

Zirkulation des atlantischen Wassers in der Arktis

**Bachelorarbeit im Studiengang Geophysik/
Ozeanographie, mit Vertiefungsschwerpunkt Ozeanographie
vorgelegt dem Department Geowissenschaften
der Universität Hamburg**

von Hannah Kleppin

14. September 2010

Betreuer:

Dr. Armin Köhl

und

Prof. Dr. Detlef Stammer

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich, Hannah Kleppin, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, und keine weiteren Hilfsmittel und Quellen als die angegebenen verwendet habe.

Abschnitte, die wörtlich oder sinngemäß, aus anderen Arbeiten übernommen wurden, sind als solche gekennzeichnet. Die Arbeit wurde in dieser oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegt.

Ich erkläre mich bereit, dass die Arbeit der Bibliothek zur Verfügung gestellt wird.

Hannah Kleppin

Hamburg, den 14. September 2010

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	7
1 Einleitung	9
2 Die Arktis	11
3 Das Modell	16
3.1 Vorwärtsintegration der Floats	17
3.2 Validierung des Modells	18
3.2.1 Zirkulationspfade	19
3.2.2 Transporte	24
4 Ergebnisse	28
4.1 Auswertung des Versuchs, bei dem die Floats auf einem Gitter ausge- setzt wurden	28
4.1.1 Floatzirkulation in den einzelnen Schichten	29
4.1.2 Exponentieller Fit	32
4.2 Auswertung des Versuchs, bei dem die Floats in der Framstraße und der Barentsseeöffnung ausgesetzt wurden	36
4.2.1 Erste Zeitskalenabschätzung an Hand von Floattrajektorien . .	36
4.2.2 Zeitskala	39
4.2.3 Unterschiede in der Zirkulation zwischen Floats des BSBWs und des FSBWs	43
5 Schlussbetrachtung	45
Danksagung	46
Literaturverzeichnis	47

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden an Hand von Modelldaten des MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model) Zirkulationspfade und Passagezeiten des atlantischen Wassers in der Arktis untersucht. Dafür wurden Floats mit Hilfe der Modelldaten und eines Matlab-Skriptes über 25 bzw. über 50 Jahre vorwärts integriert. Für die Betrachtungen über die Zirkulationspfade, sowie für eine erste Abschätzung einer Zeitskala, habe ich Floattrajektorien erstellt. Eine genauere Analyse erfolgte über die Darstellung der jährlich aus der Arktis ausströmenden Floats.

Die bekannten Zirkulationsmuster der Arktis werden durch die Modelldaten korrekt wiedergegeben. Allerdings legen die Floattrajektorien nahe, dass es zwei Zirkulationszellen im Kanadischen Becken gibt. Eine davon beinhaltet eine Zirkulation einschließlich der Beaufortsee, bei der andern wenden sich die Floats bereits in Höhe des Tschuktschen Plateaus in Richtung des Kanadischen Archipels. Dieser zusätzliche Zirkulationszweig wurde auch schon von *Smethie et al.* (2000) vorgeschlagen.

Für die Passagezeiten im Eurasischen Becken ergibt sich ein Zeitraum von etwa 9 Jahren. Für das Kanadische Becken habe ich nur eine Zeitspanne berechnen können. Sie beginnt bei etwa 15 Jahren, weist einen leichten Peak bei etwa 34 Jahren auf und ist auch nach 50 noch nicht abgeschlossen. Ein Grund für diese große Zeitspanne könnten eben diese beiden Zirkulationszellen sein.

1 Einleitung

Die Arktis ist ein wichtiger Faktor im Klimasystem und in der globalen Tiefenwasserbildung. Anfang der 1990er Jahre wurden Veränderungen in den klimatischen Bedingungen der Arktis beobachtet, darunter zum Beispiel die Abnahme der Eisbedeckung (*Stroeve et al.*, 2007). Desweiteren wird eine zukünftige Erwärmung, die stärker als das globale Mittel ausfällt, für sehr wahrscheinlich gehalten (*Christensen et al.*, 2007). Ein Grund für diese Erwärmung ist der Einstrom des atlantischen Wassers in die Arktis der bis zu $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ wärmer ist als in vergangenen Beobachtungen (*Grotefendt et al.*, 1998). In der Arktis sind Beobachtungen und Messungen der Vergangenheit besonders lückenhaft und auch heute noch nur unzureichend verfügbar. Aus diesem Grund herrscht über Details der arktischen Zirkulation noch Unklarheit, auch wenn die grobe Struktur bekannt ist. Auch über die Stärke des Einstroms gehen die Beschreibungen auseinander. Numerische Modelle bieten eine Alternative diese so relevante Region zu untersuchen. Daher möchte ich in dieser Arbeit an Hand eines generellen Zirkulationsmodells dem MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model) zunächst die Transporte zwischen dem Nordatlantik und der Arktis und die dortigen Zirkulationspfade betrachten und danach mit Beobachtungen und Modellergebnissen anderer Veröffentlichungen vergleichen. Der Fokus soll dabei auf der Zirkulation des atlantischen Wassers in der Arktis liegen.

Anschließend möchte ich zwei verschiedene Versuche durchführen um auf Zeitskalen der Zirkulation zu schließen. Vorstellbar sind Änderungen zum einen durch eine Anomalie oder einen ständigen Wandel des atlantischen Einstroms in die Arktis. Ich werde versuchen für die Zirkulationsdauer des atlantischen Wassers in der Arktis eine Zeitskala abzuschätzen, also einen Zeitraum nach dem eine eingeströmte Anomalie im Ausstrom durch die Framstraße zu messen wäre. Für die Messung einer Veränderung wäre noch eine zweite Ursache möglich; eine Veränderung innerhalb der Arktis. Daher habe ich zunächst Floats auf einem gleichmäßigen Gitter in der Arktis ausgesetzt und

1 Einleitung

mit den MITgcm-Daten vorwärtsintegriert. Im zweiten Versuch habe ich die Floats hingegen mit dem Einstrom des atlantischen Wassers ausgesetzt. Beispiele in denen eine solche Zeitskala von Interesse ist, gibt es verschiedene. Für das erste Experiment kann man als Beispiel eine Frischwasserlinse annehmen, die sich in der Arktis auf Grund von verstärktem Schmelzen des Meereises bilden könnte, und langsam, in Form eines salzärmeren Ausstroms in den Nordatlantik übertreten würde. Für den zweiten Versuch ist dies zum Beispiel die Propagation einer im Nordatlantik entstandenen Anomalie. Desweiteren spielt diese Zeitskala eine Rolle in der multidekadischen Variabilität der MOC (*Jungclaus et al.*, 2005).

Das atlantische Wasser strömt in die Arktis über zwei Hauptzweige; den FSB (Fram Strait Branch) und den BSB (Barents Sea Branch). Auch hier wurden Veränderungen in der Stärke und der Temperatur des ersten Zweiges beobachtet (*Schauer et al.*, 2004). Dies ist ein weiterer Grund die Transporte zu betrachten, aber auch eine Motivation für den letzten Abschnitt dieser Arbeit, die Unterschiede der Zirkulation des FSBWs (Fram Strait Branch Water) und des BSBWs (Barents Sea Branch Water). Das durch die Framstraße einströmende atlantische Wasser behält weitestgehend seine charakteristische Temperatur und seinen Salzgehalt und ist noch lange als deutliches Temperaturmaximum in der Arktis zu verfolgen (*Rudels et al.*, 1994). Hingegen wird das BSBW mit dem dortigen Schelfwasser durchmischt und erfährt eine enorme Abkühlung, so dass es in der zentralen Arktis angekommen, sein Temperatursignal bereits verloren hat (*Rudels et al.*, 1994). Zukünftige Änderungen in dem Verhältnis der beiden Einströme können sich über die verschiedenen Zirkulationswege auch auf die Passagezeiten auswirken.

2 Die Arktis

Wie in der Einleitung bereits erwähnt, sind die groben Pfade des atlantischen Wassers in der Arktis bekannt. Diese Pfade, topographische Gegebenheiten und einige Charakteristika der verschiedenen Wassermassen in der Arktis möchte ich nun einleitend benennen. Außerdem werde ich Bezeichnungen für die unterschiedlichen Becken und Strömungswege festlegen, die ich im nachfolgenden Text verwende, da diese in der Literatur durchaus nicht einheitlich sind.

Zunächst werde ich mich den topographischen Gegebenheiten zu wenden um dann über die Charakteristika der Wassermassen zu den Zirkulationspfaden zu gelangen. Hierbei werde ich mich, wenn nicht anders gekennzeichnet, auf die Beschreibungen von *Tomczak und Godfrey* (2003) stützen.

Im zentralen arktischen Ozean gibt es im wesentlichen 4 Becken. Das Amundsen und das Nansen Becken werden häufig zusammen betrachtet und so werde auch ich diese beiden Becken unter der Bezeichnung "Eurasisches Becken" immer zusammen betrachten. Das Eurasische Becken ist durch den Lomonosovrücken, mit einer Höhe von 850 m bis 1600 m von den westlicher gelegenden Makarov- und Kanadischen Becken getrennt. Das Eurasische Becken ist mit bis zu 4500 m etwas tiefer, als das Makarov Becken mit maximalen Tiefen von etwa 3900 m und dem Kanadischen Becken mit bis zu 3700 m Tiefe (für die Lage der Becken siehe Abb. 2.1).

Auf der östlichen Seite ist der zentrale arktische Ozean umgeben von einem breiten Schelfgürtel entlang des asiatischen Kontinents, der stellenweise breiter als 800 km ist. Aus dieser Reihe an Schelfmeeren sind für diese Arbeit nur die Barentssee und die Karasee besonders wichtig, da hier ein Zweig des atlantischen Einstroms entlang fließt und wesentliche Änderungen seiner Eigenschaften erfährt.

Über die Framstraße, mit einer Tiefe von ca. 2500 m ist der zentrale arktische Ozean mit dem Nordmeer verbunden, welches seinerseits wieder über eine 1700 km breite und 400 m bis 800 m tiefe Schwelle von Grönland über Island bis nach Schottland mit

2 Die Arktis

dem atlantischen Ozean verbunden ist. Zum Atlantik bestehen desweiteren kleinere Verbindungen, z.B. durch die Naresstraße mit einer Tiefe von etwa 250 m und durch den Kanadischen Archipel.

Zum Pazifik hin besteht eine kleine und für die arktische Zirkulation eher unwichtige Verbindung durch die Behringstraße, die etwa 45 m tief und 85 km breit ist.

Aus den eben beschriebenen topographischen Gegebenheiten ist ersichtlich, dass der arktische Ozean als Mittelmeer zu klassifizieren ist, denn der Austausch mit den Welt-ozeanen ist stark begrenzt und nur über kleine Straßen möglich. Im Gegensatz zu dem wohl prominentesten Vertreter, dem eurafrikanischen Mittelmeer, ist das arktische Mittelmeer ein "Verdünnungsbecken", was letztlich bedeutet, dass der Ausstrom salzärmer ist, als der Einstrom. Im Falle des arktischen Mittelmeeres haben wir einen relativ salzhaltigen Einstrom von atlantischem Wasser. Über der Arktis ist die Evaporation auf Grund der Eisbedeckung sehr gering. Präzipitation ist meist in Form von Schneefall auf die Eisdecke zu verzeichnen und spielt somit auch kaum eine Rolle im Frischwasserbudget der Arktis, da das Eis erst schmilzt, wenn es die Arktis bereits verlassen hat. Hingegen spielen die Niederschläge über Sibirien eine große Rolle, in dem sie zu einem starken River-run-Off von 0.2 Sv in die Arktis beitragen. Somit gibt es eine verhältnismäßig frische Oberflächenschicht die durch eine starke Pyknokline vom darunterliegenden salzhaltigen Einstrom getrennt ist. Durch diese Tatsache sind Strömungen in Mittelmeeren, im Gegensatz zu denen der drei Hauptozeane, thermohalin getrieben und werden durch das Windfeld nur modifiziert.

Da Temperatur und Salzgehalt der Wassermassen die entscheidenden Faktoren in der Zirkulation darstellen, werde ich zunächst diese für die verschiedenen Wassermassen auflisten, um abschließend das theoretische Konzept des Verdünnungsbeckens für die Arktis zu spezifizieren. Hierzu möchte ich zunächst die drei Wassermassen einführen, auf die ich mich in dieser Arbeit auch immer wieder beziehen werde:

- *das arktische Bodenwasser (ABW- Arctic Bottom Water)*
- *das atlantische Zwischenwasser (AIW- Atlantic Intermediate Water)*
- *das arktische Oberflächenwasser (ASW- Arctic Surface Water)*

Das arktische Bodenwasser hat zwei Hauptquellen. Es entsteht zum einen durch Vermischungsprozesse in den arktischen Schelfregionen, bei denen durch Eisbildung zum

2 Die Arktis

Teil sehr kaltes und salzhaltiges Wasser entsteht, zum anderen aus Grönlandsee- Tiefenwasser. Dieses erhält seine große Dichte durch winterliche Events in der zentralen Grönlandsee, bei denen ursprünglich salzarmes, kaltes Oberflächenwasser durch Eisbildung mit Salz angereichert wird und dadurch unter die Zwischenwasserschicht sinkt (*Rudels und Quadfasel, 1991*). Die erste Quelle, Teile der Schelfgebiete, bilden eine große Anzahl an verschiedenen Wasserkörpern. Das kalte und frische Wasser fördert die Eisbildung. Direkt unter dem Eis entsteht dann eine Schicht mit sehr hohem Salzgehalt, die lokal Dichten erreicht, die groß genug sind das Wasser in die Bodenwasserschicht der Arktis fließen zu lassen. Die Salzgehalte des arktischen Bodenwassers betragen etwa 34.95 psu und sind im Eurasischen Becken etwas geringer als im Kanadischen. Die Temperaturen liegen zwischen -0.8°C und -0.9°C im Eurasischen Becken, doch durch die Höhe des Lomonosovrücken wird ein Einströmen von kälterem Wasser als -0.4°C in das Kanadische Becken verhindert.

Das atlantische Zwischenwasser liegt nach *Tomczak und Godfrey (2003)* bei ca. 150 m - 900 m Tiefe, laut *Karcher et al. (2007)* typischerweise zwischen 200 m und 1000 m. Die in dieser Arbeit berechneten Tiefen der Schichten weichen leicht davon ab (siehe Abb. 3.1). Der Salzgehalt entspricht in etwa dem des ABW, die Temperaturen sind aber höher, so zum Beispiel bis zu 3°C in der Nähe von Spitzbergen. Damit ist es auch wärmer als das Oberflächenwasser, durch den hohen Salzgehalt aber dennoch dichter. Innerhalb des atlantischen Wassers kann man mindestens noch eine Aufteilung in zwei verschiedene Wassermassen vornehmen, die durch die Wege des atlantischen Einstroms bestimmt sind. Zum einen ist dies das FSBW, zum anderen das BSBW (vgl. Abb. 2.1). Bei ersterem handelt es sich um relativ unverändertes atlantisches Wasser, welches direkt durch die Framstraße in das Eurasische Becken fließt. Bei letzterem handelt es sich um atlantisches Wasser, dass im Laufe einer komplexen Zirkulation in der Barents- und Karasee modifiziert wird und erst danach durch den St. Anna Trog oder den Victoria Kanal in das Eurasische Becken eintritt. Aufgrund der Modifizierung entstehen hierbei viele verschiedene Wasserkörper (siehe *Steele et al. (1995)*, *Karcher und Oberhuber (2002)* und *Aksenov et al. (2010)*), die ich aber unter der Abkürzung BSBW zusammenfasse und nur im Vergleich mit meinen Ergebnissen auf die unterschiedlichen Wassermassen im BSBW eingehen werde.

