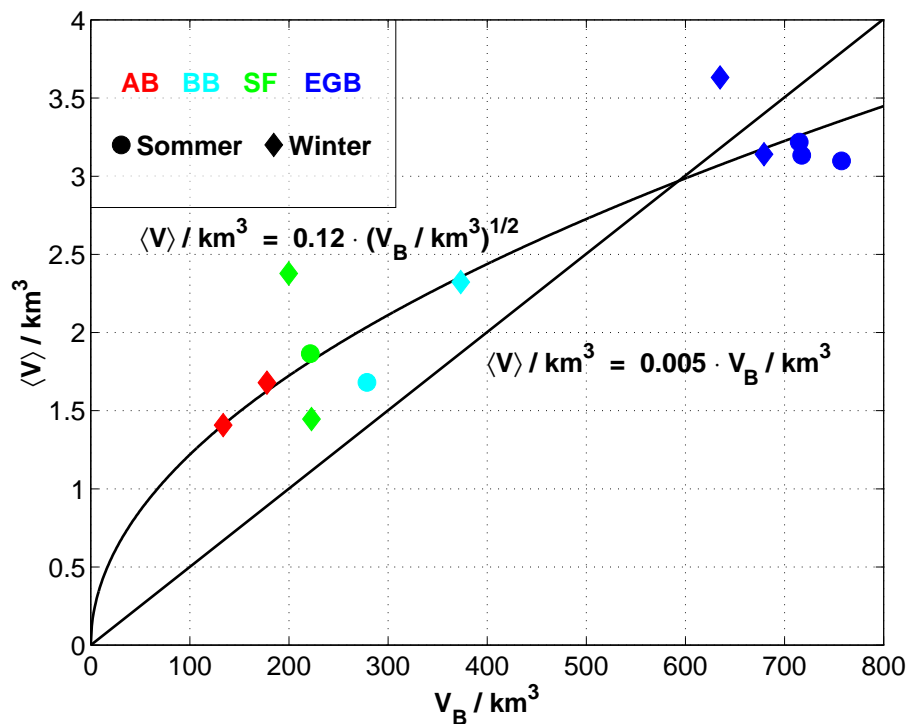


Abbildung 5.6: Mittleres Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Volumen V_B des jeweils untersuchten Wasserkörpers für die MESODYN Massenfelder.

Die Datenpunkte sind wie in Abbildung 5.1 im wesentlichen gemäß der Größe der MESODYN Untersuchungsgebiete geordnet. Mit zunehmendem Beckenvolumen nimmt das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies zu.

Für die Ausgleichsgerade der Form $\langle V \rangle = c_{3a} \cdot V_B$ wird für die dimensionslose Konstante c_{3a} mit der Methode der kleinsten Quadrate bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,93$ ein Wert von $c_{3a} = 0,005$ gefunden. Der Mittelwert der entsprechenden Quotienten $\overline{\langle V \rangle / V_B} = 0,007 \pm 0,003$ unterscheidet sich davon nicht signifikant. Die entsprechenden Werte, die sich ergeben, wenn die Massenfelder nach sommerlichen und winterlichen Schichtungssituationen getrennt betrachtet werden, sind innerhalb der Ungenauigkeiten dieselben.

Durch die Ausgleichsgerade wird, ähnlich wie in Abbildung 5.1 die Anzahl n_{ges} , hier das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ bei kleinen Wasserkörpern V_B systematisch unter- und bei großen Volumina V_B überschätzt. In Abbildung 5.6 ist daher zusätzlich die Ausgleichsfunktion der Form $\langle V \rangle = c_{3b} \cdot \sqrt{V_B}$ eingetragen. Für die Konstante c_{3b} liefert die Methode der kleinsten Quadrate bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,99$ den Wert $c_{3b} = 0,12 \text{ km}^{3/2}$. Der Mittelwert $\overline{\langle V \rangle / \sqrt{V_B}} = 0,12 \text{ km}^{3/2} \pm 0,02 \text{ km}^{3/2}$ besitzt denselben Wert. Auch die entsprechenden Werte, die sich bei getrennter Betrachtung von Massenfeldern mit sommerlicher und winterlicher Schichtungssituation ergeben, unterscheiden sich davon nicht signifikant.

Mittlere Dicke

Die mittlere Dicke der Strukturen liegt in allen untersuchten Massenfeldern zwischen 10 m und 25 m. Die Abhängigkeit des mittleren Volumens $\langle V \rangle$ von der mittleren Dicke $\langle d \rangle$ ist in Abbildung 5.7 dargestellt, indem beide Größen für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegeneinander aufgetragen sind. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle d \rangle$ für die einzelnen Massenfelder beträgt im Mittel 3,4 m.

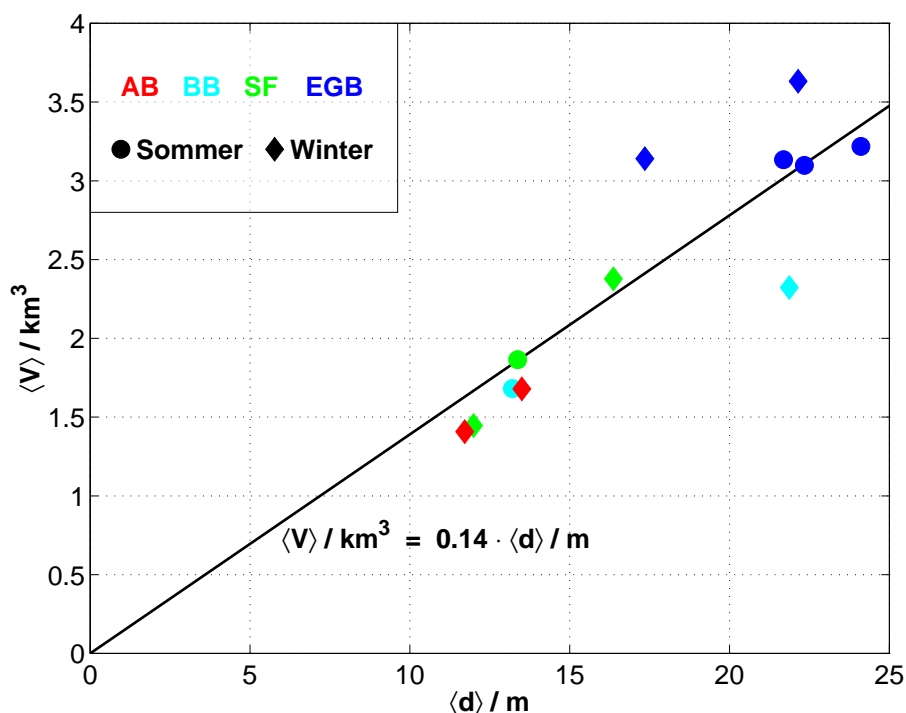


Abbildung 5.7: Mittleres Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von ihrer mittleren Dicke $\langle d \rangle$ für die MESODYN Massenfelder.

Das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ nimmt mit zunehmender mittlerer Dicke $\langle d \rangle$ zu. Mit dem Ergebnis aus Abbildung 5.6 folgt daraus direkt, daß neben dem mittleren Volumen $\langle V \rangle$ auch die mittlere Dicke $\langle d \rangle$ mit dem Volumen des jeweils untersuchten Wasserkörpers bzw. der

Beckengröße zunimmt. In Abbildung 5.7 deutet sich dieser Zusammenhang durch die unterschiedliche Farbgebung der Datenpunkte für die einzelnen MESODYN Untersuchungsgebiete an.

Die Methode der kleinsten Quadrate liefert für die Ausgleichsgerade der Form $\langle V \rangle = c_4 \cdot \langle d \rangle$ bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,98$ den Wert $c_4 = 0,14 \text{ km}^3 \text{ m}^{-1}$. Der Mittelwert des entsprechenden Quotienten $\overline{\langle V \rangle} / \overline{\langle d \rangle} = 0,14 \text{ km}^3 \text{ m}^{-1} \pm 0,02 \text{ km}^3 \text{ m}^{-1}$ bestätigt diesen Wert. Bei der getrennten Betrachtung der Datenpunkte zu sommerlichen und winterlichen Schichtungssituationen ergeben sich dieselben Werte.

Mittlere Querschnittsfläche

Der Zusammenhang zwischen $\langle V \rangle$ und $\langle d \rangle$ in Abbildung 5.7, der mit einer linearen Abhängigkeit konsistent ist, schließt eine Abhängigkeit der mittleren Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ etwa von der mittleren Dicke $\langle d \rangle$ aus zwei Gründen nicht aus. Zum einen entsprechen die einzelnen Datenpunkte jeweils Mittelwerten über alle gefundenen Beddies in den einzelnen untersuchten Massensektoren. Zum anderen wird die mittlere Dicke $\langle d \rangle$ der Beddies in einem Massensektor aus den mittleren Dicken d_i der einzelnen Beddies berechnet, vgl. Gleichung 5.2. Aber selbst für einzelne Körper folgt eine konstante mittlere Querschnittsfläche lediglich aus einem linearen Zusammenhang zwischen ihrem Volumen und ihrer Gesamtdicke, die in diesem Fall der vertikalen Mächtigkeit \tilde{d}_i aus Gleichung 5.2 entspricht.

Inwieweit die mittleren Querschnittsflächen $\langle A \rangle$ trotz des Zusammenhanges zwischen $\langle V \rangle$ und $\langle d \rangle$ in Abbildung 5.7 variieren, wird in Abbildung 5.8 überprüft. Dort ist die mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ der gefundenen Beddies für alle MESODYN Massensektoren jeweils gegen ihre mittlere Dicke $\langle d \rangle$ aufgetragen. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle A \rangle$ für die einzelnen Massensektoren beträgt im Mittel $9,3 \text{ km}^2$.

Die mittleren Querschnittsflächen $\langle A \rangle$ liegen mit einer Ausnahme alle im Bereich zwischen 50 km^2 und 80 km^2 . Der häufigste Wert ist dabei etwa 60 km^2 . Der Wert von 50 km^2 wird nicht unterschritten. Werden die Flächen in Kreisradien r_K umgerechnet, entspricht das einer Verteilung zwischen $4,0 \text{ km}$ und $5,0 \text{ km}$ mit einer Anhäufung bei etwa $4,4 \text{ km}$.

Die angegebenen Radien sind z.T. kleiner als der Stationsabstand in den Datenfeldern und scheinen daher nach dem Abtasttheorem jenseits der Nachweisgrenze für horizontale Strecken zu liegen. Allerdings entsteht dieser Widerspruch erst beim Umrechnen einer Fläche in eine Strecke durch den Übergang von eckigen Flächen zu Kreisen. Die eckigen Flächen sind dabei entsprechend der horizontalen Auflösung der Datenfelder aus Quadraten mit der Einheitsfläche $A_E = 4,6 \text{ km} \times 4,6 \text{ km}$ zusammengesetzt, vgl. Gleichung 5.1. Nach dem Abtasttheorem sind Strukturen mit wenigstens zwei Datenpunkten nachweisbar, vgl. spezielle Definition in Abschnitt 4.2.1 unter Punkt 5. Zum Vergleich mit den mittleren Querschnittsflächen $\langle A \rangle$ ist die Einheitsfläche A_E in Abbildung 5.8 eingetragen. Danach liegt keine der mittleren Querschnittsflächen $\langle V \rangle$ unterhalb der Nachweisgrenze.

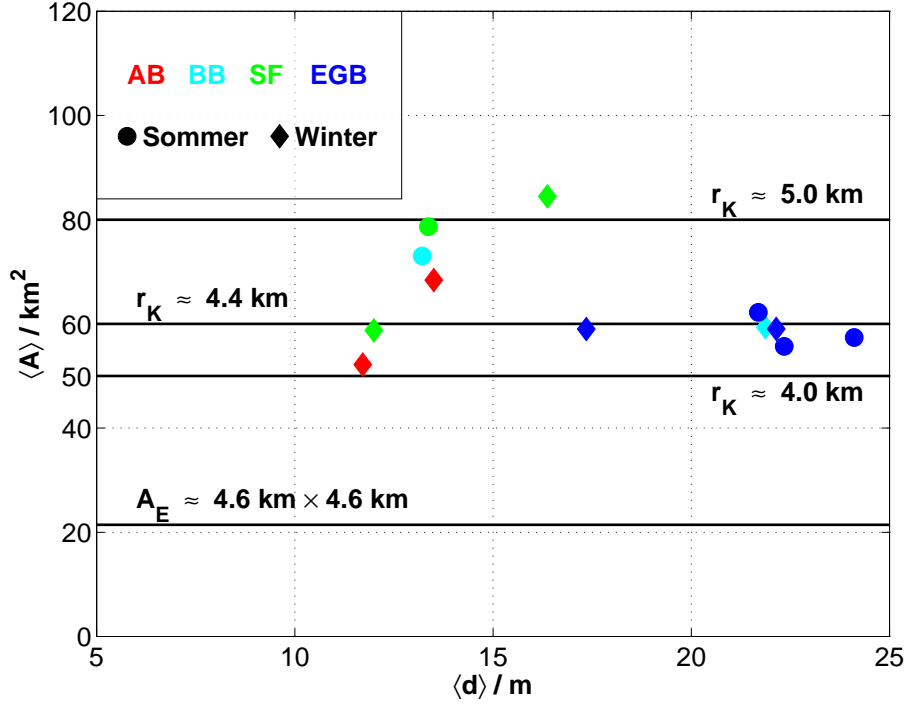


Abbildung 5.8: Mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von ihrer mittleren Dicke $\langle d \rangle$ für die MESODYN Massenfelder.

5.1.5 Verfügbare potentielle Energie

Die Berechnung der lokalen Dichte $dAPE/dV$ der verfügbaren potentiellen Energie am Ort \vec{r} erfolgt als Wegintegral der resultierenden Kraft $d\vec{F}_{res}(\vec{r}')$ auf ein Volumenelement dV mit der potentiellen Dichte $\varrho_{pot}(\vec{r}')$. Der Integrationsweg führt dabei vom Ort $\vec{r} = (x, y, z)$, an dem $dAPE/dV$ bestimmt werden soll, zu einem Ort \vec{r}_0 auf dem Gleichgewichtsniveau z_0 des betrachteten Volumenelementes. Mit einer z -Achse in Richtung der Erdbeschleunigung g ergibt sich die lokale Dichte der verfügbaren potentiellen Energie zu :

$$\frac{dAPE}{dV}(\vec{r}) = \int_{\vec{r}}^{\vec{r}_0} \frac{d\vec{F}_{res}(\vec{r}')}{dV} d\vec{r}' = -g \int_{z_0}^z (\varrho_{pot}(\vec{r}') - \varrho_{bg}(z')) dz' \quad (5.3)$$

Als Hintergrundschichtung $\varrho_{bg}(z)$ wird hier für alle Massenfelder jeweils das von Instabilitäten befreite Profil der isobarischen Mittelwerte der potentiellen Dichte $\bar{\varrho}_{pot}(z)$ angenommen. Dieselben Profile wurden bei der Betrachtung der vertikalen Verteilung der Beddies in Abschnitt 5.1.2 bereits zur Bestimmung der Tiefe z_{HSS} der jeweiligen Hauptsprungschicht verwendet. In Gleichung 5.3 wird aus ihnen zum einen der Beitrag der Auftriebskraft zur resultierenden Kraft auf das betrachtete Volumenelement dV berechnet. Zum anderen dienen sie dort implizit aber auch zur Bestimmung des Gleichgewichtsniveaus z_0 , das durch $\bar{\varrho}_{pot}(z_0) = \varrho_{pot}(\vec{r})$ definiert ist.

Bei der Berechnung der lokalen Dichte der verfügbaren potentiellen Energie nach Gleichung 5.3 ist es nicht erforderlich die Kompression des Volumenelementes dV explizit zu berücksichtigen, da der Kompressionseffekt durch die Verwendung der potentiellen Dichten dort bereits implizit enthalten ist.

Die Integration von $dAPE/dV$ über das Volumen V_i einer Struktur nach Gleichung 5.1 ergibt die gesamte darin enthaltene verfügbare potentielle Energie APE_i . Wird diese auf das Gesamtvolumen der Struktur normiert, ergibt sich der volumengewichtete Mittelwert APE_i/V_i von $dAPE/dV$ für die Struktur.

Durchmischungsvermögen

Um zu untersuchen inwieweit die mittlere Dichte der verfügbaren potentiellen Energie in den gefundenen Strukturen für eine Durchmischung der Halokline ausreicht, muß zunächst die mittlere Energiedichte E_{mix} bestimmt werden, die dafür benötigt wird. Sie hängt von der Dicke der Salzgehaltssprungschicht und der Dichteschichtung innerhalb davon ab.

Die Tiefe z_{HK} der Halokline wird analog zu der Tiefe z_{HSS} der jeweiligen Hauptsprungschicht bestimmt, die bei der Untersuchung der vertikalen Verteilung der Beddies in Abschnitt 5.1.2 verwendet wurde. Auch sie wird durch die Lage eines maximalen Gradienten definiert. Im Unterschied dazu werden dabei allerdings nicht die Profile der isobarischen Mittelwerte der potentiellen Dichte, sondern die der isobarischen Mittelwerte des Salzgehaltes betrachtet. Kleinskalige Schwankungen in den betrachteten Gradienten werden hier auf dieselbe Weise unterdrückt wie bei der Bestimmung von z_{HSS} . Im Gegensatz dazu besteht für die Profile der isobarischen Mittelwerte des Salzgehaltes jedoch kein physikalischer Anlaß, Instabilitäten zu beseitigen, da sich Instabilitäten einzig in der potentiellen Dichte manifestieren. Daher wird hier in den betrachteten Profilen keine Monotonität erzwungen.

Die Dicke d_{HK} der Halokline wird hier für jedes Massenfeld jeweils durch die Dicke des Bereiches definiert, in dem die betrachteten Gradienten in der unmittelbaren Nachbarschaft des maximalen Gradienten mindestens halb so groß sind wie der maximale Gradient selbst.

Zur Berechnung der mittleren Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen bzw. Auflösen der Schichtung in der Halokline erforderlich ist, wird zunächst für jedes Massenfeld die zugehörige Hintergrundsichtung $\varrho_{bg} = \bar{\varrho}_{pot}(z)$ aus Gleichung 5.3 über den gefundenen Tiefenbereich der Salzgehaltssprungschicht gemittelt. Mit dem gefundenen Mittelwert $\bar{\varrho}_{HK}$ wird nach Gleichung 5.3 die Dichte $dAPE/dV$ der verfügbaren potentiellen Energie im jeweils betrachteten Tiefenbereich berechnet, die sich dort mit $\varrho_{pot}(\vec{r}) = \bar{\varrho}_{HK}$ ergibt. Aufgrund der ortsunabhängigen potentiellen Dichte in der durchmischten Sprungschicht ist die so berechnete Funktion $dAPE/dV$ über die Hintergrundsichtung $\varrho_{bg} = \bar{\varrho}_{pot}(z)$ nur von der Tiefe z abhängig. Die gesuchte mittlere Energiedichte E_{mix} ergibt sich daraus analog zur mittleren Energiedichte APE_i/V_i in einzelnen Strukturen als volumengewichteter Mittelwert, siehe Abschnitt 5.1.5. Das betrachtete Mittelungsvolumen erstreckt sich dabei mit beliebiger, konstanter horizontaler Querschnittsfläche über den gesamten jeweils gefundenen Tiefenbereich der Halokline.

In Abbildung 5.9 ist der Mittelwert $\langle APE/V \rangle$ der mittleren Energiedichten APE_i/V_i der gefundenen Beddies für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen die mittlere Energiedichte E_{mix} aufgetragen, die zum Durchmischen der Salzgehaltssprungschicht im entsprechenden Massenfeld erforderlich ist. Die Fehlerbalken markieren dabei jeweils den Bereich, in dem die Energiedichten APE_i/V_i der Strukturen liegen, die zu den einzelnen Mittelwerten beitragen. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle APE/V \rangle$ für die einzelnen Massenfelder beträgt im Mittel $3,5 J/m^3$.

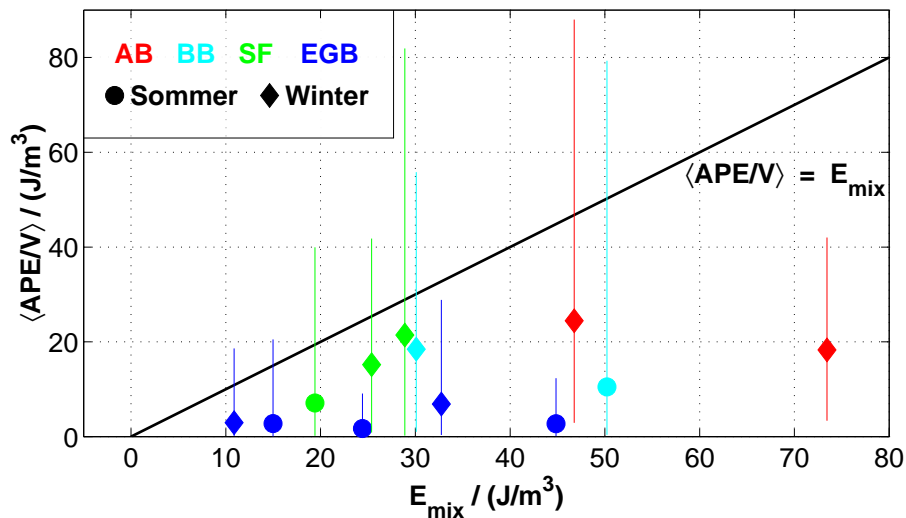


Abbildung 5.9: Mittlere Dichte der verfügbaren potentiellen Energie $\langle APE/V \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von der Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen der Halokline erforderlich ist, für die MESODYN Massenfelder. Die Fehlerbalken deuten den Bereich an, in dem die gemittelten Energiedichten liegen.

Die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ ist in allen Fällen kleiner als die zum Durchmischen der Halokline erforderliche Energiedichte E_{mix} . In den meisten Fällen gibt es jedoch einzelne Strukturen mit einer höheren Energiedichte APE_i/V_i . Ihr Anteil beträgt zwischen 0% und 30%, wobei die größten Werte im BB und in der SF jeweils bei winterlicher Schichtungssituation auftreten. In einigen Fällen befinden sich diese Strukturen kurz oberhalb der Halokline oder in der Thermokline, ansonsten befinden sie sich immer im Bereich der Halokline.

Die potentielle Energie innerhalb der gefundenen Beddies, die in einem Massenfeld zum Durchmischen der Halokline zur Verfügung steht, entspricht daher der Summe $\sum APE_i$ der verfügbaren potentiellen Energien aller Strukturen mit ausreichender Energiedichte $APE_i/V_i \geq E_{mix}$ in diesem Massenfeld. Das Volumen V_{mix} , das mit Hilfe dieser Energie durchmischt werden kann, ergibt sich daraus zu :

$$V_{mix} = \frac{1}{E_{mix}} \sum_{\frac{APE_i}{V_i} \geq E_{mix}} APE_i \quad (5.4)$$

Der Anteil V_{mix}/V_{HK} dieses Volumens am Gesamtvolumen V_{HK} des untersuchten Wasserkörpers im jeweils ermittelten Tiefenbereich der Halokline liefert ein Maß für das Durchmischungsvermögen der gefundenen Strukturen in einem Massengebiet.

In Abbildung 5.10 ist der Anteil V_{mix}/V_{HK} für alle MESODYN Massengebiete jeweils gegen das Verhältnis $\langle APE/V \rangle / E_{mix}$ aufgetragen. Dabei ist $\langle APE/V \rangle$ der Mittelwert der mittleren Energiedichten APE_i/V_i aller Beddies im jeweiligen Massengebiet und E_{mix} die Energiedichte, die zum Durchmischen der zugehörigen ermittelten Salzgehaltssprungschicht erforderlich ist. Das Verhältnis $\langle APE/V \rangle / E_{mix}$ gibt an, inwieweit die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ aller jeweils gefundener Strukturen für eine Durchmischung der entsprechenden Salzgehaltssprungschicht ausreicht. Die Unsicherheit der Verhältnisse $\langle APE/V \rangle / E_{mix}$ für die einzelnen Massengebiete beträgt im Mittel 0,1. Beide aufgetragenen Verhältnisse können aufgrund ihrer Definition nicht negativ werden. Eine obere Schranke besitzen sie dagegen jedoch nicht.

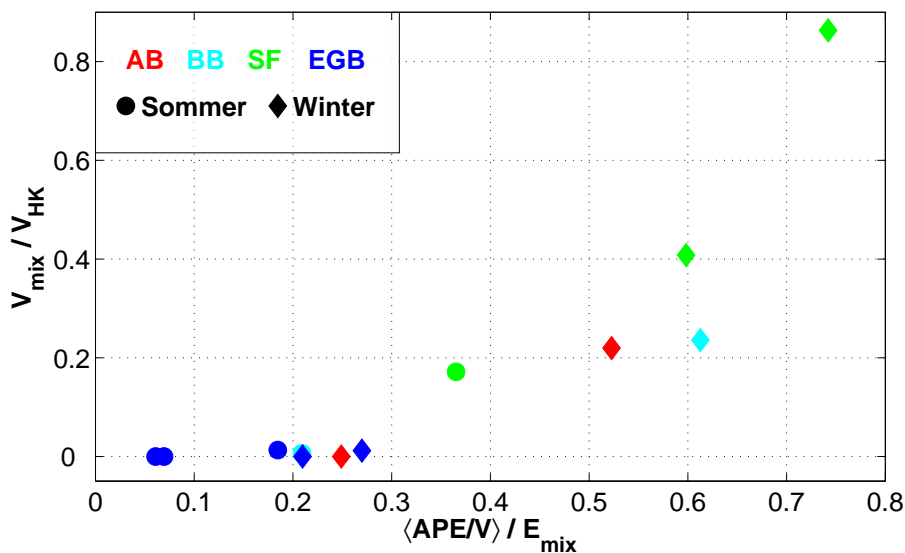


Abbildung 5.10: Der Anteil V_{mix}/V_{HK} als Maß für das Durchmischungsvermögen der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Verhältnis $\langle APE/V \rangle / E_{mix}$ für die MESODYN Kampagnen.

Beträgt die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ weniger als ein Drittel der zum Durchmischen der Halokline erforderlichen Energiedichte E_{mix} , kann kein nennenswerter Volumenanteil V_{mix}/V_{HK} von den Strukturen mit ausreichender Energiedichte APE_i/V_i durchmischt werden. Im Bereich mit größeren Energiedichten befinden sich mit einer Ausnahme ausschließlich Datenpunkte zu Massengebietern mit winterlicher Schichtungssituation. Dabei werden die höchsten Werte von V_{mix}/V_{HK} für Massengebiete aus der SF erreicht, zu der auch der einzige Datenpunkt zu einem Massengebiet mit sommerlicher Schichtungssituation in diesem Bereich gehört. In den Massengebietern aus dem EGB liegt die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ immer, auch bei winterlichen Schichtungssituationen, unterhalb der Grenze von einem Drittel

der Energiedichte E_{mix} . Während sich im Bereich oberhalb dieser Grenze fast ausschließlich Datenpunkte zu Massenfeldern mit winterlicher Schichtungssituation befinden, liegen im Gegensatz dazu unterhalb davon Datenpunkte zu Massenfeldern sowohl mit sommerlicher als auch mit winterlicher Schichtungssituation. Neben den Datenpunkten zu Massenfeldern aus dem EGB liegt auch ein Datenpunkt zu einem Massenfeld mit winterlicher Schichtungssituation aus dem AB unterhalb dieser Grenze.

Äußerer Antrieb

Der äußere Antrieb wird hier lediglich durch den zeitlichen Mittelwert $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung über die Dauer, in der das jeweilige Massenfeld vermessen wurde, beschrieben, siehe Abschnitt 3.1.1. Die qualitative Wirkung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ auf einen Wasserkörper ergibt sich bereits in einer groben Näherung. Dazu wird hier als einzige Kraft an den Grenzflächen die Windschubspannung betrachtet. Wird neben der Bodenreibung mit der inneren Reibung auch die Dissipation vernachlässigt lauten die hydrodynamischen Grundgleichungen für die zonale und meridionale Strömungsgeschwindigkeit u bzw. v mit den Bezeichnungen aus Gleichung 4.3 :

$$\frac{du}{dt} - v f + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{1}{\rho} \tau_x \delta(z) \quad (5.5)$$

$$\frac{dv}{dt} + u f + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{1}{\rho} \tau_y \delta(z) \quad (5.6)$$

Die Variablen τ_x und τ_y bezeichnen hier die Komponenten der Windschubspannung in x- bzw. y-Richtung und $\delta(z)$ die Deltafunktion von der Vertikalkoordinate z . Der Operator d/dt steht mit der vertikalen Strömungskomponente w für die Kontinuumsableitung nach der Zeit t :

$$\frac{d}{dt} = u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial t} \quad (5.7)$$

Wird Gleichung 5.5 nach y und Gleichung 5.6 nach x abgeleitet, so ergibt sich nach Subtraktion der beiden Gleichungen voneinander und vertikaler Integration für tiefenunabhängige Strömungen :

$$\frac{d\zeta}{dt} - \frac{f}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{\rho H} (\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z \quad (5.8)$$

Dabei wurden die Dichte ρ , die Beckentiefe H und der Coriolis-Parameter f als konstant angenommen. Die Variable η bezeichnet die Wasserstandsanomale und $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$ steht für die relative Vortizität. Bei der Umformung zu Gleichung 5.8 wird außerdem die vertikal integrierte Kontinuitätsgleichung verwendet. Unter den genannten Voraussetzungen lautet sie :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{H} \frac{\partial \eta}{\partial t} \quad (5.9)$$

Wie Gleichung 5.8 zeigt, kontrolliert $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ also sowohl die Erzeugung von relativer Vortizität als auch die Änderung der Wasserstände. Während die relative Vortizität durch die induzierten Vertikalbewegungen direkt Massenfeldanomalien generiert, ist eine Erzeugung von Massenfeldanomalien auch durch Wasserstandsänderungen möglich. So kann z.B. der

durch den Wasserstand gesteuerte barotrope Einstrom von Tiefenwasser in ein Becken durch Wasserstandsänderungen gepulst werden, wodurch isolierte Massenfeldanomalien entstehen können, ELKEN (1996), ZHURBAS UND PAKA (1997). Von LEHMANN UND HINRICHSSEN (2001) wurde eine hohe Korrelation zwischen dem mittleren Wasserstand der Ostsee und dem lokalen atmosphärischen Antrieb über der Ostsee gefunden.

Der Einfluß von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ auf die verfügbare potentielle Energie der gefundenen Strukturen wird in Abbildung 5.11 untersucht. Dort ist die Summe $\sum APE_i$ der verfügbaren potentiellen Energie aller gefundenen Beddies normiert auf das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen den Mittelwert $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ aufgetragen.

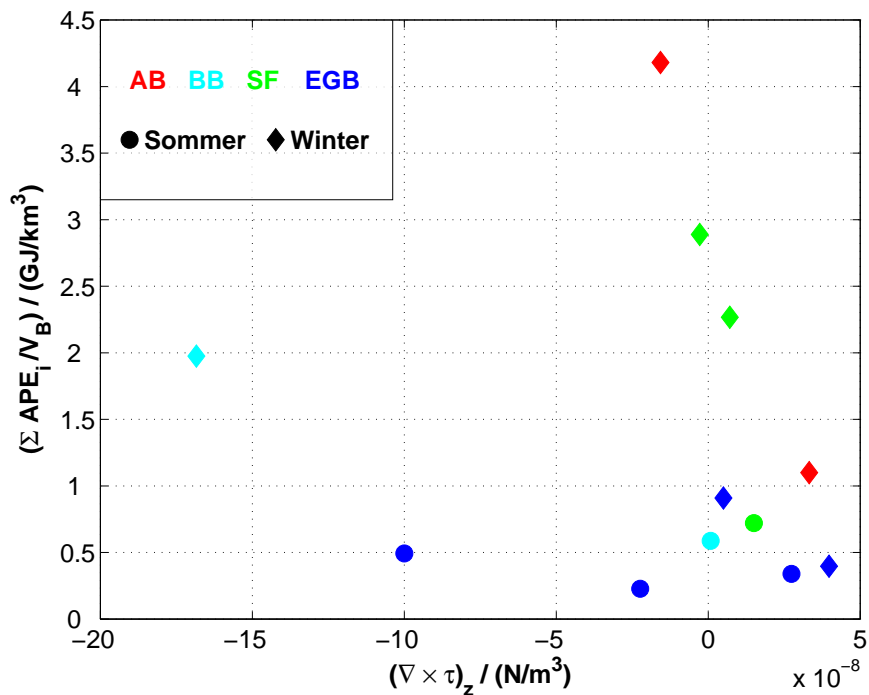


Abbildung 5.11: Gesamte verfügbare potentielle Energie $\sum APE_i$ der gefundenen Beddies normiert auf das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers in Abhängigkeit vom Mittelwert der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ für die MESODYN Kampagnen.

Ein direkter Zusammenhang zwischen der gesamten verfügbaren potentiellen Energie $\sum APE_i$ aller gefundenen Beddies in den einzelnen Massenfeldern und $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ ist nicht zu erkennen. Dabei ist u.a. die große Varianz der dargestellten zeitlichen Mittelwerte $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ zu beachten, die den Mittelwert oftmals um ein Vielfaches seines Absolutwertes übersteigt, vergl. Tabelle A.1 im Anhang A. Daher ist selbst das Vorzeichen der Mittelwerte nicht signifikant. Ein direkter Zusammenhang mit $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ ist auch für die anderen integralen Eigenschaften der einzelnen Massenfelder in bezug auf die gefundenen Strukturen, die in den Abschnitten dieses Kapitels betrachtet werden, nicht festzustellen.

