

**Bodenwasserformation
im
Storfjord**

Sönke Maus

Januar 1995

Diplomarbeit im Fach Ozeanographie
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
2 Tiefenkonvektion im Weltozean	5
2.1 Allgemeine Beschreibung	5
2.2 Konvektion in hohen Breiten	7
2.2.1 Vergleich: Thermische und haline Dichteerhöhung	7
2.2.2 Gemeinsame Bedingungen der thermischen und halinen Konvektion	8
2.2.2.1 Bedingungen bei der halinen offenozeanischen Konvektion	9
2.2.2.2 Bedingungen bei der Schelfrandkonvektion	10
2.2.2.3 Bedingungen bei der thermischen offenozeanischen Konvektion	11
2.3 Zusammenfassung	12
3 Physikalische Grundlagen in der Untersuchungsregion	13
3.1 Die Bathymetrie der Arktischen Mittelmeere	13
3.2 Die atmosphärische Zirkulation	14
3.3 Meereis	16
3.3.1 Eisbildung	16
3.3.2 Wärmeverlustabhängige Salzausscheidung	16
3.3.3 Eisbedeckung	17
3.4 Die ozeanische Zirkulation	20
3.4.1 Beteiligte Wassermassen	20
3.4.2 Kopplung von Arktischem Mittelmeer und Nordatlantik	21
3.4.3 Die Barentssee als wichtiges Bindeglied	23
3.4.4 Vergleich: Schelfrandkonvektion in der Barentssee und im Storfjord	27
3.4.5 Klimatische Variabilität in der Barentssee	29
3.5 Bedeutung des Storfjords: Zusammenfassung und Zielsetzung	30
4 Hydrographische Beschreibung des Storfjords	31
4.1 Die Bathymetrie des Storfjords	31
4.2 Die hydrographischen Daten	34
4.3 Die Wintersituation	35
4.3.1 Die Stationen	35
4.3.2 Der Storfjordschnitt im Mai 1985	36
4.3.3 Die dynamische Topographie 1985 und 1986	38
4.3.4 Die Ausbreitung auf Dichteflächen	40
4.3.5 Zusammenfassung und T-S-Korrelationen	44
4.4 Die Sommersituation	46
4.4.1 Die Stationen im Sommer	46
4.4.2 Die Storfjordschnitte 1985	48
4.4.3 Die Storfjordschnitte 1984, 1986 und 1988	54
4.4.4 Die dynamische Topographie	60
4.4.5 Die Ausbreitung auf Dichteflächen	64
4.4.6 Zusammenfassung und T-S-Korrelationen	75
4.5 Die Verankerungszeitreihen 1991/92	80
4.5.1 Die Beschreibung der Zeitserien	81
4.5.2 Vergleich von Windgeschwindigkeiten und Strommessungen	85
4.6 Zusammenfassung: Zirkulationsschema aus Hydrographie und Verankerungen	91

5 Die Wärmeflüsse	93
5.1 Datenbeschreibung	93
5.2 Die meteorologischen Stationen	96
5.3 Wärmeflüsse in der Arktis	100
5.4 Die Parameterisierungen der Wärmeflüsse im Storfjord	103
5.5 Berechnungen mit den Wärmeflüssen	107
5.5.1 Die Eisdicke	107
5.5.2 Der Anteil offenen Wassers	109
5.5.3 Größenordnung der Wärmeflüsse	110
5.6 Modellierung der Eiskonzentration	111
5.6.1 Die Eismassenerhaltung	111
5.6.2 Konzentrationsänderungen: Beteiligte Prozesse und ihre Parameterisierungen	113
5.6.3 Modellentwicklung und Ergebnisse	125
5.6.4 Modellergebnisse für verschiedene Winter	131
5.7 Flächengewichtete Wärmeflüsse und Eisproduktion	133
5.8 Zusammenfassung	136
5.9 Die Bedeutung des Atlantikwassers für die Wärmebilanz	138
6 Die Bildung des Bodenwassers im Storfjord	144
6.1 Voraussetzungen	144
6.2 Das Untersuchungsgebiet	144
6.3 Profile 1984-88 im Inneren Storfjord	147
6.4 Ein Transportmodell für den Storfjord	150
6.5 Die hydraulisch kontrollierte Bodenwasserproduktion	156
6.6 Vergleich: Strommessungen und hydraulische Kontrolle	161
6.7 Hydraulik und Bodenwasserbildung in anderen Wintern	163
6.8 Ein Vermischungsansatz als Erweiterung der Hydraulik	166
6.9 Zusammenfassung	168
7 Zusammenfassung und Ausblick	172
Literaturverzeichnis	
Anhang	
Danksagung	

1 Einleitung und Motivation

Die heutige Klimaforschung als Kombination vieler Wissenschaften ist ein relativ neuer und unerforschter Bereich, dessen Kenntnis eine ständige Weiterentwicklung erfährt. War man vor einem Jahrhundert noch darauf beschränkt, allgemeine Aussagen und Vermutungen über das Kommen und Gehen von Kalt- und Warmzeiten und die damit verbundenen geologischen Zeitskalen von 1000-100.000 Jahren anzustellen, bestehen heute dank des technischen Fortschrittes Möglichkeiten zu genaueren Untersuchungen, und der Wissensstand schreitet stets voran. Durch die chemische und physikalische Analyse von Eisbohrkernen und Tiefseesedimenten lassen sich die klimatischen Verhältnisse der Vergangenheit rekonstruieren, kalte und warme Perioden datieren und feststellen, unter welchen Bedingungen die Übergänge stattgefunden haben. Mit Hilfe von Computern versucht man in physikalischen Klimamodellen diese Zustände zu beschreiben und herauszufinden, durch welche physikalischen Prozesse es zu den klimatischen Variationen kommt. Bevor die durch den Menschen herbeigeführte Beeinflussung des Klimas untersucht werden kann, ist vor allen Dingen ein Verständnis der zu Klimaschwankungen führenden natürlichen Vorgänge und Zyklen erforderlich. Die Verbesserung der Schnelligkeit und Kapazität der Computer ermöglicht von Jahr zu Jahr genauere Rechnungen. Viele Vorgänge stehen jedoch in Wechselwirkung untereinander, und man ist noch weit davon entfernt, die komplexen Zusammenhänge genügend erforscht zu haben.

An Hand der besagten Eisbohrkerne und der Analyse von Sedimenten weiß man inzwischen, daß kalte und warme Phasen relativ lange unter stabilen unveränderten Bedingungen andauern. Ein solches Gleichgewicht läßt sich für die Erde über die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean und Land- und Eismassen skizzieren: An den Polen gibt die Erde durch Wärmestrahlung mehr Energie ab, als sie durch die Sonne erhält, in äquatorialen Regionen ist es umgekehrt. Im klimatischen Gleichgewicht werden Nettoenergiegewinn in niederen Breiten und Defizit in polaren Regionen durch Strömungen in der Atmosphäre und im Ozean im Mittel ausgeglichen. Änderungen in der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation und Zusammensetzung oder in der Sonneneinstrahlung führen zu Klimaänderungen. Sieht man von astronomischen Veränderungen wie Erdumlaufbahn und Sonnenaktivität mit Perioden von 10.000-100.000 Jahren ab, sind kurzzeitige dokumentierte Schwankungen auf interne Veränderungen im System Ozean-Atmosphäre zurückzuführen (*Broecker et al., 1985*). Kleine Störungen des Gleichgewichts können, vermutet man an Hand der heutigen Modelle, vom Klimasystem ausgeglichen werden und sind durch jährliche und mehrjährige Klimaschwankungen repräsentiert. Es gibt jedoch Prozesse und Veränderungen, die bei Überschreitung eines gewissen Grenzwertes die atmosphärische und ozeanische Situation derart aus dem Gleichgewicht bringen, daß sie nicht mehr in ihren Ursprungszustand zurückfindet sondern sich durch sogenannte positive Rückkopplungen immer weiter davon entfernt: Störungen, die sich über Anregung weiterer physikalische Prozesse selbst verstärken, können sehr groß werden und möglicherweise den Übergang des Klimasystems in einen anderen Zustand verursachen (*Broecker et al., 1985*).

Ein hohes Potential hinsichtlich klimatischer Veränderungen und Rückkopplungen haben die Polargebiete (*Kellogg, 1975*). Neben den großen gespeicherten Eismengen findet hier ein konzentrierterer Energieaustausch durch atmosphärische und ozeanische Zirkulation mit den geringen Breiten, wo der Austausch den vollen Erdumfang betrifft, statt. Eine Rückkopplung, die im engen Zusammenhang mit den Übergängen zwischen Kalt- zu Warmzeiten steht, ist die 'Eis-Albedo-Rückkopplung': ein Rückgang der Eisbedeckung verringert die polare Albedo

und weniger Sonnenstrahlung wird reflektiert. Die Region erwärmt sich und es kommt zu einem weiteren Rückgang der Eisbedeckung. Die 'Eis-Albedo-Rückkopplung' funktioniert auch in der anderen Richtung und kann eine zunehmende Vereisung bewirken, wenn sie einmal genügend angeregt worden ist. Eine ähnliche Erklärung für die Begrenzung der Ausdehnung des Eises in niedere Breiten gibt die 'Wind-Staub-Albedo-Eisbedeckungs-Rückkopplung' (Kellogg, 1975). Eine Ausbreitung der Eisbedeckung in niedere Breiten verstärkt den meridionalen Temperatursgegensatz, da die eisbedeckte Zone in wärmere Breiten vordringt. Dies erhöht die Intensität der Winde und mehr aufgewirbelter Staub wird auf die eisbedeckten Regionen verfrachtet. Die Eisalbedo nimmt ab, es wird mehr Sonnenstrahlung absorbiert und Eis geschmolzen. Die Polkappen ziehen sich wieder zurück und sind so in ihrer Ausdehnung in geringe Breiten beschränkt. Es gibt viele weitere Rückkopplungen, die untereinander wechselwirken und ein klimatisches Gleichgewicht bilden, wenn sie nicht zu stark gestört werden. Der Treibhauseffekt der Atmosphäre ist Gegenstand intensiver Forschung und repräsentiert die Konsequenzen menschlichen Eingreifens in die natürlichen Verhältnisse. Während die beschriebenen Rückkopplungen vermutlich den Übergang verschiedener Klimaphasen auf Zeitskalen von mehreren Tausend Jahren steuern, vermutet man heute neben dem vieldiskutierten Treibhauseffekt in der Atmosphäre einen internen Mechanismus in der ozeanischen Zirkulation, der einerseits eine solche Übergangsphase endgültig anschieben, andererseits bereits für sich zu drastischen Klimaänderungen in bestimmten Regionen führen kann (Broecker, 1985). Das derzeitige Zirkulationsschema im Weltozean zeigt Abb. 1.1:

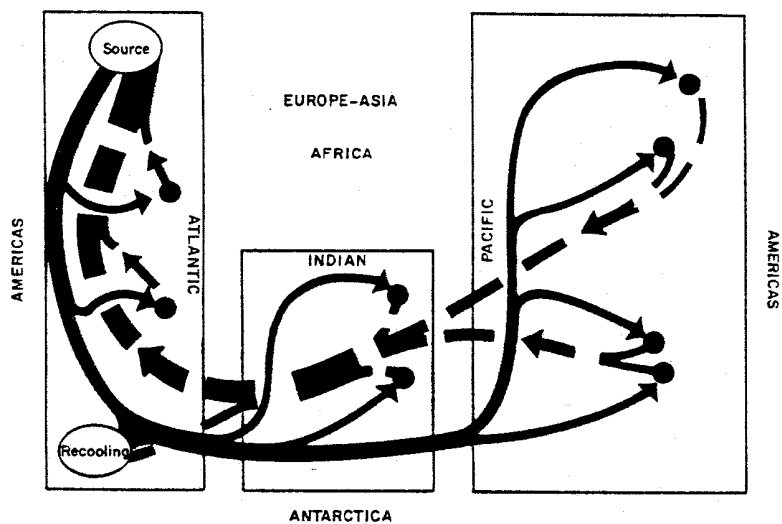


Abbildung 1.1: Idealisiertes Zirkulationsschema im Weltozean; Tiefenströmungen: durchgezogen, Oberflächenströmungen: gestrichelt (Broecker und Peng, 1982)

Nach Norden setzende warme Oberflächenströmungen werden durch entgegengesetzte Meeresströmungen in der Tiefe kompensiert und der Ozean verfrachtet Wärme in nördliche Regionen (Broecker und Peng, 1982). Der Motor dieser Zirkulation ist die Produktion dichten Tiefenwassers in den polaren und subpolaren Regionen (Stommel und Aarons, 1986; Warren, 1981). Auf der Nordhalbkugel findet diese Produktion nur im und nördlich des Nordatlantik statt, welcher sich durch höhere Temperaturen und Salgehalte als der Nordpazifik auszeichnet (Warren, 1981). Eine Änderung in der Tiefenwasserproduktion könnte nach

Broecker (1985) eine an Hand der Analyse von Eisbohrkernen vermutete Umkehr der ozeanischen Zirkulation, d.h. Absinken der Wassermassen im Pazifik und Aufsteigen kalten Wassers im Nordatlantik, oder eine starke Abschwächung mit weitreichenden Konsequenzen für das globale Klima zur Folge haben. Letztere Möglichkeit ist durch globale ozeanische Zirkulationsmodelle bestätigt worden (AWI, 1994).

Aus diesen Gründen gilt ein besonderes Interesse in der Ozeanographie der Erforschung zusammenhängender Mechanismen bei der Zirkulation und Tiefenwasserbildung in polaren Regionen. Diesem Bereich ist die vorliegende Arbeit untergeordnet. Eine Problematik dabei ist, daß Messungen aufgrund der klimatischen Verhältnisse in polaren Regionen nur schwer durchzuführen sind. Erst seit kurzer Zeit können sich Eisbrecher zu Forschungszwecken in der polaren Packeiszone fortbewegen und Daten erheben, die man für das Verständnis der Zirkulation und die Bestätigung physikalischer Modelle benötigt. Während der Polarnacht sind die Messungen besonders erschwert. In neuerer Zeit sind Daten von Satelliten sehr nützlich, da sie die Eissituation und Oberflächentemperaturen des Ozeans wiedergeben. Zur Bestätigung einer sich derzeit noch in der Entwicklung befindlichen Zirkulations- und Tiefenwasserproduktionsvorstellung benötigt man jedoch auch hydrographische Messungen im Ozean. Die z. Zeit verfügbaren Daten sind zeitlich und räumlich schlecht aufgelöst, liegen in unterschiedlicher Qualität und erst seit wenigen Jahrzehnten vor. Den Regionen mit einer relativ guten Datensituation ist daher ein besonderes Interesse zu widmen und die Untersuchungen so genau wie möglich zu führen, um die Ergebnisse in weniger gut aufgelösten Regionen anwenden zu können.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der besagten Tiefenwasserproduktion in einem verhältnismäßig kleinen Bereich des arktischen Polarmeers, in dem die Datensituation relativ gut ist, dem Storfjord. Hydrographische Daten aus mehreren aufeinanderfolgenden Jahren und Strömungsmessungen in einem Jahr, regelmäßige Satelliten-, Flugzeug- und Schiffsbeobachtungen der Eissituation sowie meteorologische Stationsdaten der Umgebung sollen kombiniert werden, um die Tiefenwasserproduktion in dieser Region zu bestimmen. Insbesondere soll versucht werden eine Abhängigkeit der Tiefenwasserproduktion von den meteorologischen Parametern herzuleiten, da diese auch in anderen, schlechter aufgelösten Regionen verfügbar sind. Hierauf gründet sich die sehr ausführliche Diskussion der meteorologischen Daten in dieser Arbeit.

In Abschnitt 2 werden der Vorgang der Tiefenwasserproduktion beschrieben, seine Einschränkung auf polare und subpolare Regionen begründet sowie die Unterschiede und Gemeinsamkeiten der beiden beobachteten Konvektionstypen im offenen Ozean und im Bereich des Schelfrands dargestellt. Die Bedingungen für die effektivste Variante der Tiefenkonvektion, Salzeintrag durch Eisbildung, werden besonders hervorgehoben.

In Abschnitt 3 wird versucht, an Hand bisheriger Untersuchungen die Kopplung der polaren Region und des Untersuchungsgebietes, des Storfjords, mit dem Absinken des Tiefenwassers im Nordatlantik und der globalen Zirkulation anzudeuten. Es erfolgt die Beschreibung der meteorologischen und ozeanischen Bedingungen der Untersuchungsregion des Storfjords, einem Tiefenwasserbildungsgebiet am Schelfrand. Da es sich in dieser Arbeit um die Untersuchung des Schelfrandkonvektionstyps handelt, wird neben der Eisbedeckung auch der Eisbildungsprozeß beschrieben. Die besonders günstigen Bedingungen im Storfjord werden hervorgehoben und die in bisherigen Messungen und Arbeiten geäußerten Vermutungen bezüglich des Storfjordbeitrags zur gesamten Tiefenwasserproduktion zusammengefaßt (*Midtun, 1985; Anderson et al., 1988; Quadfasel et al., 1988; Schauer, 1994*). In diesem Zusammenhang wird nur auf die Schelfrandkonvektion genauer eingegangen. Es folgt der Vergleich mit der Hauptregion der Schelfrandkonvektion (nach heutigen Erkenntnissen) in der

Arktis, der Barentssee, in der sich auch der Storfjord befindet. Im Vergleich mit in der Barentssee durchgeführten Prozeßstudien und Annahmen hinsichtlich der Variabilität (*Swift et al., 1983; Rudels, 1986b; Midtun, 1989; Martin und Cavalieri, 1989; Rudels, 1989a; Aadlandsvik und Loeng, 1991; Harms, 1994*) wird die Rolle des Storfjords beschrieben.

Die Datenuntersuchung beginnt in Abschnitt 4 mit der Analyse der hydrographischen Situation im Storfjord und seiner Umgebung. Während der Winterzeit gibt es gar keine Schiffsmessungen im Storfjord; nur relativ wenige Messungen zum Winterende stehen zur Verfügung. Durch die weitere Betrachtung innerhalb eines Jahres verfügbarer Verankerungsdaten (Temperatur, Salzgehalt, Strommessungen) im Ausstrombereich des Storfjords sollen zusätzliche Erkenntnisse zur Winterzirkulation erhalten werden. Aus den Verankerungszeitreihen läßt sich außerdem für einen Winter die Bodenwasserproduktion abschätzen (*Schauer, 1994*). Der Vergleich von Verankerungsdaten und hydrographischen Messungen ermöglicht die Überprüfung von Hypothesen bezüglich der Zirkulation in der Umgebung des Storfjords. Für die Bestimmung der Bodenwasserproduktion, die sich über die Wärme Flüsse an der Meeresoberfläche als Kopplung der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation ergibt, bedeutet dieser Abschnitt den ersten Baustein.

Der zweite Baustein zur Beschreibung der Bodenwasserproduktion sind die meteorologischen Daten, die für die Region des Storfjords an mehreren Orten der Umgebung in allen Jahren als kontinuierliche Zeitreihen vorliegen. Mit ihnen lassen sich in Abschnitt 5 die Wärmeverluste des Ozeans und die für die Bildung dichten Wassers wichtige Eisbildung bestimmen. Um die angestrebte Modellvorstellung auf Regionen, in denen nur meteorologische Messungen vorliegen ausweiten zu können, wird die Untersuchung sehr ausführlich und im Zusammenhang mit bisherigen Arbeiten durchgeführt. Die verschiedenen bei der Neueisbildung im Storfjord physikalischen Prozesse werden identifiziert, in einem Modell kombiniert und einander gegenübergestellt. Das Ziel ist es, über die meteorologischen Zeitreihen die für die Bodenwasserproduktion wichtigen Eisbildungsraten so vorauszusagen, daß die Ergebnisse der Modellvorstellung mit Beobachtungen aus Eiskarten konsistent sind. Die Modellergebnisse der verschiedenen Winter werden weiterhin miteinander verglichen.

In Abschnitt 6 soll die Bodenwasserformation durch Kombination der Ergebnisse aus Hydrographie und Meteorologie unter Einbindung der genauen Bathymetrie der Storfjordregion erfolgen. Mit Hilfe weiterer Informationen aus dem Abschnitt 3 der regionalen Bedingungen, die nicht aus der Hydrographie hervorgehen, und Einschränkungen und Annahmen, die sich aus den Strömungsmessungen ergeben, wird eine Modellvorstellung der Bodenwasserproduktion entwickelt. Die variablen Eingangparameter sind die meteorologischen Daten bzw. die Modellergebnisse und die Eiskartenbeobachtungen aus Abschnitt 5. Die erhaltenen Zeitserien des produzierten Wassers können in einem Winter mit den Verankerungsdaten verglichen werden. Aufgrund der Beckenbathymetrie des Storfjords kann man die Ergebnisse der anderen Winter mit im Becken zurückgebliebenem und daher in der Hydrographie des folgenden Sommers auffindbarem Wasser aus der Winterkonvektion am Boden des Storfjords vergleichen. In Abhängigkeit von der Übereinstimmung und Variabilität lassen sich Angaben zur jährlichen Variabilität und Größenordnung der Bodenwasserproduktion des Storfjords machen und mit Werten zur Gesamtproduktion im Nordpolarmeer vergleichen.

Über die Möglichkeit, den Vorgang der Bodenwasserproduktion durch Vergleich mit Daten unterschiedlicher Art zu untersuchen, lassen sich heutige Erkenntnisse bezüglich der beteiligten physikalischen Prozesse überprüfen und möglicherweise neue hinzugewinnen. Ebenso können sich Schwächen in der derzeitigen Datenauflösung und Vorschläge für zukünftige Messungen ergeben. Je nach dem, wie gut die Modellvorstellung mit den Messungen und Beobachtungen übereinstimmt, ist eine Ausweitung auf andere Regionen möglich.

2 Tiefenkonvektion

2.1 Allgemeine Beschreibung

Unter Konvektion im Ozean versteht man im allgemeinen die vertikale Bewegung von Wassermassen, hervorgerufen durch eine lokale Änderung der Dichte. Wird von Hydrothermalquellen abgesehen, kann die Dichteänderung nur an der Wasseroberfläche durch Wechselwirkung mit der Atmosphäre erfolgen. Bei einer Erhöhung der Dichte kann Wasser gegebenenfalls absinken.

Im Prinzip kann man sich die Notwendigkeit der Existenz tiefreichender Konvektion folgendermaßen erklären: im Ozean liegt eine vertikale Temperaturschichtung vor, mit zunehmender Tiefe wird das Wasser kälter. Durch Wärmeleitung würde sich das Wasser in der Tiefe erwärmen. Insbesondere die Lage der Temperatursprungschicht zwischen kaltem und warmem Wasser, der Thermokline, müßte sich mit der Zeit in die Tiefe verschieben. Da dies in Messungen nicht beobachtet wird, muß es einen kompensierenden Vorgang geben: die vertikale Lage der Temperatursprungschicht bleibt erhalten, indem die besagte Wärmeleitung und der Auftrieb kalter Wassermassen aus tieferen Schichten sich balancieren. Aus Gründen der Massenerhaltung muß jedoch Wasser in die Tiefe verfrachtet werden, welches den Auftrieb kompensiert und vor allen Dingen dort einer Erwärmung entgegenwirkt. Es ist tiefreichende Konvektion erforderlich. In ihrem Modell der globalen Tiefenzirkulation haben *Stommel und Aarons (1960)* diese Vorgänge beschrieben.

Die Dichte des Meerwasser hängt bei konstantem Druck vom Salzgehalt und der Temperatur ab und ändert sich durch unterschiedliche physikalische Prozesse an der Meeresoberfläche zwischen Ozean und Atmosphäre.

Kurzwellige Strahlungsenergie von der Sonne erwärmt das Wasser und verringert stets die Dichte.

Ebensoviel Energie wie die Erde durch kurzwellige Sonneneinstrahlung erhält, gibt sie durch *langwellige Temperaturstrahlung* wieder ab. Allerdings strahlt auch die Atmosphäre Wärme in Richtung Ozean. Bei starker Bewölkung und hohen Temperaturen kann sie den langwelligeren Wärmeverlust des Ozeans nahezu kompensieren, während in klaren Nächten die Abkühlung der Meeresoberfläche am größten ist.

Durch *Verdunstung* in Folge trockener Winde wird dem Wasser Verdunstungswärme entzogen; die Temperatur nimmt ab und die Dichte erhöht sich. Da das Salz bei der Verdunstung im Oberflächenwasser verbleibt, kommt es durch die Salzgehaltszunahme gleichzeitig zu einer weiteren Dichteerhöhung.

Ein aufgrund der Temperaturdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre erfolgreicher *fühlbarer Wärmefluß* erniedrigt meist die Temperatur und erhöht die Dichte.

In humiden Regionen bewirken *Niederschläge* eine Abnahme der Salzgehalte und damit auch der Dichten; die gleiche Wirkung haben Festlandabflüsse.

Die Breitenabhängigkeit dieser übers Jahr gemittelten Wärmeflüsse zeigt Abb. 2.1a. Ihre Summe in Abb. 2.1b bedeutet einen Nettoenergiegewinn des Ozeans in niederen Breiten und einen Verlust in hohen Breiten, zurückzuführen auf die zu den Polen abnehmende Sonneneinstrahlung. Die Gewinne und Verluste werden bei gleichbleibenden klimatischen Verhältnissen durch Meeresströmungen ausgeglichen: horizontale Unterschiede in Salzgehalt und Temperatur bewirken diese ausgleichende thermohaline Zirkulation.

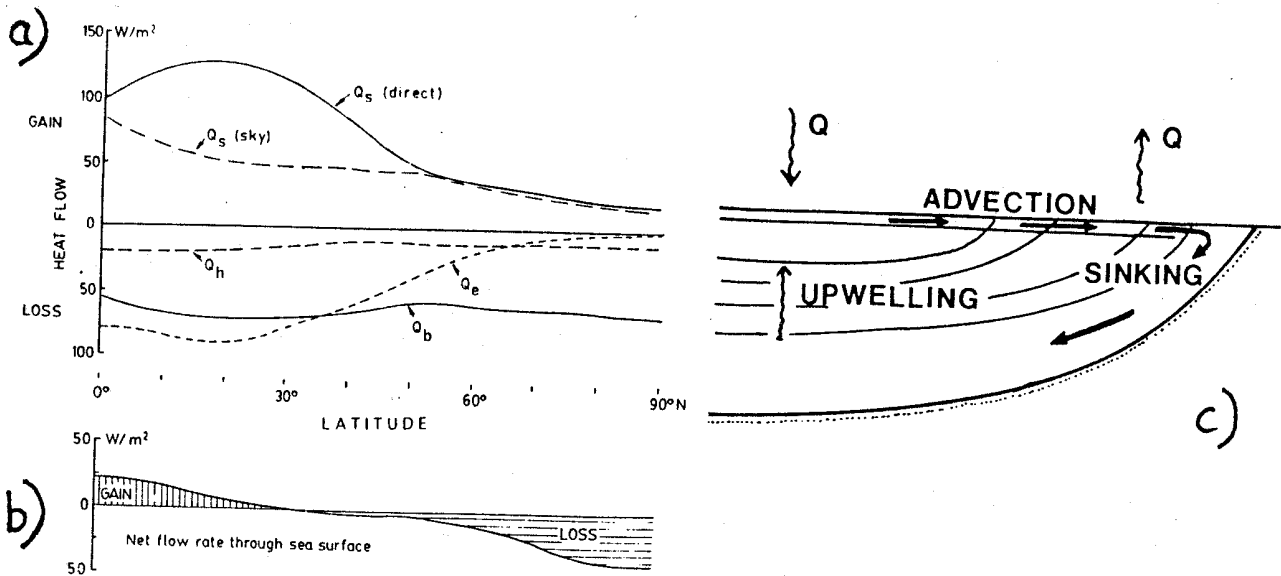


Abbildung 2.1: a) Wärmeflüsse auf der Nordhalbkugel: Sonneneinstrahlung Q_s , langwellige Strahlung Q_b , Verdunstungswärmefluß Q_e , sensibler Wärmefluß Q_h b) Nettoenergiebilanz der Meeresoberfläche (Pickard and Emery, 1990) c) Idealisierte, durch die Energiebilanz angetriebene meridionale Zirkulation (Rudels, 1993)

Die idealisierte und im Prinzip im Ozean auffindbare Zirkulation ist in Abb. 2.1c gezeigt. An der Oberfläche wird warmes Wasser in höhere Breiten verfrachtet, wo es durch den Nettoenergieverlust abgekühlt wird, absinkt und in der Tiefe in niedere Breiten zurückkehrt.

Der Ozean verliert die in niederen Breiten aufgenommene Energie in mittleren und hohen Breiten vornehmlich im Winter. Sommerliche Erwärmung und winterliche Abkühlung wirken sich in mittleren Breiten allerdings nur auf die oberen 100-200 [m] der Wassersäule aus, da das Oberflächenwasser hier noch zu warm ist. In hohen Breiten ist das Wasser an der Oberfläche kälter und der Dichteunterschied zum Tiefenwasser nicht so groß. Nur hier kann in langen kalten Wintern durch Abkühlung Wasser entstehen, welches dicht genug ist, um in die Tiefe zu gelangen.

Solange die Tiefenkonvektion durch Abkühlung erfolgt, bezeichnet man sie als thermisch. Bei Erreichen des Gefrierpunktes ist keine weitere Abkühlung mehr möglich. Weitere Energie kann dem Wasser nur in Form von latenter Gefrierwärme entzogen werden, und es bildet sich Eis, wobei das im Eis enthaltene Salz größtenteils ins Wasser ausgeschieden wird. Ist das durch die Salzgehaltszunahme gebildete Wasser dicht genug, um in die Tiefe abzusinken, spricht man von haliner Konvektion. Mit ihr ist nur in den Polarregionen zu rechnen.

Auch in hohen Breiten findet nicht überall Tiefenkonvektion statt. Nur in wenigen Regionen herrschen Bedingungen, die genügend tiefreichende thermische oder haline Konvektion ermöglichen. Sie sollen im folgenden beschrieben werden.

2.2 Konvektion in hohen Breiten

2.2.1 Vergleich: Thermische und haline Dichteerhöhung

Die Effektivität thermischer und haliner Dichteerhöhung lässt sich vergleichen, indem man einem festen Wasservolumen auf unterschiedliche Weise Energie entzieht und die sich aus der Änderung von Temperatur und / oder Salzgehalt ergebende Dichtezunahme im T-S-Diagramm betrachtet. Die durchgezogenen Pfeile in Abb. 2.2 zeigen diese Veränderung infolge von Energieentzug durch Eisbildung, Abkühlung und Verdunstung. Bei der Verdunstung ergibt sich die Dichtezunahme aus einem halinen und einem thermischen Anteil.

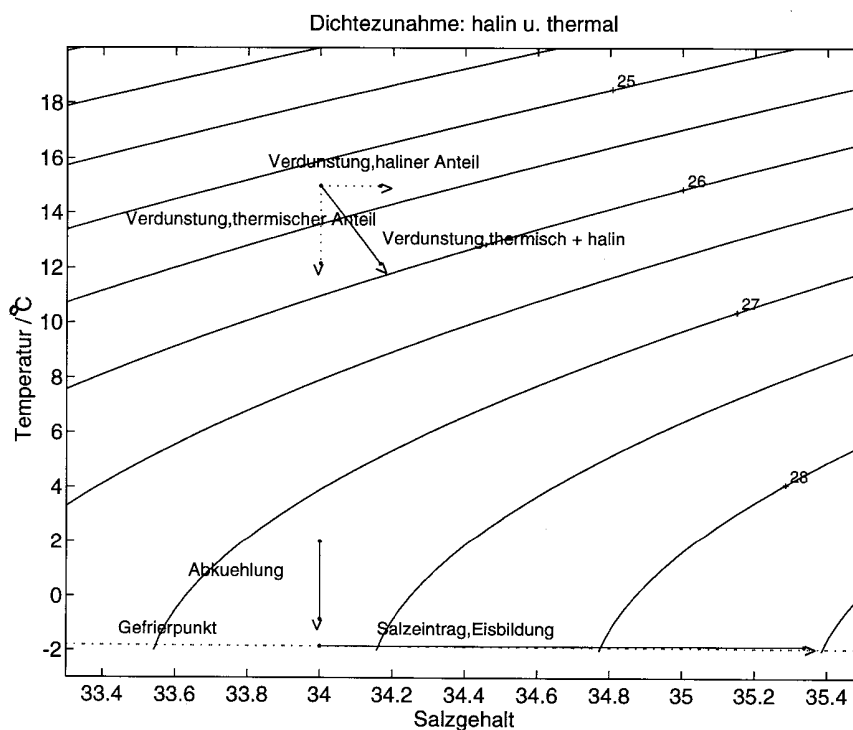


Abbildung 2.3: Dichtezunahme im T-S-Diagramm für ein festes Wasservolumen bei gleichem Wärmeverlust durch Verdunstung, Abkühlung und Eisbildung

Da sich die Wärmekapazität von Meerwasser nur geringfügig mit der Temperatur und dem Salzgehalt ändert, sind die Verdunstungs- und Abkühlungspfeile im T-S-Diagramm verschiebbar. Durch die in der Krümmung der Dichtelinien erkennbare nichtlineare Abhängigkeit von der Temperatur und dem Salzgehalt ergeben sich dabei unterschiedliche Dichteänderungen.

Die Verdunstung ist in Abb. 2.2 bei höheren Temperaturen eingezeichnet, da sie nach Abb. 2.1 in geringen und mittleren Breiten einen wichtigen Anteil der Strahlungsbilanz darstellt. Der thermische Anteil, die Abkühlung durch das Aufbringen von Verdunstungsenergie, macht dabei 80% der bei der Verdunstung entstehenden Dichtezunahme aus. Wie beschrieben kommt es jedoch in mittleren und geringen Breiten nicht zur Tiefenkonvektion. Diese findet nur in hohen Breiten statt. Stellt man sich das Verdunstungsrechteck daher zu geringeren

Wassertemperaturen verschoben vor, änderte sich dieses Verhältnis: aufgrund der Krümmung der Dichtelinien erhöhte jetzt der haline 'Verdunstungspfeil' die Dichte genauso stark. Da jedoch nach Abb. 2.1 in hohen Breiten die Verdunstung im Vergleich zur reinen Abkühlung durch langwellige und sensible Wärmeverluste in den Hintergrund tritt, ist in der Abbildung bei niedrigen Temperaturen nur der 'Abkühlungspfeil' eingetragen. Er repräsentiert die thermische Konvektion in hohen Breiten. In diesen Konvektionsregionen kann man wiederum die thermische Dichtezunahme mit der Dichteerhöhung durch Eisbildung am Gefrierpunkt vergleichen. Die Länge des entsprechenden 'Eisbildungspfeils' zeigt, daß bei gleichem Energieverlust die thermische Dichtezunahme von der halinen um eine Größenordnung übertroffen wird: diese ist im Vergleich zur Abkühlung 2 [°C] kalten Wassers zehnmal so effektiv und beträgt verglichen mit Wasser bei 0 [°C] das Fünfzehnfache der thermischen Dichteerhöhung.

Die sich ergebende haline Konvektion wäre wesentlich effektiver und tieferreichender als die thermische Variante, wenn in beiden Fällen stets die gleichen Wärmemengen umgesetzt würden. Diese Situation ist nicht gegeben. Das entstehende Eis selbst isoliert das Wasser gegen die kalte Atmosphäre und reduziert die möglichen Wärmeverluste und Eisbildungsraten. Bei 0.5 - 1 [m] dicker Eisdecke verliert der Ozean nur noch 1/10 - 1/20 der Energie zu Beginn der Eisbildung und die Wärmeumsätze und Eisbildungsraten gehen exponentiell zurück (*Maykut, 1978*). Verglichen mit derartigen Verhältnissen ist die thermische Konvektion effektiver. Neben beiden Konvektionstypen gemeinsamen Voraussetzungen lassen sich daher spezielle Bedingungen und Regionen hervorheben, in denen vorrangig ein Typ wirksam ist.

2.2.2 Gemeinsame Bedingungen der thermischen und halinen Konvektion

Neben der zeitlichen Beschränkung der Konvektionsereignisse auf kalte Winter oder die Polarnacht ist für das Auftreten beider Konvektionstypen eine geringe Süßwasserzufuhr durch Gletscher- oder Festlandabflüsse erforderlich. Sonst sind die Anfangssalzgehalte des Oberflächenwassers zu gering. Während der Bildung der ersten 0.5 - 1 [m] Eis, der effektiven halinen Dichteerhöhung, wird kein genügend dichtes Wasser erzeugt. Die weitere haline Dichteerhöhung ist nicht mehr effektiv genug, um dem Wasser größere Salzengen zuzuführen. In Regionen wärmerer Wassermassen unterbindet diese Eisbedeckung ebenfalls eine weitere Abkühlung: wenn das durch die Eisbildung salzreicher gewordene Oberflächenwasser immer noch leichter ist als wärmeres, darunterliegendes Wasser, gelangt dieses nicht an die Oberfläche und die thermische Konvektion wird unterbunden.

Neben der Voraussetzung offenen Wassers gibt es noch weitere Bedingungen für das Auftreten thermischer Konvektion, die in 2.2.2.3 beschrieben werden.

Die für die thermische Konvektion erforderliche Fläche offenen Wassers ist aufgrund der mit der Eisdicke zunehmenden Isolationswirkung auch für die Effektivität der halinen Konvektion verantwortlich. Im Bereich der permanenten polaren Packeisdecke ist die Isolation durch das Eis zu groß, und die salzarme Oberflächenschicht schließt tieferreichende Konvektion auch im Bereich von Öffnungen aus. Haline Konvektion findet nur im Bereich der umgebenden saisonalen Eiszone statt, in der im Winter stets Neueis gebildet und im Sommer geschmolzen oder exportiert wird. Diese Gebiete sind in Abb. 2.2.3 gezeigt. Innerhalb der saisonalen Eiszone ist die Tiefenkonvektion am effektivsten, wenn während des Winters das frisch gebildete Eis stets entfernt wird. Die Regionen, in denen sich ständig große Mengen an Neueis bilden, sind die Quellen der halinen Tiefenwasserproduktion.

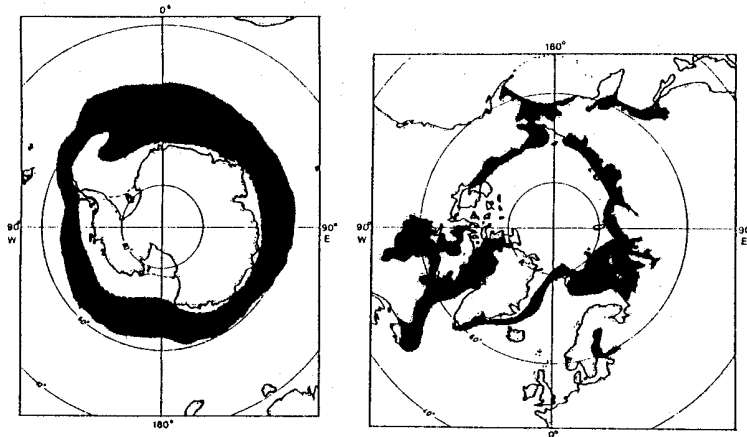


Abbildung 2.4: Meereisverteilung im Sommer und Winter in Arktis und Antarktis / die saisonale Eiszone ist dunkel dargestellt (Fairbridge, 1966)

Im wesentlichen gibt es zwei unterschiedliche Prozesse, die Gebiete im Winter eisfrei halten, und man unterscheidet zwischen zwei Möglichkeiten der halinen Tiefenkonvektion. Im Bereich der küstennahen Schelfregionen können ablandige Winde zu einem stetigen Export des Eises und weiterer Neueisbildung führen, dies ist die effektivste Form der Schelfrandkonvektion. Im Bereich des offenen Ozeanes erfolgt das Entfernen des Eises in Zyklen durch Auftrieb warmen Wassers, Schmelzen und anschließende Neueisbildung. Dieser zweite Prozeß ist die offenozeanische haline Tiefenkonvektion. Die beiden halinen Tiefenkonvektionstypen werden jetzt im Zusammenhang mit dem derzeitigen Forschungsstand beschrieben.

2.2.2.1 Bedingungen bei der halinen Offenozeanische Konvektion

Neben den allgemeinen Voraussetzungen muß bei tiefreichender Konvektion im tiefen offenen Ozean die Schichtung schwach sein, was im allgemeinen durch eine starke zyklonale Zirkulation erreicht ist. Im Zentrum eines solchen Wirbels heben sich die Linien gleicher Dichte. Diese Voraussetzung wird in der Literatur häufig als 'Preconditioning' bezeichnet. Modelle hinsichtlich der Aufrechterhaltung halin angetriebener Konvektion wurden zuerst von Killworth (1979) und Martinson (1981) diskutiert. Weitere Modelle von Martinson (1990) und Walin (1991) beschäftigten sich ebenfalls eingehend mit dieser Problematik, die bereits 1906 von Nansen angedeutet worden war. Gemeinsam ist diesen Arbeiten die Zielsetzung, mit z.T. unterschiedlichen Ansätzen die Bedingungen zu beschreiben, unter denen die haline Konvektion wirksam wird und erhalten bleibt. Mehrere Prozesse wirken zusammen, so daß es heute noch keine einheitliche Modellvorstellung gibt. Für arktische und antarktische Gebiete ergeben sich zwar in den Einzelheiten unterschiedliche, grundsätzlich jedoch ähnliche Mechanismen. Der prinzipielle Vorgang ist von Quadfasel u. Rudels (1991) als zyklisch verlaufender Prozeß in mehreren Schritten vorgeschlagen worden und sei hier kurz skizziert: In einer relativ salzarmen kalten Oberflächenschicht kommt es durch Eisbildung/Salzeintrag zur Dichteerhöhung, wobei diese Schicht von etwa 100 [m] Dicke homogenisiert wird. Ist die Erhöhung groß genug, kommt es zum Durchbruch dieses 'Plumes' in die darunterliegende wärmere Schicht. Auftrieb bringt warmes Wasser an die Oberfläche und schmilzt das Eis. Durch den Schmelzprozeß und Abkühlung wird das Wasser wieder auf Gefrierpunkttempera-

tur gebracht, und der Vorgang beginnt von neuem; die Dichtezunahme bei Neueisbildung ist wieder am effektivsten. Schrittweise nimmt so mit jedem Zyklus die Konvektionstiefe zu. Dabei bleibt ständig eine Fläche offenen Wassers bzw. nur dünnen Eises erhalten, die man als 'Polinia' bezeichnet. Die Oberschicht darf dabei nicht zu salzarm oder zu tief sein, damit der Durchbruch gelingt, bevor die Isolationswirkung des Eises den Salzeintrag stark verringert. Gleichsam darf die Dichtedifferenz zum Wasser in der Tiefe nicht zu groß sein; bei schwacher Schichtung kann die Konvektion tiefer eindringen. Das darunterliegende Wasser muß gerade warm genug sein, um das Eis schmelzen zu können, wonach sich seine Temperatur möglichst wieder nahe des Gefrierpunktes befinden sollte. Der nächste Zyklus kann dann sofort beginnen, ohne daß Wärmeverluste in weniger effektive thermische Dichteerhöhung umgesetzt werden müssen.

Clarke et al. (1990) beschreiben in einem eindimensionalen Modell an Hand Temperatur- und Salzgehaltsbeobachtungen aus der Grönlandsee, daß die Konvektion binnen eines Winters den Boden erreichen kann, wenn man zyklische Eisbildung und Schmelzen voraussetzt.

Ein weiterer für ausreichende Dichteerhöhung vermutlich mitentscheidender Effekt (*Aagaard u. Carmack, 1989*) ist die Temperaturabhängigkeit der Kompressibilität: kaltes Wasser wird bei Druckzunahme stärker komprimiert als warmes Wasser. Es erfährt beim Absinken innerhalb warmen Wassers somit eine ständige Dichteerhöhung relativ zur wärmeren Umgebung. Gerade diese Erhöhung ist bei schwacher Schichtung womöglich das Tüpfelchen auf dem I, um den Boden zu erreichen, wo sich das dichte Wasser ausbreiten kann. Diesen Prozeß nennt man 'thermobarischen Effekt'.

Als Ergebnis erhält man bei diesem Konvektionstyp Tiefenwasser in einer homogenen Wassersäule am Gefrierpunkt mit relativ geringen Salzgehalten. Salz und Wärme wurden zur Oberfläche transportiert. Der Vorgang ist eine durch die besonderen Voraussetzungen mögliche, schrittweise Homogenisierung der gesamten Wassersäule.

Die Hauptregionen für tiefreichende haline Konvektion im offenem Ozean sind die Grönlandsee in der Arktis und die Weddelsee in der Antarktis (*Rudels, 1993; Aagaard, Swift, Carmack, 1985; Killworth, 1983*).

2.2.2.2 Bedingungen bei der Schelfrandkonvektion

Der zweite Konvektionstyp ergibt sich über die Möglichkeit Neueis durch Export stetig zu entfernen. Bei Leelage zu einer Küstenlinie kann bei starken Winden und Strömungen das Eis so schnell exportiert werden, wie es gebildet wird. Die Fläche offenen Wassers mit hohen Eisproduktionsraten nennt man Lee-Polinia. Große auf Grund liegende Eisberge (*Dimitriev et al.; 1991*) und durch Packeis blockierte Kanäle können ebenfalls für die Entstehung von Lee-Polynien verantwortlich sein.

Entsprechende Verhältnisse findet man i.a. auf den flachen Schelfgebieten. Bei geringen Tiefen verteilt sich der Salzeintrag dann auf eine kleine Wassersäule. Trotzdem darf die Strömung bzw. der Austausch des Schelfwassers nicht zu schnell sein, damit es genügend Salz aufnehmen kann.

Die ständig nachgelieferte Quellwassermasse, mit der die Eisbildung erfolgt, sollte sich in der Nähe des Gefrierpunktes befinden, damit das Wasser nicht erst abgekühlt werden muß.

Von Bedeutung ist außerdem, daß sich das Wasser in einem Reservoir oder einer Vertiefung sammeln kann. Es verliert dann nicht so schnell seine Eigenschaften durch Vermischung. Als eigenständige Wassermasse kann es unter geeigneten topographischen Gegebenheiten über den Schelfabhang in den tiefen Ozean einströmen.

Die weitere Modifikation des Schelfwassers beim Absinken über den Schelfabhang hängt

dann von der oder den ambienten Wassermassen ab. Je nach dem kann es zum oben beschriebenen 'thermobarischen Effekt' kommen (Killworth, 1977) oder auch zum sogenannten 'Cabbeling' (Fofonoff, 1956): durch Vermischung zweier Wassermassen gleicher Dichte und unterschiedlicher T-S-Eigenschaften (im T-S-Diagramm als eine Gerade wiedergegeben) entsteht eine dichtere Wassermasse. Auch das Cabbeling ist bei niedrigen Temperaturen besonders intensiv, wie man im T-S-Diagramm in Abb. 2.2 an der nahe des Gefrierpunktes maximalen Krümmung der Dichtelinien sieht. Beide Effekte können für die Ausgangswassermasse wichtig sein, um den Boden zu erreichen.

Hinsichtlich der obigen Voraussetzungen gilt, daß ihr Zusammenwirken optimale Bedingungen für möglichst tiefreichende Konvektion darstellt. Auch ohne Polinienaktivität entsteht in Regionen saisonaler Neueisbildung Schelfwasser, welches sich in seinem Dichtehorizont unterhalb der Oberflächenschicht einschichtet und einen wichtigen Bestandteil der Zwischenwassererneuerung bedeutet (Aagaard et. al., 1981). Die Hauptregionen der Schelfrandkonvektion sind die arktischen und antarktischen Schelfe.

2.2.2.3 Bedingungen bei der thermischen offenozeanischen Konvektion

Auch wenn die Bedingungen und die Intensität bei der Schelfrandkonvektion klimatisch bedingt variieren und das Wasser vor der Eisbildung zunächst thermisch abgekühlt werden muß, ist der Produktionsvorgang im wesentlichen durch haline Dichtezunahme geprägt.

Anders verhält es sich bei der offenozeanischen Konvektion. Es erfordert sehr genau aufeinander abgestimmte atmosphärische und ozeanische Bedingungen, die eine zyklisch erfolgende haline Konvektion ermöglichen. Ist beispielsweise das durch Auftrieb an die Oberfläche gelangende Wasser zu warm, wird es keine weitere Eisbildung mehr geben. Aufgrund der geschwächten Schichtung kann die anschließende thermische Konvektion jedoch ebenfalls bis in mittlere Tiefen vordringen, wenn sie auch nicht den Boden erreicht. In der Grönlandsee findet aus diesen Gründen thermische und haline Konvektion statt. Während die haline Konvektion tiefreichender ist, erfolgt sie vermutlich seltener als die thermische Konvektion (Rudels; pers. Mitteilung). Durch Kombination innerozeanischer Prozesse wie Vermischung, Advektion und Diffusion formulierten McDougall (1983) und Carmack und Aagaard (1973) Modellvorstellungen zur tiefreichenden Konvektion, die ohne halinen Antrieb von der Oberfläche erfolgt, während Häkkinen (1987) in einem weiteren Ansatz die Dynamik an einer Eisgrenze mit in Betracht zog.

Rein thermische Konvektion in subpolaren Breiten wie der Labradorsee und der Islandsee ist nicht so tiefreichend. Wenn jedoch die in 2.2.2 beschriebenen Bedingungen und eine sich aus der zyklonalen Zirkulation ergebende schwache Schichtung gegeben sind, kann auch diese in Tiefen von über 1000 [m] vordringen (Clarke und Gascard, 1982).

Der Zweck dieses Abschnittes war, die Tiefenwasserbildungsmechanismen in möglichst allgemeiner Form zu beschreiben und die Komplexität anzudeuten. Weitere Prozesse können ebenfalls eine Rolle spielen, je nach dem, in welcher Region man sich befindet. In Einzelheiten unterscheiden sich die Bildungsmechanismen in Arktis und Antarktis und sind mit den regionalen Bedingungen verknüpft. Einen guten Überblick über die verschiedenen Regionen geben die zusammenfassenden Arbeiten von Killworth (1983) und Rudels (1993).

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Bodenwasserentstehung in einer Region eines arktischen Schelfmeeres, dem Storfjord am Schelfabhang der Barentssee. Bei der folgenden Beschreibung des arktischen Ozeans und seiner Randmeere wird die Bedeutung der Schelfgebiete für Zirkulation, Wassermassen etc. im Vordergrund stehen.

2.3 Zusammenfassung

Voraussetzungen, Gemeinsamkeiten und Unterschiede der beiden Tiefenwasserbildungstypen sind nochmals in der folgenden Tabelle zusammengefaßt:

Bedingung / Prozeß	Offenozeanische Konvektion	Schelfrandkonvektion
Zeitraum	Winter; Polarnacht	Winter; Polarnacht
Breitenregion	polar,subpolar	polar
Eisverhältnisse	i. Sommer eisfrei	i. Sommer eisfrei
Frischwasserzufuhr	möglichst wenig	möglichst wenig
Preconditioning	zyklon. Zirkulation schwache Schichtung kalte Wassersäule	Leelage flache Gebiete Sammelbecken
Strömungsverhältnisse	Wirbel konserviert die Situation	kein zu schneller Austausch
Tiefe	dünne leichte Oberflächenschicht	flacher Schelf
Dichteerhöhung	thermisch therm/ hal/ therm/ hal	halin
Entfernen des Eises	Zyklisches Schmelzen	Permanenter Export durch Winde u. Strömungen
Quellwassermasse	Gerade warm genug zum Schmelzen	möglichst schon am Gefrierpunkt
Absinken	Schrittweise bei der Entstehung; schwache Schichtung wird ganz abgebaut	Als Plume nach der Entstehung; stärkere Schichtung kann durchbrochen werden
Volumenzunahme/ Entrainment	Während des Absinkens bei der Entstehung	Während des Absinkens
Weitere Dichteerhöhungseffekte	thermobarisch Cabbeling	thermobarisch Cabbeling
Eigenschaften des Tiefenwassers	zeitlich etwas variierend relativ salzarm sehr kalt (vom Entrainment abhängig)	regional und zeitlich stark variabel salzreich Temperatur vom Entrainment abhängig

3 Physikalische Beschreibung der Untersuchungsregion

Das polare Klima hängt von den Wechselwirkungen der Prozesse in Atmosphäre und Ozean sowie der aus ihnen resultierenden Eisbedeckung in der Arktis ab.

Im folgenden Abschnitt werden meteorologische, ozeanographische und klimatische Rahmenbedingungen und Grundlagen in der Arktis beschrieben, wobei speziell auf Regionen der westlichen Barentssee und Svalbard ausführlicher eingegangen wird.

3.1 Die Bathymetrie der Arktischen Mittelmeere

Der Nomenklatur von *Sverdrup et al. (1942, S.15)* folgend bezeichnet man den arktischen Ozean mit seinen Rand- und Nebenmeeren als 'Arktisches Mittelmeer'. Diese in Abb. 3.1 dargestellte Region beinhaltet mit $10 \cdot 10^6$ [km²] etwa 3% der Fläche und mit $13,5 \cdot 10^6$ [km³] ungefähr 1% des Volumens des Weltozeans. Die folgende Beschreibung orientiert sich an *Carmack (1986)*.

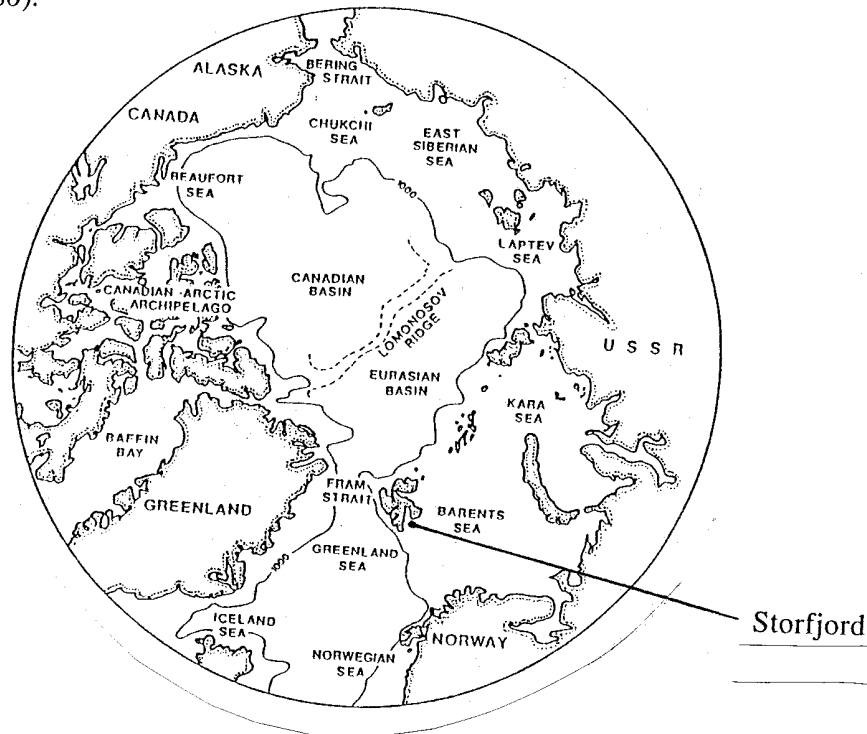


Abbildung 3.1: Bathymetrie des Arktischen Mittelmeers (Rudels u. Quadfasel, 1991)

Der tiefe Arktische Ozean läßt sich grob in zwei Becken einteilen, die durch den ca. 1300[m] tiefen Lomonosov-Rücken getrennt sind: das Eurasische Becken mit einer maximalen Tiefe von 4400 [m] und das maximal 3900 [m] tiefe Kanadische Becken. Dieser Ozean ist von flachen Schelfmeeren umgeben. Zwischen Grönland und Alaska ist dieser Schelf nur 50-100 [km] breit. Von Svalbard ostwärts grenzen dagegen bis zu 800 [km] breite Schelfgebiete an das polare Becken: die 200-400[m] tiefe Barentssee und die Kara-See (50-100 [m]), welche beide durch den tiefsten auf den Schelfen vorhandenen St.-Anna-Graben (bis zu 600 [m] mit dem Arktischen Ozean verbunden sind (A in Abb.3.1). Erwähnenswert ist noch der zweitiefste Viktoria-Graben in der nördlichen Barentssee, weitere Gräben sind wesentlich flacher. Es folgen in östlicher Richtung die deutlich flacheren Gebiete der Laptev-See (30-50 [m]) und

der Ostsibirischen See (30-50 [m]) sowie die Tschukchi-See mit 50-100 [m] Tiefe nördlich der Bering-Straße. Nördlich von Alaska wird der Schelf dann deutlich schmaler und ist nicht tiefer als 50-100 [m].

Von Svalbard aus verläuft die Schelfgrenze in südlicher Richtung bis zum norwegischen Festland. Westlich von Spitsbergen erstreckt sich die einzige tiefe Verbindung zum Arktischen Ozean über 600 [km] bis nach Grönland: über die 2600 [m] tiefe Framstraße kommuniziert der Polarozean mit der Grönlandsee (3800 [m] Tiefe), welche in der Tiefe von 2500 [m] durch die Grönland-Bruchzone in ein nördliches und südliches Becken unterteilt ist. Südöstlich der Grönlandsee trennt der 2500 [m] tiefe Mohn-Rücken diese von der Norwegischen See (3000 [m]). Im Süden der Grönlandsee verläuft die Jan-Mayen-Bruchzone; die Region südlich davon mit einer Tiefe von 2000 [m] bezeichnet man als Island-See.

Zwischen diesem Arktischen Mittelmeer und dem Weltozean bestehen nur über relativ flache Rücken Verbindungen: die Dänemarkstraße zwischen Island und Grönland ist 600 [m] tief, der Faroe-Shetland-Kanal 800 [m] und der Island-Faroe-Rücken maximal 500 [m]. Das über sie ausströmende Wasser wird teils in der Islandsee, teils in nördlicheren Regionen gebildet (*Swift et al., 1980*). Die Wassermassen unterhalb dieser Schwellentiefe bilden ein eigenständiges Zirkulationssystem innerhalb des Arktischen Mittelmeeres, welches einen wichtigen Baustein im polaren Klimasystem darstellt. Für den Ausstrom in den Nordatlantik, der das Tiefenwasser des Weltozeans miterneuert, können Variabilitäten in dieser Zirkulation, die wiederum mit der Oberflächenzirkulation des Arktischen Mittelmeeres gekoppelt sein muß, von Bedeutung sein.

Der Storfjord im Süden von Svalbard liegt östlich des Schelfabhanges zwischen Barentssee und Grönlandsee.

3.2 Die atmosphärische Zirkulation

Die mittlere atmosphärische Zirkulation in der Arktis ist antizyklonal. Kalte polare Winde aus nordöstlichen Richtungen bewirken die Luftmassenbewegung im großskaligen Bereich, die während der Polarnacht besonders intensiv ist.

Die zeitlichen Variationen der Strömungsverhältnisse ergeben sich aus den Jahreszeiten und der variablen Advektion von Luftmassen aus subpolaren Breiten, d.h. der Einbindung in die globale Zirkulation: von Süden in die Polarregion wandernde Hoch- und Tiefdruckgebiete stellen einen bedeutenden Faktor für das polare Klima dar (*Keegan, 1958*).

Aufgrund der unterschiedlichen Landmassenverteilung um den Nordpol herum sind die Bedingungen für diese Advektion regional verschieden und Wetteranomalien oft nur auf einen begrenzten Bereich beschränkt (*Hisdal, 1970-1979*). Einen Überblick über die regionalen klimatischen Verhältnisse geben (*Vowinckel et Orvig, 1970*), während hier nur eine Beschreibung für die Region Svalbards, in der der Storfjord gelegen ist, erfolgt.

Die Anzahl der von Süden in die Barentssee einwandernden Zyklonen ist die größte für die gesamte Arktis (*Keegan, 1958*). Diese starke Wechselwirkung mit geringeren Breiten ist auf die Verbindung zum Nordatlantik zurückzuführen. Die sich vorwiegend in der Region um Island bildenden nordatlantischen Tiefdruckgebiete ziehen meist in nordöstliche Richtungen. Je nach Großwetterlage und Jahreszeit wandern sie entweder westlich von Svalbard in meridionaler Richtung oder südlich von Svalbard mit zonalen Richtungen in die Barentssee und bestimmen die Wettersituation.

Die Zughäufigkeit der Zyklonen ist zwar im Sommer und Winter etwa gleich groß, der bedeutende Unterschied liegt jedoch in der Zugrichtung: während im Sommer die meridional

ziehenden Zyklonen überwiegen, sind es im Winter die zonalen (Wishman, 1966).

Im Sommer ergeben sich in der Barentssee schwache Winde, da die Temperaturgegensätze zum europäischen Festland relativ schwach sind.

Im Winter entsteht in der Barentssee im Mittel eine ausgeprägte zyklonale Zirkulation mit starken Winden. Die mittlere Zugrinne der Zyklonen liegt dabei so weit südlich, daß die Winde im Storfjord und bei Hopen vorwiegend aus nordöstlichen Richtungen kommen. Kommt es im Winter doch einmal zu einer meridionalen Zugrichtung der Zyklonen, ist dies mit extremen Temperaturänderungen verbunden. Einen solchen Wechsel der Wetterlage binnen zwei Tagen zeigt Abb. 3.2.

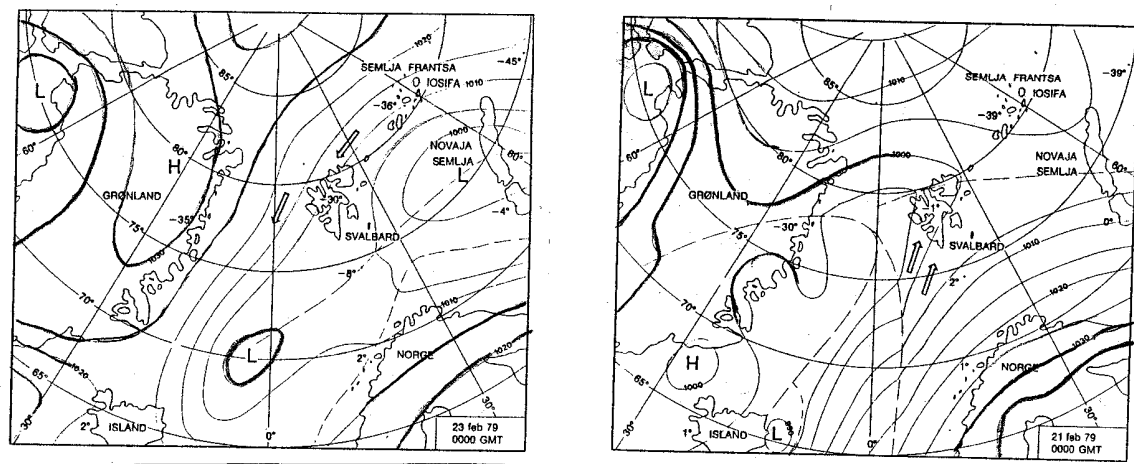


Abbildung 3.2: Extreme Unterschiede in Temperatur und Wetterlage über Svalbard im Februar (Hisdal, 1988)

Die zyklonale Aktivität führt im Winter zu sehr starken Temperaturvariationen, je nachdem, wie weit südlich von Svalbard die Zyklonen hindurchziehen und die atmosphärische Polarfront mäandriert: die Advektion kalter trockener Polarluft bedeutet klaren Himmel, hohe langwellige Strahlungsverluste und eine verstärkte Abkühlung. Milde Meeresluft geht dagegen mit Bewölkung und geringen Strahlungsverlusten einher. Die Temperaturvariationen können ohne weiteres 30 [C°] an einem Tag betragen, wie Abb. 3.2 zeigt.

Im Sommer dagegen verringert die Bewölkung bei Advektion von Zyklonen die kurzweilige Sonneneinstrahlung, während der klare Himmel in Verbindung mit kalter Polarluft die kurzweilige Einstrahlung durchläßt. Die Effekte wirken einander entgegen und die Temperaturvariationen sind gering.