2 Die Arktis

Das arktische Oberflächenwasser reicht von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 100 m bis 200 m. Die Temperaturen betragen etwa -1.5°C bis -1.9°C , wobei der geringe Salzgehalt von 28 bis 33.5 psu für die geringe Dichte sorgt (*Tomczak und Godfrey, 2003*). Durch die großen Schwankungen im Salzgehalt bildet sich gelegentlich eine Suboberflächenschicht aus. Grund hierfür sind Gefrierprozesse, bei denen Salz in das direkt unter dem Eis liegende Wasser abgegeben wird.

Der arktische Ozean weist durchaus die typischen Merkmale eines Mittelmeers auf, dennoch gibt es natürlich einige Modifikationen gegenüber dem Konzept des salzhaltigen, tieferliegenden Einstroms und dem sich darüber befindenen salzärmeren Einstroms. Zunächst ist zu erwähnen, dass der Einstrom und der Ausstrom, im Falle des arktischen Ozeans, nicht über-, sondern nebeneinander liegen (vgl. auch Abb. 2.1). Der salzbedingte Dichteunterschied wird durch einen starken Temperaturgradienten ausgeglichen, bzw. sogar übertroffen, so dass der Ausstrom dichter als der Einstrom ist. Der Ausstrom ist durch die Corioliskraft auf die westliche Seite der Schwelle, dafür allerdings nicht nur auf die Oberfläche beschränkt, so dass der Einstrom östlich statt findet. Da der Einstrom des atlantischen Wassers wärmer ist als das arktische Bodenwasser, schichtet sich das atlantische Wasser als Zwischenwasserschicht ein, so dass wir überall in der Arktis eine Unterteilung in drei und nicht nur in zwei Wassermassen vornehmen können.

Durch die stabile Schichtung ergeben sich vor allem für die Bodenwasserschicht enorme Erneuerungszeiten von bis zu 700 Jahren im Kanadischen Becken (*Tomczak und Godfrey, 2003*). Im Kanadischen und Eurasischen Becken wird von einer zyklonalen Zirkulation ausgegangen (u.a. *Rudels und Quadfasel (1991)*), wie sie auch in Abb. 2.1 zu sehen ist, zumindest was die Zwischen- und die Bodenwasserschicht betrifft. Die Oberflächenschicht ist durch das über der Arktis liegende atmosphärische Hochdruckgebiet beeinflusst. Dadurch wird eine antizyklonale Zirkulation im Kanadischen Becken, bzw. der Beaufortsee hervorgerufen, der Beaufort-Wirbel. Da das atmosphärische Drucksystem auf 5 bis 10jährigen Zeiträumen schwankt (*Proshutinsky und Johnson, 1997*), ist die antizyklonale Oberflächenzirkulation auch unterschiedlich stark ausgeprägt.

2 Die Arktis

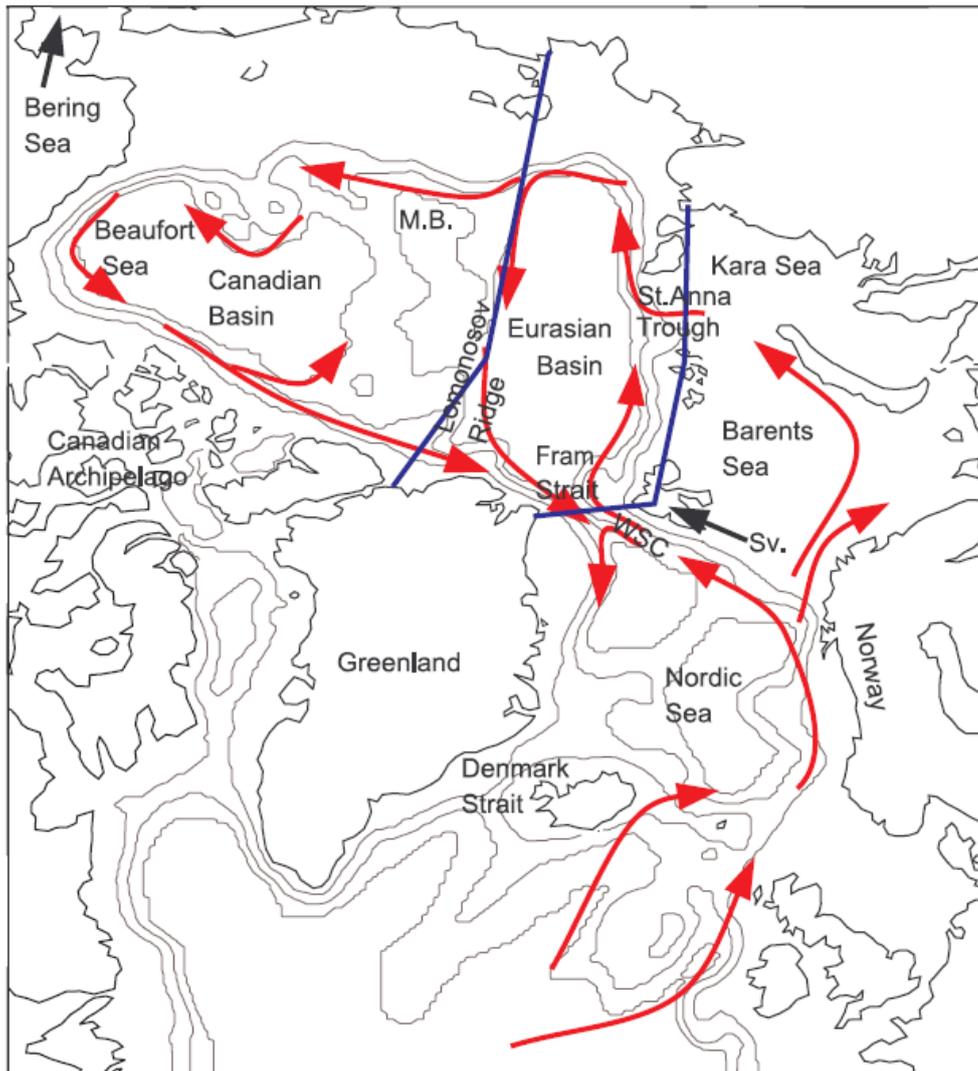


Abbildung 2.1: *Topographie und schematische Darstellung der Zirkulation in den Nordmeeren und der Arktis aus Karcher et al. (2007)*

3 Das Modell

Im folgenden Kapitel werde ich zunächst wichtige Eigenschaften des verwendeten Modells zusammenfassen, anschließend die Verarbeitung der Daten erläutern und abschließend eine Validierung des Modells durchführen.

Die Daten, die zur Berechnung und Erstellung sämtlicher Graphiken benutzt wurden, stammen von dem MITgcm (für eine genauere Beschreibung siehe *Marshall et al.* (1997)) konfiguriert für den Atlantischen Ozean nördlich von $33^{\circ}S$. Wichtig für die Untersuchungen in der Arktis, ist das krummlinige, bipolare Koordinatengitter, welches dem Modell zu Grunde liegt. Die beiden Pole sind über Nordamerika und Europa plaziert, so dass die Meridiane nicht konvergent am Nordpol zusammenlaufen. Die horizontale Auflösung beträgt damit etwa 15 km. In der Vertikalen hat das Modell variierende Auflösungen über 50 Schichten verteilt. Dies reicht von 10 Metern in den obersten hundert Metern bis zu einer Dicke von mehreren 100 m in den unteren Schichten.

Als Bodentopographie wurden die Daten des ETOPO2 verwendet, die Passagen des europäischen Nordmeers wurden nicht künstlich erweitert.

Aus dem Ruhezustand wurde das Modell mit jährlich gemittelten Daten für Temperatur und Salzgehalt aus dem WOCE Global Hydrographic Climatology-Datensatz (*Gouretski und Koltermann*, 2004) initialisiert. Dann wurde es über 122 Jahre vorwärts integriert, wobei es zweimal mit dem NCEP RA1 reanalysis Datensatz (*Kalnay et al.*, 1996) angetrieben wird. Dabei werden Frischwasser-, Impuls- und Wärmefluss an Hand der Bulkformeln und dem sechs-stündlichen Zustand der Atmosphäre von 1948 bis 2008 des erwähnten Datensatzes berechnet. Die erste Hälfte des Laufes findet keine Beachtung, da der Beginn noch durch die Anfangsbedingungen beeinflusst ist.

An den Rändern des Modells ist ein Transport von $0.9 Sv$ vorgegeben, ein barotroper Einstrom durch die Bering Straße, der nördlichen offenen Grenze, und ein entsprechender Ausstrom an der südlichen Grenze. Desweiteren wird das Modell am südlichen

Rand durch die globale 1° Version des MITgcm (basierend auf dem selben NCEP-Datensatz) angetrieben. Die Oberflächentemperatur und -salzgehalt wurden jeweils wöchentlich an die von 1948 bis 2008 vorliegenden monatlichen Mittel des ERSST V3-Datensatzes (*Smith et al.*, 2008) und der monatlichen Klimatologie WOA2005 (*Boyer et al.*, 2005) angepasst.

Desweiteren beinhaltet das Modell ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell (*Zhang und Rothrock*, 2000) und ein jährlich gemittelter Frischwassereintrag durch Flüsse (*Fekete et al.*, 1999) wird berücksichtigt. In dieser Bachelorarbeit habe ich monatliche Mittel der Modellergebnisse verwendet.

3.1 Vorwärtsintegration der Floats

Mit einem von Robert Landsberger erstelltem und von Armin Köhl für krummlinige Koordinaten modifiziertem Matlab-Skript habe ich Floats ausgesetzt und über verschiedene Zeiträume vorwärts integriert. Dieses Skript soll im folgenden kurz beschrieben und anschließend die variierten Parameter der einzelnen Versuche genannt werden.

Zunächst müssen die Geschwindigkeitsfelder zeitlich interpoliert werden, da die Modellergebnisse als monatliche Mittel vorliegen, der Zeitschritt der Floatskripte aber eine Stunde beträgt. Anschließend werden die Floatpositionen geladen, im ersten Zeitschritt die der Ausgesetzten, im weiteren dann die des vorangegangenen Zeitschritts. Die Floatpositionen aus dem vorhergehendem Zeitschritt liegen nicht zwangsläufig auf einem Gitterpunkt des Modells, daher werden die Indizes der Floatpositionen, die Längen- und Breitengrad repräsentieren, auf den nächsten Index gerundet. Zusätzlich wird der nächste Gitterpunkt hinzu genommen, um später zwischen diesen beiden interpolieren zu können. Dies muss für jede zu berechnende Geschwindigkeitskomponente einzeln erfolgen, da U (Geschwindigkeitskomponente in X-Richtung), V (Geschwindigkeitskomponente in Y-Richtung) und W (Geschwindigkeitskomponente in Z-Richtung) in dem Modellgitter (C-Gitter) an unterschiedlichen Punkten vorliegen.

Zwischen den Werten die nun jeweils für die Geschwindigkeitskomponenten vorliegen, wird interpoliert, um einen Geschwindigkeitswert für die eigentliche Floatposition zu

3 Das Modell

erhalten. Floats die in allen drei Geschwindigkeitskomponenten den Wert 0 haben werden leer gesetzt und als "gestrandete" Floats ausgegeben. Aus der vorherigen Position, der ermittelten Geschwindigkeit und dem Zeitschritt wird dann die neue Position der Floats berechnet.

Um zu vermeiden, dass Floats, die bereits einmal die Arktis verlassen haben, rezirkulieren und erneut in die Arktis einströmen, setze ich Floats die einen Index ≤ 650 in y-Richtung aufweisen (dies liegt etwas südlicher als Framstraße und Barentsseeöffnung) ebenfalls leer gesetzt. Abschließend wird überprüft, ob sich die Floats nach wie vor in den Grenzen des Modells befinden und nicht z.B. über der obersten Schicht liegen, die bei fünf Metern anfängt. Die Ausgabe der Floatpositionen erfolgt alle fünf Tage. Für die durchgeführten Versuche sind zwei Dinge variiert worden: Zum einen habe ich die Floats auf verschiedene Weisen ausgesetzt. Im ersten Versuch starteten die Floats von jedem sechsten Gitterpunkt aus in der Arktis, im zweiten Versuch habe ich die Floats auf zwei Schnitten entlang des Einstroms ausgesetzt.

Daraus ergibt sich auch die zweite Variation, die Dauer des Versuchs. Während diese für den zweiten 50 Jahre betrug, wurden die Floats im ersten Versuch nur 25 Jahre vorwärts integriert. Grund hierfür ist die Vermutung, dass die mittlere Verweildauer der Floats im ersten Versuch etwa halb so groß sein müsste wie im zweiten, da die Floats im Mittel nur noch die Hälfte der Zirkulationswege zurück legen müssen.

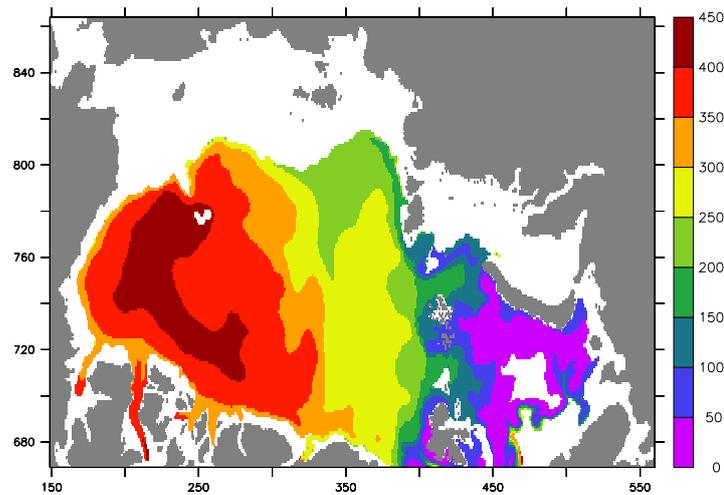
3.2 Validierung des Modells

Um die Ergebnisse des Modells zu überprüfen und um zu bestätigen, dass die oben beschriebenen und in Abb. 2.1 dargestellten Zirkulationsmuster korrekt wiedergeben werden, wurden Vektordiagramme der mittleren Geschwindigkeiten in den drei Wasserschichten erstellt (siehe Abb. 3.2 a, b und c). Wie bereits erwähnt sind für die Zirkulation auch der herein und der heraus gehende Transport von Bedeutung, so dass ich im zweiten Teil dieses Kapitels auch den Transport betrachten möchte.