5.1.6 Sauerstoff

Im dem Eigenschaftsfeld, in dem die Strukturen gesucht werden, unterscheiden sich die gefundenen Beddies zwangsläufig von ihrer Umgebung. D.h. innerhalb der Beddies, die hier untersucht werden, besitzt die vertikal integrierte Dichteanomalie *immer* Werte, die sich von denen in der Umgebung der Beddies unterscheiden. Gleichzeitig *können* sie sich aber auch in anderen Eigenschaften von ihrer Umgebung abheben. So können sie z.B. eine andere Temperatur oder einen anderen Salzgehalt besitzen oder sich in chemischen bzw. biologischen Größen von ihrer Umgebung unterscheiden.

Für das Ökosystem der Ostsee ist der Sauerstoffgehalt, vor allem unterhalb der Halokline, von besonderer Bedeutung, vergl. Abschnitt 2.2. Daher wird hier untersucht, wie sich der Sauerstoffgehalt innerhalb der gefundenen Beddies von dem in der Umgebung unterscheidet.

Dazu wird jedoch nicht das Eigenschaftsfeld des absoluten Sauerstoffgehaltes o betrachtet, da dieser wie die meisten Größen einer starken Schichtung innerhalb der Wassersäule unterworfen ist. So ist z.B. ein Sauerstoffgehalt, der an der Oberfläche als verhältnismäßig klein anzusehen ist, in den tiefen Bereichen unterhalb der Halokline meistens schon als besonders hoch anzusehen. Daher wird das Eigenschaftsfeld der Anomalie Δo des Sauerstoffgehaltes gegenüber dem isobarisch gemittelten Sauerstoffgehaltes in den einzelnen Datenfeldern betrachtet. Das Profil des isobarisch mittleren Sauerstoffgehaltes soll hierbei den für die einzelnen Tiefen typischen Sauerstoffgehalt in den einzelnen Datenfeldern angeben. Die entsprechenden Anomalien liefern danach die Abweichung des Sauerstoffgehaltes in den einzelnen Datenpunkten von dem während der Messung in der betreffenden Tiefe typischen Sauerstoffgehalt.

Für jeden einzelnen Beddy wird zunächst der volumengewichtete Mittelwert Δo_i der betrachteten Anomalie berechnet. In Abbildung 5.12 sind die volumengewichteten Mittelwerte $\langle \Delta o \rangle_V$ der mittleren Anomalien Δo_i des Sauerstoffgehaltes aller gefundenen Beddies für alle MESODYN Massenfelder jeweils gegen die Tiefe $z_{\Delta o}$ in Einheiten der Tiefe z_{HK} aufgetragen. Dabei ist z_{HK} die Tiefe der Halokline, wie sie in Abschnitt 5.1.5 definiert wurde. Die Tiefe $z_{\Delta o}$ entspricht der Tiefe, in der die gefundenen Strukturen den größten volumengewichteten Mittelwert $\langle \Delta o \rangle_V$ besitzen. Sie wird analog zu der Tiefe z_{max} mit den meisten Beddies berechnet, die bei der vertikalen Verteilung der gefundenen Beddies in Abschnitt 5.1.2 definiert wurde. Im Gegensatz dazu wird dabei hier jedoch für jeden der zehn Tiefenbereiche der volumengewichtete Mittelwert $\langle \Delta o \rangle_V$ der mittleren Anomalien Δo_i aller Strukturen berechnet, deren Volumenschwerpunkt im betreffenden Tiefenbereich liegt. Die Breite der einzelnen Tiefenbereiche in Einheiten von z_{HK} ist in Abbildung 5.12 durch die horizontalen Fehlerbalken angedeutet. Die vertikalen Fehlerbalken markieren den Bereich, in dem die einzelnen mittleren Anomalien Δo_i liegen, die zum jeweiligen Mittelwert $\langle \Delta o \rangle_V$ beitragen.

Alle Mittelwerte $\langle \Delta o \rangle_V$ liegen innerhalb der Meßgenauigkeit von $\pm 0,1 \text{ mll}^{-1}$ bei null. Wie die vertikalen Fehlerbalken andeuten, kann sich der mittlere Sauerstoffgehalt einzelner Beddies allerdings deutlich von dem der Umgebung unterscheiden. Dabei treten Werte auf, die sowohl größer als auch kleiner sind als die Umgebungswerte.

Das Niveau $z_{\Delta o}$ mit der größten mittleren Anomalie des Sauerstoffgehaltes der gefundenen Beddies liegt in den meisten Fällen im Bereich der Halokline. Für die Massfelder aus dem AB liegt es in beiden Fällen darüber und für die aus dem EGB in allen Fällen darunter. In den anderen beiden Gebieten treten jeweils beide Fälle auf. Dabei liegt das Niveau $z_{\Delta o}$ bei winterlichen Schichtungssituationen relativ zur Halokline immer tiefer, meistens darunter. Bei sommerlichen Schichtungssituationen liegt es in den beiden Gebieten immer darüber. Auch im EGB liegt es relativ zur Halokline bei sommerlichen Schichtungssituationen höher als bei winterlichen Schichtungssituationen. Allerdings bleibt es dabei immer unterhalb der Halokline.

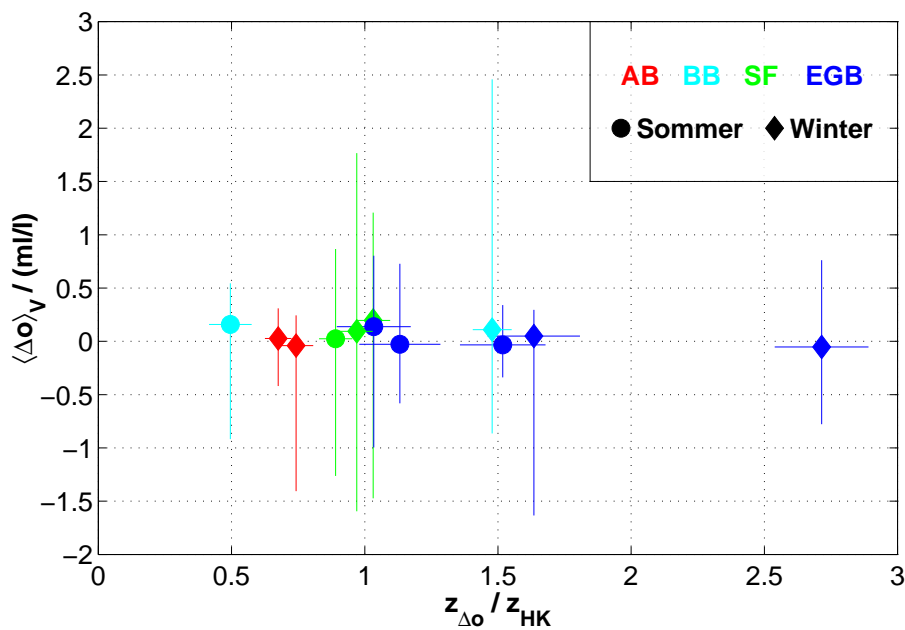


Abbildung 5.12: Volumengewichteter Mittelwert $\langle \Delta o \rangle_V$ der Anomalien des Sauerstoffgehaltes der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von der Tiefe $z_{\Delta o}$ mit der größten Anomalie des Sauerstoffgehaltes in Einheiten der Tiefe z_{HK} der Halokline für die MESODYN Kampagnen. Die vertikalen Fehlerbalken deuten den Bereich an, in dem die gemittelten Anomalien liegen. Die horizontalen Fehlerbalken zeigen die Breite der Tiefenintervalle an.

5.2 Simulationen

Ähnlich wie bei den Untersuchungen der Datenfelder der MESODYN Kampagnen besitzen auch die Untersuchungen der simulierten Datenfelder einige Gemeinsamkeiten. Da sich diese aber von den in Abschnitt 5.1 aufgeführten unterscheiden, sollen zunächst die wichtigsten Gemeinsamkeiten aller Untersuchungen der simulierten Datenfelder zusammengefaßt werden, um die Unterschiede gegenüber den Untersuchungen der gemessenen Datenfelder hervorzuheben :

1. Es werden insgesamt elf simulierte Datensätze untersucht. Drei davon dienen zu Vergleichen mit den Massenfeldern der MESODYN Kampagnen, die im simulierten Zeitraum stattfanden, siehe Abschnitt 3.2. Die anderen acht Datensätze umfassen zu den vier MESODYN Untersuchungsgebieten AB, BB, SF und EGB jeweils einen Datensatz mit Tagesmittelwerten zum 1. Februar 1997 und zum 1. August 1997. Die Massenfelder zu diesen acht Datensätzen werden analog zu den zwölf MESODYN Massenfeldern untersucht, wobei jeweils einer als repräsentativ für winterliche und der andere für sommerliche Schichtungssituationen angesehen wird.
2. Die begrenzenden Stützstellen der untersuchten Modellgebiete werden als die engsten gewählt, die außerhalb des Stationsnetzes des entsprechenden MESODYN Untersuchungsgebiets liegen. Durch die geringere horizontale Auflösung im Modell besitzen sie trotzdem weniger Stützstellen als die Stationsnetze Stationen. Im einzelnen enthalten die resultierenden Gebiete für das AB 160, das BB 182, die SF 140 und das EGB 165 Stützstellen.
3. Wegen der größeren Schichtdicken wird keine Einschränkung der berücksichtigten Strukturen bezüglich ihrer vertikalen Mächtigkeit \tilde{d} vorgenommen, vergl. Abschnitt 4.2.2. Daraus ergibt sich \tilde{d} je nach Tiefenlage der Struktur mindestens zu $3m$ bis $6m$, vergl. Abschnitt 3.2.
4. Es werden Tagesmittelwerte der simulierten Datensätze betrachtet. Dadurch sollen die betrachteten Datenfelder aus Gründen der Vergleichbarkeit einerseits repräsentativ für einen Zeitraum in der Größenordnung von der Dauer einer MESODYN Feldkampagne sein. Andererseits soll ihre Variabilität durch eine weitere zeitliche Mittelung aber auch nicht allzusehr herabgesetzt werden.
5. Es werden die ungefilterten Tagesmittelwerte der simulierten Datensätze untersucht. Im Gegensatz zu den gemessenen Datenfeldern werden auch die Muster in den vertikal integrierten ungefilterten Dichtefeldern gesucht. Der Hintergrund hierfür ist, daß das Modell durch seine diskrete Auflösung in Raum und Zeit einen entsprechend gemittelten bzw. gefilterten Zustand simuliert, der durch die Bildung von Tagesmittelwerten noch weiter geglättet wird, vergl. Abschnitt 3.2. Dadurch sind die betrachteten, ungefilterten Tagesmittelwerte bereits als gefilterte Datenfelder anzusehen, in denen der störende Varianzanteil fehlt, der die Filterung der gemessenen Massenfelder erforderlich macht.

6. Durch den Wegfall der Filterung mit Hilfe der Methode der EOF kann hier auch auf die dazu bei den gemessenen Datenfeldern notwendige Beschränkung des betrachteten Tiefenbereiches verzichtet werden, vergl. Abschnitt 4.1.
7. Das Einheitsvolumen $V_E = A_E \cdot d_E$ bei numerischen Integrationen über ein Volumen V_i nach Gleichung 5.1 ist nicht mehr für alle Datenpunkte j gleich. Zum einen variiert die Schichtdicke d_E abhängig von der Tiefe z_j der Datenpunkte j zwischen $3m$ und $6m$. Zum anderen hängt die Grundfläche A_E aufgrund der konstanten horizontalen Auflösung des Modells in sphärischen Koordinaten von der geographischen Breite φ ab, siehe Abschnitt 3.2. Für jedes der vier betrachteten Untersuchungsgebiete wird sie in Abhängigkeit von der jeweils mittleren geographischen Breite $\bar{\varphi}$ als Konstante mit dem Wert $A_E \approx 61,7 \text{ km}^2 \cos(\bar{\varphi})$ behandelt.

5.2.1 Evaluierung

In den simulierten Zeitraum fallen drei MESODYN Kampagnen, siehe Abschnitt 3.2. Bevor die acht simulierten Datensätze zu den Sommer- und Wintersituationen in den vier Untersuchungsgebieten analog zu den MESODYN Datenfeldern untersucht werden, sollen die Datenfelder der drei MESODYN Kampagnen mit entsprechenden simulierten Datensätzen qualitativ verglichen werden. Dabei wird der Datensatz zur MESODYN-08 Kampagne im EGB mit den Tagesmittelwerten der simulierten Daten vom 21. April 1998 aus dem entsprechenden Modellgebiet, der MESODYN-09 Datensatz aus der SF mit denen vom 9. November 1998 und der MESODYN-10 Datensatz aus dem EGB mit denen vom 24. November 1998 verglichen. Diese Tage sind so gewählt, daß sie jeweils etwa in der Mitte des Zeitraumes der zugehörigen MESODYN Kampagne liegen, vergl. Tabelle 3.2.

In den direkten Vergleich zwischen gemessenen und simulierten Datensätzen werden nur die grundlegenden Größen der Datenfelder in bezug auf die durchgeführten Untersuchungen einbezogen. Besonderheiten bei der Berechnung einiger Parameter für die simulierten Datensätze gegenüber den Erläuterungen in Abschnitt 5.1 werden an entsprechender Stelle in den Abschnitten 5.2.2 bis 5.2.6 hervorgehoben.

Die **Anzahl** n_{ges} der insgesamt in den einzelnen Massenfeldern gefundenen Strukturen ist in den drei simulierten Massenfeldern im Mittel geringer. Jeweils auf das Volumen V_B der untersuchten Wasserkörper normiert ergibt sich, daß ihre Volumendichte n_{ges}/V_B in den drei simulierten Massenfeldern etwa halb so groß ist wie in den drei gemessenen.

Das **Gesamtvolumen** $\sum V_i$ der gefundenen Beddies in den einzelnen Massenfeldern ist in den drei simulierten Massenfeldern ebenfalls geringer. Ihr Volumenanteil $\sum V_i/V_B$ ist in den drei gemessenen Datenfeldern drei- bis siebenmal so groß wie in den drei simulierten.

Die insgesamt in den gefundenen Beddies enthaltene **verfügbare potentielle Energie** $\sum APE_i$ ist in den drei gemessenen Datenfeldern ein bis zwei Größenordnungen höher als in den drei simulierten. Dasselbe gilt auch für die auf das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers normierte in allen Strukturen enthaltene verfügbare potentielle Energie $\sum APE_i/V_B$. Der Mittelwert $\langle APE/V \rangle$ aus den verfügbaren potentiellen Energien APE_i der

einzelnen Beddies jeweils normiert auf ihr Volumen V_i , ist in den drei simulierten Datenfeldern dagegen nur eine Größenordnung kleiner als in den drei gemessenen. Die Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen der Halokline erforderlich ist, liegt in den drei MESODYN Datenfeldern immer in derselben Größenordnung. Die Werte von E_{mix} liegen dabei etwa zwischen $10 J/m^3$ und $30 J/m^3$. In den drei simulierten Datensätzen überstreichen sie dagegen einen Bereich von etwa $4 J/m^3$ bis $180 J/m^3$.

Das **mittlere Volumen** $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies in den einzelnen Massensektoren ist im Mittel in den drei gemessenen Datensätzen etwa zweieinhalbmal so groß wie in den drei simulierten Datensätzen. Die **gemittelte mittlere Querschnittsfläche** $\langle A \rangle$ der Strukturen in den einzelnen Datenfeldern ist dagegen im Mittel in den drei simulierten Massensektoren etwa um die Hälfte größer als in den drei gemessenen. Die **gemittelte mittlere Dicke** $\langle d \rangle$ der gefundenen Beddies in den einzelnen Massensektoren ist wiederum im Mittel in den drei gemessenen Datensätzen etwa zweieinhalbmal so groß wie in den drei simulierten Datenfeldern.

Die **Tiefe** z_{HSS} der Hauptsprungschicht mit dem größten Gradienten im mittleren Profil der potentiellen Dichte $\bar{\rho}_{pot}(z)$ fällt in allen sechs Datensätzen mit der Tiefe z_{HK} der Halokline zusammen. Sie liegt in den drei simulierten Datensätzen jeweils etwa bei derselben Tiefe oder tiefer als in den drei gemessenen Datenfeldern. Während die Tiefenlagen ihrer Obergrenzen dabei im wesentlichen übereinstimmen, sind die Salzgehaltssprungschichten in den simulierten Datenfeldern im EGB dagegen bis zu zehnmal so dick wie die beiden entsprechenden Haloklinen in den MESODYN Datenfeldern. Dadurch sind auch die Tiefenlagen ihrer Untergrenzen in den beiden simulierten Datensätzen aus dem EGB gegenüber denen in den MESODYN Datensätzen zu größeren Tiefen verschoben. Außerdem überschreiten die **Volumina** V_{HK} der untersuchten Wasserkörper im Bereich der Salzgehaltssprungschicht für die drei simulierten Datenfelder die der drei gemessenen im Mittel etwa um das Fünfeinhalbfache.

Die meisten gefundenen Strukturen in den vertikalen Verteilungen befinden sich in den gemessenen Datenfeldern bei einer **Tiefe** z_{max} in oder oberhalb der Halokline, während sie sich in den simulierten Datenfeldern bei einer Tiefe z_{max} innerhalb der Hauptsprungschicht befinden. Im EGB befinden sich die meisten Strukturen in den beiden simulierten Datensätzen dabei in der Nähe der Untergrenze der Hauptsprungschicht.

In den horizontalen Verteilungen befinden sich die meisten Strukturen in den drei simulierten Datensätzen jeweils in demselben **Quadranten** Q_{max} wie in den drei gemessenen Datenfeldern oder in einem der beiden benachbarten Quadranten davon. Der **Anteil** r_{max} der Strukturen im Quadranten Q_{max} an den jeweils insgesamt gefundenen Strukturen liegt dabei in den drei simulierten Datenfeldern im Mittel um etwa 6,5 % höher als in den drei gemessenen Datensätzen.

5.2.2 Häufigkeiten

Analog zu Abbildung 5.1 ist in Abbildung 5.13 die Anzahl n_{ges} der gefundenen Beddies für die acht simulierten Datensätze jeweils gegen das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers aufgetragen.

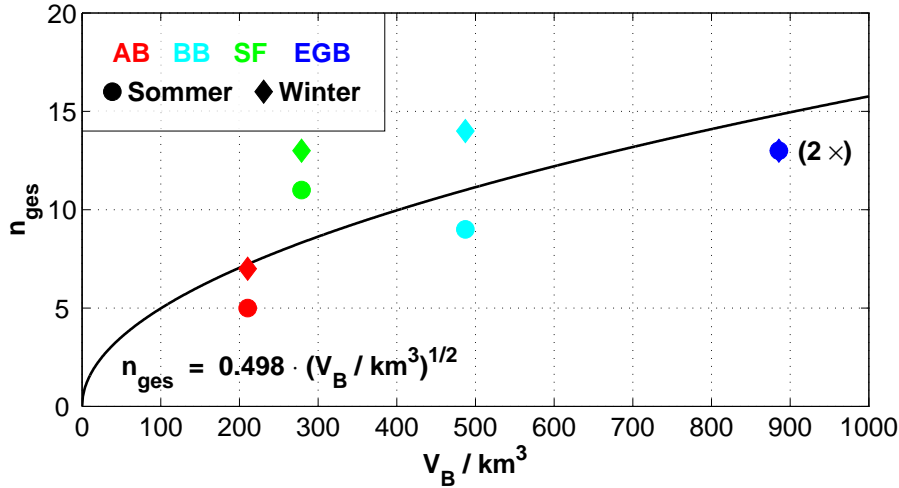


Abbildung 5.13: Anzahl n_{ges} der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Volumen V_B des jeweils untersuchten Wasserkörpers für die simulierten Massenfelder.

Während die Anzahl n_{ges} der gefundenen Beddies im BB, in der SF und im EGB immer im Bereich zwischen 9 und 14 liegt, ist sie im AB etwas geringer. Dabei ist sie mit Ausnahme des EGB in allen Gebieten bei der Wintersituation höher als bei der entsprechenden Sommersituation.

Die Anzahl n_{ges} nimmt nur bis zu einem Volumen V_B von etwa 300 km^3 zu und bleibt für größere Volumina unterhalb eines Grenzwertes von etwa 15 gefundenen Strukturen nahezu konstant. Daher ergibt sich mit der Ausgleichsgeraden der Form $n_{ges} = k_{1a} \cdot V_B$ keine gute Anpassung. Die Methode der kleinsten Quadrate liefert dafür bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,84$ eine mittlere Anzahl pro Volumeneinheit von $k_{1a} = 0,02 \text{ km}^{-3}$. Der entsprechende Mittelwert der Anzahl pro Volumeneinheit $\overline{n_{ges}/V_B} = 0,03 \text{ km}^{-3} \pm 0,01 \text{ km}^{-3}$ unterscheidet sich davon nicht signifikant. Bei der getrennten Betrachtung von Sommer- und Wintersituationen ergeben sich innerhalb der Ungenauigkeiten dieselben Werte.

Mit der Ausgleichsfunktion der Form $n_{ges} = k_{1b} \cdot \sqrt{V_B}$ in Abbildung 5.13 wird dagegen eine bessere Anpassung erzielt. Mit der Methode der kleinsten Quadrate ergibt sich dafür bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,95$ die Konstante $k_{1b} = 0,498 \text{ km}^{-3/2}$. Der Mittelwert der entsprechend normierten Häufigkeiten $\overline{n_{ges}/\sqrt{V_B}} = 0,523 \text{ km}^{-3/2} \pm 0,150 \text{ km}^{-3/2}$ unterscheidet sich davon nicht signifikant. Auch hier liefert die getrennte Betrachtung von Sommer- und Wintersituationen innerhalb der Ungenauigkeiten dieselben Werte.

5.2.3 Räumliche Verteilung

Die vertikale und horizontale Verteilung der gefundenen Beddies im Raum wird hier für die acht simulierten Datensätze zu den vier Becken bei sommerlichen bzw. winterlichen Bedingungen untersucht. Die Untersuchung erfolgt analog zu der Untersuchung der Verteilungen der gefundenen Strukturen in den MESODYN Massenfeldern anhand der Lage ihrer Volumenschwerpunkte, siehe Abschnitt 5.1.2.

Vertikale Verteilung

Die Untersuchung der vertikalen Verteilung der gefundenen Beddies im Raum erfolgt für die simulierten Datensätze genauso wie für die MESODYN Massenfelder, siehe Abschnitt 5.1.2. Die Datenfelder werden jeweils in zehn gleichbreite Tiefenbereiche unterteilt. Die Tiefe z_{max} des Intervalls mit den meisten Strukturen wird für jedes Massengebiet nach dem in Abschnitt 5.1.2 beschriebenen Verfahren eindeutig bestimmt.

Der einzige Unterschied ergibt sich bei der Bestimmung der Tiefe z_{HSS} des maximalen Gradienten in der mittleren potentiellen Dichte $\bar{\rho}_{pot}(z)$, der ein Maß für die Lage der jeweiligen Hauptsprungschicht liefern soll. Aufgrund der geringeren vertikalen Auflösung in den simulierten Datensätzen sind kleinskalige Schwankungen bereits teilweise unterdrückt, vergl. Punkt 5 in der Auflistung am Anfang von Abschnitt 5.2. Zur Berechnung der Gradienten nach dem in Abschnitt 5.1.2 beschriebenen Verfahren wird die Ausgleichsgerade bei den simulierten Datensätzen daher jeweils lediglich durch den betrachteten und die beiden vertikal direkt benachbarten Datenpunkte im Profil $\bar{\rho}_{pot}(z)$ der mittleren potentiellen Dichte gelegt. Dadurch ist der Gradient $d\bar{\rho}_{pot}/dz$ bei der variablen vertikalen Auflösung in den simulierten Datensätzen einerseits im Mittel für einen vergleichbaren Tiefenbereich repräsentativ wie die in Abschnitt 5.1.2 für die MESODYN Datenfelder berechneten Gradienten. Andererseits ist er trotzdem von kleinskaligen Störungen befreit.

In Abbildung 5.14 ist die Tiefe z_{max} des Intervalls mit den meisten Strukturen für die acht simulierten Datensätze analog zu Abbildung 5.3 jeweils gegen die Tiefe z_{HSS} des maximalen Gradienten in der mittleren potentiellen Dichte $\bar{\rho}_{pot}(z)$ aufgetragen.

In allen Fällen haben die meisten Strukturen ihren Volumenschwerpunkt in der jeweiligen Hauptsprungschicht oder darunter. Während sich die Lage der Hauptsprungschicht z_{HSS} in den einzelnen Gebieten in der Sommersituation von der in der Wintersituation unterscheidet, bleibt die Tiefe z_{max} des Intervalls mit den meisten Strukturen in allen Gebieten jeweils etwa gleich. Im AB tritt dabei der untypische Fall auf, daß die Hauptsprungschicht in der Sommersituation tiefer liegt als in der Wintersituation.

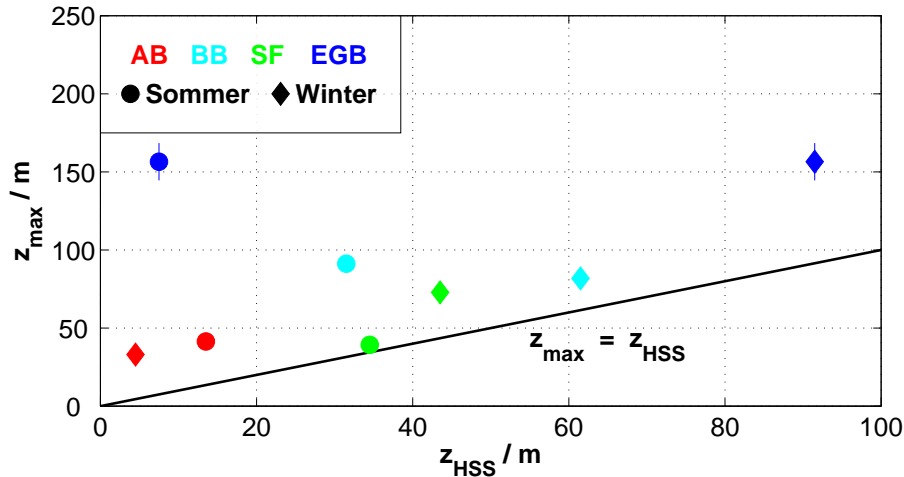


Abbildung 5.14: Tiefe z_{max} mit den meisten gefundenen Beddies in Abhängigkeit von der Tiefe z_{HSS} der jeweiligen Hauptsprungschicht für die simulierten Massenfelder. Die Fehlerbalken deuten jeweils die Breite der Tiefenintervalle an.

Horizontale Verteilung

Die horizontale Verteilung der gefundenen Beddies im Raum wird für die simulierten Datensätze in exakt derselben Weise untersucht wie für die MESODYN Massenfelder, siehe Abschnitt 5.1.2. Die Volumina der Datenfelder werden entlang der mittleren geographischen Breite bzw. Länge aller Stützstellen des Modells in der horizontalen Ebene jeweils in vier Volumina unterteilt. Das Volumen bzw. der Quadrant Q_{max} mit den meisten Beddies wird ggf. durch sukzessive, überlappende Vergrößerung der Volumina eindeutig bestimmt, siehe Abschnitt 5.1.2.

In Abbildung 5.15 ist wie in Abbildung 5.4 der Anteil r_{max} der Beddies in Q_{max} an den insgesamt im betreffenden Massengebiet gefundenen Strukturen für die acht simulierten Datensätze jeweils als Abstand zum Ursprung im Quadranten Q_{max} eingetragen.

Die meisten Strukturen finden sich häufig im südöstlichen Quadranten. Für die Massengebiet, in denen die meisten Beddies im südöstlichen Quadranten liegen, ist dabei der Anteil r_{max} dieser Beddies an den jeweils insgesamt gefundenen am höchsten und liegt meistens über 50 %. D.h. daß die Maxima in der Verteilungsfunktion für diese Massengebiet am stärksten ausgeprägt sind. Allerdings entspricht der südöstliche Quadrant nur für die beiden Massengebiet aus dem EGB dem Quadranten, in dem der Einstrom von Tiefenwasser erfolgt, vergl. Abschnitt 2.2 und 5.1.2. Für diese beiden Massengebiet ist der Anteil r_{max} der Beddies im Maximum der Verteilungsfunktion kleiner als für die anderen beiden Massengebiet, in denen sich die meisten Beddies im südöstlichen Quadranten befinden. Mit knapp 50 % bzw. über 60 % ist er jedoch trotzdem deutlich höher als der Grenzwert von 25 %, der einer gleichmäßigen Verteilung der Strukturen auf die vier Quadranten entspricht.

Von den Massenfeldern zu den anderen Gebieten liegen nur im Massenfeld zur Sommersituation in der SF die meisten Strukturen in dem Quadranten, in dem das Tiefenwasser in das entsprechende Becken einströmt. In der SF ist das der südwestliche Quadrant. Für die übrigen Massenfelder liegt der Quadrant mit den meisten Strukturen in der Wintersituation jeweils in zyklonaler Richtung und in der Sommersituation in antizyklonaler Richtung im nächsten Quadranten neben dem Quadranten, in dem das Tiefenwasser in das entsprechende Becken einströmt.

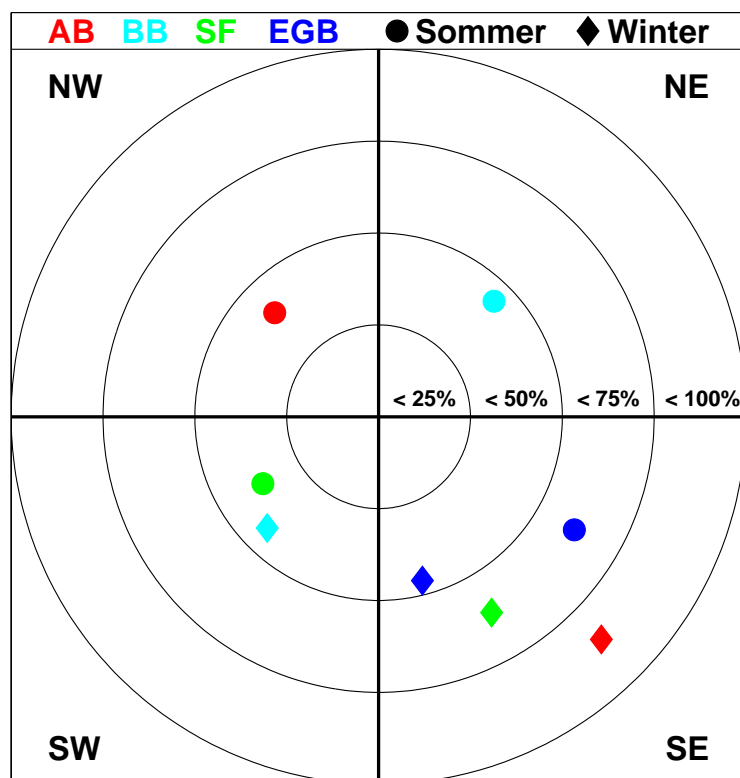


Abbildung 5.15: Anteil r_{max} der Beddies im Quadranten Q_{max} mit den meisten Strukturen an den jeweils insgesamt gefundenen Strukturen für alle acht simulierten Massenfelder als Abstand zum Ursprung im Quadranten Q_{max} . Abgesehen von ihrem Abstand zum Ursprung dient die Lage der Datenpunkte innerhalb der Quadranten lediglich der Übersichtlichkeit und ist daher ohne Bedeutung.

5.2.4 Volumenanteil

In Abbildung 5.16 ist das Gesamtvolumen $\sum V_i$ aller gefundenen Beddies für die acht simulierten Massenfelder jeweils gegen das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers aufgetragen. Dabei kann V_B wie in Abbildung 5.5 als Maß für das Beckenvolumen angesehen werden.

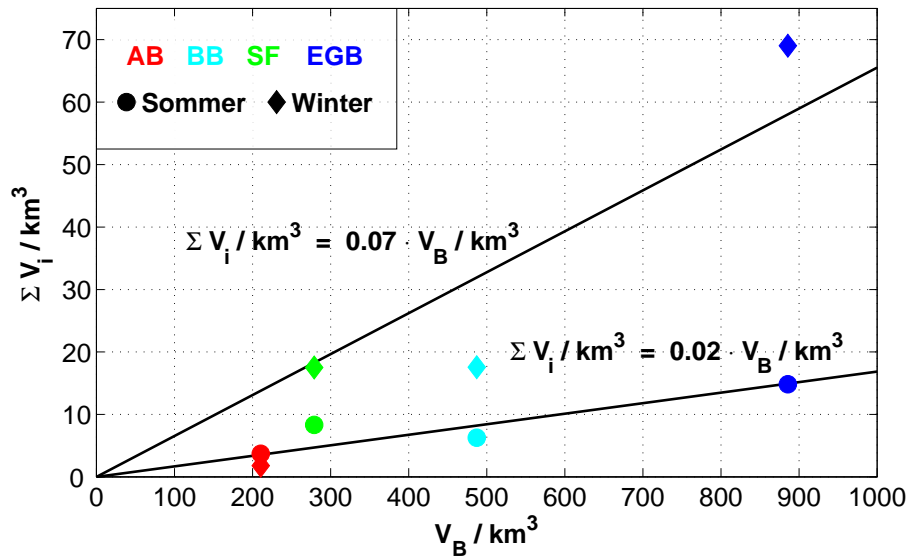


Abbildung 5.16: Gesamtvolumen $\sum V_i$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Volumen V_B des jeweils untersuchten Wasserkörpers für die simulierten Massenfelder.