Die beschriebene hohe Wettervariabilität in der Barentssee führt zu starken Wechselwirkungen mit dem Ozean und der Eisbedeckung. Die resultierende klimatische Variabilität wird in 3.6 beschrieben. Im Storfjord sind die Kälte- und Wärmeperioden noch extremer als in der restlichen Barentssee, wie Abb. 3.2 verdeutlicht. Die Lage des Storfjords nahe der Packeisgrenze kann im Laufe der extremen Wetteränderungen zu besonders starker Öffnung der Eisbedeckung und Schließung durch hohe Neueisbildung führen. Die besondere klimatische Lage der Svalbard-Region begünstigt eine hohe Eisproduktion.

3.3 Meereis

Die polaren Eismassen lassen sich in Inlandeis, Schelfeis und Meereis (*Defant, 1961*) einteilen. In der Arktis gibt es nur den ersten und dritten Eistyp. Infolge von Gletscherabflüssen und Eisbergproduktion steht das Inlandeis in Wechselwirkung mit den Vorgängen im Ozean und mit der Meereisbedeckung. In diesem Abschnitt wird das Meereis in der Arktis beschrieben.

3.3.1 Eisbildung

Bei Erreichen des salzgehaltsabhängigen Gefrierpunktes beginnt die Eisbildung an Kristallisationskeimen. Es entstehen zunächst Nadeln, dann Sterne, welche bei Turbulenz brechen und zu Plättchen werden (*Weeks u. Ackley, 1986*). In Abhängigkeit von der winderzeugten Turbulenz sammeln sich diese als 'Frazil Ice' bezeichneten Plättchen in Tiefen bis zu 1 [m] (*Martin, 1981*). Die Plättchensuspension wird auch als 'Grease' bezeichnet. Aus ihnen entstehen meist Schollen von 30-300 [cm] Durchmesser, die man Pfannkucheneis nennt. Das Pfannkucheneis wächst dann schließlich zu Neueis zusammen.

Die im Meerwasser enthaltenen Salze bleiben in konzentrierter Lösung zunächst im Eis enthalten. Sie kristallisieren erst am sogenannten eutektischen Punkt. Für NaCl liegt dieser bei -21.2 [°C]; die ersten der acht wichtigsten Salze kristallisieren bei -8.2 [°C] (*Defant, 1961; Weeks u. Ackley, 1986*). In Abhängigkeit vom Gefrierprozeß wird ein Teil der Salzlösung im Eis gefangen und verläßt dieses im Laufe der Zeit: innerhalb der Eisschicht hat man i.a. einen Temperaturgradienten mit geringeren Temperaturen an der Oberfläche. Die temperaturabhängige Konzentration der Salzlösung ist daher an der Oberfläche größer. Dadurch bilden sich Lösungskanäle, an deren unteren Enden die Lösung durch Schmelzen stets versucht, aufgrund der höheren Temperaturen eine geringere Konzentration anzunehmen, und mit der Zeit die Unterseite des Eises erreicht. Aus 'Frazil Ice' gebildetes Neueis hat nach Laborexperimenten von *Martin u. Kauffmann (1981)* Salzgehalte von 10 ± 1 [psu]. Ein- bis mehrjähriges Eis besitzt nach *Defant (1961)* Salzgehalte von 3-8 [psu].

3.3.2 Wärmeverlustabhängige Salzausscheidung

Um die sich bei der Eisbildung ergebende Salzgehaltserhöhung in einer Wassersäule zu bestimmen, ist der Salzgehalt der Wassermasse abzüglich des im 'Frazil Ice' verbliebenen Salzes zu berücksichtigen, wenn man die gebildete Eismasse kennt.

Ist der Wärmeverlust in [J] bekannt, so ergibt sich diese Eismasse aus Division durch die Gefrierwärme $L_f(S_E)$ [J/kg] von Eis. Nach *Defant (1961)* und *Doronin u. Kheisin (1975)* nimmt die Gefrierwärme L_f mit dem Salzgehalt S_E des produzierten Eises ab. Mit gleichen Wärmeverlusten kann man eine größere Menge Eis mit eingeschlossenem Salz als reines Frischwassereis produzieren. Dieser Aspekt führt dazu, daß die beim Bildungsprozeß ausgeschiedene Salzmenge nur unwesentlich vom Salzgehalt des gebildeten Eises abhängt sondern durch den Wärmeverlust bestimmt ist. Ist man an der Menge des ausgeschiedenen Salzes interessiert, so kann man diese unter der Annahme der Bildung von Frischwassereis mit der Gefrierwärme $L_f(S_E=0)$ am einfachsten bestimmen. Es werden keine Annahmen bezüglich des im Eis zurückbleibenden Salzes benötigt, wenn man die Salzausscheidung in das Oberflächenwasser bestimmen möchte. Bei Vernachlässigung der Wärmespeicherung im Eis ergibt sich in Abhängigkeit vom Wärmefluß Q [W/m²] und dem Salzgehalt S der Wassermasse der Salzfluß $S \downarrow = Q/L_f \cdot S/(1000-S)$ [kg/s/m²].

3.3.3 Eisbedeckung

Während Süßwasser bei 4 [°C] sein Dichtemaximum hat, nimmt im Meerwasser mit $S > 24.87$ [psu] die Dichte bis zum Erreichen des vom Salzgehalt abhängigen Gefrierpunktes (Abb.2.3) zu. Das Wasser an der Oberfläche wird durch Abkühlung schwerer. In einer homogenen Wassersäule sinkt es ab und wird durch wärmeres Wasser aus der Tiefe ersetzt, bis sich die gesamte Wassersäule am Gefrierpunkt befindet. Erst dann setzt Eisbildung ein. In flachen Regionen wird es schneller zur Eisbildung kommen, in tiefen Regionen mit einheitlicher Wassermasse gar nicht, da die Energieverluste nicht ausreichen, um die gesamte Wassersäule auf den Gefrierpunkt abzukühlen. Befindet sich unter einer leichten Oberflächenschicht eine salzreichere dichtere Wassermasse, genügt es oft, nur die Deckschicht bis zum Gefrierpunkt abzukühlen, sofern sie dann immer noch leichter ist als die darunterliegende Wassermasse.

Im tiefen arktischen Ozean hat man diese Situation einer salzarmen Deckschicht in Folge der Frischwasserzufuhr von den Kontinenten. Die vorhandene permanente Eisbedeckung aus mehrjährigem Packeis umfaßt etwa 60% der arktischen Meereismassen (Defant, 1961). Bei Dicken von 2.5-3.5 [m] befindet sie sich im Gleichgewicht. Die Dicke wächst durch Schneefall u. Aufschichtung von Packeis und nimmt gleichermaßen im Sommer durch Schmelzen ab. Zum Teil wird Packeis durch die Framstraße exportiert und bildet sich in den äußeren Regionen der polaren Eiskappe wieder neu. Die permanente Eisbedeckung ist durch die minimale Packeisgrenze im arktischen Ozean in Abb. 2.4, S. 5 gegeben.

Die Regionen zwischen minimaler und maximaler Eisbedeckung, in Abb. 3.3 zu erkennen, sind in erster Linie die Schelfmeere. In den Schelfregionen kommt es stets zur Eisbildung, da die abzukühlende Wassersäule flach ist. Im Winter wird hier neues Eis gebildet, welches im Sommer durch die Sonneneinstrahlung wieder verschwindet. In diesen Regionen findet ein sehr großer Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre statt.

Nach Abb. 3.4 ist die Barentssee nicht nur das größte Schelfmeer, sondern sie besitzt auch die größte nur im Winter vorhandene Eisbedeckung. Aus diesem Grunde leistet sie einen erheblichen Beitrag zur in Abschnitt 3.6 beschriebenen Produktion salzreichen Schelfwassers (Aagaard et al., 1981; Swift et al. 1983).

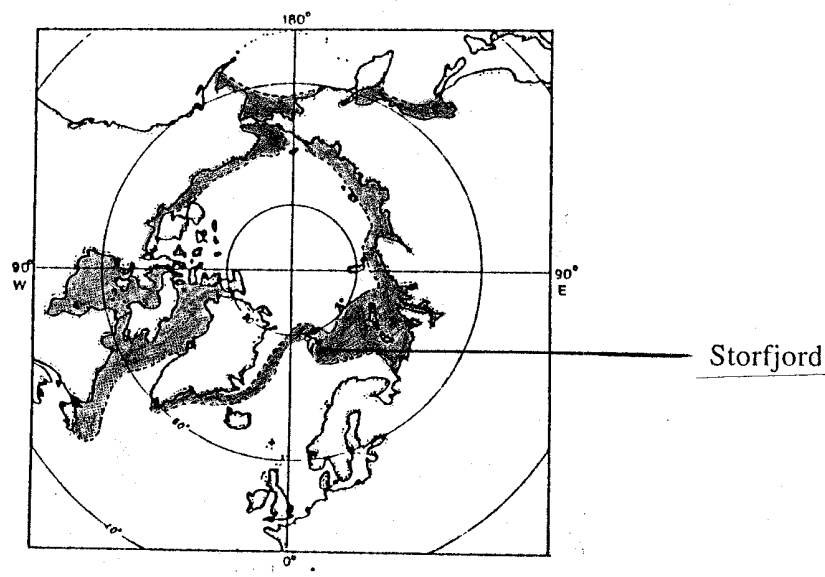


Abbildung 3.3: Maximale und minimale Eisbedeckung im Arktischen Mittelmeer (Fairbridge, 1966)

Die zeitliche Entwicklung der Eisbedeckung in der Barentssee ist in Abb. 3.4 gezeigt. Ihre maximale Ausdehnung erreicht die Eisbedeckung in den Monaten April/Mai. Mit Einsetzen der kurzweiligen Sonneneinstrahlung zieht sich die Eisgrenze im Nordsummer zurück und die Eisbedeckung befindet sich im August/September an ihrem Minimum. Für jeden Monat sind in Abb. 3.4 die maximale und minimale beobachtete Eisbedeckung angegeben. Während die nördliche Barentssee immer eisbedeckt ist, ergibt sich eine große Variabilität in der Eisbedeckung der südlichen Barentssee.

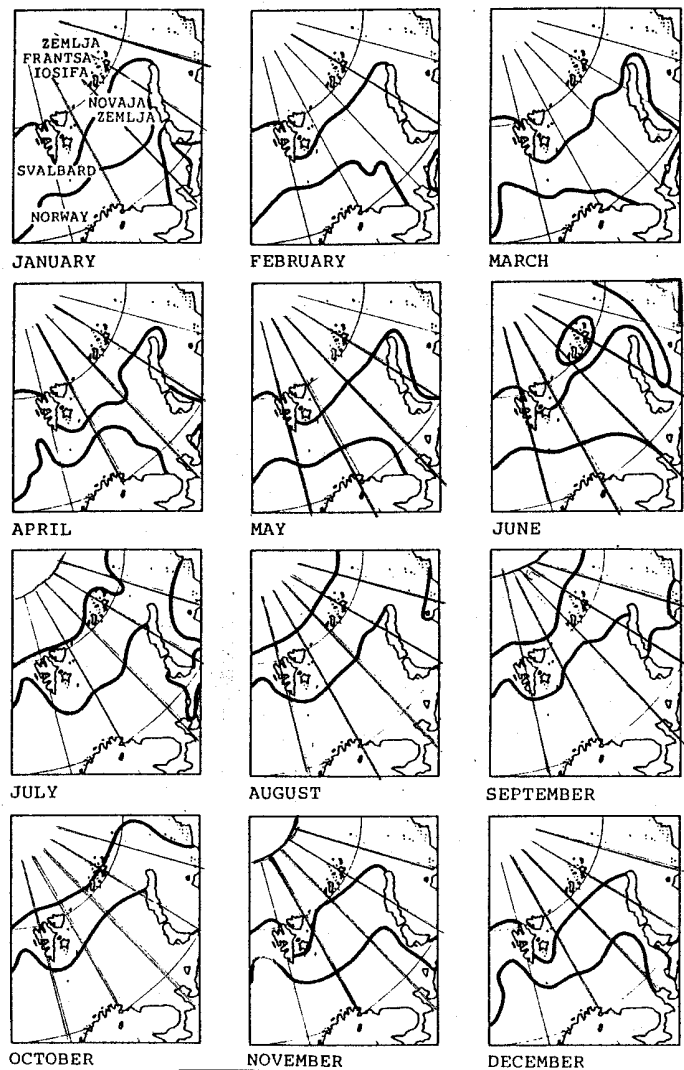


Abbildung. 3.4: Minimale und maximale Eisausdehnung in der Barentssee nach russischen Langzeitbeobachtungen (Vinje 1985)

Der Storfjord ist in der Regel ab November eisbedeckt. In seltenen Fällen setzt die Eisbildung erst im Januar ein. Von Januar bis April kann man jedoch mit Sicherheit Eis im Storfjord erwarten. Die Eisgrenze verläuft dabei häufig unweit südlich des Storfjords, und auch in westlichen Richtungen an der Westküste Spitzbergens trifft man meist wieder auf offenes Wasser. Das Packeis kann sich in der Region des Storfjords daher relativ frei bewegen und durch geeignete Nordostwinde leicht exportiert werden.

Nach Vinje u. Kvambekk (1991) variierte die totale eisbedeckte Fläche Ende April im Zeitraum 1966-1988 von 700,000-1,150,000 [km²]. Diese hohe Variabilität der typischerweise im April erreichten maximalen Eisbedeckung gibt Abb. 3.5 wieder.

Auch zum Zeitpunkt der maximalen Eisbedeckung ist in den in dieser Arbeit untersuchten Wintern die Packeisgrenze nicht weit vom Ausgang des Storfjords entfernt. Die Bedeutung der Variabilität für den Storfjord liegt darin, wie weit südlich von ihm die Eisgrenze verläuft, da eine möglichst freie Drift des Eises den Export aus dem Fjord vereinfacht. Ferner kann es in den in 3.2 beschriebenen Wärmeperioden zu einem Rückzug der Eisgrenze und besonders starker Neueisbildung im Storfjord kommen.

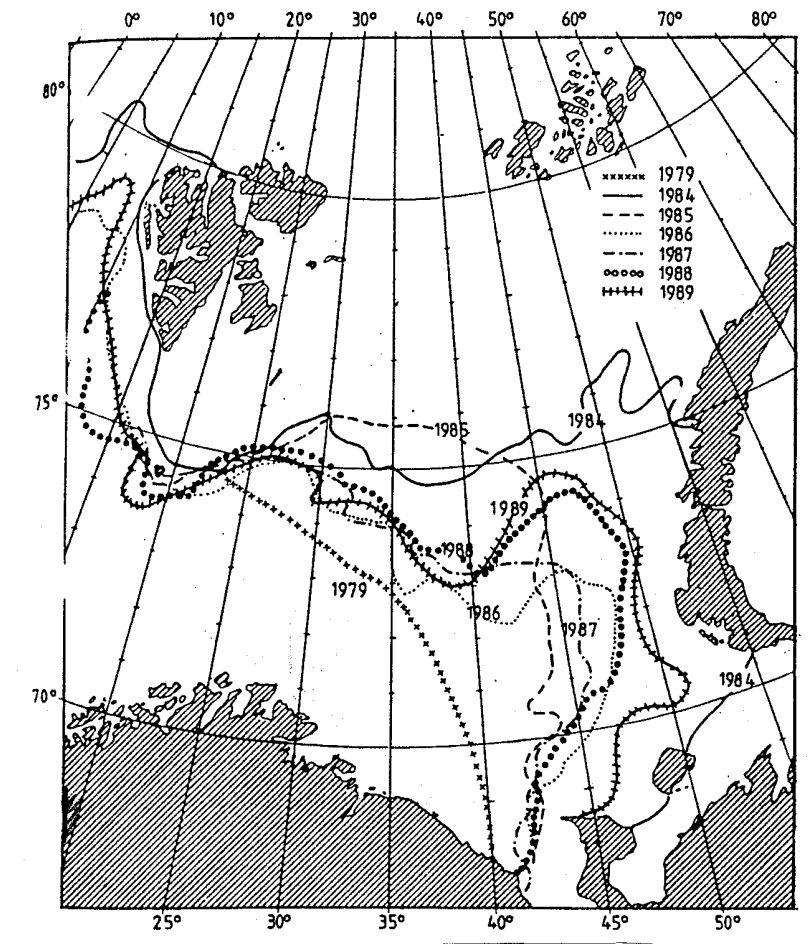


Abbildung 3.5: Maximalausdehnung / Variabilität der Eisbedeckung in der Barentssee für verschiedene Winter (Midtun, 1989)

Die maximale Ausdehnung der Eisbedeckung in der Barentssee hängt sowohl mit der in 3.2 diskutierten atmosphärischen Zirkulation als auch der ozeanischen Advektion warmen AWs in die Barentssee zusammen. Diese wird im folgenden Abschnitt 3.4 beschrieben.

3.4 Die ozeanische Zirkulation

Aufgrund der Bathymetrie erfolgt die direkte Kopplung der Zirkulation im Arktischen Mittelmeer mit der globalen Zirkulation über die Wassermassen oberhalb von 800 [m]. Dies sind der Terminologie von *Aggaard et al (1985)* folgend die Oberflächen- und Zwischenwassermassen des Arktischen Mittelmeers. Zur Beschreibung dieser Kopplung ist eine genaue Kenntnis der Gesamtzirkulation im Arktischen Mittelmeer erforderlich. Dabei gibt es derzeit noch viele Unklarheiten bezüglich der beteiligten physikalischen Prozesse. Die momentane prinzipielle Vorstellung, die Bedeutung der Barentssee und der Einfluß des Storfjords sollen in diesem Abschnitt skizziert werden.

3.4.1 Beteiligte Wassermassen

Die Quellwassertypen, aus denen sich durch Vermischungsprozesse unterschiedlichster Art die Wassermassen und die thermohaline Zirkulation im Arktischen Mittelmeer ergeben, sind in Abbildung 3.6 gezeigt.

(aus Rudels und Quadfasel, 1991)

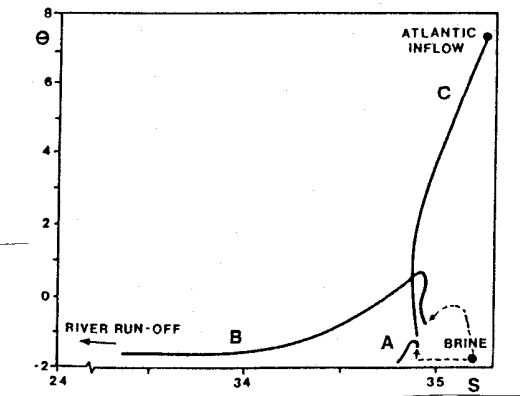


Abbildung 3.6: T-S-Diagramm mit Quellwassertypen im Arktischen Mittelmeer: Flußeinstrom, Atlantischer Einstrom C, salzreiches Schelfwasser (Brine), Wassermasse im Arktischen Ozean (B) und Grönlandsee (A)

Es sind der Flußeinstrom, der Einstrom Atlantikwassers (:= AW) mit $S > 34.9$ [psu] und $T > 0$ [°C] und das auf den Schelfen durch Eisbildung in einem großen Salzgehaltsspektrum gebildete Schelfwasser am Gefrierpunkt (:= PW). Eine differenzierte Beschreibung der regional unterschiedlichen Wassermassen, die aus diesen Quellwassertypen entstehen, geben *Aggaard et al (1985)* und *Carmack (1986)*. Hier wird nur eine grobe Gliederung in die Einflußbereiche der Wassertypen gegeben:

Die polare Oberflächenschicht in der Größenordnung von 50 [m] ist salzarm und spiegelt den Flußeinstrom und die sommerlichen Schmelzprozesse wieder.

Die starke Salzsichtung in der Halokline bis 200 [m] entsteht durch den leichteren Bereich des im Winter gebildeten Schelfwassers.

Im Tiefenbereich von etwa 200-800 [m] befinden sich darunter die Zwischenwassermassen. In regional unterschiedlichen Verhältnissen und Vermischungsprozessen setzen sie sich aus AW und genügend salzreichem Schelfwasser zusammen.

Das darunterliegende Tiefenwasser macht 55% des Volumens im Arktischen Mittelmeer aus und besitzt keinen direkten Kontakt zum Weltozean (*Aggaard et al., 1985*). Die Erneuerung des Tiefenwassers erfolgt durch offenozeanische Konvektion in der Grönlandsee (Grönlandsee Tiefenwasser) und durch das Absinken des salzreichsten Anteils des Schelfwasserspektrums (Arktisches Tiefenwasser), die sich bei ihrer Zirkulation unterschiedlich vermischen.

3.4.2 Kopplung von Arktischem Mittelmeer und Nordatlantik

Die Oberflächenzirkulation im Arktischen Ozean ist nach Abb.3.6 windgetrieben und somit antizyklonal. Ein geringer Einstrom von weniger als 1 [Sv] erfolgt über die Beringstraße (*Coachman u. Aagaard, 1988*) und wird durch einen Ausstrom in ähnlicher Höhe mit vergleichbaren Temperatur- u. Salzgehaltseigenschaften durchs Kanadische Archipel kompensiert (*Rudels, 1986a*). Die Kommunikation des Arktischen Mittelmeers mit dem Weltozean findet über den Nordatlantik statt.

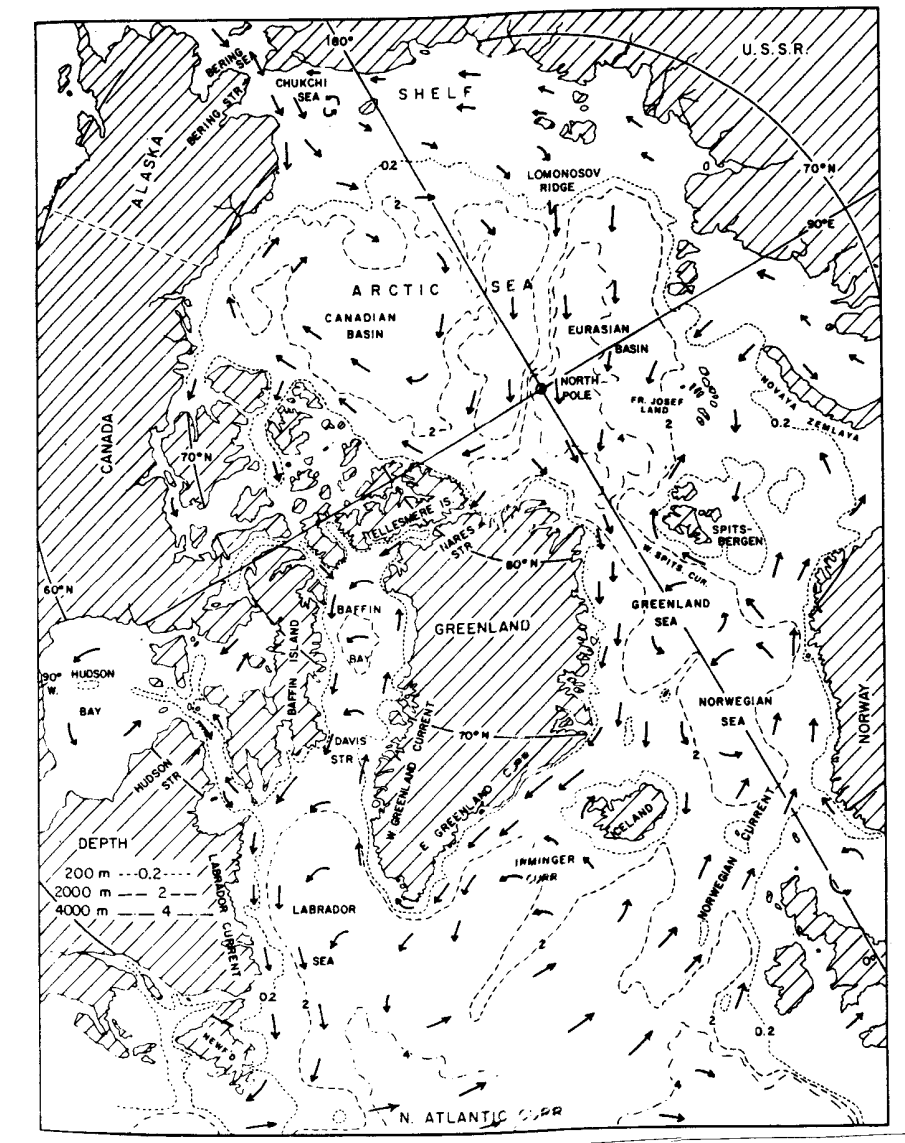


Abbildung 3.6: Oberflächenzirkulation im Nordatlantik und Arktischen Mittelmeer (Pickard und Emery, 1990)

Abb. 3.6 zeigt die Oberflächenzirkulation im Verbindungsbereich von Nordatlantik und Arktischem Mittelmeer, die für sich allein eine erste Kopplung der beiden Systeme bedeutet. Dem Einstrom warmen salzreichen Atlantikwassers (AW) zwischen Island und Schottland in das Arktische Mittelmeer steht ein Ausstrom kalten, salzarmen Wassers polaren Ursprungs (PW) zwischen Island und Grönland gegenüber. Das polare Wasser gelangt im Ostgrönlandstrom in die Labradorsee und beeinflusst dort die Wassermasse in einer Region thermischer, offenozeanischer Konvektion (Clarke u. Gascard, 1982).

Die zweite Kopplung ist der Ausstrom Nordatlantischen Tiefenwassers über die in 3.1 beschriebenen Rücken aus dem Arktischen Mittelmeer in den Nordatlantik. Dieser Ausstrom besteht größtenteils aus in der Islandsee durch lokale Konvektion gebildetem Wasser sowie Zwischenwasser aus dem polaren Ozean (Swift et al., 1980). Der Ausstrom hängt insofern mit der Oberflächenzirkulation zusammen, als bei der Konvektion in der Islandsee modifiziertes PW und AW die lokale Wassermasse bilden, aus der im Winter das Nordatlantische Tiefenwasser entsteht.

Eine ähnliche Verbindung besteht zur Wassermasse in der zentralen Grönlandsee, wo der Anteil AWs allerdings etwas größer ist als in der Islandsee (Swift u. Aagaard, 1981). Die Grönlandsee liefert nur einen geringen direkten Beitrag zum Ausstrom Nordatlantischen Tiefenwassers (Swift et al., 1980), ist dafür jedoch an der Ventilation des tiefen arktischen Mittelmeers durch die Produktion Grönlandsee-Tiefenwassers stark beteiligt (Rudels u. Quadfasel, 1991; Swift et al., 1983). Das Tiefenwasser kann das Arktische Mittelmeer nicht verlassen, seine Bildung und Zirkulation steht jedoch in Verbindung mit den Zwischen- und Oberflächenwassermassen. Bei einer beispielsweise höheren Tiefenwasserproduktion infolge einer Änderung der Oberflächenzirkulation könnte ein größerer Teil dieses Tiefenwassers als gewöhnlich ins Zwischenwasser eingemischt werden und die Dichte und Menge des Ausstroms aus dem Arktischen Mittelmeer erhöhen.

Die Verhältnisse in den offenozeanischen Konvektionswirbeln der Labrador-, Island-, und Grönlandsee werden durch die Wassermassen der Oberflächenzirkulation geprägt. Insbesondere die Bedeutung des Frischwassergehalts der polaren Wassermasse wurde von Aagaard u. Carmack (1989) diskutiert: die Autoren beschreiben, daß bereits relativ geringe Schwankungen im Salzgehalt des polaren Wassers zu einer dauerhaften Eisbedeckung in der Grönland- und der Islandsee führen und die dortige Konvektion stoppen können. Die Folge könnte eine starke Reduktion des Ausstroms Nordatlantischen Tiefenwassers sein. Die möglichen Folgen wären eine Änderung der globalen Zirkulation und weitreichende Konsequenzen für das globale Klima, und sind von Broecker (1985) im Zusammenhang mit dem Abschmelzen der Polkappen vorgestellt worden. Nach der Hypothese von Aagaard u. Carmack (1989) bedarf es nicht des Abschmelzens der Polkappen, um eine Änderung der globalen Zirkulation herbeizuführen sondern es genügt bereits eine geringfügig höhere Frischwasserzufuhr aus dem Arktischen Ozean in die Konvektionsgebiete. Die Empfindlichkeit des Systems und die Reaktion auf kurzfristige Schwankungen im Bereich weniger Jahre ist von Dickson et al. (1988) gezeigt worden. Geringere Salzgehalte führten Ende der 60er Jahre zu stärkerer Eisbedeckung in der Islandsee. Die Fortpflanzung der Salzanomalie ließ sich von ihrem Auftauchen in der Islandsee über die Labradorsee, den Nordatlantik, die Norwegische See bis in die Barentssee verfolgen. Die nach Dickson et al. (1988) vermutlich in der Variabilität des Ostgrönlandstroms verursachte und in die Islandsee advehierte Anomalie gelangt 13 Jahre später auf den arktischen Schelf der Barentssee und in den arktischen Ozean zurück.

Aufgrund dieser Kopplung der verschiedenen Regionen untereinander und mit der globalen Zirkulation soll im Rahmen dieser Arbeit ein Bindeglied näher beschrieben werden: die Barentssee als unmittelbare Umgebung des Storfjords.

3.4.3 Die Barentssee als wichtiges Bindeglied

Die Barentssee übernimmt mehrere Rollen bei der Wassermassenmodifikation und Zirkulation im Arktischen Mittelmeer.

Bei der Konvektion auf den arktischen Schelfen entsteht durch unterschiedliche Wassertiefen und Eisproduktionsraten ein breites Wassermassenspektrum (Rudels, 1989; Rudels u. Quadfasel, 1991). Der dichteste Bereich erneuert das Arktische Tiefenwasser und wird hauptsächlich in der Barentssee produziert (Swift et al., 1983; Rudels, 1986). Weniger dichtes Wasser vermischt sich mit AW zum Arktischen Zwischenwasser und trägt zum Ausstrom in den Nordatlantik bei (Rudels u. Quadfasel, 1991). Auch dieses Schelfwasser entsteht größtenteils in der Barentssee; von den anderen Schelfmeeren kann lediglich die Kara-See genügend salzreiches Schelfwasser produzieren (Aagaard et al., 1981). Das leichteste auf den Schelfen produzierte Wasser ist für die Aufrechterhaltung der Arktischen Halokline erforderlich, wobei die Barentssee und die Karasee im Vergleich zu den anderen Schelfen auch hier den dichteren Teil der Halokline erzeugen (Aagaard et al., 1981). Die Verhältnisse gibt schematisch Abb. 3.7 wieder.

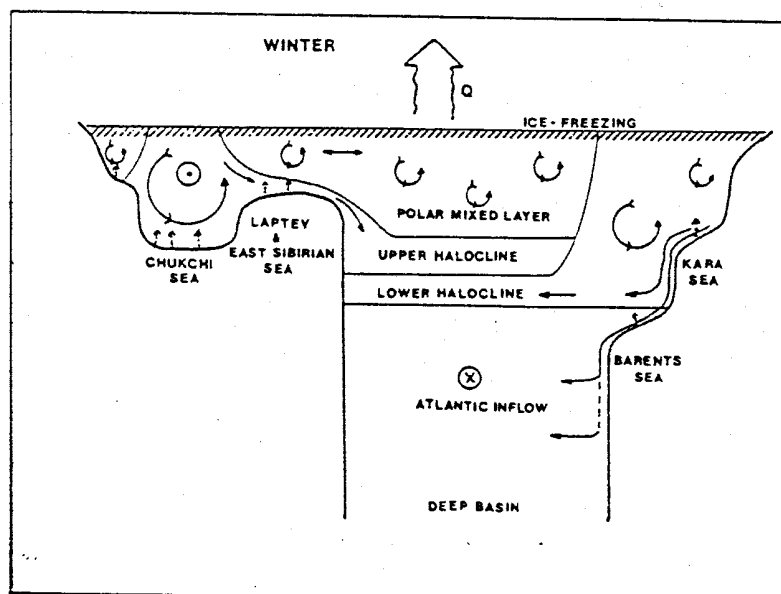


Abbildung 3.7: Schematische Schichtung und Wassermassenerneuerung im arktischen Ozean durch die Schelfmeere (Rudels et al., 1991)

Die Halokline isoliert die Polare Oberflächenschicht mit ihrer Eisbedeckung gegen den Wärmeinhalt des atlantisch beeinflussten Zwischenwassers. Eine geringere Frischwasserzufuhr auf die Schelfe würde nach Aagaard et al (1981) die Dicke der Halokline verringern, da salzreicheres Wasser auf den Schelfen produziert würde und somit mehr Zwischen- und Tiefenwasser an Stelle von Haloklinenwasser entstünde. Der direktere Kontakt mit der Atlantikschicht könnte daraufhin den Wärmeinhalt der polaren Oberflächenschicht verändern. Nach Rudels (1989) führte dies zu einer Änderung der Schichtung und der Zirkulation im arktischen Ozean. Die polare Eiskappe bliebe jedoch vermutlich weitgehend unbeeinflusst, wenn die Änderung der Frischwasserzufuhr sich in Grenzen hielte. Eine bereits diskutierte Erhö-

hung der Frischwasserzufuhr hätte vermutlich auch in der Barentssee eine geringere Tiefen- und Zwischenwasserproduktion mit den erwähnten möglichen Konsequenzen für die globale Zirkulation zur Folge.

Daß die Zwischenwasser- und Tiefenwasserproduktion im Arktischen Ozean größtenteils der Barentssee und Karasee zuzurechnen ist (Swift et al., 1983; Rudels, 1986), liegt zum einen an der geringeren Flußwasserzufuhr im Vergleich zu den anderen Schelfmeeren in den Mündungsregionen der großen sibirischen Flüsse. Die sich ergebenden höheren Salzgehalte ermöglichen die Bildung dichten Wassers. Zum anderen sind dies die einzigen Schelfregionen, in die AW auf seinem Weg in den Arktischen Ozean gelangt, wobei auch hier die wichtigste Rolle der Barentssee zukommt. Die Erhöhung der Oberflächensalzgehalte im Arktischen Wasser der Barentssee durch Einmischung salzreichen AWs aus tieferen Schichten haben Modellstudien von Stole-Hansen u. Slagstad (1991) und Harms (1994) bestätigt.

Abb. 3.8 und 3.9 zeigen den in Abb. 3.6 erkennbaren Bereich, in dem AW auf zwei verschiedenen Wegen in den Arktischen Ozean gelangt, in genauerer Darstellung. Der Anteil AWs, der den Arktischen Ozean auf direktem Wege durch die Framstraße über den Westspitsbergenstrom erreicht, beträgt etwa 1-2 [Sv] (Rudels, 1987; Bourke et al., 1988). Ein erheblicher Teil des AWs des Westspitsbergenstroms rezirkuliert in der Framstraße und der Grönlandsee (Quadfasel et al., 1987; Quadfasel u. Meincke, 1987).

Über die Barentssee gelangt eine vergleichbare Menge von 1-2 [Sv] AW in den arktischen Ozean und wird vorher in unterschiedlichen Regionen modifiziert (Rudels, 1987; Blindheim, 1989).



Abbildung 3.8: Bathymetrie in der Barentssee (Midtun, 1989);

Ein Teil dieses Einstroms in den Bäreninselgraben gelangt über Nordkapbanken und Skolpenbanken als Nordkapstrom bis in den Bereich westlich von Novaya Zemlya (Loeng,1991).

Ein weiterer Teil dringt bis in den nördlichen Bereich des Bäreninselgrabens, die Hopentiefe zwischen Sentralbanken und Hopen, vor, wo er sich in mehrere Äste teilt. Teils rezirkuliert er am Abhang von Spitsbergen- oder Svalbardbanken, teils setzt er zwischen Sentralbanken und Storbanken nach Osten.

Ein dritter Teil dringt über den flachen Bereich zwischen Storbanken und Hopen bis in die tiefere nördliche Barentssee vor. In allen drei Fällen schichtet sich das AW unterhalb des PW ein, welches nach Abb.3.8 in der nördlichen Barentssee mit südwestlichen Richtungen strömt: der Ostspitsbergenstrom verfrachtet östlich von Svalbard Wasser aus dem Arktischem Ozean und der Karasee nach Süden, während der Persey-Strom zwischen Franz-Joseph-Land und Novaya Zemlya Wasser aus der Karasee nach Südwesten advehiert (Tantsuria,1959; Loeng,1991; Pfirman et al., 1993). Beim Aufeinandertreffen der unterschiedlichen Wassermassen kommt es zu starken Modifikations- und Vermischungsprozessen wie Doppeldiffusion, 'Interleaving', isopyknischer Vermischung und Winterkonvektion (Rudels, 1989). Bevor das AW die Barentssee hauptsächlich zwischen Franz-Joseph-Land und Novaya Zemlya im Bereich des St.-Anna-Grabens wieder verläßt (Blindheim, 1989), wird es daher modifiziert und zum Teil in Bodenwasser umgewandelt. Harms (1994) untersucht in einem dynamischen thermodynamischen Modell zur winterlichen Wassermassenformation in der Barentssee die beteiligten Prozesse und zeigt eine starke Abhängigkeit des atlantischen Einstroms von der atmosphärischen Zirkulation, wie sie von Adlandsvik u. Loeng (1991) durch Vergleich eines windgetriebenen Modells mit Messungen gefunden wurde.

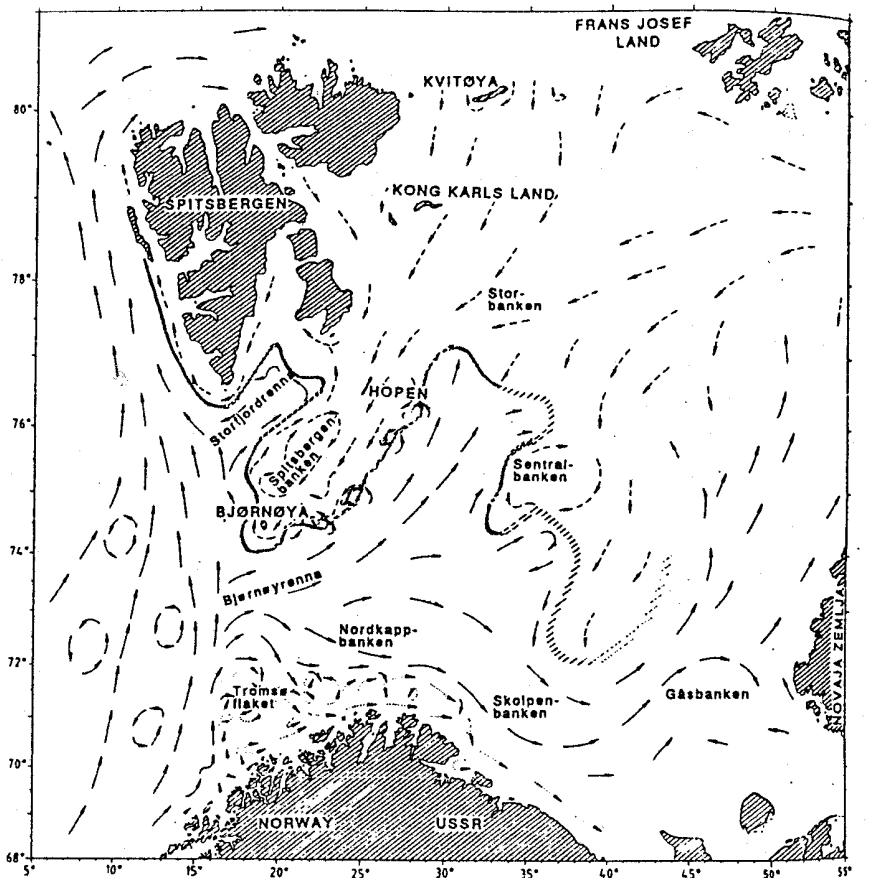


Abbildung 3.9: Oberflächenströme in der Barentssee; atlantische Ströme sind durchgezogen, arktische gestrichelt
Loeng (1991)

Auch wenn in manchen Jahren ein gewisser Teil des AW über die Barentssee auch die Karasee erreichen mag (Hanzlick u. Aagaard, 1980), erfährt das AW seine Hauptmodifikation in der Barentssee und beeinflusst dort die Wassermassen. In der nördlichen Barentssee findet man meist arktisches Wasser, wobei häufig ein Einschichten abgekühlten AWs in der Tiefe stattfindet. In der südlichen Barentssee dringt das AW im gesamten Tiefenbereich ein. Die Entwicklung der typischen Salzgehalts- Temperatur- und Dichteprofile zeigt Abb. 3.10:

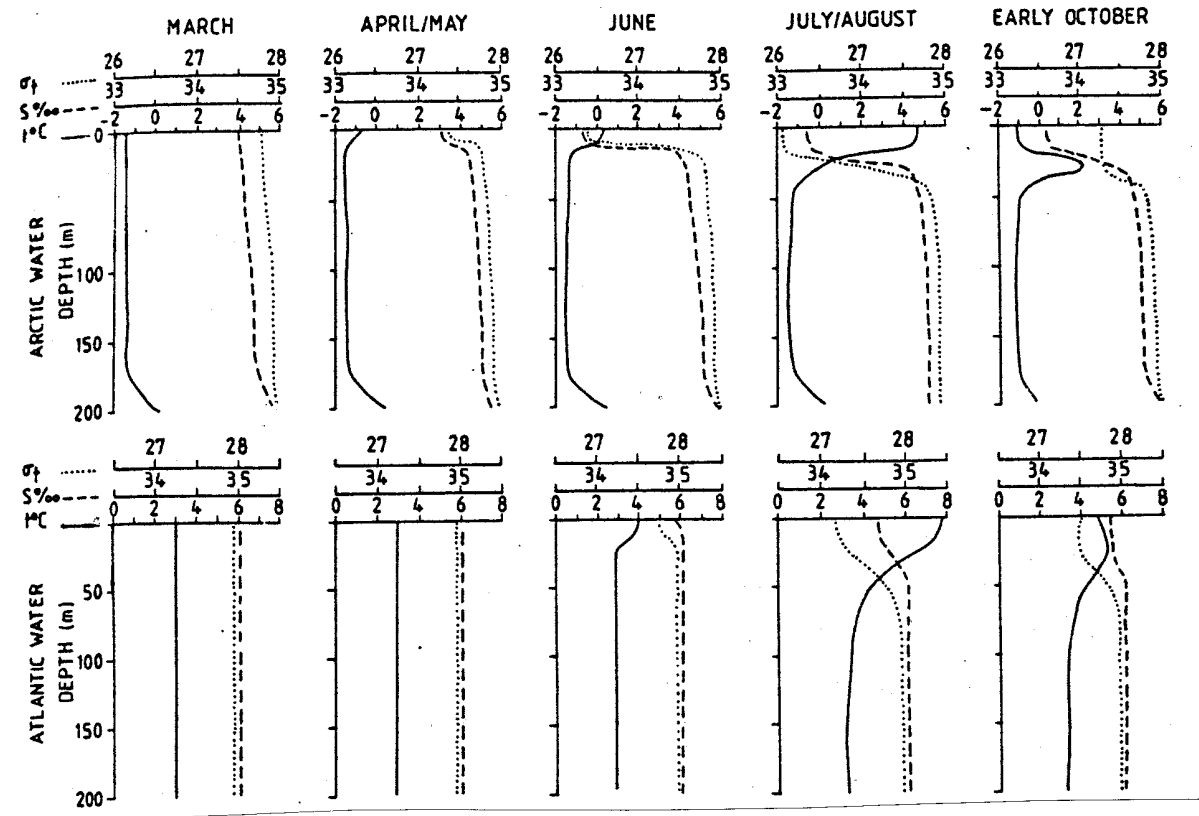


Abbildung 3.10: Vertikale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte in Arktischem u. Atlantischem Wasser der Barentssee, basierend auf mehrjährigen Beobachtungen (Loeng, 1991)

Während im Arktischen Wasser die salzarme Schmelzwasserschicht aus dem Sommer durch die winterliche Normaleisbildung abgebaut wird, erfolgt dies im Bereich des AWs durch Abkühlung. In beiden Fällen ergeben sich homogene Wassersäulen und bereits relativ hohe Salzgehalte und Dichten. Die meisten der in 2.3 zusammengefaßten Voraussetzungen für die Bildung dichten Bodenwassers sind somit in der Barentssee gegeben. Durch die Abkühlung AWs und die normale winterliche Eisbildung in flacheren Regionen kann es somit bereits zur Bildung von dichterem Zwischenwasser des arktischen Ozeans kommen (Aagaard et al., 1981; Häkkinen und Cavalieri, 1989). Wie in Abschnitt 2.3 beschrieben wurde, erfolgt die effektivste Dichteerhöhung allerdings durch stetige Neueisbildung in besonders flachen Regionen und man erhält eine Beschränkung der Tiefenwasserproduktion auf flache Leegebiete, in denen das Neueis stets durch Winde entfernt wird. Die Diskussion dieser Regionen erfolgt im nächsten Abschnitt.

Storfjord von 0.05 [Sv], der bei einem aufgrund der hohen Dichte stattfindenden 'Entrainment' von 500% (*Quadfasel et al., 1988*) eine Produktion 0.3 [Sv] arktischen Tiefenwassers bedeutet. Vergleicht man diese Menge mit der von *Rudels (1989)* angegebenen Produktion Arktischen Tiefenwassers von 0.5 [Sv] und einer ähnlichen Größenordnung für die Grönlandsee (*Rudels u. Quadfasel, 1991; Heinze et al., 1988; Carmack u. Aagaard; 1973*), so ergibt sich für 1991/92 ein nicht unerheblicher Beitrag des Storfjords in der Größenordnung von 20-30%.

Martin u. Cavalieri (1989) untersuchten die Produktion dichten Wassers durch Lee-Polynien im Bereich der Inseln Franz-Joseph-Land, Svalbard und Novaya Zemlya aus der Barentssee und Severnaya Zemlya in der Karasee über die Analyse von Eiskarten, ohne den Storfjord einzubeziehen. Sie konnten mit ihrer Abschätzung die eingetragene Salzmenge bestimmen und geben als Ergebnis die Produktion von etwa 0.5 [Sv] Wasser mit $S = 34.75$ [psu] oder 0.2 [Sv] mit 35.1 [psu] an. Vollständig können die Leepolynien somit den Nettoexport von Zwischen- und Tiefenwasser aus dem arktischen Ozean durch die Framstraße nicht aufbringen, der nach *Rudels u. Quadfasel (1991)* etwa 1.7 [Sv] beträgt. Der beschriebene Einstrom modifizierten AWs über die Barentssee ist als gleichzeitiger Prozeß bei der Zwischenwasserproduktion erforderlich (*Aagaard et al, 1981; Martin u. Cavalieri, 1989; Rudels u. Quadfasel, 1991*). Die Produktion Arktischen Tiefenwassers mit $S > 34.8$ in der Größenordnung von 0.5 [Sv] (*Rudels u. Quadfasel, 1991*) ließe sich allerdings durch den Salzeintrag in den Polynien erklären, wenn sie nur den dichten Wassertyp mit $S = 35.1$ [psu] produzierten: vermischte man die erhaltenen 0.2 [Sv] beim Einstrom und Absinken in den Arktischen Ozean mit Arktischem Zwischenwasser, so erhielte man die besagte Größenordnung von 0.5 [Sv]. Die oben bereits angedeutete Bedeutung des Storfjords für die Bodenwasserproduktion des Arktischen Mittelmeers wird durch Vergleich der Messungen von 1991/92 mit der Produktion der Leepolynien bestätigt: von *Schauer (1994)* bestimmte 0.05 [Sv] mit $S \sim 35.0$ stehen den von *Martin u. Cavalieri (1989)* bestimmten 0.2 [Sv] bei 35.1 [psu] gegenüber. Die Bedeutung des Storfjords läge im Bereich von 20% hinsichtlich des Beitrags der Barentssee zur Produktion Arktischen Tiefenwassers und von 10% bezüglich der Gesamtproduktion, wenn man der Grönlandsee die gleiche Größenordnung zubilligt (*Rudels u. Quadfasel, 1991*). Unter besonderen Voraussetzungen ist auch ohne Landbegrenzungen und ohne Reservoir die Produktion dichten Wassers möglich. *Quadfasel et al. (1992)* dokumentieren die Produktion dichten Schelfwassers auf Sentralbanken in der Barentssee als regelmäßig auftretendes Ereignis. Sentralbanken ist oft im Bereich der Packeisgrenze gelegen, so daß es hier häufig zur Öffnung und erneuten Eisbildung bzw. relativ geringen Eiskonzentrationen kommt. Ein strömungsbedingter Wirbel auf Sentralbanken übernimmt hier die Rolle eines Sammelbeckens, indem er das Wasser auf der Bank hält. Dichtes Wasser aus Winterkonvektion ist auch hier im Sommer noch auffindbar.

Mit welcher Konstanz die angesprochenen Prozesse in der Barentssee und im Storfjord stattfinden, hängt von ihrer Wechselwirkung mit der klimatischen Variabilität in der Barentssee ab.

3.4.5 Klimatische Variabilität in der Barentssee

Aufgrund der beschriebenen Rolle der Barentssee bei der Tiefen- und Zwischenwassererneuerung gilt den klimatischen Fluktuationen und der aus ihnen folgenden Variabilität der Tiefenwasserproduktion besonderes Interesse in der Forschung.

Die starke Variabilität der Eigenschaften des in die Barentssee advehierten AWs ist von *Dickson et al. (1988)* gezeigt worden. *Midttun und Loeng (1987)* vermuten einen Zusammenhang zwischen der hohen Variabilität der Eisbedeckung (Abschnitt 3.3) und dem Einstrom AWs. Sie schlagen weiterhin vor, daß der Mechanismus der Tiefenwasserbildung und der Auström desselben einen Einstrom von AW erfordern. Die zyklischen Schwankungen zwischen warmen und kalten Zuständen der Barentssee liegen im Bereich von 3-5 Jahren. *Adlandsvik u. Loeng (1991)* finden eine Korrelation zwischen modelliertem windgetriebenem Einstrom AWs, Lufttemperatur, Luftdruck und Eisbedeckung. Für eine Warmperiode schlagen sie folgende positive Rückkopplung vor: geringerer Luftdruck erzeugt eine zyklonale Zirkulation und verstärkt den Einstrom AWs. Wärmeres Wasser verringert die Eisbedeckung und erhöht die Wärmezufuhr vom Ozean in die Atmosphäre, woraus sich wieder ein geringer Luftdruck ergibt. Sie vermuten, daß diesem externen Mechanismus der interne Mechanismus zyklischer Bildung und des Ausstroms von BW überlagert ist, und daß Schwankungen in den Eigenschaften des AW den Zyklus ebenfalls modifizieren. *Harms (1994)* erhält ähnliche Modellergebnisse bezüglich der Variabilität und Größenordnung des AW-Einstroms. Er zeigt weiterhin, wie stark die Bodenwasserproduktion bei einer salzärmeren Oberflächenschicht, durch hohe Eisbildung und Schmelzraten im vorigen Jahr erzeugt, zurückgehen kann. Die Abkühlung des für ausströmendes Bodenwasser einströmenden AWs und die Neutralisation des erhöhten Schmelzwasseranteils in der Deckschicht dauert möglicherweise länger als einen Winter, bis es wieder zur intensiven Bodenwasserproduktion kommt (*Midttun, 1989; Harms, 1994*).

Für den Storfjord bedeutet diese Variabilität vermutlich geringere Wärmeverluste während der Wärmeperioden, d.h. eine zeitliche Korrelation mit der klimatischen Variabilität in der östlicheren Barentssee. Inwiefern der Storfjord dem Einfluß und der Variabilität der Eigenschaften AWs aus der Storfjordrinne ausgesetzt ist, soll im Zusammenhang mit der Storfjordbodenwasserproduktion in dieser Arbeit diskutiert werden. Eine Verbindung zu den Wassermassen in der Barentssee besteht jedoch ebenfalls: ist das Oberflächenwasser in der Barentssee durch erhöhte Schmelzraten salzärmer, so sollte auch das im Storfjord produzierte Bodenwasser geringere Salzgehalte haben, wenn es aus Barentsseewasser gebildet wird. Für diese Ausgangssalzgehalte des Barentsseewassers ist außerdem die von *Stole-Hansen und Slagstad (1991)* und *Harms (1994)* beschriebene Einmischung salzreichen AWs in die Oberflächenschicht in gewissen Regionen der Barentssee von Interesse. *Schauer (1994)* hält in ihrer Arbeit zum Bodenwasserausstrom 1991/92 aus dem Storfjord diesen Prozeß für erforderlich, um die hohen Ausstromsalzgehalte erklären zu können.

Zur Bestätigung der beschriebenen Modellvorstellungen des Klimasystems Barentssee benötigt man gezielte Feldbeobachtungen, die insbesondere im Winter aufgrund der Eisverhältnisse schwer durchführbar sind. Prozeßstudien in beschränkten Regionen, in denen Messungen noch relativ gut möglich sind, sind erforderlich. In dieser Hinsicht bietet sich der Storfjord mit einer verhältnismäßig guten Beobachtungsdichte an.

3.5 Bedeutung des Storfjords: Zusammenfassung und Zielsetzung

Die in 2.3 aufgeführten und in den Abschnitten 3.1-3.4 regional beschriebenen idealen Bedingungen für die Produktion dichten Wassers sind im Storfjord gegeben: während der Polarnacht sind große Wärmeverluste des Ozeans möglich. Die Region ist im Sommer eisfrei, und es kommt jedes Jahr zur Neueisbildung. Die Frischwasserzufuhr ist gering. Ein tiefes Sammelbecken ist von sehr flachen Bänken umgeben. Landbegrenzungen im Norden, Osten und Westen ermöglichen die Entstehung von Leepolynien bei unterschiedlichen Windrichtungen. Die zyklonale Zirkulation in der südlichen Barentssee verstärkt hier die für den Eisexport erforderlichen Winde aus nordöstlichen Richtungen. Die Unterschiede zwischen Kälte- und Wärmeperioden sind zudem in der Svalbardregion besonders extrem, was die gelegentliche Öffnung der Eisbedeckung und Neueisbildung begünstigt. Die Eisgrenze verläuft oft südlich des Storfjords, der meist ab November, jedoch immer ab Januar eisbedeckt ist. Dies ermöglicht einen relativ ungehinderten Export von Eis aus dem Storfjord.

Das dichteste in der Barentssee produzierte Schelfwasser wird im Storfjord gefunden (*Midtun, 1985*), und sowohl der intensive Ausstrom (*Schauer, 1994*) als auch das Absinken am Schelfabhang (*Quadfasel et al., 1988*) sind dokumentiert worden. Das Absinken des Storfjordbodenwassers am Schelfabhang können aufgrund der wärmeren Umgebungswassermassen sowohl der thermobarische Effekt als auch die Temperaturabhängigkeit der Kompressibilität, das 'Cabbeling' verstärken.

Ähnlich wie in der Barentssee wird eine Abhängigkeit der Bodenwasserproduktion im Storfjord von der klimatischen Variabilität angenommen: Variationen in den Wärmeflüssen, in den Eigenschaften AWs und des Oberflächenwassers sind vermutlich von Bedeutung. Ferner spielt die Lage der Eisgrenze vermutlich eine Rolle.

Ein Vergleich mit Tiefenwasser- und Zwischenwasserproduktionsraten im Arktischen Mittelmeer deutet den möglichen Beitrag des Storfjords an. Ein Vergleich unterschiedlicher Abschätzungen der Produktion in Barentssee und Karasee mit Strömungsdaten von 1991/92 am Ausgang des Storfjords ergibt für diesen Winter einen Beitrag des Storfjords in der Größenordnung von 10-30% zur Tiefenwasserproduktion im Arktischen Mittelmeer.

Dies zu überprüfen und die jährliche Variabilität zu untersuchen, ist eine Zielsetzung dieser Arbeit. Die zweite, wichtigere Zielsetzung ist, ein besseres Verständnis des Prozesses der Bodenwasserbildung in Lee-Polynien und ähnlichen Regionen zu erhalten. Die Berechnungen von *Martin u. Cavalieri (1989)* geben nur die Salzproduktion in den Leepolynien der Barents- und Karasee an und können das Salzgehaltsspektrum des produzierten Wassers nicht voraussagen, da die Austauschzeit des Wassers und die Dynamik nicht bekannt sind. Um genauere Aussagen machen zu können, wieviel Tiefenwasser und wieviel Zwischenwasser gebildet werden, sind hydrographische Beobachtungen und komplexere Modelle erforderlich. Aufgrund der schlechten Zugänglichkeit im Winter durch Forschungsschiffe, gibt es z. Zeit nur wenig Daten, die eine solche Betrachtung ermöglichen. Auch wenn es im Storfjord keine hydrographischen Messungen während der Wintermonate gibt, lassen sich über Sommermessungen Hypothesen an Hand des im Sammelbecken zurückgebliebenen Bodenwassers überprüfen. Die besondere Bathymetrie ermöglichte Strömungsmessungen, die mit dem Produktionsprozeß verknüpft werden können. Es gibt mehrere meteorologische Stationen in der Umgebung und Satellitenbeobachtungen lassen sich durch den regelmäßigen Linienflugverkehr über Svalbard ergänzen. Eine aufgrund der verhältnismäßig guten Datensituation im Storfjord überprüfbare Modellvorstellung könnte auf weniger gut zugängliche Regionen übertragen werden. In den folgenden Untersuchungen soll für den Storfjord an Hand vorliegender Daten eine Modellvorstellung der Bodenwasserproduktion entwickelt werden.

4 Hydrographische Beschreibung des Storfjords

4.1 Die Bathymetrie des Storfjords

Der Storfjord, zwischen Spitsbergen, Barentsøya und Edgeøya gelegen, ist der größte Fjord der Svalbardinseln, wie in Abbildung 4.1 zu erkennen ist.

Die Storfjordrinne zwischen Svalbard und der Svalbardbank, auf deren südlicher Spitze die Bäreninsel liegt, verbindet ihn mit den tiefen Becken westlich von Spitsbergen.

Für die Diskussion der Wassermassen und der Zirkulation in der Storfjordregion ist die Kenntnis und Berücksichtigung der genauen Bathymetrie wichtig.

Das mir zur Verfügung stehende 5x5-Minutengitter der Topographie 'TUG87' der *Technischen Universität Graz*, welches von *Harms (1993)* in seinem Schelfmeermodell der Barentssee verwendet wurde, war für eine Untersuchung des Storfjords nicht genau genug. Besonders bei der später erfolgenden Beschreibung der Bodenwasserformation ist eine bessere Kenntnis der Tiefenverteilung wünschenswert.

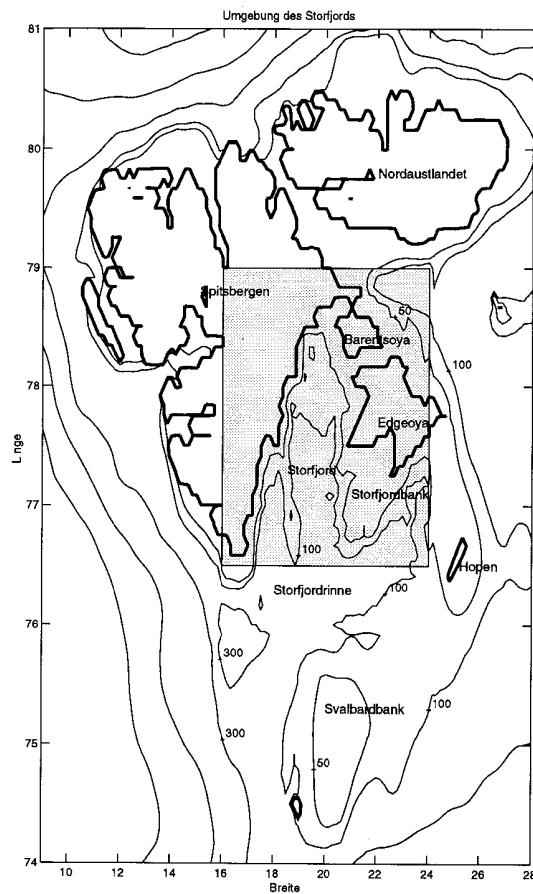


Abbildung 4.1: Umgebung des Storfjords und Ausschnitt der genauen digitalisierten Topographie

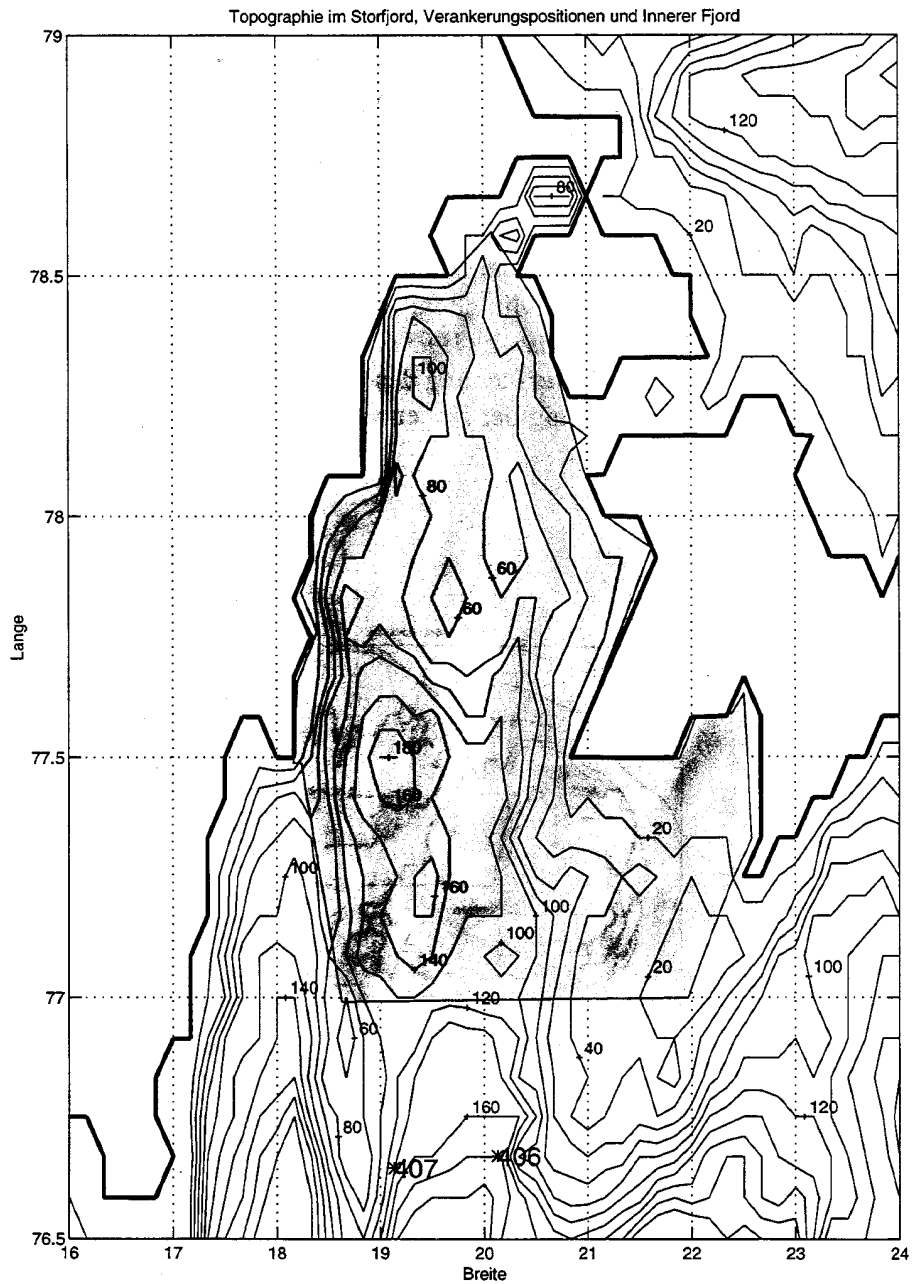


Abbildung 4.2: Topographie im Storfjord und Innerer Fjord

Aus diesem Grunde wurde eine Karte des *Norsk Polarinstitut* (*Beilage zu Vinje, 1985*), mit einer Auflösung von 400-1600 [m] an Hand hydrographischer Messungen verwendet: diese Karte wurde für die Region 16-24°Ost und 76-79°Nord digitalisiert, als schraffierte Region in Abbildung 4.1 erkennbar. Die so erhaltene genaue Topographie im Storfjord wurde anschließend wieder in den TUG87-Datensatz eingefügt, was in Abb. 4.1 schon geschehen ist.

Abb. 4.2 gibt die in der folge beschriebene Topographie wieder.