3.2.1 Zirkulationspfade

Die Schichttiefen, über die die Geschwindigkeiten jeweils gemittelt wurden, sind an die in der Publikation *Karcher et al. (2007)* verwendeten angelehnt und in Abbildung 3.1 a und b dargestellt. Zu sehen sind dort die Tiefen in denen Dichte zum ersten Mal den Wert von $\sigma = 27.7$ für das AIW, bzw. $\sigma = 28.0$ für das ABW erreicht. Die Schichten liegen etwas tiefer, als in der Einleitung erwähnt.

a



b

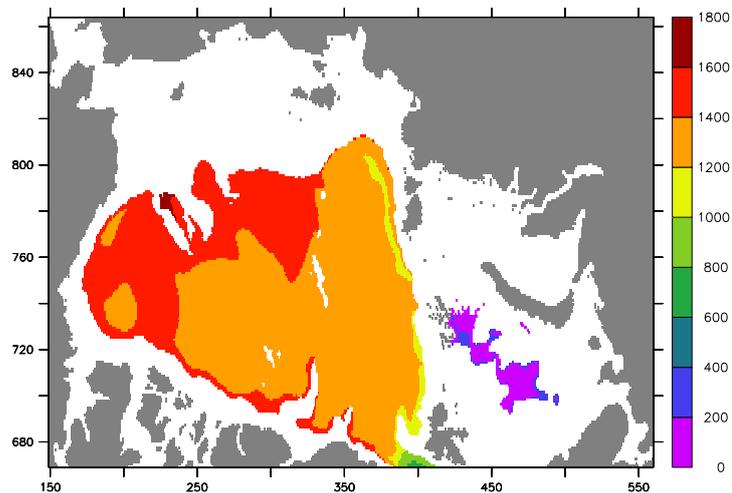


Abbildung 3.1: (a) Obere Grenze der Zwischenwasserschicht; bestimmt wurde die Tiefe in der σ das erste Mal den Wert 27.7 erreicht. (b) Obere Grenze der Bodenwasserschicht; bestimmt wurde die Tiefe in der σ das erste Mal den Wert 28.0 erreicht. Dazu verwendet wurde eine Klimatologie der monatlichen Werte von 1990 bis 2002 des MITgcm. Angaben sind in m.

3 Das Modell

Zunächst werde ich die Geschwindigkeitsfelder beschreiben, die mit dem MITgcm erzeugt wurden. Im zweiten Teil dieses Kapitels werde ich auf Unterschiede und Gemeinsamkeiten mit, in anderen Veröffentlichungen beschriebenen, Modellergebnissen und Zirkulationsbeschreibung aus der Literatur eingehen. Die drei nachfolgenden Vektordiagramme wurden alle aus MITgcm-Daten erstellt, die über die Jahre 1990 bis 2002 gemittelt wurden.

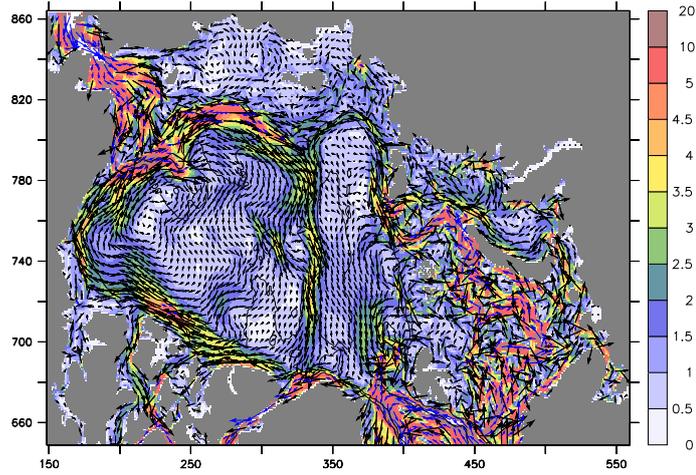
Die höchsten Geschwindigkeiten der Oberflächenschicht (Abb. 3.2 a) liegen bei ca. $20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Derart hohe Geschwindigkeiten sind aber nur in dem pazifischen Einstrom durch die Behringstraße und dem Einstrom des atlantischen Wassers in der Framstraße und der Barentssee, bzw. in deren direkter Umgebung zu finden. Charakteristische Merkmale der arktischen Zirkulation sind abgebildet. Dazu gehören die starke Rezirkulation des Einstroms in der Framstraße, die sich mit dem Ausstrom zum Ostgrönlandstrom verbindet und wieder südwärts fließt. Auch der Ausstrom des arktischen Wassers durch die Naresstraße westlich von Grönland ist durch hohe Strömungsgeschwindigkeiten zwischen $10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ und $20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ gekennzeichnet. Diese Strömung ist zwar weder in der schematischen Darstellung der arktischen Zirkulation (Abb. 2.1), noch in den zu Vergleichen herangezogenen Abbildungen anderer Modelle zu sehen. Sie ist aber ein bekannter Aspekt der arktischen Zirkulation und der Ausstrom wird von *Muenchow et al.* (2006) in etwa vergleichbar mit dem Einstrom durch die Behringstraße eingeschätzt.

Im Eurasischen Becken herrscht eine vorwiegend zyklonale Zirkulationsrichtung. Vereinzelt richtet sich der Einstrom des BSBW allerdings direkt südwärts in Richtung Framstraße. Wie in allen drei Schichten zu erkennen, verläuft die Zirkulation entlang der Beckentopographie (in den Abbildungen 3.2 a bis c sind die 500 m und die 2000 m Isobathen eingezeichnet). Auch die bei *Tomczak und Godfrey* (2003) beschriebene, durch die polaren Ostwinde verursachte, antizyklonale Zirkulation der Oberflächenschicht im Kanadischen Becken ist deutlich zu erkennen. Diese ist allerdings abhängig von dem atmosphärischen Drucksystem über der Arktis (*Proshutinsky und Johnson*, 1997).

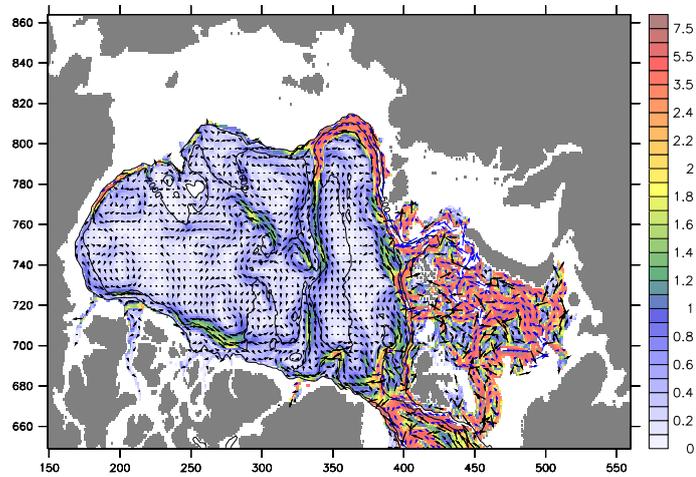
In der Abbildung 3.2 b ist das Zirkulationsmuster der Schicht des atlantischen Wassers dargestellt. Ähnlich wie in der Oberflächenschicht, sind die hohen Geschwindigkeiten

3 Das Modell

a



b



c

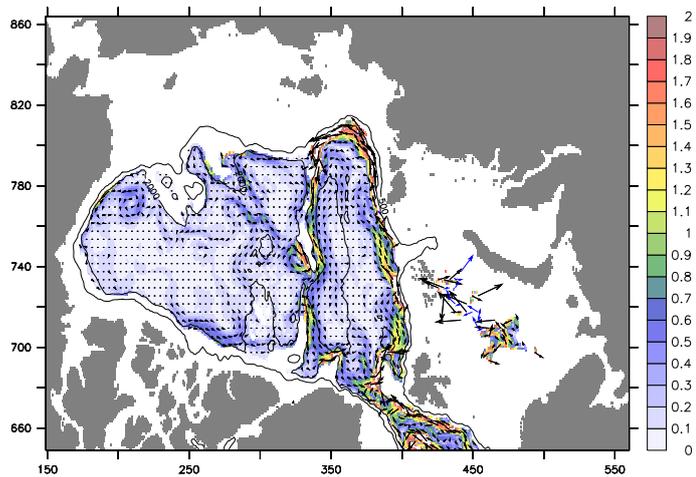


Abbildung 3.2: Dargestellt sind die gemittelten Werte der Strömung (Betrag und Richtung) von 1990 bis 2002 aus monatlichen Mitteln des MITgcm. Angaben sind in $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$. Der Farbcode steht für die Amplitude der Strömung. Blaue Vektoren entsprechen einer Geschwindigkeit über $5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ und schwarze Vektoren einer Geschwindigkeit darunter. Nicht jeder Vektor ist gezeigt. (a) Zirkulation in den oberen 100 m (b) Zirkulation der Zwischenwasserschicht, $\sigma = 27.7 - 28.0$ (c) Zirkulation der Bodenschicht, $\sigma \geq 28.0$

3 Das Modell

in den Gebieten des Einstroms des atlantischen Wassers zu finden. Vorallem in der Barentssee erreichen diese bis zu $8 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, auch wenn hier kein klares Zirkulationsmuster zu erkennen ist.

Im Gegensatz zur Oberflächenschicht ist die zyklonale Zirkulation überall ausgeprägt, mit Geschwindigkeiten von $0.8 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ am Lomonosovrücken, nördlich von Grönland, bis zu $6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ kurz nach dem Einstrom des atlantischen Wassers durch den St. Anna Trog.

Im Kanadischen Becken sind die maximalen Geschwindigkeiten von ca. $2.2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ deutlich geringer. Die Grundstruktur ist eine zyklonale Zirkulation, allerdings verglichen mit der im Eurasischen Becken nur schwach ausgeprägt. Verglichen mit den beiden bisher beschriebenen Schichten sind die Geschwindigkeiten der Bodenwasserschicht sehr gering. In den Schelfgebieten vor dem asiatischen Kontinent ist diese Wasserschicht mit einer Dichte von $\sigma > 28.0$ nur an einzelnen Stellen vorhanden, so dass sich die folgenden Zirkulationsbeschreibungen auf die beiden zentralen Becken der Arktis beschränken. Dabei betragen die maximalen Geschwindigkeiten im Eurasischen Becken etwa $2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ und im Kanadischen Becken etwa $0.6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$. In den meisten Teilen des Kanadischen Beckens ist die Geschwindigkeit aber nahezu 0. Die vorherrschende Zirkulation im Eurasischen Becken ist zyklonal, die im Kanadischen Becken nicht bestimmbar.

Bisher habe ich die Zirkulationen lediglich beschrieben, nun möchte ich diese auf Gemeinsamkeiten und Unterschiede zu bekannten Zirkulationsmustern überprüfen. Mit dem Zirkulationsschema 2.1 ist ein Vergleich schwierig, da dieses sich nicht auf einzelne Schichten bezieht. Die Zirkulationen in den einzelnen Schichten sind aber zum Teil unterschiedlich stark ausgeprägt oder sogar gegenläufig (vergleiche Abb. 3.2 a und c). Die Zirkulation im Eurasischen Becken ist, zumindest entlang der Topographie, in allen 3 Schichten zyklonal und entspricht somit der schematischen Darstellung 2.1 aus *Karcher et al.* (2007). Sowohl in der Oberflächen- als auch in der Zwischenwasserschicht ist die starke Rezirkulation des atlantischen Wassers in der Framstraße deutlich zu erkennen. In einer anderen schematischen Darstellung aus *Rudels et al.* (1994), Figure 9 ist noch eine zweite zyklonale Zirkulationszelle im Makarovbecken dargestellt, die in den MITgcm-Ergebnissen so in keiner Schicht zu finden ist. Alle anderen Details

3 Das Modell

der Zirkulation sind in den jeweiligen Schichten unterschiedlich, weshalb ich mich nun von der schematischen Zirkulationsdarstellung abwenden möchte, um die Abbildungen 3.2 a - c mit denen anderer Modelle zu vergleichen. Hierbei werde ich mich auf die in *Karcher et al. (2007)* dargestellten Modelldaten AWI NCEP und AWI Climate beziehen, die dort für das AIW gezeigt sind (siehe Abb. 3.3). Zunächst fällt auf, dass

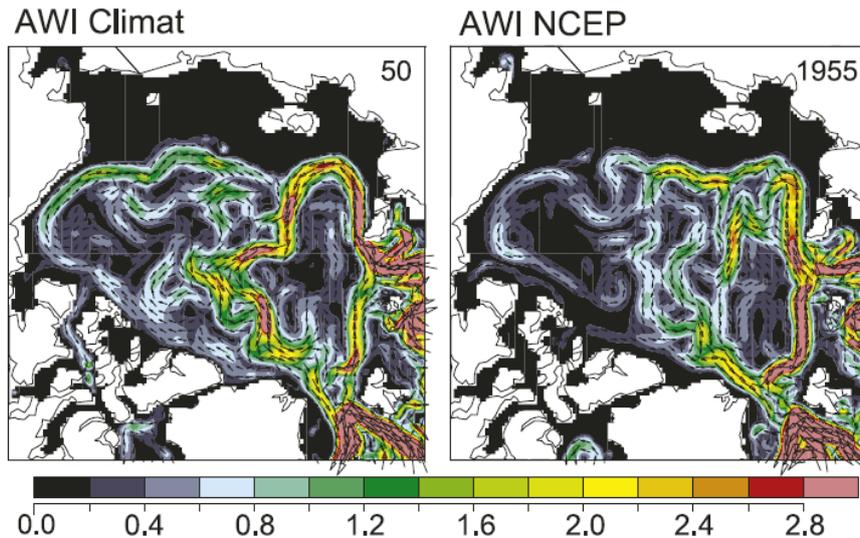


Abbildung 3.3: *Modellergebnisse aus Karcher et al. (2007) für das Dichteintervall $\sigma = 27.7 - 28.1$; links für das Jahr 50 des AWI Climate Modells und rechts für 1955 des AWI NCEP Modells. Die Angaben sind in $\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$*

die Geschwindigkeiten in beiden AWI-Experimenten geringer ausfallen, als die aus den MITgcm-Daten berechneten. Sie erreichen in den AWI-Modellen maximale Werte von $3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ wohingegen die MITgcm-Geschwindigkeiten in Teilen des Eurasischen Beckens bis zu $6.5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ erreichen. Der nächste große Unterschied besteht darin, dass in den MITgcm-Darstellungen der größere Teil der Zirkulation im Eurasischen Becken entlang des Lomonosovrückens zurück Richtung Framstraße fließt, wohingegen in den AWI-Modellen der größte Teil sich etwa in der Mitte des Lomonosovrückens westwärts wendet, dort den unteren Teil des Makarovbeckens umströmt und erst dann Richtung Framstraße fließt. Die Zirkulation im Kanadischen Becken ist im AWI NCEP Modell genauso wie im MITgcm Modell zyklonal. Im AWI Climate Modell hingegen wird die Zirkulation antizyklonal dargestellt. Dies widerspricht jedoch allen Beobachtungen. Als Grund für diese Fehldarstellung wird in *Karcher et al. (2007)* angegeben, dass das

AWI Climate Modell permanent mit dem selben Jahreszyklus angetrieben wird, dessen stark ausgeprägtes atmosphärisches Hochdruckgebiet über der Arktis für einen starken und tiefreichenden Beaufortwirbel sorgt, der so unter die Oberflächenschicht hinausreicht und auch die Zirkulation des atlantischen Wassers beeinflusst. In der Realität ist dieses Drucksystem aber bei weitem nicht stabil genug damit sich ein solcher Beaufortwirbel ausbilden könnte. In Figure 8 aus *Karcher und Oberhuber (2002)* ähnelt die Zirkulation des AWI eher der hier dargestellten, auch wenn dort nur der obere Teil des AIWs gezeigt ist. Die Zirkulation ist ebenfalls in der gesamten Arktis zyklonal und besonders stark entlang der Beckenkontouren. Allerdings ist in der Oberflächenschicht eine antizyklonale Zirkulation nur zu bestimmten Jahreszeiten zu erkennen (Figure 7 aus *Karcher und Oberhuber (2002)*).