Mit Ausnahme des AB ist das Gesamtvolumen $\sum V_i$ aller gefundenen Beddies für alle Gebiete jeweils in der Wintersituation größer als in der entsprechenden Sommersituation. Im Vergleich mit den jeweiligen Änderungen zwischen Sommer- und Wintersituation nimmt es mit dem Volumen V_B nur schwach zu. Aus der Anpassung der Ausgleichsgeraden der Form $\sum V_i = k_2 \cdot V_B$ mit der Methode der kleinsten Quadrate an alle Datenpunkte folgt ein Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,68$. Ein linearer Zusammenhang ist hier nicht zu erkennen.

Bei getrennter Betrachtung von Sommer- und Wintersituationen liefert die Anpassung der Ausgleichsgeraden für die Sommersituationen bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,95$ einen Wert von $k_2 = 0,02$ für die dimensionslose Konstante. Der entsprechende Mittelwert des Volumenanteils $\overline{\sum V_i / V_B} = 0,02 \pm 0,01$ für die Sommersituationen liefert innerhalb der Ungenauigkeiten denselben Wert.

Für die Wintersituationen ergibt die Anpassung der Ausgleichsgeraden mit der Methode der kleinsten Quadrate bei einem Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,91$ dagegen einen Wert von $k_2 = 0,07$ für die dimensionslose Konstante. Der entsprechende Mittelwert des Volumenanteils $\overline{\sum V_i / V_B} = 0,05 \pm 0,03$ für die Wintersituationen unterscheidet sich davon nicht signifikant.

5.2.5 Räumliche Skalen

Die Untersuchung der räumlichen Skalen der gefundenen Beddies in den acht simulierten Massenfeldern erfolgt analog zu der entsprechenden Untersuchung bezüglich der MESODYN Massenfelder in Abschnitt 5.1.4. Insbesondere werden auch hier die mittlere Dicke d_i und die mittlere horizontale Querschnittsfläche A_i der einzelnen Beddies nach Gleichung 5.2 über ihr Volumen V_i definiert. Gegenstand der Untersuchungen sind die Mittelwerte dieser Größen jeweils über alle gefundenen Beddies in den acht simulierten Massenfeldern. Also das mittlere Volumen $\langle V \rangle$, die mittlere Dicke $\langle d \rangle$ und die mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ aller Strukturen in den einzelnen Massenfeldern.

Mittleres Volumen

In Abbildung 5.17 ist analog zu Abbildung 5.6 das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Strukturen für die acht simulierten Massenfelder jeweils gegen das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers aufgetragen. Wie zuvor in Abschnitt 5.2.4 kann V_B dabei als ein Maß für das Beckenvolumen angesehen werden. Dadurch beschreibt es hier die Unterschiede zwischen den verschiedenen Becken. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle V \rangle$ für die einzelnen Massenfelder beträgt im Mittel $0,71 \text{ km}^3$.

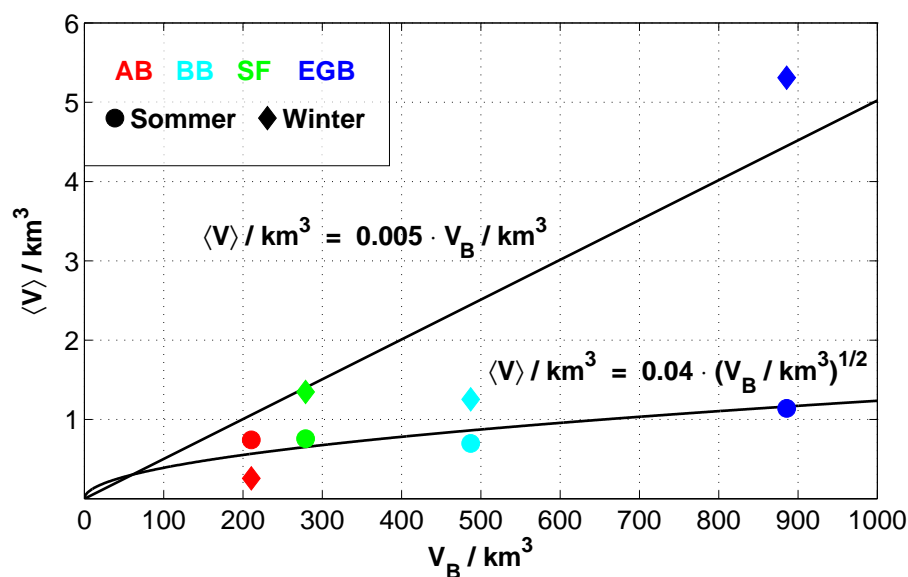


Abbildung 5.17: Mittleres Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit vom Volumen V_B des jeweils untersuchten Wasserkörpers für die simulierten Massenfelder.

Das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ ist mit Ausnahme des AB in allen Gebieten in der Wintersituation größer als in der entsprechenden Sommersituation. Gegenüber diesen jahreszeitlichen Schwankungen innerhalb der einzelnen Gebiete nimmt es mit dem Volumen V_B nur vergleichsweise schwach zu. Bei der Anpassung der Ausgleichsgeraden mit der Form $\langle V \rangle = k_{3a} \cdot V_B$ an alle Datenpunkte ergibt sich mit der Methode der kleinsten Quadrate ein

Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,70$. Ein linearer Zusammenhang ist daher nicht anzunehmen. Die Anpassung der Ausgleichsfunktion der Form $\langle V \rangle = k_{3b} \cdot \sqrt{V_B}$ mit der Methode der kleinsten Quadrate liefert einen Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,63$. Auch hier ist ein entsprechender Zusammenhang auszuschließen.

Bei getrennter Betrachtung der Sommer- und Wintersituationen wird für die Wintersituationen mit der Ausgleichsgeraden die bessere Anpassung erzielt. Mit der Methode der kleinsten Quadrate ergibt sich ein Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,91$ gegenüber einem Wert $r^2 = 0,76$ für die zweite Ausgleichsfunktion. Der Wert der dimensionslosen Konstanten $k_{3a} = 0,005$ stimmt mit dem Mittelwert der entsprechenden Quotienten $\overline{\langle V \rangle / V_B} = 0,004 \pm 0,002$ innerhalb der Ungenauigkeiten überein.

Für die Sommersituationen ergibt sich für die Ausgleichsgerade eine schlechtere Anpassung. Die Methode der kleinsten Quadrate liefert dabei für die zweite Ausgleichsfunktion einen Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,98$ gegenüber $r^2 = 0,89$ für die Ausgleichsgerade. Der Wert der Konstanten $k_{3b} = 0,04 \text{ km}^{3/2}$ für die zweite Ausgleichsfunktion besitzt innerhalb der Ungenauigkeiten denselben Wert wie der Mittelwert $\overline{\langle V \rangle / \sqrt{V_B}} = 0,04 \text{ km}^{3/2} \pm 0,01 \text{ km}^{3/2}$. Im Vergleich mit den Unterschieden von $\langle V \rangle$ zwischen den Sommer- und Wintersituationen in den einzelnen Gebieten kann $\langle V \rangle$ für die Sommersituationen mit einem mittleren Wert von etwa $0,8 \text{ km}^3$ allerdings auch als konstant angesehen werden.

Mittlere Dicke

In Abbildung 5.18 ist analog zu Abbildung 5.7 das mittlere Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies für die acht simulierten Massenfelder jeweils gegen die mittlere Dicke $\langle d \rangle$ aufgetragen. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle d \rangle$ für die einzelnen Massenfelder beträgt im Mittel $1,1 \text{ m}$.

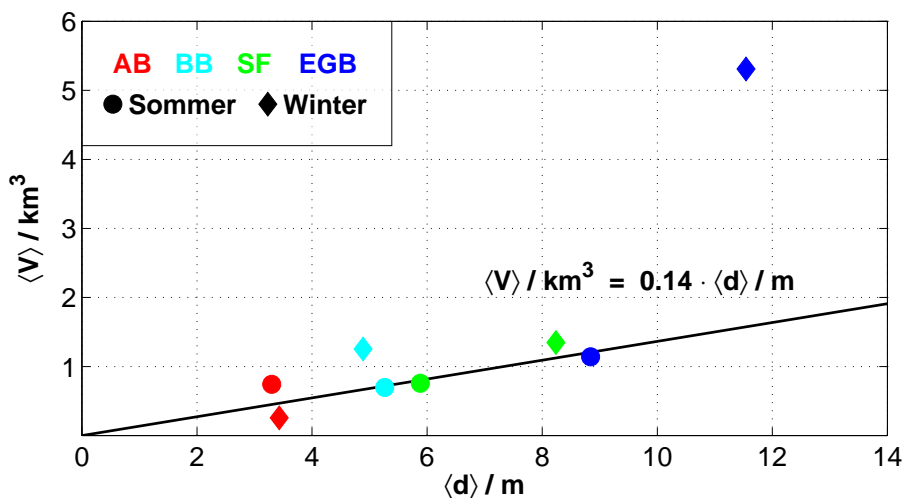


Abbildung 5.18: Mittleres Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von ihrer mittleren Dicke $\langle d \rangle$ für die simulierten Massenfelder.

In allen acht Massenfeldern ist die mittlere Dicke $\langle d \rangle$ kleiner als 12 m. Dabei sind Werte von etwa 5 m am häufigsten. Der Unterschied zwischen den mittleren Dicken in der Sommer- und Wintersituation überschreitet in keinem der vier Gebiete einen Wert von 3 m. Ein linearer Zusammenhang zwischen dem mittleren Volumen $\langle V \rangle$ und der mittleren Dicke $\langle d \rangle$ ist für die acht Massenfelder nicht eindeutig festzustellen. Die Anpassung der Ausgleichsgeraden der Form $\langle V \rangle = k_4 \cdot \langle d \rangle$ mit der Methode der kleinsten Quadrate an alle acht Datenpunkte liefert einen Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,75$.

Bei getrennter Betrachtung von Sommer- und Wintersituationen ergibt sich bei der Anpassung der Ausgleichsgeraden für die Wintersituationen ein Bestimmtheitsgrad von $r^2 = 0,84$. Bei den Sommersituationen wird mit der Methode der kleinsten Quadrate für die Konstante der Wert $k_4 = 0,14 \text{ km}^3 \text{ m}^{-1}$ gefunden. Der Bestimmtheitsgrad ergibt sich damit zu $r^2 = 0,97$. Der Mittelwert des entsprechenden Quotienten $\overline{\langle V \rangle} / \langle d \rangle = 0,15 \text{ km}^3 \text{ m}^{-1} \pm 0,05 \text{ km}^3 \text{ m}^{-1}$ für die Sommersituationen stimmt innerhalb der Unsicherheiten mit diesem Wert überein.

Mittlere Querschnittsfläche

Für die simulierten Massenfelder besteht nur bei den Sommersituationen ein signifikanter linearer Zusammenhang zwischen dem mittleren Volumen $\langle V \rangle$ der gefundenen Beddies und ihrer mittleren Dicke $\langle d \rangle$. Wie bei der Untersuchung der mittleren Querschnittsflächen der Strukturen in den MESODYN Massenfeldern in Abschnitt 5.1.4 erläutert wurde, folgt daraus für die betrachteten Mittelwerte nicht, daß die mittleren Querschnittsflächen $\langle A \rangle$ der gefundenen Beddies in den entsprechenden Massenfeldern gleich sind.

Die Variation der mittleren Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ mit der mittleren Dicke $\langle d \rangle$ der gefundenen Beddies in den acht simulierten Massenfeldern ist analog zu Abbildung 5.8 in Abbildung 5.19 dargestellt. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle A \rangle$ für die einzelnen Massenfelder beträgt im Mittel $28,0 \text{ km}^2$, ohne die Sommersituation im AB $16,0 \text{ km}^2$.

In den meisten Fällen liegt die mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ im Bereich zwischen 75 km^2 und 115 km^2 . Werden die Flächen in Kreisradien r_K umgerechnet, entspricht das einer Verteilung zwischen $4,9 \text{ km}$ und $6,1 \text{ km}$. In der Sommersituation im AB tritt mit $\langle A \rangle = 226,4 \text{ km}^2$ im Vergleich zur Variation der übrigen Werte von $\langle A \rangle$ ein deutlich größerer Wert auf. Er entspricht einem Kreisradius r_K von etwa $8,5 \text{ km}$.

Die Einheitsfläche A_E für die Integrationen ist in den simulierten Datenfeldern von der geographischen Breite abhängig, siehe Punkt 7 in der Auflistung am Anfang von Abschnitt 5.2. Der Mittelwert $\langle A_E \rangle$ der verwendeten Einheitsflächen für die einzelnen Gebiete beträgt $34,8 \text{ km}^2$. Zum Vergleich mit den mittleren Querschnittsflächen ist er ebenfalls in Abbildung 5.19 eingetragen. Nach der Erläuterung bei der Untersuchung der mittleren Querschnittsflächen der Strukturen in den MESODYN Massenfeldern in Abschnitt 5.1.4 liegt auch hier keine der mittleren Querschnittsflächen $\langle A \rangle$ unterhalb der Nachweisgrenze, obwohl die angegebenen Kreisradien r_K z.T. kleiner sind als der horizontale Abstand zwischen den Stützstellen im Modell.

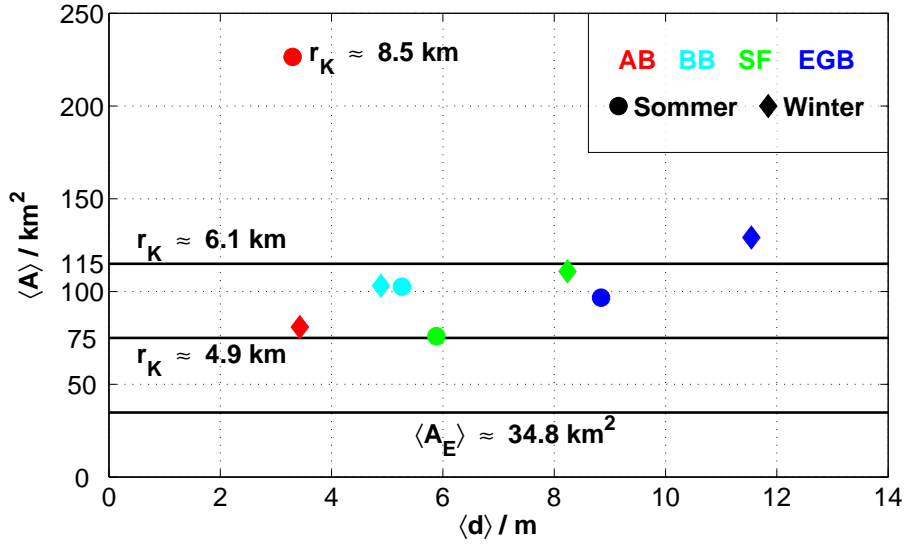


Abbildung 5.19: Mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von ihrer mittleren Dicke $\langle d \rangle$ für die simulierten Massenfelder.

5.2.6 Verfügbare potentielle Energie

Die lokale Dichte $dAPE/dV$ der verfügbaren potentiellen Energie innerhalb der gefundenen Beddies wird nach Gleichung 5.3 berechnet. Die verfügbare potentielle Energie APE_i der einzelnen Beddies ergibt sich daraus als Volumenintegral über ihr Volumen V_i . Der volumengewichtete Mittelwert von $dAPE/dV$ für die einzelnen Strukturen ergibt sich damit zu APE_i/V_i . Die Details der Berechnungen sind in Abschnitt 5.1.5 erläutert.

Durchmischungsvermögen

Die Methode zur Berechnung der Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen der Salzgehaltssprungschicht erforderlich ist, ist in Abschnitt 5.1.5 für die MESODYN Massenfelder beschrieben. Die Berechnung der entsprechenden Energiedichten für die simulierten Datenfelder unterscheidet sich davon nur geringfügig.

Dabei wird die Halokline hier nicht über das mittlere Vertikalprofil des Salzgehaltes definiert, da sie durch einen erhöhten Einfluß der Temperatur auf die Dichte in einigen Fällen nur schwach ausgeprägt ist. Das trifft vor allem auf seichte Gebiete zu, wo der Salzgehalt im Modell von der Oberfläche zum Boden gelegentlich sogar leicht abnimmt. Daher wird die Salzgehaltssprungschicht hier über das von Instabilitäten befreite mittlere Profil der potentiellen Dichte $\bar{\rho}_{pot}(z)$ bestimmt, das auch zur Bestimmung der Tiefe z_{HSS} der Hauptsprungschicht dient, vergl. Abschnitt 5.1.2. Für die simulierten Datenfelder liegt der maximale Gradient dieser Profile in der Halokline. Ihre Tiefe z_{HK} ist daher mit der Tiefe z_{HSS} der Hauptsprungschicht identisch, da auch die Gradienten auf dieselbe Weise bestimmt werden wie bei der Bestimmung von z_{HSS} , vergl. Abschnitt 5.2.3. Die einzige Ausnahme bil-

det die Sommersituation im EGB, in der eine ausgeprägte Thermokline ausgebildet ist. Für den entsprechenden Datensatz wird die Salzgehaltssprungschicht wie bei den MESODYN Datensätzen aus dem mittleren Profil des Salzgehaltes bestimmt.

Außerdem wird die Hintergrundströmung $\rho_{bg} = \bar{\rho}_{pot}(z)$ bei der Berechnung der Energiedichten E_{mix} für die simulierten Datenfelder wegen der tiefenabhängigen vertikalen Auflösung des Modells volumengewichtet über den Tiefenbereich der Sprungschicht gemittelt.

In Abbildung 5.20 ist analog zu Abbildung 5.9 der Mittelwert $\langle APE/V \rangle$ der mittleren Energiedichten APE_i/V_i der gefundenen Beddies für die acht simulierten Massenfelder jeweils gegen die mittlere Energiedichte E_{mix} aufgetragen, die zum Durchmischen der Salzgehaltssprungschicht im entsprechenden Massengebiet erforderlich ist. Die Fehlerbalken markieren dabei jeweils den Bereich, in dem die Energiedichten APE_i/V_i der Strukturen liegen, die zu den einzelnen Mittelwerten beitragen. Die Standardabweichung der Mittelwerte $\langle APE/V \rangle$ für die einzelnen Massengebiete beträgt im Mittel $3,2 \text{ J/m}^3$.

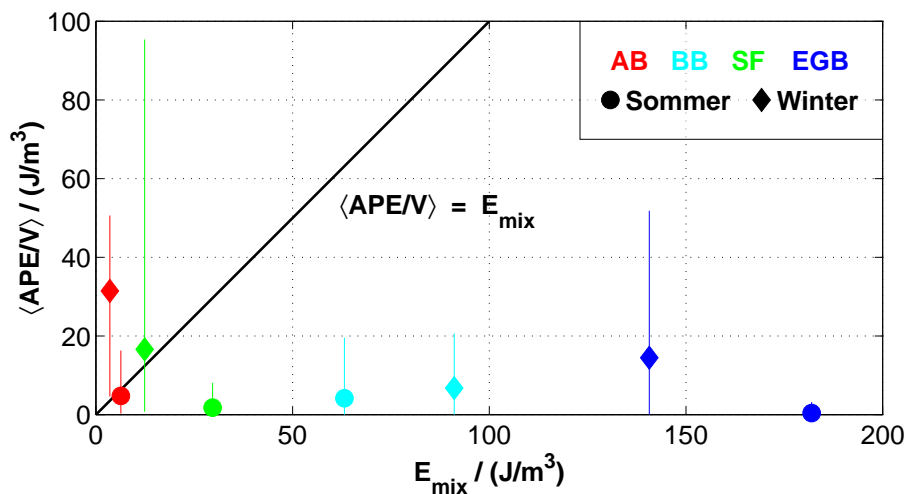


Abbildung 5.20: Mittlere Dichte der verfügbaren potentiellen Energie $\langle APE/V \rangle$ der gefundenen Beddies in Abhängigkeit von der Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen der Halokline erforderlich ist, für die simulierten Massengebiete. Die Fehlerbalken deuten den Bereich an, in dem die gemittelten Energiedichten liegen.

Die Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen der Halokline erforderlich ist, nimmt mit der Tiefe der Becken zu. Dabei ist sie im GB mehr als zehnmal so groß wie im AB. Dadurch werden nur im AB und in der SF Strukturen gefunden, deren mittlere Energiedichte APE_i/V_i zum Durchmischen der Sprungschicht ausreicht. Sie befinden sich in den meisten Fällen unterhalb der Sprungschicht.

Im AB ist die mittlere Energiedichte APE_i/V_i von jedem Beddy in der Wintersituation größer als E_{mix} . Auch in der SF besitzt der Mittelwert $\langle APE/V \rangle$ in der Wintersituation einen größeren Wert als die zugehörige Energiedichte E_{mix} . Der Anteil der Beddies mit einer ausreichenden Energiedichte APE_i/V_i zum Durchmischen der Sprungschicht liegt dort bei 40 %, bei der Sommersituation im AB bei 20 %.

Das Volumen V_{mix} , das mit Hilfe der Summe $\sum APE_i$ der verfügbaren potentiellen Energien aller Strukturen mit ausreichender Energiedichte $APE_i/V_i \geq E_{mix}$ in den einzelnen Massenfeldern durchmischt werden kann, ergibt sich aus Gleichung 5.4. Da nur in drei der acht Massenfelder solche Strukturen zu finden sind, ist der Anteil V_{mix}/V_{HK} dieses Volumens am Gesamtvolumen V_{HK} des betrachteten Wasserkörpers im ermittelten Tiefenbereich der Halokline nur in diesen drei Fällen von null verschieden. Dabei wird der Wert von 20 % nicht überschritten. Das Verhältnis $\langle APE/V \rangle/E_{mix}$ ist in diesen Fällen größer als ein Drittel, für die übrigen fünf Massenfelder ist es mit Werten nahe null kleiner als dieser Wert. Die Unsicherheit der Verhältnisse $\langle APE/V \rangle/E_{mix}$ für die einzelnen Massenfelder beträgt dabei im Mittel 0,3.

Äußerer Antrieb

Im Modell ist der äußere Antrieb in Form von der Windschubspannung aus einem meteorologischen Modell integriert, siehe Abschnitt 3.2. Nach Gleichung 5.8 kann die Vertikalkomponente $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ der Rotation der Windschubspannung direkt oder indirekt Massenfeldanomalien generieren. Zur Untersuchung des Einflusses von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ auf die in den simulierten Massenfeldern enthaltenen Strukturen wird zu jedem der acht simulierten Datenfelder ein mittleres $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ berechnet. Dazu werden jeweils die vier Tagesmittelwerte der Windschubspannung τ aus dem Modell an den Stützstellen in den vier Ecken der einzelnen betrachteten Gebiete verwendet.

In Abbildung 5.21 ist die Summe $\sum APE_i$ der verfügbaren potentiellen Energie aller gefundenen Beddies normiert auf das Volumen des untersuchten Wasserkörpers V_B für die acht simulierten Massenfelder jeweils gegen den Mittelwert $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ aufgetragen.

Eine direkte Beziehung zwischen den dargestellten Größen ist hier wie in der analogen Abbildung 5.11 für die MESODYN Massenfelder nicht festzustellen. Dabei sind die Werte von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ im Modell eine Größenordnung höher als die Werte, die für die MESODYN Kampagnen bestimmt wurden. Auch bei den anderen in diesem Kapitel untersuchten integralen Eigenschaften der simulierten Massenfelder in bezug auf die darin enthaltenen Strukturen ergibt sich kein direkter Zusammenhang mit dem äußeren Antrieb in Form von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$.

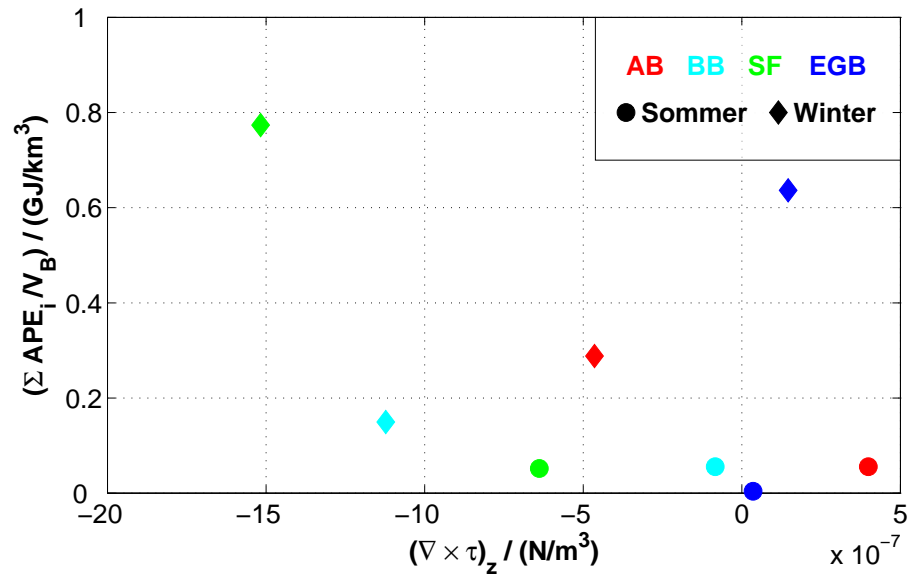


Abbildung 5.21: Gesamte verfügbare potentielle Energie $\sum APE_i$ der gefundenen Beddies normiert auf das Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers in Abhängigkeit vom Mittelwert der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ für die simulierten Massenfelder.

6 Diskussion

Die vermessenen und die simulierten Datenfelder wurden in Kapitel 4.2.2 durch integrale Eigenschaften in bezug auf die darin enthaltenen Strukturen beschrieben. Die Kenntnis dieser Eigenschaften soll Aussagen über eine mögliche Beeinflussung beckenweiter Eigenschaften durch mesoskale Strukturen vorbereiten. Die Eigenschaften einzelner Beddies wurden dabei nicht speziell untersucht. Sie liefern lediglich einen Beitrag zu den integralen Eigenschaften der Massenfelder. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse aus Kapitel 4.2.2 diskutiert.

6.1 Feldkampagnen

In einigen MESODYN Datenfeldern sind Abweichungen der isobarisch mittleren Profile von potentieller Dichte, potentieller Temperatur und Salzgehalt gegenüber den klimatologischen Profilen festzustellen, siehe Anhang A und Tabelle A.1. In der folgenden Diskussion wird jedoch davon ausgegangen, daß diese Abweichungen keinen wesentlichen Einfluß auf die Ergebnisse aus Abschnitt 5.1 haben. Die Rechtfertigung dafür liegt darin, daß die Abweichungen in allen Fällen im Vergleich zur zwischenjährlichen Variabilität der einzelnen klimatologischen Profile als geringfügig angesehen werden können. Außerdem entspricht die *Form* der mittleren Profile in allen MESODYN Datenfeldern der typischen Form in den zugehörigen klimatologischen Profilen. Dadurch unterliegen die Ergebnisse in jedem Fall dem Einfluß der saisonalen Schichtungssituation. Der Einfluß der Abweichungen kann sich dagegen nur schwach auswirken und wird daher im folgenden nicht weiter berücksichtigt.

Die ermittelten **mittleren Dicken** $\langle d \rangle$ mit Werten um 20 m sind in guter Übereinstimmung mit Angaben zu einzelnen Wirbelstrukturen, die in der Ostsee beobachtet wurden, ELKEN ET AL. (1988). Die mittleren horizontalen Skalen in Form der **mittleren Querschnittsfläche** $\langle A \rangle$ aller Strukturen in den einzelnen Massenfeldern sind dagegen kleiner als die der meisten einzeln beobachteten Massenfeldanomalien. Werden die mittleren Querschnittsflächen in Kreisradien umgerechnet, ergeben sich Werte zwischen 4 km und 5 km . Für die Einzelbeobachtungen werden dagegen häufig Werte im Bereich von 10 km angegeben, AITSAM ET AL. (1984), STURM ET AL. (1988), ELKEN (1996). Zyklonale Wirbelstrukturen in der Halokline des EGB können im Einzelfall aber auch Radien von etwa 3 km und kleiner besitzen, ZHURBAS UND PAKA (1997).

Hier wurden allerdings Mittelwerte mit Einzelmessungen verglichen. Die Differenz zu den größeren Radien bei den Einzelbeobachtungen bleibt jedoch auch dann signifikant, wenn die Streuung der Einzelmessungen um die Mittelwerte berücksichtigt wird. Die Standardabweichung der Einzelmessungen der Querschnittsflächen in den verschiedenen Massenfeldern beträgt dabei im Mittel $37,9\text{ km}^2$.

Die Unterschiede zwischen den hier ermittelten und den an anderer Stelle angegebenen horizontalen Skalen können nicht durch unterschiedliche Schichtungssituationen oder Beobachtungsgebiete erklärt werden, da die mittleren horizontalen Skalen für alle untersuchten Massenfelder nach Abbildung 5.8 im Bereich von $4,5\text{ km}$ liegen. Sie lassen sich zum einen

auf die unterschiedlichen horizontalen Auflösungen der Messungen in den anderen Experimenten zurückführen, die entsprechend der Maßgaben und speziellen Zielstellungen der Experimente gewählt wurden. Zum anderen können sie aus den unterschiedlichen Definitionen der lateralen Grenzen der beobachteten Strukturen resultieren. Außerdem ist bei den Angaben zur räumlichen Ausdehnung einzelner Beddies auch die Auswahl besonders ausgeprägter Strukturen für ihre Beschreibung von Bedeutung.

Die räumlichen Skalen der Strukturen und ihre Anzahl sind **beckenabhängig**. So nimmt das **mittlere Volumen** $\langle V \rangle$ aller Beddies in den einzelnen Massensektoren, wie auch ihre **Anzahl** n_{ges} und ihr **Gesamtvolumen** $\sum V_i$, unabhängig von der Schichtungssituation mit dem Volumen V_B des untersuchten Wasserkörpers zu. V_B ist hierbei ein Maß für das Beckenvolumen in den verschiedenen Untersuchungsgebieten. Während $\sum V_i$ dabei proportional zu V_B zunimmt, ergeben sich bei $\langle V \rangle$ und n_{ges} bessere Anpassungen für Proportionalitäten zu $\sqrt{V_B}$.

In jedem untersuchten Massensektor sind diese drei Größen direkt miteinander verknüpft. Dabei gilt :

$$\sum V_i = n_{ges} \cdot \langle V \rangle \quad (6.1)$$

Die gefundenen Proportionalitäten $\sum V_i = c_2 \cdot V_B$ und $n_{ges} = c_{1b} \cdot \sqrt{V_B}$ bzw. $\langle V \rangle = c_{3b} \cdot \sqrt{V_B}$ sind damit konsistent, da sich damit auf beiden Seiten von Gleichung 6.1 dieselbe Abhängigkeit von V_B ergibt. Auch die ermittelten Proportionalitätskonstanten erfüllen den daraus für sie resultierenden Zusammenhang. Wird die Proportionalitätskonstante c_2 aus den beiden anderen berechnet, ergibt sich $\tilde{c}_2 = c_{1b} \cdot c_{3b} = 1,004 \text{ km}^{-3/2} \cdot 0,12 \text{ km}^{3/2} = 0,12$. Die aus der Anpassung der Ausgleichsgeraden direkt ermittelte Proportionalitätskonstante $c_2 = 0,12$ stimmt mit diesem Wert überein.

Nach diesen Ergebnissen besitzt der **Volumenanteil** $\sum V_i/V_B$ der isolierten mesoskaligen Strukturen in allen betrachteten Gebieten unabhängig von der Schichtungssituation immer denselben Wert. Sie nehmen immer einen festen Anteil von etwa 12 % des gesamten Beckenvolumens ein. Dieser Wert bleibt dabei von den kleineren zu den größeren Becken dadurch konstant, daß sowohl die Anzahl n_{ges} der Strukturen als auch ihr mittleres Volumen $\langle V \rangle$ zunehmen. Die Zunahme von n_{ges} mit V_B wird dabei aufgrund des konstanten Volumenanteils $\sum V_i/V_B$ durch die Zunahme von $\langle V \rangle$ mit V_B über die gemeinsame Verknüpfung dieser Größen nach Gleichung 6.1 limitiert. D.h. n_{ges} kann nicht proportional mit V_B zunehmen, wie es einer konstanten Anzahl von Strukturen pro Volumeneinheit entspräche. Stattdessen ist der Anstieg von n_{ges} schwächer, wobei die Zunahme von $\langle V \rangle$ genau soweit ausgeglichen wird, daß der Volumenanteil der Strukturen in V_B konstant bleibt. Dies entspricht einer Abnahme der Anzahl von Strukturen pro Volumeneinheit mit steigendem Volumen V_B . Anschaulich bedeutet das, daß es umso weniger Strukturen pro Volumeneinheit geben kann, je größer das Volumen der Strukturen im Mittel ist.