Sieht man die Wasserfläche nördlich des Südkaps von Spitsbergen mit der großen Bank südlich von Edgeøya als Storfjord an, ist er mit einer Fläche von etwa 18000 [km²] etwas kleiner als beispielsweise Schleswig-Holstein. Bei einer mittleren Tiefe von etwa 82 [m] beträgt sein Volumen $1.5 \cdot 10^{12}$ [m³].

Als Innerer Fjord sei in der Folge das Becken nördlich der Schwelle bei etwa 76.95°N bezeichnet, und zwar inklusive des Anteils der umliegenden flachen Bänke, die zum Becken hin abfallen (schattiert in Abb. 4.2). Bei der Storfjordbank wurde dieser Bereich abgeschätzt. Die Fläche des Inneren Fjords ist dann ca 11000 [km²] groß, bei einer mittleren Tiefe von 76 [m]. Eine genauere Diskussion der dort als Histogramm dargestellten Tiefenverteilung erfolgt in Abschnitt 6 im Zusammenhang mit der Salzgehaltserhöhung.

Das Becken mit Tiefen > 100m, die maximal 180-190 [m] im östlichen Bereich betragen, nimmt etwa ein Drittel der Fläche des Inneren Fjordes ein. Ein Austausch über die umliegenden Bänke ist nur in höchstens 60-80 [m] Wassertiefe möglich. Von Osten verhindert die Storfjordbank einen direkten Einstrom unterhalb von 20-40 [m] Wassertiefe, während auf der Spitsbergen zugewandten Seite ein kleiner Rücken mit 60-80 [m] Tiefe im Wege ist.

Die Schwelle bei etwa 76.95°N ist somit die einzige Verbindung der tieferen Schichten nach außen, zur Storfjordrinne. Der etwa 30 [km] breite Schwellenbereich ist im Westen mit 110-120 [m] tiefer als im Osten (90-110 [m]). Ein Ausstrom von Bodenwasser wird somit hauptsächlich im Westen auf etwa halber Schwellenbreite erfolgen. Ebenso kann hier eher ein Einstrom von AW erfolgen.

Bei einer Hauptströmungsrichtung westlich von Edgeøya aus Nordost sind jedoch die wenn auch schmalen Öffnungen im Norden, der Freemansund zwischen Edgeøya und Barentsøya und der Heleysund zwischen Barentsøya und Spitsbergen, von Interesse. Die Tiefen dieser Durchgänge sind Abb.4.2 nicht zu entnehmen, da die verwendete Karte des Norsk Polarinstitut diese nicht auflöst. Segelkarten (*Arctic Pilot, 1990*) geben für den etwa 5 [km] breiten Freemansund Tiefen von 15-40 [m] an. Er mündet in den nordöstlichen Bereich des Fjords, der flacher als 60 [m] ist. Der Heleysund hat zwar an der schmalsten Stelle nur eine Gesamtbreite von 750 [m], seine Tiefen liegen jedoch zwischen 90 und 140 [m]. Er mündet ganz im Norden in den Storfjord und geht dort nahe der Küste Spitzbergens in eine kanalähnliche Verlängerung mit Tiefen von 80-100[m] zum Becken über.

Von Schiffen gemessene Gezeitenströme von 4-5 [m/s] im Heleysund und 1-2 [m/s] weisen ebenfalls auf eine nicht zu unterschätzende Relevanz beider Sunde in vergleichbarer Größenordnung hin.

4.2 Die hydrographischen Daten

Sämtliche untersuchten hydrographischen Daten wurden vom *Norsk Polarinstitut* zur Verfügung gestellt.

Von den Forschungsschiffen 'Lance' und 'Polarbjørn' wurden in folgenden Zeiträumen CTD-Datensätze ('Conductivity,temperature,depth') aufgenommen und lagen mir als gefilterte auf 1 [dbar] gemittelte Stationsdaten vor:

'Wintersituation'

- 1) 'Polarbjørn' , 28.4.- 9.5. 1985
- 2) 'Lance', , 22.5.- 7.6. 1986

'Sommersituation'

- 3) 'Lance' , 20.7.-12.8. 1984
- 4) 'Lance' , 18.7.-29.8. 1985
- 5) 'Lance' , 20.7.-26.7. 1986
- 6) 'Lance' , 8.9.-10.9. 1988

Angegebene Zeiträume beziehen sich auf die in dieser Arbeit untersuchten Daten der Reisen. Für die folgenden Schnitte und T-S-Diagramme wurden die Stationen nochmals auf 5 [dbar] gemittelt.

Die angegebene Temperatur ist in allen Fällen die potentielle Temperatur Theta, die Dichte wird ebenfalls auf Meeresniveau reduziert als potentielle Dichte-1000 [kg/m³], Sigma-Theta, angegeben.

Die folgende Untersuchung und Beschreibung ist unterteilt in die im Frühjahr aufgenommenen Daten 1) und 2), die noch am ehesten die winterliche Situation repräsentieren, und die Sommerfahrten 3) bis 6), die als 'Sommersituation' gemeinsam behandelt werden. Reise 4) bestand aus zwei Fahrtabschnitten, die hier gezeigten Stationsdaten stammen jedoch fast alle aus dem ersten Fahrtabschnitt, der zwei Wochen dauerte. Somit liegen die Zeiträume, aus denen die jeweiligen Daten stammen, im Bereich von zwei bis drei Wochen.

Untersucht wurde die Hydrographie im Storfjord nördlich von 76°N und in der Umgebung des Storfjords, in erster Linie der nordwestlichen Barentssee.

4.3 Die Wintersituation

4.3.1 Die Stationen

Die Bezeichnung 'Wintersituation' ist sicherlich übertrieben. Weder die 'Lance' noch 'Polarbjörn' sind Eisbrecher, so daß die Daten nur in bereits wieder eisfreien Regionen aufgenommen werden konnten. Aus diesen Grunde gibt es auch nur 1985 wenige Stationen im südlichen Storfjord. Abgesehen von der durch Schmelzvorgänge beeinflussten Oberflächenschicht sollte die Hydrographie jedoch die winterliche Vorgeschichte repräsentieren.

Abb. 4.3 zeigt die Positionen der untersuchten Stationen.

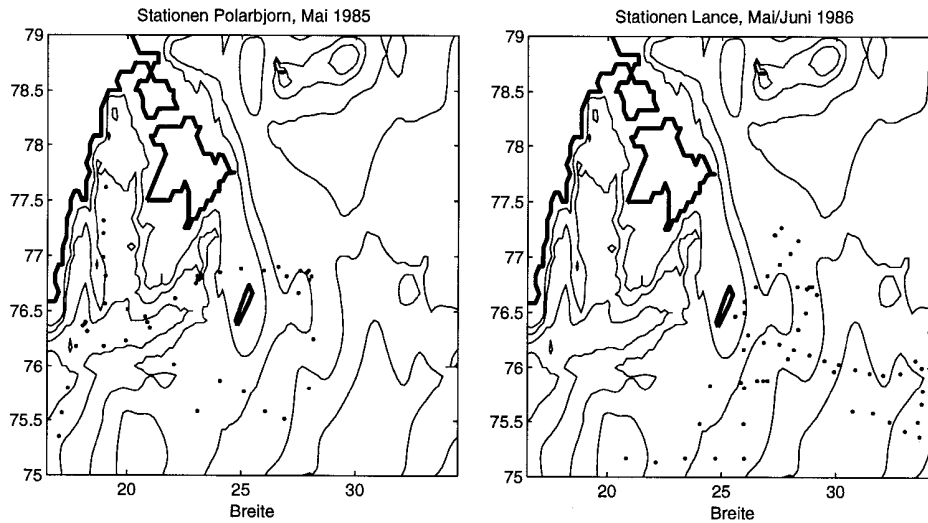


Abbildung 4.3: Positionen der hydrographischen Stationen in der 'Wintersituation'

4.3.2 Der Storfjordschnitt im Mai 1985

Da der nördliche Bereich des Fjordes noch mit Eis bedeckt war, reichen die Daten in Abb.4.4 nur bis 77.62 °N, dies entspricht jedoch dem Hauptanteil des tiefen Beckens.

Im inneren Storfjord ist zu diesem Zeitpunkt noch kein AW eindeutig zu identifizieren, welches man jedoch bereits vor der Schwelle erkennen kann. Bis auf die Deckschicht von 20-30 [m], in der Schmelzwassereinflüsse erkennbar sind, befindet sich nahezu die gesamte Wassersäule im Fjord am Gefrierpunkt. Die haline Schichtung aus der winterlichen Konvektion zeigt Salzgehalte von 34.5-34.7 an der Oberfläche bis knapp unterhalb von 35.1 am Boden.

Die etwas höheren Temperaturen bei 77.62 °N und die erhöhten Salzgehalte verleiten zur Spekulation, daß hier ein Einfluß von AW erkennbar ist, welches allerdings im Bereich der 27.9-Dichtelinie aus 100 [m] Tiefe an die Oberfläche gestiegen sein müßte. Eine andere plausibler erscheinende Erklärung ist jedoch, daß der Schmelzwasserbereich sich von Süden nach Norden ausdehnt und bei 77.62 °N noch die ursprüngliche Salzgehaltsschichtung aus dem Winter zu sehen ist. Das Eindringen von AW wird eher in der Tiefe als Kompensation für ausströmendes Bodenwasser vermutet.

Das Bodenwasser unterhalb von 120 [m] hat sehr konstante Salzgehalte von 35.05-35.07. Die Neigung der Dichtelinien weist auf einen auch zu dieser Zeit noch stattfindenden Ausstrom hin.

Eine möglicherweise einen konservierten Wirbel darstellende Struktur zeigt bei 77.32 °N eine starke Dichteschichtung im Tiefenbereich von 60 bis 80 [m] mit einer Zunahme der Dichte von 27.9 auf 28.2 im Bodenwasser. Dies könnte typische Austromschicht/Oberschicht-Verhältnisse in diesem Winter wiedergeben.

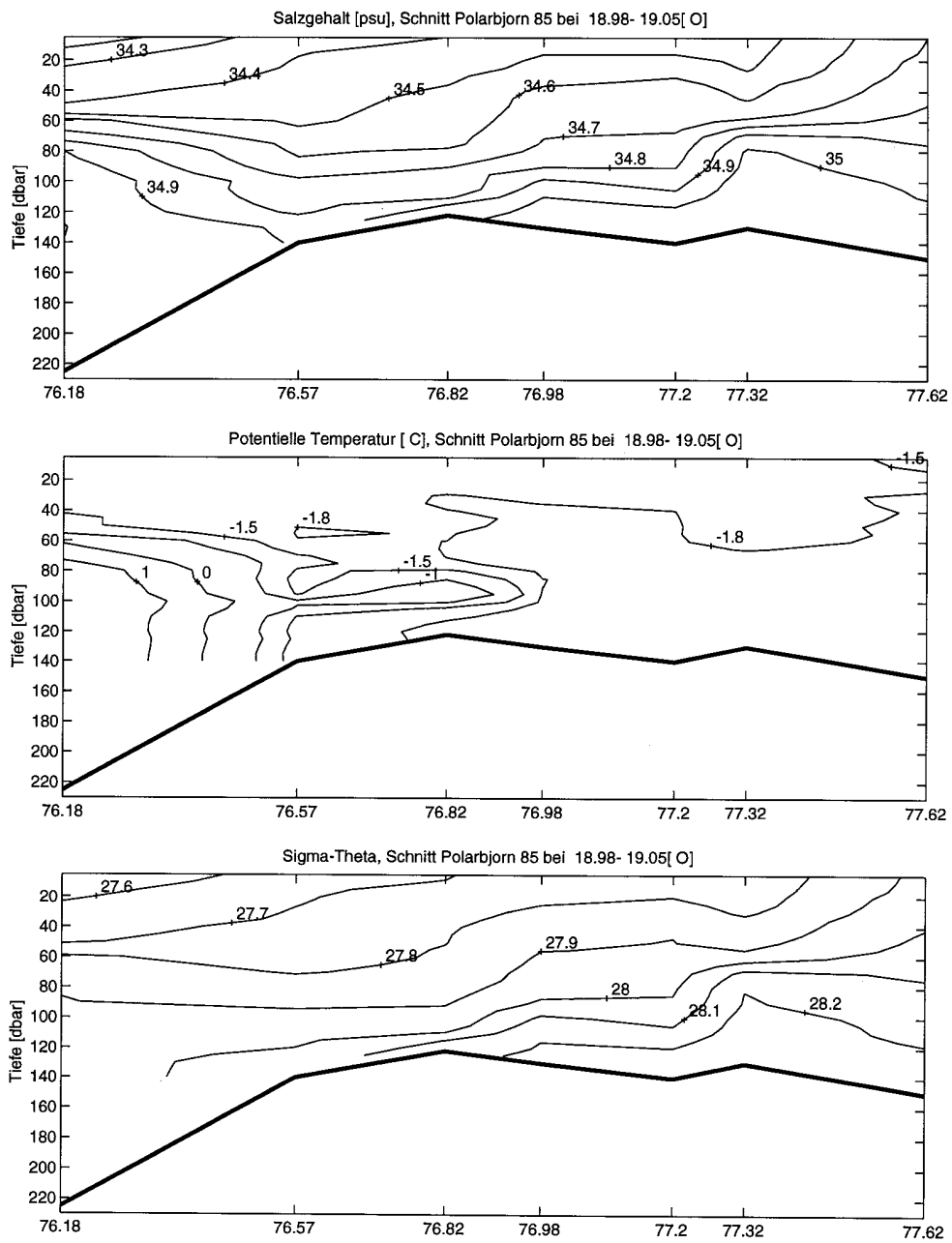


Abbildung 4.4: Meridionalschnitt des Storfjords im Mai 1985; die Schwelle liegt etwa bei 76.95 °N

4.3.3 Dynamische Topographie 1985 und 1986

Für die Jahre 1985 und 1986 sind in Abb.4.5 die Horizontalverteilungen der dynamischen Topographie 5/50 und 5/100 [dbar] gezeigt. Die relativen dynamischen Höhen im untersuchten Bereich sind in Form von Kreisen dargestellt: das dichteste Wasser entspricht der kleinsten dynamischen Höhe und dem kleinsten Kreis, wobei der relative Maximalwert in der Überschrift zur Abbildung angegeben ist. Die barokline Strömung relativ zur Unterschicht hat somit die größeren Kreise in Strömungsrichtung rechts. Es sei erwähnt, daß 20 [dyn mm] Höhenunterschied einem Transport von 0.07 [Sv] bei 100 [m] und 0.035 [Sv] bei 50[m] entsprechen. Um extreme Schmelzwassereffekte auszuschließen wurde nur ab 5 [m] Tiefe berechnet. Ist eine Station nicht tief genug, fehlt der entsprechende Kreis ganz.

Die in der folgenden Diskussion angegebenen Transporte sind baroklin und beziehen sich nur auf die oberen 100 [m]. In den vielen flachen Gebieten der Untersuchungsregion können wind- und gezeiteninduzierte Oberflächenneigungen auftreten, die nicht baroklin kompensiert werden, da die barokline Reaktionszeit im allgemeinen größer ist als eine Gezeitenperiode und die Reaktionszeit auf Winde. Weiterhin ist in tieferen Regionen ebenfalls mit baroklinen Geschwindigkeiten zu rechnen, wenn mit AW und PW unterschiedliche Wassermassen aufeinandertreffen. Schließlich gibt es bei eindringendem AW auch ein deutliches barotropes Signal. Die hier und in der Sommersituation angegebenen Transporte sind somit nur Richtwerte und unter den obigen Einschränkungen zu verstehen. Im Bereich von Fronten, sollten sie jedoch gut die Realität wiedergeben, da dort die baroklinen Geschwindigkeiten sehr ausgeprägt sind.

1985 sind weder bei 5/50 noch bei 5/100 [dbar] bemerkenswerte Transporte im Bereich des Storfjords zu erkennen. Man sieht jedoch die bereits im Storfjordschnitt beschriebene Zunahme der Dichte von Süden nach Norden im Fjord: das dichte Wasser aus Winterkonvektion. Ähnlich dichtes Wasser ist ebenfalls bei den flachen Stationen der Svalbardbank südöstlich der Storfjordrinne bei 5/50 [dbar] vertreten.

Auch 1986 zeigt sich auf der Svalbardbank relativ dichtes Wasser, wie die Darstellung 5/50 [dbar] wiedergibt.

Weiterhin kann man aus 5/100 [dbar] die baroklinen Transporte in der Region zwischen Svalbardbanken und Sentralbanken erkennen: nördlich der Sentralbanken setzen in den oberen 100 [m] etwa 1-1.5 [Sv] nach Westen. Östlich von Hopen ist die westliche Strömung immer noch zu erkennen. Dies sollte der im Winter stark ausgeprägte Persey-Strom sein, der am Ostabhang der Svalbardbank die Barentssee mit südlichen Strömungen verläßt (*Loeng, 1991*). Abbildung 4.5 weist darauf hin, daß ein Teil des Persey-Stroms mit westlichen Strömungen zwischen Hopen und Edgeöya über einen etwa 80 [m] tiefen Durchgang die Storfjordbank und Storfjordrinne erreicht.

Im Bäreninselgraben findet man etwa 1 [Sv] nach Norden setzendes Wasser und erkennt am Abhang der Svalbardbank einen entgegengesetzten Strom mit etwa halb so großen Transporten. Hier gibt es im AW-Einstrom beträchtliche barotrope Komponenten, so daß diese Transporte in den oberen 100[m] sicherlich nicht repräsentativ sind

Diese baroklinen Strömungsverhältnisse werden jetzt im Zusammenhang mit Temperaturverteilungen im nächsten Abschnitt betrachtet.

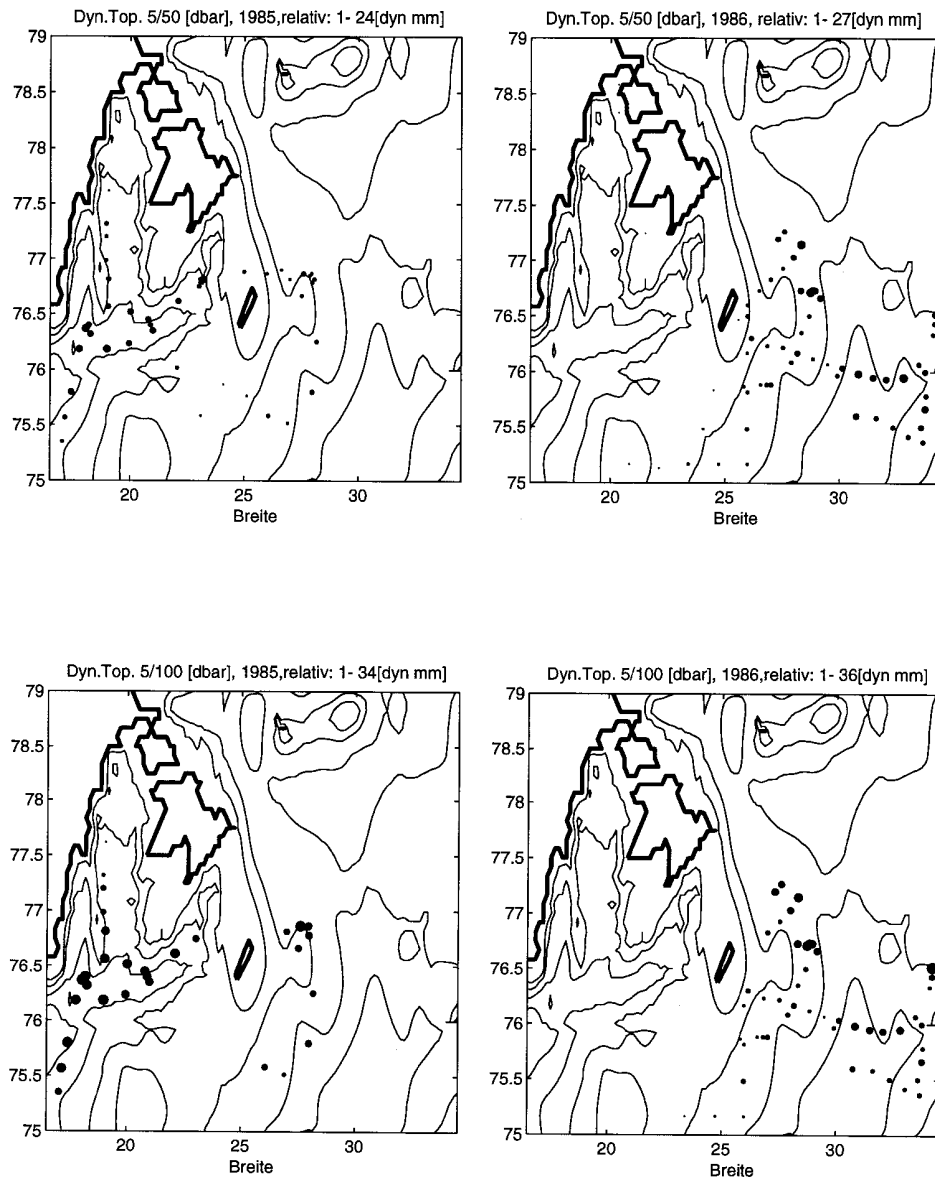


Abbildung 4.5: Relative Dynamische Topographie: Minimalwerte (Punkte), Maximalwerte (größte Kreise)

4.3.4 Ausbreitung auf Dichteflächen

Eine weitere angewandte Methode, die Ausbreitung von Wassermassen zu untersuchen, ist die Betrachtung von Niveaus gleicher Dichte. In Abb. 4.6 und 4.7 ist die horizontale Verteilung der Temperatur auf verschiedenen Dichteflächen wiedergegeben. Negative Temperaturen sind durch offene Kreise im Bereich -1.8 bis -0.2 [°C] dargestellt, wobei -1.8 dem größten dargestellten Kreis entspricht. Positive Temperaturen von 0.2 bis 2.0 °C sind an gefüllten Kreisen erkennbar: die größten Kreise entsprechen Temperaturen von 2 °C oder höher. Der Bereich von 0.2 bis -0.2 °C ist nur durch einen kleinsten Punkt dargestellt. So lassen sich auf allen Dichteflächen arktische oder atlantische Wassermassen identifizieren und Annahmen über das Strömungssystem machen. Die etwas unkonventionelle Darstellungsweise wurde gewählt, da die lokalen starken Variabilitäten sich über horizontale Isolinien nicht gut darstellen ließen.

Abb. 4.6 zeigt, daß AW nur in seiner Kerndichte von etwa 27.9 in der Storfjordrinne präsent ist: weder in den Inneren Storfjord noch bis zum östlichen Ausläufer der Storfjordrinne ist es vorgedrungen. Im Bereich vor der Storfjordschwelle ist jedoch bei $\sigma_{\theta} = 27.9$ bereits ein AW - Signal zu erkennen.

Oberhalb des AWs befindet sich auch in der Storfjordrinne überall Arktisches Wasser, welches bei $\sigma_{\theta} = 27.8$ im Eingangsbereich der Rinne jedoch bereits Vermischung mit AW erkennen läßt.

Die Darstellung $\sigma_{\theta} = 28.0$ zeigt das obere kalte Bodenwasser im Storfjord ebenfalls südlich der Schwelle. In diesem Dichtebereich ist kaltes Bodenwasser auch am Ende der Storfjordrinne zu erkennen, wo ein Abfluß von Hopenbanken und Storfjordbanken vermutlich die Ursache ist. Weiter erkennbar ist die Vermischung dieses Wassers mit darüberliegendem AW in der Rinne zu einer Wassermasse in der Nähe von 0 °C. Dieser Prozeß ist ebenfalls am östlichen Abhang der Svalbardbank zu erkennen, wo das in den Bäreninselgraben abfließende dichte Schelfwasser sich mit dem dort vorhandenen AW vermischt. Die Wassermasse auf der Bank selbst befindet sich relativ homogen in einem kleinen Dichtespektrum: nur bei 27.8 und 27.9 gibt es Werte.

Aus Abb.7 läßt sich für den Mai 1986 auf der Svalbardbank eine ähnliche Situation ablesen. Stationen mit $\sigma_{\theta} = 27.7$ gibt es auf der Bank nur wenige. Der Hauptanteil der Wassermasse auf der Bank ist dichter als $\sigma_{\theta} = 27.8$, wobei im Vergleich zu 1985 in diesem Winter auch Dichten von 28.0 auf der Svalbardbank häufig vertreten sind. In Abb. 8 wird schließlich deutlich, daß 1986 das Wasser am Abhang der Svalbardbank sogar Dichten von 28.1 erreicht, d.h. es ist 0.2 dichter als im Mai des Vorjahres, als nur im Storfjord und der Storfjordrinne derart hohe Dichten gemessen wurden.

AW dringt im Bäreninselgraben bis nördlich der Sentralbanken vor. Im Bereich der dortigen Polarfront am Ende des Grabens erkennt man deutlich die Vermischung von AW und schwerem Schelfwasser zu Bodenwasser mit Temperaturen bei etwa -0.5 °C. Das hier eingemischte Schelfwasser wird zum großen Teil auf Sentralbanken gebildet (Selchow, 1992). Am Abhang der Svalbardbank im Bereich der bei $\sigma_{\theta} = 27.9$ erkennbaren Rezirkulation von AW (die auch aus der dynamischen Topographie hervorgeht) zeigen Abb.7 und 8 ebenfalls dieses dichte Bodenwasser. Bemerkenswert ist, daß bei $\sigma_{\theta} = 28.0$ sogar mitten auf der Bank im Bereich flacher als 100 [m] Vermischung von AW und schwerem Schelfwasser stattgefunden hat. Möglicherweise ist dies auf die starken Gezeitenströme auf der Svalbardbank im Bereich der Bäreninsel (Huthnance, 1986) zurückzuführen.

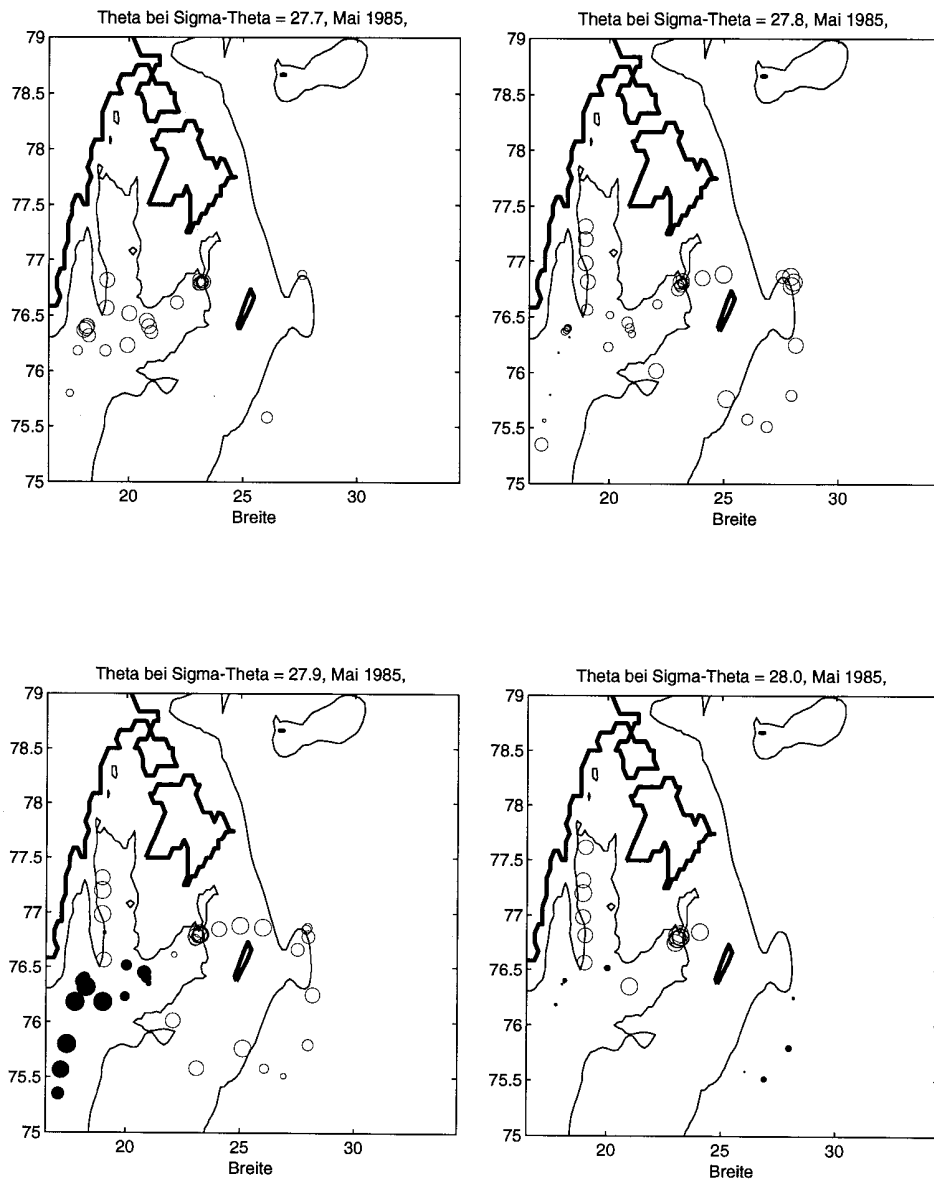


Abbildung 4.6: Temperatur auf Dichteflächen im Mai 1985; Beschreibung im Text

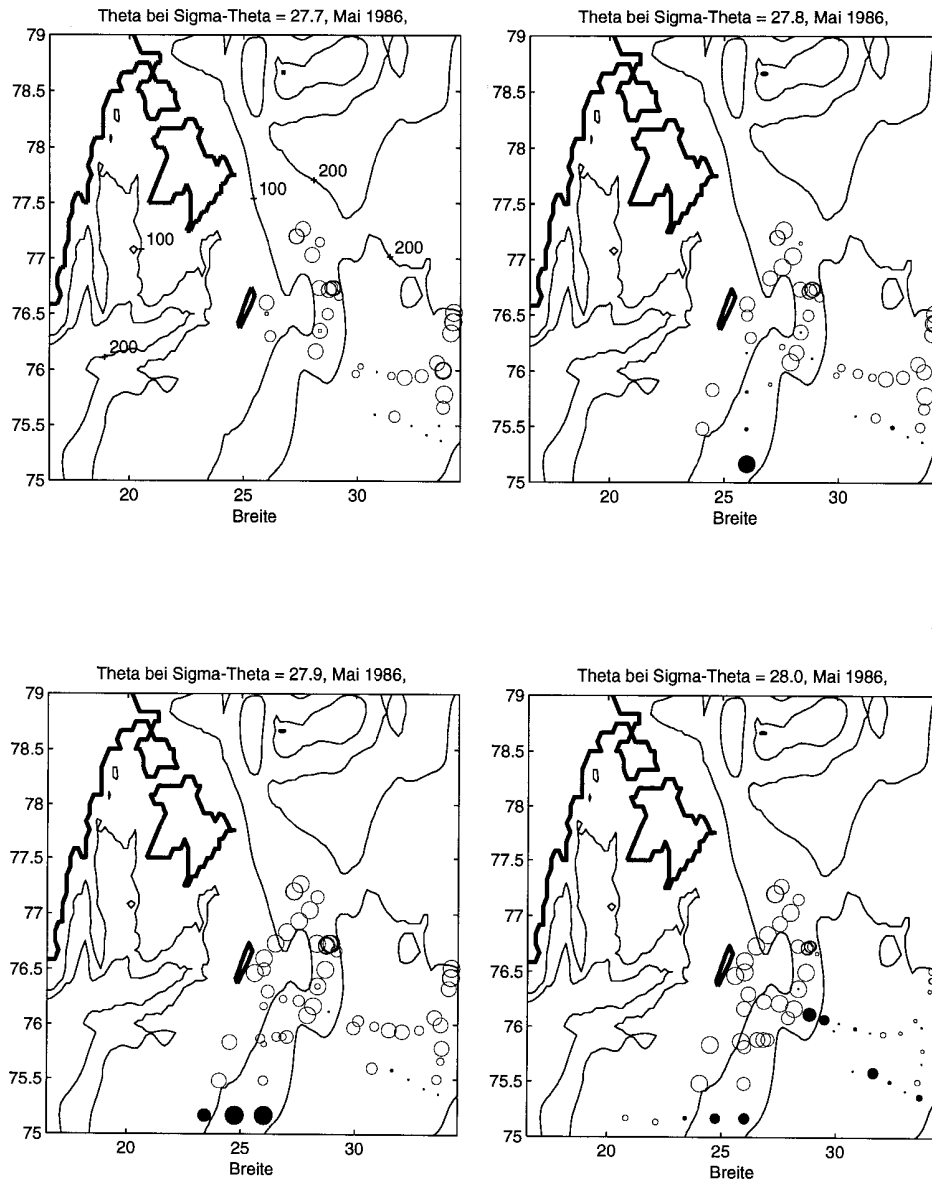


Abbildung 4.7: Temperatur auf Dichteflächen im Mai 1986

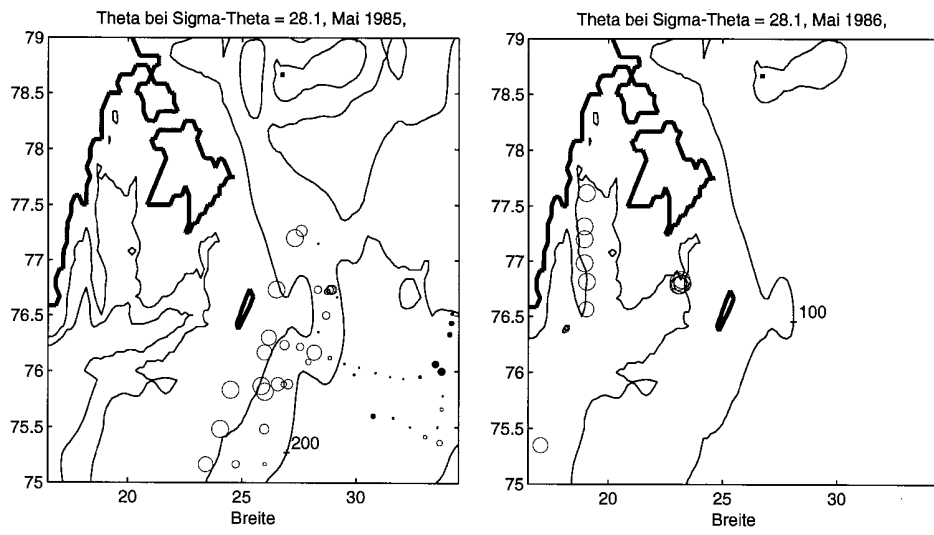


Abbildung 4.8: Dichtefläche 28.1; Temperatur (sofern vorhanden) im Mai 1985 und 1986

4.3.5 Zusammenfassung und T-S-Korrelationen

Die wesentlichen Ergebnisse der Untersuchung der Daten aus Mai 1985 und Mai/Juni 1986 werden jetzt an Hand der T-S-Diagramme in Abb.4.9 zusammengefaßt. Die Diagramme enthalten auf 5 [db] Abstand gemittelte T-S-Paare aller Stationen.

Die T-S-Verteilung im Inneren Storfjord zeigt die nahezu am Gefrierpunkt befindliche Temperatur, lediglich die Schwellenstation bei 76.98°N enthält ein schwaches AW-Signal. Maximale Bodensalzgehalte liegen bei 35.13 [psu].

Die Korrelationen in der Storfjordrinne für 1985 geben den Kern des AW bei $S = 34.9-35.0$ und $\Theta = 2-3^{\circ}\text{C}$ wieder und zeigen die Vermischung mit dem in diesem Jahr typischen arktischen Wasser bei $S = 34.4-34.5$ [psu] und Θ nahe dem Gefrierpunkt im linearen Verbindungsbereich dieser beiden Wassermassen. In der Storfjordrinne gibt es ebenfalls salzreicheres Schelfwasser am Gefrierpunkt mit $S = 34.7-34.85$ [psu]. Es stammt vermutlich von den benachbarten Bänken.

Betrachtet man die Relationen der Stationen südöstlich von Edgeöya im Mai 1985, vorwiegend von der Svalbardbank stammend, findet man die gleiche T-S-Wassermasse in der Nähe des Gefrierpunktes wie in den oberen Schichten des Storfjordwassers. Die Salzgehalte der Svalbardbankstationen liegen unter 34.8 [psu] mit dem Kern bei 34.5-34.6 [psu], also etwas über denen des typischen arktischen Oberflächenwassers aus der Storfjordrinne. Damit ist das in diesem Jahr auf der Svalbardbank produzierte typische Wasser nicht dicht genug, um die AW-Schicht zu durchdringen.

Die gesamten Stationen des Mai 1986 zeigen im folgenden Jahr eine salzhaltigere wärmere AW-Wassermasse. Das auf der Svalbardbank zu findende kalte Winterkonvektionswasser ist im Vergleich zum Vorjahr wesentlich salzreicher: ein großer Teil des am Gefrierpunkt befindlichen unvermischten Bankwassers hat Salzgehalte von 34.65-34.75 [psu]. Ebenfalls bemerkenswert ist im Diagramm jedoch der dichteste Teil mit $\sigma > 28.0$ und Temperaturen zwischen -1 und 1°C . AW und sehr salzreiches Schelfwasser mit $S > 34.9$ [psu] haben sich bei seiner Bildung vermischt. In diesem Winter muß im Gegensatz zu 1985 eine erhebliche Menge von Wasser auf den Bänken produziert worden sein, welches dicht genug war, um die Atlantikschicht zu durchdringen. Ebenso ist im Storfjord 1986 eine salzreichere Wassermasse zu erwarten.

Im Bereich zwischen Storbänken und Svalbardbanken zeigt Abbildung 4.9 starke Vermischung zwischen AW und PW. Von Süden erfolgt durch den Bäreninselgraben die Advektion AWs. Ein zwischen Zentralbanken und Storbänken in westliche Richtung setzender Strom arktischen Wassers ist in Dynamischer Topographie und Temperaturverteilung auch östlich von Hopen noch deutlich zu erkennen. Der Hauptteil dieses Stroms verläßt nach *Loeng (1991)* über die südwestliche Strömung am Ostabhang von Svalbardbanken die Barentssee. Ein gewisser Teil läßt sich auch nördlich von Hopen mit westlich gerichteter Strömung identifizieren. Er könnte im Winter die Storfjordbank mit Oberflächenwasser versorgen, während diese dichtes Bodenwasser in das Becken des Storfjords absinken läßt. Atlantisches Wasser ist 1985 im Storfjord nur südlich der Schwelle auffindbar.

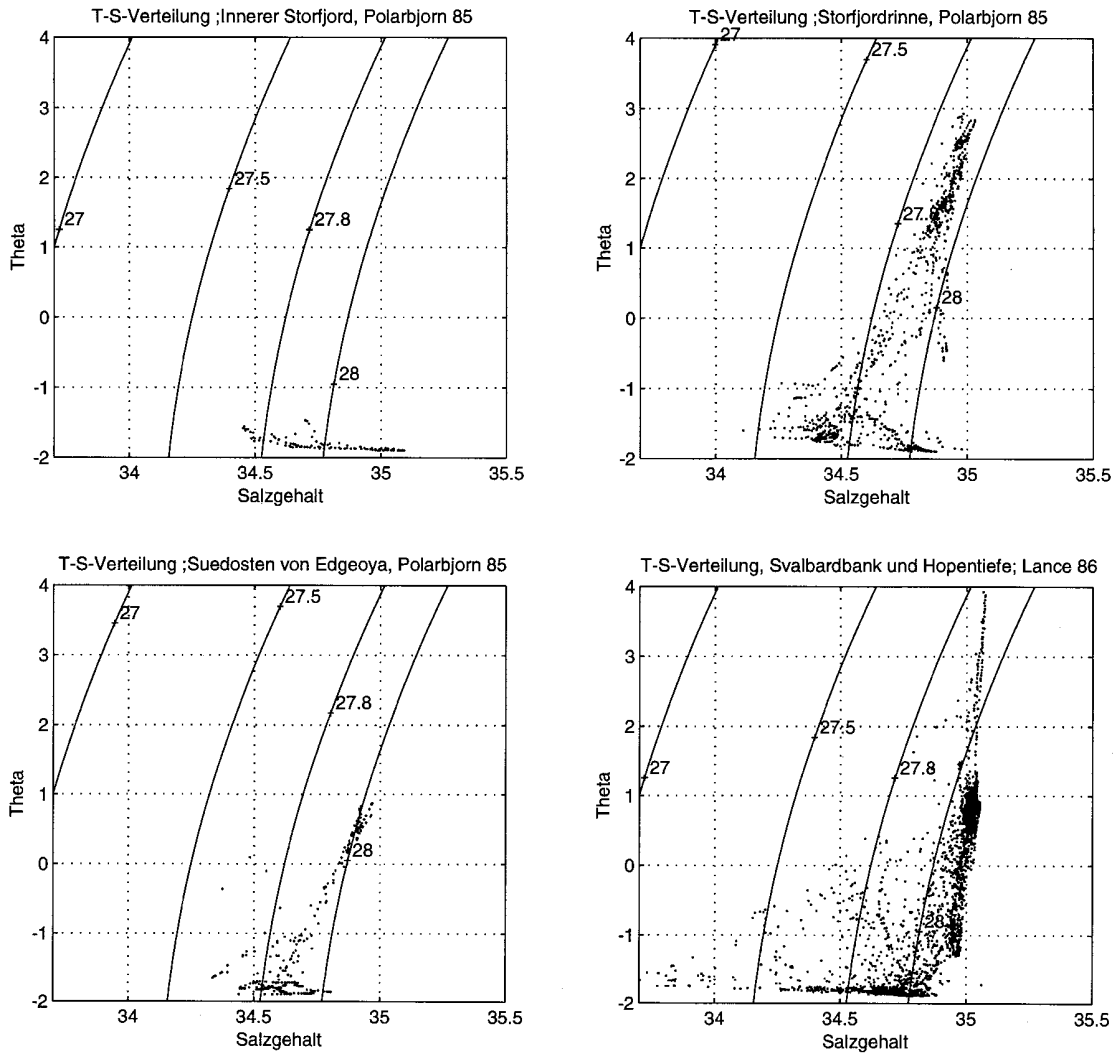


Abbildung 4.9: T-S-Korrelationen für die Bereiche des Inneren Storfjords (1985), der Storfjordrinne (1985) und der Region im Südosten von Edgeöya (1985) sowie aller Stationen 1986 südöstlich von Edgeöya, in der Hopentiefe und auf Svalbardbanken

4.4 Die Sommersituation

4.4.1 Die Stationen im Sommer

Aus den beiden untersuchten Jahren liegen ebenfalls Sommerstationsdaten vor. Ferner gibt es aus zwei weiteren Jahren, 1984 und 1988, hydrographische Messungen aus dem Storfjord und der Umgebung. In der Folge sollen Unterschiede in der hydrographischen Struktur des Storfjords für verschiedene Sommer dargelegt werden. Außerdem ist es wünschenswert, die Zirkulation an Hand der Daten der Umgebung zu beschreiben und daraus ein allgemeines Zirkulationsschema zu entwerfen. Die Stationspositionen der verschiedenen Jahre zeigt Abb. 4.10. Die meisten Messungen im Storfjord gibt es aus dem Sommer 1985. Es folgt daher zunächst eine Beschreibung der Hydrographie des Inneren Storfjords von 1985, anschließend wird diese mit den anderen Jahren verglichen.

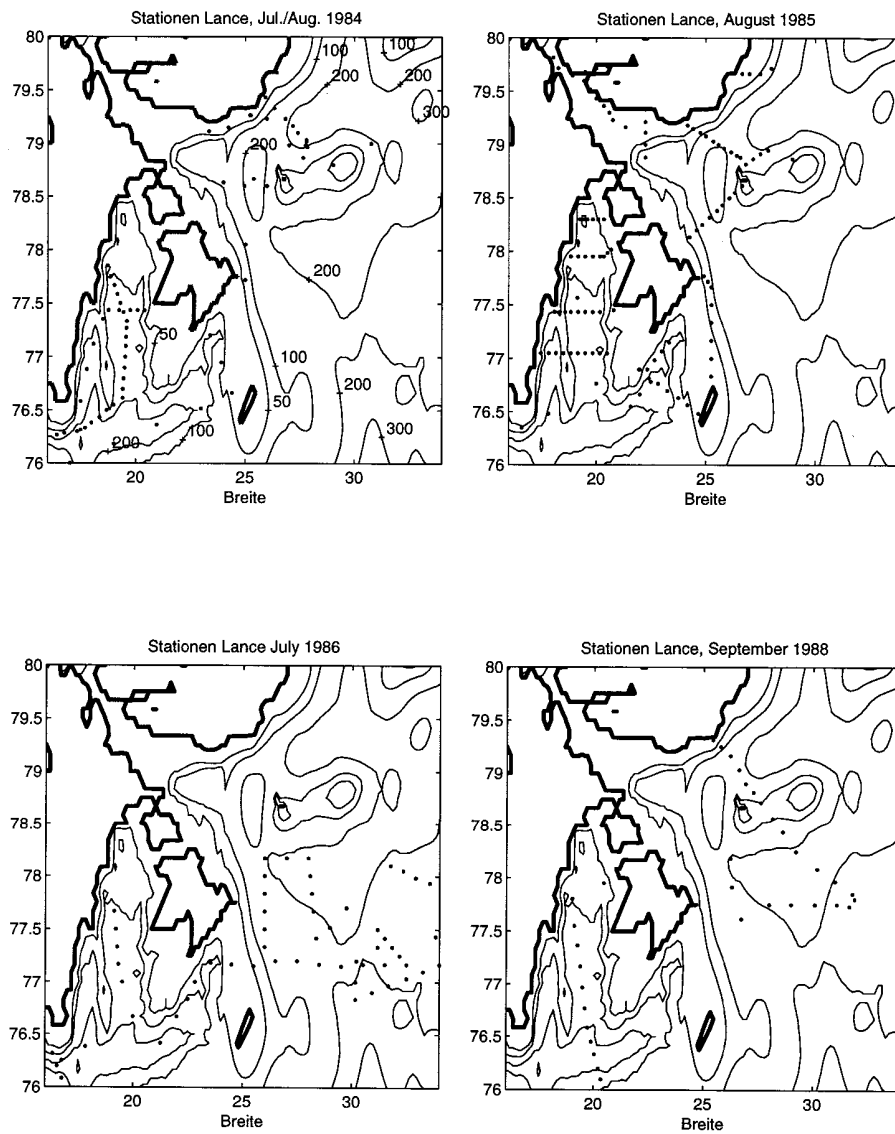


Abbildung 4.10: Positionen der Sommerstationen in der Umgebung des Storfjords 1984-1988

4.4.2 Die Storfjordschnitte 1985

Abb. 4.11 zeigt einen Meridionalschnitt aus dem westlichen Storfjord im Vergleich zum Schnitt im östlichen Storfjord. Der Ostschnitt reicht dabei noch etwas über die Schwelle hinaus, während der westliche Schnitt kurz vor der Schwelle endet.

Eine eingehende Diskussion soll an Hand der Zonalschnitte in Abb. 4.12-4.14 erfolgen. Zum Vergleich zur Situation im Mai sind jedoch auch diese beiden Schnitte gezeigt: die 28.0-Dichtelinie befindet sich immer noch im Bereich von 80 [m] Tiefe, d.h. das Bodenwasser ist größtenteils noch vorhanden, obwohl das vor der Schwelle befindliche AW weniger dicht ist. Die maximalen Salzgehalte im Bodenwasser haben im Vergleich zum Mai sogar noch leicht zugenommen: der mittlere Salzgehalt unterhalb von 120 [m] beträgt jetzt 35.1 [psu]. Vermutlich ist dies darauf zurückzuführen, daß man im Sommer an tieferen Positionen gemessen hat. Die Salzgehalte sind für West- und Ostschnitt etwa gleich, der tiefere Westteil des Storfjords enthält allerdings größere Mengen des relativ homogenen Bodenwassers.

Eine etwa 30-40 [m] dicke 0-4 [°C] warme salzarme Oberflächenschicht mit geringen meridionalen Variationen ist beiden Schnitten gemeinsam. Das Oberflächenwasser im Norden ist allerdings etwas salzärmer und kälter, was einerseits auf Frischwasserzufuhr eines großen im Norden gelegenen Gletscherplateaus zurückzuführen sein könnte. Andererseits ist als Ursache auch der Einstrom durch Helyesund und Freemansund denkbar, was später diskutiert wird.

AW mit Temperaturen $> 0^{\circ}\text{C}$ findet sich nur im tieferen westlichen Becken in Tiefen von 50-80 [m] bis 77.57°N. Der östliche Teil zeigt in diesem Bereich eine in Salzgehalt (34.4-34.7 [psu]) und Temperatur (0 bis -1 [°C]) recht homogene Wassermasse. derartiges Wasser entsteht typischerweise durch Vermischung von AW und PW im Bereich einer Polarfront.

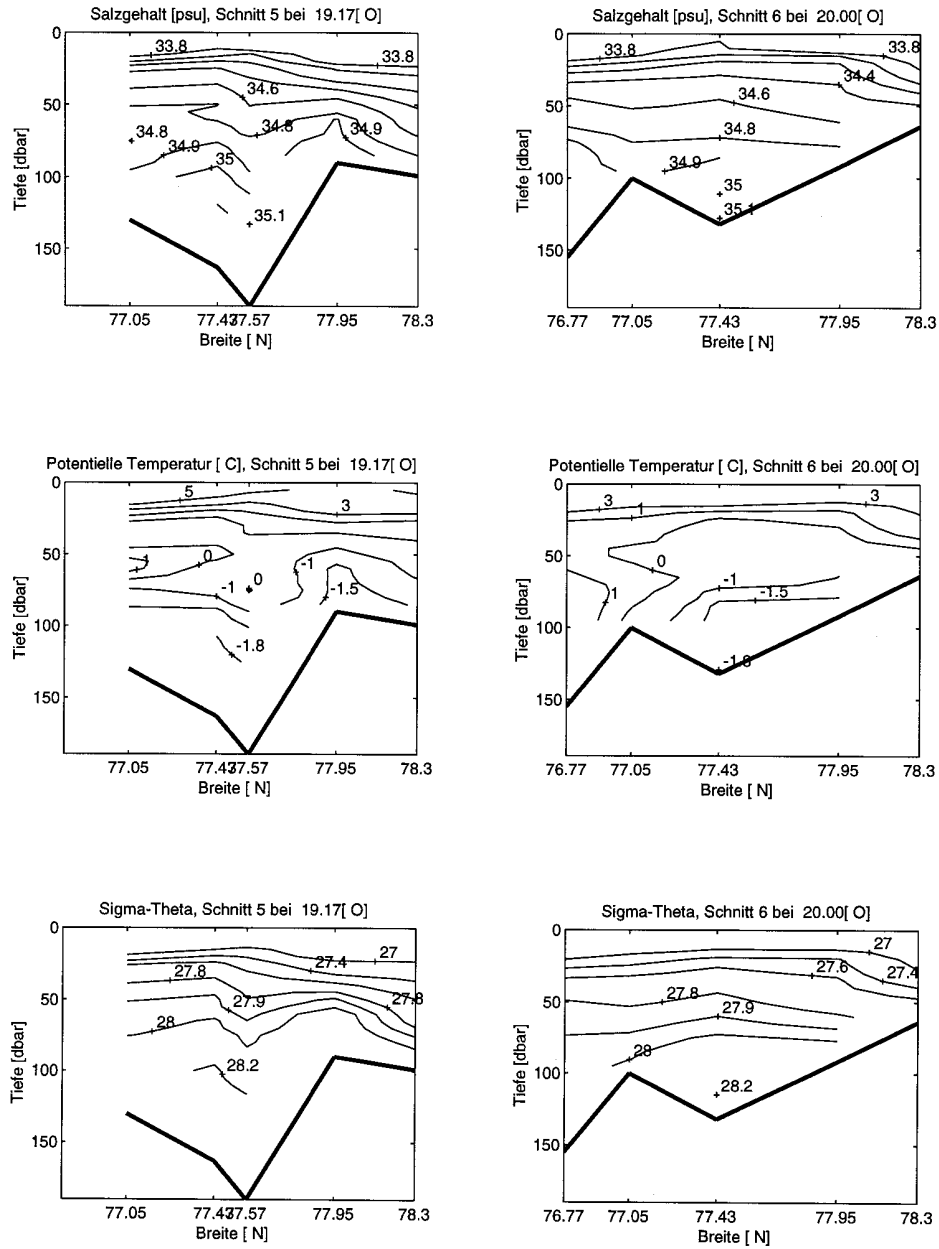


Abbildung 4.11: Meridionalschnitte von Salzgehalt, Temperatur und Dichte im westlichen und östlichen Storfjord

Einen besseren Gesamtüberblick geben die Zonalschnitte im Inneren Fjord nördlich der Schwelle aus den Abb. 4.12-14.

AW lässt sich am besten an den Temperaturschnitten verifizieren. Es dringt mit Temperaturen > 1 [°C] im westlichen Bereich ein, wo die Schwelle 110-120 [m] tief ist und ist auch im Schnitt bei 77.43 °N noch gut als 30-40 [m] mächtige Schicht zu erkennen.

Im flacheren östlichen Bereich der Schwelle bei 77.05 °N (Schnitt 4) zwischen 19.5 und 20.17 °O erkennt man ebenfalls das Eindringen einer wärmeren Wassermasse mit $\Theta > 0$ [°C] und Salzgehalten zwischen 34.6 und 34.85 [psu]. Dies scheint Polarfrontwasser zu sein, welches sich bei der zyklonalen Zirkulation AWs in der Storfjordrinne, geführt von der Topographie, gebildet haben könnte und in Anlehnung an Storfjordbanken in den Fjord gelangt, wo es auch bei 77.43 °N (Schnitt 3) identifizierbar ist. Im nördlichen Fjord bei 77.95 °N und 78.3 °N (Schnitt 1 und 2) ist dieses Mischwasser nicht vorhanden

Ebenso fehlt im Norden AW. Man findet bereits in Tiefen ab 60 [m] das kalte, salzreiche Wasser aus Winterkonvektion mit Salzgehalten > 34.7 [psu].

Unvermishtes salzreiches Bodenwasser mit $S > 35.0$ [psu] und $\Theta = -1.8$ [°C] ist im tiefsten Schnitt 3 bei 77.43 °N unterhalb von 90-100 [m] zu erkennen. Oberhalb dieser Tiefe hat Vermischung mit AW stattgefunden. Im Schwellenbereich bei 77.05 °N ist dieses salzreiche Wasser daher nur an den beiden tiefsten Positionen sichtbar. Die Entfernung zwischen 19.17 °O und 19.83 °O, wo das dichteste Wasser im Schwellenbereich auftritt, beträgt 16 [km].

Auffällig ist in allen vier Schnitten die Krümmung der Dichtelinien. Diese sind zum Zentrum des Fjordes aufgewölbt und weisen auf eine zyklonale Zirkulation im Oberflächenbereich hin.

Dies wird bei der Betrachtung der dynamischen Topographie in 4.4.4 genauer beschrieben.

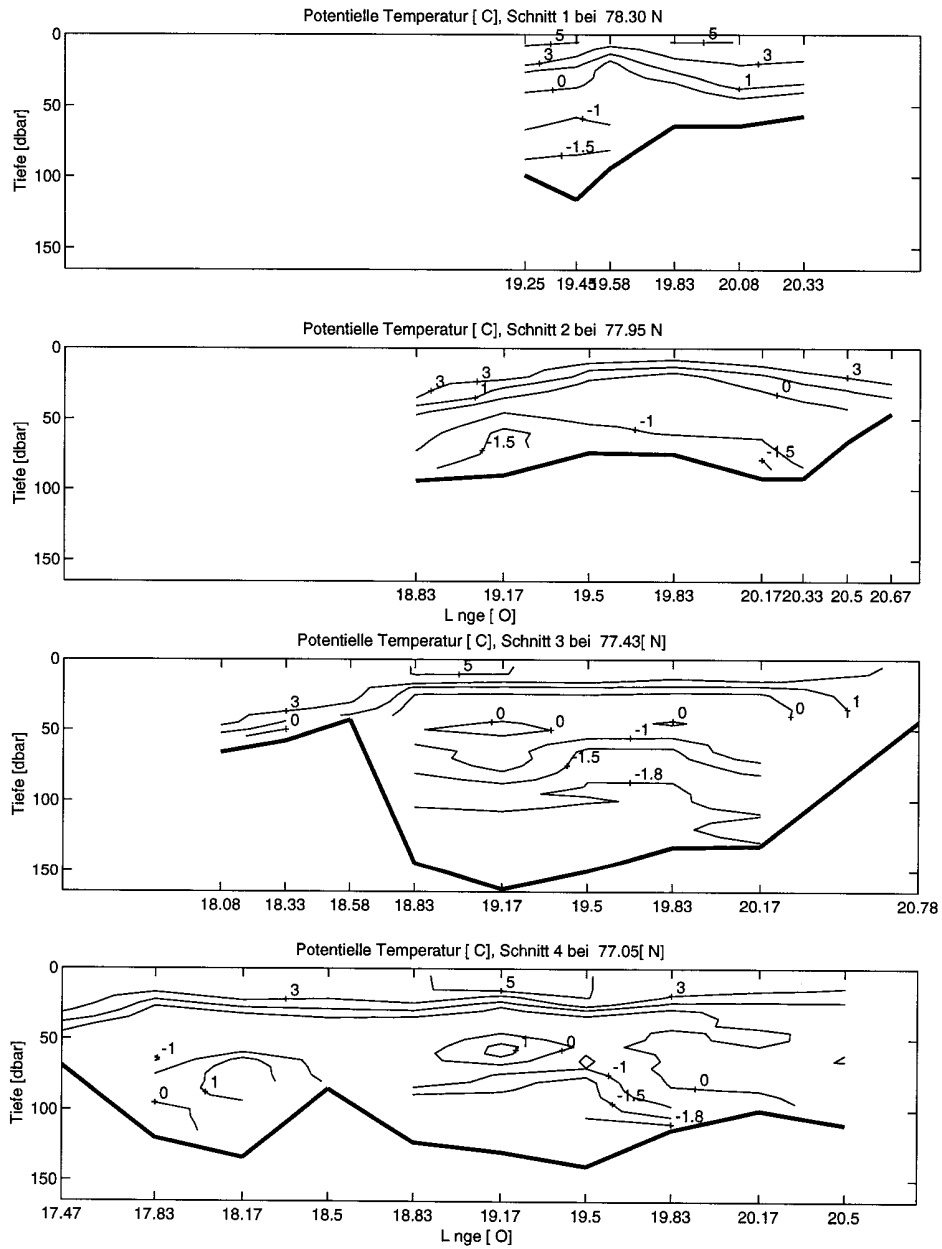


Abbildung 4.14: Zonalschnitte der Temperatur im Storfjord 1985; Schnitt 4 liegt etwas nördlich der Schwelle

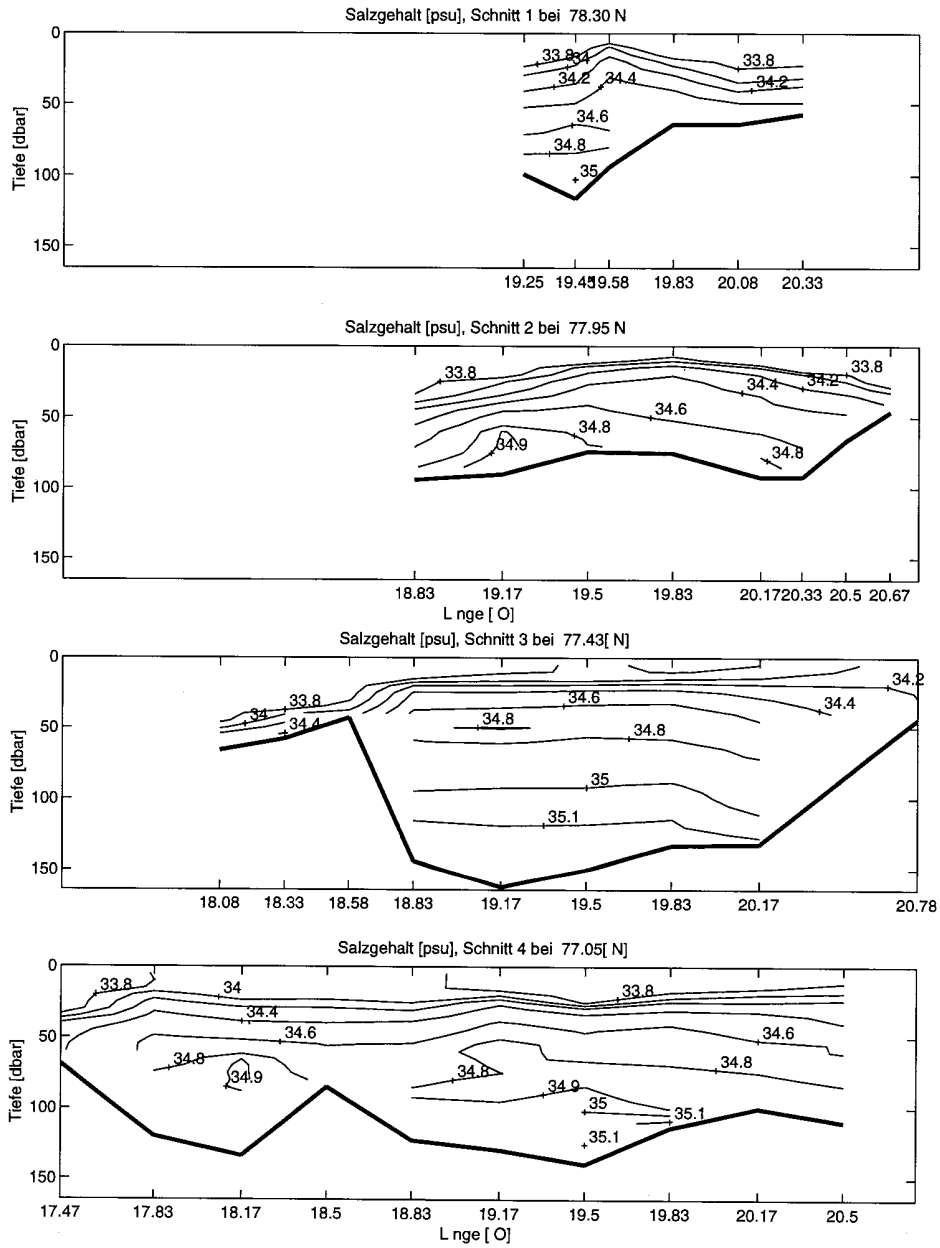


Abbildung 4.13: Zonalschnitte des Salzgehalts im Storfjord 1985; Schnitt 4 liegt etwas nördlich der Schwelle

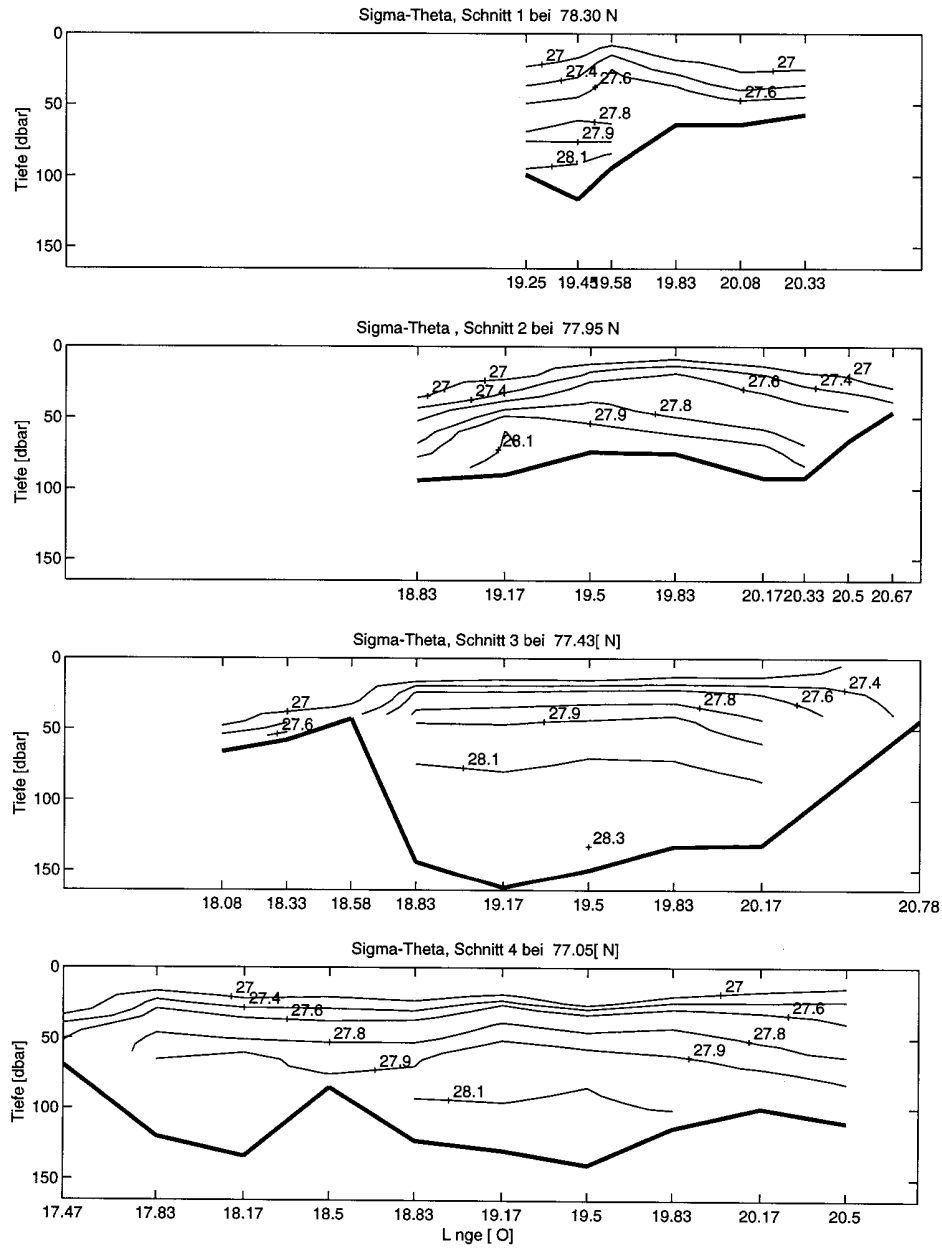


Abbildung 4.14: Zonalschnitte der Dichte im Storfjord 1985; der Schnitt 4 liegt etwas nördlich der Schwelle

4.4.3 Die Storfjordschnitte 1984, 1986, und 1988

Zum direkten Vergleich sind die Storfjordschnitte der anderen Jahre gezeigt, in denen es jedoch nur Meridionalverteilungen gibt.