Die Zirkulationspfade die in allen Schichten identisch sind entsprechen den allgemein bekannten, schematischen Darstellungen. Die Details in den einzelnen Schichten stimmen nicht unbedingt mit allen verglichenen Grafiken überein. Dies bedeutet allerdings nicht zwangsläufig, dass die gezeigten Abbildungen falsch sind. Da die Details der Zirkulationspfade in der Arktis, wie in der Einleitung erwähnt, nicht bekannt sind, ist eine Aussage, ob die Details richtig dargestellt werden nicht möglich. Da aber weithin bekannte Zirkulationspfade korrekt dargestellt werden, wie die Rezirkulation in der Framstraße, der verschiedene Wege nehmende Einstrom über die Barentssee und die Framstraße, der Ausstrom durch Framstraße und die Naresstraße, die durchweg zyklonale Struktur im Eurasischen Becken, die oberflächennahe antizyklonale Struktur und die darunterliegende zyklonale Struktur im Kanadischen Becken, kann man davon ausgehen, dass die Zirkulation in der Arktis ausreichend gut dargestellt wird, um damit die folgenden Untersuchungen durchzuführen.

3.2.2 Transporte

Da nicht nur Änderungen in den Eigenschaften des einströmenden atlantischen Wassers, sondern auch die einströmende Menge, bzw. das Verhältnis zwischen einströmendem BSBW und FSBW, Konsequenzen für die arktische Zirkulation haben können, werde ich in diesem Unterkapitel Transporte zwischen Arktis und Atlantik untersuchen. Zunächst werde ich über 12 Jahre gemittelte Transporte durch die Framstraße und die

3 Das Modell

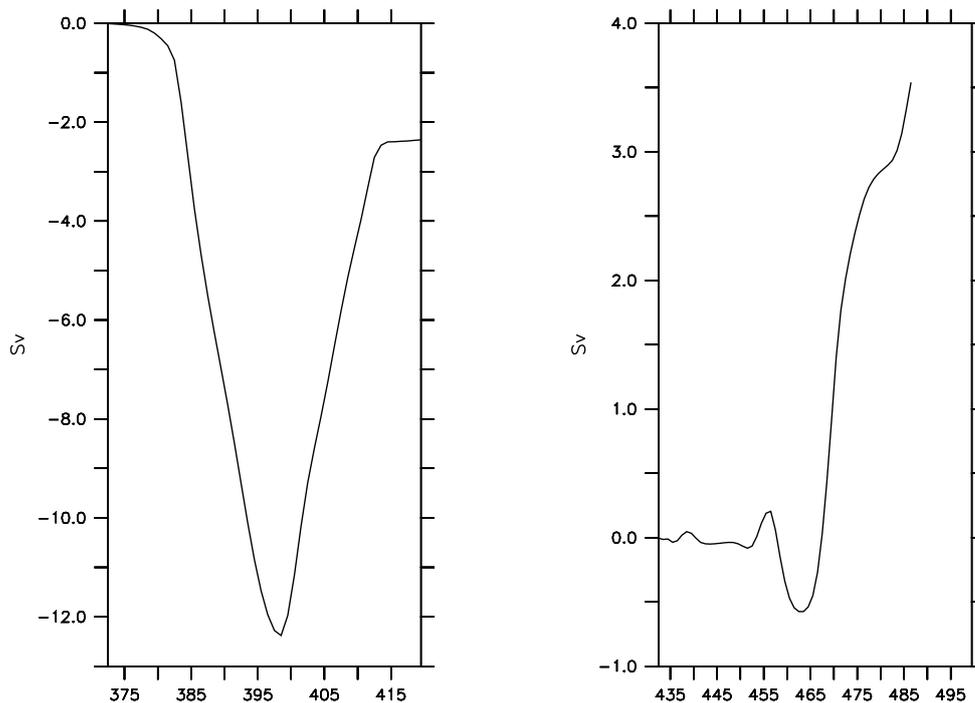


Abbildung 3.4: Transporte durch die Framstraße und die Barentsseeöffnung, berechnet aus dem selben zwölfjährigen Mittel von 1990 bis 2002, wie in Abb. 3.1. Über die Tiefe des jeweiligen Schnittes wurde dazu die v -Komponente der Geschwindigkeit integriert und entlang des Schnittes kumulativ aufsummiert

Barentssee betrachten und diese mit Literaturwerten vergleichen. Anschließend möchte ich noch kurz auf Veränderungen innerhalb dieser 12 Jahre eingehen. Grund hierfür sind Beobachtungen, die eine Verstärkung des Einstroms durch die Framstraße zeigen (Schauer *et al.*, 2004).

In der Abbildung 3.4, links ist der Transport durch die Framstraße dargestellt. Hier liegen, wie bereits in Kapitel 2 erwähnt, Einstrom und Ausstrom direkt nebeneinander. Bei etwa 3°E und $79^{\circ}24'\text{N}$ (in der Abb. 3.4 Index 399) ist ein Umkehrpunkt im Transport zu erkennen. Dies ist die Grenze zwischen Ein- und Ausstrom. Der Transport ist bis dort hin negativ gerichtet, d.h. aus der Arktis heraus. Insgesamt beträgt er bis hier -12 Sv . Danach wird der negative Transport wieder geringer, d.h. der tatsächliche Transport ist ab hier positiv, da aber die Grafik mit Hilfe einer kumulativen Summe gebildet wurde, ist der Gesamttransport noch negativ. Am Endpunkt des Schnittes, etwa bei 10°E und 78°N (in der Abb. 3.4 Index 415), beträgt der Gesamttransport

3 Das Modell

nur noch $-2.4 Sv$. Dies entspricht dem Nettobetrag. Es besagt, dass der Ausstrom in der Framstraße um genau diesen Wert größer ist als der Einstrom. Aus der Differenz dieser beiden Werte lässt sich nun einfach der Betrag des positiv gerichteten Einstroms bestimmen. Dieser beträgt demnach $9.6 Sv$.

In der Barentssee ist die Aufteilung etwas anders als in der Framstraße. Bis etwa $21^\circ E$ und $74^\circ 36' N$ (Index 452) findet überhaupt kein Transport statt, danach ist zunächst ein leicht positiv gerichteter Transport von $0.2 Sv$ zu erkennen. Hierauf folgt ein leichter Ausstrom, der bei $23^\circ 30' E$ und $73^\circ 24' N$ (Index 464) maximal wird und einen Wert von $-0.58 Sv$ erreicht. Aus der Differenz ergibt sich also ein Gesamtausstrom von $-0.78 Sv$. Danach folgt der eigentliche Einstrom und bis zum Ende des Schnittes steigt der Wert auf $3.54 Sv$ an. Der gesamte Einstrom setzt sich zusammen aus dem ersten kleinen Einstrom und dem zweiten, dessen Betrag sich aus dem Gesamttransport und dem vorherigen negativen Transport zusammen setzt. Damit beträgt der gesamte Einstrom $4.32 Sv$.

Vergleicht man Barentssee und Framstraße fällt auf, dass der Gesamttransport in der Framstraße negativ, d.h. aus der Arktis heraus gerichtet ist, der Transport durch die Barentssee geht hingegen in die Arktis hinein, ist also positiv gerichtet. Trotzdem ist der Einstrom durch die Framstraße etwa um den Faktor 2.2 größer, als der durch die Barentssee. Natürlich ist dies nicht genau der Transport an atlantischen Wasser, da gerade für die Framstraße bekannt ist, dass arktisches Tiefenwasser ausströmt, sich mit Grönlandseetiefenwasser durchmischt und so Tiefenwasser der Norwegischen See bildet um anschließend durch die Framstraße in das Eurasische Becken einzuströmen (*Rudels und Quadfasel*, 1991). So sind vielleicht auch die etwas höheren Werte als in der Literatur zu erklären, denn dort ist meistens nur von dem atlantischen Einstrom die Rede. Zu dem Verhältnis des Einstroms durch Barentssee und Framstraße finden sich verschiedene Angaben. Von der Aussage, dass der Einstrom durch die Barentssee stärker ist, über ein ausgewogenes Verhältnis, bis zu der Aussage, dass der Einstrom durch die Framstraße stärker ist, findet sich alles. Bei *Rudels und Quadfasel* (1991) wird von einem gesamten Einstrom zwischen 2 und 8 Sv gesprochen bei dem 1-2 Sv durch die Barentssee einströmen und nur 1 Sv durch die Framstraße (*Rudels*, 1987). In *Rudels et al.* (1994) ist die Rede von einem etwa gleich starkem Einstrom durch

3 Das Modell

Framstraße und Barentssee von jeweils ca. 2 Sv, auch *Karcher et al.* (2003) beschreibt einen Transport von etwa 2-3 Sv jeweils durch Framstraße und Barentssee. Ebenso wird eine gleiche Verteilung bei *Aksenov et al.* (2010) vorgeschlagen, allerdings ohne die Nennung konkreter Zahlen. In *Tomczak und Godfrey* (2003) wird davon ausgegangen, dass der West-Spitzbergen-Strom 3-5 Sv in die Arktis transportiert und nur etwa 1 Sv durch die Barentssee in die Arktis gelangt. Diese Werte liegen alle deutlich unter den aus Abb. 3.4 abgelesenen. Ähnlich hohe Werte berechnet *Schauer et al.* (2004) aus direkten Messungen zwischen 1997 und 2000. Sie sprechen von einem südwärts gerichteten, jährlich gemittelten Transport bei 78°55'N (etwas weiter südlich, als Abb. 3.4 von 12 ± 1 Sv bis 13 ± 2 Sv und einem nordwärts gerichteten Transport von 9 ± 1 Sv bis 10 ± 2 Sv. Insgesamt ergibt sich somit ein südwärts gerichteter Transport von 2 ± 2 Sv bis 4 ± 2 Sv. Für die Barentssee verweisen sie dort auf eine einjährige Messung von *Ingvaldsen et al.* (2002), die einen mittleren Transport von 2 Sv ergaben. Vorallem die von *Schauer et al.* (2004) gemessenen Werte für die Framstraße passen sehr gut zu den Werten aus Abb.3.4.

In der ersten Hälfte der 1990er Jahre ist der negative Gesamttransport von etwa 2 Sv durch die Framstraße etwas geringer, als in der zweiten Hälfte der 1990er Jahre und zu Beginn des 21. Jahrhunderts (nicht gezeigt). Für einige dieser Jahre ist zu erkennen, dass tatsächlich die Stärke des Einstroms zugenommen hat, für die restlichen Jahre kann nur gesagt werden, dass der Einstrom im Verhältnis zum Ausstrom zugenommen hat. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Anfang der 1990er beobachteten und von *Karcher et al.* (2003) beschriebenen warmen Anomalie in der Arktis, die unter anderem auf einen erhöhten Transport durch die Framstraße beruhte. Für die Barentssee ist eine solche Aussage nicht möglich.

4 Ergebnisse

In diesem Kapitel werden die erstellten Abbildungen und Grafiken gezeigt, interpretiert und mit bekannten Werten verglichen. Wie in der Einleitung beschrieben, betrachte ich zwei verschiedene Prozesse. Zum einen die Zirkulation und Zeitskalen nach dem Einstrom des atlantischen Wassers durch die Framstraße und die Barentssee, zum anderen die Zirkulation und Zeitskalen nach dem die Floats auf einem Gitter in der Arktis ausgesetzt wurden. Als Erstes werde ich das Gitterexperiment auswerten und als Zweites das Experiment des Einstroms.

Für die Betrachtungen der einzelnen Schichten sind die Floats entsprechend ihrer Tiefe einer Schicht zugeordnet. Dabei entspricht eine Tiefe von 0 *m* bis 150 *m* dem ASW, von 150 *m* bis 1500 *m* dem AIW und von 1500 *m* dem ABW.

4.1 Auswertung des Versuchs, bei dem die Floats auf einem Gitter ausgesetzt wurden

In diesem Kapitel möchte ich den ersten Versuch auswerten, zunächst werde ich mich mit der Zirkulation in den einzelnen Schichten beschäftigen und anschließend die Zeitskala betrachten.

Die Floats wurden auf einem Gitter in der Arktis ausgesetzt und dann 25 Jahre vorwärts integriert. Diese 25 Jahre entsprechen dem Zeitraum von Januar 1976 bis Januar 2001. Für die drei anfangs beschriebenen Schichten des ASWs, des AIWs und des ABWs habe ich repräsentativ eine Tiefe ausgewählt um die Floats auszusetzen. Für das ASW sind das 50 *m*, für das AIW 550 *m* und für das ABW 2000 *m*. Das Gitter deckt dabei den gesamten arktischen Ozean von der Framstraße bis zur Beringstraße ab. Auf jedem sechsten Gitterpunkt wurde ein Float ausgesetzt, was bei einem $\frac{1}{6}$ -Modell einer Verteilung auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ entspricht. Mit den eben erwähnten Grenzen ergibt dies eine Floatanzahl pro Schicht von 1711 und insgesamt von 5133. 2816 davon

strandeten direkt im ersten Zeitschritt, was daran liegt, dass einige Floats direkt an Land oder im Meeresboden ausgesetzt wurden.