Die größten Unterschiede der Volumina V_B bestehen zwischen den einzelnen Untersuchungsgebieten. Für die verschiedenen Massensektoren aus einem Gebiet sind sie dagegen für alle Gebiete klein. Daher ist die Zunahme des mittleren Volumens $\langle V \rangle$ mit dem Volumen V_B auf Unterschiede zwischen den einzelnen Untersuchungsgebieten zurückzuführen. Für die

einzelnen Becken ist $\langle V \rangle$ dagegen als konstant anzusehen. Da die meisten Strukturen in den einzelnen Massenfeldern immer im Bereich der Schicht mit dem größten vertikalen Dichtegradienten gefunden werden, kann die Zunahme des mittleren Volumens z.B. mit der Dicke dieser Schicht in Verbindung gebracht werden.

In den meisten Fällen handelt es sich bei dieser Schicht um die Halokline. Aber auch in den Massenfeldern, in denen der größte vertikale Dichtegradient in der saisonalen Thermokline zu finden ist, befindet sich im Bereich der Halokline ein großer Anteil der Strukturen. In derselben Reihenfolge der Becken, in der das Volumen V_B zunimmt, nimmt auch die Dicke der Halokline zu, vergl. Anhang A. Daher kann die Zunahme des mittleren Volumens $\langle V \rangle$ mit dem Volumen V_B durch die Annahme erklärt werden, daß sich jeweils ein großer Anteil der Strukturen in der Halokline befindet und dieselbe vertikale Ausdehnung wie diese besitzt, wie es z.B. auch bei der in ZHURBAS UND PAKA (1997) beschriebenen zyklonalen Wirbelstruktur der Fall ist.

Diese Annahme wird zusätzlich durch den linearen Zusammenhang zwischen dem mittleren Volumen $\langle V \rangle$ und der mittleren Dicke $\langle d \rangle$ unterstützt, da die Proportionalität zwischen diesen beiden Größen auch eine Zunahme der mittleren Dicke $\langle d \rangle$ mit dem Volumen V_B impliziert. Dabei ist auch von Bedeutung, daß die mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ aller Strukturen in den einzelnen Massenfeldern nur in einem kleinen Bereich variiert, so daß sie als nahezu konstant angesehen werden kann.

In Kreisradien umgerechnet liegen die Werte etwa zwischen 4 km und 5 km. Damit sind sie in guter Übereinstimmung mit den baroklinen Rossby-Radien, die in FENNEL ET AL. (1991) für einzelne Gebiete der Ostsee angegeben werden. Außerdem ist die mittlere Querschnittsfläche der Beddies in allen Massenfeldern größer als die horizontale Einheitsfläche A_E zu den einzelnen Datenpunkten. Damit ist sie immer größer als das Minimum, das die Mustererkennung zuläßt, siehe Abschnitt 4.2.1. Ein künstlicher Effekt durch den verwendeten Mustererkennungsalgorithmus, der zu der nahezu konstanten mittleren Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ in allen Massenfeldern führt, kann dadurch ausgeschlossen werden. Darüber hinaus ist die mittlere Querschnittsfläche $\langle A \rangle$ in allen Fällen größer als die doppelte Einheitsfläche A_E , die nach dem Abtasttheorem die Nachweisgrenze für Flächen darstellt.

Die Dynamik der Entstehungsprozesse der gefundenen Strukturen kann anhand der vermessenen synoptischen Datenfelder nicht direkt untersucht werden, da sie keine Information über den zeitlichen Ablauf der Erzeugung von den untersuchten Massenfeldanomalien enthalten. Dasselbe gilt für die Zerfallsmechanismen der Strukturen. Allerdings liefern die Ergebnisse dieser Arbeit für die Diskussion verschiedener Erzeugungs- und Zerfallsprozesse Kriterien, die sie bzw. eine Kombination aus ihnen notwendig erfüllen müssen.

So müssen die Erzeugungs- und Zerfallsmechanismen zunächst den konstanten Volumenanteil aller Strukturen in den untersuchten Wasserkörpern erklären, der unabhängig vom Untersuchungsgebiet und der vorliegenden saisonalen Schichtungssituation einen Wert von 0,12 besitzt. Hierbei sind neben den Volumina der erzeugten Strukturen vor allem die Entstehungs- und Zerfallsraten der Strukturen bei den betrachteten Prozessen von Bedeutung.

Daneben sollte aber auch die räumliche Verteilung der Strukturen aus den betrachteten Prozessen folgen. Unter der Annahme, daß die Beddies keinen vertikalen Translationsbewegungen unterliegen, deutet die **vertikale Verteilung** der Strukturen dabei vor allem auf Prozesse in den Sprungschichten hin, wo sich in jedem Massenfeld ein großer Teil der Beddies befindet. Dort können isolierte Massenfeldanomalien z.B. über barokline Instabilitäten erzeugt werden. Eine notwendige Voraussetzung dafür ist ein Vorzeichenwechsel des horizontalen isopyknischen Gradienten der isopyknischen potentiellen Vortizität IPV in vertikaler Richtung, PEDLOSKY (1987). Diese Bedingung ist bevorzugt in Sprungschichten erfüllt, STRASS ET AL. (1992). Die isopyknische potentielle Vortizität IPV wird definiert durch :

$$IPV = (f + \zeta) \frac{N^2}{g} \quad (6.2)$$

Hier ist f der Coriolis-Parameter aus Gleichung 4.3, ζ die relative Vortizität aus Gleichung 5.8 und N die Brunt-Väisälä-Frequenz :

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \quad (6.3)$$

Die z-Achse ist hier der Erdbeschleunigung g entgegengerichtet.

Die Lage der Fronten mit baroklinen Instabilitäten bestimmt bei einem solchen Mechanismus die Entstehungsorte der isolierten Massenfeldanomalien. In den einzelnen Becken werden mittlere zyklonale Strömungen entlang des Beckenrandes vermutet, EMELYANOV UND A. (1999), LEHMANN UND HINRICHSEN (2000b), LEHMANN UND HINRICHSEN (2000a). Im EGB wurde eine derartige Strömung über einen Zeitraum von einem Jahr direkt beobachtet, HAGEN UND FEISTEL (2001). Mit solchen Strömungen ist eine Aufwölbung der Dichteflächen im Zentrum des Beckens verbunden. Auf diese Weise existieren neben den ringförmigen Scherungsfronten auch horizontale Dichtegradienten zwischen dem Beckenrand und dem Beckenzentrum. Dadurch ist eine gleichmäßige Erzeugung von isolierten Strukturen in allen vier Quadranten der einzelnen Becken wahrscheinlich. Unter der naheliegenden Annahme, daß auch die Zerfallsrate der Beddies in allen Quadranten gleich ist und im Mittel eine divergenzfreie Drift der Strukturen vorliegt, folgt daraus in den einzelnen Becken eine gleichmäßige Verteilung der Beddies auf die vier Quadranten. Eine solche Verteilung ist mit den beobachteten horizontalen Verteilungen konsistent.

Aber auch Erzeugungsprozesse mit lokal variierenden Erzeugungsraten stehen nicht zwangsläufig mit einer gleichmäßigen **horizontalen Verteilung** der Strukturen im Widerspruch. Bei geeigneten Zerfallsraten in Kombination mit einem entsprechenden Verdriften der Strukturen kann auch in solchen Fällen eine gleichmäßige horizontale Verteilung folgen. Aus den Erzeugungsraten solcher Prozesse ergibt sich also insbesondere immer eine Bedingung an die Driftgeschwindigkeiten der Beddies, die zusammen mit den Zerfallsraten eine gleichmäßige horizontale Verteilung der Strukturen erzwingt.

Erzeugungsprozesse mit bevorzugten Entstehungsorten isolierter Strukturen sind vor allem im Zusammenhang mit dem Einstrom von Tiefenwasser in die Becken wahrscheinlich. Dabei sind die Bathymetrie und der äußere Antrieb des Wasserkörpers von besonderer Bedeutung. So kann z.B. ein gepulster Eintrag von Tiefenwasser in die einzelnen Becken

ausgelöst werden, durch den isolierte Massenfeldanomalien generiert werden können, NOF (1991). Ein gepulster Einstrom von Tiefenwasser zusammen mit anschließender geostrophischer Anpassung wurde z.B. von ELKEN (1996) und ZHURBAS UND PAKA (1997) für die dort beschriebenen Wirbelstrukturen innerhalb der tiefen Becken als Erzeugungsmechanismus vorgeschlagen. Ein Einfluß des äußeren Antriebs ist hier nicht auszuschließen, obwohl z.B. zwischen der gesamten verfügbaren potentiellen Energie $\sum APE_i$ aller Strukturen in den einzelnen Massenfeldern und der Vertikalkomponente $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ der Rotation der Windschubspannung kein lineares Antwortverhalten festzustellen ist. Die Anregung von Seiches durch den äußeren Antrieb oder andere nicht-lineare Prozesse können hier auch indirekt zu einem gepulsten Einstrom führen, SAMUELSSON UND STIGEBRANDT (1996).

Die Bedeutung von intrusiven Linsen und Wirbelstrukturen für die vertikale Vermischung und Ventilation des Tiefenwassers wurde von ELKEN ET AL. (1988), ELKEN (1996) und ZHURBAS UND PAKA (1997) hervorgehoben. Sie wird hier dadurch untermauert, daß in den meisten Massenfeldern Strukturen gefunden werden, deren Energiedichte APE_i/V_i an verfügbarer potentieller Energie zum **Durchmischen der Halokline** ausreicht. Außerdem befinden sich diese Strukturen mit wenigen Ausnahmen immer in der Halokline. Auch ohne ihre kinetische Energie können sie die Schichtung in der Halokline häufig in einem großen Volumenanteil von über 20 % auflösen. Dadurch könnten sie einen wesentlichen Einfluß auf die Verweilzeiten des Tiefenwassers in den Becken haben. Eine derartige Vermischung ist vor allem in der SF möglich. Ihr wird neben den Dänischen Straßen und dem AB bei der Vermengung von einströmendem salzreichen Tiefenwasser mit salzärmerem Oberflächenwasser ein wesentlicher Beitrag zugesprochen, KÖUTS UND OMSTEDT (1993).

Während die mittleren räumlichen Skalen der Strukturen nicht von der **saisonalen** Schichtungssituation abhängen, ist die Existenz von Strukturen mit ausreichender Energiedichte APE_i/V_i zum Durchmischen der Halokline bei winterlichen Schichtungssituationen etwas häufiger als bei sommerlichen. Im Sommer wird der Dichtegradient in der Halokline durch Diffusionsprozesse abgeschwächt. Durch Konvektion wird er im Winter verstärkt, NEHRING UND FRANCKE (1981). Dadurch nimmt die Dicke der Halokline nach der in Abschnitt 5.1.5 verwendeten Definition in Sommer nach oben geringfügig zu. Auf die vertikalen Skalen der Strukturen in der Halokline hat dies keinen wesentlichen Einfluß. Die Energiedichte E_{mix} , die zum Durchmischen der Halokline erforderlich ist, nimmt dagegen mit der Dicke der Halokline trotz der abgeschwächten Dichtegradienten zu, so daß sie im Sommer größer ist als im Winter. Für die mittlere Energiedichte an verfügbarer potentieller Energie ist es umgekehrt. Sie ist aufgrund der größeren vertikalen Dichtegradienten im Winter größer. Durch diese beiden Effekte kann ein höheres Durchmischungsvermögen im Winter erklärt werden. Durch die vergleichsweise große Dicke der Halokline im EGB und die damit verbundene, relativ hohe Energiedichte E_{mix} zum Durchmischen der Halokline kann das kleine Durchmischungsvermögen im EGB in analoger Weise erklärt werden.

Aus denselben Gründen ist unter den Massenfeldern, in denen von den Strukturen mit ausreichender Energiedichte APE_i/V_i ein nennenswerter Volumenanteil V_{mix}/V_{HK} der Halokline durchmischt werden kann, zum einen keines aus dem EGB zu finden. Zum anderen handelt es sich bei diesen Massenfeldern überwiegend um Datenfelder mit winterlicher Schichtungs-

situation. Die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ aller Beddies in den einzelnen Datenfeldern ist auch in diesen Datenfeldern in keinem Fall größer als die erforderliche Energiedichte E_{mix} . Daraus folgt insbesondere, daß niemals alle Strukturen in einem Massenfeld die erforderliche Energiedichte E_{mix} besitzen. Stattdessen liegt die Energiedichte APE_i/V_i in einem entsprechend großen Anteil der Strukturen immer unterhalb von E_{mix} . Das kann damit erklärt werden, daß sich nicht alle Strukturen innerhalb einer Sprungschicht befinden und für Beddies mit vergleichbarer Größe außerhalb einer Schicht mit großem vertikalen Dichtegradienten eine kleinere verfügbare potentielle Energie erwartet werden kann als für Strukturen innerhalb einer solchen Schicht. Daher befinden sich die Beddies mit ausreichender Energiedichte APE_i/V_i , die zu V_{mix} beitragen, immer im Bereich der Halokline und nur in wenigen Ausnahmen kurz oberhalb davon oder in der Thermokline.

Die Beobachtungen ergeben, daß ein nennenswerter Volumenanteil V_{mix}/V_{HK} der Halokline durchmischt werden kann, sobald die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ aller Beddies in den einzelnen Datenfeldern ein Drittel der erforderlichen Energiedichte E_{mix} übersteigt. Das deutet auf ähnliche Verteilungen der auf E_{mix} normierten Energiedichten APE_i/V_i der Strukturen in den verschiedenen Massenfeldern hin. Solche ähnlichen Verteilungen in allen Massenfeldern wiederum legen einen engen Zusammenhang zwischen E_{mix} und dem Erzeugungsmechanismus der Strukturen nahe. Dabei könnte auch die aus den beteiligten Erzeugungsprozessen resultierende vertikale Verteilung der Strukturen von entscheidender Bedeutung sein. Der Grund hierfür ist die zu erwartende verfügbare potentielle Energie einzelner Beddies, die über die vertikalen Gradienten der Dichte wesentlich von ihrer Lage relativ zu den Sprungschichten abhängt.

Neben der Ventilation der Halokline mit **Sauerstoff** aus der Umgebung durch vertikale Vermischung scheint auch eine direkte Belüftung der Halokline durch den Sauerstoff in den Strukturen möglich. So ist z.B. die größte volumengewichtete Sauerstoffgehaltsanomalie aller Beddies in verschiedenen Tiefenbereichen häufig im Bereich der Halokline zu finden. Die Sauerstoffgehaltsanomalie in einzelnen Beddies kann jedoch sowohl positiv als auch negativ sein. Die volumengewichtete mittlere Sauerstoffgehaltsanomalie aller Strukturen in den Massenfeldern ist innerhalb der Meßgenauigkeit immer null. Der Beitrag zur Belüftung der Halokline durch die Strukturen kann lokal von Bedeutung sein, ist dabei aber immer von den Rahmenbedingungen abhängig, die sich seit dem letzten vorangegangenen Salzwasser-einbruch eingestellt haben.

Der Sauerstoffgehalt innerhalb der Strukturen ist wiederum eng mit ihrem Erzeugungsmechanismus verbunden. Über seine Herkunft kann daher keine direkte Aussage getroffen werden. Ein im Vergleich mit der Umgebung erhöhter Sauerstoffgehalt innerhalb der Strukturen liefert jedoch einen Hinweis auf eine Erzeugung der Beddies aus vergleichsweise sauerstoffreichen Wassermassen, wie sie etwa in einströmendem Tiefenwasser vorhanden sein können. Das Auftreten von sowohl positiven als auch negativen Sauerstoffgehaltsanomalien einzelner Beddies deutet dagegen auf Prozesse in einer Sauerstoffgehaltssprungschicht hin, wie sie häufig in der Halokline zu finden ist.

6.2 Simulationen

In den simulierten Zeitraum fallen drei MESODYN Kampagnen. Der direkte Vergleich von Eigenschaften der entsprechenden Datenfelder, die in bezug auf die durchgeführten Untersuchungen grundlegend sind, offenbart einige quantitative Unterschiede. So ist etwa die Anzahl der Strukturen normiert auf das Volumen des untersuchten Wasserkörpers in den simulierten Massenfeldern generell kleiner als in den gemessenen. Daneben wurden acht simulierte Datenfelder untersucht, die für jedes der vier Untersuchungsgebiete jeweils eine Sommer- und eine Wintersituation umfassen. Die gefundenen quantitativen Abweichungen sind bei indirekten Vergleichen auch in diesen acht Datenfeldern zu finden. Trotz dieser Unterschiede ist es nicht ausgeschlossen, daß die dominierenden Prozesse durch das Modell beschrieben werden, so daß die Zusammenhänge zwischen verschiedenen integralen Eigenschaften der Datenfelder qualitativ richtig wiedergegeben werden können. Tatsächlich liefert die qualitative Untersuchung solcher Beziehungen teilweise Übereinstimmungen mit den Ergebnissen aus den MESODYN Datenfeldern. Daher scheint das Modell die wesentlichen Prozesse grundsätzlich zu erfassen.

Die Beziehungen zwischen den mittleren Skalen der Strukturen werden trotz einiger saisonaler Unterschiede zu großen Teilen in den simulierten Datenfeldern widergespiegelt. Allerdings enthalten die simulierten Datenfelder nur etwa halb so viele Beddies wie die gemessenen Datenfelder. Daher ist auch ihr Volumenanteil in den untersuchten Wasserkörpern nur etwa halb so groß. Ihre geringeren mittleren Dicken werden dabei durch eine größere mittlere Querschnittsfläche teilweise ausgeglichen. Die mittleren Volumina der Beddies sind damit in den simulierten Datenfeldern kleiner.

Die Ursache für die größeren Querschnittsflächen liegt in der geringeren horizontalen Auflösung im Modell. Da die Mustererkennung auf Basis der Datenpunkte arbeitet, entspricht der kleinste damit auflösbare Flächenunterschied jeweils der Einheitsfläche A_E , die jedem Datenpunkt bei Flächenberechnungen zugeordnet wird. Der Unterschied zwischen den mittleren Querschnittsflächen in den gemessenen und den simulierten Datenfeldern ist kleiner als die Einheitsfläche A_E und daher eine Folge der Auflösbarkeit von Flächen in den Datenfeldern.

Die kleineren Dicken im Modell können dagegen keine analoge Folge der Auflösbarkeit von vertikalen Strecken sein, da die Unterschiede größer sind als die entsprechenden vertikalen Einheitsstrecken d_E . Sie können daher nur auf eine geringere vertikale Kohärenz in den simulierten Datensätzen zurückzuführen sein.

Die horizontale Verteilung der Strukturen ist in den simulierten Datenfeldern wie in den gemessenen in den meisten Fällen mit einer gleichmäßigen Verteilung konsistent. In den vertikalen Verteilungen der Beddies treten dagegen Unterschiede zwischen den gemessenen und den simulierten Datensätzen auf. So liegt der Tiefenbereich mit den meisten Beddies in den gemessenen Datensätzen immer im Bereich der Hauptsprungschicht, die hier über die Tiefe des größten vertikalen Dichtegradienten definiert wird, oder darüber. In den simulierten Datensätzen befinden sich die meisten Beddies im Gegensatz dazu immer in der Hauptsprungschicht oder darunter. Im wesentlichen stimmt die Tiefe der Hauptsprungschicht im

Modell dabei mit den Werten aus dem entsprechenden Gebiet bei derselben Schichtungssituation in den gemessenen Datenfeldern überein. Der Grund für die Abweichungen in den vertikalen Verteilungen liegt also darin, daß sich die meisten Strukturen in den simulierten Datensätzen in einer größeren Tiefe finden als in den gemessenen. Die Ursache hierfür kann in unterschiedlichen Erzeugungsmechanismen liegen. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, daß dieselben Produktionsmechanismen wie in den gemessenen Datenfeldern die Strukturen im Modell in größeren Tiefen erzeugen. Ein Grund dafür können z.B. die vertikalen Dichtegradienten sein, die im Vergleich zu den gemessenen Datensätzen im Modell relativ schwach ausgeprägte Sprungschichten zeigen, was eine solche Verschiebung zur Folge haben könnte, vergl. Abschnitt 6.1.

In den simulierten Datensätzen finden sich nur wenige Strukturen, deren Energiedichte APE_i/V_i an verfügbarer potentieller Energie zum Durchmischen der Halokline ausreicht. Das ist zum einen auf die schwach ausgeprägten vertikalen Dichtegradienten zurückzuführen, die im Vergleich zu den gemessenen Datenfeldern zu großen Energiedichten E_{mix} führen, die zum Durchmischen der Halokline erforderlich sind. Im Vergleich zu den gemessenen Datenfeldern haben zum anderen die kleinen Dicken der Beddies in den simulierten Datenfeldern zur Folge, daß ihre Energiedichten APE_i/V_i nicht die erforderlichen Werte erreichen. Da die verfügbare potentielle Energie in den einzelnen Beddies mit ihrer Dicke stärker zunimmt als ihr Volumen, muß ihre Dicke dazu einen Grenzwert überschreiten. Die Ergebnisse aus den gemessenen Datenfeldern zeigen, daß dieser Grenzwert in der Größenordnung der vertikalen Ausdehnung der Halokline liegen muß. Der Effekt zu kleiner Dicken der Beddies auf ihre Energiedichten APE_i/V_i wird hier also durch die großen Dicken der Halokline in den simulierten Daten zusätzlich unterstützt.

Das Auftreten von Strukturen mit ausreichender Energiedichte APE_i/V_i zum Durchmischen der Halokline ist auf vergleichsweise niedrige Werte der dazu erforderlichen Energiedichte E_{mix} zurückzuführen. Der Volumenanteil der Halokline, in dem die Schichtung mit Hilfe der verfügbaren potentiellen Energie der Beddies mit ausreichender Energiedichte aufgelöst werden kann, ist dabei mit Werten um 20 % mit den Ergebnissen für die gemessenen Datenfelder vergleichbar. In diesen Fällen überschreitet die mittlere Energiedichte $\langle APE/V \rangle$ aller Strukturen im entsprechenden Massenfeld außerdem immer den Grenzwert von einem Drittel der zum Durchmischen der Halokline erforderlichen Energiedichte E_{mix} . Derselbe Grenzwert wurde auch für die gemessenen Datenfelder gefunden. Nach der Diskussion in Abschnitt 6.1 ist er eng mit den Erzeugungsmechanismen der Strukturen verbunden. Daher kann er hier als Hinweis darauf gewertet werden, daß die wesentlichen Erzeugungsprozesse der Strukturen im Modell richtig beschrieben werden. Darüber hinaus ist in den modellierten Datensätzen wie in den gemessenen kein direkter Einfluß des äußeren Antriebs in Form von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ auf die insgesamt in den Beddies enthaltene verfügbare potentielle Energie $\sum APE_i$ zu erkennen. Da eine Dominanz entsprechender Erzeugungsmechanismen im Modell auf diese Weise ausgeschlossen werden kann, wird der Hinweis auf eine richtige Beschreibung der Erzeugungsprozesse dadurch untermauert.

Insgesamt folgt aus dem Vergleich der modellierten Datensätze mit den gemessenen, daß einige integrale Eigenschaften der simulierten Massenfelder in bezug auf die enthaltenen Strukturen wesentliche Abweichungen gegenüber den gemessenen Datenfeldern aufweisen. Die qualitative Übereinstimmung von Zusammenhängen zwischen solchen Eigenschaften deutet jedoch darauf hin, daß die relevanten Prozesse zur Erzeugung von Strukturen im Modell erfaßt sind. Die Unterschiede bei den integralen Eigenschaften sind vor allem auf die zu geringe Anzahl und zu kleine Dicke der Strukturen zurückzuführen. Außerdem sind die vertikalen Dichtegradienten, die im Vergleich zu den gemessenen Datensätzen im Modell nur relativ schwach ausgeprägte Sprungschichten zeigen, hier von entscheidender Bedeutung.

Die mesoskale Aktivität im verwendeten Zirkulationsmodell hängt empfindlich von seiner horizontalen Auflösung ab, BÖNING UND BUDICH (1992). Um bei der Anzahl der Strukturen zu einer besseren Übereinstimmung zu gelangen ist es daher möglicherweise bereits ausreichend die horizontale Auflösung im Modell zu erhöhen. Sie ist hier in den simulierten Datensätzen etwas geringer als in den gemessenen.

Für größere Dicken der Strukturen ist eine höhere vertikale Kohärenz in den simulierten Datenfeldern erforderlich. Andererseits ist eine stärkere vertikale Entkopplung notwendig, um kräftigere vertikale Dichtegradienten und ausgeprägtere Sprungschichten simulieren zu können. Beiden scheinbar widersprüchlichen Forderungen kann vielleicht durch die Verwendung einer nicht konstanten vertikalen Vermischung bei gleichzeitiger Erhöhung der vertikalen Auflösung gerecht geworden werden. Es sei jedoch heraus gestellt, daß mit der verwendeten konstanten vertikalen Vermischung in anderen Anwendungen sehr gute Ergebnisse erzielt wurden. Höhere Auflösungen im Modell, vertikal und horizontal, bedeuten immer einen erheblich erhöhten technischen Aufwand, der je nach Anwendung sorgfältig mit der damit verbundenen Qualitätssteigerung der simulierten Datenfelder abzuwägen ist.

7 Zusammenfassung

Das Ziel dieser Arbeit bestand in der morphologischen Beschreibung mesoskaliger Wirbelstrukturen in den tiefen Becken der Ostsee, die dort einen entscheidenden Einfluß auf die Tiefenwassertransformation haben können. Dazu wurden Datensätze aus dem Arkona-Becken, dem Bornholm-Becken, der Stolper Rinne und dem Östlichen Gotland-Becken ausgewertet. Bei der Beschreibung der Wirbel sollten nicht *einzelne* Beddies in ihren speziellen Eigenschaften beschrieben werden. Stattdessen sollten integrale Eigenschaften *aller* vorhandenen isolierten Strukturen in den einzelnen Becken untersucht werden, um Aussagen über die Bedeutung ihrer Gesamtheit für den Wasserhaushalt zu ermöglichen.

Für diese Untersuchungen wurde ein Verfahren zur objektiven Erkennung der einzelnen isolierten Strukturen in den betrachteten Datenfeldern entwickelt. Dieses Verfahren ordnet jeder gefundenen Struktur eindeutig ein Volumen im Raum zu. Dadurch ermöglicht die Mustererkennung die Berechnung zahlreicher Eigenschaften der einzelnen Strukturen. Daraus wiederum können ihre integralen Eigenschaften z.B. in Form von Verteilungsfunktionen oder Mittelwerten bestimmt werden. Auf diese Weise ist durch die hier entwickelte Mustererkennung erstmals eine objektive Beschreibung der integralen Eigenschaften *aller* Wirbelstrukturen in einem Becken möglich. Zudem ist dieses Verfahren so angelegt, daß dabei auch die Ergebnisse aus den verschiedenen Becken direkt miteinander verglichen werden können.

Ergebnisse

Die Bedeutung der Beddies hängt maßgeblich von ihrer **Anzahl** ab. In den einzelnen Becken wurden im Mittel etwa 20 isolierte Wirbel gefunden. Ihre Anzahl nimmt proportional mit der Wurzel aus dem Beckenvolumen zu. Die Anzahl pro Volumeneinheit nimmt daher mit dem Beckenvolumen ab.

Trotz dieser Abnahme bleibt ihr **Volumenanteil** mit einem Wert von 0,12 nahezu konstant.

Daraus folgt eine Zunahme ihres **mittleren Volumens** mit dem Beckenvolumen. Im Arkona-Becken wurden dafür Werte um $1,5 \text{ km}^3$ ermittelt, die über die Stolper Rinne und das Bornholm-Becken auf Werte von etwa 3 km^3 im Östlichen Gotland-Becken zunehmen. Die Proportionalität zur Wurzel aus dem Beckenvolumen, die aus der Zunahme der Anzahl bei konstantem Volumenanteil folgt, konnte nachgewiesen werden.

Die **mittlere Querschnittsfläche** der Strukturen ist in allen Becken etwa gleich. Sie liegt im Bereich zwischen 50 km^2 und 80 km^2 . Das entspricht Kreisradien zwischen 4 km und 5 km , die in der Größenordnung des baroklinen Rossby-Radius liegen.

Die Zunahme des mittleren Volumens mit dem Beckenvolumen wurde so auf die Zunahme ihrer **mittleren Dicke** zurückgeführt. Sie nimmt vom Arkona-Becken zum Östlichen Gotland-Becken von Werten zwischen 10 m und 15 m auf Werte zwischen 20 m und 25 m zu.

Da die **vertikalen Verteilungen** eine erhöhte Anzahl von Strukturen im Bereich der Halokline aufweisen, wurde die Zunahme der mittleren Dicken der Wirbel mit der entsprechend zunehmenden Dicke der Halokline in Verbindung gebracht. Sie bestimmt die vertikale Ausdehnung der Beddies im Bereich der Halokline. Das vermehrte Auftreten von Strukturen in der Halokline weist auf Erzeugungsmechanismen wie barokline Instabilitäten hin, die mit den dort auftretenden Dichtegradienten zusammenhängen.

Die **horizontalen Verteilungen** sind mit einer gleichmäßigen Verteilung der Beddies innerhalb der Becken konsistent. Daher existiert kein direkter Hinweis auf Erzeugungsprozesse mit bevorzugten Entstehungsorten von Beddies, wie z.B. ein gepulster Einstrom von Tiefenwasser in die Becken. Ohne dynamische Betrachtungen z.B. durch Prozeßstudien anhand von simulierten Daten sind solche Erzeugungsmechanismen jedoch nicht auszuschließen.

Eine lokale **Durchmischung der Halokline** ist aufgrund der Energiedichte der Beddies in vielen Fällen möglich. Mit der gesamten verfügbaren potentiellen Energie der Beddies mit ausreichender Energiedichte kann die Schichtung dabei in einigen Fällen in einem Volumenanteil von etwa 20 % des Volumens der Halokline aufgelöst werden. Dadurch können sie einen Beitrag zur Tiefenwassertransformation leisten.

Die volumengewichtete **mittlere Anomalie des Sauerstoffgehaltes** aller Wirbel ist innerhalb der Meßgenauigkeit immer null. Einzelne Beddies weisen jedoch mittlere Sauerstoffgehaltsanomalien in der Größenordnung von $\pm 1 \text{ ml/l}$ auf. Die Beddies mit mittleren Sauerstoffgehaltsanomalien dieser Größenordnung befinden sich hauptsächlich im Bereich der Halokline. Ein wesentlicher Beitrag zur direkten Belüftung des Tiefenwassers ist durch sie jedoch nicht zu erwarten. Ein Beitrag zur Belüftung des Tiefenwassers durch lokales Durchmischen der Halokline ist dagegen möglich.

Wesentliche **saisonale Abhängigkeiten** der Ergebnisse wurden beim Durchmischungsvermögen der Beddies festgestellt. Ein nennenswerter Volumenanteil der Halokline kann dabei bevorzugt bei winterlicher Schichtungssituation durchmischt werden. Dieses Ergebnis wurde auf den Jahresgang der Schichtung innerhalb der Halokline zurückgeführt. Außerdem kann in den vertikalen Verteilungen der Strukturen bei sommerlichen Schichtungssituationen aufgrund der saisonalen Thermokline eine erhöhte Anzahl von Wirbeln im Bereich der sommerlichen Sprungschicht beobachtet werden.

Die räumlichen Skalen der Strukturen sind **beckenabhängig**. Diese Abhängigkeiten wurden durch Zusammenhänge mit dem Beckenvolumen beschrieben. Auch das Durchmischungsvermögen ist in den verschiedenen Becken unterschiedlich. In der Stolper Rinne ist es am größten und im Östlichen Gotland-Becken am kleinsten. Die Unterschiede wurden den beckenspezifischen Charakteristika der Halokline zugeschrieben.

Es wurde gezeigt, daß die integralen Eigenschaften der Beddies grundsätzlich **im Modell reproduzierbar** sind. Das Modell beschreibt die Zusammenhänge zwischen diesen Eigenschaften qualitativ richtig. Eine auch quantitativ bessere Übereinstimmung scheint durch geringfügige Änderungen leicht möglich. Die Unterschiede sind im wesentlichen durch die schwächer ausgeprägten Sprungschichten zu erklären. Daher ist es wahrscheinlich, daß sie durch die Verwendung eines nichtkonstanten vertikalen Vermischungsschemas und vor allem einer genaueren Anpassung der räumlichen Auflösung an die gemessenen Datensätze minimiert werden können.

Ausblick

In der vorliegenden Arbeit wurden die integralen Eigenschaften *aller* isolierten Strukturen in den einzelnen Datenfeldern untersucht. Für differenziertere Aussagen ist nach der Mustererkennung aber auch die Auswahl bestimmter Klassen aus diesen Strukturen möglich. Für weitere Aussagen über die Bedeutung der Beddies für die Tiefenwassertransformation bieten sich hier z.B. nähere Untersuchungen aller Strukturen an, die sich in der Halokline befinden, oder aller Wirbel, die eine ausreichende Energiedichte zum Durchmischen der Halokline besitzen. Außerdem könnte die Untersuchung der T-S-Eigenschaften der Beddies weitere Aufschlüsse über ihre Herkunft und Entstehungsmechanismen liefern.

Die offenen Fragen nach der Dynamik der Entstehungsprozesse und der Zerfälle sowie nach ihrer Lebensdauer lassen sich anhand von synoptischen Datenfeldern wegen der fehlenden zeitlichen Information nicht beantworten. Da die grundlegenden Zusammenhänge und Prozesse im Modell richtig beschrieben werden, sind Studien der zeitlichen Abläufe dieser Prozesse in simulierten Datensätzen dazu der geeignete Weg. Der überschaubare Aufwand einer Feinjustierung des Modells sollte sich daher unbedingt lohnen und verspricht wichtige und interessante Antworten auf die offenen Fragen.