1984:

Beginnend mit 1984 und Abb. 4.15 sei zunächst darauf hingewiesen, daß dieser Schnitt etwa dem westlichen Schnitt von 1985 entspricht, jedoch keine Stationen im nördlichen Storfjord beinhaltet. Er macht bei 77.33 °N einen Knick, so daß die dortige Variation mit Vorsicht zu beurteilen ist. Auch in diesem Jahr gibt es keine Station direkt an der Schwelle bei 76.95 °N. Die tatsächliche Schwelle ist nach Abb. 4.1 mit 120 [m] etwas flacher als die in diesem Jahr nächstliegende Station bei 77.0 °N. Die meridionale Stationsauflösung war in diesem Jahr doppelt so genau wie 1985. An Stelle von 5 gibt es 11 Stationen im Inneren Fjord.

Das Oberflächenwasser ist auch in diesem Jahr in etwa 0-30 [m] Tiefe bei Temperaturen von 1-4 [°C] zu finden und im Norden salzärmer und kühler.

Bodenwasser mit $\Theta < -1.5^{\circ}\text{C}$ und maximalen Salzgehalten von 35.07 [psu] findet man wieder unterhalb von 100 [m]. Es ist in diesem Jahr geringfügig salzärmer als 1985. Der noch stattfindende Ausstrom aus dem Inneren Storfjord ist in diesem Jahr in den Daten gut erkennbar: südlich der Schwelle bei 76.8 [°N] befindet sich kaltes, salzreiches Wasser mit $\text{Sigma-}\Theta > 28.1$ [kg/m³] in einer 20-30 [m] dicken Schicht über dem Boden.

Auffällig ist ein 60 [m] mächtiger Kern AWs mit Temperaturen von fast 2 [°C] bei 77.27 im Inneren Fjord und nahezu 4 [°C] an der Schwelle. Damit ist es etwa 2°C wärmer als 1985, und seine Dichte um fast 0.15 in Sigma-Theta geringer. Nördlich von etwa 77.5 [°N] ist auch 1984 kein AW-Signal mehr zu identifizieren.

Vermutlich wird die Zirkulation durch einen an der flachsten Stelle im Inneren Fjord vorhandenen und im Dichteschnitt von Abb.4.15 zwischen 77.27 und 77.33 °N erkennbaren antizyklonalen Wirbel geprägt. Ebenso könnte man diese Struktur als zyklonale Zirkulation von AW im südlichen Bereich des Fjordes interpretieren. Allerdings befindet sich genau hier der angesprochene Knick im Meridionalschnitt.

Im nördlichen Fjord weist die Neigung der Dichtelinien daraufhin, daß hier kaltes Wasser nach Südwesten setzt, worauf in der Betrachtung der dynamischen Topographie eingegangen wird.

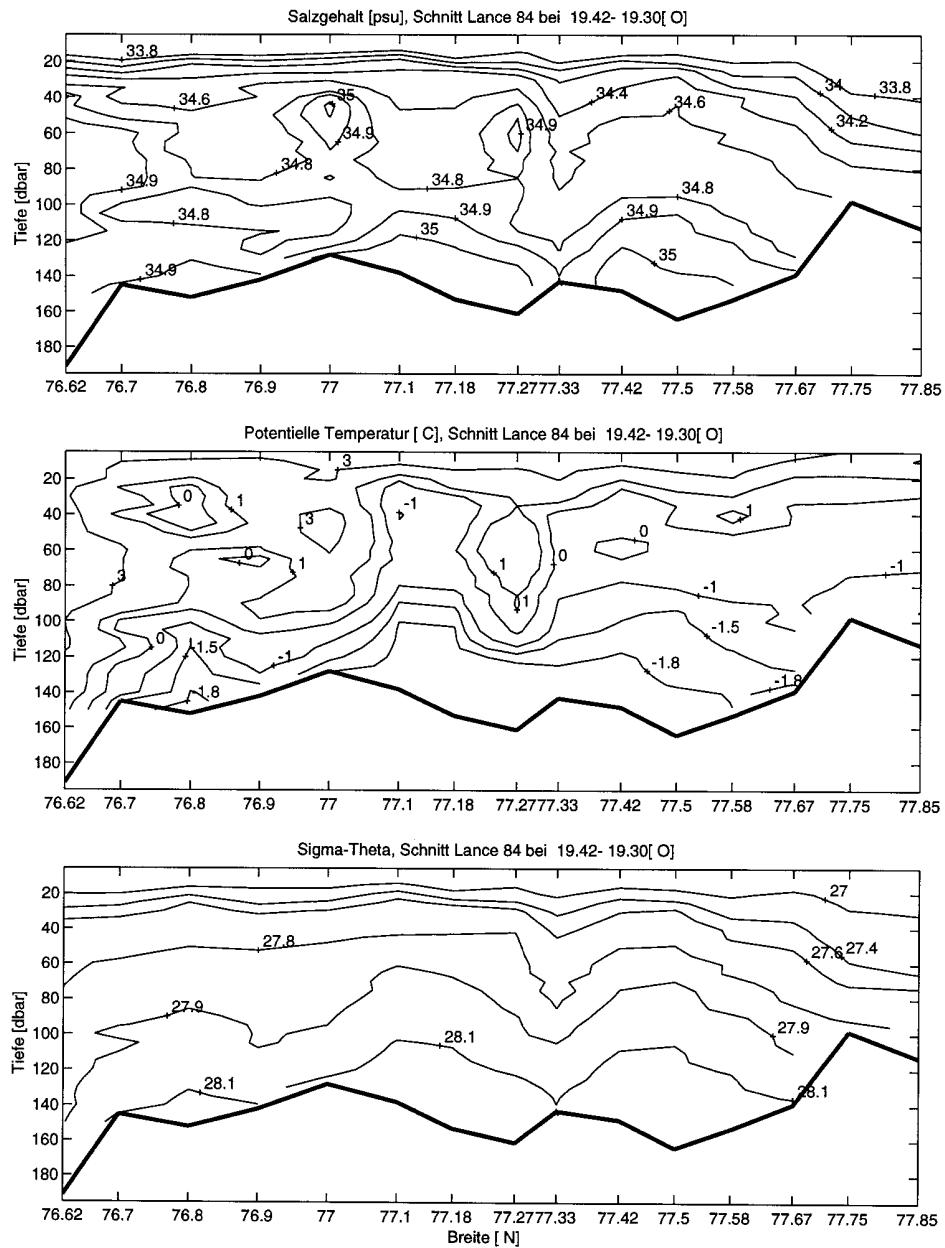


Abbildung 4.15: Meridionalschnitte von Theta, Salzgehalt und Sigma-Theta im Storfjord und seinem Eingangsbereich 1984

1986:

Abb. 4.16 zeigt den Schnitt des Sommers 1986, der kurz nach Verschwinden des letzten Eises aus dem Storfjord aufgenommen wurde.

Die warme Deckschicht ist in diesem Jahr nur etwa 20 [m] dick und wesentlich kälter als in den bisher beschriebenen Jahren: bei Temperaturen < 2 [°C] direkt an der Oberfläche entspricht der Salzgehalt allerdings den Verhältnissen von 1984 und 1985, so daß die Situation auf eine insgesamt geringere Erwärmung und ein spätes Verschwinden des Eises in diesem Sommer zurückzuführen ist.

Das Bodenwasser unterhalb von 100 [m] ist in diesem Sommer deutlich salzreicher und dichter: mittlere Salzgehalte von 35.4 [psu] und Maximalwerte von 35.57 [psu] weisen auf höhere Salzeinträge im vergangenen Winter hin.

AW mit Temperaturen über 1 [°C] ist auch in diesem Jahr bis 75.33 °N in Tiefen von 50-80 [m] identifizierbar. An der Schwelle ist es in einer Schicht von 50 [m] Dicke präsent und etwa 1 [°C] wärmer als bei 77.33 °N.

Eine zyklonale Wirbelstruktur im südlichen Fjord ist wie 1984 und 1985 auch in diesem Jahr zwischen 77.0 und 77.33°N am Dichteschnitt zu erkennen.

1988:

Im Vergleich zu den bisherigen Jahren sind die Daten des Schnittes aus dem Jahre 1988 etwa einen Monat später im September aufgenommen worden. Der Schnitt in Abb. 4.17 zeigt zudem einen Teil der Storfjordrinne.

Das Oberflächenwasser wird nach Norden etwas frischer und kühler, mit Temperaturen von 3-4 [°C] direkt an der Oberfläche. Unter der Oberflächenschicht folgt direkt die Einflußschicht AWs: von der Oberfläche bis 70-80 [m] Tiefe befindet sich Wasser mit $\Theta > 0$ [°C] im Inneren Storfjord. Bei 77.55 °N kann man noch ein AW-Signal erkennen. Ein Eindringen AWs im Bereich $\Sigma\text{-}\Theta \sim 27.9$ läßt sich nach den Salz-, Θ - und Dichteschnitten vermuten. Abgekühltes AW dominiert den Storfjord oberhalb des noch vorhandenen dichten Bodenwassers.

Die Storfjordrinne ist bis zum Boden mit AW gefüllt, welches im Kern Temperaturen um 3 [°C] besitzt.

Das dichteste Bodenwasser im Storfjord hat in diesem Jahr Salzgehalte > 35.4 [psu], ähnlich wie 1986. Maximale Salzgehalte sind allerdings nur noch unterhalb der Schwellentiefe von 120 [m] vorhanden. Der Ausstrom etwas leichteren Bodenwassers mit einem Salzgehalt bei 35.0 [psu] in die Storfjordrinne ist ebenfalls noch schwach erkennbar. Im Schwellenbereich bei 76.97 °N befindet es sich unterhalb des von 40-110 [m] präsenten AWs befindet.

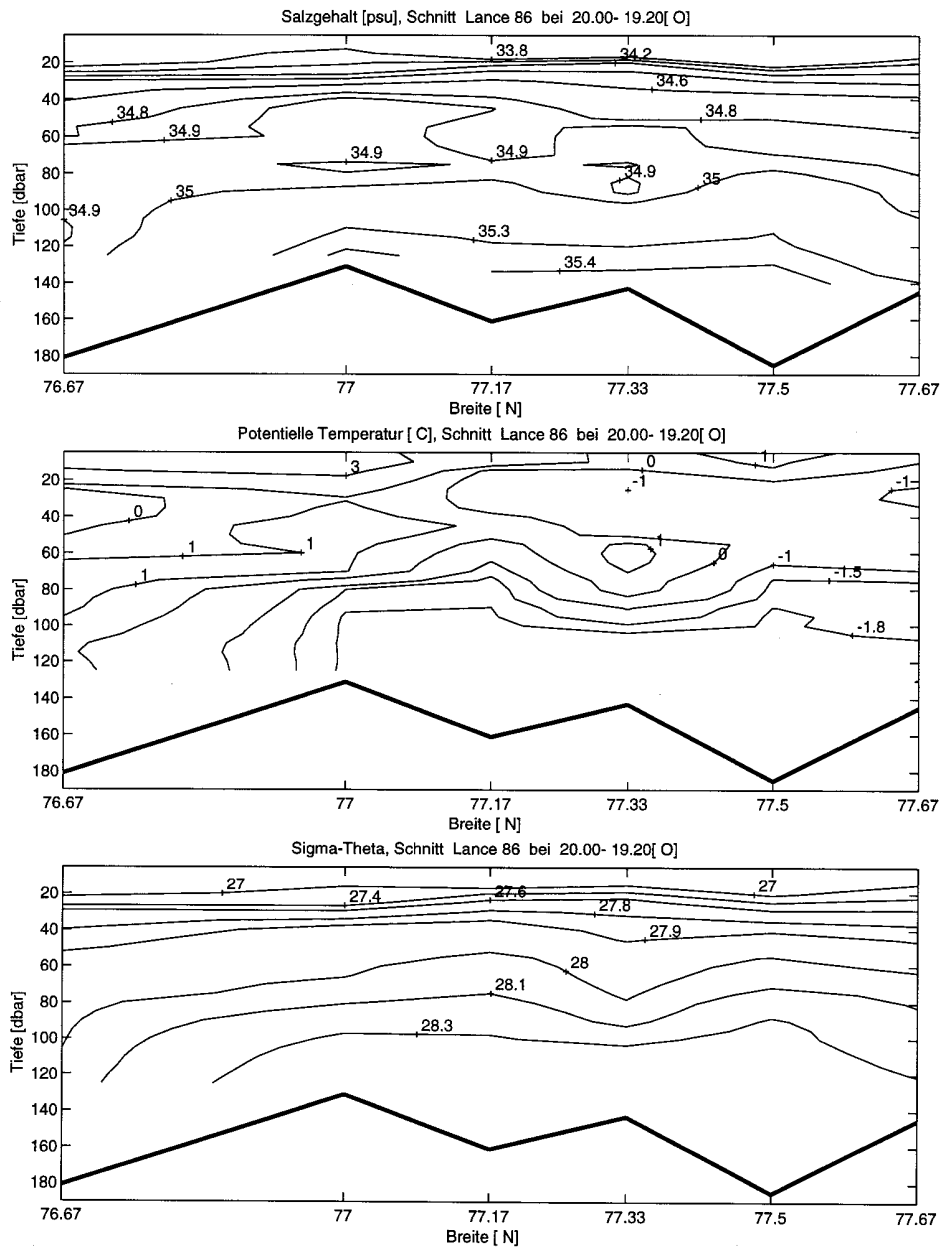


Abbildung 4.16: Meridionalschnitte von Theta, Salzgehalt und Sigma-Theta im Storfjord und seinem Eingangsbereich 1986

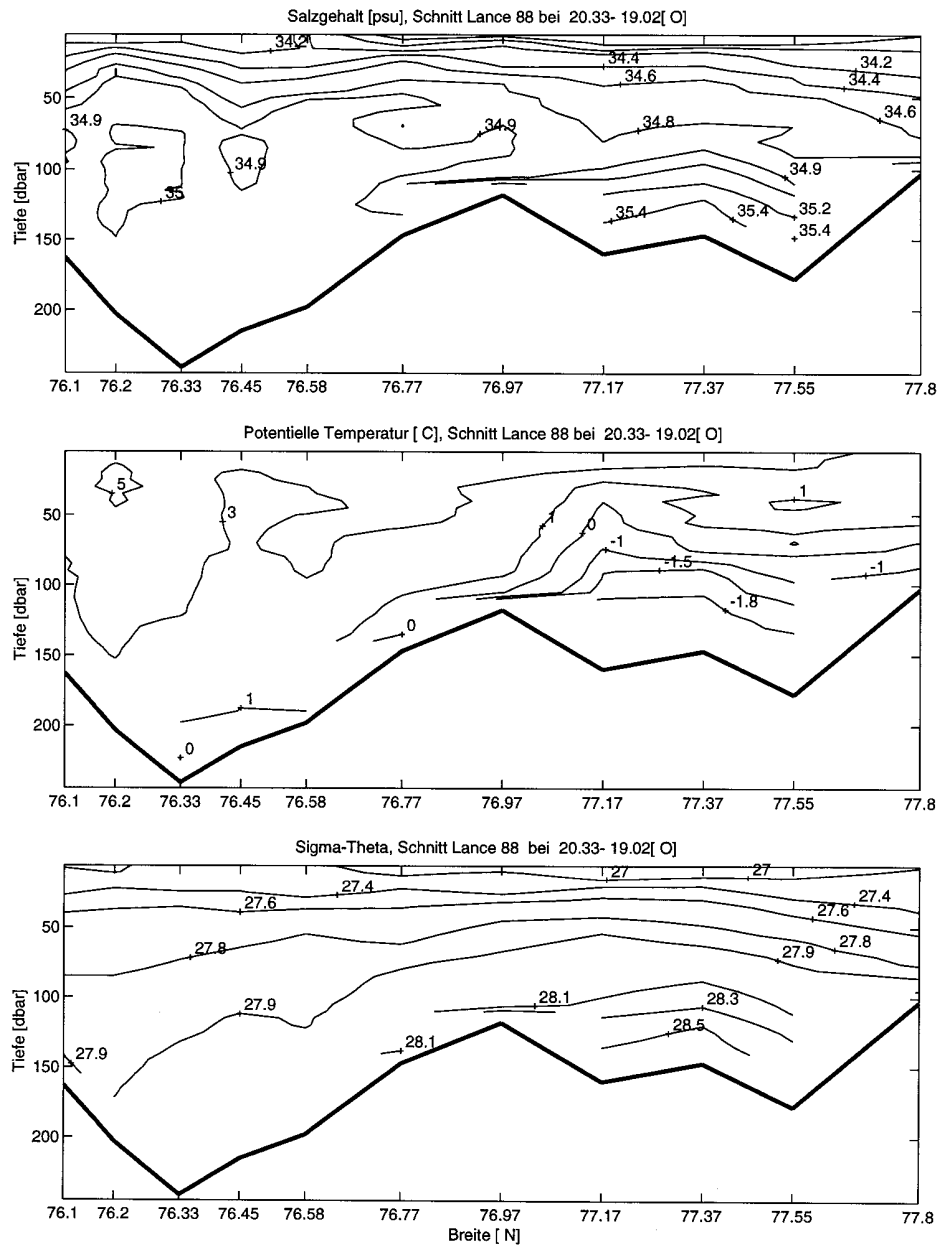


Abbildung 4.17: Meridionalschnitte von Theta, Salzgehalt und Sigma-Theta im Storfjord und der Storfjordrinne 1988.

Zusammenfassung der Schnitte:

Die in den verschiedenen Jahren unterschiedlichen Bodenwassersalzgehalte weisen auf recht unterschiedliche Intensitäten der Eisbildung während der vorhergehenden Winter hin. Dichtes, salzreiches Bodenwasser ist jedoch in allen Jahren vorhanden. In Abbildung 4.15 ist 1984 auch im Sommer der Ausstrom einer etwa 20-30 [m] dicken Schicht Storfjordbodenwassers zu erkennen. Im besagten Sommer waren die Bodenwassersalzgehalte relativ gering, was somit auch für den beobachteten Ausstrom gilt. Abbildung 4.16 zeigt 1986 Bodenwasser unterhalb von 90 [m] an der Schwelle, welches 0.3 [psu] höhere Salzgehalte hat. Ähnlich salzreiches Wasser findet man zum Sommerende 1988 nur noch unterhalb der Schwellentiefe im Storfjordbecken.

Eine extrem dünne und kalte Oberflächenschicht zeichnet den Sommer 1986 aus, in dem das Eis erst spät aus dem Storfjord verschwand und die Messungen kurz darauf erfolgten. Die anderen Jahre zeigen einander ähnliche Verhältnisse einer 0-4° warmen 30-40 [m] dicken Deckschicht.

Das eingedrungene und an der Schwelle vorhandene Atlantikwasser variiert in Menge und Temperatur. Im Vergleich zu 1984 und 1988 war das AW in den Sommermonaten 1985 und 1986 deutlich kälter. Die Daten von 1988 geben allerdings die Situation am Ende des Sommers wieder: möglicherweise sehen die Verhältnisse bezüglich der Menge des eingedrungenen AW in den anderen Jahren zu Beginn der Gefrier- oder Abkühlungsperiode vergleichbar aus. Jährliche Unterschiede in der Temperatur des AWs, welches über die Storfjordrinne aus dem Westspitsbergenstrom advehiert wird, sind jedoch zu erwarten (*Dickson et al., 1988*). In allen Jahren ist nördlich von 77.55 °N kein AW erkennbar. Wirbelstrukturen weisen darauf hin, daß es im südlichen Fjord zyklonal zirkuliert, wobei der Einstrom 1985 eher im westlichen Schwellenbereich erfolgte.

4.4.4 Die Dynamische Topographie

Horizontalverteilungen der Dynamischen Höhe 5/50 und 5/100 [dbar] sind in Abb. 4.18 und Abb. 4.19 dargestellt. Um Schmelz- und Frischwassereinflüsse direkt an der Oberfläche auszuschließen, wurden die relativen Höhen nur bis 5 [dbar] berechnet. Die wesentlichen zu erkennenden baroklinen Transporte sind im folgenden beschrieben. Diskutiert werden in erster Linie die Verteilungen 5/100 [dbar], während die 5/50-Darstellung in den Gebieten, die flacher als 100 [m] sind, in Betracht gezogen wird.

Alle gemachten Angaben sind nur Größenordnungen, da insbesondere im Storfjord die Topographie sehr variabel ist. Die Einschränkungen in der Repräsentativität barokliner Transporte sind in 4.3.3 erwähnt worden.

1984:

Im westlichen Bereich des Storfjords längs der Ostküste Spitsbergens beträgt die Differenz in der dynamischen Höhe etwa 30 [mm], wenn man die 4 nördlichsten Stationen im Storfjord vergleicht. Dies entspricht in etwa einem Transport von 0.1 [Sv] in südsüdöstliche Richtungen, der im Süden am Anfang der Storfjordrinne ebenfalls zu erkennen ist.

Zwischen 77.2 und 77.4°N setzen etwa 0.02-0.03 [Sv] nach Westen. Möglicherweise befinden sich hier sowie nördlich davon jedoch nur zwei Wirbel und repräsentieren die in 4.4.3 angedeutete zyklonale Zirkulation AWs im Fjord.

Zwischen Nordaustlandet und Kong-Karls-Land sind Transporte von 0.03 [Sv] in westliche Richtung im Norden und in östliche Richtung im Süden sichtbar.

Östlich von Barentsöya beträgt der nach Süden gerichtete Transport etwa 0.1 [Sv].

1985:

Die nach Süden gerichtete Strömung an der Ostküste Spitsbergens ist auch dieses Jahr in der Größenordnung von 0.1 [Sv] zu erkennen. Sie beginnt bereits ganz im Norden, wo man allerdings auf der östliche Seite eine entgegengesetzte etwas geringere Strömung findet, so daß eine zyklonale Zirkulation zu vermuten ist.

Eine deutliche barokline Strömung von AW in den Storfjord ist nicht zu sehen. Eine Berechnung des Nettotransports im Schwellenbereich ergibt etwa einen Einstrom von 0.02 [Sv].

Südöstlich von Edgeöya setzen etwa 0.05 [Sv] nach Südwesten, die in der Storfjordrinne auf AW treffen und sich dort zu Polarfrontwasser vermischen könnten, wie die Eigenschaften des Wassers in der Storfjordrinne vermuten lassen. Dort ist eine südwestliche Strömung ähnlicher Größenordnung angedeutet.

Zwischen Edgeöya und Kong-Karls-Land existiert bei Edgeöya eine südliche Strömung, westlich von Kong-Karls-Land setzen ca 0.05 [Sv] nach Norden.

Südlich von Nordaustlandet setzt die Strömung nach Südwesten in Richtung Heley- und Freemansund. Etwa 0.05 [Sv] strömen bei Kong-Karls-Land entgegengesetzt nach Nordosten.

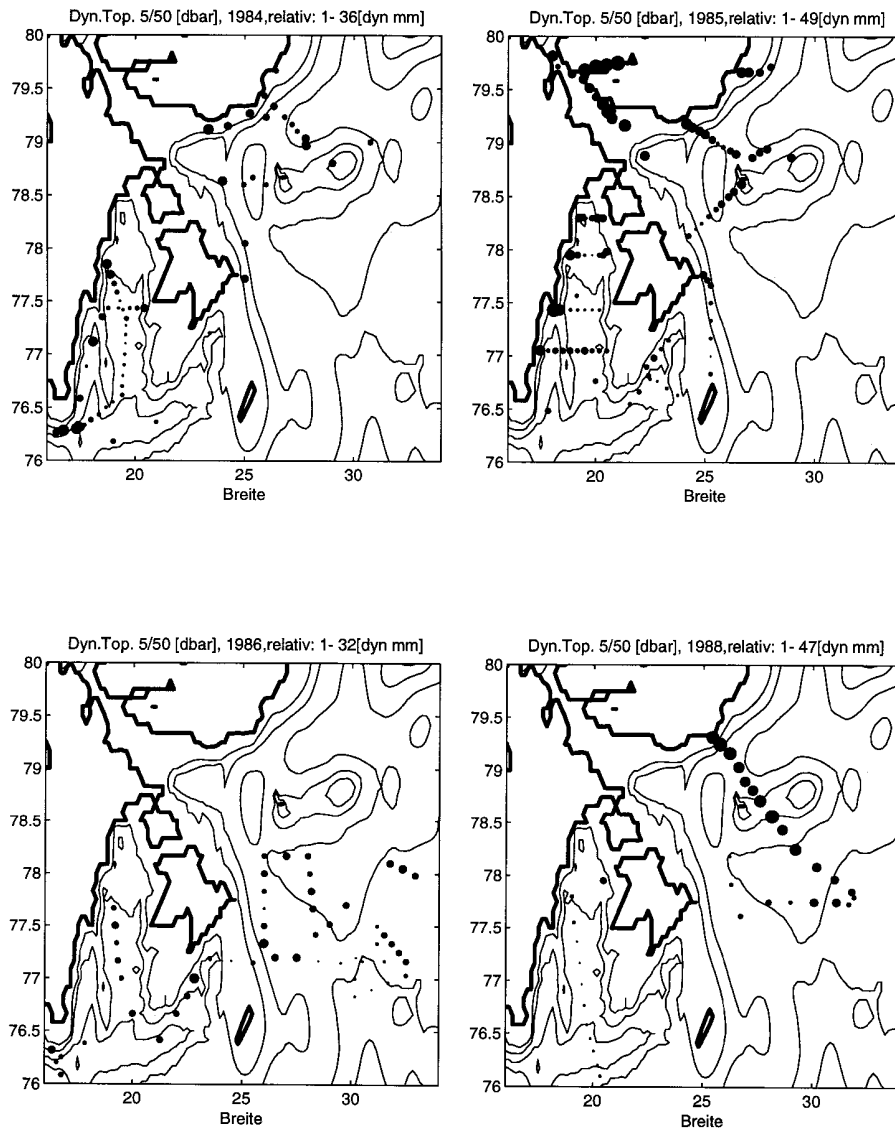


Abbildung 4.18: Dynamische Topographie 5/50 [dbar]; maximale relative Höhen sind jeweils angegeben

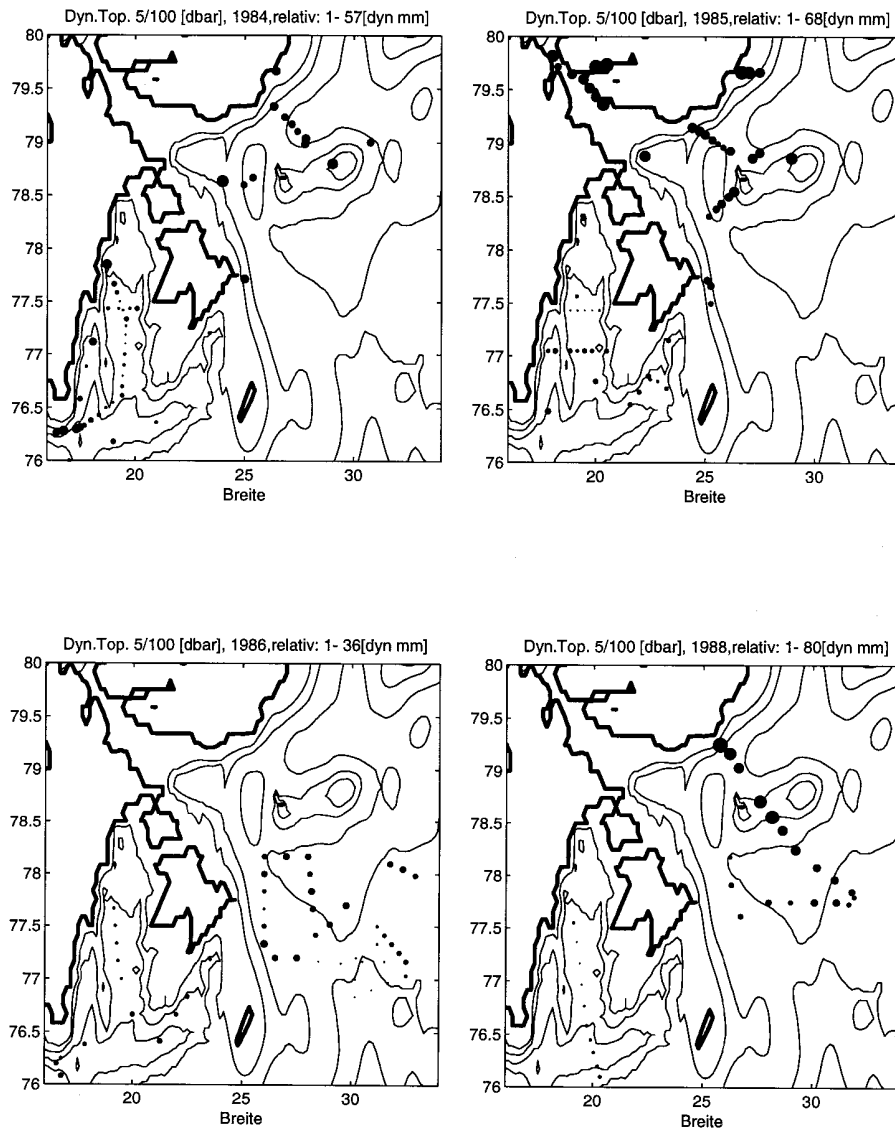


Abbildung 4.19: Dynamische Topographie 5/100 [dbar]; maximale relative Höhen sind jeweils angegeben

1986:

Im Storfjord ist nicht viel zu erkennen: es sind Wirbel vorhanden und kein Nettotransport in zentraler Richtung zu identifizieren.

Westlich von Edgeöya ist ein Nettotransport von 0.05-0.1[Sv] nach Südosten zu erkennen und am Ende des Bäreninselgrabens ein Transport nach Norden in der Größenordnung von 0.05[Sv]. Da das Wasser in diesem Gebiet mit 200-300[m] recht tief ist, sagen die Relativtransporte in den oberen 100[m] nicht viel aus.

1988:

Südlich von Nordaustlandet ist wiederum die nach Südwesten gerichtete Strömung mit 0.05-0.1[Sv] zu erkennen.

Aus Richtung des Bäreninselgrabens setzt eine ähnliche Menge südlich von Kong-Karls-Land nach Norden. Einen Transport von etwa 0.15[Sv] in südwestlichen Richtungen erkennt man zwischen Storbanken und Kong-Karls-Land.

Zusammenfassung der Dynamischen Topographie:

In allen Jahren fällt im Bereich des Storfjords eine ausgeprägte südliche Strömung von 0.1 [Sv] an der Ostküste Spitsbergens auf. Ein Teil rezirkuliert 1985 im nördlichen Fjord, so daß sich eine zyklonale Zirkulation im Bereich von Helye- und Freemansund ergibt. Da dieses Gebiet sehr flach ist und einer starken Gezeitenströmung unterliegt, kann man nicht mit Sicherheit auf einen Einstrom aus den Sunden schließen. Im Zusammenhang mit der in 4.1 beschriebenen kanalartigen Verbindung zum Heleysund im nordwestlichen Storfjord und den hohen Gezeitenströmen in den Sunden liegt diese Möglichkeit jedoch nahe.

Eine südlich gerichtete Strömung bei Nordaustlandet von 0.05-0.1 [Sv] könnte mit dem Einstrom in Verbindung stehen.

Im Schwellenbereich läßt sich 1985 ein geringer Nettoeinstrom in den Storfjord von etwa 0.02 [Sv] bestimmen. Dies ist besser in Abbildung 4.14 am entsprechenden Meridionalschnitt zu erkennen.

In der Storfjordrinne südlich von Edgeöya findet man eine südöstliche Strömung, die vermutlich z. Teil von Osten über die Hopenbank kommt, jedoch ebenfalls zirkulierendes AW beinhaltet.

4.4.5 Die Ausbreitung auf Dichteflächen

Um weitere Informationen über die Herkunft des Wassers im Storfjord und seine Charakteristik im Vergleich zu den Umgebungswassermassen zu erhalten, wird die horizontale Verteilung der Temperatur auf Flächen gleicher Dichte betrachtet. Die wesentlichen Ergebnisse aus der Untersuchung der dynamischen Topographie werden bei der Beschreibung berücksichtigt.

Den Kern arktischen Wassers findet man meist im Bereich 27.5-27.7, während darunterliegendes AW in Bereichen von 27.8-28.0 erkennbar sein wird.

1984: Abb. 4.20

Das von Norden an der Ostküste Spitsbergen kommende kalte arktische Wasser ist deutlich zu erkennen.

In allen Dichtebereichen findet man AW in der Storfjordrinne. Das Eindringen des Kernwassers in den Storfjord ist am besten bei 27.85 zu erkennen: AW mit $\Theta > 2^\circ\text{C}$ ist in den Fjord gelangt. Auch in den Dichtebereichen 27.55-27.75 scheint jedoch Wasser von Süden eingedrungen zu sein.

Südlich der Schwelle gibt es innerhalb des AW bei zwei Stationen Anzeichen arktischen Wassers. Das arktische Wasser der Stationen nordöstlich von Edgeöya ist in diesem Jahr nicht dichter als 27.7, so daß diese vermutlich nicht als Herkunftsgebiet in Frage kommen.

1985: Abb. 4.21-22

Aufgrund der guten Auflösung des Storfjords werden neben den Dichtebereichen arktischen Wassers und AWs für dieses Jahr auch die Verteilungen im warmen und salzarmen Oberflächenbereich betrachtet, gezeigt in Abb. 4.21. Der direkte Oberflächenbereich wird wegen der lokal sehr unterschiedlichen Gletscherabflüsse und Schmelzwassereffekte ausgespart. Abb.4.21 zeigt in allen Dichteniveaus eine leichte Temperaturabnahme nach Norden im Storfjord sowie etwas geringere Temperaturen auf der westlichen Seite des Fjordes. Vorstellbar wäre durch Vergleich mit Temperaturen in der Storfjordrinne eine Advektion der Deckschicht aus dieser Region und eine Vermischung mit kühlerem im Norden durch den Freemansund oder Heleysund in den Storfjord gelangten Wassers. Das ganz im Norden in den Storfjord gelangende Wasser ist kälter, jedoch immer noch deutlich wärmer als die Wassermassen bei Kong-Karls-Land und Nordaustlandet. Erklärbar wäre dieser Unterschied durch eine Einmischung wärmeren Wassers im Bereich des Ausgangs der Hinlopenstrasse sowie durch die beschriebene Advektion wärmeren Wassers aus der Storfjordrinne. Zu bedenken ist, daß im flachen nördlichen Storfjord starke Gezeitenströme vorherrschen, die sowohl eine horizontale Vermischung als auch einen Wärmetransfer in die Tiefe und gute turbulente vertikale Vermischung bewirken. Die Sonneneinstrahlung wird bei einer solchen Vermischung auch die etwa 20-30 [m] tiefen Dichteschichten 27.2-27.5 [kg/m^3] beeinflussen. Die Temperaturabnahme nach Norden könnte damit in der Abnahme der Sonneneinstrahlung nach Norden ihre Ursache haben. Die niedrigeren Temperaturen im westlichen Fjord bestätigen die Vermutung, daß dieses Wasser von Norden aus den Sunden kommt.

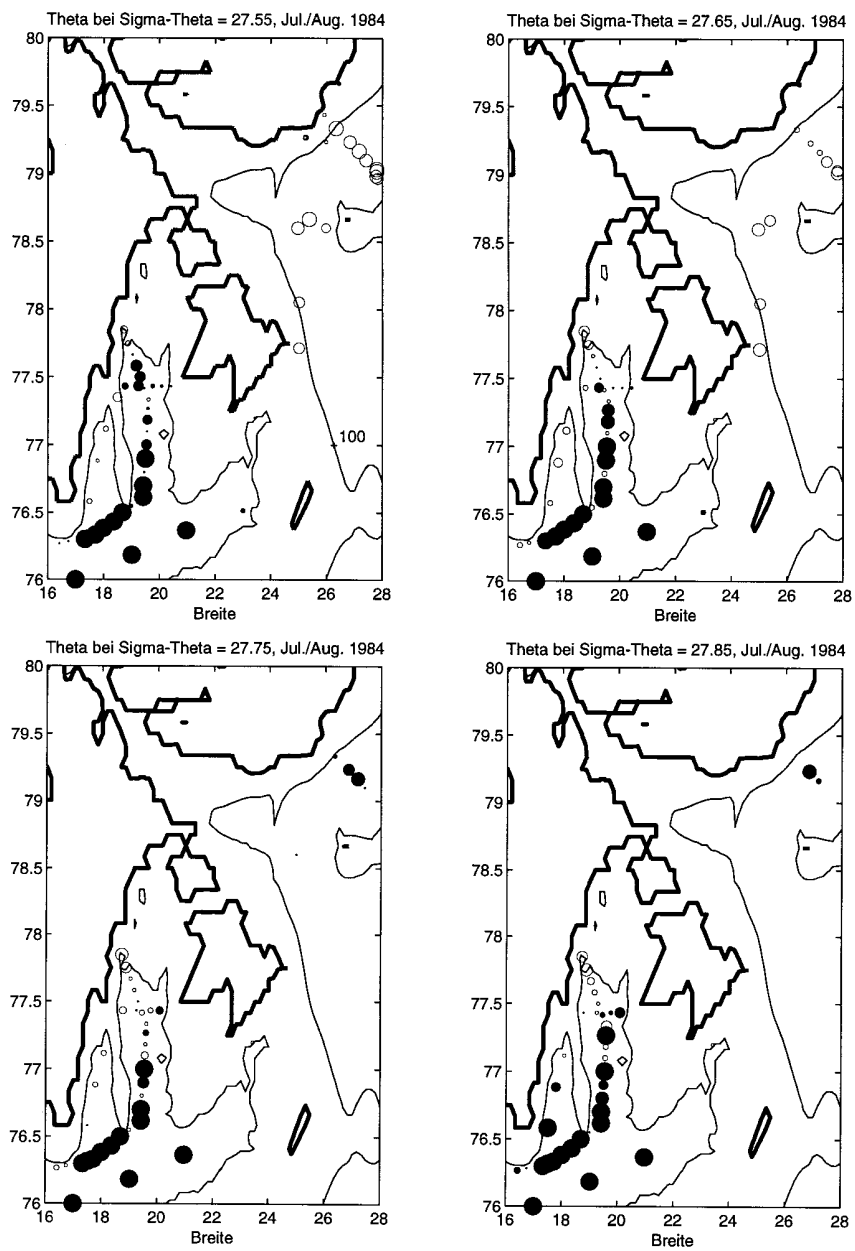


Abbildung 4.20: Temperatur auf Dichteflächen im Sommer 1984

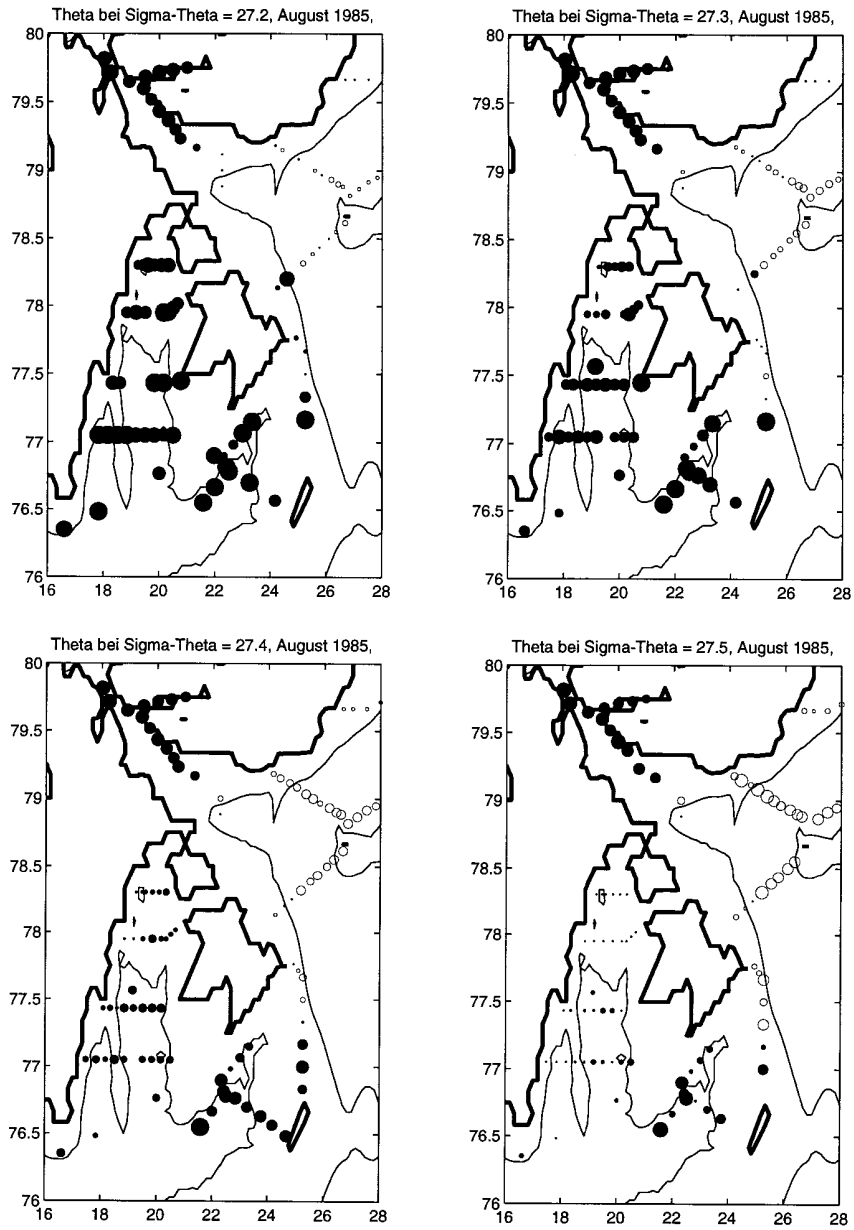


Abbildung 4.21: Temperatur auf Dichteflächen 27.2-27.5 im Sommer 1985

1985: Abb. 4.22

Zu Abb. 4.22 ist zunächst zu bemerken, daß Wasser mit einer Dichte > 27.6 die Hinlopenstrasse über den flachen Ausgang nicht mehr verlassen kann und für einen Einstrom in den nördlichen Storfjord nicht in Frage kommt.

Bei 27.6 und 27.7 findet man im westlichen Bereich des Storfjords wieder niedrigere Temperaturen, die den nach Süden gerichteten Strom befürworten.

Die tieferen Dichteschichten 27.8 und 27.9 zeigen im Norden dann kaum erwärmtes Wasser aus winterlicher Konvektion, welches vermutlich im Storfjord gebildet wurde.

Im südlichen Beckenbereich ist der Einfluß AWs ersichtlich. Wie am Ende der Storfjordrinne im Polarfrontbereich ist durch Vermischung mit dem vorhandenen kalten Storfjordwasser aus dem Winter eine Wassermasse im Bereich 0.5 bis -0.5 [°C] entstanden.

Das AW ist in diesem Jahr allerdings nicht so warm wie 1984, im Inneren Fjord findet man maximale Temperaturen von 0.5 [°C].

1986: Abb. 4.23

Das arktische Wasser im Gebiet östlich von Edgeöya ist im Vergleich zum Vorjahr deutlich salzreicher und dichter. In seinem Kerndichtehorizont dominiert es auch noch im östlichen Ende der Storfjordrinne und im Inneren Storfjord.

Bei der Kerndichte des AW von 27.97 zeigt sich sein Einfluß und Eindringen im gesamten Storfjordbecken sowie Vermischungsprozesse am östlichen Ende der Storfjordrinne.

Der massive Einstrom von AW in die Barentssee aus dem Bäreninselgraben im Osten ist auf allen Dichteniveaus erkennbar.

1988: Abb. 4.24

Das arktische Wasser im Osten ist auch dieses Jahr relativ dicht und sein Kern liegt im Bereich 27.7-27.8.

Im gesamten Dichtebereich 27.6-27.9 ist das Eindringen AWs in den Storfjord erfolgt. Arktisches Wasser ist im Storfjord nicht zu erkennen.

Die einzige Station im flacheren nördlichen Fjord (etwa 77.7°N) zeigt hier bei 27.9, daß AW nicht bis dorthin vorgedrungen ist, wie bereits in anderen Jahren erkennbar war.

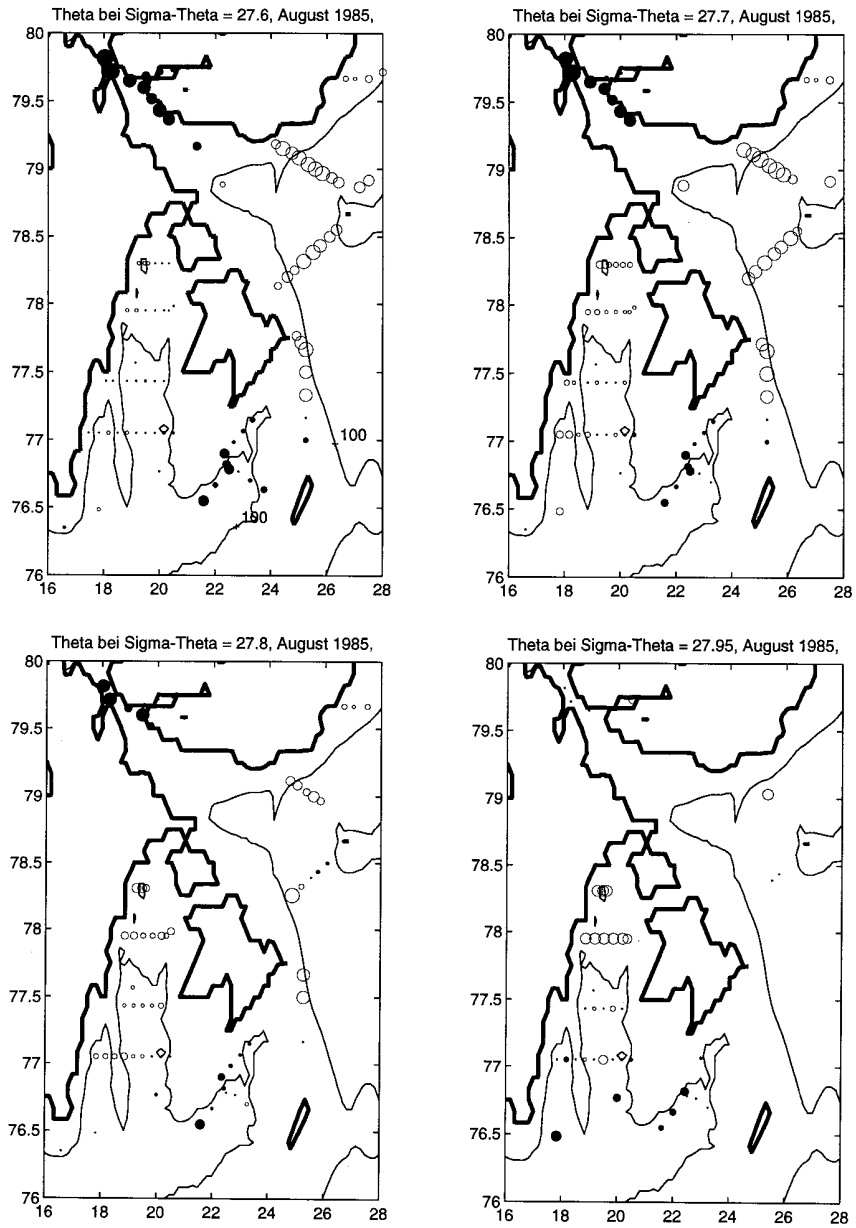


Abbildung 4.22: Temperatur auf Dichteflächen 27.6-27.9 im Sommer 1985

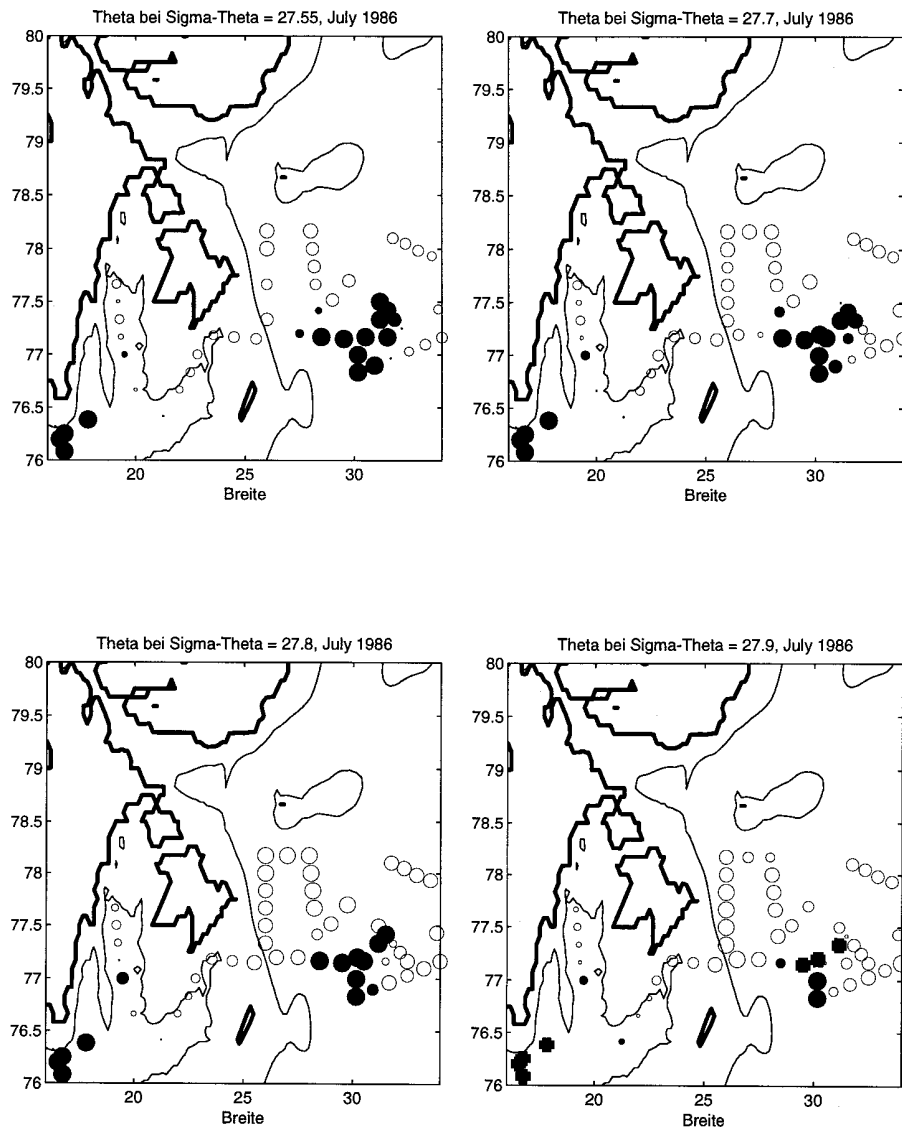


Abbildung 4.23: Temperatur auf Dichteflächen 27.55-27.95 im Sommer 1986

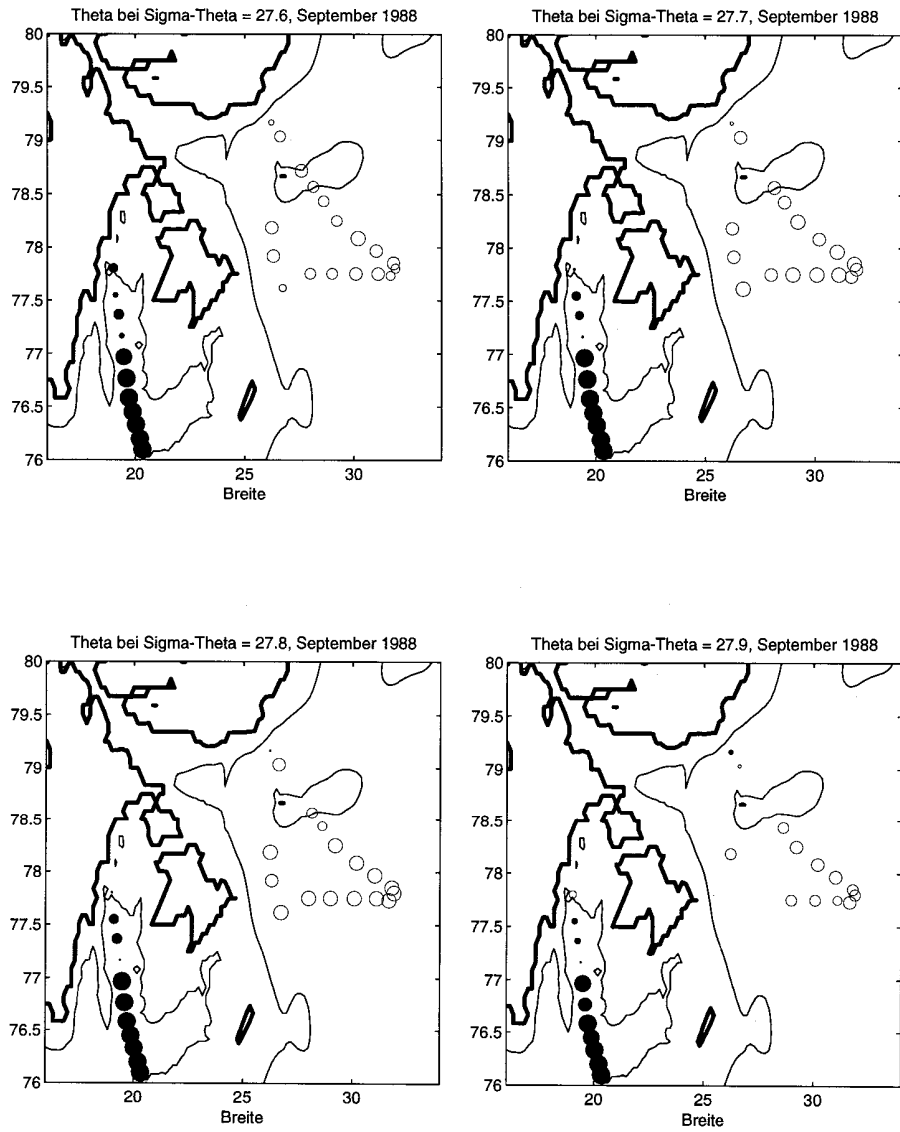


Abbildung 4.24: Temperatur auf Dichteflächen 27.6-27.9 im Sommer 1988

Zusammenfassung aller Sommer:

Die Verteilungen bei $\sigma = 27.7$ und 27.9 sind schließlich für alle Jahre in Abb.4.25 und 4.26 dargestellt, in denen die wesentlichen gemeinsamen Aspekte zu erkennen sind.

Auf der Dichtefläche $\sigma = 27.7$ wird der Kern des arktischen Wassers im Mittel gut repräsentiert. Die 27.9 -Dichtefläche gibt dagegen den atlantischen Kern wieder. Durch Vergleich von Abb. 4.24 und 4.25 lassen sich die Bereiche identifizieren, in denen typischerweise AW dominiert (westliche Storfjordrinne und Bäreninselgraben) und beide Dichtebereiche einnimmt. Dementsprechend füllt PW östlich von Edgeöya und im nördlichen Storfjord die gesamte Wassersäule. Starke Vermischung und beide Wassermassen findet man im Bereich der Fronten: in der Storfjordrinne und im Inneren Storfjord ist diese Situation besonders ausgeprägt und am Ende des Bäreninselgrabens erkennbar.

Die Gebiete, in denen dichtes Bodenwasser mit $\sigma > 28.1$ vorkommt, kann man in Abb. 4.27 identifizieren. Die Dichte $\sigma = 28.1$ entspricht am Gefrierpunkt einem Salzgehalt von 34.9 [p-su]. Derart hohe Dichten treten nur in der Umgebung flacher Bänke auf. In der Wintersituation konnte man sie neben der Storfjordregion auch noch auf der Svalbardbank identifizieren. Nordöstlich der Hopenbank ist dieses Wasser möglicherweise inzwischen abgesunken und hat sich in der Tiefe mit AW vermischt, weshalb man dort ebenfalls sehr dichtes Wasser findet. In der Storfjordrinne ist auch im Sommer noch der Ausstrom des dichten Bodenwassers erkennbar und zum Schelfabhang in westliche Richtungen zu verfolgen.

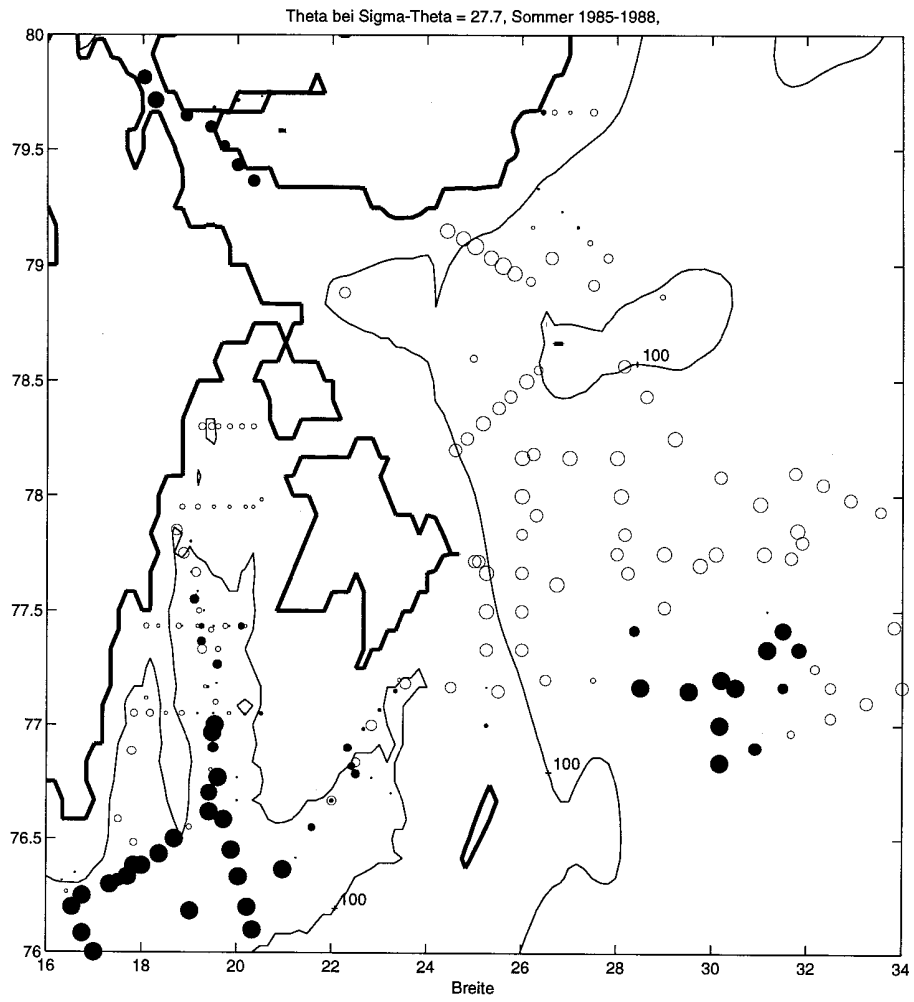


Abbildung 4.25: Temperatur bei $\sigma_{\theta} = 27.7$, der mittleren Kerndichte Arktischen Wassers; Sommer 1984-1988

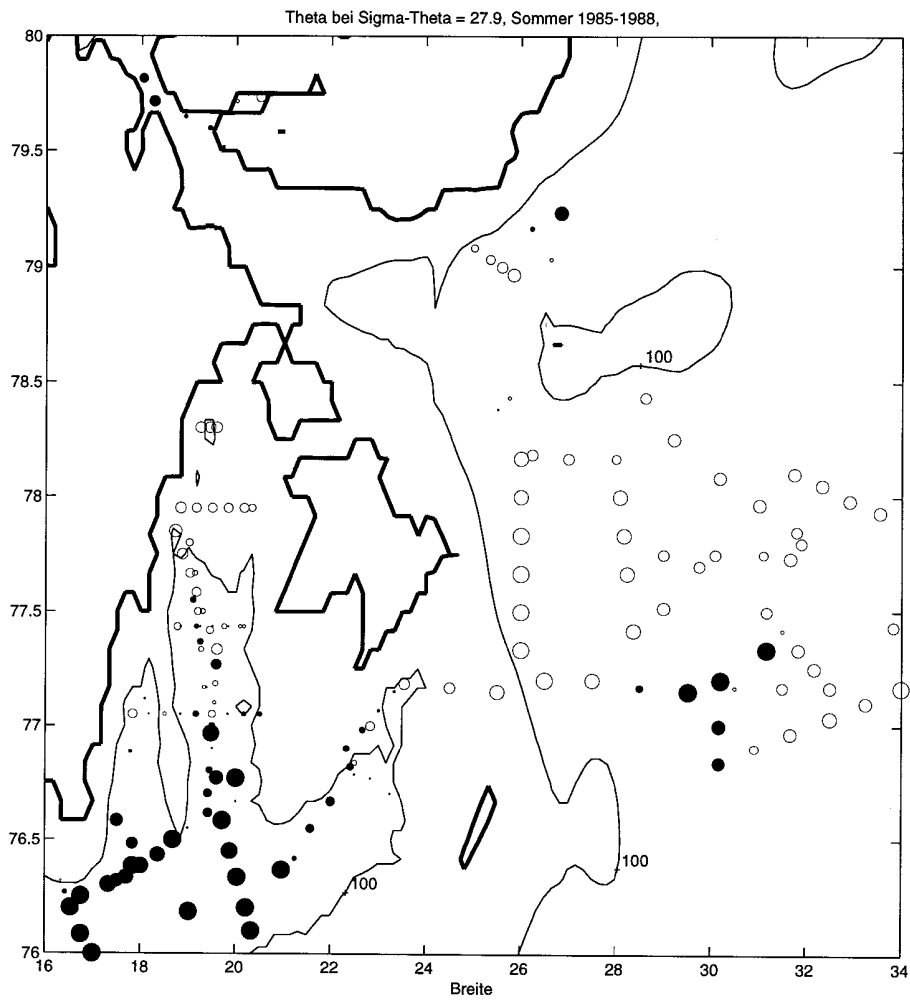


Abbildung 4.26: Temperatur bei $\sigma_\theta = 27.9$, der mittleren Kerndichte Atlantischen Wassers; Sommer 1984-1988

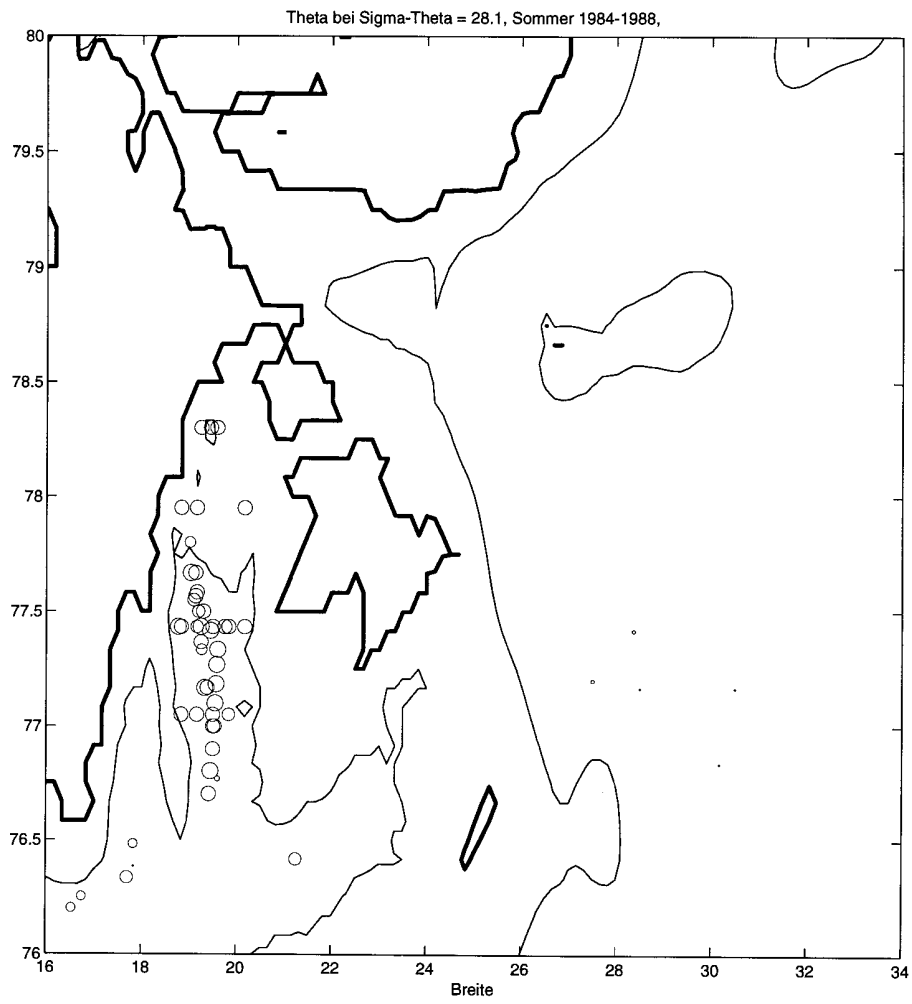


Abbildung 4.27: Temperatur bei $\sigma_\theta = 28.1$, des leichtesten Bodenwassers unterhalb des AWs ; Sommer 1984-1988

4.4.6 Zusammenfassung und T-S-Diagramme

Bei der Beschreibung der T-S- Diagramme wird die Umgebung und der Storfjord in die in Abb. 4.29 sechs gezeigten Regionen unterteilt.