4.1.1 Floatzirkulation in den einzelnen Schichten

In diesem Teil der Arbeit soll es darum gehen, die Zirkulation in den einzelnen Schichten nochmals an Hand von Floattrajektorien nachzuvollziehen. Desweiteren möchte ich untersuchen inwieweit Floats zwischen den einzelnen Schichten wechseln. Dies ist hilfreich für die spätere Analyse des Ausstroms an Floats aus den einzelnen Schichten. In den drei folgenden Abbildungen sind die Floats sowie die Trajektorien dafür farblich nach ihrer Tiefe codiert. Wenn eine große Anzahl an Floats zwischen den Schichten wechseln würde, wären die berechneten Zeitskalen der Zirkulationsdauer in der jeweiligen Schicht, nicht dieser entsprechend. Vereinzelte Floats die die Schicht wechseln, können damit erklärt werden, dass die Schichten in diesem Durchlauf nicht nach der Dichte σ eingeteilt wurden, sondern nach Wassertiefen. Da aber die Schichtgrenzen zwischen den Wassermassen in der östlichen Arktis flacher liegen, als in der westlichen (vgl. Abb. 3.1 a und b), ist es durchaus möglich, dass ein Float, dem Farbcode nach nicht im atlantischen Wasser ausgesetzt wurde, der Dichte nach aber schon. Dieses hat dann zwar die Tiefe, nicht aber die Schicht gewechselt.

In der Abbildung 4.1 a ist die Zirkulation der Floats, die in der obersten Schicht ausgesetzt wurden, nach 25 Jahren zu sehen. Ein geringer Anteil an Floats hat die obere Schicht verlassen und befindet sich nun in der darunterliegenden Schicht des AIW. Dieser Prozess scheint vor allem in der Barents- und Karasee von statten zu gehen. Einmal in der zentralen Arktis angekommen bleiben die Floats anscheinend in ihrer Schicht. Wenn man den zeitlichen Verlauf der Trajektorien betrachtet (nicht gezeigt), so ist im Eurasischen Becken eine eher zyklonale Zirkulation zu erkennen, die nicht so deutlich ausgeprägt ist, wie in den tieferen Schichten. Generell sind die Trajektorien, die ein Float in einer bestimmten Zeit erzeugt länger, als in den anderen Schichten, d.h. die Geschwindigkeiten sind höher. Im Kanadischen Becken ist die Trajektoriendichte größer, was auf eine stärkere Zirkulation schließen lässt, die auch in dem Vektordiagramm (Abb. 3.2 a) zu erkennen ist. Die Zirkulation ist antizyklonal, im Gegensatz zur mittleren Schicht ist nur ein Wirbel im Kanadischen Becken zu erkennen. Im Ver-

4 Ergebnisse

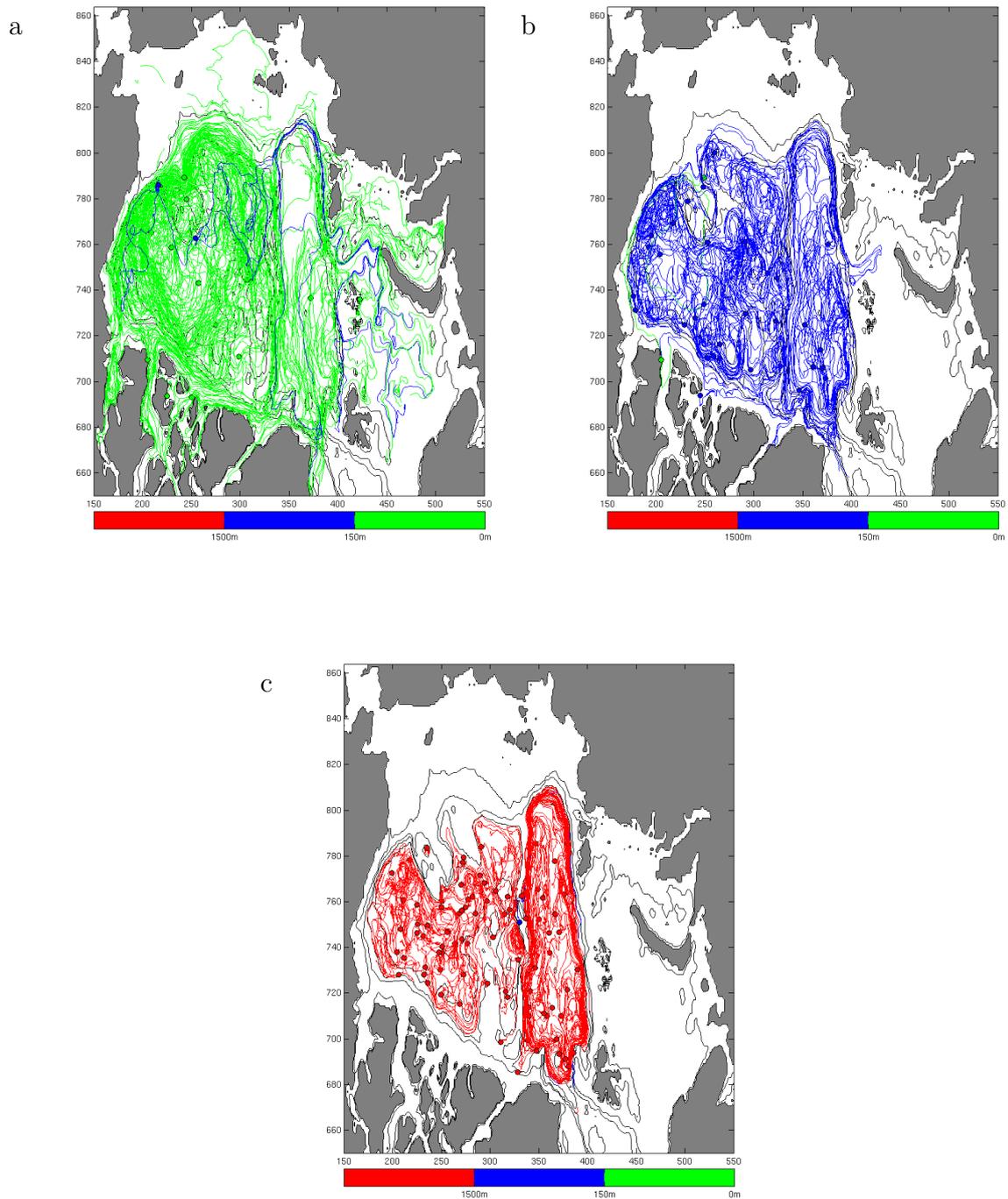


Abbildung 4.1: (a) Trajektorien der in der Oberflächenschicht ausgesetzten Floats nach einer Zirkulationsdauer von 25 Jahren. Jedes 10. Float ist gezeigt (b) Trajektorien der in der Zwischenwasserschicht ausgesetzten Schicht nach einer Zirkulationsdauer von 25 Jahren. Jedes 10. Float ist gezeigt (c) Trajektorien der in der Bodenwasserschicht ausgesetzten Floats nach einer Zirkulationsdauer von 25 Jahren. Jedes 5. Float ist gezeigt. Die Farbe der Trajektorie und der Floatposition gibt die Tiefe in m an und wurde einmal jährlich bestimmt.

4 Ergebnisse

gleich mit dem Vektordiagramm fällt vor allem noch ein starker Ausstrom durch den Kanadischen Archipel auf. Der im Vektordiagramm gut zu erkennende Einstrom durch die Beringstraße ist in Abbildung 4.1 a nicht zu erkennen. Die Beringstraße selbst ist zwar nur 45 m tief und somit nicht in der Tiefe der ausgesetzten Floats, der Einstrom verteilt sich aber laut *Tomczak und Godfrey* (2003) auf 50 m- 150 m. Im Modell findet er anscheinend nicht in der Tiefe um 50 m statt.

Auch in der mittleren Schicht haben kaum Floats gewechselt (in dieser Darstellung, Abb. 4.1 b sind es nur 2). Der Austausch fand nur mit der Oberflächenschicht statt. In den Schelfgebieten sind keine Floats zu sehen, da die atlantische Wasserschicht durch die Floats auf 550 m Tiefe repräsentiert werden sollte, die Schelfgebiete diese Tiefe aber nur vereinzelt erreichen. Die in der Mitte der Becken ausgesetzten Floats strömen alle relativ schnell zum Rand. Nur dort ist der Zirkulationssinn erkennbar (zeitlicher Verlauf nicht gezeigt). In der Beaufortsee ist dieser zum Teil antizyklonal, im restlichen Kanadischen Becken und im gesamten Eurasischen Becken ist er überwiegend zyklonal.

In der Abbildung 4.1 c ist eine Zirkulation überwiegend im Eurasischen Becken zu erkennen, zumindestens ist diese nur auf einen Pfad konzentriert, wo hingegen die Zirkulation im Kanadischen Becken verteilter wirkt. Ein Austausch mit der darüber liegenden atlantischen Wasserschicht hat nur minimal stattgefunden. In der Mitte der Becken sind keine klaren Strukturen zu erkennen, in den Randströmen ist die Zirkulationsrichtung überwiegend zyklonal.

Es lässt sich also sagen, dass ein Austausch zwischen den einzelnen Schichten nur in geringem Umfang stattgefunden hat, am ehesten aber noch zwischen den Schichten, die das AIW und das ASW repräsentieren sollen. Es ist zu erwähnen, dass die Aussetztiefen für diese Untersuchung in der Mitte der jeweiligen Schicht gewählt wurden, und daher ein Wechsel der Schicht wesentlich unwahrscheinlicher war, als dies für die Grenztiefen der Fall wäre. Zusätzlich findet man auch in der Literatur Hinweise darauf, dass der arktische Ozean durch eine sehr stabile Schichtung gekennzeichnet ist (*Smethie et al.*, 2000), und in der zentralen Arktis die Oberflächenschichten auch durch Eisbildung und dadurch erhöhte Salzgehalte nicht die entsprechenden Dichten erreichen, die für eine Tiefenkonvektion ausreichen würden (*Rudels und Quadfasel*, 1991). Beides zusammen

legitimiert in den folgenden Untersuchungen, bei denen der Ausstrom aus der Arktis schichtweise betrachtet wird, tatsächlich nur die Tiefe der Floats zum Zeitpunkt des Austretens aus der Arktis zu betrachten. Denn es ist unwahrscheinlich, dass ein Float von seiner Aussetztiefe in der Mitte der jeweiligen Schicht, vertikal über die Schicht hinauswandert. Die Zirkulation der mittleren Schicht weicht etwas von der, mit Hilfe der Vektorplots beschriebenen, ab. Dort war keine antizyklonale Zirkulation zu beobachten. Zum einen kann dies daran liegen, dass in diesem Versuch die atlantische Wasserschicht ab 150 m beginnt. Betrachtet man Abb.3.1 a stellt man fest, dass die AIW-Schicht im Kanadischen Becken z.B. erst ab etwa 400 m beginnt. Es werden also Floats aus der ASW-Schicht mit abgebildet und gerade im Kanadischen Becken kann durch einen stark ausgeprägten Beaufortwirbel die oberflächennahe antizyklonale Zirkulation zeitweise tiefer reichen. Zum anderen sind die Vektorplots aus einem 12-jährigen Mittel erstellt (was in etwa der Periodizität eines stark und eines schwach ausgeprägten Hochdrucksystems über der Arktis und damit auch einem stärker, bzw. schwächer ausgeprägten Beaufortwirbel entspricht (*Proshutinsky und Johnson, 1997*)), die Floats hingegen werden stündlich vorwärts integriert, so dass sich hier auch ein zeitlich begrenztes Phänomen auswirken kann. Zum Beispiel wäre dies ein starker Beaufortwirbel über einen längeren Zeitraum, so dass sich die antizyklonale Strömung der ASW-Schicht auf den oberen Teil der darunterliegenden Schicht aufprägt.

4.1.2 Exponentieller Fit

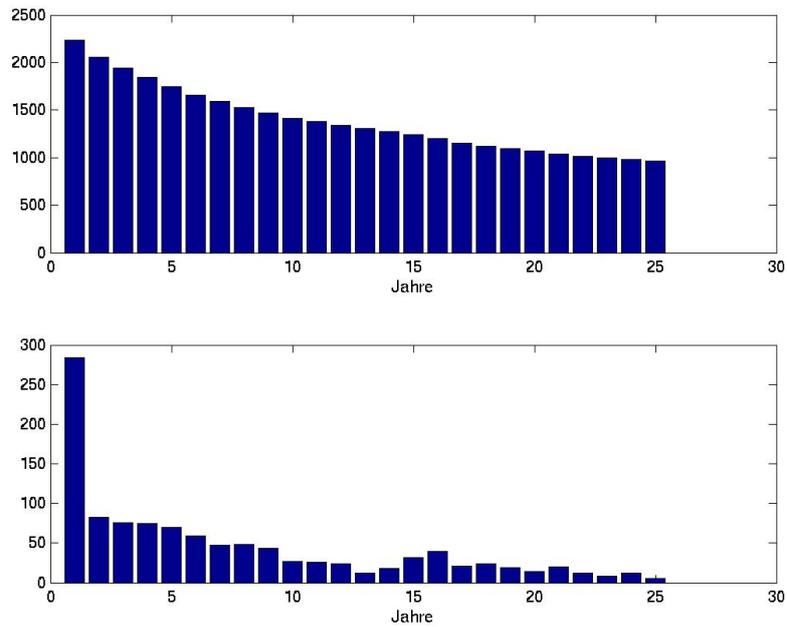
In diesem Unterkapitel soll es darum gehen eine Zeitskala für ein "Leerlaufen" der Arktis abzuschätzen. Die gewonnene Zeitskala würde also widerspiegeln wie zum Beispiel eine Frischwasseranomalie, durch ein verstärktes Abschmelzen des arktischen Eises, benötigte um zum Beispiel in der Framstraße messbar zu sein.

Um eine Zeitskala abzuschätzen, habe ich die aus der Arktis ausströmenden Floats betrachtet. Dabei habe ich alle Floats die einen Index ≤ 670 (entspricht etwa 74°N bis 81°N) annahmen aufsummiert, unabhängig davon, ob sie durch das Kanadische Archipel, die Framstraße oder die Barentssee ausgeströmt sind.

In Abbildung 4.2 a ist ein exponentieller Abfall der ausströmenden Floats zu erkennen. In der oberen Grafik sind die Floats dargestellt, die sich noch in der Arktis befinden.