Literaturverzeichnis

- AITSAM, A. ET AL., 1984: Physical and chemical variability of the Baltic Sea: a joint experiment in the Gotland Basin, *Continental Shelf Research*, **3** (3), 291–310.
- AITSAM, A. und J. ELKEN, 1982: Synoptic scale variability of hydrophysical fields in the Baltic Proper on the basis of CTD measurements, in *Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas*, J. C. J. Nihoul, Hg., Elsevier, Amsterdam, Bd. 34 von *Elsevier Oceanography Series*, S. 433–467.
- ANONYMOUS, 1986: Water balance of the Baltic Sea, in *Baltic Sea Environment Proceedings*, Nr. 16, S. 174 pp.
- BÖNING, C. W. und R. G. BUDICH, 1992: Eddy Dynamics in a Primitive Equation Model: Sensitivity to Horizontal Resolution and Friction, *Journal of Physical Oceanography*, **22**, 361–381.
- BROGMUS, W., 1952: Eine Revision des Wasserhaushalts der Ostsee, *Kieler Meeresforschungen*, **9**, 15–42.
- BRYAN, K., 1969: A numerical method for the study of the circulation of the World Ocean, *Journal of Computational Physics*, **4**, 347–376.
- COX, M. D., 1984: A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean, GFDL Ocean Group Technical Report No. 1, Princeton University, Princeton.
- DAVIS, R. E., 1976: Predictability of Sea Surface Temperature and Sea Level Pressure Anomalies over the North Pacific Ocean, *Journal of Physical Oceanography*, **6** (3), 249–266.
- ELKEN, J., 1996: Deep Water Overflow, Circulation and Vertical Exchange in the Baltic Proper, Report Series No. 6, Estonian Marine Institute, Tallinn.
- ELKEN, J. ET AL., 1988: On intrusive lenses and their role in mixing in the Baltic deep layers, in *Proceedings of the 16th Conference of the Baltic Oceanographers*, Kiel, Bd. 1, S. 367–376.
- EMEL'YANOV, E. M. und G. V. A., 1999: On the Role of the Near-Bottom Currents in the Formation of Bottom Sediments in the Gotland Basin, the Baltic Sea, *Oceanology*, **39** (5), 709–718.
- EMERY, W. J. und R. E. THOMSON, 1997: *Data analysis methods in physical oceanography*, Pergamon, 1. Aufl.
- FEISTEL, R. und E. HAGEN, 1995: On the GIBBS thermodynamic potential of seawater, *Progress in Oceanography*, **36**, 249–327.
- FENNEL, W. ET AL., 1991: Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea, *Continental Shelf Research*, **11** (1), 23–36.

- FENNEL, W. und M. STURM, 1992: Dynamics of the western Baltic, *Journal of Marine Systems*, **3**, 183–205.
- FONSELIUS, S. H., 1970: On the stagnation and recent turnover of the water in the Baltic, *Tellus*, **22** (5), 533–544.
- HAGEN, E. und R. FEISTEL, 2001: Spreading of Baltic deep water: A case study for the winter 1997 - 1998, *Meereswissenschaftliche Berichte*, **45**, 99–133.
- HANSEN, D. V. und G. A. MAUL, 1991: Anticyclonic Current Rings in the Eastern Tropical Pacific Ocean, *Journal of Geophysical Research*, **96** (C4), 6965–6979.
- HELCOM, 1993: First Assessment of the State of the Coastal Waters of the Baltic Sea, Baltic Sea Environment Proceedings No. 54, Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki.
- HELCOM, 1996: Third Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea, Baltic Sea Environment Proceedings No. 64 B, Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki.
- KÖUTS, T. und A. OMSTEDT, 1993: Deep water exchange in the Baltic Proper, *Tellus*, **45A** (4), 311–324.
- KÄLLÉN, E., 1996: *HIRLAM Documentation Manual System 2.5*.
- KRAUS, W. und B. BRÜGGE, 1991: Wind-Produced Water Exchange between the Deep Basins of the Baltic Sea, *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 373–384.
- KUNDU, P. K. ET AL., 1975: Modal Decomposition of the Velocity Field near the Oregon Coast, *Journal of Physical Oceanography*, **5**, 683–704.
- LASS, H. U. und R. SCHWABE, 1990: An Analysis of the Salt Water Inflow into the Baltic in 1975 to 1976, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **43**, 97–125.
- LEHMANN, A. und H.-H. HINRICHSEN, 2000a: On the thermohaline variability of the Baltic Sea, *Journal of Marine Systems*, **25**, 333–357.
- LEHMANN, A. und H.-H. HINRICHSEN, 2000b: On the Wind Driven and Thermohaline Circulation of the Baltic Sea, *Phys. Chem. Earth (B)*, **25** (2), 183–189.
- LEHMANN, A. und H.-H. HINRICHSEN, 2001: The Importance of Water Storage for Water Balance Studies of the Baltic Sea, *Phys. Chem. Earth (B)*, **26** (5–6), 383–389.
- LOZÁN, J. L. und H. KAUSCH, 1998: *Angewandte Statistik für Naturwissenschaftler*, Bd. 74 von *Pareys Studentexte*, Parey, Berlin, 2. Aufl.
- MATTHÄUS, W., 1980: Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee, *Beiträge zur Meereskunde*, **44/45**, 27–42.
- MATTHÄUS, W., 1985: Mittlere jahreszeitliche und langzeitige Veränderlichkeit des Salzgehalts im Arkonabecken, *Beiträge zur Meereskunde*, **53**, 17–26.

- MATTHÄUS, W., 1986: Charakteristische Eigenschaften von Stagnationsperioden im Tiefenwasser der Ostsee, *Beiträge zur Meereskunde*, **55**, 39–53.
- MATTHÄUS, W. und H. FRANCK, 1992: Characteristics of major Baltic inflows - A statistical analysis, *Continental Shelf Research*, **12**, 1375–1400.
- MATTHÄUS, W. und H. U. LASS, 1995: The Recent Salt Inflow into the Baltic Sea, *Journal of Physical Oceanography*, **25** (2), 280–286.
- MCDOWELL, S. und H. ROSSBY, 1978: Mediterranean water: an intense mesoscale eddy off the Bahamas, *Science*, **202**, 1085–1087.
- MENEMENLIS, D. ET AL., 1997: Adaptation of a fast optimal interpolation algorithm to the mapping of oceanographic data, *Journal of Geophysical Research*, **102** (C5), 10573–10584.
- NEHRING, D. und E. FRANCKE, 1981: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969–1978, Geodätische und geophysikalische Veröffentlichungen Reihe IV Heft 35, Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik, Berlin.
- NOF, D., 1991: Lenses generated by intermittent currents, *Deep-Sea Research*, **38**, 325–345.
- OMSTEDT, A. und L. B. AXELL, 1998: Modeling the seasonal, interannual, and long-term variations of salinity and temperature in the Baltic proper, *Tellus*, **50A** (5), 637–652.
- PACANOWSKI, R. und S. GRIFFIES, 1999: *MOM 3.0 Manual*, Princeton University, Princeton.
- PEDLOSKY, J., 1987: *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag, New York, 2. Aufl.
- PRATER, M. D., 1992: Observations and Hypothesized Generation of a Meddy in the Gulf of Cadiz, Technical Report, Applied Physics Laboratory University of Washington.
- PRATT, L. J., 1986: Hydraulic Control of Sill Flow with Bottom Friction, *Journal of Physical Oceanography*, **16**, 1970–1980.
- PREISENDORFER, R. W., 1988: *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, Elsevier, New York.
- RAHM, L., 1985: On the diffusive salt flux of the Baltic proper, *Tellus*, **37A**, 87–96.
- RAHM, L., 1988: A note on some hydrographic properties of the Eastern Gotland Basin, *Beiträge zur Meereskunde*, **58**, 47–57.
- REISSMANN, J. H., 1999: Bathymetry of four deep Baltic basins, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **51** (4), 489–497.
- ROBINSON, A. R., Hg., 1983: *Eddies in Marine Science*, Springer-Verlag, New York.

- RODHE, J., 1998: The Baltic and North Seas: A Process-orientated Review of the Physical Oceanography, in *The Sea*, A. R. Robinson und K. H. Brink, Hg., John Wiley & Sons, Inc., New York, Bd. 11, Kap. 24, S. 699–732.
- SAMUELSSON, M. und A. STIGEBRANDT, 1996: Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea, *Tellus*, **48A**, 672–683.
- SAUNDERS, P. M., 1976: On the uncertainty of wind stress curl calculations, *Journal of Marine Research*, **34** (2), 155–160.
- SEA-BIRD ELECTRONICS, 1994: *CTD Data Aquisition Software Seasoft Version 4.206*, Sea-Bird Electronics, Inc., Washington.
- SEIFERT, T. und B. KAYSER, 1995: A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea, Meereswissenschaftliche Berichte No. 9, Institut für Ostseeforschung, Warnemünde.
- SELLSCHOPP, J. und R. ONKEN, 2000: Lenses of extremely cold water in the central Ionian Sea, *Oceanologica Acta*, **23** (2), 117–128.
- SEMTNER, A. J., 1974: An oceanic general circulation model with bottom topography (in *numerical simulation of weather and climate*), Technical Report No. 9, UCLA Department of Meteorology.
- SHRIVER, J. F. ET AL., 1991: Analysis of Remotely Forced Oceanic Rossby Waves off California, *Journal of Geophysical Research*, **96** (C1), 749–757.
- SMAGORINSKI, J., 1963: General circulation experiments with the primitive equations: I. The basic experiment, *Monthly Weather Review*, **91** (3), 99–164.
- SMAGORINSKI, J., 1993: Some historical remarks on the use of nonlinear viscosities, in *Large eddy simulation of complex engineering and geophysical flows*, B. Galperin und S. Orszag, Hg., Cambridge University Press.
- SMITH, S. D., 1980: Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds, *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 709–725.
- STIGEBRANDT, A., 1983: A Model for the Exchange of Water and Salt Between the Baltic and the Skagerrak, *Journal of Physical Oceanography*, **13** (3), 411–427.
- STIGEBRANDT, A., 1987: A Model for the Vertical Circulation of the Baltic Deep Water, *Journal of Physical Oceanography*, **17** (10), 1772–1785.
- STRASS, V. H. ET AL., 1992: On the seasonal development of mesoscale variability: the influence of the seasonal pycnocline formation, *Deep-Sea Research*, **39** (9), 1627–1639.
- STURM, M. ET AL., 1988: Mesoscale eddies in the western Baltic Sea, *Beiträge zur Meereskunde*, **58**, 73–75.

- TALIPOVA, T. G. ET AL., 1998: Kinematic Characteristics of an Internal Wave Field in the Gotland Deep in the Baltic Sea, *Oceanology*, **38** (1), 33–42.
- TOMCZAK, M. und J. S. GODFREY, 1994: *Regional Oceanography : An Introduction*, Pergamon, 1. Aufl.
- UNESCO, 1981: Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards, UNESCO Technical Papers in Marine Science No. 36, UNESCO, Paris.
- VON STORCH, H. ET AL., 1995: Principal Oscillation Patterns: A Review, *Journal of Climate*, **8**, 377–400.
- WELANDER, P., 1974: Two-layer Exchange in an Estuary Basin, with Special Reference to the Baltic Sea, *Journal of Physical Oceanography*, **4**, 542–556.
- WOLF, G., 1972: Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee, *Beiträge zur Meereskunde*, **29**, 67–77.
- WU, J., 1980: Wind-Stress Coefficients over Sea Surface near Neutral Conditions – A Revisit, *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 727–740.
- WYRTKI, K., 1954: Der große Salzwassereinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951, *Kieler Meeresforschung*, **10**.
- ZHURBAS, V. M. und V. T. PAKA, 1997: Mesoscale thermohaline variability in the Eastern Gotland Basin following the 1993 major Baltic inflow, *Journal of Geophysical Research*, **102**.

A MESODYN Kampagnen

Nachdem die Rahmenbedingungen der MESODYN-01 Kampagne als Beispiel bereits in der Arbeit ausführlich diskutiert wurden, sind in den folgenden Abschnitten entsprechende Informationen zu allen zwölf MESODYN Kampagnen zusammengestellt. Hier finden sich vor allem Abbildungen zu den lokalen Windverhältnissen, der abgefahrenen Route, dem Windantrieb und der Schichtungssituation, die zu denen im Abschnitt 3.1.1 über die MESODYN-01 Kampagne analog sind. Darüber hinaus sind aber jeweils auch noch einmal diejenigen allgemeinen Informationen zu den einzelnen Kampagnen aufgeführt, die im Abschnitt 3.1 über die Feldkampagnen zur Übersicht für alle Kampagnen in Tabelle 3.2 angegeben wurden. Außerdem werden jeweils auch die aus den Abbildungen bzw. den dargestellten Daten abgeleiteten Parameter noch einmal angegeben, die für alle Kampagnen im Überblick in Tabelle A.1 zu finden sind. Dies betrifft die saisonale Zuordnung der gewonnenen Datenfelder, die klimatologische Beurteilung der entsprechenden Schichtungssituationen sowie den mittleren Windantrieb während der einzelnen Kampagnen. Letztgenannter wird in Form von Mittelwert und zugehöriger Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ angegeben. Dabei wird die Zeitreihe des aus Nordosten und Südwesten räumlich gemittelten $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$ jeweils über den Zeitraum gemittelt, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der entsprechenden Kampagne gewonnen wurde, vergl. Abschnitt 3.1.1.

Arkona-Becken

Kampagne	Saison	Situation	$(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z / \frac{N}{m^3}$	$\sigma_{(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z} / \frac{N}{m^3}$
MESODYN-04	Winter	abweichend	$-1,57 \cdot 10^{-8}$	$\pm 5,14 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-12	Winter	abweichend	$3,32 \cdot 10^{-8}$	$\pm 5,02 \cdot 10^{-8}$

Bornholm-Becken

Kampagne	Saison	Situation	$(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z / \frac{N}{m^3}$	$\sigma_{(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z} / \frac{N}{m^3}$
MESODYN-03	Sommer	abweichend	$0,08 \cdot 10^{-8}$	$\pm 10,99 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-05	Winter	normal	$-16,84 \cdot 10^{-8}$	$\pm 21,24 \cdot 10^{-8}$

Stolper Rinne

Kampagne	Saison	Situation	$(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z / \frac{N}{m^3}$	$\sigma_{(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z} / \frac{N}{m^3}$
MESODYN-01	Winter	normal	$-0,28 \cdot 10^{-8}$	$\pm 5,60 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-06	Sommer	normal	$1,50 \cdot 10^{-8}$	$\pm 0,53 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-09	Winter	normal	$0,71 \cdot 10^{-8}$	$\pm 9,22 \cdot 10^{-8}$

Östliches Gotland-Becken

Kampagne	Saison	Situation	$(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z / \frac{N}{m^3}$	$\sigma_{(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z} / \frac{N}{m^3}$
MESODYN-02	Sommer	abweichend	$-10,00 \cdot 10^{-8}$	$\pm 18,64 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-07	Sommer	abweichend	$2,74 \cdot 10^{-8}$	$\pm 4,52 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-08	Winter	abweichend	$3,97 \cdot 10^{-8}$	$\pm 5,47 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-10	Winter	normal	$0,50 \cdot 10^{-8}$	$\pm 5,21 \cdot 10^{-8}$
MESODYN-11	Sommer	normal	$-2,24 \cdot 10^{-8}$	$\pm 15,09 \cdot 10^{-8}$

Tabelle A.1: Auflistung beschreibender Parameter zu allen Feldkampagnen.

A.1 MESODYN-01 in der SF

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 02.03.96 – 07.03.96

Stationen: 192 von 198

Dauer: 116 h

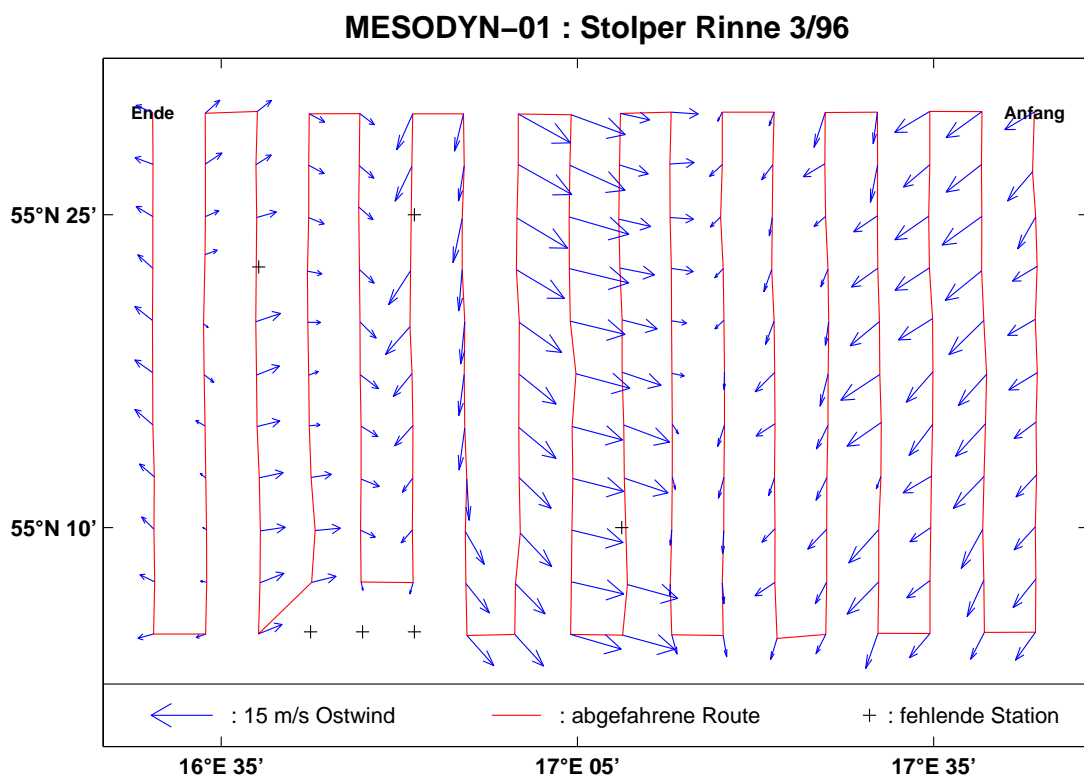


Abbildung A.1: Die lokalen Windverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-01 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.1.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $-0,28 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 5,60 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

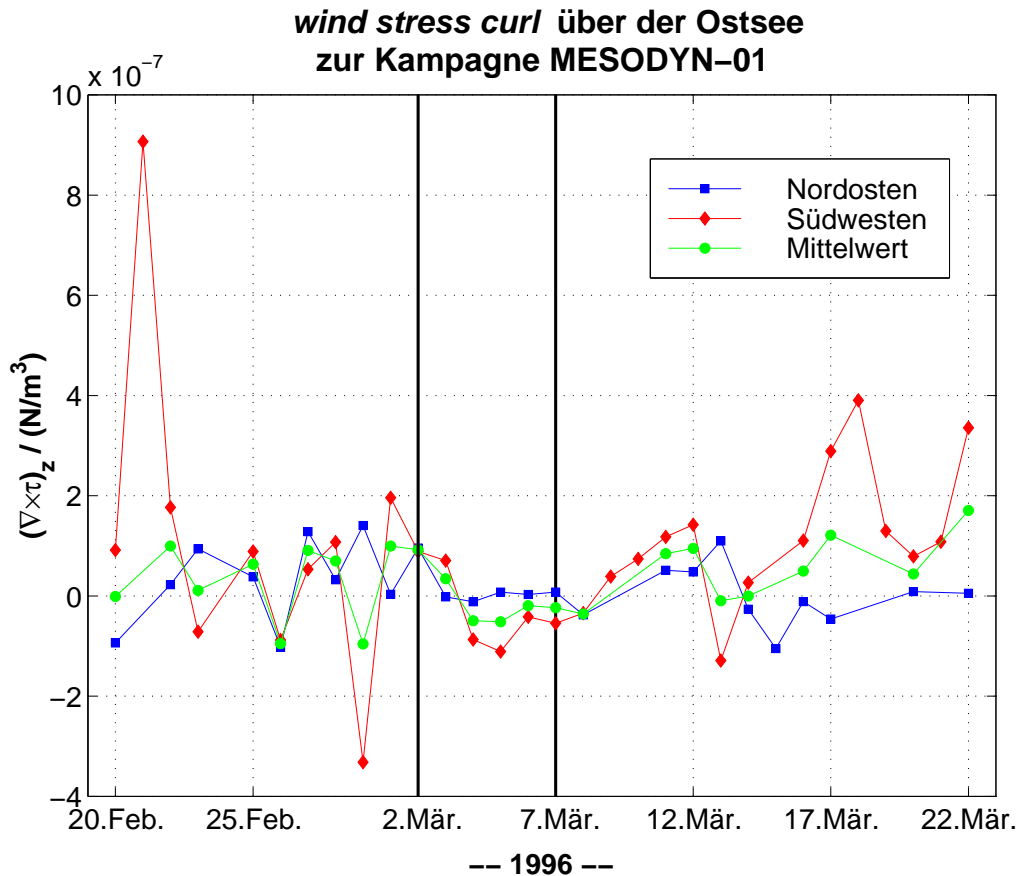


Abbildung A.2: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-01 Kampagne gemessen wurde.

A.1.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: normale Schichtungssituation mit relativ niedrigen Temperaturen oberhalb der Halokline

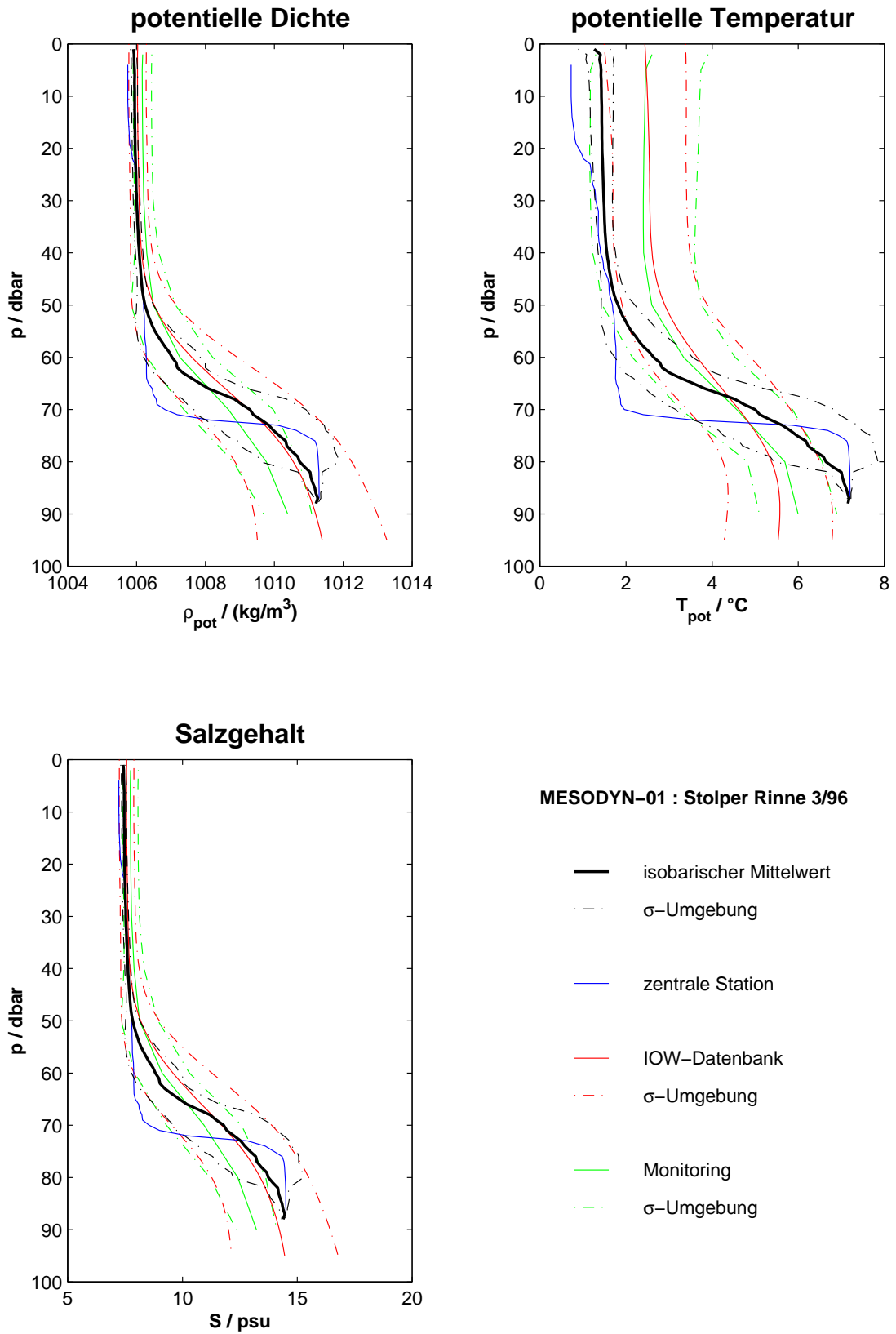


Abbildung A.3: Die Schichtungsverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-01 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.2 MESODYN-02 im EGB

Schiff: Professor Albrecht Penck

Zeitraum: 11.06.96 – 17.06.96

Stationen: 208 von 221

Dauer: 135 h

MESODYN-02 : Östliches Gotland-Becken 6/96

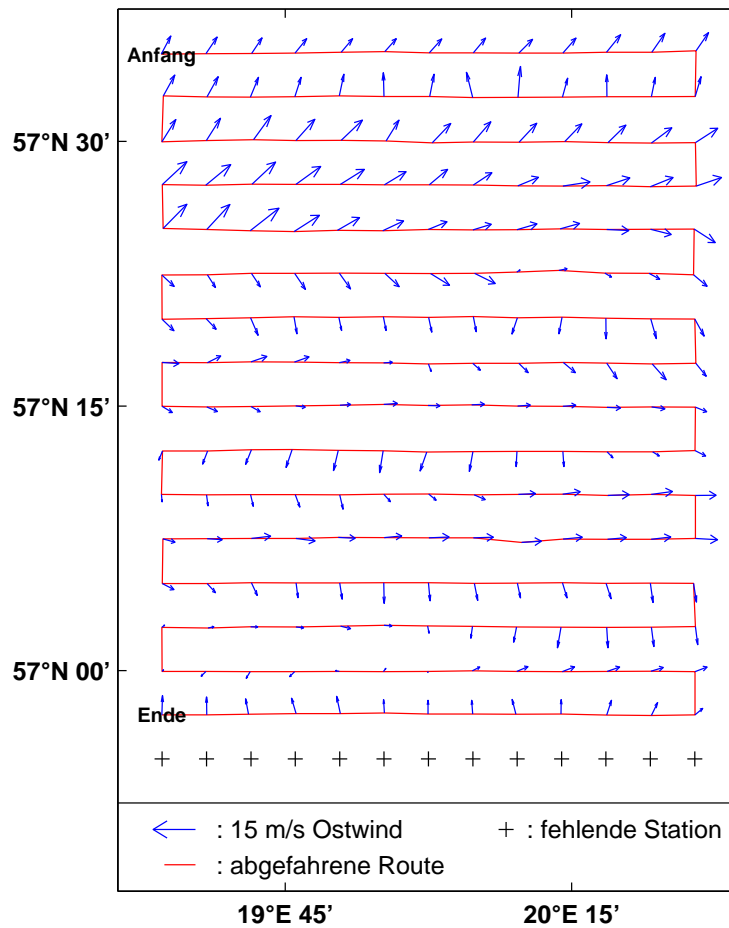


Abbildung A.4: Die lokalen Windverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-02 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.2.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $-10,00 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 18,64 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

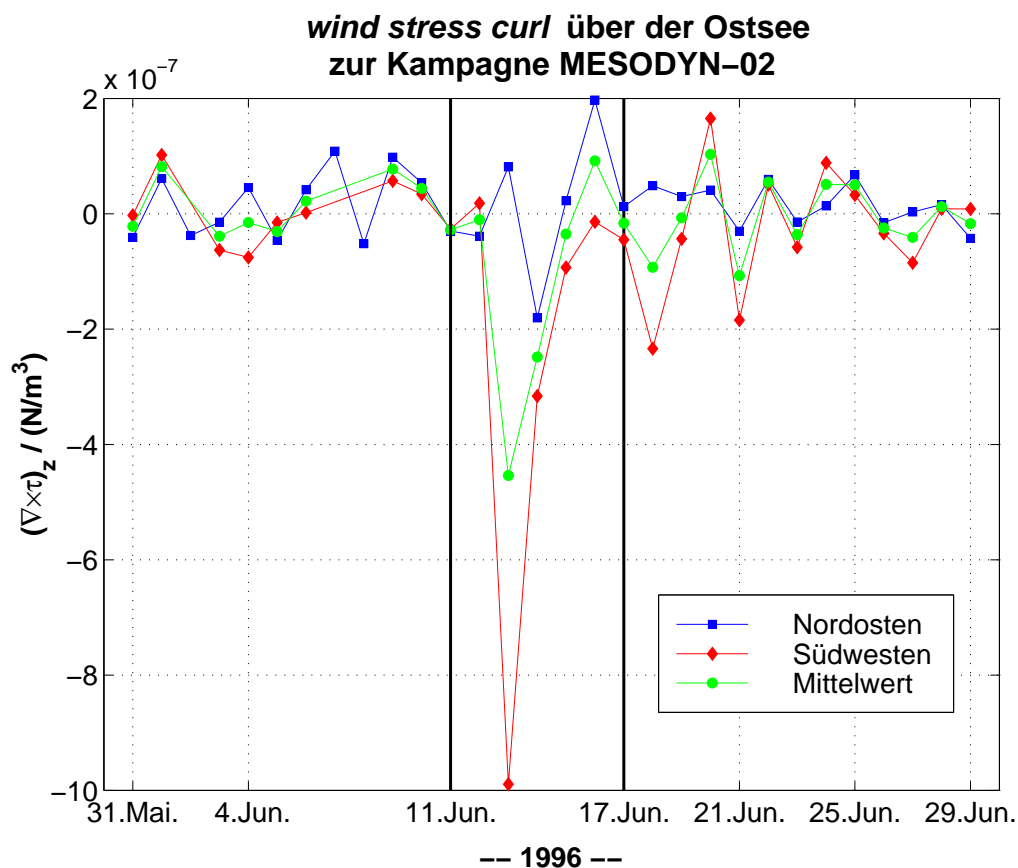


Abbildung A.5: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-02 Kampagne gemessen wurde.