Abb. 4.28 zeigt die T-S-Korrelationen für 1985. In Abb. 4.29 sind die Stationen aller untersuchten Jahre zusammengestellt.

1985:

Das Wasser im nördlichen Storfjord (Region 1) zeigt kein AW-Signal, wie es im Inneren Storfjord (Region 2) erkennbar ist.

Die Herkunft des Wassers im nördlichen Fjord konnte nicht eindeutig geklärt werden. Am ehesten bietet sich jedoch die bereits erwähnte Möglichkeit der Advektion der Wassermasse bei Nordaustlandet an (Region 3). Im Dichtebereich < 27.5 ist das Storfjordwasser wärmer. Vermischungen mit von Süden kommendem wärmeren Oberflächenwasser oder aber mit dem Hinlopenwasser (Region 6) wären in diesem Bereich denkbar, wobei erstere Möglichkeit aufgrund der hohen Temperaturen bei $3\text{ [}^\circ\text{C]}$, die im Hinlopenwasser nicht anzutreffen sind, wahrscheinlicher ist. Vom Hinlopenwasser ist nur der Teil gezeigt, der aufgrund der flachen Verbindung in die Barentssee gelangen kann. Die nach Norden abnehmende Sonneneinstrahlung ist ebenfalls für eine meridionale Temperaturabnahme verantwortlich.

Typisches Arktisches Wasser aus der Region östlich von Edgeöya mit $S = 34.4-34.6$ [psu] und $T = -1.5$ [$^\circ\text{C}$] findet man im Storfjord in diesem Jahr nicht.

Wesentliche Wassermassen im Storfjord sind das abgekühlte AW aus der Storfjordrinne und das salzreiche kalte Bodenwasser, welches in der gesamten Umgebung des Storfjord nur hier zu finden ist.

1984-1988:

Betrachtet man die Verhältnisse aller Jahre zusammen, erhält man ähnliche Verhältnisse wie 1985.

Die Variabilität der Temperatur des AW in Storfjord und Storfjordrinne ist jedoch groß.

Ebenso ergeben sich große Unterschiede in den Salzgehalten des salzreichen Bodenwassers: sie liegen im Bereich 0.5 [psu].

Typisches Arktisches Wasser ist für gewöhnlich ebenfalls etwa 0.2 [psu] salzreicher als 1985. Der Wärmeinhalt der Oberflächenschicht im Storfjord ist ebenfalls variabel, wie die Streuung im Dichtebereich Sigma-Theta < 27.5 in Abbildung 4.29 im Vergleich zu 4.28 zeigt.

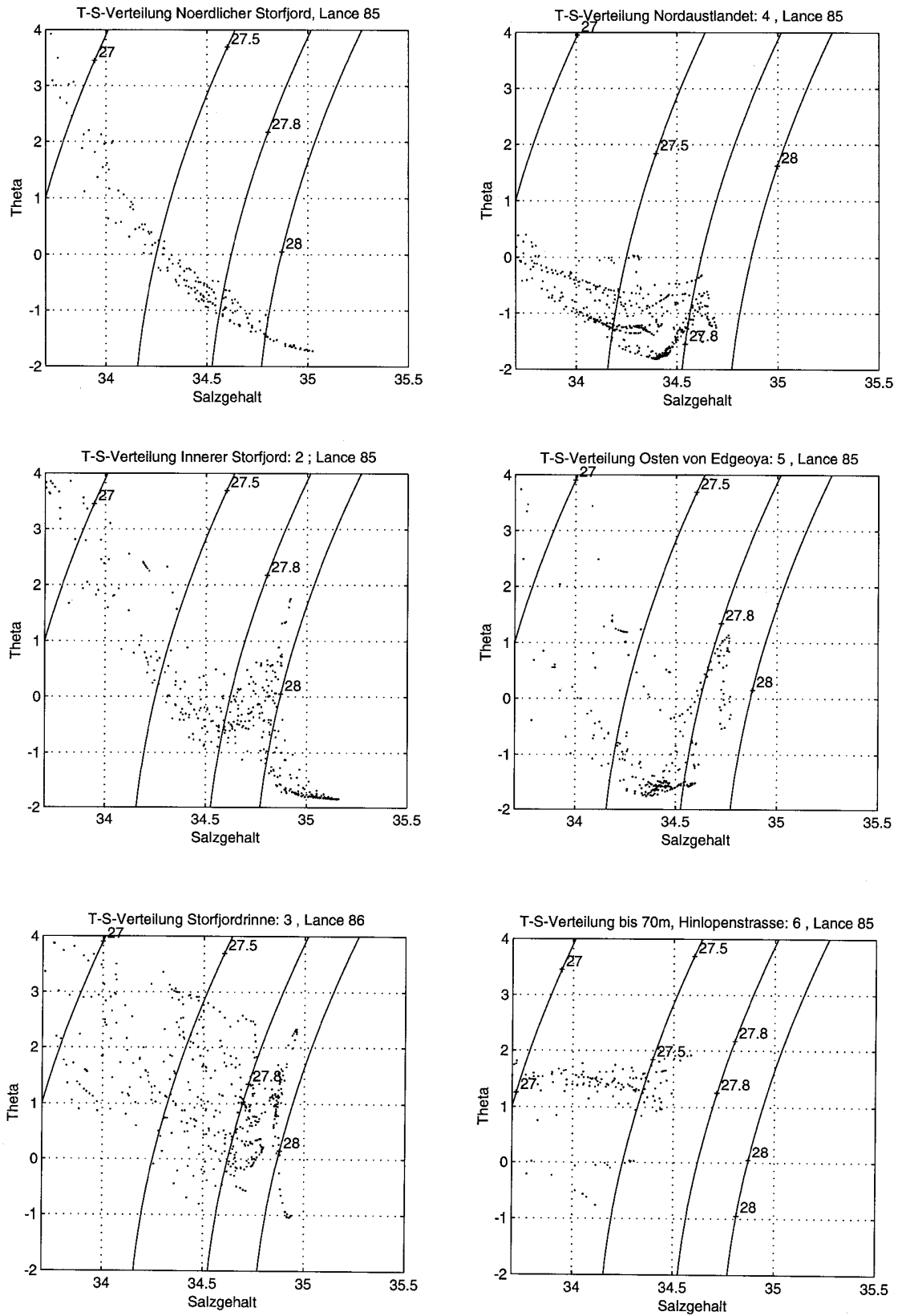


Abbildung 4.28: Theta-S-Verteilungen in der Storfjord-Umgebung 1985; Einteilung der Regionen in Abb. 4.29

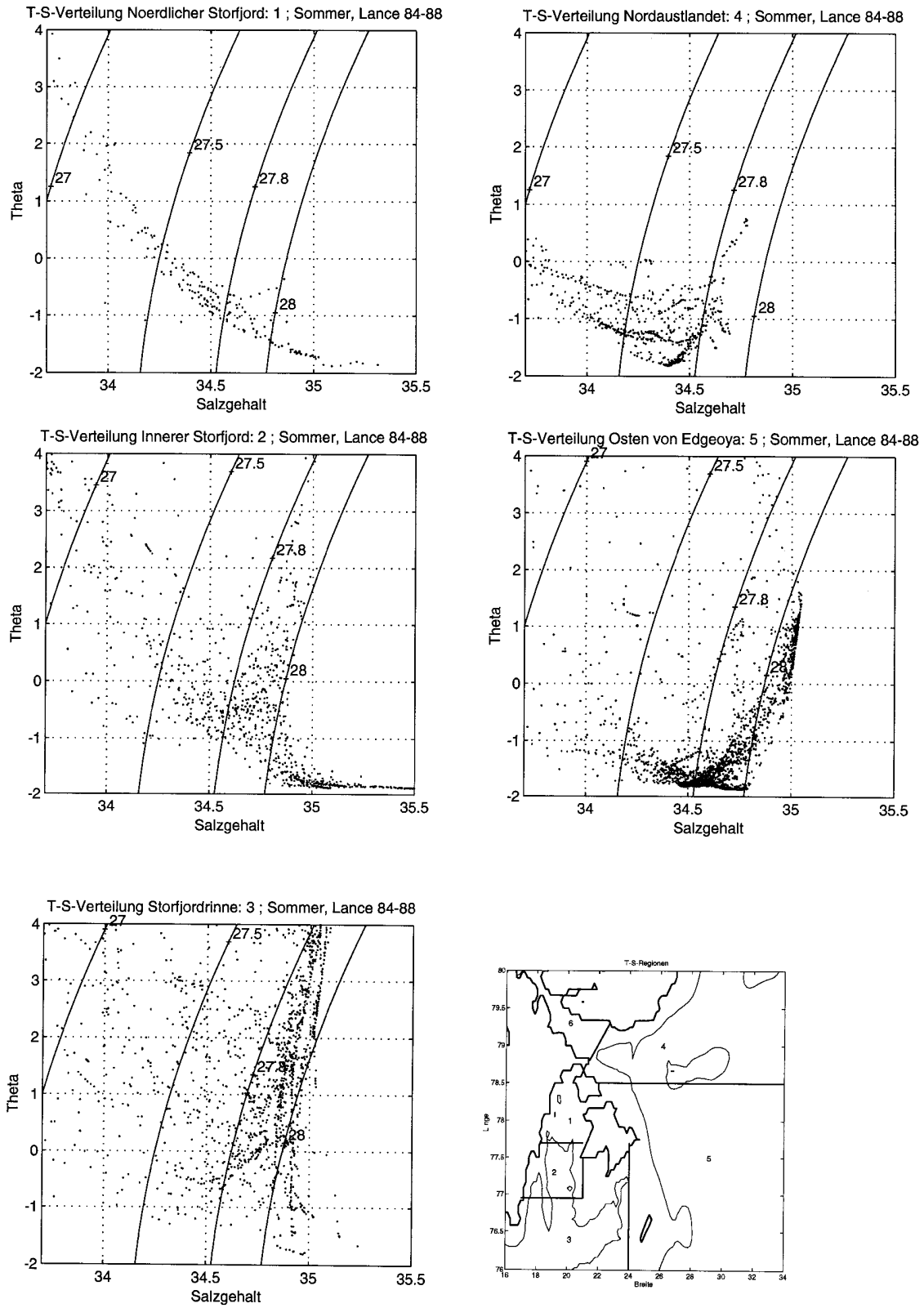


Abbildung 4.29: Theta-S-Verteilung in der Umgebung des Storfjords in verschiedenen Regionen 1984-1988

In Tabelle 4.1 sind die unterschiedlichen Verhältnisse für verschiedene Jahre angegeben: Nicht bei allen Fahrten wurden Daten in flachen und nördlichen Gebieten des Storfjords aufgenommen. Die angegebenen Zahlen sind daher Mittelwerte für den Inneren Fjord (Region 2 in Abb. 4.29), wobei für jede Fahrt nur die Stationen mit einer Tiefe > 100 [m] verwendet wurden. Gemittelte Temperaturen und Salzgehalte stammen dann für alle Jahre aus dem gleichen Teil des Storfjords, dem tiefen Becken, und sind qualitativ vergleichbar.

Tabelle 4.1: Vergleich der Wassermasseneigenschaften im Storfjord 1984-1988

Verschiedene Sommer	1984	1985	1986	1988
S [psu] > 100 [m]	34.96	35.0	35.32	35.31
S [psu] > 150 [m]	35.06	35.15	35.5	35.5
T [°C] < 50 [m]	1.34	1.52	0.22	2.32
T [°C] 50<D<100	-0.22	-0.95	-0.89	0.33
T [°C] 50<D<100 0.03[Sv]AW ab Juni	-0.04	-0.4	-0.52	0.28
Verswinden des Eises vor	4 Wochen	3-4 Wochen	momentan	5 Wochen
Zeitpunkt der Messungen	13./14.8.	21.-24.7.	14.-16.7.	8.9.-10.9.

Bezüglich des Wärmeinhalts der Oberflächenschicht ($D < 50$ [m]) besteht ein Zusammenhang mit dem Zeitpunkt des Verschwindens des letzten Eises aus dem Storfjord. Dieser hängt von der Advektion warmen Oberflächenwassers und der Erwärmung durch die Sonneneinstrahlung ab, die im Sommer sehr variabel sein kann (*Hisdal, 1972-1979*). Bei dieser Betrachtung lassen sich die unterschiedlichen Wärmeinhalte der Deckschicht im Prinzip auf die verschiedenen Messzeitpunkte zurückführen. 1986 war das Eis gerade erst aus dem Storfjord verschwunden, darüberhinaus war dies die früheste Messperiode, was die niedrigen Temperaturen erklärt. Ein Vergleich der Jahre 1984 und 1985 zeigt jedoch, daß 1985 2-3 Wochen früher im Jahr das Oberflächenwasser bereits wärmer ist. Im Zusammenhang mit den Wärmeflüssen wird auf die Variabilität noch eingegangen.

Der Wärmeinhalt der Schicht, in der sich das AW befindet (~ 50 [m]< D <100 [m]) wird ebenfalls im Zusammenhang mit Wärmeflüssen und Auswirkungen auf die Wassermassentransformation in Abschnitt 5.9 beschrieben. Bezüglich der hier angegebenen unterschiedlichen Wärmeinhalte kann man jedoch folgende Vermutung angeben: die Daten der Polarbjörn-Reise zeigen Anfang Mai 1985 bereits AW an der Schwelle aber noch nicht im Inneren

Fjord. Nimmt man an, daß AW ab Juni in den Fjord mit 0.03 [Sv] und 1°C als mittlerer Temperatur von westlichem und östlichem Schwelleneinstrom eindringt (wie nach der Dynamischen Topographie und Hydrographie vermutet), entspräche das einem Volumeneinstrom von 7.8×10^{10} [m³] pro Monat. Das Wasservolumen der Schicht zwischen 50-100 [m] im über 100 [m] tiefen Beckenbereich beträgt etwa 19×10^{10} [m³] und befindet sich nach der Winterkonvektion am Gefrierpunkt ($\sim -1.8^\circ\text{C}$). Es wird angenommen, daß AW ab Juni in Schüben für das zunächst kalte ausströmende Storfjordwasser einströmt und sich relativ schnell vermischt. Beim nächsten Einstrom tritt dann kein Original-Storfjordwasser mehr aus sondern jener Vermischungstyp. Auf der Basis dieser Annahme erhält man die in Tabelle 4.1 unterhalb der tatsächlichen hydrographischen Wärmeinhalte angegebenen Temperaturen für die unterschiedlichen Meßzeitpunkte. Die kalkulierten Wärmeinhalte entsprechen tendentiell den gemessenen. Die prinzipielle Vorstellung von der Zirkulation AWs scheint somit richtig.

Die mittleren Salzgehalte unter 100 [m] zeigen wie das absolute Salzgehaltsmaximum, im Prinzip unterhalb von 150 [m] gegeben, hohe Variabilität. Eine nähere Diskussion erfolgt in Kapitel 6.

Als wesentliche Ergebnisse der Hydrographie lassen sich festhalten:

- AW dominiert in seinem Dichtehorizont in der Storfjordrinne und sollte zum Sommerende auch den Inneren Storfjord stark beeinflußt haben. Sein Eindringen erfolgt mit baroklinen Transportraten der Größenordnung 0.03 [Sv] über die Schwelle im Süden. Im westlichen Bereich der Schwelle dringt AW auf direktem Wege aus der Storfjordrinne ein, im östlichen Bereich findet man eine typische Polarfrontwassermasse: AW, welches im östlichen Ende der Storfjordrinne zyklonal zirkuliert, dringt bereits deutlich abgekühlt topographisch geführt ein.
- nördlich von 77.7 °N im flacheren Bereich des Fjordes ist kaum AW auffindbar.
- an der Ostküste Spitsbergens ist ein kalter nach Süden gerichteter Strom mit baroklinen Transporten von etwa 0.1 [Sv] identifizierbar, der vermutlich seinen Ursprung in Freeman- und Heleysund hat. Er bringt dann Arktisches Oberflächenwasser der Region südlich von Nordaustlandet und östlich von Edgeöya in den Fjord.
- eine direkte Strömung unvermischten Arktischen Wassers in den Fjord über die Storfjordbank im Bereich südlich von Edgeöya ist im Sommer nicht erkennbar: im östlichen Ende der Storfjordrinne vermischt sich arktisches Wasser stark mit AW und bildet Polarfrontwasser, welches im östlichen Schwellenbereich in den Storfjord eintritt.
- die interannuale Variabilität des gebildeten dichten Bodenwassers ist groß mit Variationen von 35.0 - 35.5 [psu].
- eine warme, salzarme Deckschicht mit einer Dicke von 30-40 [m] wird teils aus Süden advehiert, teils durch Sonneneinstrahlung erzeugt, und bewirkt das Schmelzen des Eises im Sommer.

Insgesamt sind der Hydrographie bis auf die Eigenschaften des zurückgebliebenen Bodenwassers leider nur wenige konkrete Informationen bezüglich der Winterzeiträume zu entnehmen, während der die Produktion und der Hauptausstrom von schwerem Bodenwasser zu erwarten sind. Es folgen daher die Überprüfung und der Vergleich der Ergebnisse mit Verankerungsdaten von 1991/92 sowie eine Diskussion der Zeitserien hinsichtlich der Dynamik.

4.5 Die Verankerungszeitserien 1991/92

Das Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven legte für den Zeitraum Juli 1991 bis August 1992 zwei Verankerungen südlich der Storfjordschwelle aus. Mit der 'Polarstern' wurden außerdem im Juni 1991 hydrographische Messungen im Storfjord und seiner Umgebung durchgeführt. Die Positionen sind in Abb.4.2 gezeigt: die westliche Verankerung liegt genau im zu erwartenden Ausstrombereich, bei der östlichen könnte man mit einem kompensierenden Einstrom rechnen.

Die erhaltenen Zeitserien wurden von *Schauer(1994)* im Bezug auf den Ausstrom von Bodenwasser untersucht und für diese Arbeit freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Die von *Schauer(1994)* erhaltenen grundsätzlichen Ergebnisse werden hier wiederholt, um für die Abschätzung der Bodenwasserproduktion notwendige Annahmen zu überprüfen. Die im Abschnitt 6 folgende Modellvorstellung der Bodenwasserproduktion im Storfjord wird auch mit Hilfe dieser Ergebnisse entwickelt.

Die hydrographische Situation Ende Juni 1991 ist von *Rachor (1992)* beschrieben worden. Der maximale Bodensalzgehalt im Inneren Storfjord bei etwa 77.5 °N betrug 1991 nur wenig über 35.0 [psu]. Ein relativ schwaches AW-Signal in 50 [m] Tiefe war bereits zu erkennen. In einem Meridionalschnitt südlich von Spitsbergen ließ sich der Ausstrom kalten Bodenwassers identifizieren. Ein Zonalschnitt bestätigt in diesem Jahr ebenfalls die in der Hydrographie beschriebene Situation: unvermishtes AW ist südlich der Schwelle präsent, abgekühltes AW am östlichen Abhang der Storfjordbank.

Die beiden südlich der Schwelle positionierten Verankerungen 406 und 407 waren mit Thermistoren, Aanderaa-Strommessern und SeaBird Temperatur-, Salzgehalts- und Drucksensoren ausgestattet. *Schauer(1994)* schätzt die Genauigkeit der angegebenen Salzgehalte auf 0.01 [psu] und gibt gerätebedingte Messgenauigkeiten von 0.1 [K] und 1 [cm/s] für Temperatur und Stromgeschwindigkeit sowie 7.5 [deg] für die Richtung an. Die Zeitserien wurden mit einer Cut-Off-Frequenz von 40 [h] gemittelt, um die Gezeitensignale und Trägheitseffekte zu entfernen, anschließend wurden wieder 6-stündige Mittelwerte gebildet.

4.5.1 Beschreibung der Zeitserien

Die zunächst folgende Beschreibung der Zeitserien beruht im wesentlichen auf Angaben von *Schauer(1994)*.

Abb. 6.1 zeigt die Temperaturzeitserien der östlichen und westlichen Verankerung im Vergleich. Hier kann man zwischen drei unterschiedlichen Situationen im Jahr unterscheiden, die im folgenden näher untersucht werden sollen:

Phase 1) July/August

Während bei der östlichen Verankerung ausschließlich AW in allen Tiefenbereichen vorhanden ist, sind bei der westlichen Station starke Temperaturschwankungen in der gesamten Wassersäule erkennbar. In der Tiefe findet noch in Schüben das Austreten von Bodenwasser aus winterlicher Konvektion statt, in darüberliegenden Schichten tritt wechselhaft abgekühltes und unvermisches AW auf.

Phase 2) September bis Ende Januar

Sowohl im östlichen als auch westlichen Bereich dominiert AW mit etwas geringeren Temperaturen im Westen, was auf die Einmischung von kälterem Wasser aus dem Storfjord in der gesamten Wassersäule hinweist. Abgesehen vom tieferen Bereich liegen die Temperaturunterschiede in der Größenordnung 0.5-1 [°C]. Dies läßt eine Zirkulation von AW im südlichen Storfjord, währenddessen es zur Abkühlung kommt, vermuten. Unterhalb von 110 [m] Tiefe tritt am Westrand episodisch noch kaltes Wasser auf, welches in geringen Mengen unter bestimmten Bedingungen zu Temperatursenkungen von 2-3 [°C] und Temperaturen unter 0 [°C] führt. Anscheinend strömt auch zu dieser Zeit noch Bodenwasser aus.

Phase 3) Februar bis Juni

Dies ist die Ausstromphase des kalten Bodenwassers. In 10 [m] Höhe über dem Boden bei 145 [m] Tiefe am Westrand ist das Wasser 5 Monate am Gefrierpunkt, während von 133-79 [m] schwache von wärmerem Wasser herrührende Signale zu sehen sind. Die oberen 70 [m] zeigen ebenfalls am Gefrierpunkt befindliches abgekühltes Winterwasser. Die Zeitserien der östlichen Verankerung weisen darauf hin, daß die lokale Konvektion nicht tiefer als bis 90 [m] reicht. Unterhalb von 100 [m] ist das gesamte Jahr wärmeres Wasser vorhanden, die Abkühlung zum Ende des Winters erfolgt nicht über lokale sondern advective Prozesse.

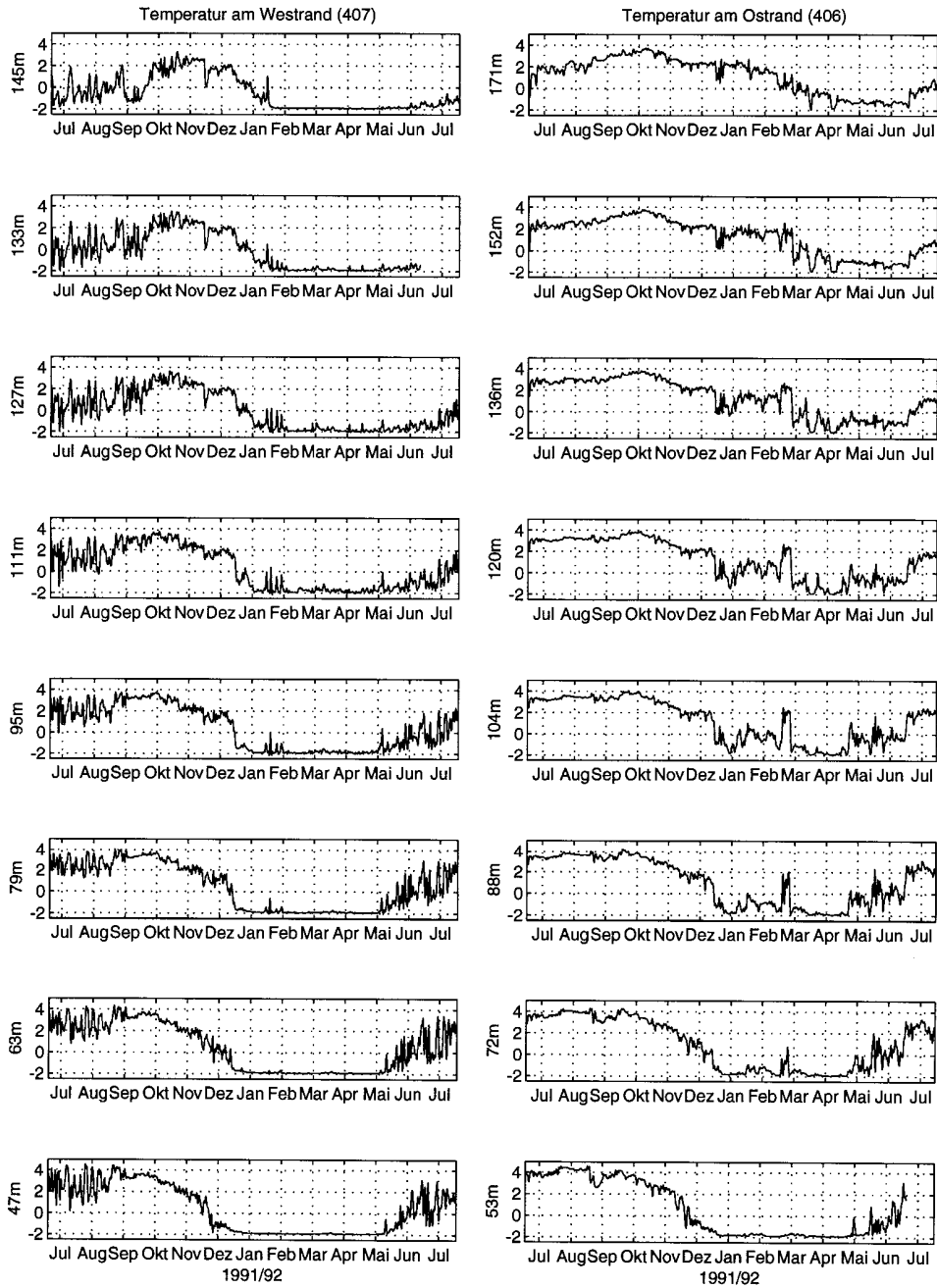


Abbildung 4.30: Temperaturzeitserien 1991/92 im westlichen und östlichen Bereich des Storfjordeingangs

Abb. 4.31 gibt die Situation am Ostrand wieder. Meridionale Stromgeschwindigkeiten in 53 und 159 [m] sind gut korreliert und größtenteils nach Norden gerichtet. Die Hauptaktivität des Einstroms in den Storfjord in 53 [m] fällt in die oben beschriebene Phase 2).

Am Boden findet man bis Ende Februar AW, dann erfolgt eine Advektion teils sehr salzarmen kalten Wassers mit $S < 34.5$ [psu]; durch Vermischung von AW und PW entsteht zunächst Polarfrontwasser im Bereich $S = 34.7-34.8$ [psu] und $T \sim -1$ [°C]. Der Einfluß des sich am Boden der Storfjordrinne befindlichen AWs ist das ganze Jahr erkennbar.

In 53 [m] Tiefe verschwindet AW durch tiefreichende Abkühlung völlig Ende Dezember und die Temperatur bleibt bis Mitte Mai am Gefrierpunkt.

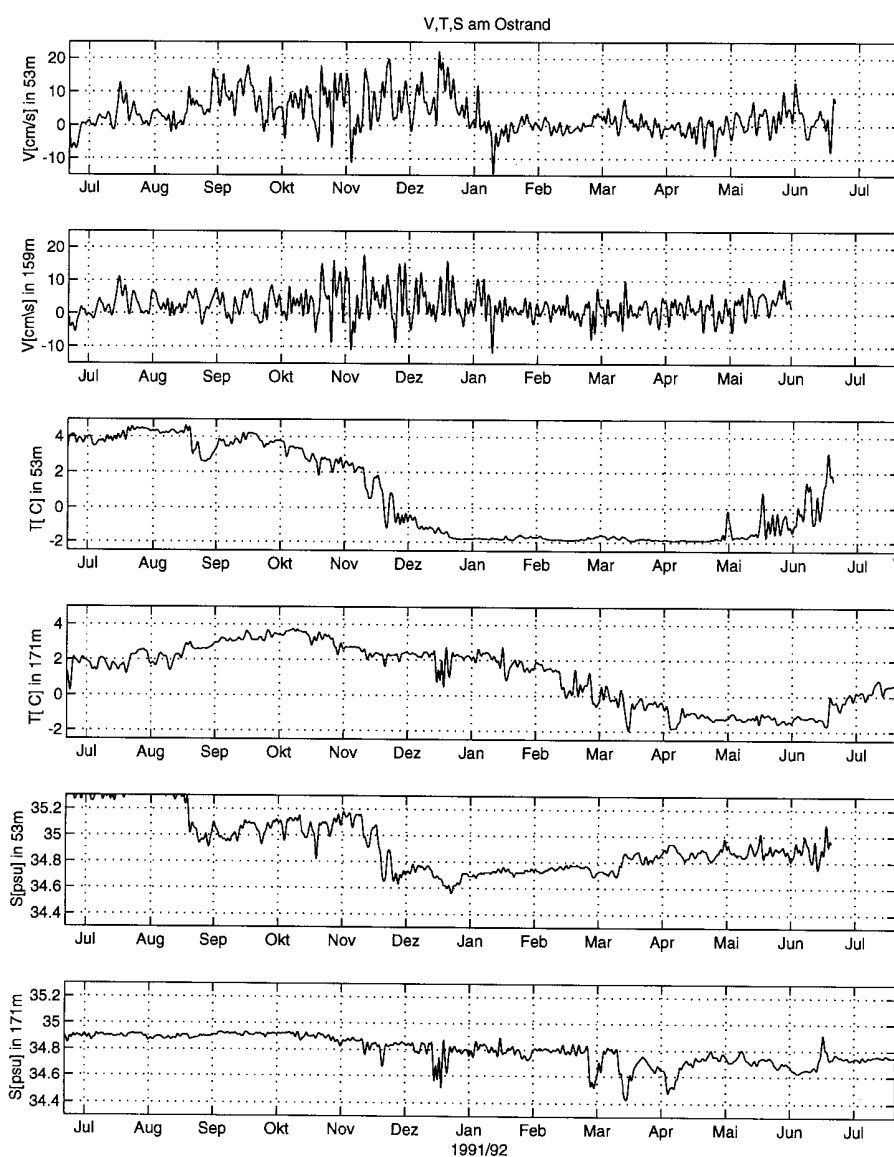


Abbildung 4.31: Meridionalgeschwindigkeit, Salzgehalt und Temperatur an der östlichen Verankerung

Abb. 4.32 in den oberen vier Zeitserien beschreibt die Verhältnisse in 133 bzw. 145 [m] Tiefe am Westrand, wo der Ausstrom von Storfjordbodenwasser zu erwarten ist. Offensichtlich findet dieser sehr intensiv mit Geschwindigkeiten > 20 [cm/s] in Phase 3 von Februar bis Juni statt. Die Temperatur befindet sich während dieser Zeit am Gefrierpunkt, die Salzgehalte sind sehr hoch und schwanken zwischen 34.8 und 35.1 [psu] .

Weiterhin geben die unteren drei Zeitserien von Abb. 4.32 Zonalgeschwindigkeiten am West- und Ostrand. Während der heftigen Ausstromphase haben die Zonalgeschwindigkeiten am Westrand über dem Boden östliche Richtungen, was im Hinblick auf die Position von 406 in Abb. 4.2 topographisch bedingt ist. In Phase 1) und 2) weisen die überwiegend westlichen und im Westen und Osten korrelierten Geschwindigkeiten auf die zyklonale Zirkulation von AW im Bereich der beiden Verankerungen südlich hin.

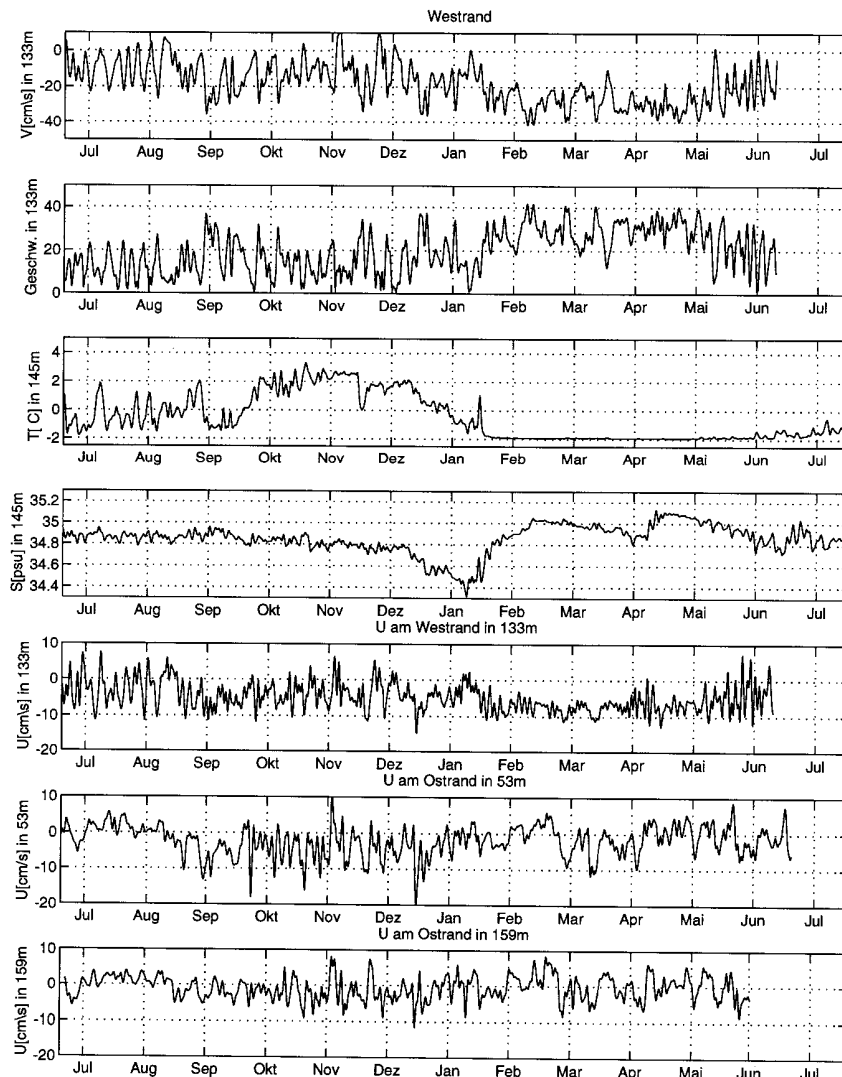


Abbildung 4.32: Meridionalgeschwindigkeit V, S und T am Westrand sowie Zonalgeschwindigkeit U am West- und Ostrand

Soweit ist die Situation von *Schauer(1994)* beschrieben worden.

Im Zusammenhang mit Windgeschwindigkeiten von Hopen sollen die Zeitreihen jetzt hinsichtlich der windgetriebenen Dynamik untersucht werden. Da nur die längerfristige Windabhängigkeit abgeschätzt werden soll, wurden meridionale Strom- und zonale Windgeschwindigkeit über eine Woche gleitend gemittelt. Bei Annahme einer typischen Reaktionszeit der Strömungen auf den Wind von 2 Tagen erscheint dies sinnvoll. Die so erhaltenen geglätteten Zeitserien sind in Abb. 4.33 gezeigt und werden im folgenden für die drei unterschiedlichen Phasen beschrieben.

4.5.2 Vergleich von Windgeschwindigkeiten und Strommessungen

Phase 1) July + August

Eine Korrelation von meridionalen Wind und relativ geringen Strömungskomponenten im Osten liegt nicht vor.

Das Eindringen von AW im Osten erfolgt barotrop im Bereich 53-159 [m] Tiefe mit Geschwindigkeiten von im Mittel 2.5 [cm/s]. Der Mittelungszeitraum der Phase 1 ist sehr kurz. In Anbetracht der Barotropie kann man sich jedoch an der nördlichen Strömung in 159 [m] der folgenden Monate (Phase 2) orientieren, die ebenfalls windunabhängig sein sollte. Der barotrope Anteil in 53 [m] entspricht der Geschwindigkeit in 159 [m] und beträgt über den längeren Zeitraum der Phase 2 im Mittel 3.5 [cm/s]. Die Hydrographie von 1985 (Abb. 4.14) und der Zonalschnitt von 1991 (*Rachor,1992*) lassen einen Einstrom AWs auf einer Horizontalskala von 20 [km] und einer Vertikalskala von 30-50 [m] erwarten. Bei typischen barotropen Geschwindigkeiten von 2.5-3.5 [cm/s] ergäbe dies einen Einstrom von 0.015-0.035 [Sv]. Über die dynamische Topographie und die Veränderung der Wärmeinhalte im Laufe des Sommers waren 0.02-0.03 [Sv] abgeschätzt worden. Die Abschätzungen hinsichtlich der Zirkulation von AW im Storfjord während der Sommermonate stimmen also überein.

Es stellt sich die Frage, ob das nach Norden setzende Wasser überhaupt den Inneren Storfjord erreicht oder vorher rezirkuliert. Die zonalen Strömungskomponenten hatten auf eine zyklonale Zirkulation und Abkühlung von AW im Verankerungsbereich hingewiesen. Im Tiefenbereich unterhalb der Schwellentiefe von 120 [m] muß das im Osten nach Norden setzende Wasser rezirkulieren und erhöht dadurch die südlichen Geschwindigkeiten an der westlichen Verankerung. Die Frage, ob Einstrom oder Rezirkulation von AW stattfindet, sei an Hand des Ausstroms im Westen wie folgt überprüft: der Ausstrom in der Tiefe am Westrand zeigt während Phase 1 starke Variabilität zwischen 20 [cm/s] bei geringen Temperaturen nahe des Gefrierpunktes und 0 [cm/s] bei höheren bzw. AW-Temperaturen (Abb. 4.32). Die episodisch deutlich niedrigeren Ausstromtemperaturen weisen auf den schubartigen Ausstrom von Storfjordbodenwasser im Sommer hin und sind nach Abb.4.30 noch in 127 [m] Tiefe zu finden, darüber jedoch nicht mehr. Daher wird die Ausstromschichtdicke im Westen bei einer Wassertiefe von 155 [m] auf 30 [m] geschätzt und ist auf den tieferen westlichen Schwellenbereich beschränkt. Diese Größenordnung war in Profilen und Schnitten der Hydrographie erkennbar und wird von *Schauer (1994)* an Hand eines Schnittes von 1991 im Schwellenbereich (*Rachor,1992*) ebenfalls angegeben. Nach Abbildung 4.2 beträgt die Breite des tieferen westlichen Schwellenbereichs etwa 15 [km]. Bei einer mittleren meridionalen Geschwindigkeit von -9 [cm/s] abzüglich der Rezirkulationskomponente aus 159 [m] Tiefe am Ostrand (~ 2 [cm/s] während Phase 1) ergeben sich dann 0.03 [Sv], wie für den AW -Einstrom. Es scheint somit über die Hydrographie und die Verankerungen die Annahme plausibel, daß der Ausstrom des Bodenwassers im Sommer den Einstrom AWs in den Storfjord bewirkt.

Phase 2) September bis Mitte Januar

Zwischen September und Januar ist in Abb. 4.33 eine andere Situation zu erkennen: es fällt eine Korrelation zwischen zonaler Windgeschwindigkeit, nördlicher Strömung im Osten bei 53 [m] und südlicher Strömung im Westen in der Tiefe im Westen ins Auge. In 159 [m] Tiefe im Osten ist keine Übereinstimmung erkennbar, die nördliche Strömung bleibt relativ konstant. Erwartungsgemäß ist sie windunabhängig und spiegelt die geostrophische in den beiden vorigen Monaten als barotrop erkennbare Strömungskomponente von im Mittel 3.5 [cm/s] in Phase 2 wieder. Wie bereits beschrieben, ist sie bei der beobachteten Barotropie auch in 53 [m] Tiefe vorhanden, und man kann durch Subtraktion die ungefähre windgetriebene mittlere Strömungskomponente von $7.5 - 3.5 = 4.0$ [cm/s] erhalten.

Die windgetriebene Komponente soll jetzt als Ekmantransport identifiziert werden. Dabei sei bemerkt, daß während Phase 2 bis Ende Dezember in der Storfjordrinne südlich der Verankerungen nur Eis in geringen Konzentrationen vorhanden war. Dies ist für den im folgenden diskutierten Impulsaustausch von Interesse. Bei nichtlinearen Effekten und topographischen Einschränkungen kann man die Ekmanse Triftstromtheorie nur eingeschränkt anwenden, ebenso erhält man kompliziertere Verhältnisse bei starker Schichtung oder einer Oberflächenschicht. Für die folgende Größenordnungsabschätzung soll dies trotzdem geschehen. Die folgenden die Ekmantheorie beschreibenden Beziehungen theoretischer und empirischer Art sind aus *Pond u. Pickard(1986)* entnommen:

$$(1) \quad \text{a) } V_o = \sqrt{2 \cdot \sigma_w \cdot \pi / (D_E \cdot \rho_w \cdot f)} \quad , \quad \text{b) } V_z = V_o \cdot \exp(\pi \cdot z / D_E) \quad [\text{m/s}]$$

$$(2) \quad \sigma_w = C_D \cdot \rho_L \cdot W^2 \quad [\text{Pa}]$$

$$(3) \quad V_o = 0.0127 \cdot W / \sqrt{(\sin \phi)} \quad [\text{m/s}]$$

$$(4) \quad D_E = 6.15 \cdot W / \sqrt{(\sin \phi)} \quad [\text{m}]$$

$$(5) \quad M_Y = - \sigma_{wx} / (\rho_w \cdot f) \quad [\text{m}^2/\text{s}]$$

Im Verhältnis zu von *Pond u. Pickard* angegebenem Impulsaustauschkoeffizienten $C_D = 1.4 \times 10^{-3}$ für 10[m]-Geschwindigkeiten wird gemäß *Pond u. Large (1981)* und *Andreas u. Murphy (1986)* C_D für die 6[m]-Werte von Hopen auf 2.0×10^{-3} interpoliert.

Die Abschätzung der Ekmantiefe erfolgt über die maximalen absoluten Windgeschwindigkeiten: es wird angenommen, daß Maximalwerte ein tiefes Eindringen und Zurückbleiben von barokliner Kompensation nach anschließender Abschwächung der Winde bewirken (*Pond u. Pickard, 1986, S. 113*). Mit typischen Werten von 10-15 [m/s] erhält man aus (4) $D_E \sim 60-90$ [m]. Die westliche Verankerung in 53 [m] liegt somit noch im Triftstromtiefenbereich. Die typische maximale Windgeschwindigkeit von 15 [m/s] ergibt dann mit (3) eine Oberflächenströmung von 20 [cm/s] und bei 90 [m] Ekmantiefe und (1) eine Geschwindigkeit von $V_{53} \sim 3$ [cm/s]. Dies ist in etwa die Größenordnung der oben angegebenen mittleren windgetriebenen Komponente in 53 [m].

Der mittlere nach Norden gerichtete Ekmantransport wird über die zonale mittlere Windschubspannung von $|W^2| = -25$ [m²/s²] in Phase 2 bestimmt und beträgt etwa 0.40 [m²/s] als Transport pro Längeneinheit. Um den Gesamttransport in den Storfjord zu bestimmen, wird dieser Wert mit der gesamten südlichen Storfjordbegrenzung von ca 100 [km] Breite westlich des sehr flachen Teils der Storfjordbank multipliziert, und man erhält einen Ober-

flächentransport von 0.04 [Sv] nach Norden. Dieser wird sich vermutlich besonders im Schwellenbereich konzentrieren. Zuzüglich der geostrophischen barotropen nördlichen Strömung ergibt sich ein Transport von 0.06 - 0.075 [Sv] im Oberflächenbereich, der durch die erhöhte südliche Strömung im Westen von im Mittel 14 [cm/s] während Phase 2 kompensiert werden kann.

Die gegebene Erklärung der Korrelation von Zonalwind und Strömungen ist insofern problematisch, daß die einfache Ekmantheorie im flachen Schelfbereich nicht mit Gewißheit anwendbar ist.

Eine durch eine positive Meridional Komponente direkt in Windrichtung getriebene Strömung läßt sich jedoch nach Abbildung 4.3.3 nicht identifizieren. Man könnte allerdings die westlichen Zonalgeschwindigkeiten als Ursache für von Osten in die Storfjordrinne eindringendes arktisches Wasser ansehen, welches in der Rinne zur Abkühlung von AW führt, in antizyklonalem Strömungssinn dem Abhang der Storfjordbank folgt und so einen Einstrom in den Storfjord bewirkt. Die ab Dezember abnehmenden Temperaturen bei der östlichen Verankerung weisen auf die Advektion arktischen Wassers hin. Schließlich besteht auch die Möglichkeit, daß (umgekehrt) im Westen ausströmendes Wasser einen Einstrom von AW im Osten verursacht. Durch Winde und Gezeiten angeregte interne Wellen könnten u.U. den schubartigen Ausstrom hervorrufen. Ein erzeugter Windstau erfordert die Grenzflächenbedingung an der Oberfläche:

$$\sigma_w = C_D \cdot \rho_L \cdot W^2 \text{ [Pa]} = g \cdot \rho_w \cdot \mu \text{ [Pa]}$$

Bei typischen 25 [m²/s²] = |W²| in Phase 2) erhielte man bei anlandigen Winden einen μ = 6 [mm] höheren Wasserstand an der Küste. Im Rahmen eines Zwei-Schichten-Modells entspräche dies einer Hebung der Dichtefläche zwischen Oberflächenschicht und dichtem Bodenwasser um 30 [m], wenn man eine Dichtedifferenz der Schichten von 0.2 [kg/m³] annimmt. Derart angeregte interne Wellen hätten somit auch die richtige Größenordnung, einen schubartigen Ausstrom zu bewirken.

Ferner stellt sich auch während Phase 2) die Frage, ob Einstrom in den Storfjord oder Rezirkulation südlich der Schwelle stattfinden. Abb. 4.32 zeigt am Westrand in diesem Zusammenhang, daß von Oktober bis Dezember die Geschwindigkeiten geringer sind und auch kein kaltes Bodenwasser mehr in der südlichen Strömung am Boden austritt, abgesehen von einem Ereignis Ende Dezember. Ein kompensierender Einstrom im Osten wäre in dieser Zeit somit nicht erforderlich. Die Zeitserien der Dichten für 133 [m] im Westen und 159 [m] im Osten in Abb. 4.34 zeigen, daß ein durch die Dichte getriebener Ausstrom erst wieder im Januar beginnt. Die für den Einstrom in Frage kommende Wassermasse ist bis Anfang Dezember AW. Nach bisherigen Überlegungen hat dieses Wasser das Bodenwasser im Storfjord bereits zum Sommerende ersetzt und ist ab Oktober auch dort vorhanden. Für die Wärmebilanz des Storfjords ergibt sich von Oktober bis Dezember daher kein Unterschied zwischen den Möglichkeiten der Rezirkulation und des Einstroms, da die Oberflächenschicht im Storfjord zum Winteranfang noch nicht dicht genug ist, um in Wechselwirkung mit dem AW zu treten. Das plötzliche Verschwinden des AWs südlich der Schwelle Anfang Dezember ist eine mögliche Erklärung für einen kräftigen Ausstrom zu diesem Zeitpunkt. Ob die windgetriebene Zirkulation arktischen Wassers im Schwellenbereich von Dezember bis Januar den Inneren Storfjord erreicht, ist nicht erkennbar; dies würde eine Veränderung der Wassermasse im Storfjord bedeuten. Die Auswirkung eines Austauschs des AWs auf die Wärmebilanz des Storfjordes wird im Zusammenhang mit den Wärmequellen in 5.9 diskutiert.

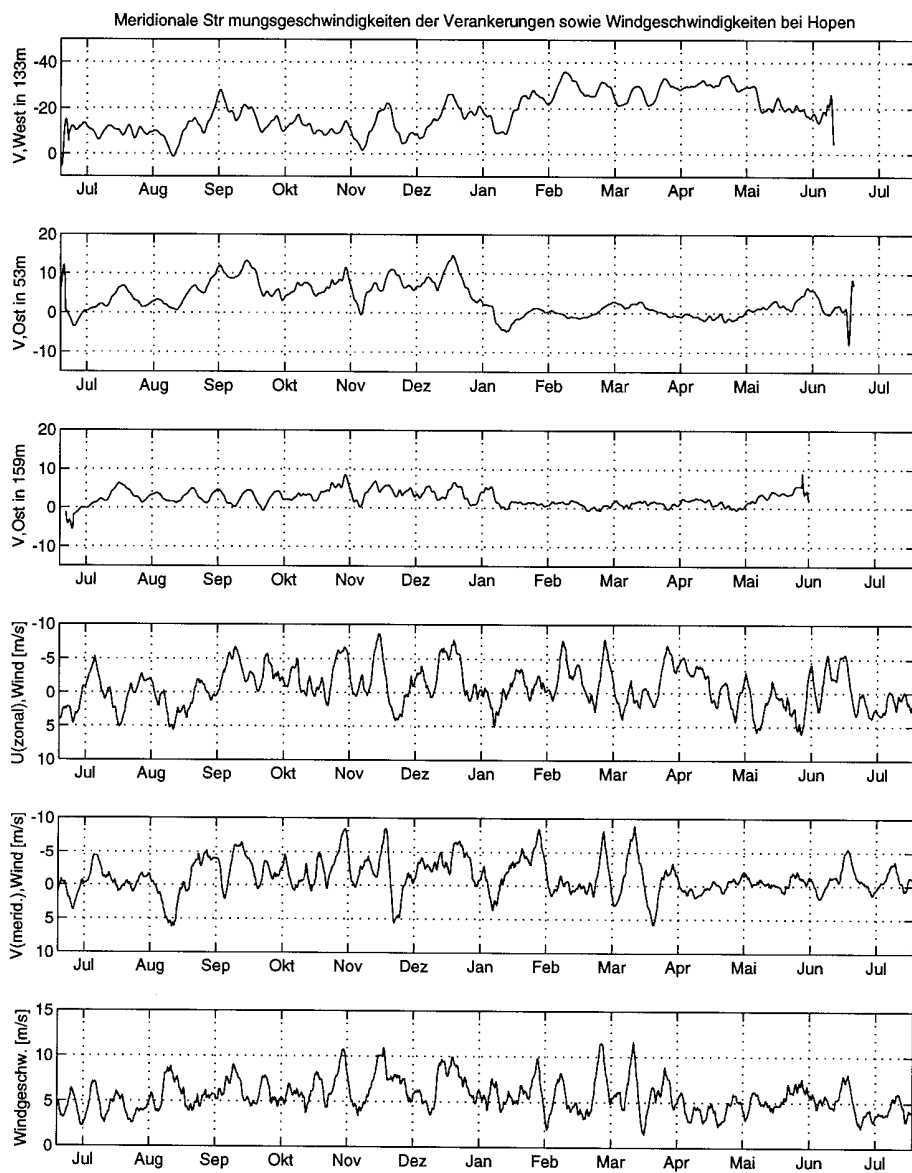


Abbildung 4.33: Auf 7 Tage gleitend gemittelte Geschwindigkeiten: Meridionalströmung in 133 [m] im Westen sowie 53 und 159 [m] im Osten; zonale, meridionale und absolute Windgeschwindigkeit

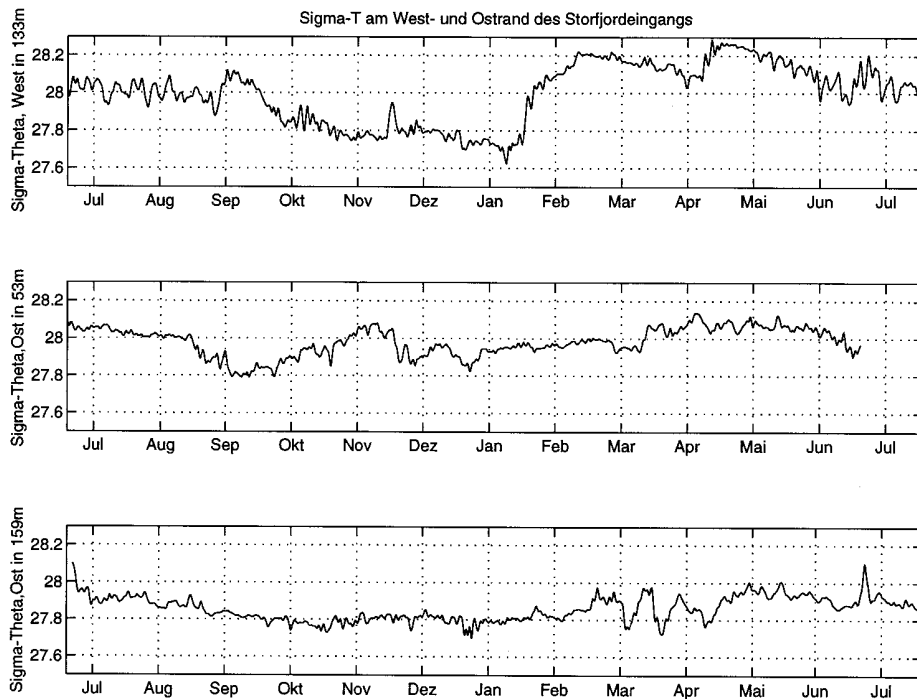


Abbildung 4.34: Auf Meeressniveau bezogenes Sigma-T am West- und Ostrand

Phase 3) Mitte Januar bis Juni

In dieser Hauptausstromphase des salzreichen kalten Bodenwasser gibt es bei der östlichen Verankerung so gut wie keinen Einstrom mehr, während sich der mittlere Ausstrom aus Phase 2) fast verdoppelt. Auffällig ist das extreme Absinken des Salzgehaltes im Westen auf Werte unterhalb von 34.4 [psu] in 145 [m] Tiefe im Januar. Zu diesem Zeitpunkt sind die Geschwindigkeiten nahezu null. Die Strömung im Westen enthält von nun an kein AW mehr. Die Konvektion im Storfjord hat zu diesem Zeitpunkt offensichtlich das vorhandene Wasser in Temperatur und Salzgehalt homogenisiert und es folgt eine Phase gleichmäßigen Anstiegens des Ausstromsalzgehalts bis über 35 [psu] bereits einen Monat später. Eine im Vergleich zum konstanten Ausstrom geringere winderzeugte Komponente, ist an Hand der Korrelation des Ausstroms mit Ostwinden auch während dieser Phase 3) erkennbar.

Unklar ist, wie die mittleren 0.11 [Sv] während dieser Zeit dem Storfjord zugeführt werden, da in 53 [m] Tiefe kein wesentlicher Einstrom zu verzeichnen ist. Die hohen Ausstromsalzgehalte weisen darauf hin, daß das Wasser auf den flachen Bänken gebildet und somit auch durch oberflächennahe Strömungen ersetzt wird. Auf die Bedeutung von Freemansund und Heleysund in dieser Hinsicht ist bereits anfangs in Abschnitt 4.1 hingewiesen worden. Die potentiellen Einstromquerschnitte der beiden Sunde betragen 5 [km] x 30 [m] im Freemansund und 100 [m] x 0.5 [km] im Heleysund. Im Rahmen der beschriebenen hohen Gezeitenströme könnten nichtlineare Restströme ebenfalls Transporte bewirken. Nimmt man die Restströme in der Größenordnung von 10 % der Gezeitenströmung an, käme man auf maximal 0.2 [m/s] im Freemansund und 0.4 [m/s] im Heleysund, was 0.03 und 0.02 [Sv] entspräche, wenn die Restströme die richtige Richtung hätten. Auf die Storfjordbank könnte

ein in der Winterhydrographie vermuteter Strom mit westlichen Richtungen das erforderliche Wasser transportieren. Die auf der Storfjordbank von *Harms (1994)* kalkulierten Restströme mit westlichen Richtungen (Abb. 5.11) in der Größenordnung von 1-2 [cm/s] könnten ebenfalls einen Einstrombeitrag von 0.01-0.02 [Sv] bei der Versorgung dieser Bank beisteuern. Die Verstärkung des Ausstroms bei Ostwinden könnte außerdem mit einem erhöhten Einstrom in Freeman- und Heleysund erklärt werden.

Im Zusammenhang mit der Diskussion der Ekmantransporte sei hier noch ein Ansatz erwähnt: Ab Januar hat die Eisgrenze die Storfjordrinne erreicht und es gibt keinen direkten Impulstransport von der Atmosphäre zur Wasseroberfläche mehr. Die Südwestdrift des Eises östlich vom Storfjord könnte jedoch auch hier zu einem Ekmantransport nach Westen auf die Storfjordbank führen. Besitzt das schneller auf Windeinflüsse reagierende Eis nämlich eine Relativbewegung zum Wasser, kommt es ebenfalls zum Impulseintrag in den Ozean. Ist dieser Eintrag über die Eisdecke größer als der direkte Eintrag ins Wasser kann es nach *Häkkinen (1987)* wegen unterschiedlicher Ekmantransporte zu dynamischen Prozessen wie Auftrieb kommen. Dies kann man analog zum Windforcing mit den Gleichungen (1) - (5) ausrechnen: es wird der von *Häkkinen* angegebene Eis-Wasser-Schubspannungskoeffizient $C_{DEW} = 7.5 \times 10^{-3}$ in (2) sowie statt ρ_L die Eisdichte ρ_E verwendet. Ferner sei eine Relativgeschwindigkeit von $V_E - V_0 = 10$ [cm/s] angenommen. Dann ergibt sich:

$$(2) \quad \sigma_{EW} = C_{DEW} \cdot \rho_E \cdot (V_E - V_0)^2 = 0.07 \text{ [Pa]}$$

$$(5) \quad M_Y = - \sigma_{WEX} / (\rho_W \cdot f) = 0.5 \text{ [m}^2/\text{s]}$$

Der 90° zur Eisbewegungsrichtung gerichtete Ekmantransport pro Längeneinheit hat dann die gleiche Größenordnung wie der oben bestimmte windgetriebene Transport und könnte auf einer Horizontalskala von beispielsweise 100 [km] einen bedeutenden Beitrag von 0.05 [Sv] zum Transport in den Storfjord leisten. Die sich aus (1) ergebende Ekman Tiefe D_E beträgt dann 40 [m]. Sie ist hier geringer als die winderzeugte Ekman Tiefe, bei deren Bestimmung die maximalen Geschwindigkeiten verwendet wurden. Daß der Wind größeren Schwankungen unterliegt als die Eisbewegung, zumindest im annähernd geschlossenen Packeisbereich, ist die Rechtfertigung dieser Vorgehensweise. Die mittleren Ekmantransporte könnten sich bei unterschiedlichen Ekman Tiefen entsprechen. Möglicherweise erklärt sich dadurch das Fehlen eines Geschwindigkeitssignals in Phase 3 an der östlichen Verankerung in 53 [m] Tiefe, während die hohen Ausstromgeschwindigkeiten auch zu dieser Zeit mit der meridionalen Windkomponente korreliert sind.

Zu besagter Korrelation ist abschließend zu sagen, daß sie während Phase 3 einem dominierenden konstanten Ausstrom überlagert ist, welcher offensichtlich windunabhängig stattfindet. Dies weist auf eine intensive lokale Produktion schweren Wassers hin

Den genannten Vorschlägen zur Erklärung der windbedingten Strömungsdynamik liegen starke Vereinfachungen zu Grunde. Die mit typischen Windschubspannungen erhaltenen Ekmantransporte erscheinen im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Hydrographie plausibel. Das während der Phasen 2) und 3) beschriebene winderzeugte Signal läßt sich möglicherweise auf durch Windschub und winderzeugte Eisbewegung verursachte Ekmantransporte zurückführen. Die Konstanz der hohen Ausstromgeschwindigkeiten im Vergleich zum Windsignal während Phase 3) bedarf allerdings einer anderen Erklärung, der hohen Produktion dichten Wassers.

4.6 Zusammenfassung: Zirkulationsschema aus Hydrographie und Verankerungen

Die nach der Untersuchung der hydrographischen Daten und der Strommessungen angenommene Zirkulation im Storfjord ist folgendermaßen zusammenzufassen:

Während der Wintermonate bildet sich im Storfjord stets dichtes Bodenwasser. Die maximalen Salzgehalte variieren dabei relativ stark von 35.0 - 35.5 [psu], was auf eine hohe Variabilität der winterlichen Bedingungen hinweist. Ab Januar, wenn es genügend dicht ist, strömt dieses Wasser mit hohen Transportraten in der Größenordnung von 0.1-0.15 [Sv] aus dem Storfjord aus. Dieser Ausstrom findet so lange mit hoher Konstanz statt, wie dichtes Wasser produziert wird. Im Winter 1991/92 dauerte diese Phase über 5 Monate. Ein dem konstanten Ausstrom überlagertes winderzeugtes Signal weist auf die Verstärkung des Ausstroms durch Ostwinde hin.