4 Ergebnisse

a



b

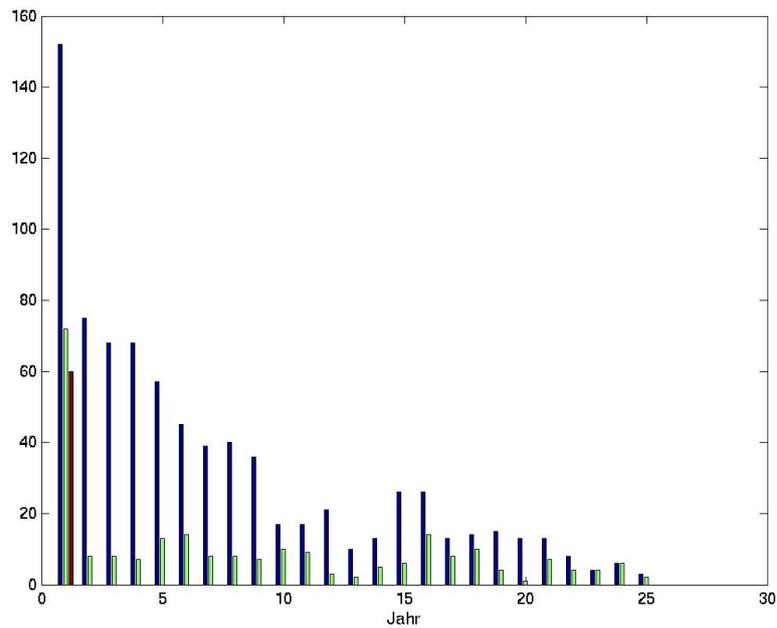


Abbildung 4.2: Für die auf einem Gitter ausgesetzten Floats: (a) Obere Grafik: Floats die sich noch in der Arktis befinden. Untere Grafik: Anzahl an Floats die die Arktis in den Atlantik verlassen haben. (b) Ausstrom der Floats nach den einzelnen Wasserschichten aufgeteilt. Die blauen Balken entsprechen dabei der Oberflächenwasserschicht, die grünen der Zwischenwasserschicht und rot steht für die Bodenwasserschicht. Aus den fünftägigen Werten der Floatpositionen wurden hierzu alle Floats mit einem Index ≤ 670 (etwa $73^\circ N$ bis $81^\circ N$) aufsummiert und nach Jahren verteilt dargestellt.

4 Ergebnisse

Ausgesetzt wurden ursprünglich 5133 Floats, schon im ersten Jahr befinden sich nur noch ca. 2200 Floats in der Arktis, was unter anderem daran liegt, dass bei den 5133 Floats einige auf Land ausgesetzt wurden, bzw. in einer Tiefe die es an manchen Stellen gar nicht gibt. Auch nach 25 Jahren befinden sich noch etwa 1000 Floats in der Arktis.

Die erste Schlussfolgerung die nun bezüglich einer Zeitskala möglich ist, ist also die Tatsache, dass auch nach 25 Jahren eine in der Arktis entstandene Anomalie im Ausstrom des arktischen Wassers in die europäischen Nordmeere noch messbar sein müsste.

Betrachtet man den unteren Teil der Grafik ist aber zu erkennen, dass pro Jahr dann nur noch eine sehr geringe Anzahl an Floats die Arktis verlässt.

Die Zeitserie der ausströmenden Floats insgesamt lässt einen exponentiellen Abfall erkennen. Um also eine Zeitskala der Verweildauer der Floats zu erhalten, kann ein exponentieller Fit auf die Daten angewendet werden. Im allgemeinen wird ein exponentieller Abfall über Gleichung 4.1 beschrieben:

$$F(t) = F_0 * \exp(-t/\tau) \quad (4.1)$$

Hierbei ist F_0 die Anzahl an Floats, die zu Beginn aus der Arktis ausströmt. τ ist der Abklingfaktor und $F(t)$ die Anzahl an Floats die zur Zeit t noch aus der Arktis ausströmt. Der Abklingfaktor τ kann wie folgt aus den Werten der Zeitserie in Abb. 4.2 a berechnet werden:

$$\tau = -\frac{t}{\ln\left(\frac{F(t)}{F_0}\right)} \quad (4.2)$$

Danach kann ein mittleres $\bar{\tau}$ berechnet werden. Dies beträgt 5.33 ± 1.83 Jahre. Die Anzahl an Floats die nach etwa fünf Jahren die Arktis verlassen, ist also nur noch $1/e$

des Anfangswertes.

Die Zeitserie habe ich nun noch einmal in die drei unterschiedlichen Schichten aufgeteilt, um festzustellen, ob sich für einzelne Schichten ein anderes Bild ergibt. In Abbildung 4.2 b zeigt sich, dass die ausströmenden Floats der Oberflächenschicht in etwa dasselbe exponentielle Abklingen zeigen, wie es schon in der Gesamtzeitserie zu erkennen war. Aus der Bodenwasserschicht verlassen nur im ersten Jahr Floats die Arktis, vermutlich jene, die direkt im Ausstrom ausgesetzt wurden. Für die Zwischenwasserschicht ist kein deutliches Signal zu erkennen. Im ersten Jahr ist die Anzahl an Floats, die die Arktis verlässt sehr hoch, danach ist die Verteilung eher zufällig. Alle Zeitserien weisen einen leichten Peak bei ca. 15-16 Jahren auf. Wie schon in der Beschreibung zu den Versuchen erwähnt, liegt die Vermutung nahe, dass die Zeit der Peaks der Ausströme etwa um einen Faktor zwei unterschätzt wird, wenn man auf die Zirkulationszeiträume und nicht auf ein "Leerlaufen" schließen möchte. Der Peak bei 15 Jahren könnte sich demnach aus der Zirkulationsdauer der Floats im Kanadischen Becken ergeben, die im allgemeinen mit ca. 30 Jahren angegeben wird (z.B. *Tomczak und Godfrey (2003)*). Eine genauere Aussage zu dieser Zeitskala werde ich erst im Unterkapitel 4.2 liefern, da dieses Experiment eine Zeitskala zum "Leerlaufen" der Arktis ergeben sollte. Da in dem nach Schichten aufgeteilten Ausstrom nur im ersten Jahr Floats aus der Schicht des ABWs vorhanden waren, kann ich über die Zeitskala der ABW-Schicht nur die Aussage machen, dass sie über den betrachteten 25 Jahren liegen muss, denn die Floats befinden sich tatsächlich noch in der Arktis und sind keineswegs gestrandet oder in die darüber liegende Schicht gewechselt, wie in Abbildung 4.1 b zu erkennen ist. Die Zeitskalen, die in der Literatur zu finden sind beziehen sich auf die Passagezeit von Tracern oder Wassermassen durch die gesamte Arktis. Diese Werte kann ich aber erst in dem zweiten Versuch vergleichsweise heranziehen. Einschätzen, ob diese Zeitskala realistisch ist kann ich daher nur unter Berücksichtigung des Faktors zwei mit den üblichen Zeitskalen. Dabei scheinen 30 Jahre (entsprechen dem Peak bei 15 Jahren) im Bereich vergangener Berechnungen zu liegen (u.a. *Karcher und Oberhuber (2002)*).

4.2 Auswertung des Versuchs, bei dem die Floats in der Framstraße und der Barentsseeöffnung ausgesetzt wurden

In diesem Versuch wurden jeweils 5000 Floats auf einem Schnitt in der Framstraße und einem in der Barentsseeöffnung ausgesetzt. Dabei wurden sie jeweils gleichmäßig von der Oberfläche bis zum Boden verteilt und anschließend 50 Jahre vorwärts integriert, von November 1958 bis November 2008. Direkt im ersten Zeitschritt strandeten 3709 Floats. Dieser Versuch soll dazu dienen, das Verhalten einer Anomalie, zum Beispiel einer erhöhten Temperatur des Einstroms, zu untersuchen, bzw. eine Zeitskala abzuschätzen, wann dieses Signal wieder im Ausstrom messbar sein müsste.

4.2.1 Erste Zeitskalenabschätzung an Hand von Floattrajektorien

Nach 6 Jahren und 8 Monaten stellt sich die Zirkulation wie in Abbildung 4.3 a dar. Zu sehen sind die beiden Einströmungspfade durch die Barentssee und die Framstraße, wie auch in der Literatur beschrieben. Der Zweig der Barentsee (Barent Sea Branch Water - BSBW) fließt zum Teil über die Kara See, zum anderen Teil direkt durch den St. Anna Trog in das Eurasische Becken, andere Floats treten in das Eurasische Becken zwischen Spitzbergen und Franz Josef Land ein. Dort beginnt der Einstrom eine zyklonale Zirkulation. Der andere Teil des Einstroms erfolgt über die Framstraße (Fram Strait Branch Water - FSBW). Zu erkennen ist auch, dass ein großer Teil des durch die Framstraße einströmenden Wassers direkt rezirkuliert und westlich von Grönland mit dem Ostgrönlandstrom den arktischen Ozean bereits wieder verlässt. Ein anderer Teil des FSBWs verlässt den arktischen Ozean auch innerhalb dieses kurzen Zeitraums, allerdings über die Naresstraße. Dies alles bewegt sich in einem Zeitraum von bis zu $1\frac{1}{2}$ Jahren. Nach gut 4 Jahren haben einige der ausgesetzten Floats die Arktis bereits wieder verlassen, nach dem sie einmal um das Eurasische Becken zirkulierten. Sie strömen durch die Framstraße mit dem Ostgrönlandstrom aus. Nicht alle Floats wenden sich am Lomonosovrücken linksseitig und beenden die zyklonale Zirkulation im Eurasischen Becken. Einige überströmen den Lomonosovrücken und fließen über

4 Ergebnisse

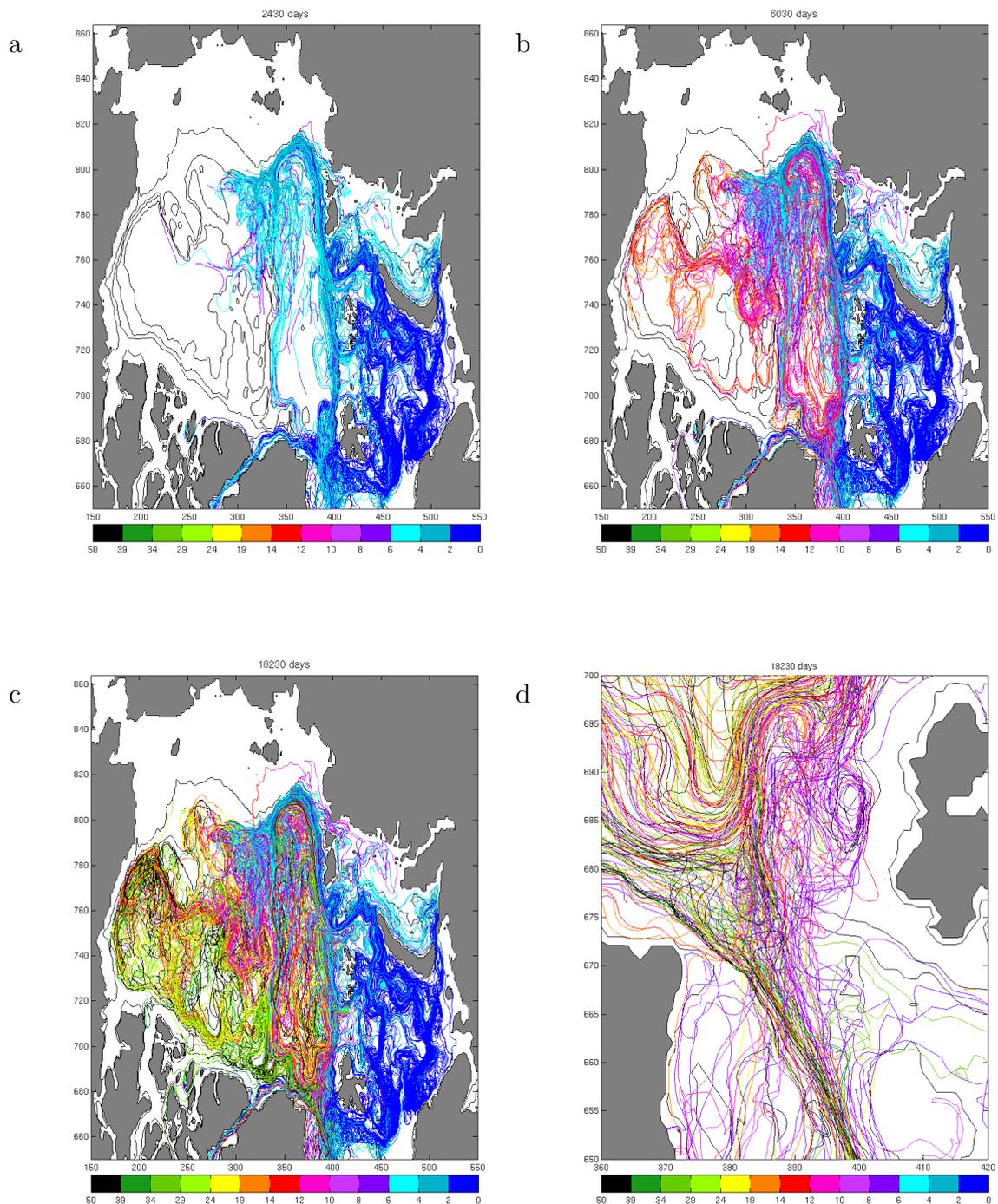


Abbildung 4.3: (a) Floattrajektorien nach 6 Jahren und 8 Monaten (b) Floattrajektorien nach $16 \frac{1}{2}$ Jahren (c) Floattrajektorien nach 50 Jahren (d) Floattrajektorien im Ausschnitt Framstraße nach 50 Jahren. Die Farben stellen den zeitlichen Verlauf der Zirkulation dar; jeder Teilabschnitt einer Trajektorie ist in der Farbe dargestellt, die der Zeit entspricht zu der der Teilabschnitt aufgezeichnet wurde. Gezeigt ist nicht nur der Endzustand nach 50 Jahren (c), sondern auch verschiedene Stufen zu Beginn (a und b) der Zirkulation, da im Laufe der Jahre die ersten Trajektorien von nachfolgenden Floats überlagert werden und so ein Ablesen der Zeitskala erschweren. Die Angaben sind in Jahren. Jedes 10. Float ist gezeigt.