A.2.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Sommer

Klimatologische Beurteilung: geringfügige Abweichungen gegenüber den klimatologischen Profilen, insbesondere in der Deckschicht

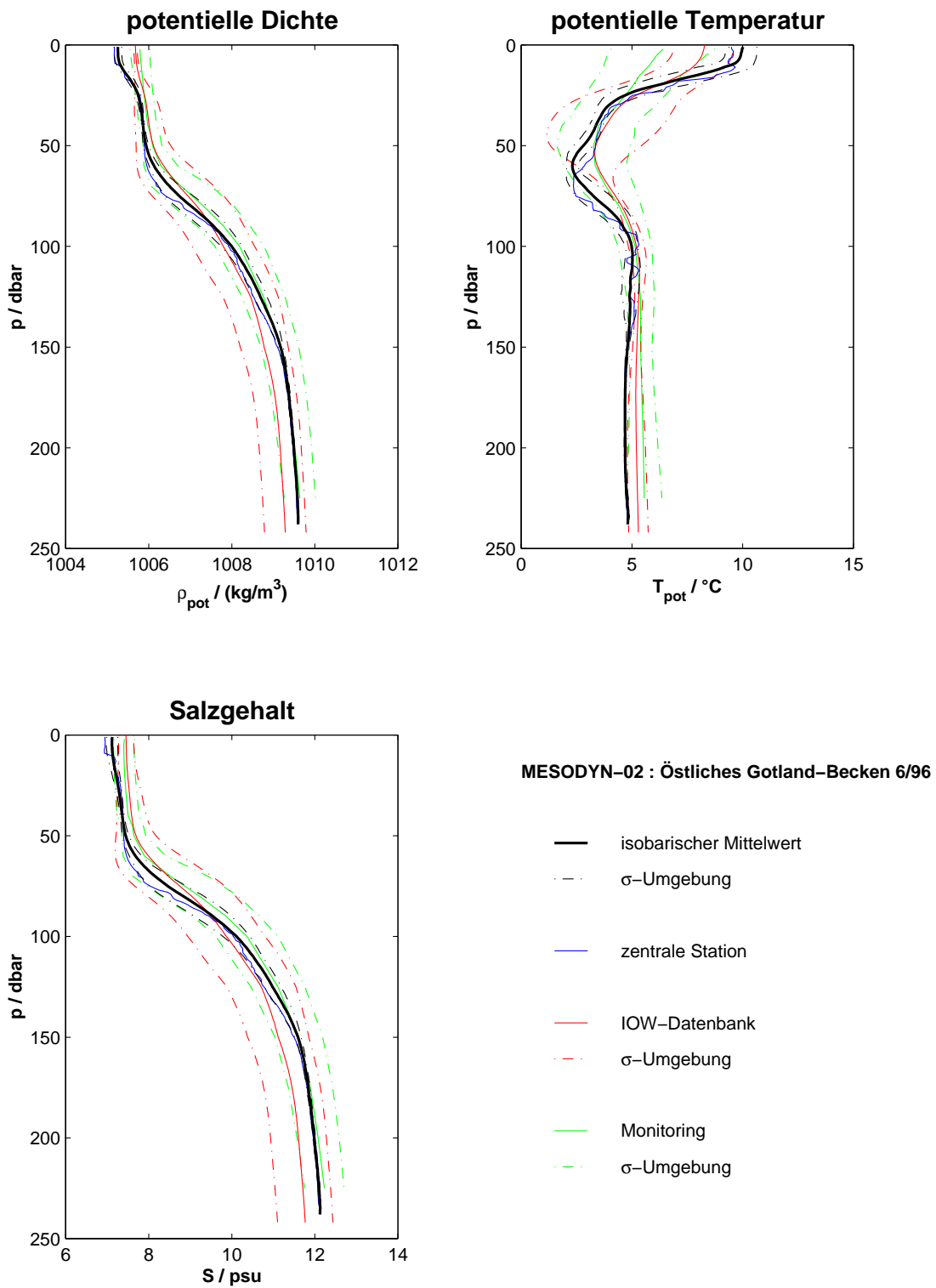


Abbildung A.6: Die Schichtungsverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-02 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.3 MESODYN-03 im BB

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 08.09.96 – 13.09.96

Stationen: 176 von 240

Dauer: 134 h

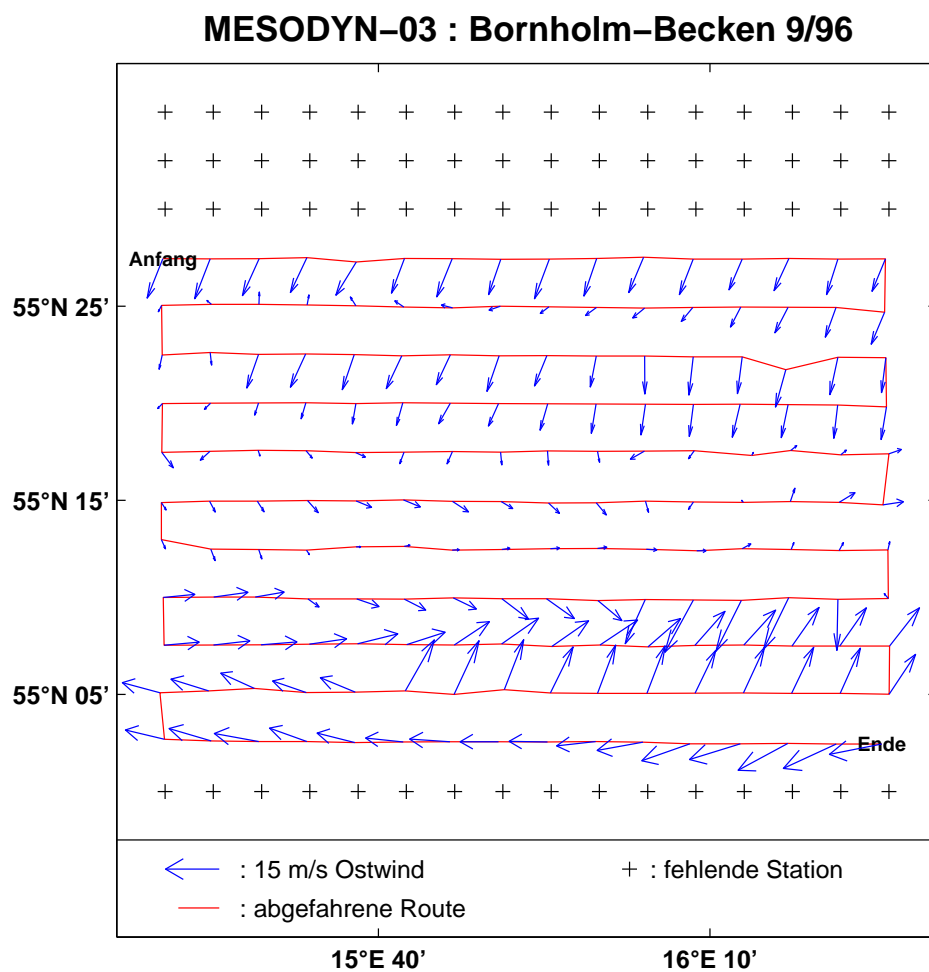


Abbildung A.7: Die lokalen Windverhältnisse im Bornholm-Becken während der MESODYN-03 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.3.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $0,08 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 10,99 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

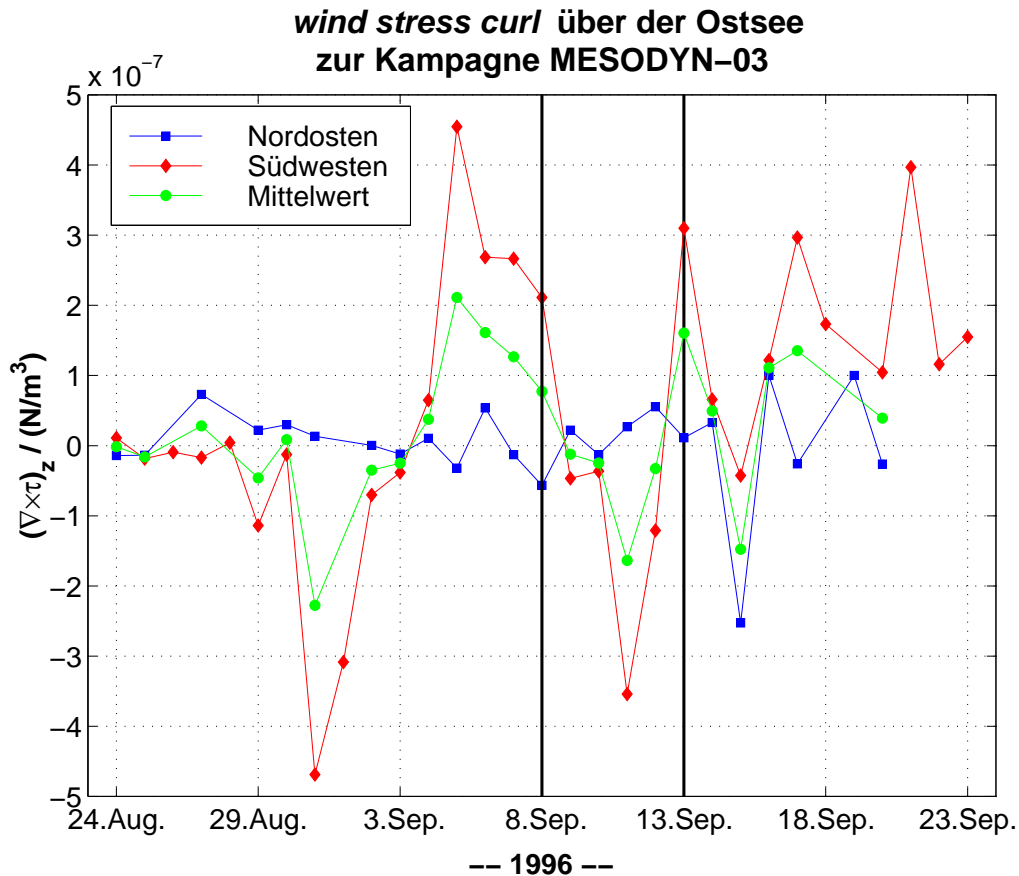


Abbildung A.8: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-03 Kampagne gemessen wurde.

A.3.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Sommer

Klimatologische Beurteilung: geringfügige Abweichungen gegenüber den klimatologischen Profilen, insbesondere durch ausgeprägte und leicht abgesenkte Halokline

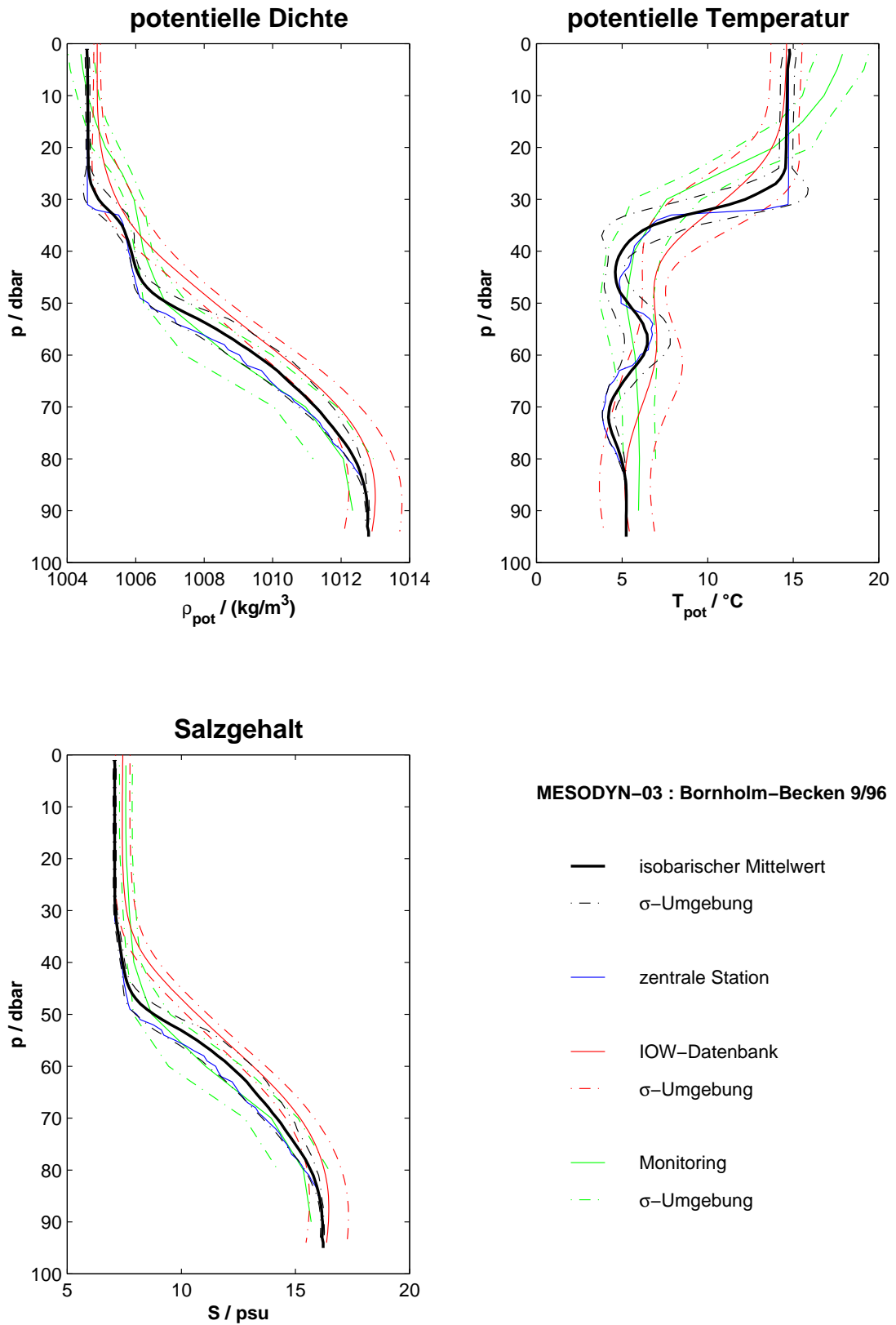


Abbildung A.9: Die Schichtungsverhältnisse im Bornholm-Becken während der MESODYN-03 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.4 MESODYN-04 im AB

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 04.12.96 – 09.12.96

Stationen: 231 von 231

Dauer: 117 h

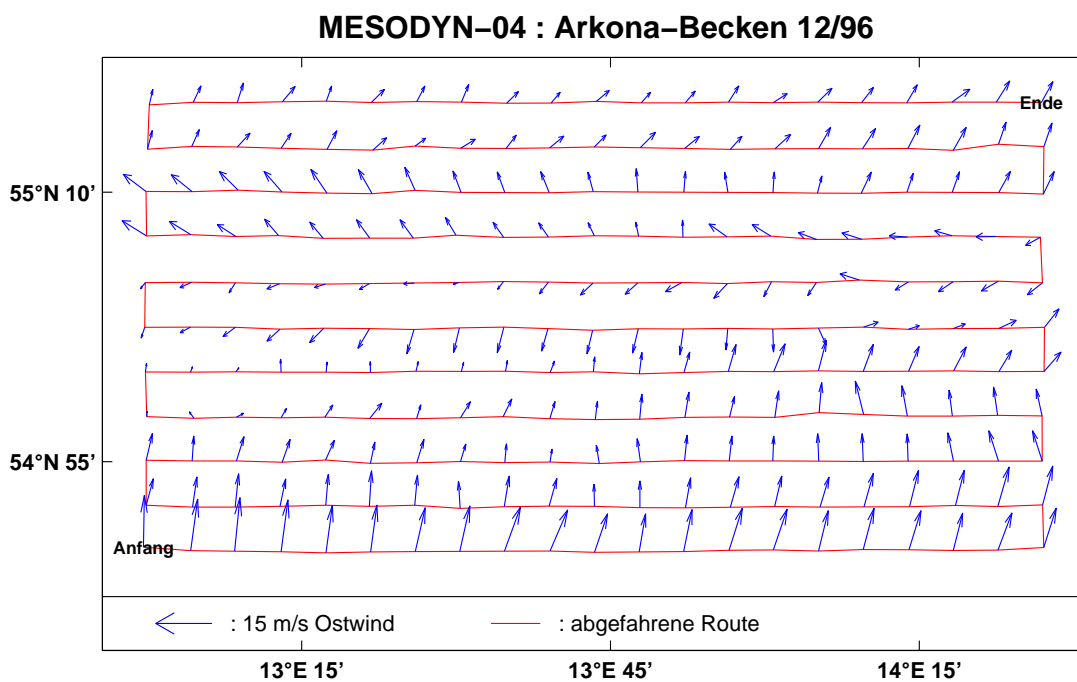


Abbildung A.10: Die lokalen Windverhältnisse im Arkona-Becken während der MESODYN-04 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.4.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $-1,57 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 5,14 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

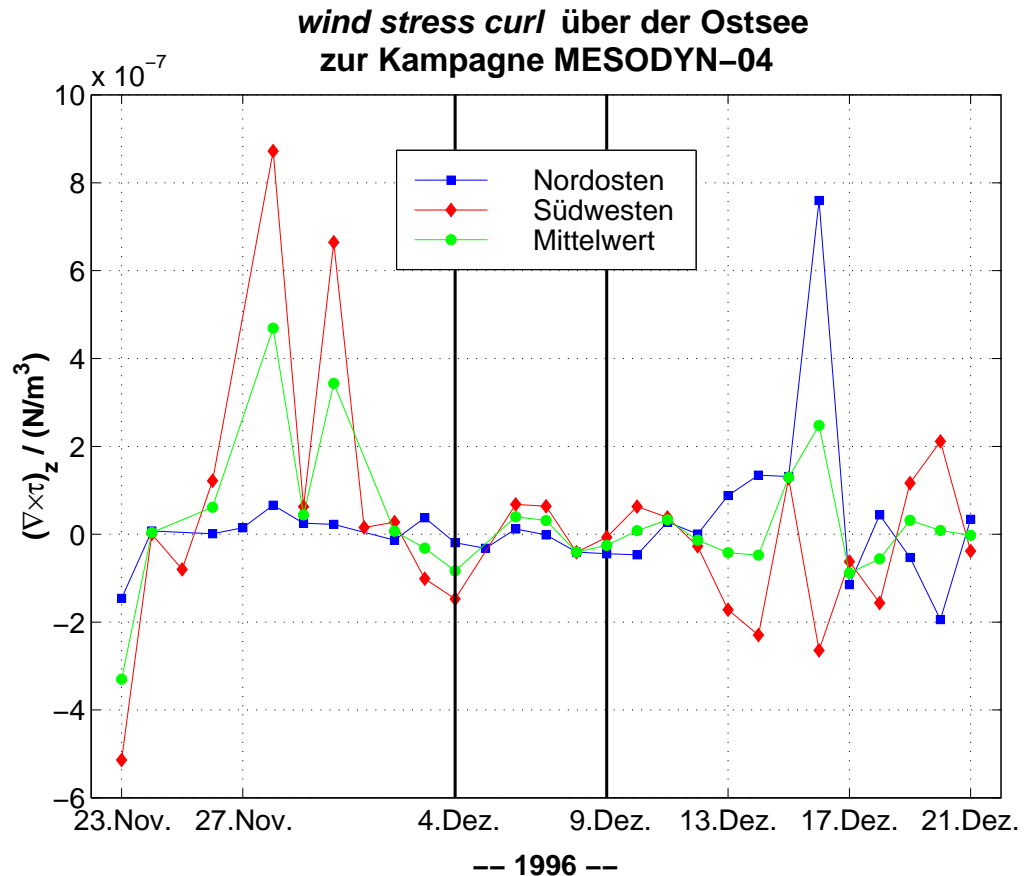


Abbildung A.11: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-04 Kampagne gemessen wurde.

A.4.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: geringfügige Abweichungen gegenüber den klimatologischen Profilen durch verringerten Salzgehalt oberhalb der Halokline und erhöhten Salzgehalt am Boden sowie insgesamt verhältnismäßig hohe Temperaturen

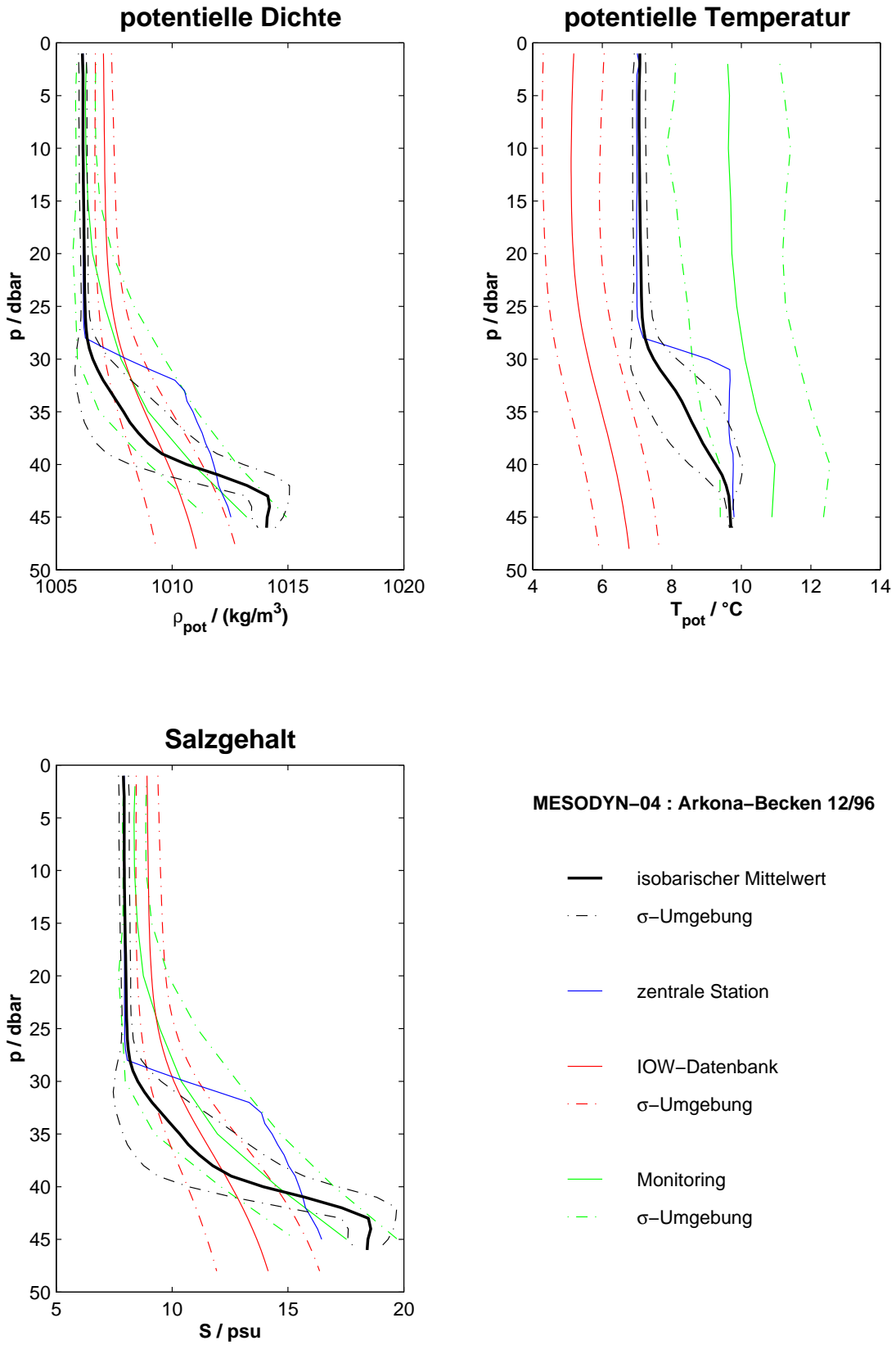


Abbildung A.12: Die Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken während der MESODYN-04 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.5 MESODYN-05 im BB

Schiff: Professor Albrecht Penck

Zeitraum: 27.02.97 – 06.03.97

Stationen: 240 von 240

Dauer: 173 h

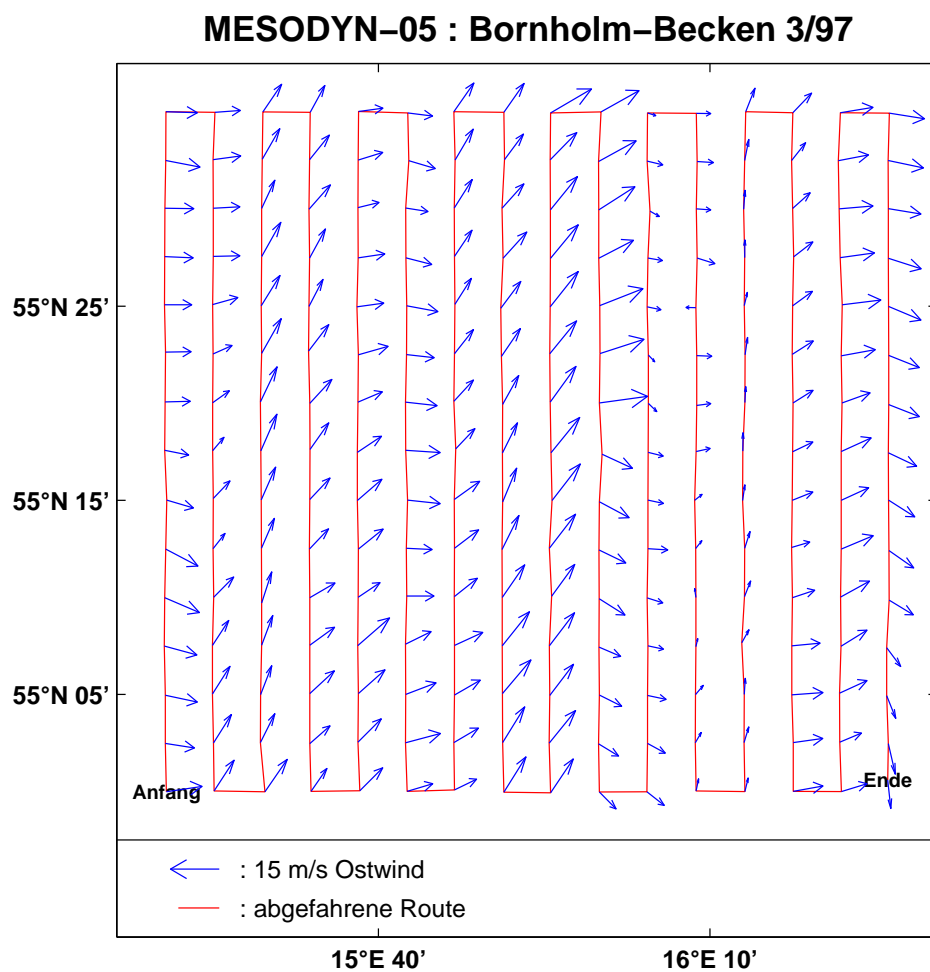


Abbildung A.13: Die lokalen Windverhältnisse im Bornholm-Becken während der MESODYN-05 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.5.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $-16,84 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 21,24 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

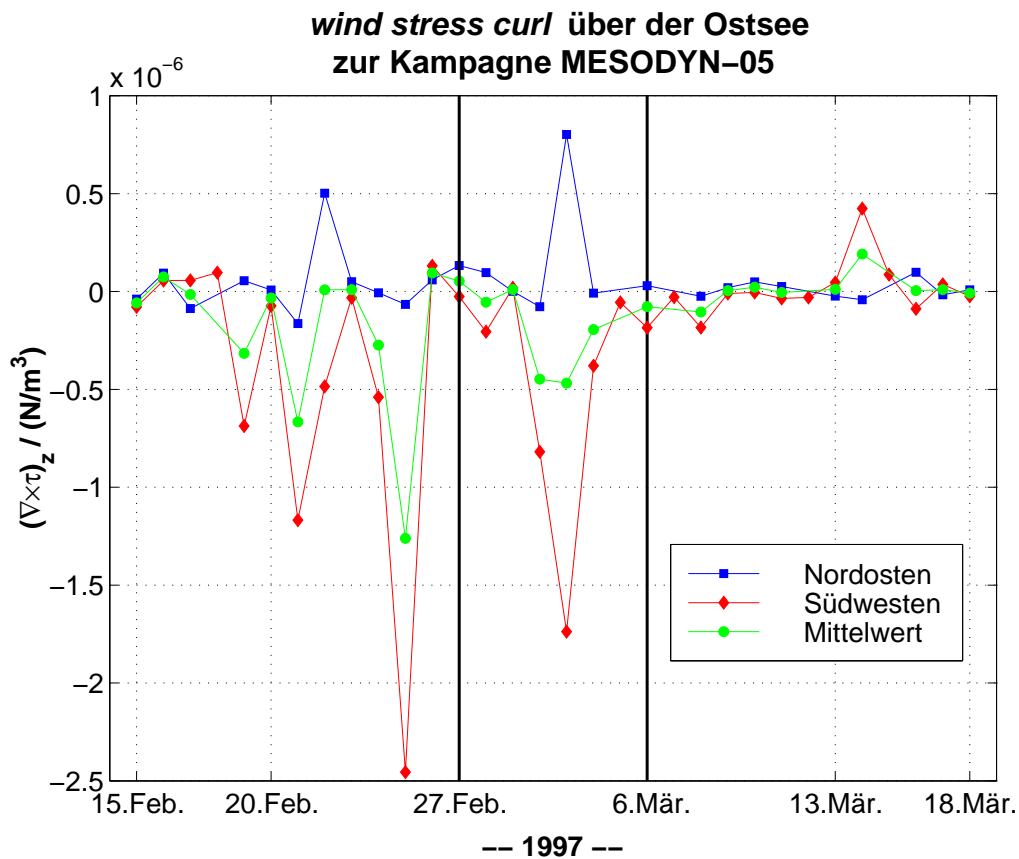


Abbildung A.14: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-05 Kampagne gemessen wurde.

A.5.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: normale Schichtungssituation mit leicht erhöhten Temperaturen unterhalb der Halokline

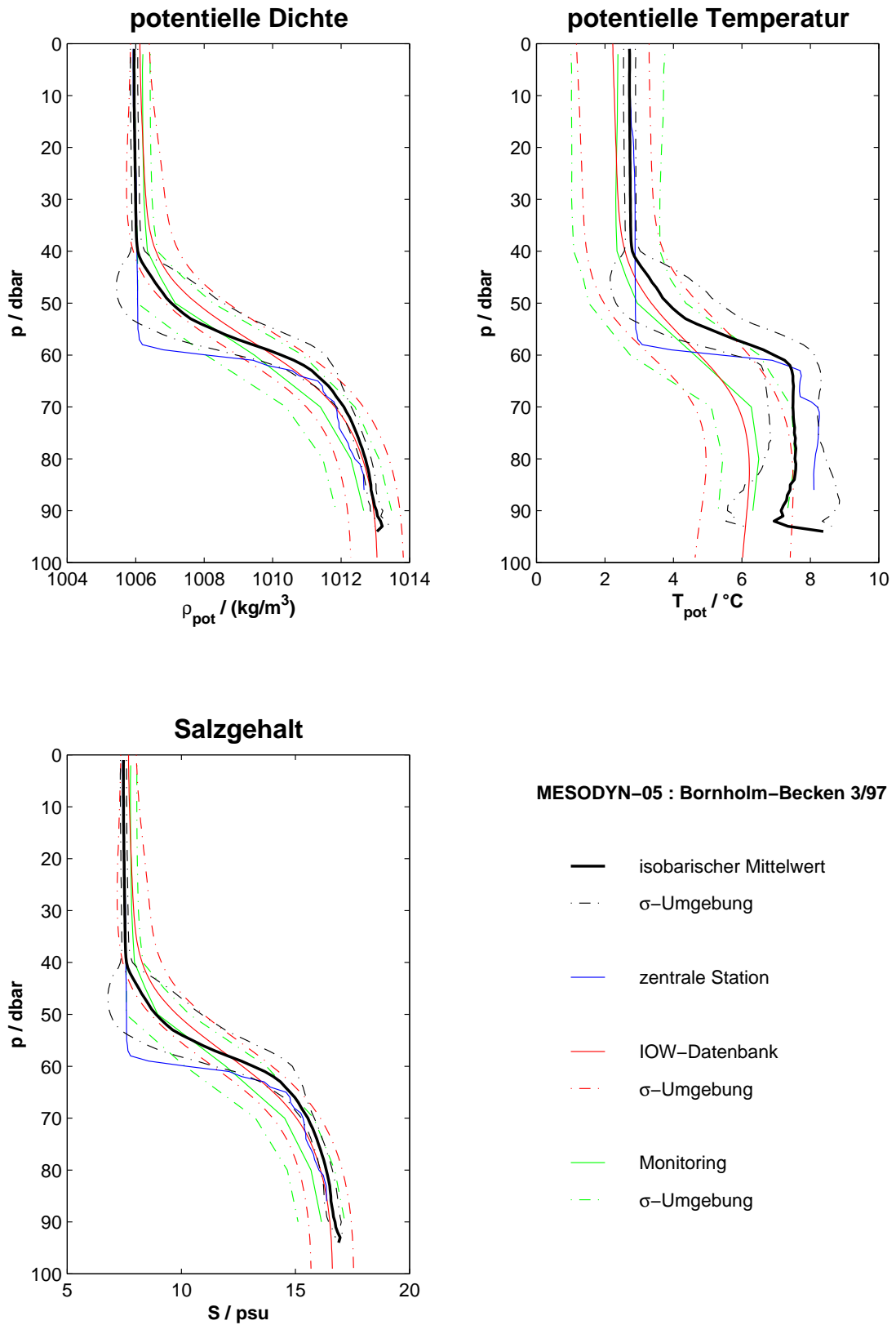


Abbildung A.15: Die Schichtungsverhältnisse im Bornholm-Becken während der MESODYN-05 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.6 MESODYN-06 in der SF

Schiff: Professor Albrecht Penck

Zeitraum: 10.06.97 – 14.06.97

Stationen: 198 von 198

Dauer: 96 h

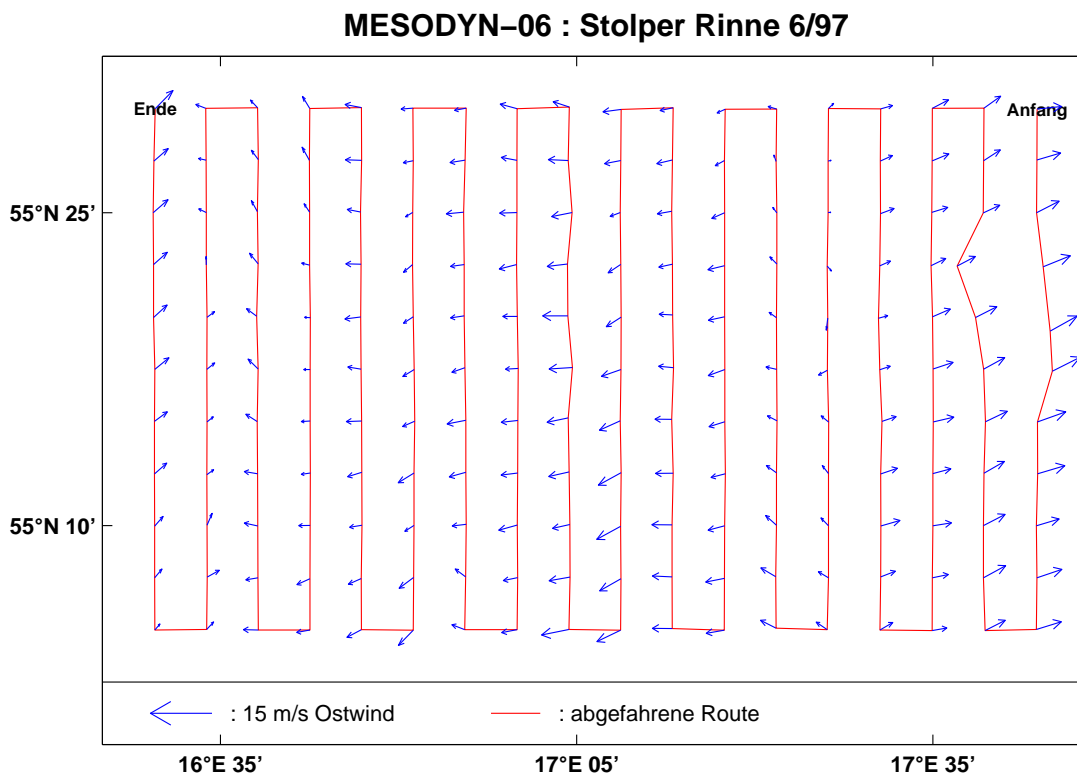


Abbildung A.16: Die lokalen Windverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-06 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.6.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $1,50 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 0,53 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

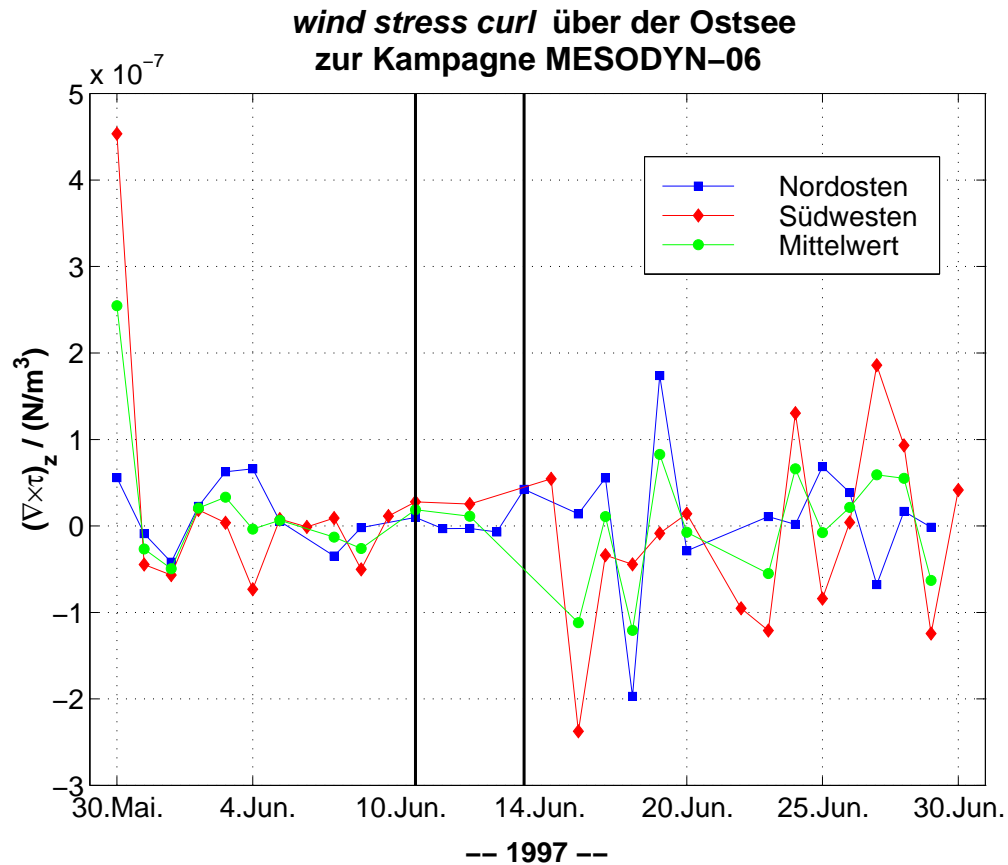


Abbildung A.17: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-06 Kampagne gemessen wurde.