Von besonderem Interesse für die Eigenschaften des produzierten Bodenwassers ist das Herkunftsgebiet des Quellwassers für die Bodenwasserbildung. In der Storfjordrinne zeigen die Verankerungsdaten sehr unterschiedliche hydrographische Situationen und Stromgeschwindigkeiten. Die hydrographischen Daten im Frühjahr und Sommer und die aus ihnen abgeleitete Zirkulation sind aus diesem Grund nicht vollständig repräsentativ für die Situation im Winter. Ein wesentliches Merkmal im Sommer und im Frühjahr ist jedoch in allen Jahren ein hoher südlicher Transport von etwa 0.1 [Sv] an der Ostküste Spitsbergens, dessen Ursprung in Heleysund und Freemansund vermutet wird. Eine solche Strömung würde, wie in den Zeitserien beobachtet, durch Ostwinde verstärkt werden. Eine weitere Erklärung für die Verstärkung durch Ostwinde sowie einen Einstrombeitrag der Größenordnung 0.05 [Sv] lieferte ein durch die südöstliche Eisbewegung und die windgetriebene Oberflächenströmung südlich des Storfjords in den Fjord gerichteter Ekmantransport. Ein Einstrom AWs in der Tiefe im Schwellenbereich findet dagegen im Winter aufgrund der hohen Dichten im Fjord nicht statt. Auch Arktisches Wasser strömt zumindest nicht im östlichen Bereich der Schwelle unterhalb von 50 [m] als Kompensation für das im westlichen Bereich austretende Bodenwasser ein. Ein Einstrom an der Oberfläche oder im östlichen Bereich kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, da hier keine Verankerungsmessungen vorliegen. In diesem Fall hätte der Einstrom von Süden allerdings ähnliche Eigenschaften wie das im Norden durch die Sunde oder von Osten über die Storfjordbank in den Fjord gelangende Wasser: alle Einstromregionen werden im Winter durch den aus der nordöstlichen Barentssee in südöstliche Richtungen setzenden Strom östlich von Svalbard erreicht (*Loeng, 1991*; siehe Abb. 3.7 s.20). Die abgeschätzten Oberflächentransporte genügen jedenfalls, um den hohen Ausstrom Bodenwassers im Winter zu ersetzen.

Ab Mai/Juni ergibt sich im Sommer eine etwas andere Strömungssituation. Das dichte Bodenwasser strömt mangels Nachproduktion nur noch schubartig aus und wird durch das mittlerweile in der Storfjordrinne wieder in flacheren Schichten präsente AW ersetzt, welches schließlich den Tiefenbereich zwischen 50 und 100 [m] einnimmt. Durch Vermischung mit dem darunterliegenden Bodenwasser sowie dem Winterwasser gleicher Dichteniveaus ist das AW allerdings abgekühlt und nicht so warm wie in der Storfjordrinne.

Wenn die Abkühlung im September wieder einsetzt, braucht zunächst nur die durch Schmelzprozesse salzärmere Oberflächenschicht auf den Gefrierpunkt abgekühlt werden, die dann immer noch leichter ist als das unter ihr liegende AW. Eine spätere mögliche Modifikation der Eisbildung und Bodenwasserproduktion durch das vorhandene AW, wenn die Ober-

flächendichten groß genug werden und es zum 'Overturning' kommt, ist nicht auszuschließen: die Strömungsdaten 20 [km] südlich der Schwelle lassen allerdings nicht darauf schließen, ob das AW im Storfjord abgekühlt oder bereits vorher durch Arktisches Wasser ausgetauscht wird. Zwischen Beginn der Abkühlung im September und dem Zeitpunkt, an dem die Dichten im Storfjord groß genug sind, um einen Einstrom in der Tiefe im Schwellenbereich zu verhindern (1991/92 im Januar), bewirken die bereits starken Ostwinde einen hohen windgetriebenen Transport. Ob das AW zwischen 50 und 100 [m] dabei gegen Arktisches Wasser ausgetauscht wird, ist jedoch nicht klar. Im Zusammenhang mit Wärmeflüssen und Eisbildungsraten werden diese beiden Möglichkeiten in Abschnitt 5.9 verglichen. Die folgende Abbildung 4.35 zeigt die beschriebene Situation im Sommer und Winter.

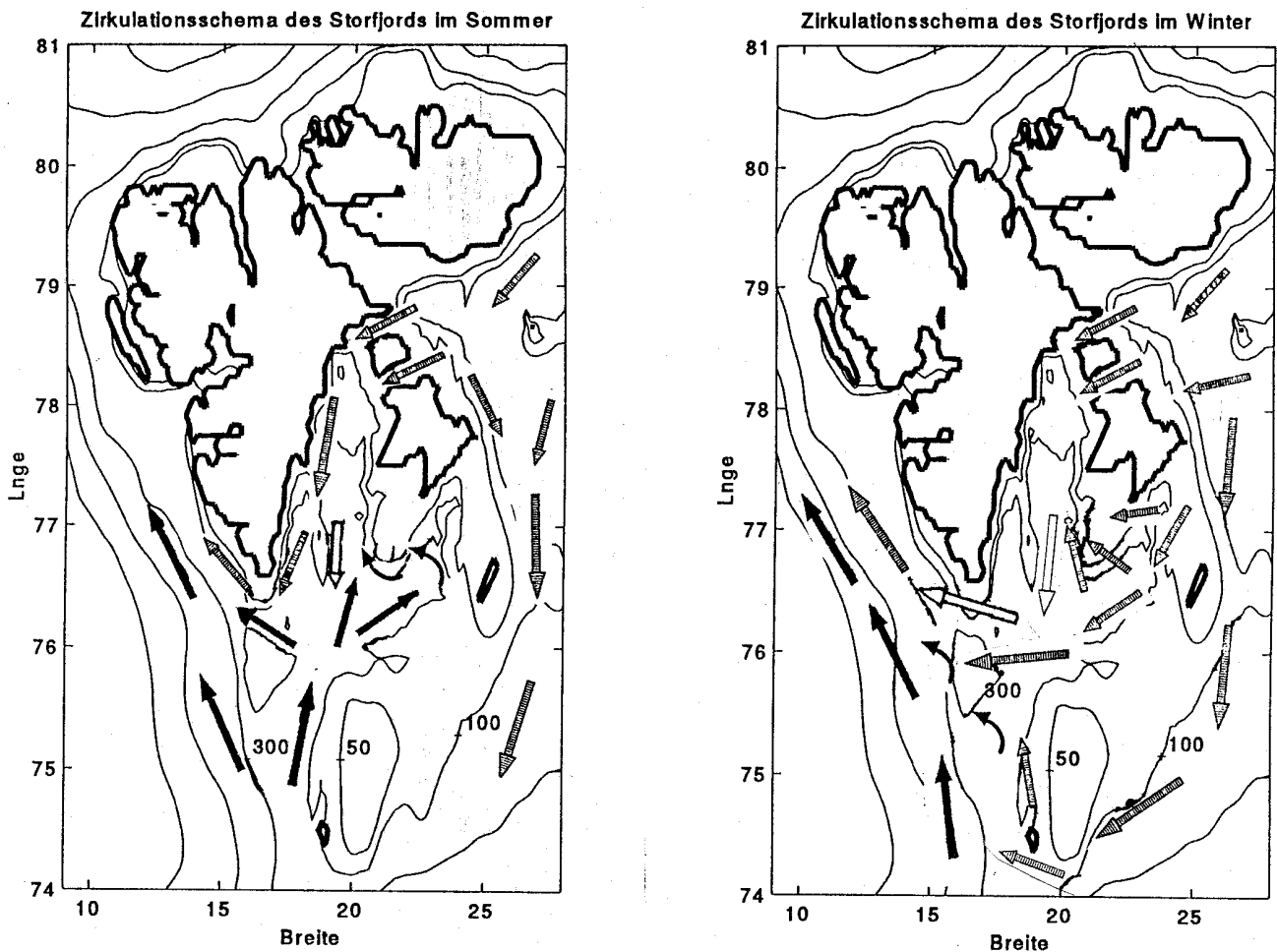


Abbildung 4.35: Angenommene Zirkulation im Sommer und Winter; AW:—→ und BW:⇒ im Schwellenbereich, PW: --> auf verschiedenen Wegen

5 Die Wärme Flüsse

Um den Wärmeverlust des Storfjords und die Bodenwasserbildung bestimmen zu können, ist die Kenntnis der angesprochenen Wärme Flüsse erforderlich. Diese werden im folgenden Abschnitt mit Hilfe meteorologischer Parameter berechnet.

Aufgrund der bereits beschriebenen Größenordnungsunterschiede zwischen offenem Wasser oder dünnem Eis und isolierendem dickerem Eis benötigt man für eine quantitative Untersuchung die Eisbedeckung. Man kann diese aus Eiskarten für eine bestimmte Region abschätzen.

Ein einfaches Modell für die mittlere Eisbedeckung im Storfjord und die wirksamen Wärmeverluste wird erstellt und mit den Eiskarten verglichen.

5.1 Datenbeschreibung

Die zu untersuchenden meteorologischen Datensätze stammen von vier Stationen auf und um Svalbard und wurden vom Deutschen Seewetteramt zur Verfügung gestellt (Abb. 5.1). Luftdruck, Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Taupunkt liegen für den Zeitraum 1983-1993 in Zeitreihen von 4-8 Registrierungen pro Tag vor.

Die meteorologischen Daten wurden zunächst auf Fehler untersucht und in dieser Hinsicht korrigiert, falsche oder fehlende Messungen waren dabei relativ selten.

Aus wöchentlichen Eiskarten des *Norske Meteorologiske Institutt* wurden für den Storfjord eine mittlere Wassertemperatur sowie die mittlere Eiskonzentration entnommen und so Zeitserien für den obigen Zeitraum erstellt. Der Wert für die mittlere Eiskonzentration im Storfjord wurde dabei über die in Abb. 5.1 skizzierte Wasserfläche (nördlich von 76.9°N und westlich von 22.5°E) abgeschätzt, und zwar als Summe der im Storfjord auftretenden Eiskonzentrationen, multipliziert mit ihrem Anteil an der Storfjordfläche.

Die Genauigkeit und Qualität der meteorologischen Daten ist abhängig von der Registrierung und den Fehlern der Messinstrumente und im Vergleich zu allen anderen Fehlerquellen gut. Die Eiskarten werden vom *Norske Meteorologiske Institutt* jeweils aus Daten eines Zeitraumes von drei bis vier Tagen erstellt, die sich aus Schiffs- und Flugzeugbeobachtungen sowie Satellitendaten (NOAA/AVHRR mit einer Auflösung von 1.5-3 km; DMSP/SSM/i mit einer Auflösung von 25 km) zusammensetzen. Aus diesen Karten lassen sich die Eiskonzentrationsbereiche ablesen und ein fester Wert zwischen 0 und 1 mit einer Genauigkeit von ± 0.15 angeben. Eine Eiskarte mit der vorgenommenen Digitalisierung zeigt Abb.5.2.

Berücksichtigt man als weitere Fehlerquelle die Eisdrift während des ausgewerteten Zeitraums von 3-4 Tagen, sowie gewisse Fehler bei der Abschätzung, wird die absolute Genauigkeit der Angabe der Konzentration schlechter. Schätzungsweise beträgt sie ± 0.25 .

Man kann somit erwarten, daß deutliche sowie langfristige Änderungen in den Zeitserien der Eiskonzentration korrekt wiedergegeben werden, während relativ kleine Maxima und Minima und Absolutwerte jedoch mit Vorsicht zu betrachten sind.

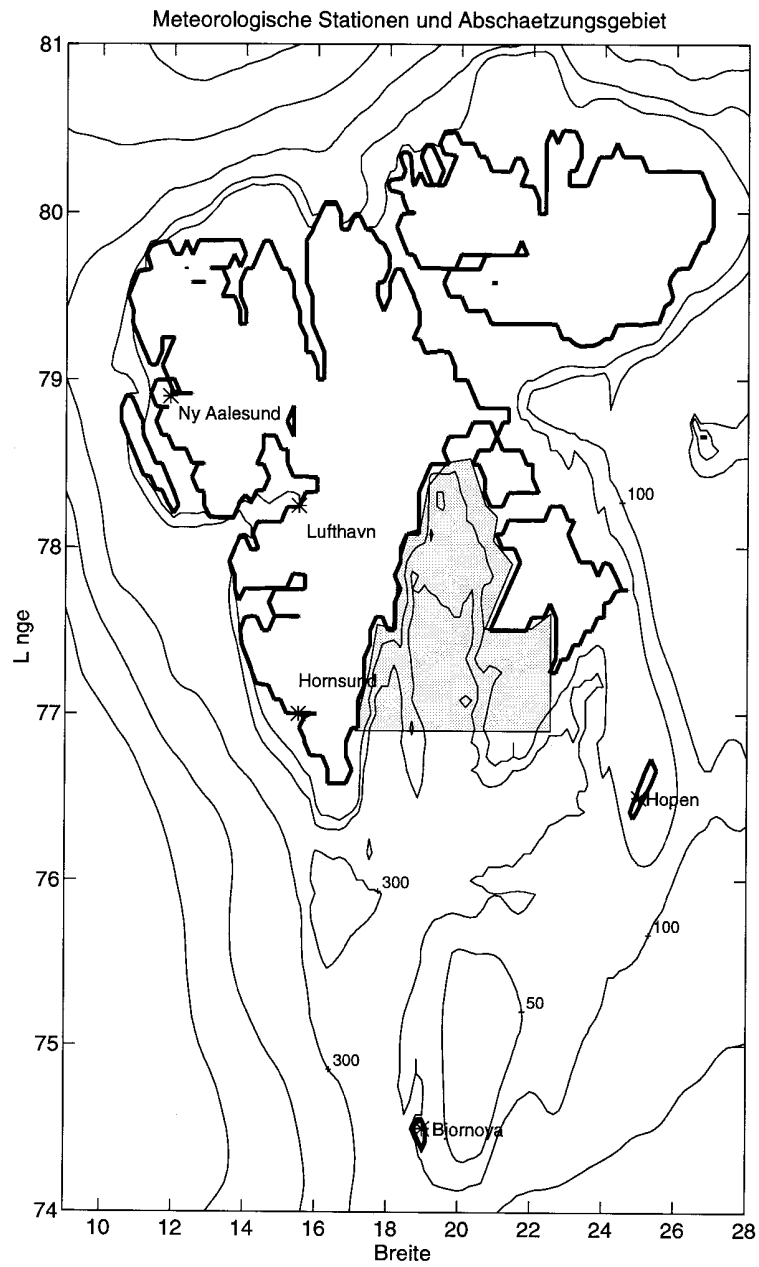


Abbildung 5.1: Storfjordumgebung und meteorologische Stationen; Tiefenkonturen 50, 100, 300, 1000 und 2000 [m]

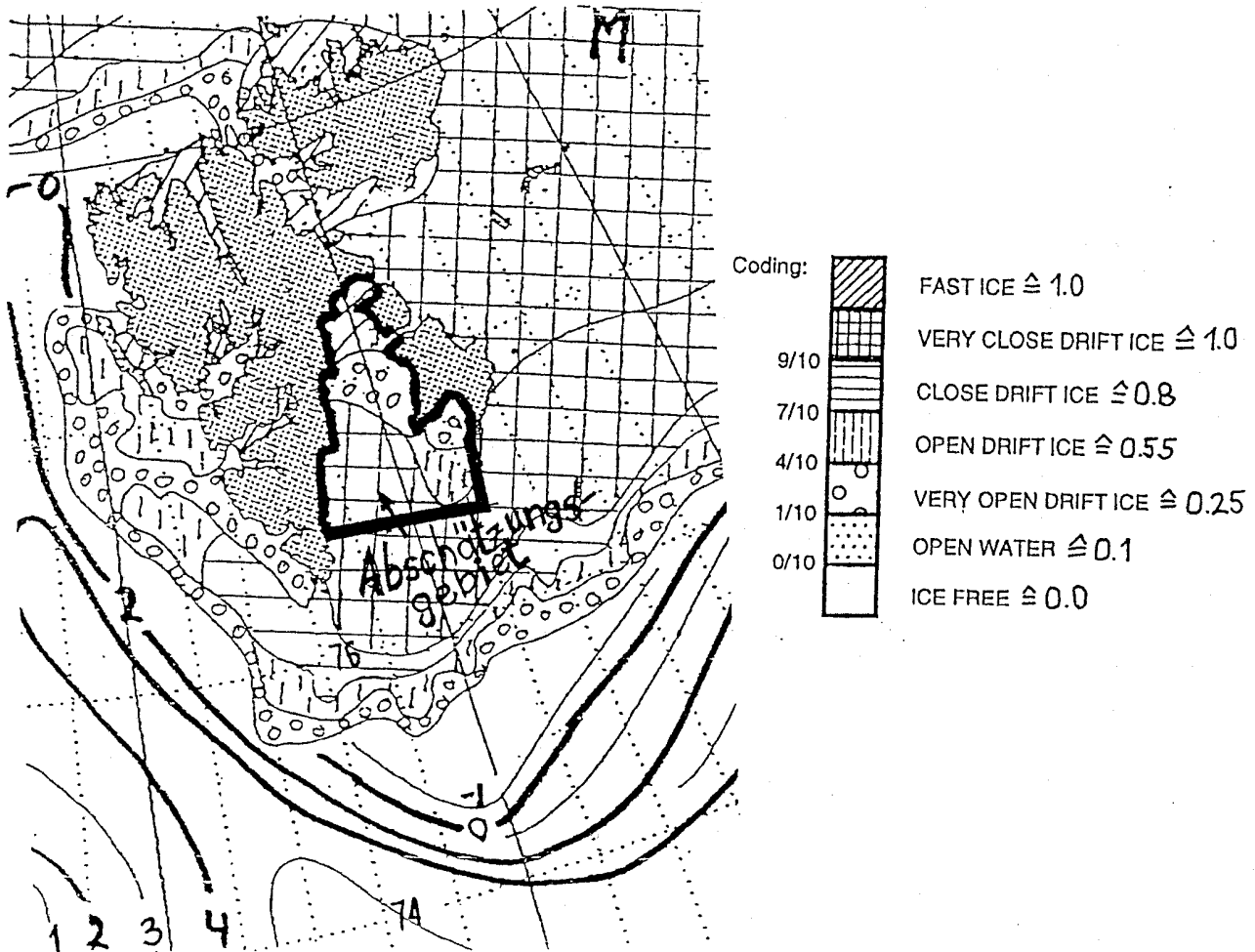


Abbildung 5.2: Ausschnitt aus einer Eiskarte des Norsk Polar Institutt; angegebene Bereiche der Eiskonzentrationen und beispielhaft durch geführte Abschätzung

5.2 Die meteorologischen Stationen

Um zu untersuchen, welche der Stationen am ehesten repräsentativ für die meteorologischen Bedingungen im Storfjord ist, werden Zeitserien von Hopen, Lufthavn, Hornsund und Ny Ålesund verglichen. Ebenso soll festgestellt werden, inwiefern es sinnvoll ist, zwischen den Stationen zu mitteln, um einen Wert für den Storfjord zu erhalten. Da die angestrebten Untersuchungen letztendlich stark von Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit abhängen, muß zwischen den Stationen eine hohe zeitliche Korrelation dieser beiden Parameter vorliegen, um eine Mittelung zu rechtfertigen. Ob dies trotz der unterschiedlichen geographischen Lage der Stationen (Gebirge, Ozean, Fjorde, Gletscher etc.) der Fall ist, wird jetzt untersucht.

Von der etwa 300 [km] südlich des Storfjords gelegenen Bäreninsel wurden ebenfalls zum Vergleich einige Zeitreihen betrachtet, welche hier nicht gezeigt sind. Die Bäreninsel liegt im Winter meist südlich der atmosphärischen Polarfront, wird daher oft von völlig anderen Luftmassen als Hopen überströmt und besitzt während der Wintermonate 5-7°C höhere Monatsmittel der Temperatur (*Hisdal, 1970-1979*). Ihre klimatischen Verhältnisse sind für das Klima im Bereich des Storfjordes im Winter sicherlich nicht repräsentativ.

Da Messreihen aus Hornsund erst ab 1986 vorliegen, wird der Vergleich der Stationen für den Winter 86/87 dargestellt.

Die Zeitserien der Temperatur im Winter 86/87 zeigen, daß alle obigen 4 Stationen stets unter dem Einfluß gleicher Luftmassen stehen: qualitativ ist der Temperaturverlauf für alle Stationen der gleiche (Abb. 5.3). Unterschiede gibt es in der Höhe der Temperatur wegen der unterschiedlichen Breitenlage. Aufgrund des Einflusses des warmen Atlantikwasser transportierenden Westspitsbergenstroms sind die Temperaturen an der Westküste Spitsbergens im Vergleich zur Ostküste höher (*Hisdal, 1990*). Aus diesem Grunde liegen im Winter die mittleren Temperaturen in Ny Ålesund über denen von Lufthavn, und in Hornsund ist es im Mittel wärmer als auf Hopen. Mittelwerte für die Wintermonate 1986/87 und 1987/88 im Vergleich gibt Tabelle 5.1 wieder. Abb. 5.4 zeigt eine typische Temperaturverteilung im Januar/Februar über Svalbard. Ihrzufolge sind die Temperaturen bei Hopen am ehesten repräsentativ für den Storfjord, und würden eine Auswahl dieser Station befürworten.

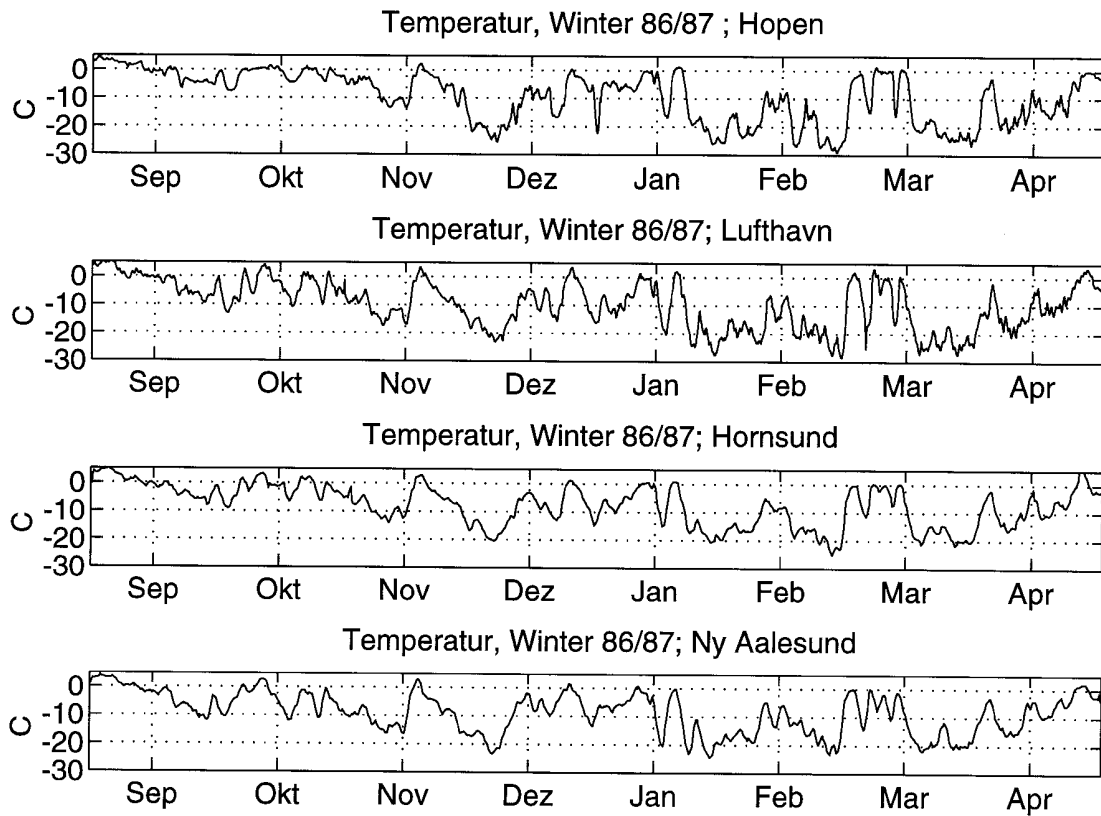


Abbildung 5.3: Temperaturzeitserien der untersuchten Stationsdaten im Einzugsbereich des Storfjords

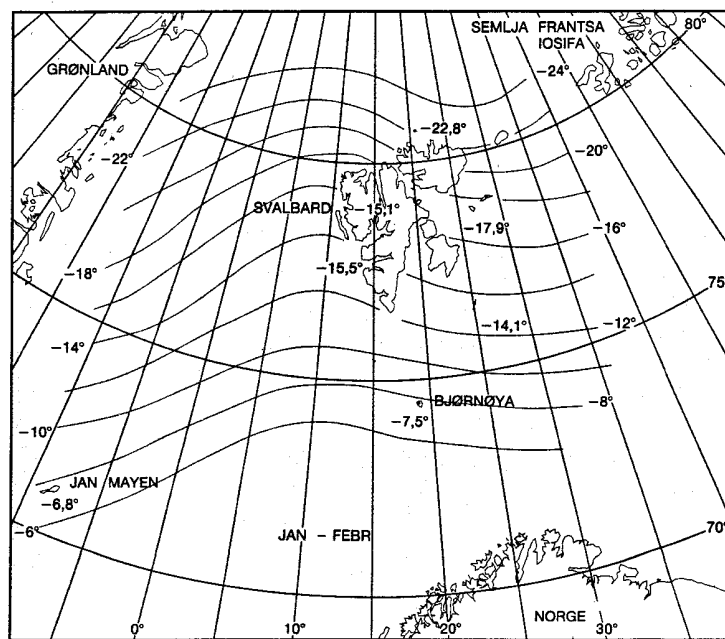


Abb.5.4: Temperaturverteilung im Winter in der Region um Svalbard (Hisdal, 1990)

Tabelle 5.1: Windgeschwindigkeits- und Temperaturmittel von September bis April bei den Stationen

Temperatur [°C]	Hopen	Lufthavn	Ny Ålesund	Hornsund
1986/87	- 9.4	- 9.8	-8.8	- 7.8
1987/88	-11.9	-13.3	-12.3	-10.0
U [Kn] /Konstanz	Hopen	Lufthavn	Ny Ålesund	Hornsund
1986/87	-1.9 /0.30	-2.8 /0.36	-2.3 /0.40	-6.2/ 0.65
1987/88	-2.6 /0.34	-2.1 /0.30	-2.0 /0.38	-7.9/ 0.75
Höhe der Sta- tion ü. NN	6 [m]	29[m]	8[m]	10[m]
V [Kn] /Konstanz	Hopen	Lufthavn	Ny Ålesund	Hornsund
1986/87	-3.2 /0.41	3.8 /0.66	3.2 /0.59	-1.9 /0.48
1987/88	-4.8 /0.56	3.7 /0.69	2.7 /0.63	-2.2 /0.65

Die Zeitserien der zonalen Windkomponente in Abb. 5.5a zeigen zwar im längerfristigen Bereich von 10 Tagen gute Übereinstimmung im Wechsel der zonalen Windrichtung, höherfrequente Schwankungen sind jedoch kaum korreliert. Den Einfluß lokaler Windsysteme bei den Landstationen erkennt man gut an der meridionalen Komponente (Abb. 5.5b): Lufthavn wird wegen seiner Lage hauptsächlich von Südwinden geprägt, welche auch in Ny Alesund meist vorherrschen. In Hornsund dagegen weht der Wind fast immer aus nördlichen Richtungen vom Gletscher. Die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen im Winter 86/87 und 87/88 für die vier Stationen in Abb. 5.5c zeigt deutlich, daß die bevorzugte Windrichtung relativ konstant ist und von der jeweiligen Umgebung abhängt. Tabellarisch ist dies in Tabelle 5.1 festgehalten. Die Berechnete Konstanz ist in der Meteorologie definiert als der Mittelwert der Windgeschwindigkeit im Verhältnis zum Mittelwert des Betrags der Windgeschwindigkeit. Insbesondere reflektieren die systematischen Unterschiede im Betrag der Geschwindigkeiten auch verschiedene Stationshöhen, was bei der Bestimmung der Wärme-flüsse zu berücksichtigen ist.

Aufgrund dieses starken Einflusses der lokalen Bedingungen auf den Wind bei den Landstationen erscheint somit eine Auswahl von Hopen am sinnvollsten. Bei hauptsächlich vorherrschenden Nord- und Ostwinden sowie Südwestwinden sollte die mittlere Luftströmung im Storfjord wenig topographisch gestört und gut mit den Verhältnissen auf Hopen vergleichbar sein.

In den folgenden Untersuchungen werden somit die Daten der Inselstation Hopen für die Wechselwirkungen zwischen Wasser und Atmosphäre im Storfjord benutzt, die nun im Detail beschrieben werden.

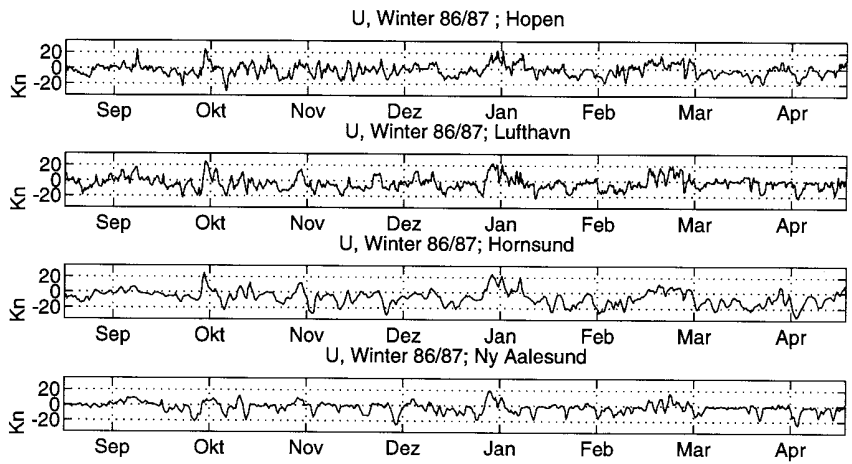


Abbildung 5.5a: Zonalwindgeschwindigkeit bei den meteorologischen Stationen

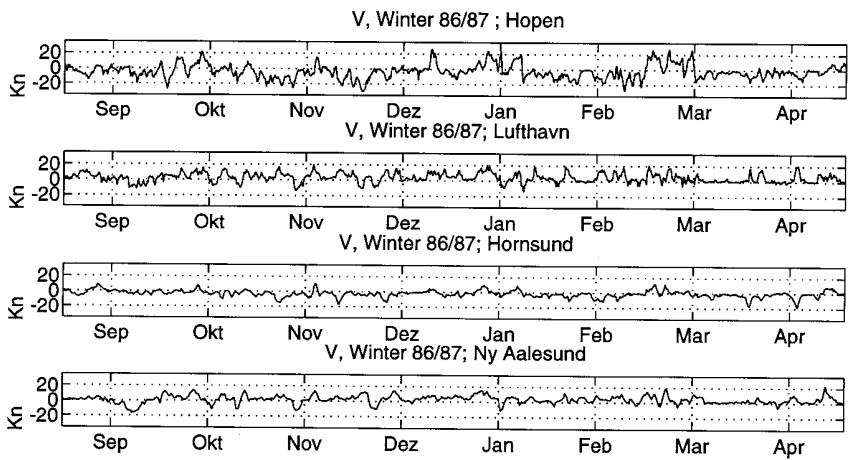


Abbildung 5.5b: Meridionalwindgeschwindigkeit bei den meteorologischen Stationen

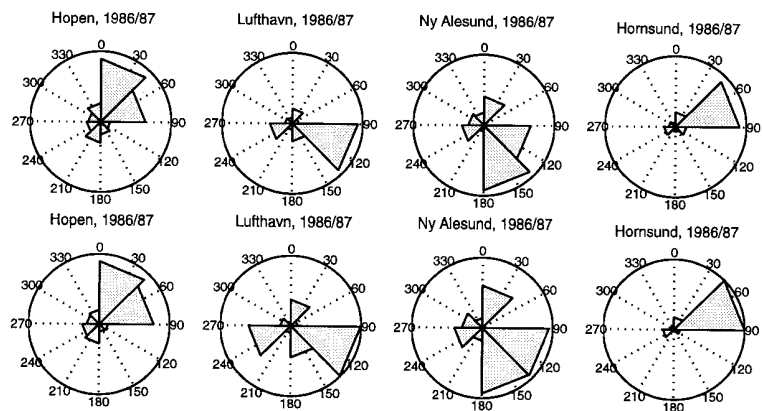


Abbildung 5.5c: Relative Windrichtungshäufigkeit bei den meteorologischen Stationen

5.3 Wärmeflüsse in der Arktis

Im Abschnitt 2 über die Konvektion sind die an der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre wirkenden Energieflüsse bereits zusammengestellt worden. Ihre relative Bedeutung im Verhältnis zueinander in der Untersuchungsregion für den Zeitraum September bis April wird nun beschrieben, bevor die Parametrisierung für ein Eisbedeckungsmodell erfolgt.

Die Bedeutung der Meeresströmungen für die regionale Wärmebilanz wird anschließend gesondert diskutiert (Abschnitt 5.9).

Im Storfjord muß man bei der Beschreibung der Wärmeflüsse zwischen eisbedeckter Oberfläche und offenem Wasser unterscheiden. Die unterschiedlichen Flußbilanzen an den Grenzflächen sind in Abb. 5.6 skizziert.

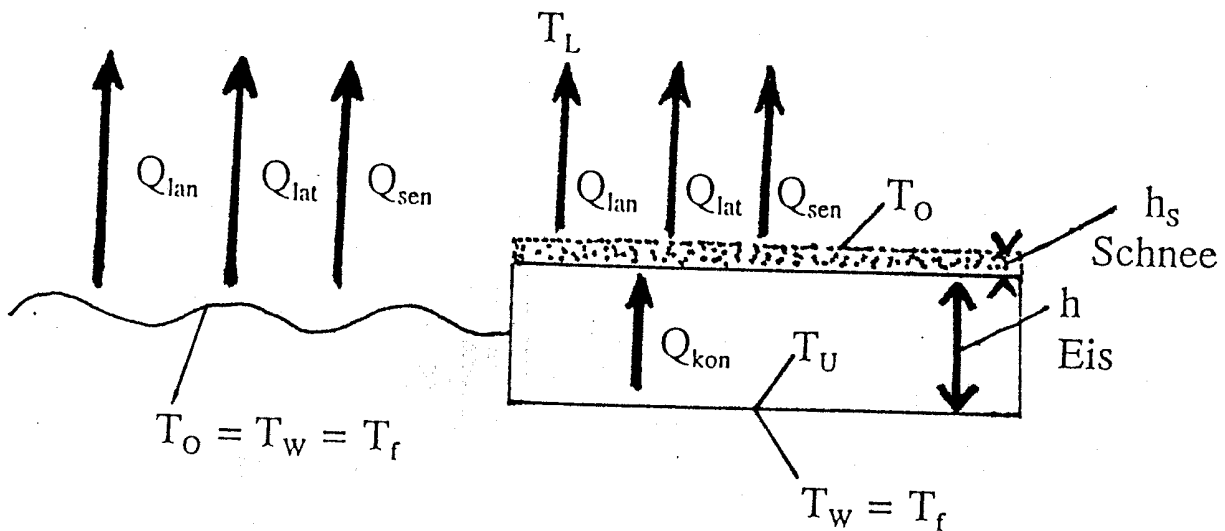


Abbildung 5.6: Energiebilanz und Wärmeflüsse über Eis und offenem Wasser

Offenes Wasser, Abkühlung

Bei den Wärmeflüssen in der folgenden Diskussion wird stets von einer Umsetzung in Eisbildung ausgegangen. Dem Einsetzen der Eisbildung geht eine Abkühlungsphase über offenem Wasser voraus, in der die Gefrierpunkttemperatur erreicht werden muß. Die Dauer dieser Phase hängt von den Wärmeverlusten und der Temperatur der Ausgangswassermasse im Herbst ab. Die wirksamen Wärmeflüsse sind die gleichen, wie in der Folge beschrieben, mit einem Unterschied: die relative Bedeutung des Frischwasserverlustes im Verhältnis zur thermischen Dichtezunahme bei der Verdunstung, bereits in Abschnitt 2.2.1 diskutiert, ist hier größer als bei der Eisbildung (Abb. 2.3). Nach einer Abkühlung um 3°C bedeutet dieser Verdunstungseffekt für sich immerhin einen etwa 0.2 [psu] höheren Salzgehalt. Für die Bestimmung der Ausgangswassermasse bei der Eisbildung kann dies von Interesse sein und soll hier nicht unerwähnt bleiben. In der Barentssee balanciert sich dieser Effekt während der Abkühlung in etwa mit dem Frischwassereintrag durch Niederschläge (*Vowinckel u. Orvig, 1970*).

Offenes Wasser, Eisbildung

Aufgrund der großen Temperaturdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre im Winter sind die Wärmeverluste über offenem Wasser sehr groß.

Der fühlbare (sensible) Wärmefluß Q_{sen} , eben von dieser Temperaturdifferenz und der Turbulenz an der Grenzschicht abhängig, sorgt für die größten Energieübergänge vom Wasser in die Atmosphäre.

Der Verdunstungswärmefluß latenter Wärme Q_{lat} beträgt etwa ein Drittel von Q_{sen} (*Maykut, 1978; Andreas, 1980;*). Da Eisbildung stattfindet, wird der mit Q_{lat} einhergehende Frischwasserverlust vernachlässigt: seine relative Bedeutung für die Salzgehaltserhöhung im Verhältnis zur Salzausscheidung durch das Eis ist gering (2.2.1) und wird in etwa durch typische Niederschläge in dieser Region in der gleichen Größenordnung von 1-2 [mm/Tag] (*Umbreit/Norsk meteorologisk Institutt, 1994*) ausgeglichen.

Ebenfalls einen Verlust für die Wasseroberfläche stellt die langwellige Nettostrahlung Q_{lan} dar. Die Wasseroberfläche strahlt mehr Wärme ab, als sie von der Atmosphäre in Form von langwelliger Gegenstrahlung erhält. Q_{lan} ist normalerweise im Mittel kleiner als Q_{lat} aber dafür nicht so großen Schwankungen unterworfen.

Vernachlässigt wird die kurzwellige Einstrahlung durch die Sonne. Sie ist im September und im April höchstens in der Größenordnung der langwelligen Nettoabstrahlung vorhanden (*Vowinckel et Orvig, 1970; Hisdal V., Ø. Finnekåsa und T. Vinje, 1992*) und fehlt in den Monaten der größten turbulenten Wärmeverluste. Unter extrem milden Bedingungen kann sie im April und September natürlich doch einmal relevant sein.

Eisbedeckung

Während man über offenem Wasser nur eine Wärmeflußbilanz aufzustellen braucht, sind bei Eisbedeckung jeweils eine Bilanz für die Ober- und Unterseite des Eises erforderlich, die durch die Wärmeleitung im Eis gekoppelt sind. Mit zunehmender Eisdicke wird diese Wärmeleitung immer geringer. Bei dünnem Eis hat man ähnliche Verhältnisse von Q_{sen} im Vergleich zur langwelligen Q_{lan} , der Verdunstungswärmefluß Q_{lat} ist wegen des sehr geringen

Sättigungsdampfdrucks über Eis (aufgrund der geringen Eisoberflächentemperaturen) unbedeutend. Mit zunehmender Dicke wird die Isolierung besser, das Eis wächst schließlich hauptsächlich durch langwellige Abstrahlung weiter.

Nach der Abkühlung zum Winteranfang auf nahezu Gefrierpunktstemperatur bleibt das Oberflächenwasser im Storfjord während der Wintermonate in der Nähe des Gefrierpunktes, sofern kein Atlantikwasser einströmt. Eine Verringerung der Eisdicke findet dann lediglich durch Abschmelzen an der Oberseite des Eises statt, was im Winter nur in sehr geringem Maße stattfindet, da die Lufttemperatur selten über dem Gefrierpunkt von Wasser liegt. Die Bedeutung von Atlantikwasser wird in Abschnitt 5.9 gesondert betrachtet.

Das Wachsen der Eisdicke dagegen geschieht an der Eisunterseite, wo dem am Gefrierpunkt befindlichen Wasser durch die Wärmeleitung im Eis latente Gefrierwärme entzogen wird. Die kurzweilige Einstrahlung im September und April wird auch für die Eisbedeckungsbilanz vernachlässigt. Im September wird ohnehin noch kein Eis im Storfjord gebildet (siehe Eisabschnitt 3.3.3). Im April ist sie im Verhältnis zu den turbulenten Flüssen unter mittleren Bedingungen klein (*Vowinckel und Orvig, 1970; Hisdal V., Ø. Finnekåsa und T. Vinje, 1992*). Für die Bestimmung der hauptsächlich durch hohe turbulente Flüsse über offenem Wasser gebildeten Eismenge ist diese Vernachlässigung von geringer Bedeutung.

Da die Niederschläge auf und um Svalbard i.a. gering sind, und der Hauptteil im Herbst fällt, wenn der Storfjord noch offen ist (*Vowinckel und Orvig, 1970*), werden die Kalkulationen unter der Annahme einer nur geringen Schneedecke durchgeführt.

Ebenso für Eisbedeckung und offenes Wasser unberücksichtigt bleibt der ozeanische Wärme- fluß: die Wärmeleitung aus tieferen Schichten. Er spielt für die Bilanz im arktischen Ozean bei nahezu geschlossener und dicker Packeisdecke und einer warmen Atlantikschicht in der Tiefe eine Rolle, liegt jedoch 2-3 Größenordnungen unter den Oberflächenflüssen bei offenem Wasser und einjährigem Eis (*Maykut, 1986*).

Die Advektion warmen Atlantikwassers kann jedoch bei hohen Transporten von Bedeutung sein. Da dieser Effekt nicht über die meteorologischen Daten parametrisierbar ist, wird er gesondert in Abschnitt 5.9 diskutiert.

5.4 Parametrisierungen der Wärmeflüsse im Storfjord

Die Wärmeflüsse werden wie folgt berechnet:

1) Sensibler Wärmefluß Q_{sen}

$$(1) \quad Q_{sen} = \rho_L \cdot C_L \cdot C_{sen} \cdot |W| \cdot (T_L - T_O)$$

Der sensible Wärmefluß ist die turbulente Wärmeübertragung aufgrund der Temperaturdifferenz Luft-Wasser/Eis. Neben der Lufttemperatur T_L und der Oberflächentemperatur T_O (Wasser oder Eis) gehen in die Bulk-Formel noch der Betrag der Windgeschwindigkeit $|W|$, Dichte und spezifische Wärme der Luft ρ_L und C_L , sowie der Transferkoeffizient C_{sen} ein. C_{sen} ist von der atmosphärischen Grenzschicht und Schichtung abhängig, die wiederum von der Leadgröße beeinflusst werden. In Polynias und Leads kann man wegen hoher Temperaturdifferenzen zwischen Atmosphäre und Wasseroberfläche dabei oft mit instabilen Verhältnissen rechnen, was den turbulenten Austausch verstärkt (*Andreas, 1980*). Die Bestimmung von C_{sen} ist aufgrund der Bedeutung des turbulenten Austauschs für die Gesamtbilanz ebenso kritisch wie schwierig, so daß es viele diesbezügliche Untersuchungen gibt. *Maykut (1978)* verwendet in seinem Wärmeflussmodell über Meereis und offenem Wasser den Wert $3.0 \cdot 10^3$ bei der Angabe der meteorologischen Parameter in 2 [m] Höhe. *Andreas (1980)* bestimmt über eine Untersuchung von Beobachtungen und dynamischen Kennzahlen der Grenzschichttheorie $C_{sen} = 2.5 \cdot 10^{-3}$ für in 2 [m] Höhe angegebene Windgeschwindigkeiten, wobei er hinsichtlich verschiedener Stabilitätsverhältnisse nur bei geringen Windgeschwindigkeiten signifikante Unterschiede feststellte: dann tritt bei instabiler Schichtung neben turbulentem Austausch auch freie Konvektion auf und führt zu 10-20% höheren Werten von C_{sen} . Die von den russischen Autoren *Rimsha und Donchenko* angegebenen Beziehungen (zitiert von *Bauer u. Martin, 1983*) enthalten noch eine Abhängigkeit des Koeffizienten C_{sen} von Temperatur und Windgeschwindigkeit und ergeben für typische Wind- und Temperaturbereiche im Storfjord $C_{sen} = 2.0-3.0 \cdot 10^{-3}$ für 2 [m] Höhe und neutrale Stabilität. In einer weiteren Arbeit beschäftigen sich *Andreas u. Murphy (1986)* eingehend mit der Abhängigkeit von der Größe der offenen Wasserflächen und geben $C_{sen} \sim 1.8 \cdot 10^{-3}$ für kleine Leads, neutrale Verhältnisse und Windgeschwindigkeiten in 10 [m] Höhe an, der entsprechende 2 [m]-Wert beträgt etwa $3.2 \cdot 10^{-3}$, wenn man *Large und Pond (1981)* folgend interpoliert. Die Beobachtungen von *Murphy und Andreas* zeigen, daß bei größeren Leads und Polynien C_{sen} gegen den von *Friehe und Schmitt (1976)* angegebenen Wert für den offenen Ozean von $1.0 \cdot 10^{-3}$ (für 10[m]) geht. Für eine Leadgröße von 100 [m] in Windrichtung ('fetch') erhalten sie $C_{sen} = 1.26 \cdot 10^{-3}$ (10[m]) und $C_{sen} = 2.14 \cdot 10^{-3}$ bei Angabe der Windgeschwindigkeit in 2 [m] Höhe.

Nach *Vinje (1985)* sind 60% der in der Barentssee üblicherweise beobachteten Leads < 50 [m] und gar 85% < 200 [m], was er auf die schnelle thermodynamische Öffnung und Schließung zurückführt. Für 10 [m]-Daten und neutrale Verhältnisse wäre somit $C_{sen} = 1.3-1.8 \cdot 10^{-3}$ eine sinnvolle Wahl, der entsprechende 2 [m]-Bereich ist $2.2-3.2 \cdot 10^{-3}$. Die Stationshöhe der verwendeten Messungen von Hopen liegt mit 6 [m] zwischen den angegebenen Niveaus: bei Winden in 6 [m] Höhe sollte C_{sen} im Bereich $1.8-2.5 \cdot 10^{-3}$ liegen. Eine schnelle Öffnung und Schließung wird jedoch auch instabile Bedingungen begünstigen. Daher wird für die folgenden Kalkulationen als Obergrenze $C_{sen} = 2.5 \cdot 10^{-3}$ gewählt. Es sei jedoch besonders betont, daß die Ergebnisse im Hinblick auf die beschriebene Unsicherheit zu interpretieren sind, die eine Überschätzung des sensiblen Wärmeflusses von 25% bedeuten kann.

2) Latenter Wärmefluß Q_{lat}

$$(2) \quad Q_{\text{lat}} = \rho_L \cdot L_v \cdot C_{\text{lat}} \cdot |W| \cdot (q_L - q_0)$$

$$q_0 = 0.622 \cdot e_0 / p_L ; e_0 = 6.107 \cdot 10^{[7.5 T_0 / (237 + T_0)]} \quad \text{bei Wasser}$$

$$e_0 = 6.107 \cdot 10^{[9.5 T_0 / (265.5 + T_0)]} \quad \text{bei Eis}$$

$$q_L = 0.622 \cdot e_L / p_L ; e_L = 6.107 \cdot 10^{[7.5 T_{\text{tau}} / (237 + T_{\text{tau}})]}$$

Der latente Wärmefluß Q_{lat} ist der von Wasserdampf in die Atmosphäre, ebenfalls durch Turbulenz in der atmosphärischen Grenzschicht. Seine Bulk-Formel sieht im Prinzip genauso aus wie beim sensiblen Wärmefluß, nur daß statt der Temperaturen die spezifischen Feuchten der Luft direkt über der Oberfläche q_0 und in 10 [m] Höhe q_L eingehen. Direkt über dem Wasser wird die Luft dazu als gesättigt betrachtet und q_0 aus der Sättigungsfeuchte e_0 der Wasser- oder Eistemperatur T_0 und dem als konstant angesehenen Luftdruck p_L berechnet; in der Luft bestimmt man die absolute Feuchte e_L über den Taupunkt T_{tau} . Der Transferkoeffizient C_{lat} wird nach (*Andreas, 1980*) und (*Maykut, 1978*) auf 3.0×10^{-3} gesetzt, ist also etwas größer als C_{sen} , was nach *Andreas* auf unterschiedliche Diffusivität von Wärme und Wasserdampf zurückzuführen ist. Die Unsicherheit bei seiner Festlegung ist die gleiche wie bei Q_{sen} , d.h. die mögliche Abweichung wird auf etwa 25% zu geringeren Werten geschätzt. Weiterhin gehen wie bei der sensiblen Wärme der Betrag der Windgeschwindigkeit, Luftdichte und spezifische Verdampfungswärme L_v von Wasser ein.

Ebenfalls von *Andreas (1980)* diskutiert wurde der durch starke Winde und bewegte See auftretende Übergang von Spritzwassertropfen. Auf diesem Prozeß gründet sich ebenfalls die Festlegung eines etwas größeren Q_{lat} im Vergleich zu Q_{sen} .

3) Langwellige Nettostrahlungsbilanz Q_{lan}

Die langwellige Energieabstrahlung berechnet sich sowohl für die Oberfläche $Q_{\text{lan},O}$ als auch für die Atmosphäre $Q_{\text{lan},L}$ aus dem Steffan-Boltzmannschen Strahlungsgesetz. Sie hängt von der Temperatur T und der Emissivität E des strahlenden Körpers ab. Diese ist für Wasser sowie für Eis $E_0 = 0.97$, d.h. beide strahlen nahezu wie ein schwarzer Körper. Die Emissivität der Atmosphäre E_L wird jedoch von Wasserdampfgehalt und Bewölkung bestimmt. Dabei tritt in der Arktis die Abhängigkeit vom im Mittel sehr kleinen Wasserdampfdruck im Gegensatz zu geringen Breiten in den Hintergrund, und E_L ist hauptsächlich von der Bewölkung CI und der Temperatur T_L abhängig (*Maykut u. Church, 1973*). *Maykut (1986)* gibt folgende Parametrisierung an:

$$(3a) \quad Q_{\text{lan},O} = E_0 \cdot \gamma T_0^4 \quad ; \gamma \text{ ist die Plancksche Konstante}$$

$$(3b) \quad Q_{\text{lan},L} = E_L \cdot \gamma T_L^4 \quad , \quad E_L = 0.7855 \cdot (1 + 0.2232 \cdot CI \cdot 2.75)$$

$$(3) \quad Q_{\text{lan}} = Q_{\text{lan},O} - Q_{\text{lan},L}$$

Somit variiert E_L zwischen 0.97 und 0.78 für $0 < CI < 1$.

In der Region der Norwegischen See/Barentssee ist der Bewölkungsgrad CI durch den Atlantikeinfluß höher als der winterliche Mittelwert für diese Breiten (*Vowinckel u. Orvig, 1970*) und wird auf $CI = 0.7$ gesetzt, was ein Emissionsvermögen von $E_L = 0.85$ bedeutet.

Der Storfjord ist im Sommer eisfrei. In diesen Gebieten saisonaler Eisbedeckung liegt die Reaktion der im Winter gebildeten Eisdicke auf die Bewölkungsvariabilität nur im Bereich weniger Zentimeter (*Shine u. Crane, 1984*). Man macht mit der Annahme dieses Mittelwertes für die angestrebten Untersuchungen nur einen kleinen Fehler. Die zusätzliche Auswertung von Bewölkungsdaten wäre für die Problemstellung unnötig.

4) Wärmeleitung im Eis, Q_{kon}

Der konduktive Wärmefluß Q_{kon} beschreibt die Wärmeleitung aufgrund der unterschiedlichen Temperaturen innerhalb des Eises, er wird also nur bei Eisbedeckung berechnet. Während mehrjähriges Eis durch Salzeinschlüsse, Luftblasen, Schneefall und Pressungen sehr inhomogen werden kann, ist bei dünnem einjährigem Eis die Annahme eines linearen Temperaturgradienten und eines konstanten Wärmeleitkoeffizienten k_E , abhängig von Salzgehalt und Temperatur des Eises, gerechtfertigt (*Maykut, 1978*). Die Wärmeleitung hängt dann in folgender Weise von der Eisoberflächentemperatur T_o , der Temperatur an der Unterseite T_w und der Eisdicke h ab:

$$(4a) \quad Q_{kon} = k_E/h \cdot (T_w - T_o) \quad (= L_f \cdot \rho_L \cdot \Delta h / \Delta t \quad \text{wenn } T_w = T_f)$$

Die Wassertemperatur an der Eisunterseite T_w wird als die Gefrierpunktstemperatur T_f angenommen. Das Wasser kann dann nicht weiter abgekühlt werden. Die in der Folge dem Wasser durch Q_{kon} entzogene Wärme wird vollständig zur Abgabe von Gefrierenergie L_f bei der Bildung der Eismasse (pro m^2) $\rho_L \cdot \Delta h$ bereitgestellt.

Liegt Schnee auf dem Eis, was später als konstante Zuwachsrates berücksichtigt werden soll, reduziert sich die Wärmeleitung durch die zusätzliche Isolation des geringeren Koeffizienten k_S :

$$(4b) \quad Q_{kon} = k_E \cdot k_S / (k_S h + k_E h_S) \cdot (T_w - T_o), \text{ Schneedicke } h_S$$

k_E wird auf $2.1 \text{ [Wm}^{-1}\text{K}^{-1}]$ gesetzt, $k_S = 0.31 \text{ [Wm}^{-1}\text{K}^{-1}]$ (*Maykut, 1978*) ebenfalls als konstant betrachtet. Außerdem benötigt man die Schneedicke h_S . Genau genommen müßte man bei Annahme einer Schneedecke eine weitere Flußbilanz an der Grenzfläche Schnee-Eis bestimmen. *Maykut und Untersteiner (1971)* stellten hier ein genaues Modell auf. Da die Niederschläge im Storfjord nicht genau bekannt sind, wird auf eine derartige Untersuchung verzichtet. Die Einführung einer Schneedicke soll hier also lediglich als Reduzierung der Wärmeleitfähigkeit des Eises k_E interpretiert werden.

Während T_w einfach der Gefrierpunktstemperatur des Storfjordoberflächenwassers entspricht ($\sim -1.8^\circ\text{C}$), muß T_o über die Bilanz an der Oberfläche des Eises bestimmt werden:

Wenn man von der Wärmespeicherung im Eis absieht, muß die Bilanz an der Oberfläche ausgeglichen sein und somit

$$Q_{\text{sen}} + Q_{\text{lat}} + Q_{\text{lan}} - Q_{\text{kon}} = 0 \text{ gelten.}$$

Dies führt auf eine Gleichung für die Eisoberflächentemperatur

$$\rho_L \cdot C_L \cdot C_{\text{sen}} \cdot |W| \cdot (T_L - T_o) + E_o \cdot \gamma \cdot T_o^4 - E_L \cdot \gamma \cdot T_L^4 + \rho_L \cdot L \cdot L_v \cdot C_{\text{lat}} \cdot |W| \cdot (q_L - q_o) - k_E/h \cdot (T_w - T_o) = 0$$

Über diese Gleichung läßt sich T_o durch Iteration ermitteln, und man kann anschließend alle Wärmeflüsse bestimmen.

5) Eisdickenwachstum dh/dt

Im Bereich des offenen Wassers wird ebenso von der Gefrierpunktstemperatur an der Oberfläche ausgegangen wie unter dem Eis. Die stets neu produzierte Eismenge ergibt sich hier mit den bisherigen Beziehungen zu:

$$(5a) \quad L_f \cdot \rho_L \cdot \Delta h / \Delta t = Q_{\text{sen}} + Q_{\text{lat}} + Q_{\text{lan}} \quad ; \text{ mit } h = 0$$

In den mit eisbedeckten Bereichen wächst das Eis an der Unterseite über die Wärmeleitung:

$$(5b) \quad L_f \cdot \rho_L \cdot \Delta h / \Delta t = Q_{\text{kon}} \quad \text{mit } h > 0$$

Eine Abnahme der Eisdicke bzw. Schmelzen wird entsprechend berechnet, wenn die Summe der Wärmeflüsse > 0 , d.h. von der Atmosphäre ins Eis gerichtet ist.

Nach dieser Einführung der wirksamen Wärmeflüsse seien noch einmal zusammenfassend die unterschiedlichen Bilanzen beschrieben.

Die größten Wärmeflüsse hat man über dem offenen Wasser, wo die Oberflächentemperatur nicht unter den Gefrierpunkt sinken kann. Hier wird durch sensiblen, latenten und langwelligem Wärmeverlust nach der Abkühlung auf Gefrierpunktstemperatur permanent Eis gebildet. Erhalten dynamische gleichzeitig wirkende Prozesse eine relativ große offene Wasserfläche, so macht diese einen erheblichen Anteil der gesamten Eisproduktion aus (*Maykut, 1978*). Wärmeleitfähigkeit und Transferkoeffizienten von in offenem Wasser gebildetem 'Frazil Ice' und sehr dünnem Eis sind dabei so hoch wie bei offenem Wasser (*Andreas, 1980*). Es können erhebliche Mengen an Eis, in gewissen Bereichen bis zu 2 [m] Eis innerhalb von 20 Stunden (*Bauer und Martin, 1981*) gebildet werden, was allerdings Windgeschwindigkeiten von 80 [m/s] und Temperaturen von -50°C erforderte. Mit solch extremen Bedingungen ist im Storfjord sicherlich nicht zu rechnen, $-50 [^\circ\text{C}]$ und 30 [m/s] sind im Winter jedoch nicht ungewöhnlich. An der Oberseite des Eises balancieren sich, von der Wärmespeicherung im Eis abgesehen, die Wärmeleitung sowie latenter, sensibler und langwelliger Wärmefluß. Die Forderung des Gleichgewichts ermöglicht die Bestimmung der Oberflächentemperatur. Mit dieser läßt sich dann die Wärmeabgabe der Oberfläche berechnen, die durch Bereitstellung von Gefrierwärme und Eiswachstum an der Eisunterseite kompensiert wird.

5.5 Berechnungen mit den Wärmeflüssen

Die bei Hopen gemessenen meteorologischen Parameter werden jetzt in die obigen Parametrisierungen eingesetzt und zunächst für den Winter 85/86 die Zeitreihen der Wärmeflüsse bestimmt und analysiert.

5.5.1 Die Eisdicke

Zunächst wurden für verschiedene Jahre die mittleren Eisdicken am Ende des Winters ohne jegliche Schneebedeckung berechnet (d in Abb.5.7). Die Ergebnisse wurden mit über die "Accumulated freezing days", kalkulierten Eisdicken verglichen, definiert als

$$\text{AFD} := \int (T_f - T_L) dt \quad ; \text{ angegeben in } [^{\circ}\text{C}\cdot\text{Tag}].$$

Zur Bestimmung der Eisdicken über die Temperatur sind in der Vergangenheit unterschiedliche empirische Beziehungen zwischen den AFD und der Eisdicke angegeben worden, die sich nur geringfügig unterscheiden (*Maykut, 1986*). Diese empirischen Relationen sind analytisch auf die Ansätze der Wärmeflußparametrisierungen aus 5.3 zurückzuführen und spiegeln unterschiedliche Schneebedingungen wieder (*Maykut, 1986*). Maykut gibt zwei Relationen für mittlere Schneebedingungen an:

- a) $h^2 + 5.1 \cdot h = 6.7 \cdot \text{AFD}$ (Andersson, (a) in Abb. 5.7)
- c) $h = 1.33 \cdot \text{AFD}^{0.58}$ (Lebedev, (c) in Abb. 5.7)

Eine entsprechende Relation hat *Vinje(1985)* für die Eisdicken bei Hopen anhand von Daten aus zwei Wintern aufgestellt.

- b) $h = 15 + 0.045 \cdot \text{AFD}$ (Vinje, (b) in Abb. 5.7)

Vinje gibt in guter Übereinstimmung zu seiner Relation ebenfalls die Beziehung von Lebedev an.

Abb. 5.7 zeigt, daß die ohne Schneebedeckung mit den Wärmeflüssen aus 5.3 kalkulierten Eisdicken (d in Abb. 5.7) offenbar etwa 0.5 [m] größer sind. Im Winter 85/86 beträgt die durch die Flüsse kalkulierte Eisdicke 1.5 [m] gegenüber 0.85 bis 1.03 [m] aus den empirischen Formeln. Da nach Untersuchungen von *Maykut(1978)* besonders bei dünnem Eis bereits eine sehr dünne Schneeschicht wegen ihrer aus der geringen Wärmeleitfähigkeit resultierenden Isolationswirkung die Wärmeflüsse beträchtlich reduzieren kann (z.B. reduzieren bei 0.4m Eis 5 cm Schnee den Wärmefluß auf die Hälfte), wird eine langsam zunehmende Schneeschicht in die Berechnungen mit einbezogen. Es wird eine Schneefallrate von 7 [cm/Monat] angenommen, was eine gleichmäßig wachsende Schneedicke bedeutet. Dies entspricht typischen bei Hopen gemessenen Schneedicken und Niederschlägen von 30 [mm/Monat] bei einer Schneedichte von 400 [kg/m³] (*Lunde, 1963*).

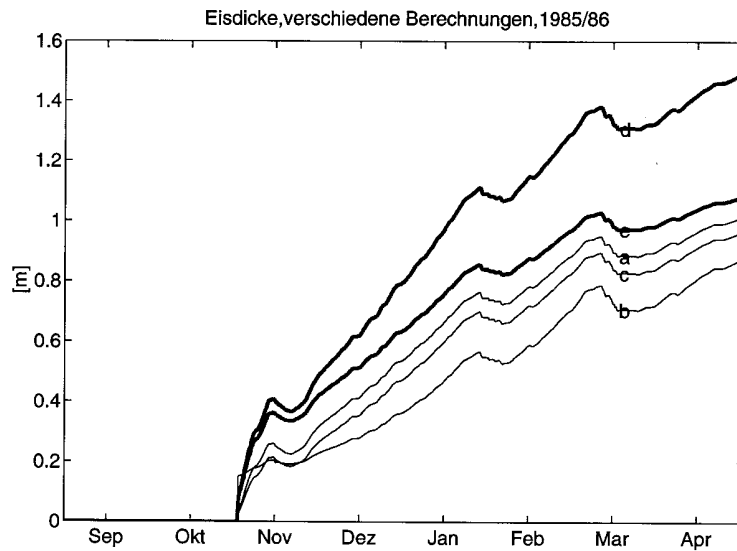


Abbildung 5.7: Eisdickenbestimmung mit verschiedenen empirischen Ansätzen; siehe Text

Die mit der Schneedecke berechneten Eisdicken (e in Abb. 5.7) am Ende des Winters liegen nur 10-15 [cm] über den empirischen Beziehungen. Nach *Vinje (1991)* ist die mittlere Eisdicke 1° nördlich von Hopen etwa 15 [cm] höher. Die eingeführte Schneedecke scheint somit sinnvoll zu sein und wird in der Folge miteinbezogen.

Für die Menge des gebildeten Bodenwassers ist diese Diskussion der mittleren Eisdicke kaum von Bedeutung, diese wird vor allen Dingen durch die offenen Wasserflächen bestimmt. Die Eisdicke geht jedoch in viele Prozesse ein. Der Salzgehalt des ohne offene Wasserflächen produzierten Barentssee-Winterwassers ergibt sich aus ihr, und sie wird in später entwickelten Modellvorstellungen als Parameter verwendet. Die Diskussion wurde deshalb durchgeführt. Außerdem konnte die Validität der Parametrisierungen in dieser Hinsicht bestätigt werden.

5.5.2 Der Anteil offenen Wassers

Wie schon erwähnt ist der permanente Anteil offenen Wassers A an der Storfjordfläche von großer Bedeutung für die mögliche Eisproduktion. Abb. 5.8 zeigt die Eisbedeckungen bzw. Eiskonzentrationen im Storfjord für die Winter von 1983/84 bis 1987/88 und 1991/92, wie sie über die Eiskarten ermittelt wurden. Aus der Reihe fällt der Winter 1984/85, der ungewöhnlich warm war: die Eisbildung setzte erst Ende Januar ein. Im folgenden Sommer verschwand das Eis dann vollständig aus der Barentssee. Auf ihn wurde bereits bei der Beschreibung der Hydrographie hingewiesen.