4 Ergebnisse

das Makarov Becken in das Kanadische Becken, wo sie ebenfalls eine zyklonale Zirkulation fortsetzen. Etwa in Höhe der Hälfte des Lomonosovrückens teilt sich der Strom der Floats erneut auf und ein Teil fließt von dort aus in das Kanadische Becken. Dort ist auch in den AWI-Modellen aus *Karcher et al.* (2007) eine nach Westen gerichtete Strömung zu erkennen. Allerdings ist dort nur eine Umrundung des unteren Makarov Beckens und dann eine Rückkehr zum Lomonosovrücken zu erkennen, wohingegen die Floats hier weiter in das Kanadische Becken strömen. In der zweiten Abbildung dieser Reihe (Abb. 4.3 b) haben einzelne Floats bereits die Zirkulation im Kanadischen Becken abgeschlossen. Dies ist ca. $16\frac{1}{2}$ Jahre nach Aussetzen der Floats der Fall. Die Zirkulation im oberen Teil des Makarov Beckens ist unstrukturiert und schlecht zu beschreiben. Fast alle Floats gehen von dort in die Zirkulation des Kanadischen Beckens über. Dabei fließen einige über das Tschuktschen Plateau, andere stoßen zu den Floats die in der Mitte des Lomonosovrückens westwärts geflossen sind. Im Kanadischen Becken, am unteren Ende des Tschuktschen Plateaus angekommen teilt sich der Strom der Floats erneut auf. Einige fließen entlang des Kontinentalrandes des Kanadischen Beckens in die Beaufortsee, andere beenden die zyklonale Zirkulation indem sie dort westwärts in Richtung des Kanadischen Archipels fließen, um anschließend, etwa am geographischen Nordpol, wieder in die Zirkulation des Eurasischen Beckens einzutreten und durch die Framstraße die Arktis zu verlassen. Letztere sind auch die Floats die innerhalb dieser $16\frac{1}{2}$ Jahre die Arktis bereits wieder verlassen. Abbildung 4.3 c zeigt die Floattrajektorien nach 50 Jahren. Hier sind alle Charakteristika der Zirkulationspfade des arktischen Ozeans deutlich zu erkennen. In der blauen Farbskala dargestellt sind die Einströme des BSBWs und des FSBWs was dem Zeitraum bis zu 2 Jahren entspricht. Die Zirkulation im Eurasischen Becken ist im oberen Teil lila, im unteren pink bis gelb, und entspricht einem Zeitraum von etwa 14 Jahren. Im Kanadischen Becken existieren zwei ausgeprägte Zirkulationszellen, eine davon die Beaufortsee einschließend, die andere nicht, aber beide in einer ähnlichen Farb- und damit Zeitskala, von gelbgrün bis schwarz, was einer Zeit von 20 bis 50 Jahren entspricht. Ein geringer Ausstrom durch das Kanadische Archipel ist zu erkennen, mit Ausnahme der Naresstraße ist dieser aber vernachlässigbar im Vergleich zum Ausstrom durch die Framstraße. Um etwas besser abschätzen zu können, nach

welchen Zeiträumen verstärkt Floats ausströmen, ist ein vergrößerter Ausschnitt der Framstraße in Abbildung 4.3 d gezeigt. Zusätzlich, zur besseren Übersicht sind die blauen Trajektorien, also der Einstrom entfernt. Ein Großteil der Trajektorien ist lila, was einer Passagezeit der Floats von ca. 9 Jahren entspricht. Ein weiterer Peak ist im mittelgrünen Bereich zu erkennen und somit bei einer Passagezeit von ca. 30 Jahren. Hinzu kommen noch einige schwarze Trajektorien, die einer Zirkulationsdauer von etwa 40 bis 50 Jahren entsprechen.

4.2.2 Zeitskala

In dem vorangegangenen Kapitel wurde eine Zeitskala der Zirkulation in den verschiedenen Becken an Hand von Floattrajektorien abgeschätzt. Nun werde ich versuchen diese Zeitskala über eine Zeitserie des Ausstroms von Floats aus der Arktis zu bestätigen, bzw. diese noch etwas zu konkretisieren. Die Definition, wann ein Float die Arktis und auch die Schichtzugehörigkeit verlassen hat, sind dieselben, wie im Gitterversuch. Zunächst betrachte ich wieder den Ausstrom insgesamt, danach den Ausstrom in die drei Schichten unterteilt.

In der unteren Graphik von Abbildung 4.4 a ist der Ausstrom ohne die ersten 4 Jahre zu sehen, denn wie im vorangegangenen Unterkapitel erläutert wurde, strömen erst nach diesem Zeitraum tatsächlich Floats aus, die das Eurasische Becken umrunden haben. Die vorher ausströmenden Floats haben die Arktis nie durchquert, sondern sind nur in den Schelfgebieten zirkuliert oder wurden direkt im Ausstrom ausgesetzt. Natürlich sind auch nach 5 Jahren noch Floats im Ausstrom, die die Arktis nicht passiert haben. Dies wird aber über den gesamten Zeitraum der Fall sein und somit einen Fehler in der Abschätzung der Zeitskala darstellen. In der Zeitserie des Ausstroms von Floats in Abbildung 4.4 a ist ein erster Peak nach ca. 8-9 Jahren zu erkennen.

In Abbildung 4.4 b findet sich dieser vor allem in der Oberflächenschicht und liegt in der Zirkulation der Floats im Eurasischen Becken begründet.

In der Zwischenwasserschicht ist der Hauptpeak etwas undeutlicher, aber dennoch zu erkennen. Es fällt außerdem ein kleiner Peak bei etwa 34 Jahren auf. Dieser ist vermutlich auf die Zirkulation im Kanadischen Becken zurückzuführen, und ist keinesfalls so deutlich wie der Hauptpeak in der Oberflächenschicht. Für die Bodenwasserschicht ist

4 Ergebnisse

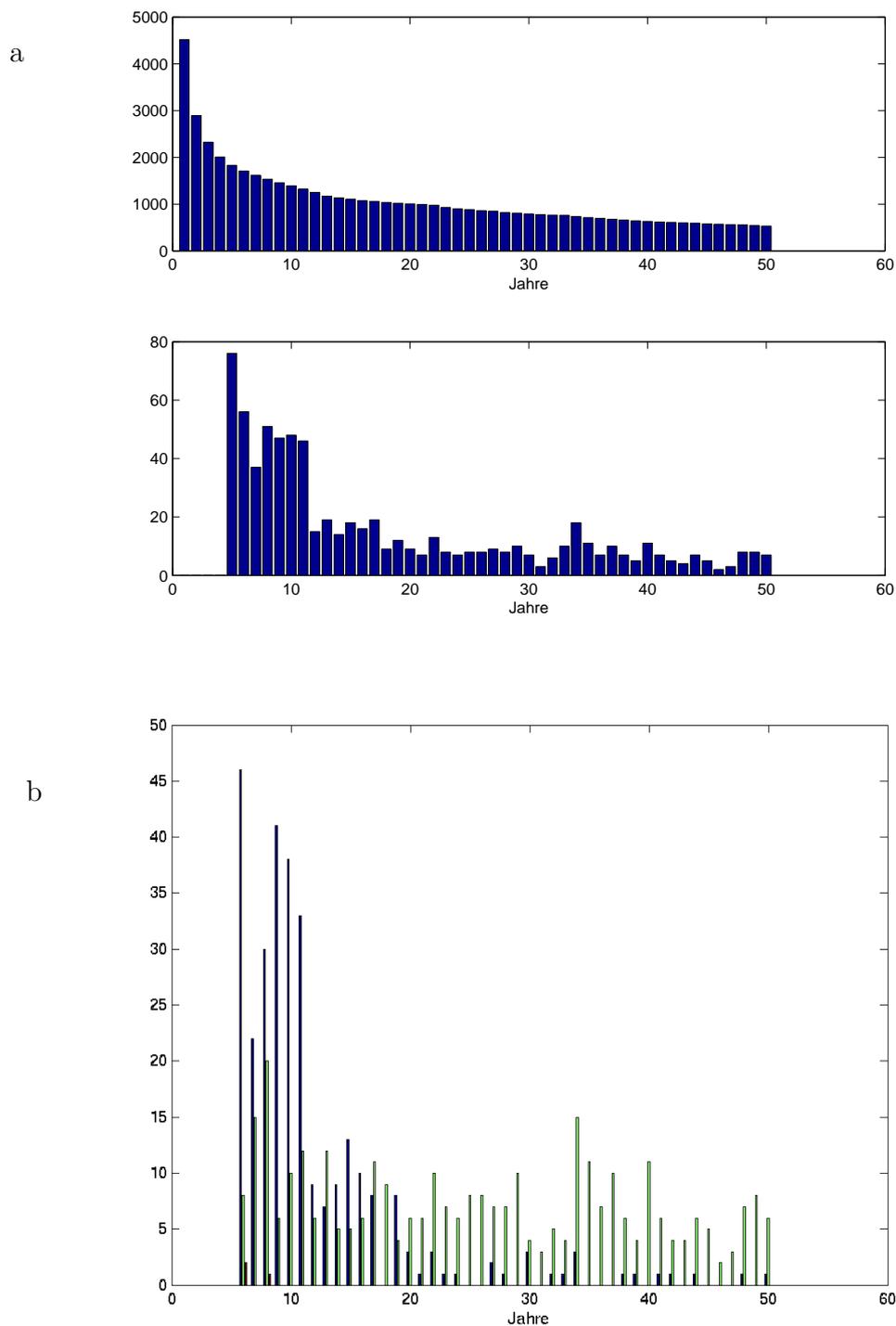


Abbildung 4.4: Für die auf einem Gitter ausgesetzten Floats: (a) Obere Grafik: Floats die sich noch in der Arktis befinden. Untere Grafik: Anzahl an Floats die die Arktis in den Atlantik verlassen haben. (b) Ausstrom der Floats nach den einzelnen Wasserschichten aufgeteilt. Die blauen Balken entsprechen dabei der Oberflächenwasserschicht, die grünen der Zwischenwasserschicht und rot steht für die Bodenwasserschicht. Aus den fünftägigen Werten der Floatpositionen wurden hierzu alle Floats mit einem Index ≤ 670 (etwa $73^\circ N$ bis $81^\circ N$) aufsummiert und nach Jahren verteilt dargestellt.

4 Ergebnisse

ähnlich wie im ersten Versuch kein erkennbares Signal vorhanden. In den ersten 10 Jahren strömt immer wieder eine geringe Anzahl an Floats aus, dann noch einmal nach 34 Jahren, ansonsten ist ein Ausstrom aus der, das ABW repräsentierenden Schicht nicht vorhanden. Betrachtet man noch einmal das Vektordiagramm der Bodenwasserschicht (Abb. 3.2 c) so ist der Grund für den geringen Ausstrom leicht ersichtlich, da die mittleren Geschwindigkeiten deutlich geringer ausfallen als in den beiden darüberliegenden Schichten. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass ein Hauptpeak existiert, nach dem der Ausstrom an Floats annähernd exponentiell abfällt, überlagert von weiteren, vermutlich exponentiell abklingenden Verläufen, bei denen die einzelnen Peaks nicht mehr deutlich zu erkennen sind. Es gibt demnach ein klares Signal für die Zirkulation im Eurasischen Becken bei 8-9 Jahren und eine Zeitspanne für die Zirkulation im Kanadischen Becken, die bei etwa 15 Jahren beginnt (vgl. Kapitel 4.2.1), einen leichten Peak bei 34 Jahren und auch nach 50 Jahren noch nicht auf ein vernachlässigbares Maß abgeklungen ist.

Die unterschiedlichen Ergebnisse für die beiden arktischen Becken haben hauptsächlich zwei Gründe. Zum einen gibt es im Kanadischen Becken drei erkennbare Hauptzirkulationswege, wohingegen es im Eurasischen Becken nur einen deutlichen Pfad gibt. Im Kanadischen Becken sind dies der Eintritt über das Tschuktschen Plateau oder über das Makarov Becken und anschließender Zirkulation entweder die Beaufortsee ein- oder ausschließend. Im Eurasischen Becken strömen alle Floats, wenn auch teilweise etwas westlich oder östlich verschoben, entlang des Lomonosovrückens in Richtung Framstraße.

Der zweite Grund für einen erkennbaren Peak für die Zirkulation im Eurasischen Becken, aber nur eine Zeitspanne für die Zirkulation im Kanadischen Becken, sind vermutlich die größeren Geschwindigkeiten im Eurasischen Becken, in der Zwischenwasser- und Bodenwasserschicht (siehe Abb. 3.2 a - b). Höhere Geschwindigkeiten bedeuten natürlich, dass kleinere Unterschiede in den Pfaden sich nicht so stark auf die Dauer der Zirkulation auswirken, wie dies bei langsameren Geschwindigkeiten der Fall ist. In der Literatur sind teilweise, sowohl für die Zirkulation im Eurasischen Becken, als auch für die im Kanadischen Becken klare Zeitskalen angegeben, deshalb möchte ich zunächst die Werte für das Euraisische Becken betrachten und mich erst danach dem

4 Ergebnisse

Kanadischen Becken zu wenden. *Karcher und Oberhuber* (2002) berechnete eine Dauer von 15 bis 20 Jahren für die Tracer die im Eurasischen Becken zirkulieren, *Smethie et al.* (2000) gibt mit 14.5 Jahren einen ähnlichen Zeitraum an. Verglichen mit den hier dargestellten Ergebnissen ist dieser Wert hoch. Die Ergebnisse von *Karcher und Oberhuber* (2002) beruhen allerdings auf einem Modell mit geringerer Auflösung (etwa 50 km) womit eine längere Passagezeit erklärt werden könnte. Desweiteren erwähnt *Karcher und Oberhuber* (2002) noch, dass ein Teil des Einstroms nach 2-3 Jahren Passage in den Schelfgebieten als sehr leichtes Oberflächenwasser über die Transpolardrift die Framstraße bereits nach weiteren 3 bis 6 Jahren erreicht, wobei die Tracer die dort das BSBW repräsentieren sollen, auf zwei Schnitten im St. Anna Trog ausgesetzt wurden und nicht, wie in dieser Arbeit, in der Barentsseeöffnung. Über die Herkunft der ausströmenden Floats kann ich in diesem Zusammenhang zwar keine Aussage treffen, in Abbildung 4.4 b ist aber zu erkennen, dass die größte Anzahl an ausströmenden Floats in den ersten Jahren aus der Oberflächenschicht stammen. Dennoch liegt die Zeitskala, die ich für alle Schichten zusammen bestimmt habe näher an den Werten der Oberflächenschicht aus *Karcher und Oberhuber* (2002) als an denen der Zwischenwasserschicht. Auch die dort angegebenen Teilabschnitte, wie die Dauer von 6 bis 8 Jahren bis zur Schnittstelle des Kontinentalrandes und des Lomonosovrücken (*Karcher und Oberhuber*, 2002) sind länger als die in Abbildung 4.3 c abzulesenden von etwa 4 Jahren.

Smethie et al. (2000) berechnete die Zirkulationsdauer von 14.5 Jahren an Hand von beobachteten Tracerverteilungen. Für das Kanadische Becken gibt *Karcher und Oberhuber* (2002) einen Zeitraum von etwa 30 Jahren an. Allerdings erwähnt er nur einen Zirkulationspfad im Kanadischen Becken und zwar entlang des Kontinentalrandes. Diese Zeitskala deckt sich in etwa mit dem, von mir berechneten leichten Peak bei 34 Jahren. Sie beinhaltet jedoch nicht die breite Zeitspanne die sich aus den verschiedenen Zirkulationspfaden im Kanadischen Becken ergibt. *Smethie et al.* (2000) gibt für die Erneuerung des Wassers im Kanadischen Becken eine Zeitspanne von ein bis zwei Dekaden an. Das älteste Wasser findet er jedoch nicht im Zentrum des Kanadischen Beckens und schlägt so auch einen zweiten Zirkulationszweig im Kanadischen Becken vor. Er relativiert die Aussage jedoch dadurch, dass die Beobachtungen während ei-

nes erhöhten Einstroms an atlantischem Wasser gemacht wurden und auch dadurch zustande gekommen sein könnten.