A.6.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Sommer

Klimatologische Beurteilung: normale Schichtungssituation mit relativ deutlich ausgeprägter sommerlicher Deckschicht in bezug auf die ungenügenden Vergleichsprofile

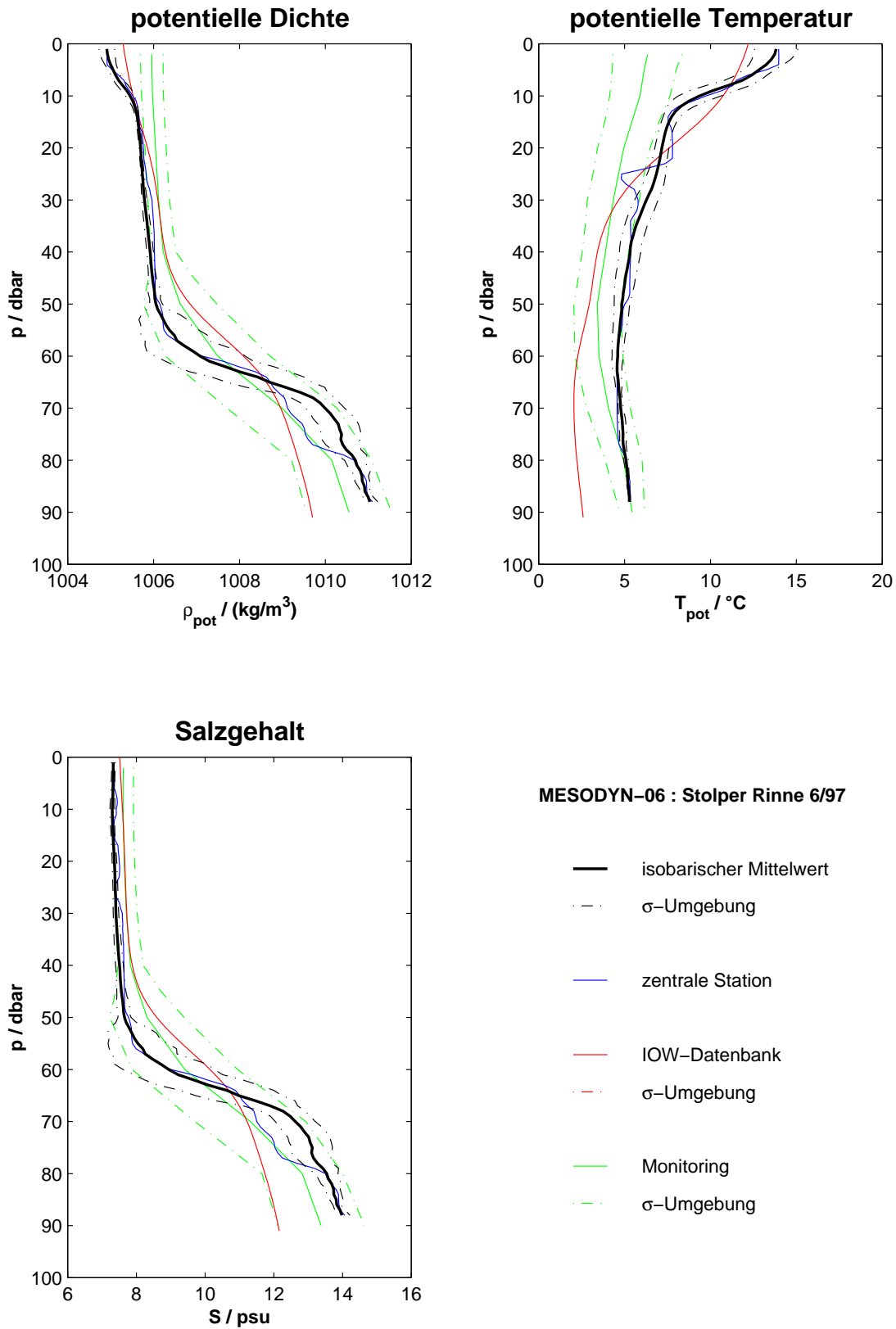


Abbildung A.18: Die Schichtungsverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-06 Kampagne anhand verschiedener Profile. Zu den mit IOW-Datenbank bezeichneten Profilen kann hier aufgrund der Datendichte keine Standardabweichung angegeben werden.

A.7 MESODYN-07 im EGB

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 29.08.97 – 04.09.97

Stationen: 208 von 221

Dauer: 151 h

MESODYN-07 : Östliches Gotland-Becken 9/97

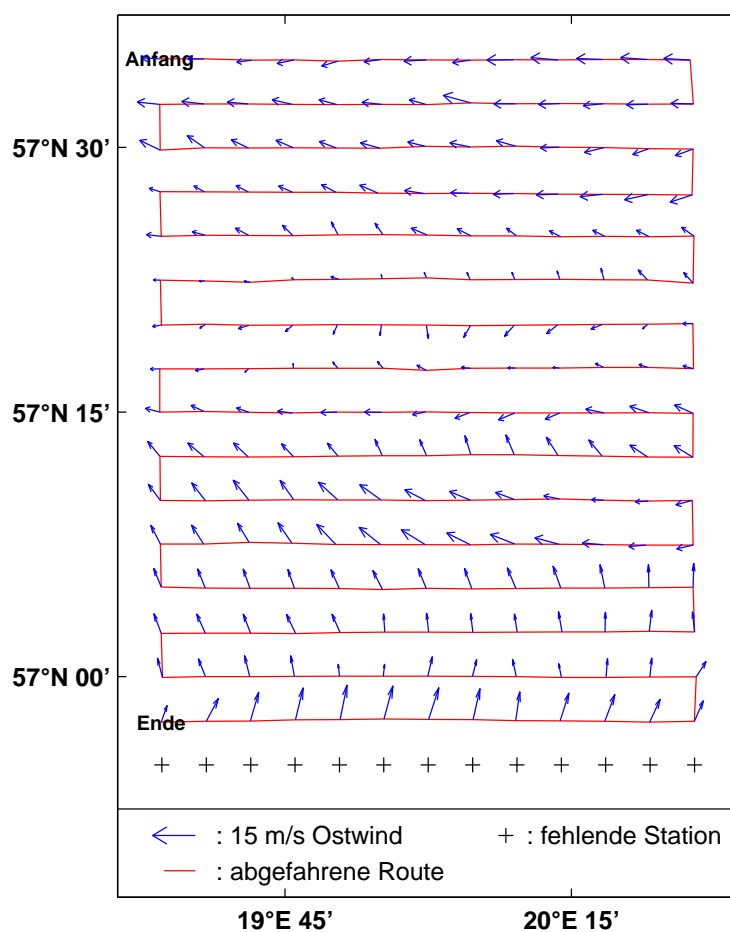


Abbildung A.19: Die lokalen Windverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-07 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.7.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $2,74 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 4,52 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

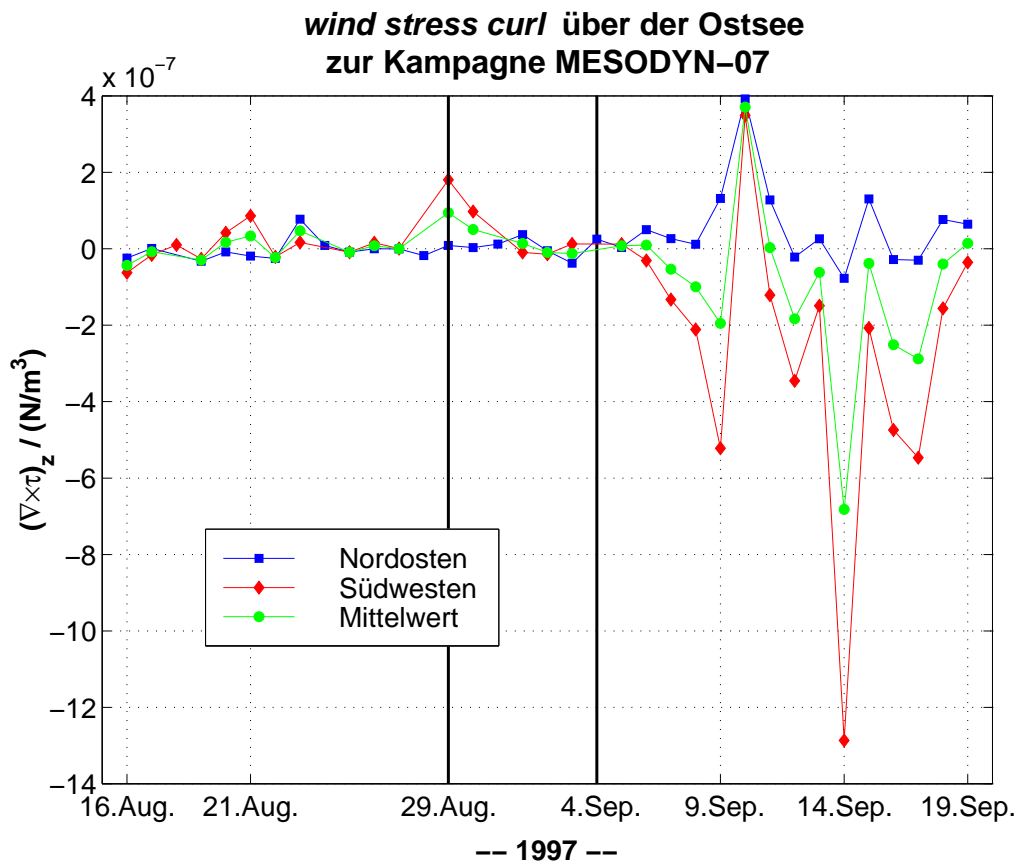


Abbildung A.20: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-07 Kampagne gemessen wurde.

A.7.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Sommer

Klimatologische Beurteilung: geringfügige Abweichungen gegenüber den ungenügenden Vergleichsprofilen durch relativ stark ausgeprägte sommerliche Deckschicht

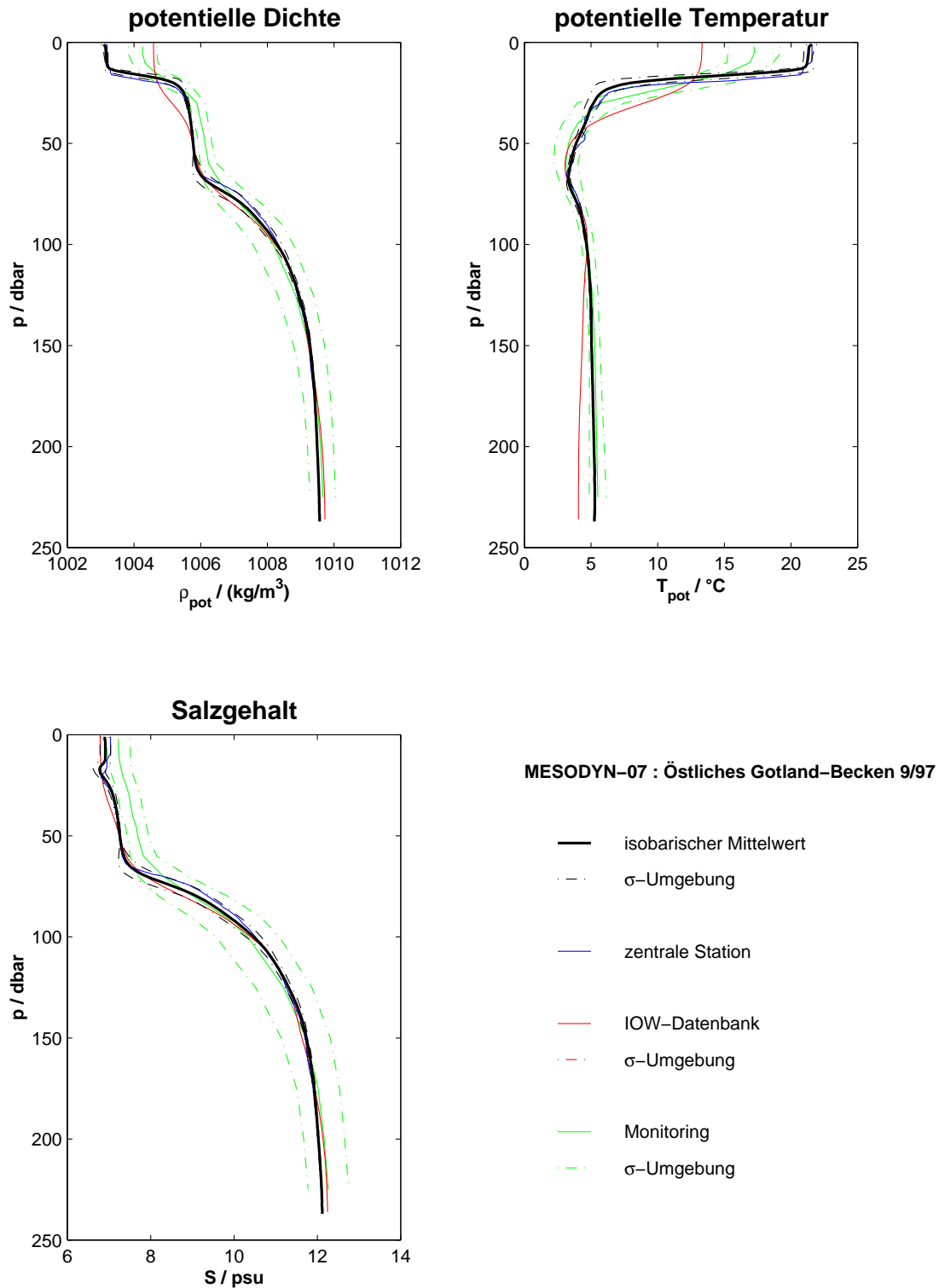


Abbildung A.21: Die Schichtungsverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-07 Kampagne anhand verschiedener Profile. Zu den mit IOW-Datenbank bezeichneten Profilen kann hier aufgrund der Datendichte keine Standardabweichung angegeben werden.

A.8 MESODYN-08 im EGB

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 19.04.98 – 24.04.98

Stationen: 195 von 221

Dauer: 141 h

MESODYN-08 : Östliches Gotland-Becken 4/98

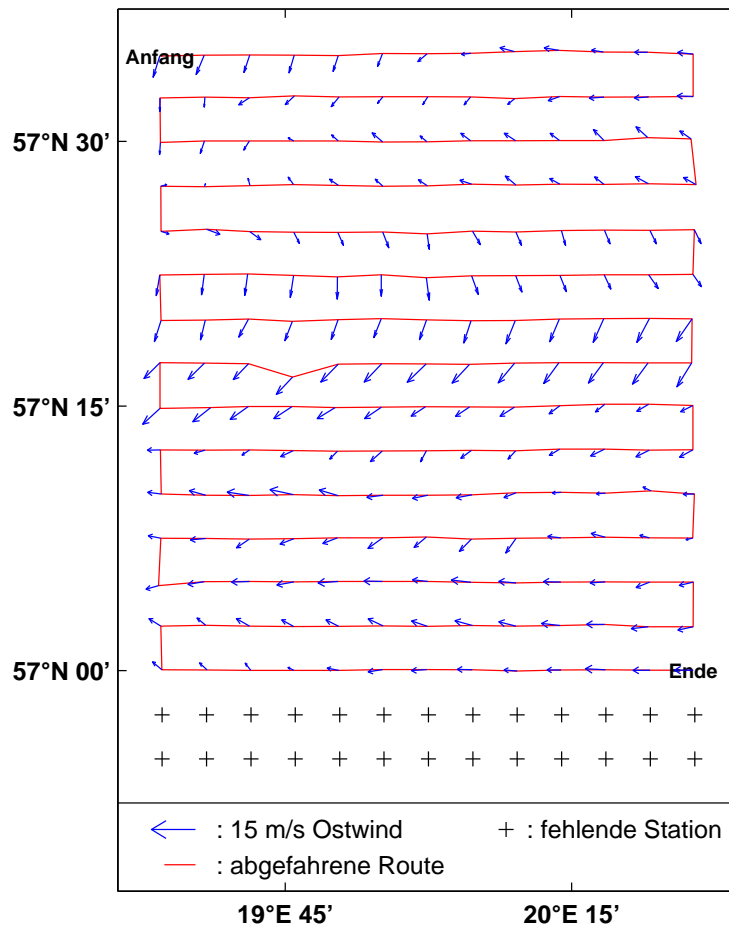


Abbildung A.22: Die lokalen Windverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-08 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.8.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $3,97 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 5,47 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

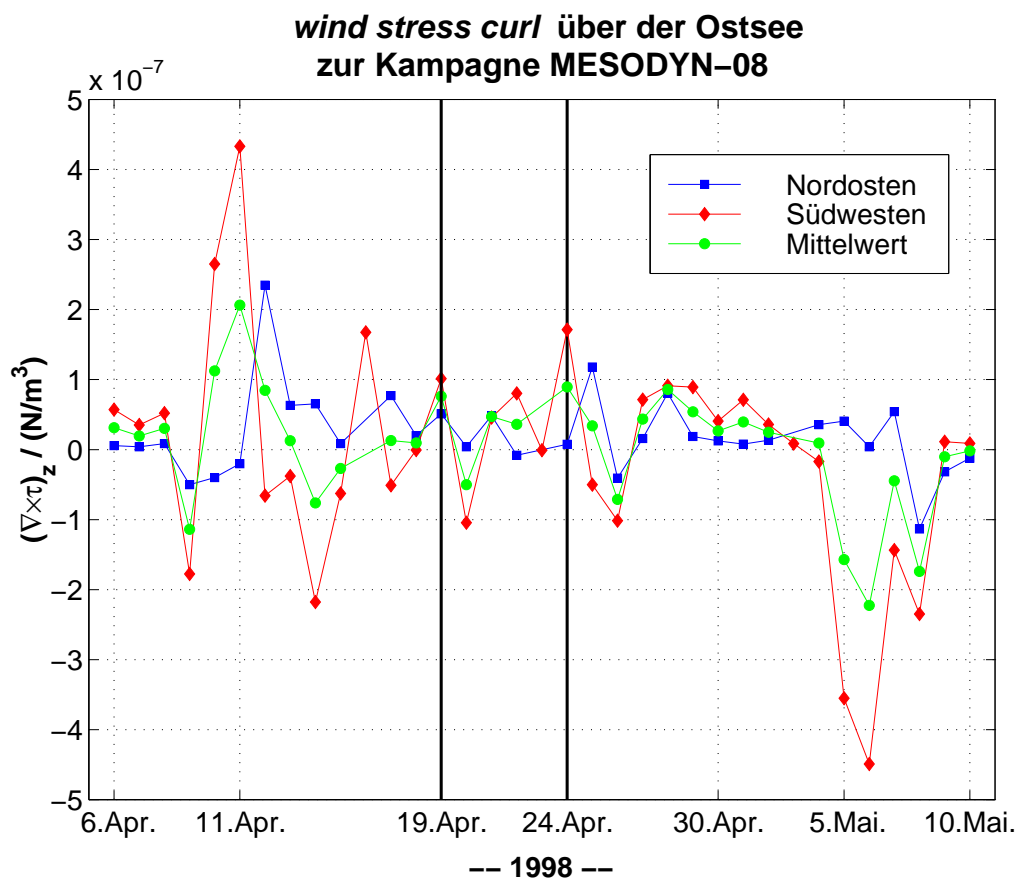


Abbildung A.23: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-08 Kampagne gemessen wurde.

A.8.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: geringfügige Abweichungen durch relativ niedrige Salzgehalte oberhalb der Halokline und leicht erhöhten Temperaturen darunter

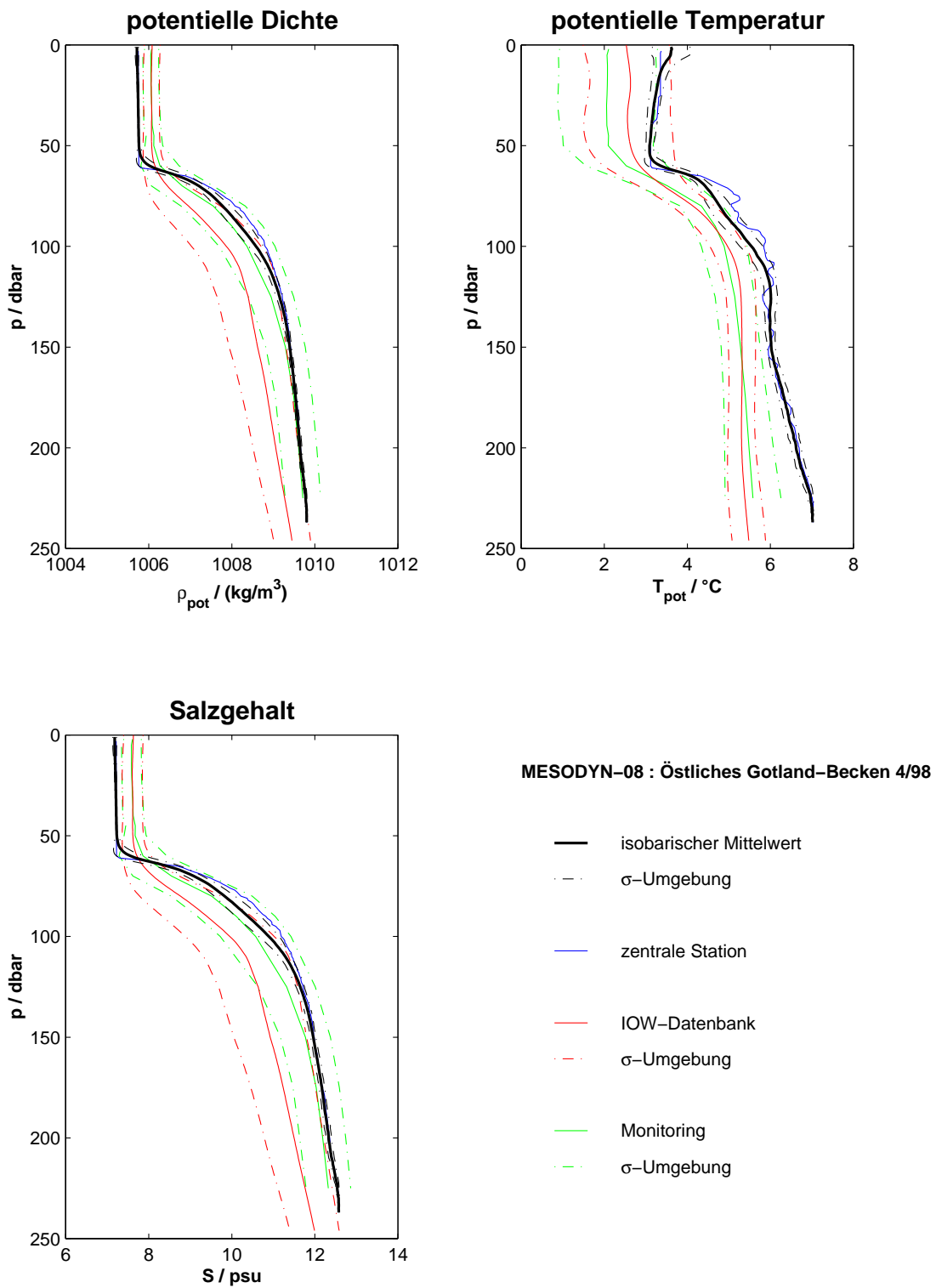


Abbildung A.24: Die Schichtungsverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-08 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.9 MESODYN-09 in der SF

Schiff: Professor Albrecht Penck

Zeitraum: 07.11.98 – 11.11.98

Stationen: 176 von 198

Dauer: 94 h

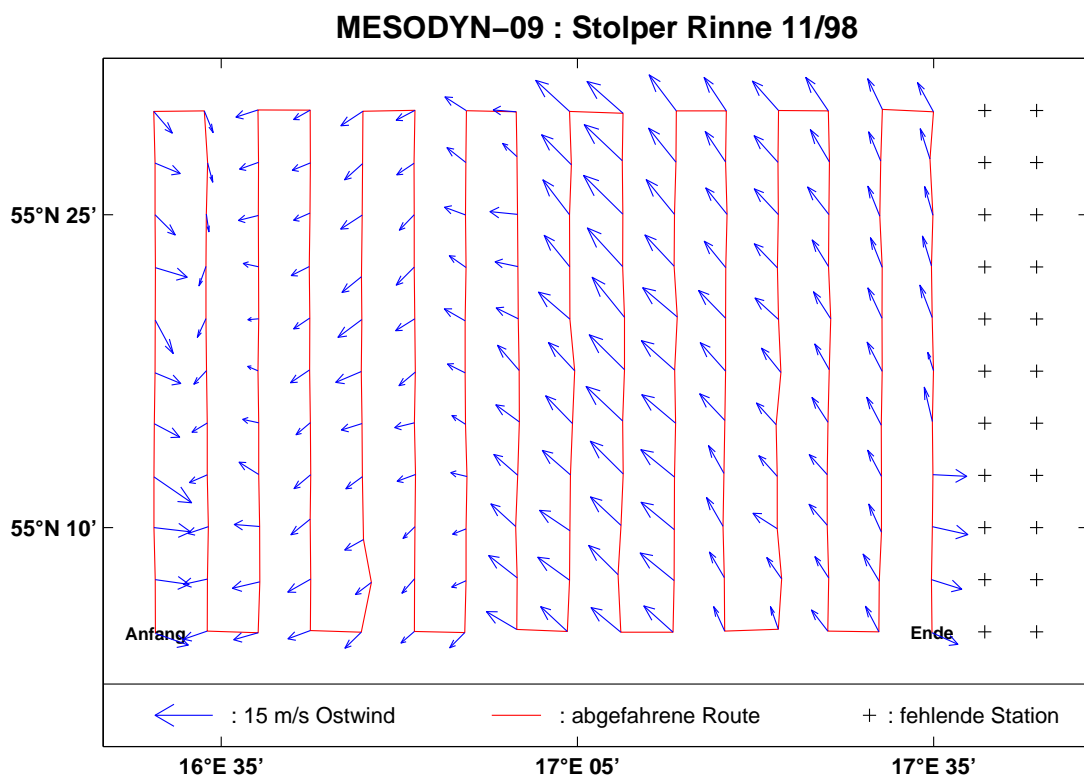


Abbildung A.25: Die lokalen Windverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-09 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.9.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $0,71 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 9,22 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

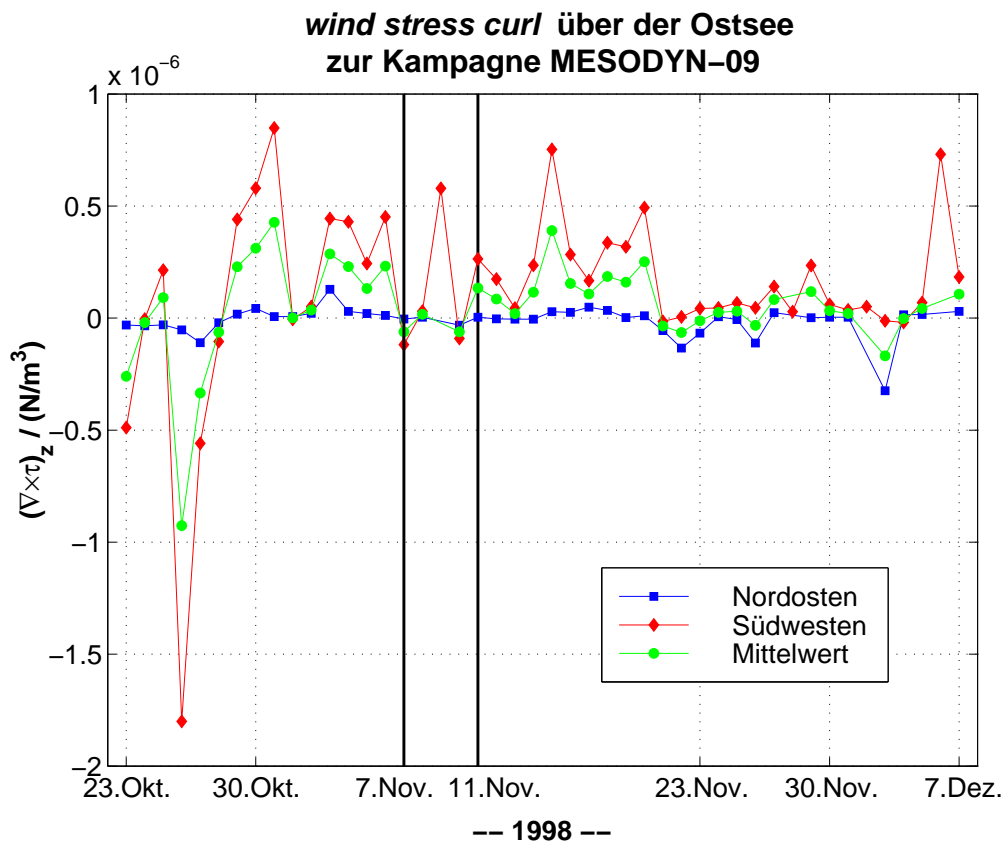


Abbildung A.26: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-09 Kampagne gemessen wurde.