Tabelle 5.1: mittlere Eiskonzentrationen während der eisbedeckten Zeit im Winter (September bis April)

Winter	1983/84	1984/85	1985/86	1986/87	1987/88	1991/92
[A]	0.72	0.63	0.76	0.78	0.82	0.82

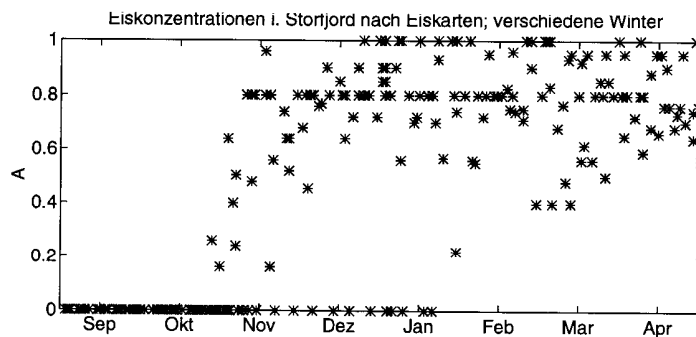


Abbildung 5.8: Über die Eiskarten bestimmte Eiskonzentrationen im Storfjord

In Tabelle 5.2 ist zur Verdeutlichung für verschiedene Winter der Mittelwert der Eisbedeckung $\{A\}$ während der Gefrierperiode angegeben. 20-25% der Storfjordfläche waren somit während des Untersuchungszeitraums in der Regel offenes Wasser. Diese Erfassung des sehr großen offenen Anteils stimmt gut mit Beobachtungen überein, nach denen im Storfjord im Winter mit 30%iger Wahrscheinlichkeit Polynien irgendeiner Größe angetroffen werden (*Vinje u. Kvambekk, 1991*). Vinje und Kvambekk vermuten, daß man dem Storfjord die wohl größte Polynienaktivität in der gesamten Barentssee zuschreiben kann. Diese hohe Polynienaktivität sollte zu einer hohen Eisproduktion führen. Die Anteile der Wärmeverluste von offenem Wasser und der eisbedeckten Fläche werden jetzt einander gegenübergestellt.

5.5.3 Größenordnungen der Wärme Flüsse

Zunächst seien an Hand des Winters 1985/86 die unterschiedlichen absoluten Flüsse über offenem Wasser und die Wärmeleitung im Eis in Tabelle 5.3 einander gegenübergestellt.

Tabelle 5.3: Monatsmittel der Wärme flüsse 1985/86; Q_{sen} , Q_{lan} , Q_{lat} , und ihre Summe Q_{ges} über offenem Wasser sowie Q_{kon} über Eis; die Anzahl der eisbedeckten Tage ist jeden Monat angegeben

W/m ²	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.
Q_{sen}	11.8	45.5	117.3	245.9	297.6	225.7	96.2	133.
Q_{lan}	42.0	51.9	59.6	72.8	85.1	89.3	59.4	74.3
Q_{lat}	22.3	43.9	60.4	112.4	116.6	95.0	48.5	71.4
Q_{ges}	76.0	141.3	237.2	431.2	499.3	410.1	204.1	278.
Q_{kon}	-	-	40.7	24.1	22.8	19.3	7.3	10.4
Tage	0.0	0.0	29.4	30.5	30.5	30.5	30.5	30.5

Wie erwartet ist der Gesamtwärme flu ß über offenem Wasser Q_{ges} 10- bis 20-mal so groß wie der konduktive Wärmeverlust Q_{kon} durch das Eis, der in erster Linie durch den langwelligigen Strahlungsverlust der Eisoberfläche und die Eisdicke bestimmt wird.

Über offenem Wasser dagegen spielt der sensible Wärme flu ß Q_{sen} die wichtigste Rolle. Strahlungsverlust Q_{lan} und latenter Wärme flu ß Q_{lat} sind jedoch stets von Bedeutung: während Phasen hoher Wärmeverluste beträgt Q_{lat} etwa 1/3 von Q_{sen} und Q_{lan} etwa 1/4. Wenn die Verluste geringer sind, wie von September bis November oder im März/April, ist die relative Bedeutung von Q_{lan} und Q_{lat} größer und kann sogar in der Höhe von Q_{sen} liegen.

100 [W/m²] entsprechen im Monat der Bildung von 87 [cm] Eis.

Die mittleren Gesamtwärme flüsse im Winter 1985/85 über offenem Wasser Q_{ges} sind dabei so groß, daß sie in einer den gesamten Winter 1985/86 völlig offenen Polinia 15 [m] Neueis bilden könnten, in guter Übereinstimmung mit von *Martin u. Cavalieri (1989)* für eine Polinia bei Franz-Joseph-Land abgeschätzten Mengen von 10-17 [m] während einer Saison. (Martin und Cavalieri verwendeten einen kleineren Transferkoeffizienten $C_{sen} + C_{lat} = 2.0 \times 10^{-3}$ bei Winden in 10 [m]. Diese Summe würde bei den obigen 1:3-Verhältnissen von latentem und sensiblen Verlust für die auf 10 [m] extrapolierten 6 [m]-Koeffizienten von Hopen etwa $C_{sen} + C_{lat} (Hopen, 10m) \sim 2.5 \times 10^{-3}$ betragen. Ihre Ergebnisse sind zum direkten Vergleich mit den folgenden Berechnungen somit noch um etwa 25% zu erhöhen.)

Um die relativen und absoluten Beiträge von Eis und offenem Wasser für die Gesamteisproduktion des Storfjords zu ermitteln, müssen die Flüsse mit der Eisbedeckung gewichtet werden. Bevor dies im Vergleich für alle untersuchten Winter geschieht, wird jedoch im folgenden Abschnitt mit einem Modell versucht, die zeitliche Entwicklung der Eiskonzentration im Storfjord zu bestimmen.

5.6 Modellierung der Eiskonzentration

Da die Fläche offenen Wassers während der Phasen hoher Wärmeverluste für die Bestimmung der Gesamteisproduktion entscheidend ist, die Eiskarten jedoch nur in einwöchigen Abständen vorliegen, soll der Versuch gemacht werden, ein mit ihnen konsistentes Modell der Eiskonzentration im Storfjord aufzustellen.

C.H. Pease (1987) griff eine Idee von *Lebedev* wieder auf: sie berechnete die Größe von Küstenpolynien unter der Voraussetzung, daß sich der Export von Eis und Neueisbildung in der Polynia balancieren. Ein ähnliches Modell soll jetzt für den Storfjord entwickelt werden, wobei allerdings nicht von *einer* Polynia sondern einer gleichmäßigen Verteilung des offenen Wassers im Bereich des Fjordes ausgegangen wird.

5.6.1 Die Eismassenerhaltung

Das im Storfjord anzutreffende Eis ist i.a. Küsteneis und Treibeis. Die Morphologie des festen Küsteneises (bei einer Eisbedeckung von $A \sim 1$) ändert sich über Spannungen durch thermale Expansion und Kontraktion und vor allen Dingen durch das wind- und strömungsinduzierte Aufschichten von Treibeis. Für die Änderung der Treibeisbedeckung ($A < 1$) sind hauptsächlich Winde und Strömungen verantwortlich, die zu Konvergenzen (Erhöhung von A) und Divergenzen (Abnahme der Konzentration A) führen. Diese können ebenso zur Ablösung des küsteneis führen, daß dann in die Treibeiskategorie übergeht.

Unter Ausschluß von thermodynamischen Prozessen lautet die Kontinuitätsgleichung für das Meereis (*Doronin und Kheisin, 1975*):

$$(6) \quad \underbrace{d(\rho_E \cdot h \cdot A)}_{(a)} / dt = -\operatorname{div}(\underbrace{\rho_E \cdot h \cdot A \cdot \underline{V}_E}_{(b)}) + \Delta \cdot \underbrace{(dM/dt)}_{(c)}$$

ρ_E ist dabei die Dichte des Eises, \underline{V}_E der Eisgeschwindigkeitsvektor, h die Normaleisdicke ohne durch Rückenbildung aufgeschichtete Masse und A die Eiskonzentration. dM/dt ist die durch Rückenbildung akkumulierte Masse pro Zeiteinheit.

Der Fluß von Masse durch den Rand eines Flächenelements (b) wird durch Konzentrationsänderung innerhalb (a) und durch Rückenbildung (c) kompensiert.

Die Bedeutung der Terme in der Kontinuitätsgleichung für die Eismasse ($\rho_E \cdot h \cdot A$) sei noch einmal anschaulich beschrieben:

Hat die betrachtete Fläche keine festen Begrenzungen durch Land (beispielsweise ein Ausschnitt der Barentssee), so ist bei geringer bis mittlerer Eiskonzentration $A < 1$ die Rückenbildung (c) zu vernachlässigen. Die Konzentration ändert sich nur durch die Divergenz des Massenflusses (b). Im Falle von sehr dichtem Eis, d.h. $A \sim 1$, kann dagegen die Konzentration nicht mehr erhöht werden und (a) ist gering, so daß die Divergenz (b) die Bildung von Rücken (c) bewirkt.

Im Storfjord muß man wegen der Begrenzungen durch Land alle Terme berücksichtigen. Bei geeigneten Winden und durch Gezeiten ist im Bereich des Küsteneises mit Rückenbildung zu rechnen, während man i.a. an der Südgrenze einen Export von Eis hat.

Da die meteorologischen Daten und Eiskonzentrationen im Storfjord nur als eine Art repräsentativer Mittelwert vorliegen, sollen die mittlere Eisdicke H und die mittlere Rückenhöhe H_R im folgenden Modell ebenso als Mittelwerte für die untersuchte Storfjordfläche verstanden werden.

Die Idealfälle Export und Rückenbildung lassen sich durch Vereinfachung der Kontinuitätsgleichung folgendermaßen beschreiben:

Export oder Import am Südrand

ρ_E und H werden als konstant betrachtet und es gibt keine Rückenbildung im Süden, dann gilt:

$$(7) \quad \begin{array}{l} (dA/dt)_{\text{Export}} = -\text{div} (A \cdot \underline{V}_c) \\ (a) \qquad \qquad \qquad (b) \end{array}$$

Rückenbildung an der Küste

Der Anteil an der Storfjordfläche, in dem Rückenbildung auftritt, sei A_R .

Es wird von konstanter Eisdichte ρ_E ausgegangen und der Fjord gegen Export abgeschlossen. Die Normaleisdicke H ist im Bereich $(A - A_R)$ vorhanden und bleibt konstant, während das Anwachsen der Rückenhöhe H_R nur im Küstenbereich $A_R \ll A$ durch Aufschichten von Eis der Dicke H stattfindet. Dabei soll sich nur A und nicht A_R ändern. Term (c) aus der Kontinuitätsgleichung ist dann praktisch in Term (a) enthalten, Term (b) verschwindet :

$$(8) \quad d(H \cdot (A - A_R))/dt + d(H_R \cdot A_R)/dt = 0 \quad ; \quad H, A_R = \text{const.}$$

$$(9) \quad \Rightarrow \quad dH_R/dt \cdot A_R = - dA/dt \cdot H$$

Die Gleichungen (7) und (9) werden im Modell in der Folge parametrisiert.

Neben den dynamischen Termen der Eismassenerhaltung kommt der thermodynamische Quell- oder Senkenterm durch Eisbildung oder Schmelzen aufgrund der Wärme Flüsse hinzu.

5.6.2 Konzentrationsänderung: Beteiligte Prozesse und ihre Parametrisierungen

Die sich auf die mittlere Eiskonzentration im Storfjord auswirkenden physikalischen Prozesse sind:

1a) *Thermodynamische Eisbildung durch Wärmeflüsse zwischen Atmosphäre und offenem Wasser (Gefrieren)*

1b) *Thermodynamische Eisbedeckungsverringerung durch Wärmeflüsse zwischen Atmosphäre und offenem Wasser (Schmelzen)*

2) *Export oder Import von Eis durch winderzeugte Eisbewegung*

3) *Export oder Import durch die mittlere Grundströmung*

4) *Aufschichten von Eis durch Windschub*

5) *Öffnung und Aufschichten / Rückenbildung durch Gezeiten*

6) *Advektion oder Auftrieb wärmerer Wassermassen und Schmelzen*

Die Prozesse sollen jetzt im einzelnen beschrieben und die Abhängigkeit von als Daten vorliegenden Parametern diskutiert werden. Außerdem werden sie für das angestrebte Eiskonzentrationsmodell im Storfjord parametrisiert.

1a) Eisbildung

Die thermodynamische Änderung der Eisbedeckung A mit der Zeit t wird nach (Parkinson u. Washington, 1979) durch die folgende exponentielle Funktion in guter Näherung beschrieben:

$$(10) \quad \frac{dA}{dt} = Q_{ges}/(L_f \cdot \rho_e \cdot H) \cdot (1-A) \quad ; \quad Q_{ges} > 0 \quad (\text{Gefriervorgang})$$

$$\text{bzw.} \quad A(t+\Delta t) - 1 = O(t+\Delta t) = (A(t)-1) \cdot \exp(-Q_{ges}/(L_f \cdot \rho_e \cdot H) \cdot \Delta t)$$

Beim Gefrieren nimmt die Fläche offenen Wassers $O = (1-A)$ somit exponentiell ab und nähert sich asymptotisch dem Wert $(1-A) = 0$.

Der Gleichung für den Gefrierprozeß liegt die Annahme zu Grunde, daß das im offenen Wasser gebildete 'Frazil Ice' durch dynamische Prozesse zusammengeschoben wird und mit der gleichen Eisdicke wie die bereits vorhandene Eisbedeckung ebendiese vergrößert. Diese Annahme ist konsistent mit der häufig beobachteten Ansammlung von 0.2-1.0 [m] 'Frazil Ice' windabwärts von 'Leads' (Martin, 1981). In einem Modell bestimmten Bauer und Martin (1983) diese Dicke, in der sich 'Frazil Ice' ansammelt, theoretisch zu 0.1-0.5[m] für im

Storfjord typische Windverhältnisse. Sie berücksichtigten dabei die Wirkung von Strömung und Wellen. Feld- und Laborexperimente von *Martin und Kauffman (1981)* ergaben in etwa doppelt so hohe Dicken. Im Storfjord kommen außerdem noch gezeitenbedingte Divergenzen (Öffnung) und Konvergenzen (Schließen) hinzu, die ebenfalls die besagte Ansammlung verstärken. Die obige Beschreibung der thermodynamischen Konzentrationsänderung im Storfjord wird aus den genannten Überlegungen gewählt.

Erwähnt werden soll hier der Unterschied dieser Parametrisierung von 'Leads' und Polynien zu von *Hibler (1979)* für die Arktis und *Harms (1994)* für die Barentssee gewählten Parametrisierungen großräumiger Eisbedeckungsmodelle: diese Autoren wählten in der obigen Gleichung $H = \text{const.} = 0.1$ [m], was Regionen mit $H < 0.1$ [m] als offen behandelt und nach Erreichen der Gefrierpunkttemperatur zu einer wesentlich schnelleren Bedeckungszunahme führt.

Die hier gewählte thermodynamische Konzentrationsänderung enthält im Unterschied dazu bereits implizit eine dynamische Wirkung von Wind und Wellen. Sie ist in dieser Form von *Parkinson und Washington (1979)* in ihrem großskaligen numerischen Eismodell für die Parametrisierung von Leads verwendet worden.

1b) Schmelzvorgang

Während der Schmelzphasen verwenden alle obigen Autoren folgende Gleichung, wobei die Modelle sich lediglich im Faktor ϵ unterscheiden:

$$(11) \quad dA/dt = Q_{\text{ges}} / (\epsilon \cdot L_f \cdot \rho_e \cdot H) \cdot A \quad ; Q_{\text{ges}} < 0 \text{ (Schmelzen)}$$

$$\text{bzw. } A(t+\Delta t) = A(t) \cdot \exp(Q_{\text{ges}} / (\epsilon \cdot L_f \cdot \rho_e \cdot H) \cdot \Delta t)$$

Beim Schmelzen kann der laterale Sammlungsvorgang von 'Frazil Ice' nicht rückgängig gemacht werden, laterales Schmelzen wird nicht in dem Maße stattfinden. Dieser Vorgang ist in den Wärmephasen mit nur schwach positiven Wärmeflüssen, gerinfügig über 0 [°C] liegenden Temperaturen und guter turbulenter Durchmischung der Oberflächenschicht im Storfjord im Winter nicht sehr effektiv. Da man in der Realität allerdings keine mittlere Eisdicke hat sondern eine Verteilung auf verschiedene Dicken, kommt es zu einer geringen Eisbedeckungsabnahme durch Schmelzen, auch wenn die Abnahme des Eisvolumens nur relativ gering ist. Die Wahl von ϵ legt fest, daß der ϵ -te Teil der vom Eis aufgenommenen Wärme in vollständiges laterales Schmelzen relativ dünnen Eises bzw. Öffnung umgesetzt wird: $\epsilon = 1$ bedeutet 100%. *Hibler (1979)* und *Harms (1994)* folgend wird $\epsilon = 2$ gesetzt, d.h. 50% werden zur lateralen Öffnung verwendet. Diese Festlegung ist subjektiv und mag zu hoch sein, jedoch erweist sich auch mit dieser Überschätzung die Bedeutung der thermodynamischen Eisbedeckungsabnahme im Winter als gering: Im Vergleich zu den hohen Wärmeverlusten während starker Kältephasen (und der Zunahme von A) sind die Gewinne während der nach Abb.5.5c ohnehin kürzeren und selteneren Wärmeperioden (u. die Abnahme von A) um eine Größenordnung kleiner (Abb. 5.12c u. d); der durch die subjektive Wahl von ϵ gemachte Fehler ist daher nur klein.

Die Gleichung für den Schmelzvorgang bei positiven (ins Wasser gerichteten) Wärmeflüssen ist im Winter nur von geringer Bedeutung.

2) Winderzeugter Import und Export von Eis

Die Eisbewegung in der Barentssee wird in erster Linie durch den Wind erzeugt; die Reaktionszeit der Eisbewegung auf das Einsetzen von Wind ist dabei sehr kurz: nach 1-2 Stunden bei 1 [m] Eis und 5-6 Stunden bei 3 [m] Eisdicke stellt sich eine stationäre Driftgeschwindigkeit ein (Doronin und Kheisin, 1975; Vinje und Kvambekk, 1991). Daher ist neben der thermodynamischen Konzentrationsänderung der Wind der wichtigste Faktor. Doronin und Kheisin (1975) haben gezeigt, daß auf längeren Zeitskalen von etwa 10 Tagen die Eiskonzentrationsänderung durch die Divergenzen im atmosphärischen Windfeld beschrieben werden kann, während auf Zeitskalen von einem oder wenigen Tagen diese Korrelation nicht vorhanden ist. Dann spielen u. a. Trägheitseffekte eine Rolle. Im Storfjord werden die Divergenzen im Eismassentransport dabei weniger durch die Divergenz im Windfeld als durch die Kombination von Winden und Landbegrenzungen erzeugt.

Nordwind bewirkt dabei einen Eisexport, der proportional zur meridionalen Windgeschwindigkeitskomponente V_L und zur vorhandenen Konzentration A sein sollte und eine Nettoabnahme der Konzentration herbeiführt. Da Nordwinde aber meist sehr niedrige Temperaturen und eine hohe thermodynamische Eisproduktion mit sich bringen, wirken i.a. zwei Effekte einander entgegen; man kann bei einer gewissen Konzentration damit rechnen, daß sie sich balancieren, wie von Pease (1987) diskutiert.

Winde aus südlichen Richtungen werden einen Import von Eis bewirken, sofern im Süden Eis vorhanden ist: dies kann meist ab Januar zutreffen, ist aber nicht jedes Jahr der Fall (Abschnitt 3.4). Man benötigte als weiteren Parameter die Information aus den Eiskarten, wie weit südlich des Fjordes die Grenze dichten Packeises liegt. Will man die Konzentration im Storfjord völlig ohne Informationen aus den Eiskarten bestimmen, kann man einen Winter auswählen, in dem südlich des Storfjordes selten dichtes Packeis vorhanden war: 1985/86 war dies der Fall. Südwinde bringen neben dem möglichen Import im allgemeinen warme Luft und wenig Neueisbildung mit sich und die in 3) diskutierte Rückenbildung.

Ein geringer Eisimport durch zonale Winde im Bereich südlich von Edgeøya wird ebenfalls berücksichtigt, auch wenn dieser durch die dort verteilten vielen kleinen Inseln (Tusenøyane) behindert wird. Ein Export nach Osten wird nicht angenommen, da sich hier immer dichtes Packeis befindet.

Die erwartete Abhängigkeit der Konzentrationsänderung vom Windexport allein ergibt sich aus Gleichung (7) des Abschnittes 5.6.1 über die Kontinuitätsgleichung:

$$(dA/dt)_{\text{Export}} = I_X \cdot V_E / F_{\text{Stor}} \cdot A \quad \text{bei Nordwind}$$

$$(dA/dt)_{\text{Import}} = I_X \cdot V_E / F_{\text{Stor}} \cdot A \quad \text{bei Südwind u. Eis i. Süden}$$

$$- I_Y \cdot U_E / F_{\text{Stor}} \cdot A \quad \text{bei Ostwind } (U_E < 0)$$

F_{Stor} ist die in Abbildung 5.1 schraffierte Storfjordfläche von 13,500 [km²].

I_X ist die südliche zonale Begrenzung des Storfjordbereichs von etwa 130 [km]. Die meridionale Längenskala Richtung Osten wird wegen der vielen kleinen Inseln, die hier einen Eisaustausch behindern nur mit $I_Y = 30$ [km] angesetzt. Bei einer zu erwartenden südwestlich

gerichteten Strömung und der Blockadewirkung der Inseln südlich von Edgeøya kann man u.U. zur Vereinfachung $I_y = 0$ und $I_x = 100$ setzen (einen etwas geringeren Export annehmen). V_E ist die Meridional Komponente der winderzeugten Eisdrift: bei Nordwind ist sie negativ und man erhält eine Abnahme der Eisbedeckung. U_E ist die Zonalkomponente der Eisdrift, Ostwind führt zu einer Zunahme von A .

Die Richtung der Eisdrift weicht dabei etwas von der Windrichtung ab. "Zubovs Law" gibt eine Drift von 1.8% und 28° nach rechts zur Windrichtung (auf der Nordhalbkugel) an, und ist eine gebräuchliche Daumenregel (Nansen, 1902; Lunde, 1965; Doronin & Kheisin, 1975; Maykut, 1986). Aus Beobachtungen von Driftbojen in der Barentssee geben Vinje und Kvambekk (1991) eine Driftgeschwindigkeit von 1-2% des geostrophischen Windes an. Für das folgende Modell wird die Eisdrift um 30° nach rechts zur Windrichtung gewählt und mit 2% der Windrichtung angesetzt.

Betrachtet man die Hauptwindrichtungen bei Hopen, Südwest und Nordost in Abb. 5.5c, im Zusammenhang mit dieser Eisdrift von 30° cum sole, so liegt es nahe, für die untersuchte Region keinen Import von Eis durch Süd- und Ostwinde sondern nur einen Export durch Nordwind anzunehmen und $I_x = 100$ [km] und $I_y = 0$ zu verwenden. Für die in 4) beschriebene Rückenbildung an den Küsten sind Süd- und Zonalwinde dagegen wichtig.

3) Export durch die mittlere Grundströmung

Die mittlere Grundströmung an der Oberfläche ist im Grunde genommen auch windinduziert und ihre Wirkung ist somit im windabhängigen Export enthalten. Sie ist auf den Schelfen südlich von Svalbard südwestlich gerichtet und spiegelt sich in den Mittelwerten der Windgeschwindigkeiten für Hopen (Tabelle 5.1) wieder. Typische, an Hand von Driftern erhaltene Geschwindigkeiten zeigt Abb. 5.9 (Vinje, 1985).

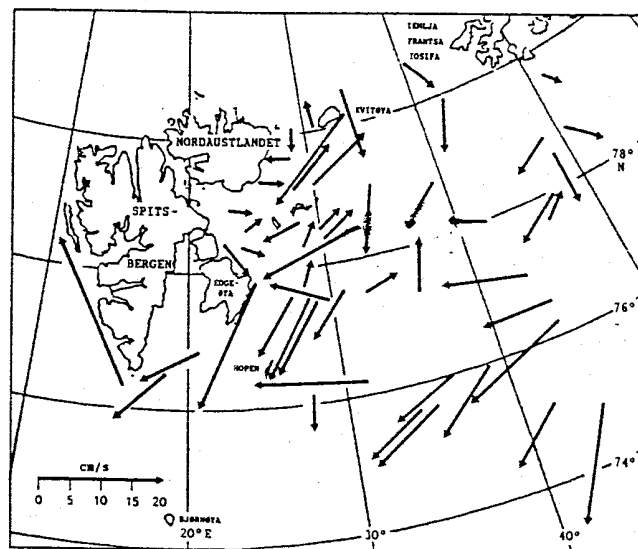


Abb. 9: Über Driftbojen bestimmte Eisgeschwindigkeiten in der Barentssee 1970-1980 (Vinje, 1985)

Aus dem Windfeld selbst und horizontalen Variationen in den Wärmequellen ergeben sich eine barokline Schichtung im Meer und geostrophische Geschwindigkeiten, die auch bei Aussetzen der Winde erhalten bleiben. Eine Diskussion dieser geostrophischen Transporte ist im Abschnitt 4 über die Hydrographie erfolgt. Die wesentlichen Ergebnisse waren: die geostrophische Oberflächenströmung südöstlich von Edgöya und vom Südkapp Spitsbergens kommt

aus Nordosten und besteht aus kaltem, frischem Oberflächenwasser polaren Ursprungs. Im westlichen Teil des Storfjords setzt das Oberflächenwasser ebenfalls geostrophisch nach Südsüdost. Die Bedeutung der mittleren Strömung, von der ja auch nur ein Teil geostrophisch erzeugt wird, ist für die Gesamteisdrift und Konzentrationsänderung im Bereich der zu untersuchenden Zeitskalen von einer Woche gering (*Doronin & Kheisin, 1975*). Nach Untersuchungen von Driftstationsdaten beträgt ihr Anteil an der Eisdrift erst bei Zeitskalen von einem Monat etwa ein Drittel. Insgesamt kann von einer Grundströmung mit südwestlichen Richtungen ausgegangen werden.

Die Wirkung der südwestlich gerichteten Grundströmung wird somit darin liegen, daß wind-erzeugter Eisexport kaum verstärkt, (da Strömung und Windschub die gleiche Richtung haben), Import jedoch abgeschwächt wird. In Jahren mit starker Grundströmung wäre es denkbar, daß ein Import von Eis im Süden, wenn vorhanden, auch in Phasen südlicher Winde verhindert wird.

Die Grundströmung wird im folgenden Modell durch einen 2 [cm/s] geringeren Import bei Südwinden berücksichtigt.

4) Rückenbildung

Die Bedeutung der Rückenbildung für die Eisbedeckung im Storfjord soll aus folgenden Überlegungen ausführlich diskutiert werden: wie schon gesagt worden ist, zählt der Storfjord zu den Gebieten mit hoher Polynienwahrscheinlichkeit in der Barentssee (*Vinje, 1985*). Ähnlich viele Polynien wurden auch bei Hopen beobachtet, welches ebenfalls zu diesen Regionen gehört. 30-50% des Eisfeldes bei Hopen sind im Mittel mit Rücken bedeckt, die mittlere Rückenhöhe beträgt dabei etwa 2[m] (*Vinje, 1985*), was unter Wasser in etwa 10[m] erwarten läßt. Angesichts der Landberandungen im Storfjord ist die Annahme gerechtfertigt, daß die bei Hopen beobachtete Rückenhäufigkeit dort ebenfalls zutrifft oder gar noch übertroffen wird. Winde aus östlichen, westlichen und südlichen Richtungen können hier zur Aufschichtung von Eis führen.

Um die Rückenbildung über die meteorologischen Daten zu parametrisieren, müssen zunächst die physikalischen Prozesse beschrieben werden.

Einen Überblick über die Grundlagen der Rückenbildung geben (*Doronin und Kheisin, 1975*). Die physikalischen Prozesse und vor allem die Energetik der Rückenbildung wird von *Rothrock (1975)* eingehend beschrieben. *Thorndike et al. (1975)* entwickelten eine Theorie der Rückenbildung und ein großskaliges thermodynamisches Modell auf der Basis einer statistischen Umverteilung der Eisdicken. In Anlehnung an diese Theorie formulierte *Hibler (1979)* ein gekoppeltes thermodynamisches dynamisches Modell für den arktischen Ozean, welches er später (*Hibler, 1985*) speziell hinsichtlich der Rückenbildungsmechanismen und ihrer Kopplungen untersuchte; die modellierten Eisdickenverteilungen waren realistisch.

Da Rückenbildung jedoch ein chaotischer, statistisch erfaßbarer Prozeß ist, sind kleinskalige Modelle nur schwer zu formulieren.

Es soll hier ein Versuch gemacht werden, über die den großskaligen Modellen zu Grunde liegende Energetik die mittlere Aufschichtung im Storfjord zu beschreiben.

Nach *Rothrock (1975)* und *Thorndike et al. (1975)* beträgt die in einem Rücken gespeicherte potentielle Energie pro Flächeneinheit:

$$(12) \quad E_{\text{pot}} = 1/2 \cdot \rho' \cdot g \cdot h_R^2 \quad [\text{N/m}]$$

Dabei ist h_R die gesamte Rückendicke über und unter Wasser und g die Erdbeschleunigung. $\rho' = \rho_E \cdot (\rho_W - \rho_E) / \rho_W$ ergibt sich darüber, daß sich die Gesamtenergie aus der Verdrängung von Wasser und der Rückenhöhe über Wasser zusammensetzt, wobei der Hauptanteil dieser Energie durch die Verdrängung gegeben ist.

Auch bei realistischen Verhältnissen über Wasser/ unter Wasser h_{AW}/h_{UW} von 1:4 bis 1:5 gegenüber dem theoretischen Verhältnis von $h_{AW}/h_{UW} = \rho_E / (\rho_W - \rho_E) \sim 1:7$, die sich durch die Füllung von Luftblasen im Eis mit Wasser ergeben, ist die Hauptenergie des Rückens unter Wasser gespeichert (*Doronin u. Kheisin, 1975*).

Die Reibungsenergie, die ebenfalls gegen die Schwerkraft aufgebracht werden muß, liegt nach *Rothrock (1975) und Thorndike (19759)* in der gleichen Größenordnung, so daß man die zur Erzeugung eines Rückens erforderliche Gesamtenergie E_{Ges} mit $2 \cdot E_{\text{pot}}$ ansetzen kann.

In einem kinematischen Modell verwendeten *Parmeter u. Coon (1973)* diese Voraussetzung, um realistische maximale Rückenhöhen zu erzeugen. Ihr h_{max} war allerdings dadurch festgelegt, daß sie den Rücken bei einer von der Eisdicke abhängigen kritischen Brechspannung $\sigma_{kr} \cdot h$ brechen ließen:

$$\text{aus } \rho' \cdot g \cdot h_{\text{max}}^2 = \sigma_{kr} \cdot h \quad \text{folgt} \quad h_{\text{max}}/h \sim 1/\sqrt{h}$$

Aus diesem Grund erhielten sie die Proportionalität von h_{max}/h zu $1/\sqrt{h}$.

Für die kurzfristige zeitlich Änderung der Eisbedeckung im Storfjord ist vermutlich nicht die maximale Rückenhöhe aufgrund der Brechspannung ausschlaggebend sondern der in Rückenbildung umwandelbare Energieeintrag durch Winde, Gezeiten und Strömungen. Es wird jetzt versucht eine physikalische Abhängigkeit von diesen Parametern herzuleiten. Die Dimensionen von Landbegrenzungen und Fjord sind dabei mitwirkende Faktoren.

In dieser Hinsicht wird einem von *Doronin u. Kheisin* geäußerten Ansatz gefolgt: die kinetische Energie ist bei weitem nicht ausreichend, um beobachtete Rückenhöhen zu erzeugen, was für das Aufsichten von $h = 0.5$ [m] dichtem Eis zu einer Rückenhöhe $h_R = 2 \cdot h$ gezeigt ist:

$$\rho' \cdot g \cdot (2 \cdot h)^2 = 1/2 \cdot \rho_E \cdot V_E^2 \cdot h + 2 \cdot (\rho' \cdot g \cdot h^2)$$

$$\begin{array}{ccc} E_{\text{ges}} & E_{\text{kin,Eis}} & E_{\text{pot,Eis}} \end{array}$$

$$\Rightarrow V_E = \sqrt{((\rho_W - \rho_E) / \rho_W \cdot g \cdot 4 \cdot h)}$$

Die Gleichungen führen bereits auf ein unrealistisch hohes erforderliches $V_E \sim 1.4$ [m/s] einer Scholle, wenn die andere sich in Ruhe befindet.

Für die Erzeugung von Rücken muß somit der Windschub verantwortlich sein. Beobachtungen zeigen, daß Rückenbildung in Abhängigkeit von der Eisdicke erst bei einer kritischen Windschubspannung einsetzt (*Doronin u. Kheisin, 1975*).

Die folgende Erklärung idealisiert den Rückenbildungsprozeß, da sie nur von einer Eisdicken-

kategorie ausgeht:

Eine Windschubspannung σ_{wi} [N/m²], die vor der Einheitsrückenfläche über eine Länge von l_{wi} auf einer Fläche $(l_{wi} \cdot 1)$ [m²] angreift, erzeugt bei einer Verschiebung um Δl die Gesamtenergie $\sigma_{wi} \cdot (l_{wi} \cdot 1) \cdot \Delta l$ [N·m], die mit der Rückenenergie (pro Flächeneinheit) E_{ges} [N/m] identifiziert wird, indem man sie auf die Fläche des Einheitsrückens $(1 \cdot 1)$ [m²] bezieht:

$$E_{ges} = \rho' \cdot g \cdot h_R^2 \sim \sigma_{wi} \cdot (l_{wi} \cdot 1) \cdot \Delta l / (1 \cdot 1) = E_{wi} \text{ [N/m]}$$

Man betrachte jetzt h_R wieder als n -faches der Eisdicke h . Daraus resultiert für die Verfrachtung der Schollen der Einheitslänge Δe auf den Rücken $\Delta l = (n-1) \cdot h / h \cdot \Delta e$. Mit der vor der Rückenbildung in n Schollen gespeicherten Energie $\rho' \cdot g \cdot n \cdot h^2$ erhält man die Beziehung:

$$\rho' \cdot g \cdot [(n \cdot h)^2 - n \cdot h^2] = \sigma_{wi} \cdot (l_{wi} \cdot 1) \cdot (n-1) \cdot \Delta e$$

$$(13a) \quad \Leftrightarrow \rho' \cdot g \cdot n \cdot h^2 = \sigma_{wi} \cdot (l_{wi} \cdot 1) \cdot \Delta e$$

Setzt man in die Beziehung für den Windstress nach *Sverdrup (1957)*: $\sigma_{wi} = \rho_L \cdot C_{DE} \cdot W^2$ [N/m²] einen Schubspannungskoeffizienten $C_{DE} = 5.1 \cdot 10^{-3}$ (6m) eine Windgeschwindigkeit von $W = 10$ [m/s] ein und läßt den Windschub auf $l_{wi} = 10$ [km] angreifen, kann man bei $h = 0.5$ [m] Eisdicke einen 12 [m] mächtigen Einheitsrücken erzeugen. Bei Verwendung der Einheitslänge $\Delta e = 1$ [m] für die Schollen erhalte man die Rückenenergie pro m². Vergrößerte man die Schollenlänge um den Faktor S , erhalte man die Rückenenergie pro $S \cdot m^2$. Bei bekannten Flächen für Rückenbildung und Windschub besteht kein Unterschied. Der Energieeintrag durch den Windschub ist somit im Gegensatz zur kinetischen Energie ausreichend.

Mit $n \cdot h = h_R$ lautet dann die diagnostische Beziehung :

$$(13b) \quad \rho' \cdot g \cdot h_R \cdot h = \sigma_{wi} \cdot (l_{wi} \cdot 1) \cdot \Delta e$$

Aus (13a u. b) folgt, daß in einer durch l_{wi} beschriebenen Region

- nach (13a) für eine gewisse Eisdicke erst bei einer kritischen Windschubspannung $\sigma_{wi} \sim h^2$, Rückenbildung mit $n \geq 2$ einsetzt, d.h. dünnes Eis leichter aufgeschichtet wird.
 - nach (13b) die maximale gebildete Rückenhöhe h_{max} proportional zu σ_{wi}/h ist.
- Die Relation beschreibt den von *Doronin und Kheisin* erwähnten Zusammenhang zwischen Windschub, Rückenhöhe und Eisdicke.

Es folgt jetzt wieder der Übergang zu den repräsentativen Mittelwerten im Storfjord. Für die vorliegende Situation sind die Mittelwerte dann folgendermaßen zu interpretieren: sind die verschiedenen Eisdickenkategorien etwa gleichmäßig um die mittlere Dicke H verteilt, kommt es bei höherem Windschub in allen Kategorien zur Aufschichtung und auch das aufgeschichtete Eis kann noch weitere Rücken bilden. Das effektive dH_R/dt , die mittlere Wachstumsrate der Rücken im Storfjord, ist bei stärkeren Winden größer. Analog ergeben sich bei kleineren mittleren Eisdicken am Anfang des Winters schon bei schwächeren Winden

die gleichen Wachstumsraten.

Um die pro Zeiteinheit durch Rückenbildung aufgeschichtete Masse zu bestimmen, ist (13b) nach der Zeit abzuleiten; man erhält, wenn man während dieser Aufschichtung eine Veränderung der Eisdicke H und des Windschubs σ_{wi} ausschließt:

$$(14) \quad \rho' \cdot g \cdot dH_R/dt = \sigma_{wi}/H \cdot I_{wi} \cdot V_{Ru} \quad , \quad V_{Ru} = \Delta e / \Delta t$$

Dabei ist V_{Ru} als Einheitsgeschwindigkeit in den Rücken anzusehen: sie legt fest, wie schnell die entstehenden Rücken wachsen. Mangels Kenntnis und im Rahmen dieser 'Mittelwertbehandlung' wird sie als konstant betrachtet. Die Variabilität der mittleren Rückenbildung dH_R/dt hängt dann nur von der Häufigkeit der wachsenden Rücken ab, gegeben durch σ_{wi}/h . Auch I_{wi} wird im Mittel als konstant angesehen. Durch Kombination von (14) mit der Kontinuitätsgleichung (9) für die Rückenbildung $dH_R/dt \cdot A_R = -dA/dt \cdot H$ erhält man schließlich:

$$dA/dt = - W^2/H^2 \cdot (\rho_L \cdot C_{DE} \cdot I_{wi} \cdot V_{Ru} \cdot A_R) / (\rho' \cdot g)$$

Weder der Anteil A_R , auf dem die Rückenbildung stattfinden kann, noch die Geschwindigkeit V_{Ru} , mit der der Fluß in die Rücken erfolgt, sind bekannt. Auch I_{wi} kennt man nicht, und C_{DE} läßt sich nicht genau genug angeben. Zur Parametrisierung soll jedoch noch folgende Annahme gemacht werden:

A_R soll mit dem Anteil ΔR der Küstenlinie R , zu der es eine normale, zum Land gerichtete Windschubkomponente gibt, variieren. Um auch für den Windschub W^2 einen repräsentativen Mittelwert zu erhalten, wird der Mittelwert der Normalkomponente des Windschubs zu den Landbegrenzungen bestimmt. Diese beiden Abhängigkeiten lassen sich durch Ersetzen von W^2 durch W_{NR}^2 folgendermaßen berücksichtigen:

$$W_{NR}^2 := 1/R \cdot \int_{\underline{W} \cdot \underline{dn} > 0} (\underline{W} \cdot \underline{dn}) \cdot \int_{\underline{W} \cdot \underline{dn} > 0} (\underline{W} \cdot \underline{dn}/dn)$$

In W_{NR}^2 sind die beiden obigen Abhängigkeiten enthalten, und es wird über alle Normalkomponenten an der Küste summiert. Küstennormale \underline{dn} und Windvektor \underline{W} sind so orientiert, daß zum Land gerichtete Winde $\underline{W} \cdot \underline{dn} > 0$ bedeuten. Für den Storfjord wird hier näherungsweise ein Dreieck verwendet (Abbildung 5.12). Damit ergibt sich:

$$dA/dt \sim -W_{NR}^2 \cdot H^2 \cdot \rho_L \cdot C_{DE} \cdot I_{wi} \cdot V_{Ru} \cdot A_R / (\rho' \cdot g)$$

$$(15) \quad (dA/dt)_{Rücken} = -W_{NR}^2/H^2 \cdot C_{Rücken}$$

Aufgrund der Vereinfachungen und Annahmen kann hier letztendlich nur eine Proportionalität

angegeben werden, wobei alle Konstanten und Koeffizienten in einem für den Storfjord als fest angesehenen Wert zusammengefaßt sind. $C_{\text{Rücken}}$ beschreibt dann sozusagen die mittleren Randbedingungen für die Rückenbildung im Storfjord, welche regional als konstant angesehen werden. Für die Parametrisierung im Modell wird in Anpassung an die Eiskarten diese Konstante $C_{\text{Rücken}}$ ermittelt und die obige Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit, Eisdicke und Windrichtung sowie der Küstenorientierung verwendet.

Selbstverständlich ist auch diese Parametrisierung nur qualitativer Natur und die Ergebnisse sind in dieser Hinsicht zu bewerten.

5) Effekte durch Gezeiten

Unter der Annahme, daß aufgrund der geringen lokalen gezeitenerzeugenden Kräfte die gesamte Energie als Welle aus dem Nordatlantik eingetragen wird, sind die Gezeitenwirkungen im arktischen Ozean in guter Übereinstimmung mit Beobachtungen modelliert worden (Kowalik & Untersteiner, 1978; Gjevik u. Straume, 1988). Die halbtägige M2-Gezeit ist dominierend und führt im Bereich von Kontinentalabhängen und flachen Schelfen zu den größten Amplituden und Geschwindigkeiten, die jedoch immer noch um eine Größenordnung geringer als in niedrigen Breiten sind. Die hohen Geschwindigkeiten führen dabei auf den Schelfen zu Divergenzen, die eine Öffnung und Schließung der Eisbedeckung von bis zu 1% pro Gezeitenzyklus zur Folge haben können (Kowalik & Untersteiner) und zu einer guten turbulenten Durchmischung der Wassersäule führen.

Besser aufgelöste Modelle ($dx \sim 50$ km) geben Auskunft über Verlauf und Wirkung der Gezeiten in der Barentssee (Gjevik, 1990; Dimitriev et al., 1991; Harms, 1993). Sie zeigen alle eine Svalbard im Uhrzeigersinn umlaufende Gezeitenwelle mit Geschwindigkeiten von 20-30 [cm/s] im Storfjord, auf der Storfjordbank (Abb. 5.10) und auf der Svalbardbank. In letzterem Bereich ergeben Untersuchungen und Beobachtungen von (Huthnance, 1981) ähnliche Größenordnungen. Somit ist mit gezeitenerzeugten Divergenzen und Konvergenzen im Storfjord zu rechnen. Dimitriev et al. (1991) beschreiben in ihrer Arbeit den Zusammenhang zwischen divergenzbedingter Öffnung der Eisbedeckung und den Gezeiten und erhalten in guter Übereinstimmung mit Satellitenbeobachtungen ein deutliches Öffnungssignal südlich von Svalbard.

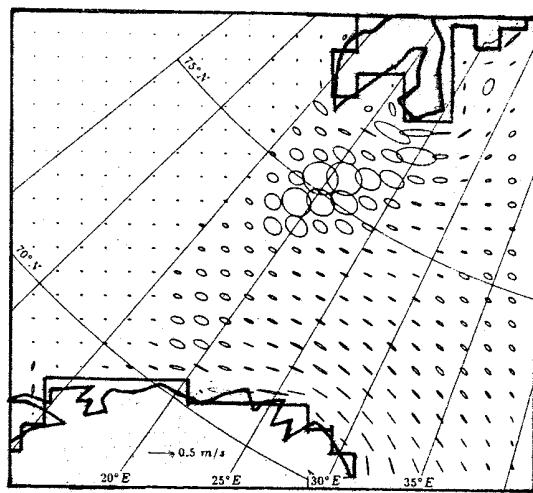


Abb. 5.10: Gezeitenstromellipsen südlich Svalbards: hohe Geschw. auf Storfjord- und Svalbardbank (Gjevik, 1990)

Für den Storfjord selbst existiert kein kleinskaliges Gezeitenmodell, alle großskaligen Modelle behandeln ihn als im Norden geschlossen. Wie bereits in Abschnitt 4 eingehend diskutiert worden ist, sind die beiden schmalen Sunde im Norden, Heleysund und Freemansund für den Austausch vermutlich von großer Bedeutung. Dies lassen auch die hier beobachteten Gezeitenströme erwarten: mit maximalen Geschwindigkeiten von 4 [m/s] im Helyesund und 2 [m/s] im Freemansund sind sie sicherlich für die Vermischung ein wichtiger Faktor. U. Schauer (1994, pers.Mitteilung) beobachtete in untersuchten Strömungsmesserdaten im Bereich der Schwelle ebenfalls ein deutliches Gezeitensignal. Eine zukünftige Untersuchung des Storfjords hinsichtlich der Gezeitenphänomene steht noch aus.

Gezeitenströme bedeuten in erster Linie keinen Transport sondern nur Öffnung und Schließung. Kommt es jedoch durch die Landbegrenzungen verstärkt in Gebieten der Konvergenz zur Rückenbildung, entsteht ein Nettoöffnungseffekt für die Eisbedeckung bzw. Konzentrationsabnahme. Wie bei der Rückenbildung diskutiert wurde, ist die kinetische Energie der Strömung für die Aufschichtung von dickerem Eis nicht ausreichend. Ob mit Eispressungen wie im dichten Packeis des arktischen Ozeans gerechnet werden kann (*Nansen, 1906*), ist ungewiß.

Vielmehr sollte die Bedeutung der Gezeiten darin liegen, daß dünnes Neueis und 'Frazil Ice' zusammengeschoben wird. Damit wäre der Haupteffekt der Gezeiten in der thermodynamisch-dynamischen Änderung der Eisbedeckung enthalten.

Der weitere schwer abzuschätzende Effekt der Rückenbildung wäre mit einer konstanten Auswirkung auf die Eisbedeckung verbunden, wenn man Schwankungen im Eintrag der Gezeitenenergie vernachlässigt. In Anlehnung an die Vorstellung von der Rückenbildung könnte man die eingetragene Windenergie durch eine Konstante C_{Gez} ersetzen und erhielte:

$$(16) \quad (dA/dt)_{\text{Gezeit}} = -C_{\text{Gez}}/H^2$$

Die Bedeutung im Vergleich zum Wind sollte jedoch gering sein. Man kann den gleichen Effekt mit konstanten Windverhältnissen erzielen, und ihn somit in dieser Parametrisierung nicht davon unterscheiden.

Eine Überprüfung des Modells mit einem konstanten Faktor ist jedoch sinnvoll.

Während Gezeiten selbst keinen Transport bewirken, erzeugen sie durch die Nichtlinearität der Bewegungsgleichung über die Trägheitsterme sogenannte Restströme, die im Gegensatz zu den Gezeitenstromellipsen eine feste Richtung haben und einen Massentransport bewirken. Im Storfjord sind von *Harms (1994)* mit 1-2 [cm/s] derart hohe Restströme kalkuliert worden (Abb.5.11), wie sie im Bereich der Bäreninsel von *Huthnance (1981)* gefunden wurden. Es muß allerdings bemerkt werden, daß diese Modellergebnisse mit einem geschlossenen Storfjord erzielt wurden. Ihr relativer Beitrag zur Eisbewegung ist klein, auch wenn sie einen Nettoimport oder -export bewirken. Für den Wassermassenaustausch im Storfjord können sie jedoch von Bedeutung sein, insbesondere, wenn es im Helyesund und Freemansund in Relation zu den sehr hohen Gezeitenströmen ähnliche Restströme gibt. Dies wurde im Hydrographieteil bereits angesprochen.

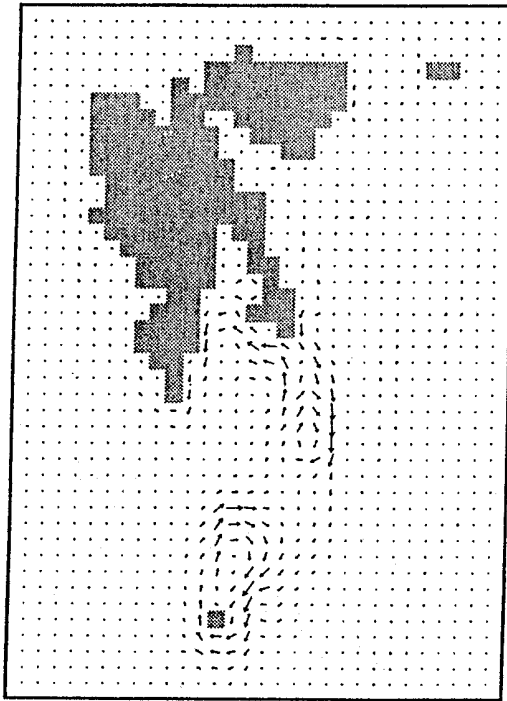


Abbildung 5.11: Vertikal integrierte Restströme der M_2 -Gezeit; Maximalwerte 2 [cm/s] (Harms, 1994)

6) Advektion warmen Atlantikwassers

Ein weiterer denkbarer, die Eiskonzentration im Storfjord beeinflussender Prozess ist die Advektion warmen Atlantikwassers, das mit dem Nordatlantikstrom in die Storfjordrinne gelangt, wie in Teil 3 über die Strömungsverhältnisse beschrieben. Ob und wieviel AW während der Gefrierperiode in den Storfjord gelangt, können sowohl Hydrographie als auch Strömungsmesserszeitserien nicht vollständig klären. Sollte es zum Einstrom kommen, liegen typische Schmelzraten an der Eisunterseite nach *Vinje (1985)* im Bereich von 2-4 [cm/Tag] und könnten sich anfangs der Saison auf die Eiskonzentration auswirken. Aus folgenden Überlegungen im Rahmen der hydrographischen Diskussion wird jedoch ein Abschmelzen des Eises durch AW für unwahrscheinlich gehalten:

Im ersten Teil des Winters, von etwa November bis Dezember, wäre einströmendes AW dichter als polares Oberflächenwasser und schichtete sich etwa in 50 [m] Tiefe ein, ohne an die Oberfläche zu gelangen; es stellte keine wesentliche Beeinflussung der momentanen Eiskonzentration dar, da die Wärmeleitung in der Wassersäule zwei Größenordnungen kleiner als die Oberflächenflüsse ist (*Maykut, 1986*); es käme nicht zum Schmelzen. Im weiteren Verlauf des Winters füllt sich der Storfjord mit schwerem Schelfwasser, AW könnte sich unter Umständen darüber einschichten. Inzwischen sind die Eisgrenze und die Polarfront des Oberflächenwassers nicht mehr in der Storfjordrinne gelegen sondern befinden sich weiter im Südwesten. Warmes AW ist nur noch in Tiefen von unter 100[m] vorhanden und ein windinduzierter Einstrom im Oberflächenbereich wird nicht erfolgen.

Ein weiterer Aspekt hinsichtlich der Advektion warmen Wassers sei noch erwähnt. *Häkkinen (1987)* untersuchte Auftriebsprozesse an einer Eisgrenze: wegen der unterschiedlichen Impulsaustauschkoeffizienten von Wasser und Eis erzeugen parallel zur Eiskante (in der Nordhemisphäre auf der rechten Seite) wehende Winde Divergenz und Auftrieb. Dabei kann

es nach Häkkinen bei über zwei Tage konstanten Winden zu Auftrieb aus 150 [m] Tiefe kommen, und durch eine 1° oberhalb der Gefrierpunkttemperatur befindliche Wassertemperatur bereits zu Schmelzraten von 0.5 [m/Tag], bestätigt durch Beobachtungen (Bauer & Martin, 1980, zitiert von Häkkinen). Das Auftreten ähnlicher Größenordnungen vermuten Makshtas u. Podgorny (1991) bei Advektionsprozessen im Westspitsbergenstrom. Die Eisgrenze liegt im Winter zwar oft unweit südlich des Storfjords, die vorherrschende Windrichtung ist jedoch nicht parallel sondern normal dazu.

Aus diesen Gründen wird eine direkte Auswirkung des *Einstroms* von AW auf die Eisbedeckung durch Schmelzen nicht angenommen. Das zum Winteranfang im Fjord vorhandene AW kann allerdings an die Oberfläche gelangen, wenn das gebildete Storfjordwasser seine Dichte erreicht. Mit den in diesem Modell verwendeten meteorologischen Parametern läßt sich weder der Zeitpunkt voraussagen noch, ob es dazu kommt. Wie in der Hydrographie beschrieben können Menge und Temperatur des vorhandenen AW von Jahr zu Jahr sehr variabel sein. Wie die Folgen für den Startzeitpunkt der Eisbildung und die Wärme- und Salzbilanz des Storfjords aussehen, wird daher im Anschluß an die Modellberechnungen im Abschnitt 5.9 über die Bedeutung des AW im Fjord diskutiert.

Abschließend sind in einer schematischen Darstellung die beschriebenen Modellparameter und Konstanten und der idealisierte Storfjord gezeigt:

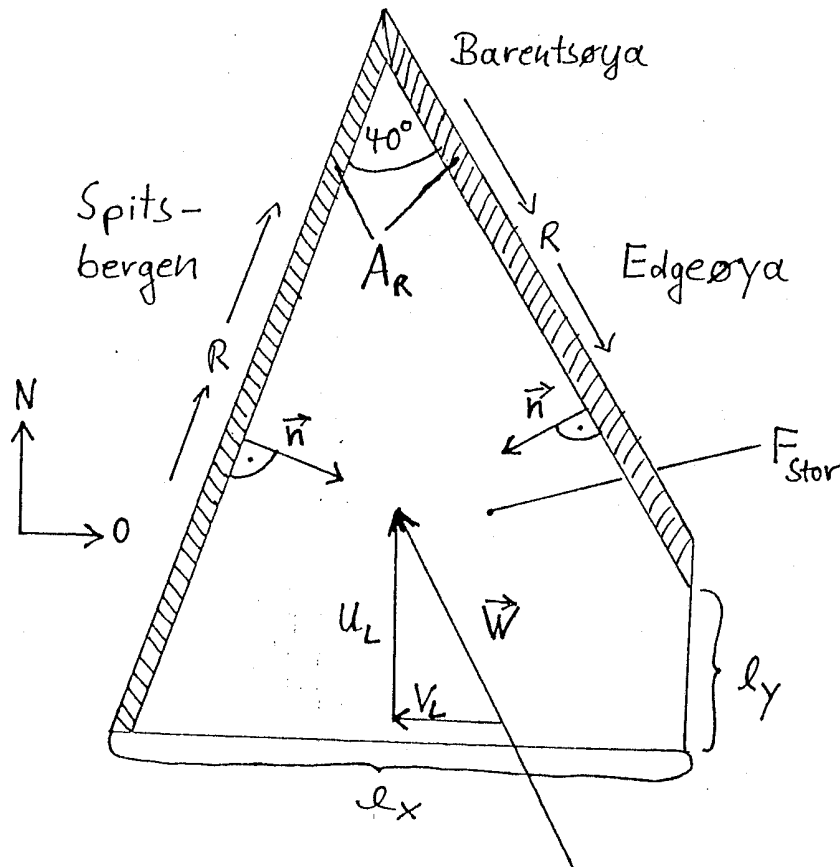


Abbildung 5.12: Schematische Darstellung des Storfjords und der im Eisbedeckungsmodell verwendeten Parameter und Konstanten

5.6.3 Modellentwicklung und Ergebnisse

Die im vorigen Abschnitt entwickelten Parametrisierungen der Prozesse bestimmen alle die zeitliche Veränderung der mittleren Eiskonzentration:

- (a) Eisbildung $(dA/dt)_{\text{Eisbil}} = Q_{\text{ges}} / (L_f \cdot \rho_E \cdot H) \cdot (1-A)$, $Q_{\text{ges}} > 0$ (Gefrieren)
- (b) Schmelzen $(dA/dt)_{\text{Schmel}} = Q_{\text{ges}} / (2 \cdot L_f \cdot \rho_E \cdot H) \cdot A$, $Q_{\text{ges}} < 0$ (Schmelzen)
- (c) Export, meridional $(dA/dt)_{\text{Export}} = I_X \cdot V_E / F_{\text{Stor}} \cdot A$ bei Nordwind
- (d) Import, zonal $(dA/dt)_{\text{Zonal}} = -I_Y \cdot U_E / F_{\text{Stor}} \cdot A$ bei Ostwind
- (e) Import, meridional $(dA/dt)_{\text{Import}} = I_X \cdot V_E / F_{\text{Stor}} \cdot A$ bei Südwind u. Eis i. Süden
- (f) Rückenbildung, Wind $(dA/dt)_{\text{Rücken}} = -W_{\text{NR}}^2 / H^2 \cdot C_{\text{Rücken}}$
- (g) Rückenbildung, Gezeiten $(dA/dt)_{\text{Gezeit}} = -C_{\text{Gez}} / H^2$

Die eingehenden konstanten und variablen Parameter für den Storfjord sind dabei:

H , mittlere Eisdicke

Q_{ges} , Gesamtwärmefluß über offenem Wasser

A , eisbedeckter Anteil des Storfjords

V_E , Meridionalkomponente der Eisdrift: 2% des meridionalen Windes und 30° nach rechts

U_E , Zonalkomponente der Eisdrift

$W_{\text{NR}}^2 := 1/R \cdot \int_{\underline{W} \cdot \underline{dn} > 0} (\underline{W} \cdot \underline{dn}) \cdot \int_{\underline{W} \cdot \underline{dn} > 0} (\underline{W} \cdot \underline{dn} / \underline{dn})$ enthält die Windrichtung, die Windgeschwindigkeit und die Landverteilung

$I_X = 100$ [km] ohne Ostwind, 130 [km] mit Ostwind

$I_Y = 30$ [km]

C_{gez} und $C_{\text{Rücken}}$ sind noch zu bestimmen

Diese Gleichungen werden jetzt nacheinander für den Winter 85/86 erprobt: da in diesem Winter die Eisgrenze meist mit der südlichen Begrenzung des untersuchten Storfjordgebietes übereinstimmte, benötigt man Beziehung e) nicht: es befindet sich kein Eis südlich des Fjordes, daß advehiert werden könnte. Man kann die Berechnungen allerdings zunächst nicht völlig unabhängig von den Eiskartendaten durchführen, da C_{Gez} und $C_{\text{Rücken}}$ in Anpassung an die Eiskarten noch bestimmt werden müssen.

Die Ergebnisse der Entwicklung sind in Abb. 5.12-13 gezeigt.

1.

Zur Überprüfung der Korrelation ist Q_{ges} in Abb. 5.12a) gezeigt. Die Entwicklung der Konzentration nach den einwöchigen Eiskarten zeigt Abb. 5.12b). Zwischen den ermittelten Werten in einwöchigen Abständen wurde linear interpoliert. Die zeitliche Übereinstimmung niedriger Wärmeflüsse mit Einbrüchen in der Eiskonzentration ist hier bereits erkennbar. Die Eisdicke ist in Abb. 5.12b) ebenfalls dargestellt.

2.

Zur Überprüfung des thermodynamischen Wachstumsterms (a) wird in Abb. 5.12c) allein dieses Wachstum berechnet: jeweils an den Minima der Eiskartenmittelwerte wird das thermodynamische Anwachsen des Bedeckungsgrades bis zum nächsten Maximum kalkuliert. Zwar ist die im Vergleich zu den Eiskarten berechnete Bedeckungszunahme zum Winteranfang etwas zu stark, da hier vermutlich bei geringerer Eisdicke dynamische Prozesse effektiver sind. Insgesamt scheint das Wachstum jedoch gut durch den von (a) repräsentierten Sammlungsvorgang von 'Frazil Ice' beschrieben werden zu können.

3.

Der nächste Schritt ist jetzt, völlig ohne Informationen aus den Eiskarten zu rechnen: lediglich bei Einsetzen der Eisbildung wird eine Konzentration von $A = 0.01$ vorgegeben. Anschließend wird die Konzentration für den Rest des Winters nur aus den thermodynamischen Exponentialfunktionen (a) und (b) für Zu- und Abnahme der Konzentration bestimmt. Das Ergebnis in Abb. 5.12d) zeigt, was ohne Dynamik zu erwarten war. Die Konzentration bleibt den ganzen Winter in der Nähe von 1, wobei der Schmelzterm (b) sicherlich schon eine Überschätzung des Schmelzeffektes darstellt. Trotzdem führt (b) nur zu geringen Abnahmen der Bedeckung. Ohne die beschriebene Küstenpolyniendynamik erhält man kaum offenes Wasser.

4.

Die Einführung des Exportterms (c) durch Nordwinde zeigt Abbildung Abb. 5.13a). Es bildet sich ein Gleichgewicht aus Advektion und Produktion von Eis aus. Ein Vergleich mit Abb. 5.12a) zeigt qualitativ die von *Pease (1987)* in ihrem Leadmodel beschriebene Relation: hohe Wärmeverluste führen zu einem Gleichgewicht bei höheren Konzentrationen. Obwohl hier der Term (d), der einen Import durch Ostwind bedeutet, nicht berücksichtigt wurde, scheint die Bedeckung immer noch zu hoch, ohne daß sich die Einbrüche und großen Variationen aus den Eiskarten ergeben. In der Folge wird weiterhin mit dieser *Standardparametrisierung* (ohne Ostwindimport, d.h. $l_x = 100$ [km]) gerechnet, da durch Einführung von Ostwinden keine bessere Anpassung erzielt wird (nicht gezeigt, Diskussion siehe Abschnitt 3.6.4).

5.

Testweise wird der Exportterm (c) verdoppelt, d.h. 4% von der Windgeschwindigkeit werden als Eisdrift angesetzt. Die Variabilität in der Eisbedeckung wird zwar größer, gezeigt in Abb. 5.13b), ganz befriedigend ist die Übereinstimmung hinsichtlich der starken Eisbedeckungsabnahmen jedoch noch nicht. Da eine Windgeschwindigkeit von 4% der Winddrift im Vergleich zu den Schätzungen vieler Autoren von 1-2% (*Doronin u. Kheisin, 1975*) und den Untersuchungen von Drifterdaten aus der Barentssee (*Vinje, 1985*) zu hoch erscheint, werden im weiteren wieder 2% verwendet und zusätzlich die unbekannte Rückenbildung untersucht.

6.

Zunächst wird in Abb.13c) gemäß (g) eine Konstante C_{Gez} derart gewählt, daß Anfangs- und Endkonzentration von Modell und Eiskarten übereinstimmen. Die eingeführte zu $1/H^2$ proportionale Rückenbildung gibt ein Ergebnis, daß zumindest in der Anfangsphase des Winters besser mit den Eiskarten vergleichbar ist.

Bei der relativen Konstanz der Winde im Winter ist dies vermutlich nicht auf die Gezeitenwirkung zurückzuführen. Wahrscheinlicher ist, daß die Rückenbildung winderzeugt und durch die geringe Varianz im Windfeld bereits durch eine Konstante gut wiedergegeben ist.