4.2.3 Unterschiede in der Zirkulation zwischen Floats des BSBWs und des FSBWs

In den folgenden beiden Abbildungen 4.5 a und b sind die Trajektorien der Floats aufgeteilt nach denen, die in der Barentsee und denen, die in der Framstraße ausgesetzt wurden. In Abbildung 4.5 a sind die Floats aus der Barentssee zu sehen. Diese scheinen alle schon beschriebenen Zirkulationspfade in der zentralen Arktis zu nehmen: Die Zirkulationszellen im Eurasischen und Kanadischen Becken sowie in der Beaufortsee und schließlich den Ausstrom durch die Framstraße. Einzelne Floats strömten zunächst auch südlich, um dann an der Westküste Spitzbergens durch die Framstraße in die Arktis einzutreten.

Die sich noch in der Arktis befindlichen Floats sind überwiegend in der Zwischenwasserschicht, hingegen verteilt sich die Anzahl der bereits ausgeströmten Floats etwa gleich auf die Zwischenwasser- und die Oberflächenwasserschicht. Es sind keine Floats in der Bodenwasserschicht zu sehen. Grund hierfür ist die geringe Tiefe der Barentsseeöffnung, so dass keine Floats in der Tiefe der Bodenwasserschicht ausgesetzt wurden. Hingegen dazu ist die Zirkulation der Floats aus der Framstraße (Abb. 4.5 b) fast ausschließlich auf das Eurasischen Becken beschränkt. Einzelne Floats zirkulieren auch im Kanadischen Becken, haben dieses aber noch nicht umrundet. Die Floats befinden sich etwa gleichermaßen in der Bodenwasserschicht und der Zwischenwasserschicht. Die ausgeströmten Floats stammen überwiegend aus der Oberflächen- und der Zwischenwasserschicht. Außerdem zirkuliert das FSBW auf einem inneren Kreis im Eurasischen Becken, das BSBW auf einem weiter außen gelegenen Kreis. Dass sich hier viele Floats in der Bodenwasserschicht befinden, liegt an der großen Tiefe der Framstraße von bis zu 2500 *m*.

Die Tatsache, dass die Floats des FSBWs in einem inneren Kreis und kaum in dem etwas flacheren Kanadischen Becken zirkulieren, lässt vermuten, dass das FSBW dichter ist, als das BSBW, zumal auch die Bodenwasserschicht in Abbildung 4.1 c in

4 Ergebnisse

einem inneren Kreis zirkuliert. Allerdings hat z. B. *Karcher und Oberhuber* (2002) genau entgegengesetzte Verhältnisse bei einer Modelltraceruntersuchung gefunden. Den Hauptteil der FSBW-Tracer findet er zwischen 150 m und 250 m und auch *Rudels et al.* (1994) schreibt, dass das BSBW bei geringeren Temperaturen und trotz geringerem Salzgehalt dichter ist als das FSBW. Die vielen verschiedenen Zirkulationswege die das BSBW nimmt sprechen aber in jedem Fall für die vielen verschiedenen, unterschiedlich dichten Wassermassen, die auf dem Barentsseeescheff durch Tau- und Gefrierungsprozesse, sowie durch Vermischung mit Flusswasser gebildet werden (*Aksenov et al.*, 2010). Bei *Rudels und Quadfasel* (1991) wird hingegen davon gesprochen, dass das Norwegische Tiefseewasser durch die Framstraße einströmt und einen wichtigen Faktor in der Bildung des Tiefenwassers im Eurasischen Becken spielt.

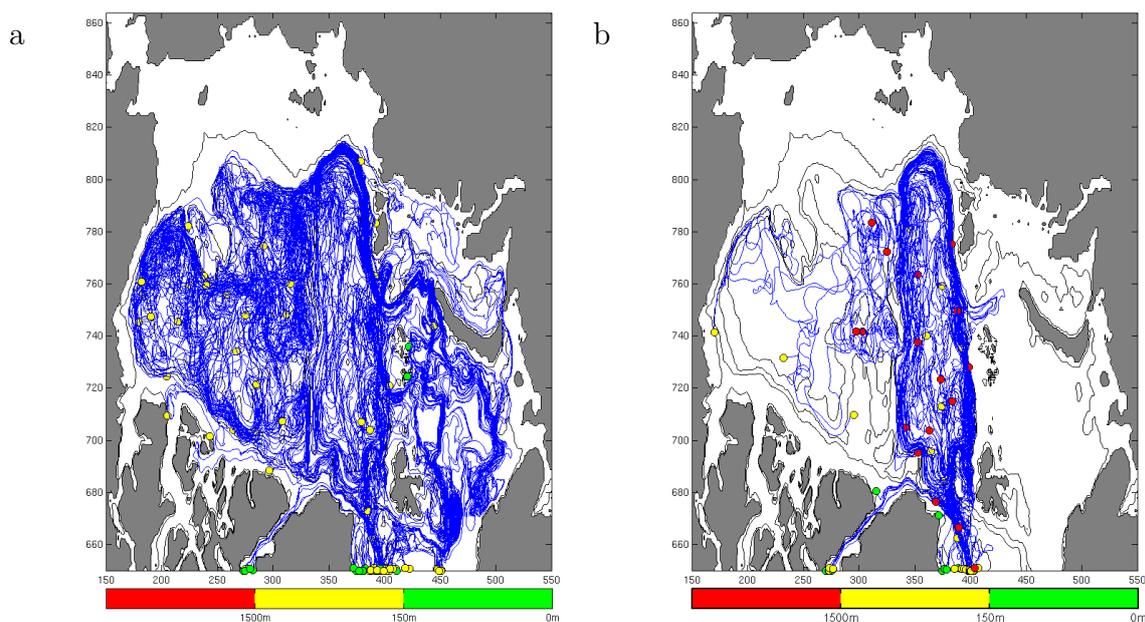


Abbildung 4.5: Floattrajektorien nach 50 Jahren. Die Punkte geben die Floatposition zum Ende der 50 Jahre an, ihre Farbe die Tiefe in m (a) Floats die in der Barentssee ausgesetzt wurden. (b) Floats die in der Framstraße ausgesetzt wurden. Jedes 10. Float ist gezeit.

5 Schlussbetrachtung

Abschließend möchte ich die Ergebnisse zusammenfassen, erläutern, aber auch auf noch bestehende Unklarheiten hinweisen. Die über 12 Jahre gemittelten Ergebnisse des MITgcm haben die bekannten Zirkulationsmuster der Arktis in allen drei Schichten bestätigt. Die Details wichen zum Teil von anderen Modellergebnissen ab, die aber teilweise auch für bekannte Aspekte der Zirkulation falsche Ergebnisse lieferten. Den Transport habe ich ebenfalls als zwölfjähriges Mittel berechnet, für die Framstraße ergab dies einen südwärts gerichteten Transport von 12 Sv und einen nordwärtigen von 9.6 Sv . Durch die Barentssee ist ein gesamter nordwärts gerichteter Transport von 3.54 Sv zu verzeichnen. In der Betrachtung der Floattrajektorien ist ein Detail der arktischen Zirkulation aufgefallen, dass in dem Vektordiagramm des zwölfjährigen Mittels in dieser Deutlichkeit nicht vorhanden ist. Im Kanadischen Becken zeigen sich zwei getrennte Zirkulationszellen. Dies wurde bereits von *Smethie et al.* (2000) auf Grund der guten Ventilation in der Mitte des Kanadischen Beckens vorgeschlagen. Für diese zwei Zirkulationszellen sprechen außerdem meine berechneten Zeitskalen. Für den ersten Versuch ergab sich ein exponentielles Abklingen mit einem Abklingfaktor $\tau = 5.33 \pm 1.83$ Jahre. Dies gibt eine Zeitskala für das Abklingen einer Anomalie im Ausstrom, die in der Arktis selbst entstanden ist. Im zweiten Versuch habe ich eine mittlere Zirkulationszeit für das Eurasische Becken von 8 bis 9 Jahren berechnet. Für das Kanadische Becken habe ich allerdings nur eine Zeitspanne erhalten und genau das spricht auch für verschiedene Zirkulationswege. Die Zirkulationsdauer im Kanadischen Becken beginnt bei etwa 15 Jahren, hat einen leichten Peak bei etwa 35 Jahren und ist auch nach 50 Jahren noch nicht völlig abgeklungen. Bei Vergleichen mit anderen Untersuchungen fiel auf, dass meine Ergebnisse etwas höher liegen. Die maximalen Geschwindigkeiten sind größer, die Transporte ebenfalls und die Passagenzeiten dadurch etwas kürzer. Die Abweichungen sind nicht besonders hoch und für jeden Bereich fanden sich auch einzelne Veröffentlichungen mit ähnlich großen Werten.

5 Schlussbetrachtung

Die wesentliche Zielsetzung dieser Arbeit war es Zeitskalen der Zirkulation abzuschätzen. Einen klaren Zeitraum kann ich nur für die Zirkulation im Eurasischen Becken angeben, so dass sich weitere Fragen für zukünftige Untersuchungen ergeben. Existieren die zwei gefundenen Zirkulationszellen im Kanadischen Becken wirklich? Ist der leichte Peak bei 35 Jahren auf die eine Zirkulationszelle zurückzuführen und wenn dies der Fall ist, ist es dann auch möglich einen weiteren Peak für die zweite Zirkulationszelle zu finden? Um diese Fragen zu beantworten könnte man etwa die Floats zu Beginn der Zirkulation im Kanadischen Becken aussetzen, oder aber an der Gabelung der beiden Zirkulationszellen und zwei getrennte Läufe für die beiden Becken betrachten. Außerdem müsste ausgeschlossen werden, dass diese Zirkulationszelle nur eine Fehldarstellung des Modells ist.

Wenn diese zweite Zirkulationszelle tatsächlich bestätigt wird, wären auch die Ursachen dieser Zirkulation von Interesse, da die übrigen Strömungen in der Arktis immer entlang der Beckenkonturen gerichtet sind (z.B. *Karcher et al.* (2007)). Außerdem müsste man die Versuche über einen längeren Zeitraum führen, da auch nach 50 Jahren noch ein Ausstrom an Floats zu verzeichnen war. Allerdings müsste der Zeitraum bedeutend länger sein, da für das ABW im Kanadischen Becken von einem Erneuerungszeitraum von 700 Jahren ausgegangen wird (*Tomczak und Godfrey*, 2003).

Danksagung

Bedanken möchte ich mich für die Betreuung der Arbeit bei Dr. Armin Köhl, der mir ein sehr freies Arbeiten ermöglichte, sowie bei Prof. Dr. Detlef Stammer.

Die Rechtschreibkorrektur verdanke ich meinem Vater Bernd Kleppin.

Literaturverzeichnis

- Aksenov, Y., S. Bacon, A. Coward, und A. Nurser (2010), The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study, *Journal of Marine Systems*, 79(1-2), 1–22.
- Boyer, T., S. Levitus, H. Garcia, R. Locarnini, C. Stephens, und J. Antonov (2005), Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the World Ocean on a 0.25 grid, *International journal of climatology*, 25(7), 931–945.
- Christensen, J., et al. (2007), *Regional Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Fekete, B., J. Voeroversmarty, und W. Grabs (1999), Global, composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances, *Global Runoff Data Center Tech. Rep. 22, Koblenz, Germany*.
- Gouretski, V., und K. Koltermann (2004), WOCE Global Hydrographic Climatology, Berichte des BSH 35.
- Grotefendt, K., K. Logemann, D. Quadfasel, und S. Ronski (1998), Is the Arctic Ocean warming?, *J. geophys. Res*, 103(C12), 27,679.
- Ingvaldsen, R., H. Loeng, und L. Asplin (2002), Variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea based on a one-year time series from moored current meters, *Continental Shelf Research*, 22(3), 505–519.
- Jungclauss, J., H. Haak, M. Latif, und U. Mikolajewicz (2005), Arctic–North Atlantic interactions and multidecadal variability of the meridional overturning circulation, *Journal of Climate*, 18, 4013–4031.

Literaturverzeichnis

- Kalnay, E., et al. (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437–471.
- Karcher, M., und J. Oberhuber (2002), Pathways and modification of the upper and intermediate waters of the Arctic Ocean, *J. geophys. Res*, 107(6; SECT 3), 2–2.
- Karcher, M., R. Gerdes, F. Kauker, und C. Koeberle (2003), Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res*, 108(C2), 3034.
- Karcher, M., F. Kauker, R. Gerdes, E. Hunke, und J. Zhang (2007), On the dynamics of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean, *J. geophys. Res*, 112(C4), C04S02.
- Marshall, J., A. Adcroft, C. Hill, L. Perelman, und C. Heisey (1997), A finite-volume, incompressible Navier Stokes model for studies of the ocean on parallel computers, *J. geophys. Res*, 102(C3), 5753–5766.
- Muenchow, A., H. Melling, und K. Falkner (2006), An observational estimate of volume and freshwater flux leaving the Arctic Ocean through Nares Strait, *Journal of Physical Oceanography*, 36, 2025–2041.
- Proshutinsky, A., und M. Johnson (1997), Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean, *J. geophys. Res*, 102(C6), 12,493.
- Rudels, B. (1987), *On the Mass Balance of the Polar Ocean, with Special Emphasis on the Fram Strait: With Special Emphasis on the Fram Strait*, Norsk polarinstitutt.
- Rudels, B., und D. Quadfasel (1991), Convection and deep water formation in the Arctic Ocean-Greenland Sea system, *Journal of Marine Systems*, 2(3-4), 435–450.
- Rudels, B., E. Jones, L. Erson, und G. Kattner (1994), On the intermediate depth waters of the Arctic ocean., *AGU Geophysical Monograph*, 85, 33–46.
- Schauer, U., E. Fahrbach, S. Osterhus, und G. Rohardt (2004), Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements, *J. geophys. Res*, 109(C6), C06,026.

Literaturverzeichnis

- Smethie, J., W.M., P. Schlosser, G. Boenisch, und T. Hopkins (2000), Renewal and circulation of intermediate waters in the Canadian Basin observed on the SCICEX 96 cruise, *J. geophys. Res.*, *105*(C1), 1105–1121.
- Smith, T., R. Reynolds, T. Peterson, und J. Lawrimore (2008), Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006), *Journal of Climate*, *21*(10), 2283–2296.
- Steele, M., J. Morison, und T. Curtin (1995), Halocline water formation in the Barents Sea, *J. geophys. Res.*, *100*(C1), 881–894.
- Stroeve, J., M. Holland, W. Meier, T. Scambos, und M. Serreze (2007), Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophysical Research Letters*, *34*(9), 9501.
- Tomczak, M., und J. Godfrey (2003), *Regional oceanography: an introduction*, Daya Books.
- Zhang, J., und D. Rothrock (2000), Modeling Arctic sea ice with an efficient plastic solution, *J. geophys. Res.*, *105*(C2), 3325–3338.