A.9.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: normale Schichtungssituation ohne signifikante Abweichungen gegenüber den klimatologischen Profilen

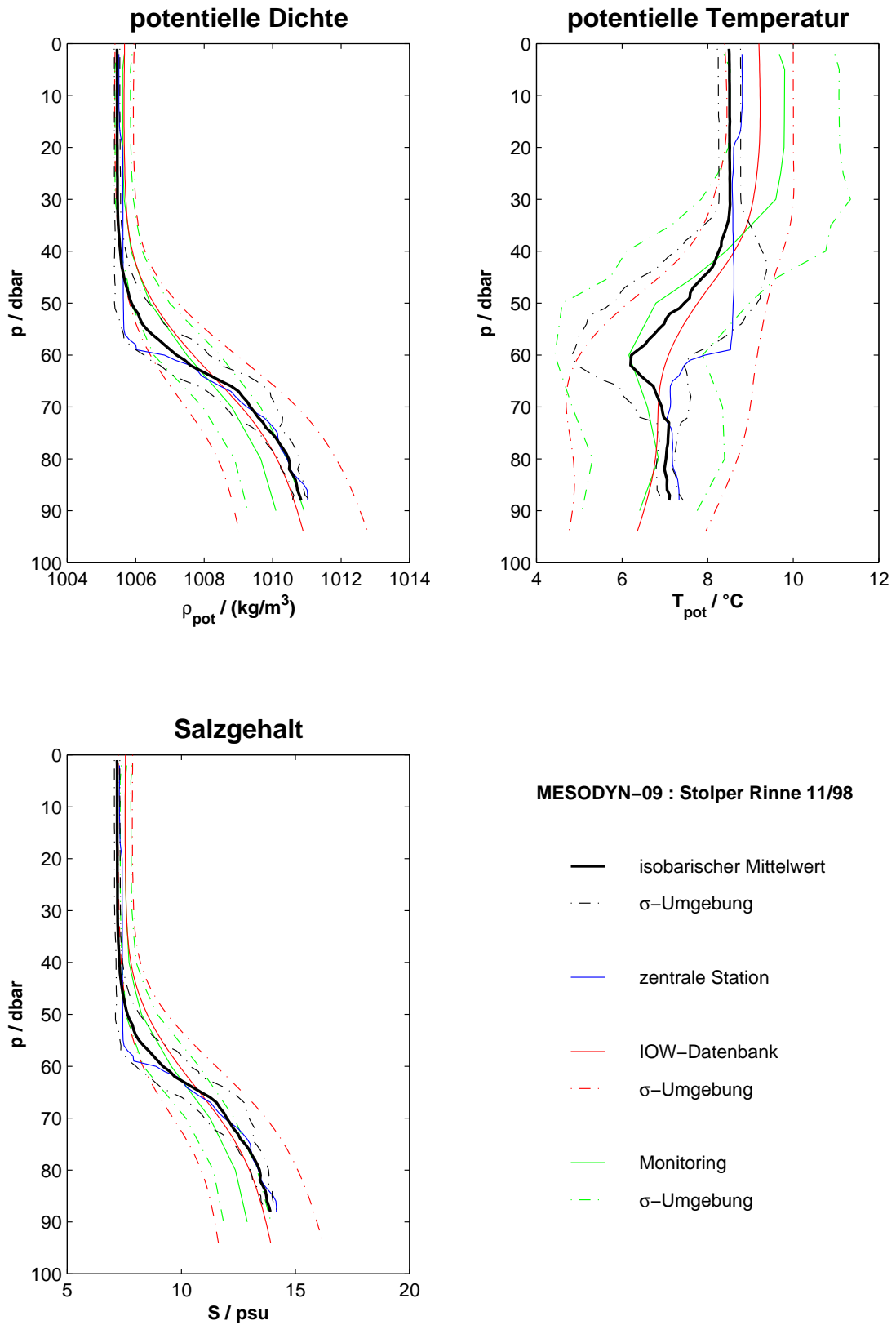


Abbildung A.27: Die Schichtungsverhältnisse in der Stolper Rinne während der MESODYN-09 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.10 MESODYN-10 im EGB

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 22.11.98 – 27.11.98

Stationen: 182 von 221

Dauer: 104 h

MESODYN-10 : Östliches Gotland-Becken 11/98

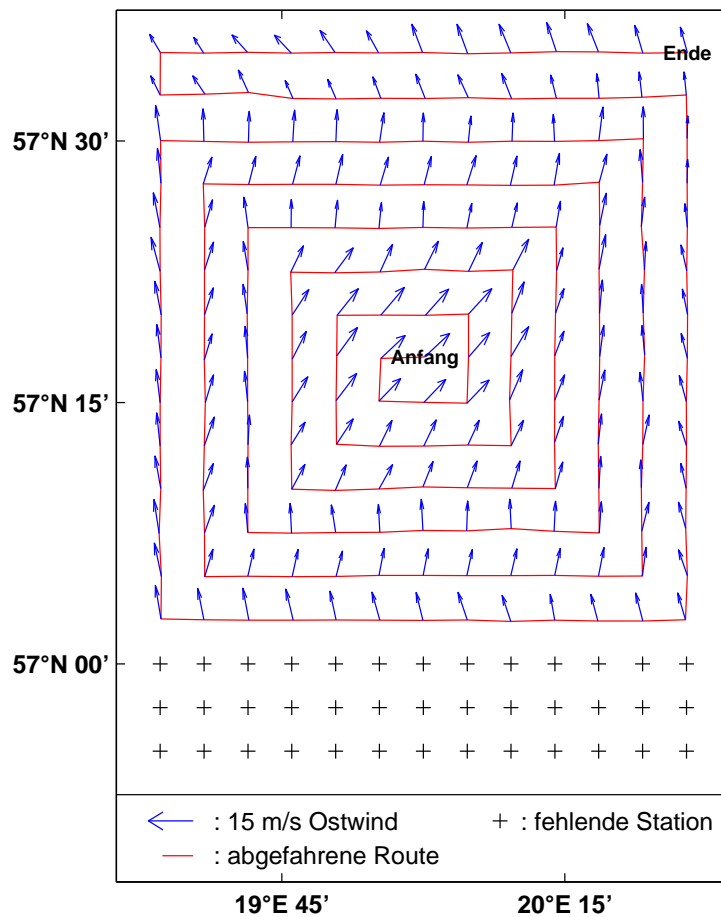


Abbildung A.28: Die lokalen Windverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-10 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.10.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $0,50 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 5,21 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

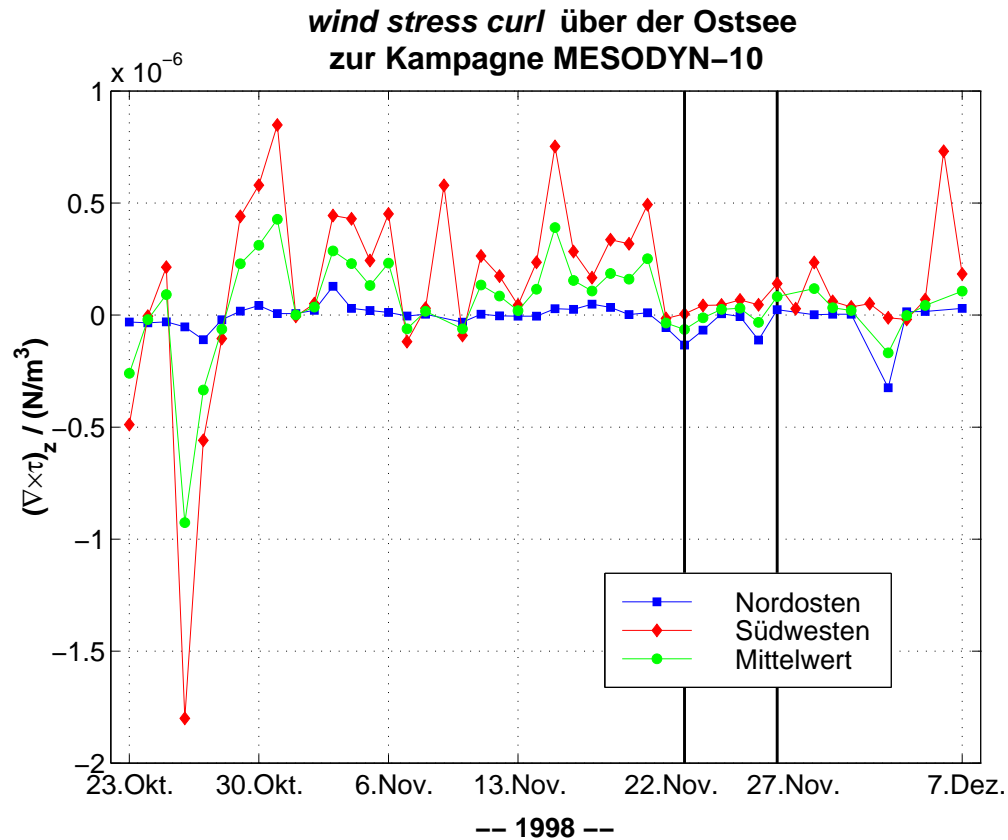


Abbildung A.29: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-10 Kampagne gemessen wurde.

A.10.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: normale Schichtungssituation mit relativ niedrigen Temperaturen oberhalb der Halokline und verhältnismäßig hohen Temperaturen darunter

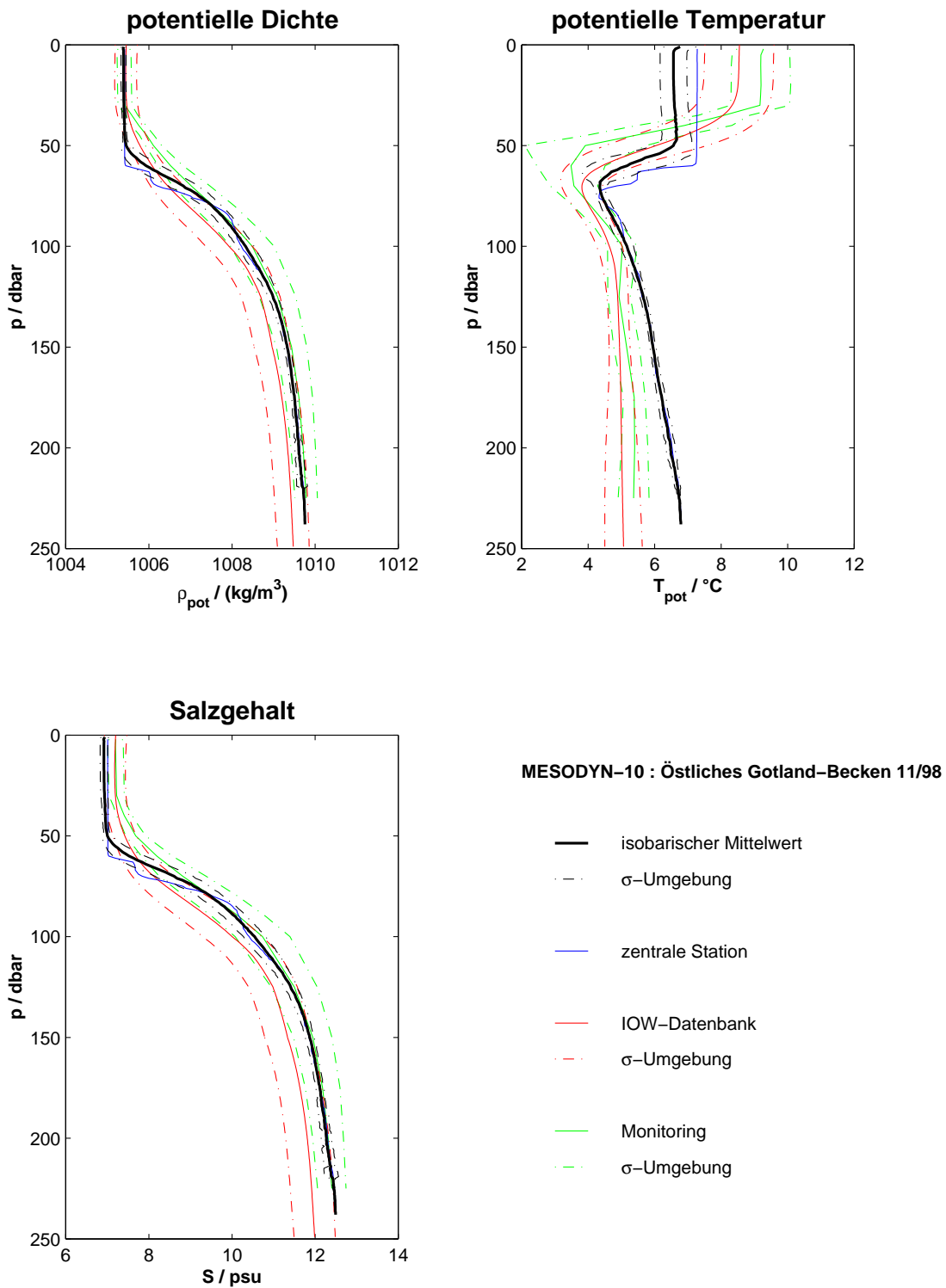


Abbildung A.30: Die Schichtungsverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-10 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.11 MESODYN-11 im EGB

Schiff: A. v. Humboldt

Zeitraum: 19.08.99 – 25.08.99

Stationen: 221 von 221

Dauer: 133 h

MESODYN-11 : Östliches Gotland-Becken 8/99

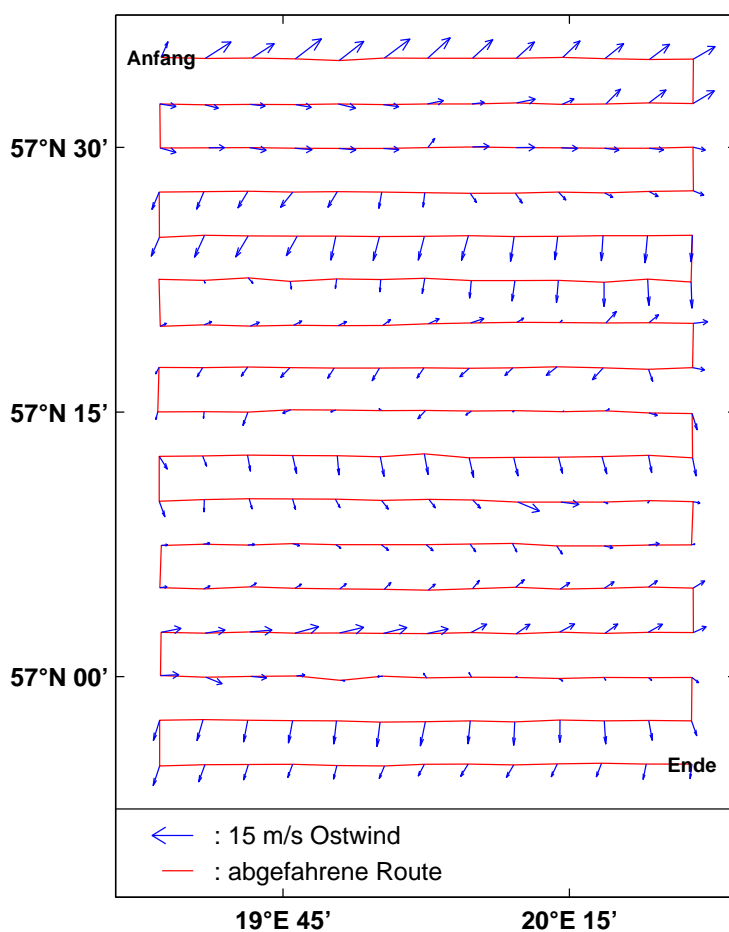


Abbildung A.31: Die lokalen Windverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-11 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrenene Route.

A.11.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $-2,24 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 15,09 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

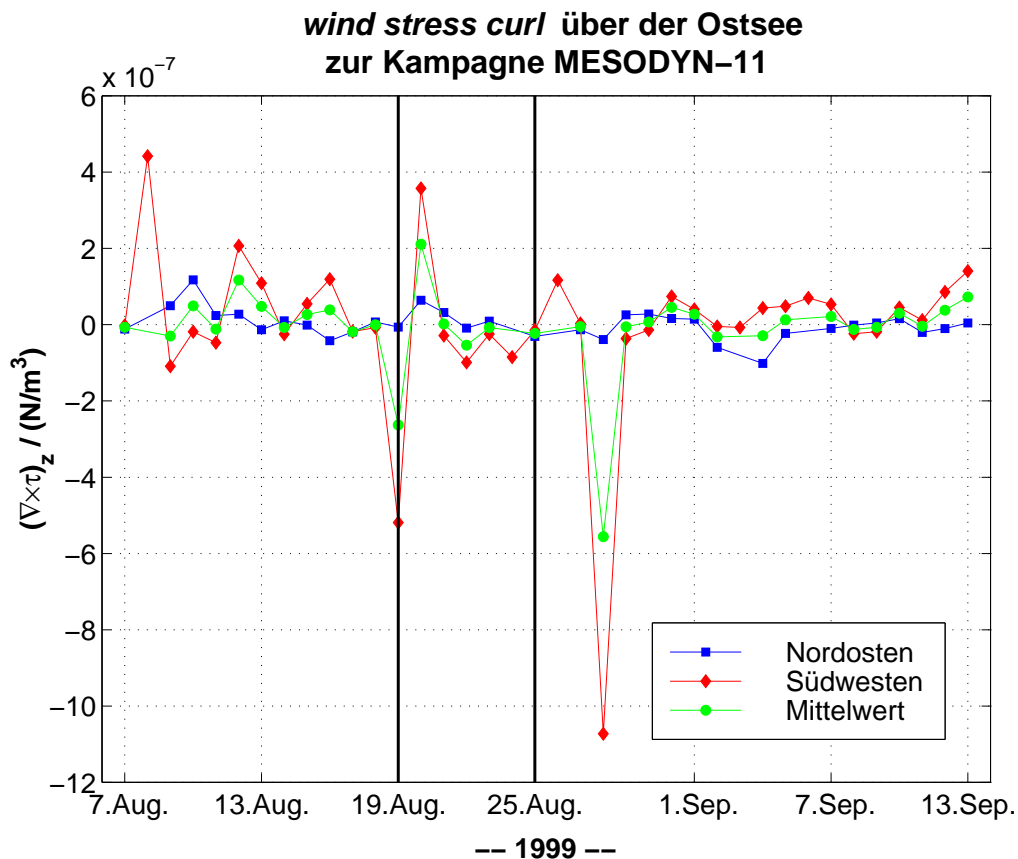


Abbildung A.32: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-11 Kampagne gemessen wurde.

A.11.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Sommer

Klimatologische Beurteilung: normale Schichtungssituation mit geringfügig herabgesetzten Salzgehalten oberhalb der Thermokline und verhältnismäßig hohen Temperaturen unterhalb der Halokline

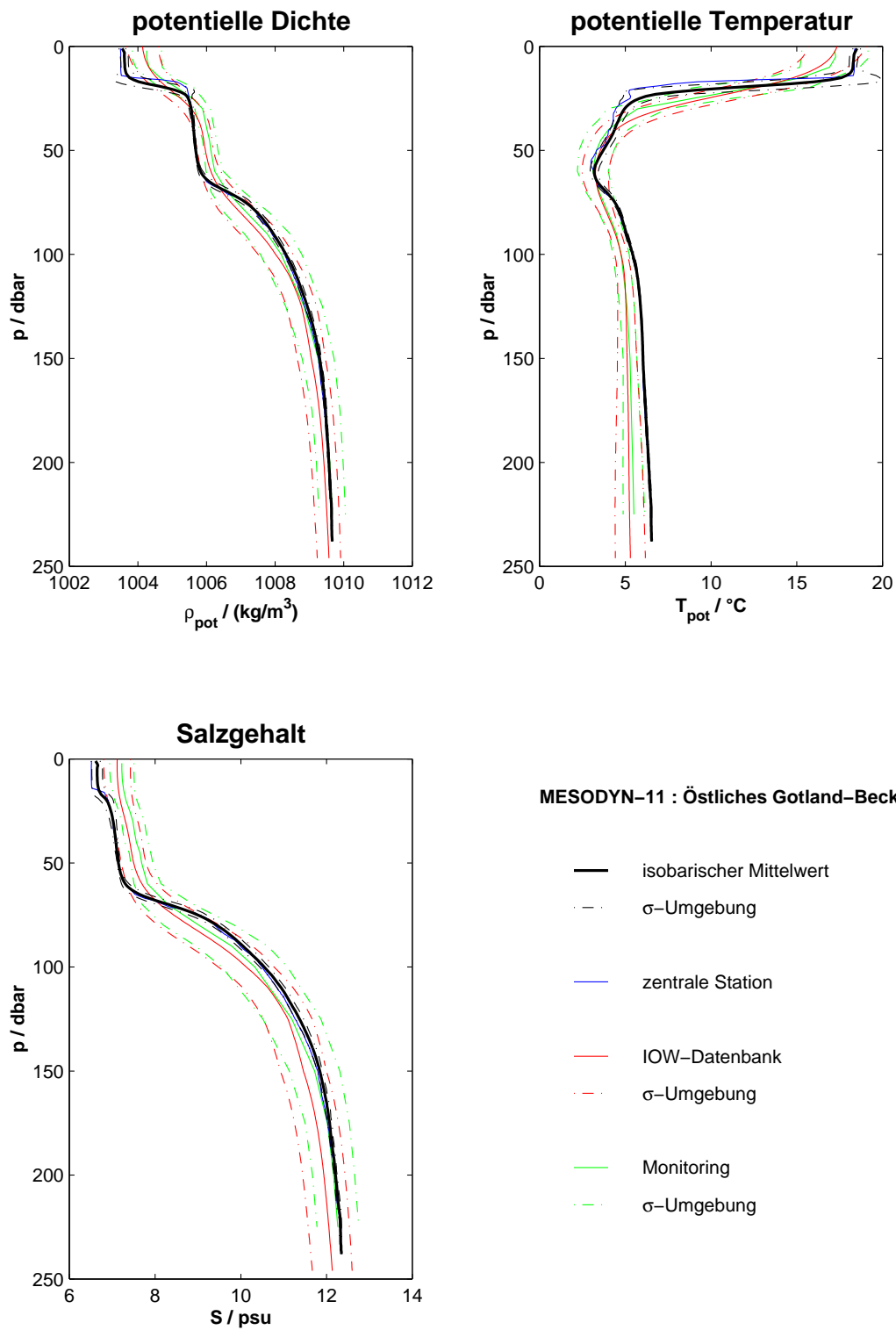


Abbildung A.33: Die Schichtungsverhältnisse im Östlichen Gotland-Becken während der MESODYN-11 Kampagne anhand verschiedener Profile.

A.12 MESODYN-12 im AB

Schiff: Professor Albrecht Penck

Zeitraum: 16.10.99 – 20.10.99

Stationen: 170 von 231

Dauer: 92 h

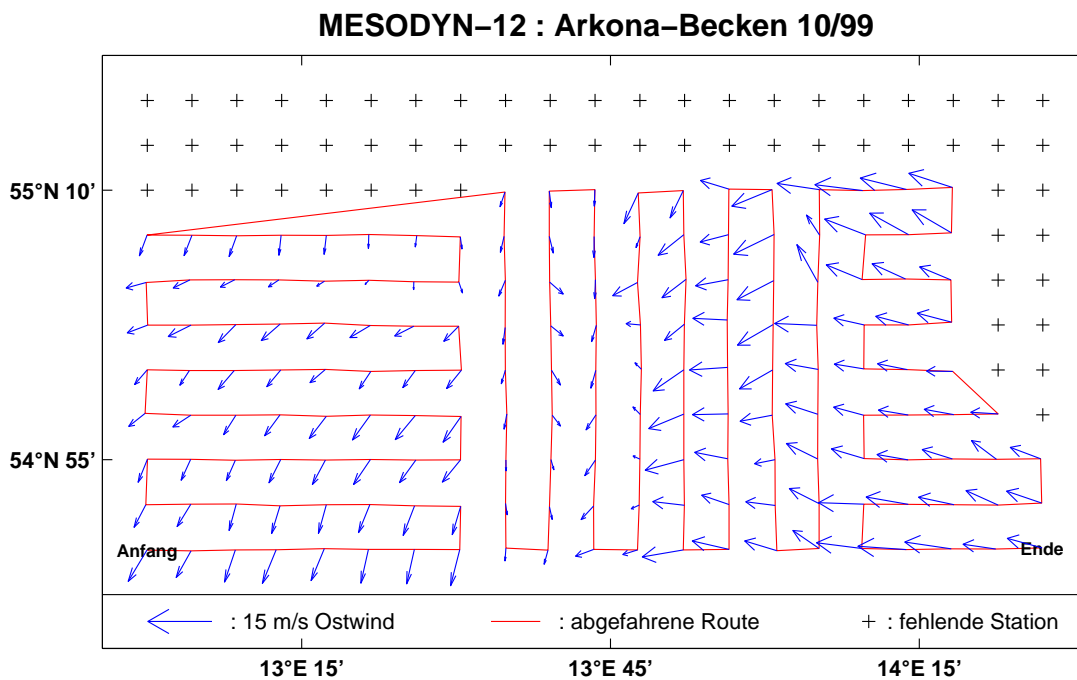


Abbildung A.34: Die lokalen Windverhältnisse im Arkona-Becken während der MESODYN-12 Kampagne anhand der Stationsmittelwerte des Windvektors und die abgefahrene Route.

A.12.1 Windantrieb

Mittelwert von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $3,32 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

Standardabweichung von $(\vec{\nabla} \times \vec{\tau})_z$: $\pm 5,02 \cdot 10^{-8} \frac{N}{m^3}$

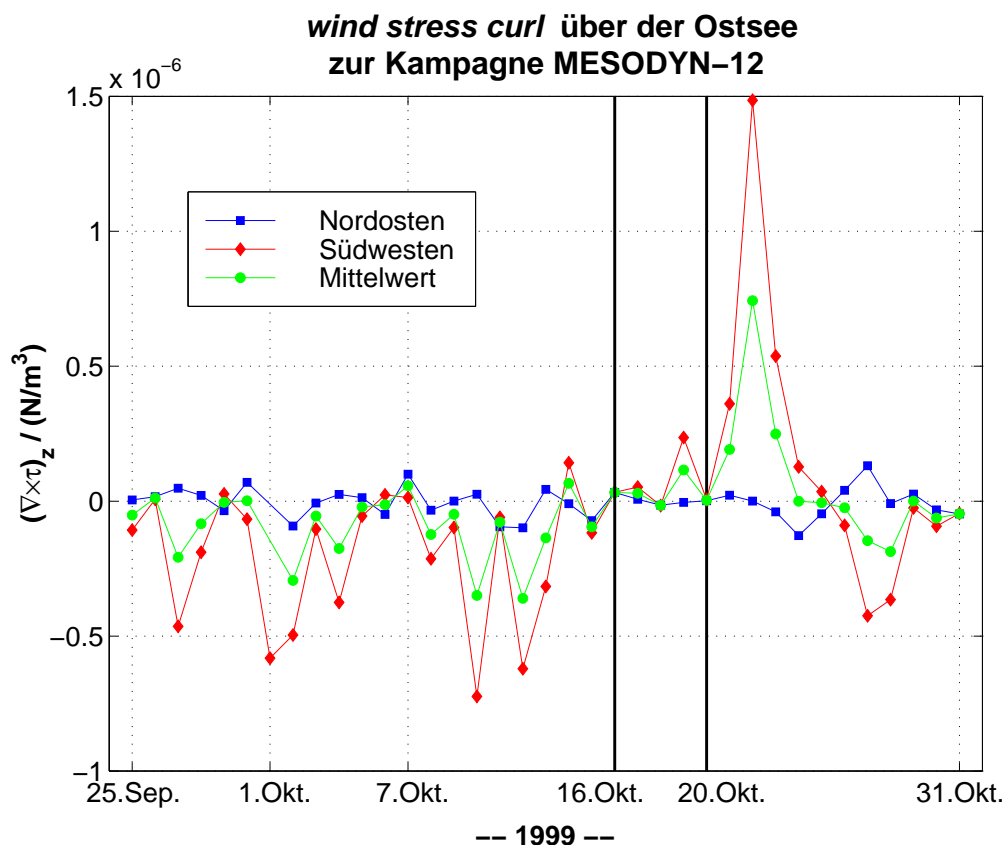


Abbildung A.35: Die Zeitreihe der Vertikalkomponente der Rotation der Windschubspannung aus den Messungen der sechs Küstenstationen. Das eingezeichnete Fenster markiert den Zeitraum, in dem der verwendete Teil des Datensatzes der MESODYN-12 Kampagne gemessen wurde.

A.12.2 Hydrographie

Saisonale Zuordnung: Winter

Klimatologische Beurteilung: geringfügige Abweichungen gegenüber den klimatologischen Profilen durch erhöhten Salzgehalt innerhalb der Halokline und am Boden sowie innerhalb der Halokline verhältnismäßig hohen Temperaturen

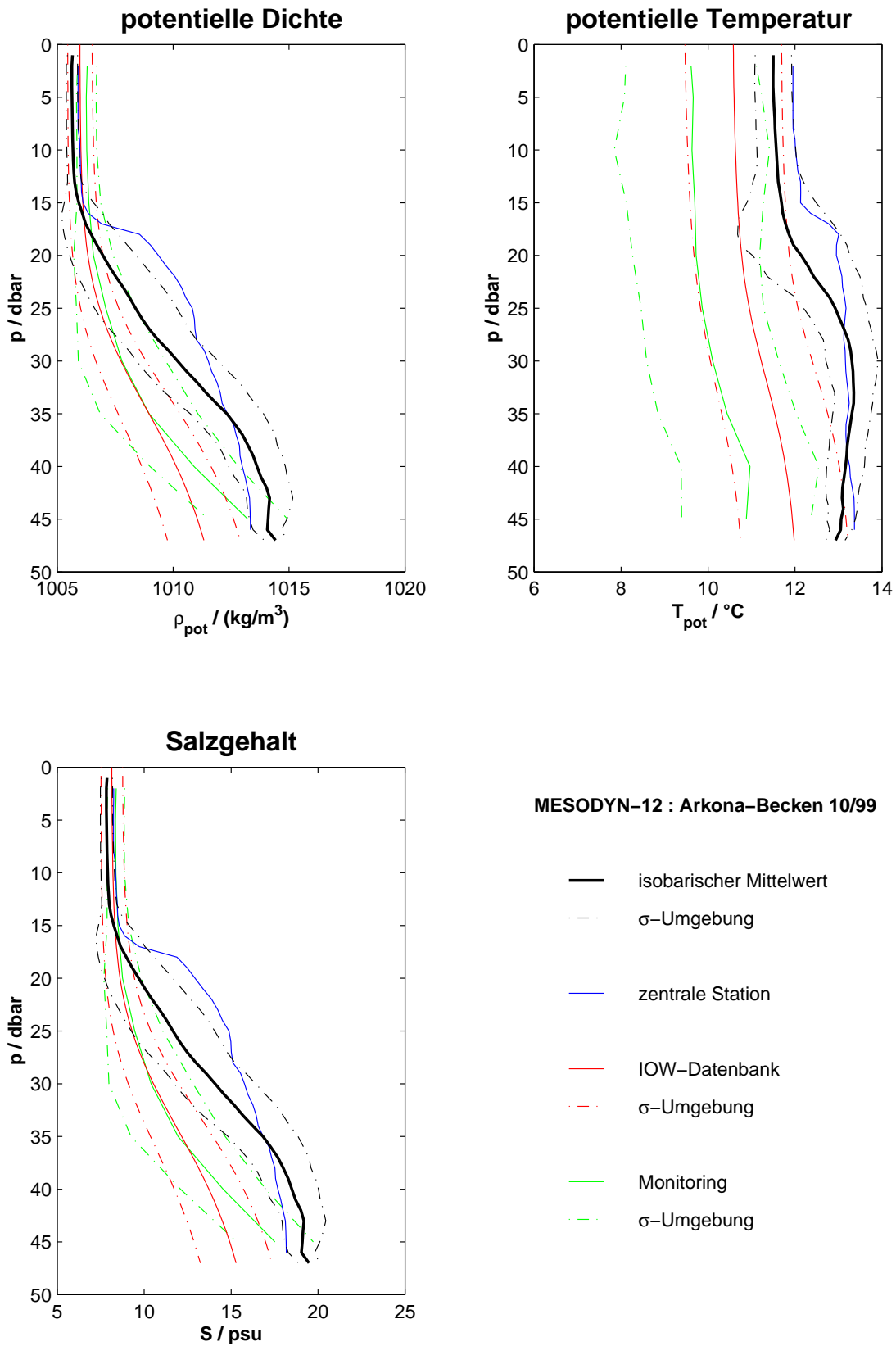


Abbildung A.36: Die Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken während der MESODYN-12 Kampagne anhand verschiedener Profile.

Danksagung

Das MESODYN Projekt wurde vom BMBF¹ gefördert.

Mein persönlicher Dank gilt Herrn Dr. Eberhard Hagen für die Betreuung dieser Arbeit durch Anregungen und fachliche Hinweise. Für ihre fachliche Unterstützung möchte ich mich auch bei Herrn Prof. Dr. Wolfgang Fennel und Herrn Dr. Rainer Feistel bedanken.

Herrn Dr. Torsten Seifert danke ich für die Bereitstellung der simulierten Datensätze und seine Hilfsbereitschaft bei allen Fragen zum verwendeten Zirkulationsmodell.

Die 30-jährigen Mittelwerte hydrologischer Größen aus den Daten der Terminfahrten wurden mir mit Genehmigung von Herrn Dr. H. Ulrich Lass von Herrn Bernd Kayser freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Des weiteren möchte ich mich bei allen Kollegen am Institut für Ostseeforschung Warnemünde bedanken, die durch ihre Unterstützung zu dieser Arbeit beigetragen haben. Stellvertretend für alle sei hier Herr Wolfgang *Otto* Hub hervorgehoben, der durch seine besondere Sorgfalt bei den Vergleichsmessungen einen wesentlichen Beitrag zum Gelingen aller MESODYN Feldkampagnen geleistet hat.

Bei den Besatzungen der Forschungsschiffe A. v. Humboldt und Professor Albrecht Penck möchte ich mich für die Hilfsbereitschaft und die freundliche Aufnahme bedanken.

¹Bundesministerium für Bildung und Forschung