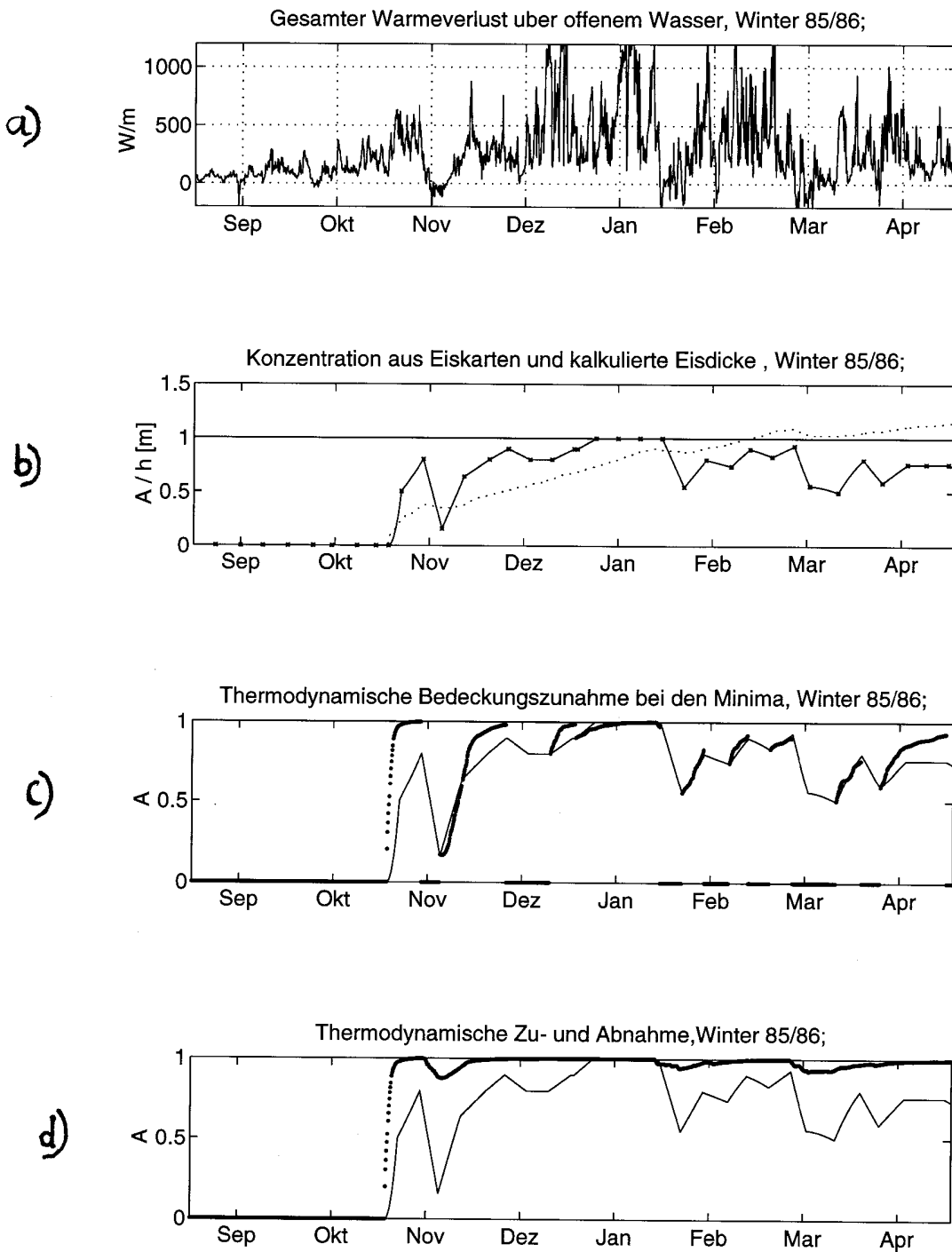


Abbildung 5.12a-d: Eiskonzentrationsmodellentwicklung; Schritte 1 bis 3 im Text

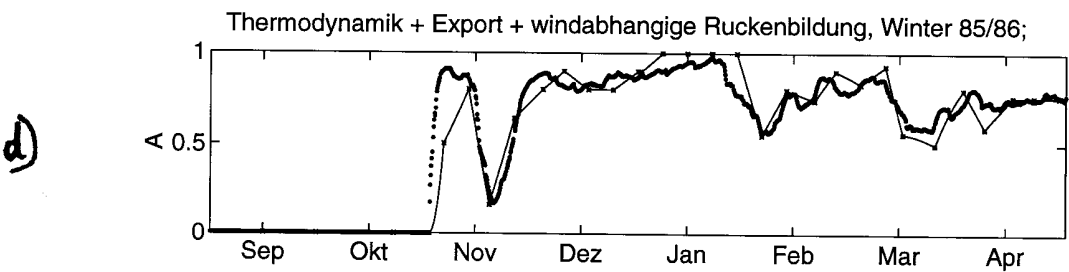
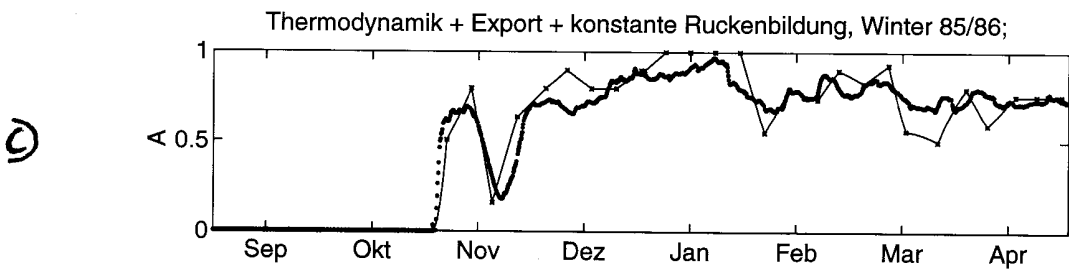
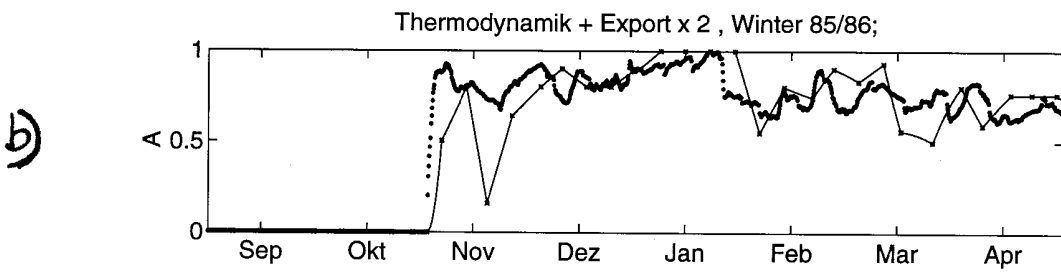
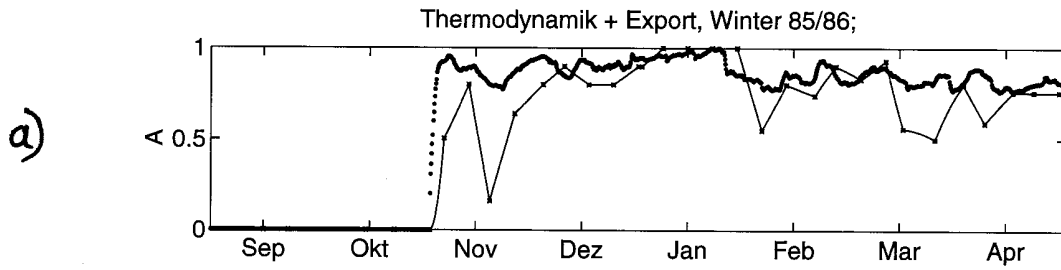


Abbildung 5.13a-d: Modellentwicklung für die Eiskonzentration; Schritte 4 bis 7 im Text

7.

Führt man schließlich die im vorigen Abschnitt prognostizierte Windabhängigkeit mit einer anderen Konstante $C_{\text{Rücken}}$ ein und verwendet an Stelle von (g) den windabhängigen Rückenbildungsterm (f), proportional zu W_{NR}^2/H^2 , so erhält man eine erstaunlich gute Übereinstimmung, wie in Abb. 13d) zu erkennen ist.

Es ist zu vermuten, daß die bei der Erstellung der Eiskartenzeitreihe gemachten subjektiven zufälligen Fehler in diesem Winter gering waren, und daß gleichzeitig die berücksichtigten physikalischen Prozesse hauptsächlich wirksam waren. Es wird daher angenommen, daß die verwendete Kombination der Modellgleichungen und Parameter geeignet ist, die Entwicklung der Eiskonzentration im Storfjord zu beschreiben.

Die erhaltene Konstante $C_{\text{Rücken}}$ wird zur Parametrisierung der anderen untersuchten Winter verwendet werden, ohne daß ihr Zustandekommen genauer betrachtet wird.

Man kann jedoch hinsichtlich $C_{\text{Rücken}}$ noch folgende Plausibilitätsabschätzung durchführen. Die Parametrisierung in Abb. 5.13c) führt zu einer auf die Storfjordfläche bezogenen Neueisproduktionsrate des offenen Wassers von 4.37 [m] gegenüber einer thermodynamisch gebildeten Eisdicke von etwa 1.1 [m]. Dabei wurden 1.53 [m] Eis durch den Rückenbildungsterm in Rücken akkumuliert. In anderen untersuchten Wintern entstanden ebenso kalkulierte Rückenansammlungen von 1.1 - 2.7 [m] (Abb. 5.14a-e).

Vinje (1985) gibt für die Region bei Hopen mit ähnlicher Leepolynienhäufigkeit an, daß am Ende des Winters 30-50% des Eisfeldes mit Rücken bedeckt sind, bei einer häufigsten Rückenhöhe von etwa 2 [m] über Wasser. Bei einem linearen Abfall der Rücken zu den Seiten ergäbe sich eine mittlere Höhe von 1 [m] über Wasser für den mit Rücken bedeckten Bereich. Mit im Abschnitt 3.6.2 beschriebenen Verhältnissen der Rückenmasse über Wasser zum Rückenanteil unter Wasser von 1:4 bis 1:5 nach (*Doronin u. Kheisin, 1975*) oder 1:6 nach *Vinje (1985)* käme man auf mittlere Gesamtrückenhöhen von 5-7 [m]. Abzüglich der Normaleisdicke von etwa 1 [m] und multipliziert mit dem Rückenbedeckungsanteil von 30-50% ergibt sich eine pro Einheitsfläche in Rücken angesammelte Eismenge von 1.2-3 [m].

Die aus dem Rückenterm erhaltene Ansammlung stimmt qualitativ damit überein, so daß die Parametrisierung eine realistische Rückenbildung wiedergibt .

Die Modellgleichungen mit den besagten festgelegten Parametern werden jetzt auf weitere Winterhalbjahre angewandt.

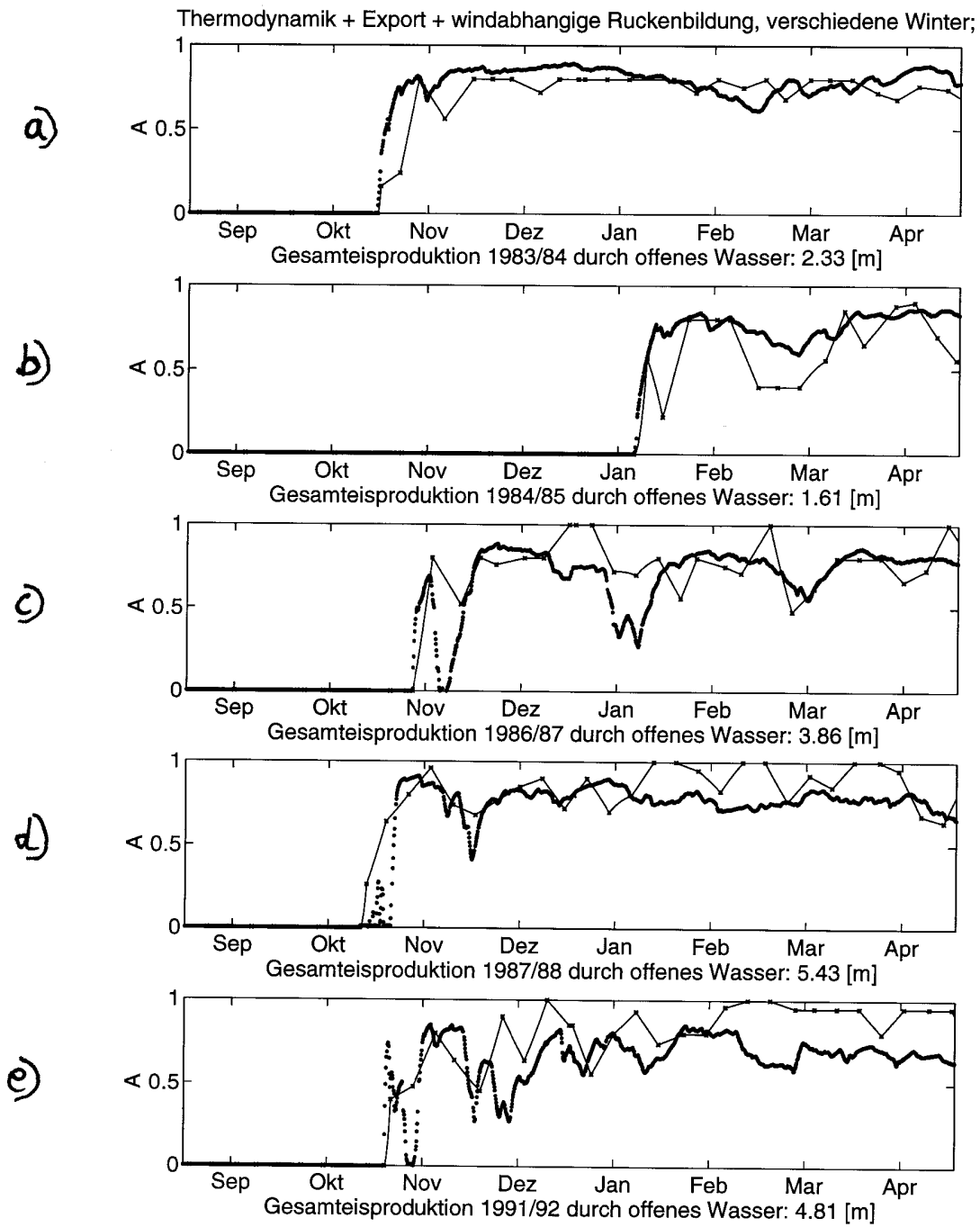


Abbildung 5.14a-e: Eiskonzentrationsmodellergibnisse für verschiedene Winter

5.6.4 Modellergebnisse für verschieden Winter

Die Anwendung des Modells für weitere Winter zeigt Abb. 5.14a-d. Die Übereinstimmung ist in diesen Fällen zwar nicht ganz so auffällig wie 1985/86, im Rahmen der Fehlergrenzen jedoch hinreichend gut.

In diesem Zusammenhang ist zu bemerken, daß die 1986/87 und 1987/88 sowie 1991/92 in den Eiskarten subjektiv angegebenen Bedeckungen von $A = 1$ vermutlich unrealistisch sind. Dichtgepackte runde Eisschollen auf einer Ebene ließen zum Beispiel $1 - \pi/(2\sqrt{3}) \sim 0.09$ als Mindestanteil offenen Wassers erwarten (*Thorndike, 1975*). Bei maximalen Konzentrationen von $A = 0.9-0.95$ und einer Korrektur der Eiskarten in dieser Hinsicht ist die Übereinstimmung in allen Jahren dann besser.

Wie bereits erwähnt können auch ein östlicher Import von Packeis oder dichtes Packeis im Süden des Fjordes, welches den Windexport bremst oder importiert wird, als zusätzliche nicht berücksichtigte Faktoren auftreten.

In Abb. 5.14 ebenfalls angegeben ist die auf die Storfjordfläche bezogene Gesamteisproduktion: die starke jährliche Variabilität, zurückzuführen auf meteorologische Einflüsse, ist erkennbar. Den milden Wintern 1983/84 und 1984/85 stehen doppelt bis dreimal so hohe Eisproduktionen 1985-1987 und 1991/92 gegenüber, wenn man die Modellergebnisse betrachtet. Die Ergebnisse aus den Berechnungen mit den Eiskarten weisen keine so hohe Variabilität auf.

Schließlich ist das Modell hinsichtlich der Sensitivität einiger Parameter noch genauer untersucht worden.

Führt man beispielsweise gemäß der Hydrographie im Sommer eine Grundströmung von zusätzlichen 2 [cm/s] ein, die Eis im westlichen Fjordbereich auf 50 [km] Breite exportieren soll, ändert sich die Gesamteisproduktion im Bereich von 0.3-0.5 [m]. Die Reaktion des Eises auf den Wind kann ebenfalls variiert werden. In Tabelle 5.4 ist die Variabilität gezeigt, die sich bei 1) einer Eisbewegung genau in Windrichtung, 2) Berücksichtigung von Ostwind für den Import, 3) der Berücksichtigung von Ostwind und einer Eisbewegung genau in Windrichtung und 4) bei südwindbedingtem Import von Packeis ergeben. Vier weitere entsprechende Parametrisierungen wurden gerechnet. Teils verbessert sich die Übereinstimmung mit den Eiskarten, teils verschlechtert sie sich. Insgesamt ergeben sich jedoch geringe Veränderungen. Für das Jahr 1985/86 ergibt sich die beste Übereinstimmung, wenn man nur den Nordwind für den Export berücksichtigt. Diese *Standardparametrisierung* wird daher für die folgenden Berechnungen gewählt. Angesichts der möglichen Fehlerquellen ist in diesem Rahmen eine genauere Analyse nicht sinnvoll. Die sich bei Variation der Parameter für die jeweiligen Winter ergebenden Unterschiede in der Eisproduktion liegen bei +/- 15% und befinden sich somit im Bereich der Ungenauigkeit der Eiskarten. Die Variabilität der über die verschiedenen Parametrisierungen erhaltenen Eisproduktionen und der in der Folge bei der Angabe der Monatsmittel und den Berechnungen in Abschnitt 6 verwendete Standardwert sind mit dem Beitrag der Rückenbildung in der folgenden Tabelle 5.4 zusammengefaßt. Der Beitrag der Rückenbildung zur Eisproduktion ist dabei so zu verstehen, daß er die zusätzlich mögliche Eisproduktion durch Öffnung des Wassers bei der Rückenbildung widerspiegelt

Tabelle 5.4: Sensitivität der Eisproduktion bei Parametrisierung von Ost- und Südwindimport und Eisdrift in Windrichtung; Produktion aus Eiskartenkonzentrationen; Modellstandardwert sowie Rückenbildung

[m]	1983/84	1984/85	1985/86	1986/87	1987/88	1991/92
mittlere offene Eisprod. Sensitivität	2.07 +/- 0.35 [m]	1.44 +/- 0.43 [m]	4.86 +/- 0.60 [m]	4.15 +/- 0.49 [m]	6.20 +/- 1.1 [m]	4.98 +/- 0.38 [m]
mittlere offene Eisprod. Karte	3.27	2.41	3.69	4.01	3.78	3.37
mittlere offene Eisprod. Standard	2.34	1.61	4.37	3.86	5.43	4.76
mittlere Rücken- bildung	1.11	1.0	1.53	1.79	3.01	2.7

Zeile 1 gibt den Mittelwert der beschriebenen etwas unterschiedlichen Parametrisierungsansätze und die Standardabweichung (Sensitivität) an. Auch im Rahmen der Sensitivität durch unberücksichtigte Faktoren bleiben die Unterschiede zwischen den Wintern erhalten, wenn man die Modellergebnisse vergleicht.

Vergleicht man mit der ebenfalls angegebenen über die Eiskarten kalkulierten Eisproduktion in Zeile drei, zeigt diese zwar ebenfalls Unterschiede zwischen den milden Wintern 1983-85 und den Jahren 1986-88, die Variabilität ist jedoch nicht so groß wie im Modell. Dabei wurde aus obigen Überlegungen die Eisproduktion bereits mit Eiskonzentrationen $A = 0.95$ kalkuliert, wenn ursprünglich $A \geq 0.95$ abgeschätzt worden war.

Möglich ist, daß die deutliche Diskrepanz von Modell- und Eiskartenberechnungen in den Wintern 87/88 und 91/92 auf zu hohe vom Modell berechnete Rückenbildung zurückzuführen ist: Es wäre denkbar daß die Aufsichtung im Storfjord ein gewisses Limit nicht überschreitet und in diesen Jahren zu hoch berechnet wird. Eine andere Möglichkeit wäre, daß die Eiskartenbedeckung im Bereich hoher Konzentrationen systematisch zu hoch abgeschätzt wurde oder die Küstenpolynien im Storfjord durch die Eiskarten nur gelegentlich aufgelöst werden können. Die von *Vinje und Kvambekk(1991)* für den Storfjord als Zeitserie angegebene Wahrscheinlichkeit von 20 bis 30%, offene Wasserflächen beliebiger Größe im Storfjord anzutreffen, ändert sich im Laufe des Winters kaum. Dann sollten jedoch auch in den letzten Wintermonaten die Konzentrationen 0.85-0.9 nicht überschreiten, was sich aus der Eiskartenabschätzung nicht ergab. *Martin und Cavalieri (1989)* bestimmten mit einem Analyseverfahren von SMMR-Satellitenaufnahmen, dessen Fehler sie mit 5-10% angeben, für einen Polynienbereich südöstlich von Franz-Joseph-Land die Konzentrationen in verschiedenen Wintern: nur selten überschritten ihre ermittelten Bedeckungsgrade $A = 0.8$ und lagen immer unter 0.9. Diese Überlegungen geben Anlaß zu der Annahme, daß möglicherweise die Eiskar-

ten bei hohen Konzentrationen im Spätwinter systematisch zu hohe Bedeckungsgrade angeben oder schlecht abgeschätzt wurden. Eine 5-10% geringere Eiskonzentration während der Monate hoher Wärmeverluste mit $Q_{ges} \sim 500$ [W/m²] würde 1987/88 und 1991/92 bereits für eine etwa 0.5-1.5 [m] höhere Eisproduktion aus den Eiskartenbedeckungen genügen.

Ob das Modell die Verhältnisse besser wiedergibt, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen. Eine Auflösung der relativ kleinskaligen Leopolynien im Bereich von Zeitskalen einer Woche durch die Eiskarten ist sicherlich nicht immer zu erwarten. Es wird vermutet, daß dies 1985/86 häufig zutraf und die gute Übereinstimmung mit dem Modell sich deswegen ergab. Zumindest erlaubt das Modell einen besseren Vergleich der verschiedenen Jahre, da es nicht den großen Abschätzungsfehlern unterliegt.

Für die weiteren Berechnungen von Monatsmitteln und Eingangsdaten für die Bodenwasserbildung wird die Standardparametrisierung aus Abschnitt 5.6.3 verwendet. Zum Vergleich werden jedoch alle Berechnungen ebenfalls mit den Werten aus den Eiskarten durchgeführt.

5.7 Flächengewichtete Wärmeflüsse und Eisproduktion

Um die Bodenwasserproduktion zu beschreiben, gegebenenfalls einen Vergleich mit Strömungsmesserzeitreihen anzustellen und maximale Salzgehalte zu bestimmen, benötigt man die zeitliche Entwicklung der Wärmeverluste.

Die folgenden Tabellen 5.5a und 5.5b enthalten die Kalkulationen von Monatsmitteln, gezeigt für alle Winter.

Eine Interpretation und die Bedeutungen der Terme folgt für den Winter 1985/86. Auffällige Unterschiede zu anderen Wintern in Tabelle 5.5b werden beschrieben.

Tabelle 5.5a: Monatsmittel der Wärmeflüsse [W/m²] und Konzentrationen sowie die Wintersumme in [mEis]

<u>1985/86</u>	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Σ mEis
Tage Eis	0.00	0.00	28.63	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	179.88
Abkühlung	75.84	141.68	167.66	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q_{ges} , offen	0.00	0.00	241.06	431.08	506.41	395.51	212.57	278.04	17.75
Q_{kon} , Eis	0.00	0.00	44.06	24.76	24.68	18.75	8.08	11.15	1.12
A/Eiskarte	0.00	0.00	0.49	0.83	0.94	0.77	0.70	0.73	0.74
A/Modell	0.00	0.00	0.59	0.77	0.81	0.70	0.67	0.70	0.71
$(O \cdot Q_{ges})_{Eiskar}$	0.00	0.00	113.64	74.85	26.43	83.62	54.68	79.91	3.69
$(A \cdot Q_{kon})_{Eiskar}$	0.00	0.00	19.66	20.48	23.32	14.80	6.40	8.02	0.79
$(O \cdot Q_{ges})_{Modell}$	0.00	0.00	68.95	95.69	86.79	109.56	62.26	85.01	4.37
$(A \cdot Q_{kon})_{Modell}$	0.00	0.00	31.34	19.25	20.28	13.56	5.99	7.72	0.83

Die erste Zeile gibt die Anzahl der eisbedeckten Tage pro Monat an, für die die folgenden Mittelwerte gelten. 1984/85 begann die Eisbildung fast 3 Monate später (als gewöhnlich Anfang November). Der Vollständigkeit halber ist die Abkühlung im September/Okttober angegeben, wirksam während der Tage ohne Eis. Typischerweise genügen in allen Jahren etwa 100-120 [W/m²] während dieser Monate, um die Eisbildung zu ermöglichen. Mit 100 [W/m²] kann man 25 [m] Wassersäule in zwei Monaten um 5 [°C] abkühlen. Dies genügt, um die mittlere Temperatur der 20-30 [m] dicken erwärmten Oberflächenschicht zum Winteranfang (September), nach der Hydrographie zwischen 2 und 4 [°C] befindlich, auf den Gefrierpunkt von etwa -1.8 [°C] abzukühlen. Daß 1984/85 fast die doppelte Menge erfor-

derlich war, ist vermutlich auf besonders hohe Temperaturen im AW in diesem Jahr zurückzuführen. Im Sommer 1984 waren nach Tabelle 4.1 der Hydrographie die Temperaturen AWs im Storfjord ungewöhnlich hoch.

Es folgt mit Q_{ges} der absolute Wärmefluß über offenem Wasser sowie die Summe umgerechnet als gesamte Eismenge, die offenes Wasser produzieren kann: Die Variabilität ist sehr hoch, 25 [m] im Winter 87/88 stehen 6.4 [m] Eis 1984/85 gegenüber.

Im Vergleich beträgt die durch rein thermodynamisches Wachstum Q_{kon} erreichte Eisdicke nur etwa 1/15 der offenen maximal möglichen Eisbildung. Lediglich in den milden Wintern ist ihre relative Bedeutung mit 1/8 und 1/12 größer. Diese Normaleisbildung kann als Maß für den Salzeintrag in den eisbedeckten Gebieten der Barentssee angesehen werden. Die Quellwassermasse für die Bodenwasserbildung nimmt mit ihr im Salzgehalt zu.

Es folgen die aus Eiskarten ermittelten Konzentrationen sowie die Modellkonzentrationen der Standardparametrisierungen. Wie bereits diskutiert treten hier nur größere Unterschiede auf, wenn in den Eiskarten Bedeckungsgrade $A > 0.9$ diagnostiziert wurden. Das Modell berechnet dagegen nie Konzentrationen, die größer als 0.9 sind.

Es soll von räumlicher, statistisch gleichmäßiger Verteilung des offenen Wassers ausgegangen werden. Zu jedem Zeitpunkt läßt sich dann der effektive Gesamtwärmeverlust des Storfjords durch Multiplikation des offenen Wärmeflusses Q_{ges} mit dem Anteil offenen Wassers $O := (A - 1)$ plus dem Produkt des Wärmeflusses über Eis Q_{ges} und des Eisbedeckungsanteils A berechnen. Die Mittelwerte von $(A \cdot Q_{kon})$ und $(O \cdot Q_{ges})$ spiegeln als flächengewichtete Flüsse die relative Bedeutung von Eisbildung und Polynienproduktion wieder. Die Wintersumme bzw Gesamtproduktion in der jeweiligen Kategorie ist auch hier in [m Eis] angegeben. Zu den monatlichen Mittelwerten der Flüsse kann man das Eisdickenäquivalent in [cm] durch Multiplikation mit 0.873 erhalten. Das vom gesamten Storfjord produzierte Eisvolumen erhielte man einfach durch Multiplikation mit der Storfjordfläche F_{storf} . Für die im kommenden Abschnitt diskutierte Salzgehaltserhöhung sind jedoch die hier angegebenen Werte pro m^2 maßgeblich.

Das vom Modell kalkulierte Verhältnis der Eisproduktion offenen Wassers zur Produktion eisbedeckter Flächen beträgt für die kälteren Winterhalbjahre 1985-88 etwa 5:1, im Winter 1991/92 sogar 7:1. Hierin wird die dominierende relative Bedeutung offenen Wassers für die Gesamteisproduktion im Storfjord deutlich. Die Eiskarten ergeben nur etwas geringere Verhältnisse, abgesehen vom Winter 1991/92, wo die Übereinstimmung mit den Modellkonzentrationen schlecht war.

Ein ähnliches Ergebnis erzielte *Maykut (1978)* bei der Kalkulation von Wärmeflüssen in der Beaufortsee. Nach Analysen von Satellitendaten bestand die Bedeckung der Beaufortsee im März 1973 im Mittel zu 20% aus offenem Wasser oder dünnem Eis. *Maykut* berechnete mit einer typischen Eisdickenverteilung eine Differenz von 277% zum ohne die Berücksichtigung dieser Leads bestimmten Gesamtwärmeverlust, seine Wärmeflußparametrisierungen waren weitgehend die in diesem Modell verwendeten. Dies entspricht etwa einem Verhältnis von 4:1.

Tabelle 5.5a: Monatsmittel der Wärmefflüsse [W/m²] und Konzentrationen sowie die Wintersumme in [mEis]

<u>1983/84</u>	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Σ mEis
Tage Eis	0.00	1.38	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	182.88
Abkühlung	50.70	151.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{ges} , offen	0.00	124.12	304.83	329.72	172.94	116.18	238.61	221.77	12.02
Q _{kon} , Eis	0.00	107.89	58.19	32.54	9.78	4.72	13.10	8.10	1.14
A/Eiskarte	0.00	0.10	0.57	0.78	0.80	0.77	0.77	0.73	0.73
A/Modell	0.00	0.26	0.77	0.86	0.84	0.71	0.75	0.83	0.79
{O-Q _{ges} } _{Eiskar}	0.00	112.48	122.22	71.06	34.59	26.26	57.07	61.59	3.27
{A-Q _{kon} } _{Eiskar}	0.00	9.22	29.92	25.39	7.82	3.67	10.03	5.84	0.72
{O-Q _{ges} } _{Modell}	0.00	92.94	66.42	44.04	25.94	35.08	58.59	36.37	2.34
{A-Q _{kon} } _{Modell}	0.00	25.33	43.77	28.11	8.31	3.25	9.85	6.73	0.88
<u>1984/85</u>									
Tage Eis	0.00	0.00	0.00	0.00	11.13	30.25	30.25	30.25	101.88
Abkühlung	43.98	80.71	121.33	49.74	156.86	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{ges} , offen	0.00	0.00	0.00	0.00	437.75	150.53	203.49	223.24	6.39
Q _{kon} , Eis	0.00	0.00	0.00	0.00	106.14	22.11	14.89	15.56	0.79
A/Eiskarte	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.67	0.55	0.76	0.62
A/Modell	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.78	0.71	0.84	0.75
{O-Q _{ges} } _{Eiskar}	0.00	0.00	0.00	0.00	310.03	45.42	69.19	49.96	2.41
{A-Q _{kon} } _{Eiskar}	0.00	0.00	0.00	0.00	28.14	15.57	9.88	12.43	0.42
{O-Q _{ges} } _{Modell}	0.00	0.00	0.00	0.00	185.47	32.25	50.40	35.80	1.61
{A-Q _{kon} } _{Modell}	0.00	0.00	0.00	0.00	50.03	17.46	11.18	13.06	0.52
<u>1986/87</u>									
Tage Eis	0.00	0.00	19.63	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	170.88
Abkühlung	100.59	115.98	323.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{ges} , offen	0.00	0.00	232.96	347.29	213.08	581.89	251.54	247.61	15.51
Q _{kon} , Eis	0.00	0.00	35.88	32.51	14.83	23.48	12.92	8.36	1.00
A/Eiskarte	0.00	0.00	0.57	0.82	0.81	0.75	0.71	0.79	0.75
A/Modell	0.00	0.00	0.39	0.81	0.58	0.81	0.72	0.81	0.70
{O-Q _{ges} } _{Eiskar}	0.00	0.00	112.39	68.39	43.85	150.38	66.55	61.91	4.01
{A-Q _{kon} } _{Eiskar}	0.00	0.00	15.14	25.76	11.67	17.35	9.64	6.21	0.70
{O-Q _{ges} } _{Modell}	100.00	0.00	110.69	59.52	84.59	115.24	65.47	47.12	3.86
{A-Q _{kon} } _{Modell}	0.00	0.00	18.73	27.28	9.00	18.86	9.75	6.75	0.72
<u>1987/88</u>									
Tage Eis	0.00	5.38	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	186.88
Abkühlung	100.14	193.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{ges} , offen	0.00	47.44	297.68	594.13	477.19	414.12	556.82	547.38	25.05
Q _{kon} , Eis	0.00	21.79	44.38	39.39	23.74	14.87	14.64	13.42	1.34
A/Eiskarte	0.00	0.27	0.77	0.80	0.84	0.93	0.88	0.82	0.82
A/Modell	0.00	0.04	0.67	0.78	0.83	0.76	0.78	0.76	0.74
{O-Q _{ges} } _{Eiskar}	0.00	17.04	70.94	120.51	71.46	26.21	59.10	85.59	3.78
{A-Q _{kon} } _{Eiskar}	0.00	15.42	34.07	31.00	19.83	13.89	13.13	11.36	1.09
{O-Q _{ges} } _{Modell}	0.00	41.46	76.64	129.40	81.75	91.02	120.15	123.33	5.43
{A-Q _{kon} } _{Modell}	0.00	3.68	33.29	30.32	19.91	11.50	11.44	10.40	1.02
<u>1991/92</u>									
Tage Eis	0.00	0.00	27.63	30.25	30.25	30.25	30.25	30.25	178.88
Abkühlung	78.62	142.70	263.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Q _{ges} , offen	0.00	0.00	322.29	314.81	316.14	450.92	342.57	134.83	16.04
Q _{kon} , Eis	0.00	0.00	51.90	22.31	15.32	19.94	9.15	3.79	1.02
A/Eiskarte	0.00	0.00	0.56	0.77	0.78	0.87	0.95	0.91	0.81
A/Modell	0.00	0.00	0.58	0.57	0.68	0.78	0.67	0.69	0.66
{O-Q _{ges} } _{Eiskar}	0.00	0.00	135.54	70.92	86.90	80.43	17.13	10.39	3.37
{A-Q _{kon} } _{Eiskar}	0.00	0.00	25.76	17.95	11.18	16.36	8.69	3.54	0.70
{O-Q _{ges} } _{Modell}	0.00	0.00	106.18	119.29	96.17	86.79	107.80	43.05	4.76
{A-Q _{kon} } _{Modell}	0.00	0.00	33.41	14.19	10.85	16.08	6.26	2.61	0.70

5.8 Zusammenfassung

Es konnte ein Eisbedeckungsmodell für den Storfjord entwickelt werden, daß in relativ guter Übereinstimmung mit den Eiskarten die Konzentration offenen Wassers im Storfjord voraussagt. Die Übereinstimmung ist auf die Abhängigkeit von den thermodynamischen Wärmequellen, Windrichtung und Geschwindigkeit zurückzuführen: genau diese Parameter verwendet das Modell. Dies ermöglicht die Bestimmung der effektiven Wärmeverluste des Storfjords und des Salzeintrags durch Eisbildung. Hohe Eisbildungsraten entstehen dabei vor allem durch die Ansammlung großer Mengen von 'Frazil Ice' während der thermodynamischen Eisbildung und werden stets durch starke Winde exportiert. Ein weiterer Prozeß führt jedoch auch zur Erhaltung offenen Wassers. Bei der Erhaltung des offenen Wassers im Storfjord wird thermodynamisches Wachstum nach den Modellergebnissen etwa zu 2/3 vom Export und zu 1/3 von der Rückenbildung kompensiert. Auch die Rückenbildung zeigt eine deutliche Windabhängigkeit. Eine Überlagerung durch einen konstanten Gezeiteneffekt ist jedoch nicht auszuschließen. Ohne Berücksichtigung der Rückenbildung lassen sich in den Eiskarten immer wieder auftretende starke Schwankungen der Bedeckung schlechter erklären.

Der Export durch Nordwinde erzeugt etwa 2/3 der Öffnung der Eisbedeckung. Er wird mathematisch durch eine exponentielle Abnahme der Eisbedeckung beschrieben, die von der Windgeschwindigkeit abhängt. Der thermodynamische Schließungsterm dagegen beschreibt eine exponentielle Abnahme des offenen Wassers. Er zeigt eine Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur, welche in der Hauptsache den Wärmefluß bestimmen. Durch die Temperaturabhängigkeit stellt sich bei sehr hohen mit geringeren Temperaturen verbundenen Wärmequellen eine geringere Fläche offenen Wassers ein, die noch vom Export aufrechterhalten werden kann. Da die Variabilität der Wärmequellen in der Region des Storfjords jedoch hauptsächlich auf Variationen in der Windgeschwindigkeit zurückzuführen ist, unterscheiden sich die Anteile offenen Wassers in milden und kalten Wintern nicht sehr viel. Die Folge sind hohe saisonale Schwankungen in der Gesamteisproduktion durch offenes Wasser und Eis, die im Überblick für alle Jahre in Tabelle 5.5c dargestellt sind.

Tabelle 5.5c: Vom Modell berechnete monatliche und Gesamteisproduktion durch offenes Wasser und Eisbedeckung im Storfjord $\{O \cdot Q_{ges}\}_{Modell} + \{A \cdot Q_{Kon}\}_{Modell}$ für die untersuchten Winter in [m Eis]

	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Σ m Eis
1983/84	0.00	0.05	0.95	0.62	0.30	0.33	0.59	0.37	3.22
1984/85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	0.43	0.53	0.42	2.13
1985/86	0.00	0.00	0.82	0.99	0.93	1.07	0.59	0.80	5.20
1986/87	0.00	0.00	0.73	0.75	0.81	1.16	0.65	0.47	4.56
1987/88	0.00	0.07	0.95	1.38	0.88	0.89	1.14	1.16	6.46
1991/92	0.00	0.00	1.10	1.15	0.93	0.89	0.99	0.40	5.46

Es ist zu bedenken, mit welchen Fehlern die über die Eiskarten abgeschätzten und das Modell berechneten Konzentrationen bereits behaftet sein können, und daß für den gesamten Fjord nur mit einem Mittelwert gerechnet wird. Die Parametrisierungen der Dynamik sind physikalisch plausibel aber sehr einfach und können nur eine Abschätzung der dynamischen Prozesse ersetzen. Für eine statistische Erfassung der Eisbedeckung ist die durchgeführte Vorgehensweise jedoch geeignet. Genaue Lage und zeitliche Entwicklung der Leopolynien kennt man

ohnehin nicht. Die weitere Umsetzung des aus den Eisbildungsraten erhaltenen Salzeintrags in die Bodenwasserbildung wird ebenfalls nur auf der Basis mittlerer Abschätzungen und Annahmen erfolgen können. Bevor dies in Abschnitt 6 geschieht, soll jedoch noch die Genauigkeit der durchgeführten Kalkulationen abgeschätzt werden.

Die wichtigsten in die Eisproduktionsraten eingehenden Parameter sind der sensible Wärmefluß und die ermittelte Konzentration offenen Wassers. Sie werden daher für eine prinzipielle Abschätzung herangezogen. Der verwendete Austauschkoefizient Q_{sen} war so gewählt worden, daß er eine Obergrenze für die resultierenden Wärmeflüsse mit einer möglichen Abweichung von -25% zu geringeren Werten darstellte. Die weitere Abhängigkeit des Wärmeverlustes liegt in der Temperaturdifferenz zur Meeresoberfläche und der Windgeschwindigkeit, die ebenfalls als lineare Faktoren eingehen. Bezüglich der verwendeten Windgeschwindigkeiten von Hopen wird keine weitere Überschätzung angenommen. Bei größtenteils vorherrschenden nordöstlichen Winden ist anzunehmen, daß die Luftströmung im Storfjord durch die Gebirge der Ostküste Spitsbergens, die 400-500 [m] höher sind als die Berge auf Edgeöya, Barentsöya und Nordaustlandet, eher konzentriert und verstärkt wird. Ein konkreter Wert kann allerdings nicht angegeben werden. Auch die Verwendung der Temperaturen von Hopen sollte eine Unterschätzung bedeuten, wie Abb. 5.4. wiedergibt. Ein Vergleich der beiden in Tabelle 5.1 gezeigten Jahre zeigt 1-1.5 [°C] niedrigere Temperaturen bei der etwa auf der Breite des nördlichen Storfjords gelegenen Station Lufthavn im Vergleich zu den Werten bei Hopen. Nach Daten des Norsk Meteorologiske Institutt (*Umbreit, 1994*) nimmt die mittlere Temperatur von Lufthavn aus Richtung Südosten zum Storfjord hin ab: im ca 80 [km] westlich vom Zentrum des Inneren Storfjords gelegenen 'Sveagrava' ist es im Mittel 2-2.5 [°C] kälter als bei Hopen. Im Verhältnis zur mittleren Temperaturdifferenz Ozean-Atmosphäre von 10-15 [°C] bei Hopen im Winter wird daher angenommen, daß die Verwendung der Hopen-Temperaturen eine Unterschätzung der Differenz von 10% bedeutet. Im Vergleich zur obigen Variabilität von C_{sen} ist dies ein systematischer Fehler. Insgesamt ergäbe sich für den sensiblen Wärmefluß eine Genauigkeit von +10%/-15%, es wird daher $\pm 15\%$ geschätzt. Die relative Genauigkeit des zweiten wichtigen Parameters, der Eiskonzentration, wird einmal über die Variabilität der Modellparametrisierungen von etwa $\pm 15\%$ aus Tabelle 5.4 sowie den Vergleich der Modellkonzentrationen und Eiskartenkonzentrationen aus Tabelle 5.5.b von ± 10 bis 20% auf ebenfalls $\pm 15\%$ geschätzt.

Insgesamt wird daher eine durch den sensiblen Wärmefluß und die kalkulierten Eiskonzentrationen repräsentierte Genauigkeit der Eisproduktionsraten von $\pm 30\%$ angenommen.

Die Anwendung dieser Ergebnisse als Randbedingungen für ein Bodenwasserproduktionsmodell erfolgt im nächsten Abschnitt 6. Zunächst wird jedoch noch die Bedeutung von AW im Zusammenhang mit den bestimmten Eisproduktionsraten diskutiert.

5.9 Die Bedeutung des Atlantikwassers für die Wärmebilanz

Die Untersuchung der Hydrographie hat ergeben, daß im Sommer AW in seinem Dichtehorizont zwischen 50 und 100 [m] Tiefe in den Fjord gelangt. Die Strömungsmessungen 1991/92 haben gezeigt, daß die Zirkulation AWs auch im Frühwinter noch stattfinden kann. Die Bedeutung für die Wärmebilanz des Storfjordes soll daher im folgenden diskutiert werden. In Abschnitt 2.2 ist bereits dargelegt worden, daß die haline Konvektion die thermische bei niedrigen Temperaturen um fast eine Größenordnung überwiegt. Wenn Wasser vor der Eisbildung somit erst noch abgekühlt werden, geht dadurch ein gewisser Dichtezuwachs verloren. Diesem Verlust wirkt entgegen, daß die Anwesenheit wärmeren Wassers im allgemeinen eine größere bei der Abkühlung zur Verfügung stehende Fläche offenen Wassers mit sich bringt. Die Auswirkung des AWs im Storfjord hängt davon ab, was sich für ein Nettoeffekt ergibt. Dieser wird in zweierlei Hinsicht betrachtet.

Da die Erhaltung offenen Wassers im Storfjord durch Leepolinienaktivität sehr intensiv stattfindet, wird in 1.) das die Einbeziehung AWs in die Wärmebilanz zu keiner wesentlichen Erhöhung des Anteils offenen Wassers führt. Unter dieser Voraussetzung wird abgeschätzt, wie sich die Gesamteisproduktion im Storfjord durch die Abkühlung AWs verringerte. Anschließend wird in 2.) der sich ergebende Verlust im Dichtezuwachs der Wassermasse in Abhängigkeit von der Anfangstemperatur des AWs berechnet. Weiterhin wird die in 1.) zunächst ausgeschlossene Entstehung einer größeren Fläche offenen Wassers, die einen Gewinn im Dichtezuwachs bedeutet, berücksichtigt, und die Nettowirkung für unterschiedliche Veränderungen der offenen Wasserfläche diskutiert..

1.)

Eine beispielhafte Betrachtung des ersten Aspekts soll an Hand der Daten des Sommers 1988 erfolgen. Die Anfang September gemachten Messungen repräsentieren zu diesem Zeitpunkt gut den Beginn der winterlichen Abkühlungsphase. Nach Tab. 4.1 war die mittlere Temperatur der oberen 50 [m] 2.32 [°C], und der Wärmehalt der Atlantikschicht zwischen 50 und 100 [m] betrug 0.28 [°C]. Die hohen Wärmeflüsse in den folgenden beiden Monaten von im Mittel 150 [W/m²] entzogen dem Storfjord etwa $7.8 \cdot 10^8$ [J/m²] und genügten, um die oberen 50 [m] während dieser Zeit um 4 [°C] auf Gefrierpunkttemperatur abzukühlen. Damit sollte sich auch das Wasser auf den umliegenden, im Mittel nur 50 [m] tiefen Bänken am Gefrierpunkt befunden haben. Die abgekühlte Oberflächenschicht war zu diesem Zeitpunkt noch leichter als das darunterliegende AW, welches daher zunächst seinen Wärmehalt behielt. Die weitere Entwicklung wird wie folgt angenommen. Durch starke Eisbildung nimmt jetzt die Dichte in den oberen 50 [m] der Wassersäule schnell zu. 140 [W/m²] Wärmeverlust im nächsten Monat führen der Wassersäule bei vollständiger Umsetzung in Eis eine Salzmenge von 36 [kg/m²] zu, die allein in den oberen 50[m] mit einer Salzgehaltserhöhung von 0.7 [psu] verbunden ist. Das Oberflächenwasser erreicht die Dichte von AW. Es kommt zur Umwälzung der Wassersäule oder zumindest zu einem 'Entrainment' des AWs in die Oberflächenschicht, so daß es jetzt seinen Wärmehalt an die Atmosphäre verlieren und die Eisbildung zunächst reduzieren kann. Es sei angenommen, daß das gesamte AW mit oben genannten Eigenschaften im Fjord verblieben ist. Die Abkühlung entspräche dann der Bildung von 1.3 [m] Eis im Bereich des mit AW gefüllten Beckens, wenn man voraussetzt, daß durch das 'Entrainment' nicht mehr offenes Wasser als sonst entsteht. Das Becken umfaßt etwa ein Drittel der Storfjordfläche, so daß sich auf den gesamten Storfjord bezogen eine 0.4 [m] geringere Eisproduktion als Obergrenze für die Auswirkung einer 'AW-Füllung' ergibt.

Nach Tabelle 5.5c liegt dieser Wert eine Größenordnung unter den bestimmten typischen Eisproduktionsmengen eines Winters im Bereich von 3-6 [m]. Die Frage, ob mehr AW als die im Sommer in den Fjord gelangte Menge durch winterliche Zirkulation in die Wärmebilanz des Storfjords eingreift, kann durch Hinzuziehen der Verankerungszeitserien aus dem Winter erörtert werden.

Betrachtet man die Strömungsmessungen 1991/92, als nach Tab. 5.5b die meteorologischen Verhältnisse ähnlich waren, kann man weitere Schlüsse bezüglich der Zirkulation AWs ziehen. Nach Abb. 6.2 ist eine nördliche Strömung AWs im Schwellenbereich nur bis Anfang Dezember zu erkennen. Da das im Storfjord gebildete Wasser jetzt dichter ist, verhindert es ein weiteres Eindringen von AW und verdrängt dieses bald auch aus dem Bereich der Schwelle. Es kommt zu keiner weiteren Beeinflussung der Wärmebilanz durch AW, und seine Auswirkung auf die Eisproduktion ist mithin gering. Die schließliche Verdrängung AWs am Boden der westlichen Verankerung Ende Dezember, also etwa 2 Monate nach Einsetzen der Eisbildung, ist nach Abb. 6.3 mit hohen Ausstromgeschwindigkeiten verbunden. Inzwischen ist das Storfjordwasser dicht genug, um auch in diese Tiefe zu gelangen, was zeitlich mit den obigen Überlegungen übereinstimmt.

2.)

Auch wenn unter obigen Überlegungen die Gesamteisproduktion durch das vorhandene AW wenig direkt beeinflußt werden sollte, kann es doch zu kurzzeitigen Schwankungen kommen. Dabei muß man neben dem Verlust an Eisbildung noch drei einhergehende Aspekte berücksichtigen, will man die tatsächliche Wirkung des 'Entrainments' wärmeren Wassers bestimmen. Bei der Abkühlung kommt es zu einer thermischen Erhöhung der Dichte, welche für gewöhnlich der halinen Variante um eine Größenordnung unterliegt. Durch die höhere Wassertemperatur ergeben sich jedoch etwas höhere zur Temperaturdifferenz Ozean-Atmosphäre proportionale Wärmeflüsse bei der Abkühlung. Weiterhin ist in Betracht zu ziehen, daß es auch zu einer größeren Fläche die Wärmebilanz dominierenden offenen Wassers, kommen kann. Die mathematische Formulierung dieser Aspekte beginnt mit der Salz- und Massenerhaltung und dem Vergleich von Schmelzwärme und Wärmekapazität des Wassers:

$$(1) \quad \rho_0 \cdot D = \rho_1 \cdot (D-H) + \rho_E \cdot H \quad \text{Massenerhaltung}$$

$$(2) \quad \rho_0 \cdot D \cdot S_0 = \rho_1 \cdot S_1 \cdot (D-H) + \rho_E \cdot H \cdot S_E \quad \text{Salzerhaltung}$$

$$(3) \quad Q_{\text{ther}}^{\Sigma} = C \cdot \rho_0 \cdot D \cdot (T_{\text{wa}} - T_f)$$

$$(4) \quad Q_{\text{hali}}^{\Sigma} = L_f \cdot \rho_E \cdot H$$

Alle Gleichungen sind auf die Flächeneinheit bezogene Beziehungen. D ist die Wassertiefe, H die Eisdicke. Die Indizes 1 und 0 geben die Dichte ρ und den Salzgehalt S des Wassers vor und nach der Eisbildung an. C ist die spezifische Wärme von Meerwasser, L_f die Schmelzwärme und T_{wa} die Anfangstemperatur einer Wassermasse vor der Abkühlung. Q_{ther}^{Σ} steht dann für die Gesamtenergie, die der Wassersäule der Tiefe D zur Abkühlung auf den Gefrierpunkt zugeführt werden müßte. Q_{hali}^{Σ} ist die zur Bildung von H [m] Eis erforderliche Wärmemenge. Der Summenindex soll andeuten, daß es sich hier um Wärmemengen pro [m²] und keine Flüsse handelt. Gemäß den Überlegungen aus 3.5 wird der im Eis verbleibende

Salzgehalt $S_E = 0$ gesetzt, da es um den Vergleich von Wärmemengen geht. Man erhält dann aus (1) und (2) durch Einsetzen von (4):

$$(5) \quad (S_1 - S_0) = \Delta S = \Delta \rho_{\text{halif}} / \beta = S_0 \cdot Q_{\text{halif}}^\Sigma / (L_f \cdot D \cdot \rho_0) / [1 - Q_{\text{halif}}^\Sigma / (L \cdot D \cdot \rho_0)]$$

Dies gibt die Dichteerhöhung in Abhängigkeit von der in Eisbildung umgesetzten Wärmeenergie und der Wassertiefe D an. $\beta := \partial \rho / \partial S$ ist der haline Kontraktionskoeffizient, der konstant angenommen wird.

Die Dichteerhöhung durch Abkühlung einer Wassermasse von T_{wa} auf T_f erfordert die obige Energie Q_{ther}^Σ und ist gegeben durch:

$$(6) \quad \Delta \rho_{\text{ther}} = \int_{T_{\text{wa}}}^{T_f} \alpha \cdot dT = \alpha_{\text{mit}} \cdot (T_{\text{wa}} - T_f)$$

Bei der thermischen Dichteerhöhung ändert sich $\alpha := \partial \rho / \partial T$ stark mit der Temperatur, so daß über den Temperaturbereich während der Abkühlung gemittelt werden muß.

Um jetzt die thermische Dichteerhöhung mit der halinen zu vergleichen, nimmt man an, daß die Energie bei der Abkühlung annähernd auch bei der Eisbildung zur Verfügung steht:

$$(7) \quad Q_{\text{ther}}^\Sigma \cdot G_{\text{TL}} \cdot G_{\text{offen}} = Q_{\text{halif}}^\Sigma \quad \text{mit} \quad C \cdot \rho_0 \cdot D \cdot (T_{\text{wa}} - T_f) = Q_{\text{ther}}^\Sigma$$

$$G_{\text{TL}} = (T_f - T_L) / \{ T_{\text{wa}} - (T_{\text{wa}} - T_f) / 2 - T_L \}$$

G_{TL} beschreibt den Effekt, daß die zur Differenz von Wassertemperatur T_{wa} und Lufttemperatur T_L proportionalen Wärmeverluste bei der Abkühlung etwas größer sind. Hat man sehr niedrige Lufttemperaturen oder sich nur wenig vom Gefrierpunkt T_f unterscheidende Wasseranfangstemperaturen, fällt dieser Effekt kaum ins Gewicht, und $G_{\text{TL}} \sim 1$. G_{TL} ist nur repräsentativ für das Verhältnis der beiden Terme und nicht unbedingt für die absolute Höhe der winterlichen Wärme Flüsse, die eine weitere wesentliche Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit enthalten.

G_{offen} variiert zwischen null und eins und gibt den Anteil des offenen Wassers bei der Eisbildung im Verhältnis zur möglicherweise größeren offenen Fläche bei der Abkühlung an. Durch Einsetzen von (7) in (5) und Subtraktion von (6) ergibt sich:

$$(8) \quad \Delta \rho_{\text{halif}} - \Delta \rho_{\text{ther}} = \beta \cdot S_0 \cdot (T_{\text{wa}} - T_f) \cdot G_{\text{TL}} \cdot G_{\text{offen}} \cdot (C/L) / [1 - (T_{\text{wa}} - T_f) \cdot G_{\text{TL}} \cdot G_{\text{offen}} \cdot (C/L)] - \int_{T_{\text{wa}}}^{T_f} \alpha \cdot dT$$

Gleichung (8) beschreibt, um wieviel die zu Beginn der Dichteerhöhung gleich schwere Anfangswassermasse mit der Temperatur T_{wa} nach der Abkühlung geringer sein wird als die Wassermasse, die währenddessen durch Eisbildung an Dichte gewinnt. Die Abhängigkeit von

der Anfangstemperatur sowie den in den Parametern G_{TL} und G_{offen} enthaltenen Bedingungen sind in Abbildung 5.15 gezeigt, an der man sich die Bedeutung der Abkühlung im Vergleich zur Eisbildung verdeutlichen kann.

Die Kurve $Q_{\text{halin}} = Q_{\text{therm}}$ entspricht praktisch dem Idealfall bei sehr hohen Lufttemperaturen $T_L \rightarrow \infty$ und gleichen Konzentrationen offenen Wassers bei der Eisbildung, wie man sie in einer Eisbildungspolynia und in Leads annähernd voraussetzen kann (gepunktete Linie). Nähert sich die Lufttemperatur der Wassertemperatur, werden die Wärmeverluste bei der Abkühlung im Verhältnis zur Eisbildung größer. Die Abhängigkeit ändert sich für im Storfjord während der Wintermonate typische Temperaturbereiche $T_L = -10$ bis -20 [°C] nur geringfügig, wie am Verlauf der nur wenig abweichenden Kurven zu erkennen ist. Eine mittlere Lufttemperatur von -5 [°C] reduziert den Verlust an Dichtezuwachs jedoch bereits deutlich. Für den Fall einer gleich großen zur Verfügung stehender offenen Wasserfläche bei der Eisbildung, ist die ungefähre Temperatur des im Storfjord vorhanden AWs mit $T_{\text{wa}} \sim 0.5$ [°C] angedeutet. Man erhielte bei der Abkühlung von AW im Storfjord eine etwa 0.65 [kg/m³] weniger dichte Wassermasse, als wenn man während dieser Zeit Eis bildete. Die im tiefen Becken vorhandene AW-Wassermasse könnte dort zumindest zeitweilig die Dichte des gebildeten Wassers erheblich reduzieren. Vergleicht man beispielweise die 1988 dieser Schwankung unterliegende Menge AWs im tiefen Becken von 1.9×10^{11} [m³] mit dem im Winter 1991/92 während der Hauptausstromphase abgeschätzten Gesamtausstrom 1.6×10^{12} [m³] dichten Bodenwassers, entstünden es 13 % weniger Bodenwasser. Für den Storfjord, in dem im Winter kein AW nachgeliefert wird, ist der Gesamteffekt in einem typischen kalten Winter wie 1991/92 somit gering, zumal er sich nur im Beckenbereich und nicht auf den Bänken auswirken sollte. Nur kurzzeitig könnte der Effekt die Produktion dichten Wassers reduzieren. In Jahren mit geringeren Wärmeflüssen käme ihm relativ gesehen eine größere Bedeutung zu, da insgesamt weniger Bodenwasser produziert wird. Die 5 [°C] - Kurve in Abb. 5.15 zeigt jedoch, daß auch die Dichteabnahme in ihrer Größe dann reduziert würde, da geringere Wärmeflüsse höhere Lufttemperaturen beinhalten. Die Abkühlung des gesamten AWs in der Produktionsregion des Bodenwassers sowie eine unveränderte Konzentration offenen Wassers waren vorausgesetzt worden. Naheliegend ist die Annahme, daß ein Teil des AWs durch das seine Dichte erreichende Wasser der flachen Bänke zum Ausstrom bewegt und nicht im Storfjord abgekühlt wird. Dies reduzierte die Auswirkung AWs auf die Wärmebilanz des Storfjords.

Da sich bereits mit obigen Überlegungen nur eine geringfügige Bedeutung AWs für die Verminderung der Bodenwasserproduktion ergibt, stellt sich die Frage, ob bei Erzeugung größerer Flächen offenen Wassers ein positiver Effekt eintreten kann. In Abb. 15.5 wird durch die gestrichelten Linien die Auswirkung einer solchen geringeren Fläche offenen Wassers bei der Eisbildung im Storfjord für $T_L = -15$ [°C], eine typische mittlere Lufttemperatur im Storfjord während der kalten Wintermonate, gezeigt. Auch mit der doppelten Fläche offenen Wassers ('50 % offen' bezieht sich auf den offenen Bereich bei der Eisbildung im Verhältnis zur Abkühlung) ergibt sich noch ein deutlicher negativer Effekt für die durch Abkühlung von AW produzierten Dichten. Reduziert man das Verhältnis auf 20 %, was nach Tabelle 5.5a u. 5.5b in etwa der Mindestkonzentration offenen Wassers im Storfjord entspricht und somit nicht unterschritten werden kann, bedeutet AW immer noch einen negativen Effekt. Im Storfjord mit seiner Leepolynienaktivität bedeutet der Einfluß des im Sommer gespeicherten AWs somit eine -wenn auch kleine- Verringerung der Bodenwasserdichten und der Produktionsraten.

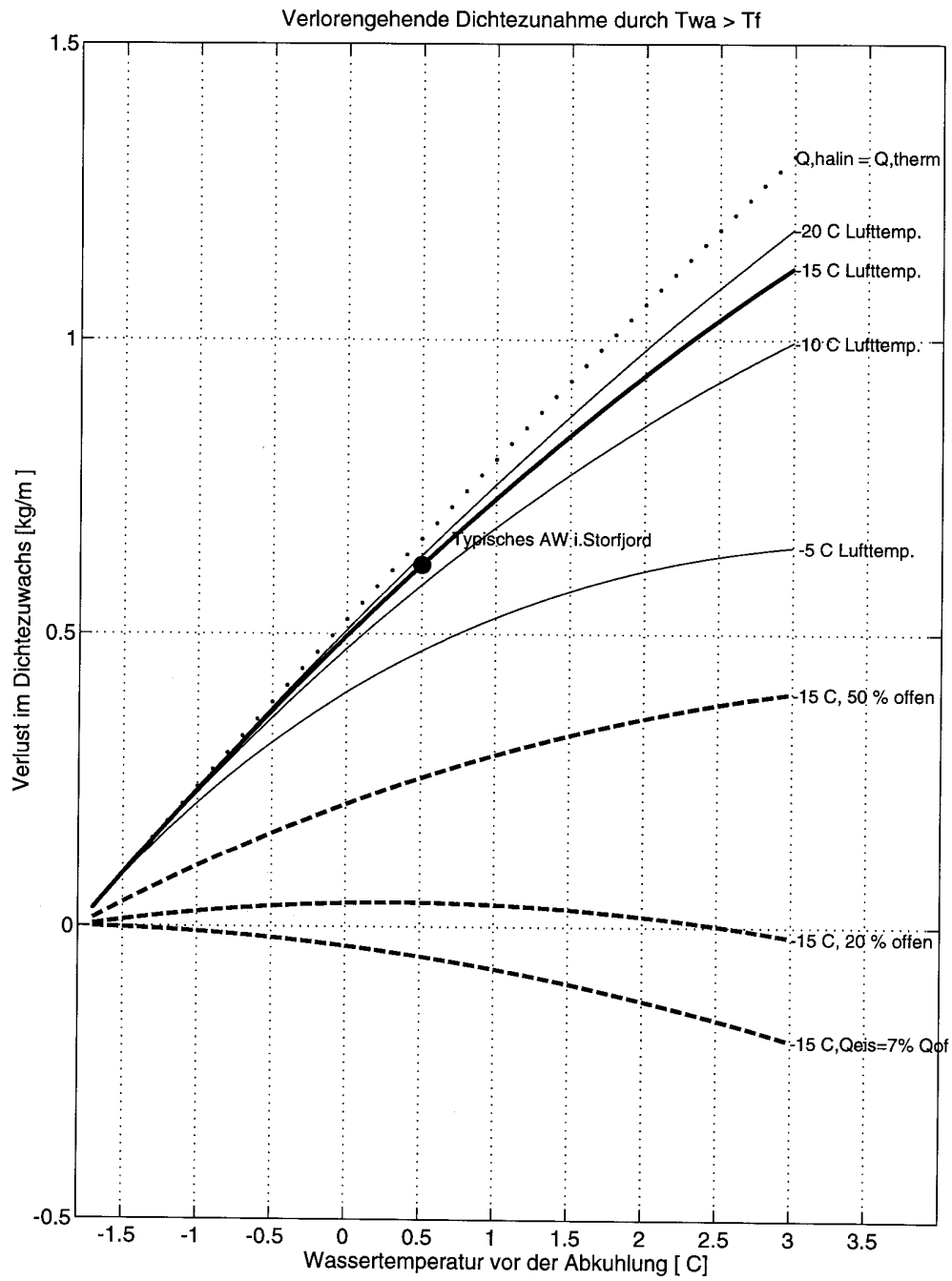


Abbildung 5.15: Verlust in der Dichteerhöhung durch Abkühlung wärmeren Wassers im Vergleich zur Eisbildung in einer anfangs gleich dichten Wassermasse am Gefrierpunkt

Eine Ausweitung der Diskussion auf andere Regionen in der Barentssee sei im Vergleich zum Storfjord angeregt. Die Betrachtung der Verhältnisse der Wärmeflüsse in Abschnitt 5.5.3 hatte ergeben, daß die über einen Winter gemittelten Wärmeverluste bei der Normaleisbildung etwa 1/15 oder 7% der mittleren absoluten Wärmeflüsse über offenem Wasser beträgt. Dies entspricht der von *Vowinckel und Orvig (1976)* angegebenen Relation der Beiträge für die Wärmebilanz der Region der Barentssee mit Wintereisbildung. Es ergibt sich ein in (8) einzusetzendes $G_{\text{offen}} \sim 0.07$, welches die Dichteänderung vergleichsweise für einen Bereich beschreibt, der mit jährlicher Variabilität entweder mit Packeis bedeckt ist oder eisfrei bleibt. Die mit $Q_{\text{eis}} = 7\% -Q_{\text{of}}$ in Abb. 5. 15 bezeichnete Kurve zeigt diesen Unterschied zwischen Dichteerhöhung durch Normaleisbildung und Abkühlung wärmeren Wassers. Die Barentssee mit ihrer hohen Variabilität der Eisbedeckung (Abschnitt 3.3.3) und der Advektion warmen AWs durch den Bäreninselgraben ist eine in diesem Zusammenhang interessante Region. In Jahren, in denen die Eisgrenze weiter im Osten bleibt, kann es durch die Abkühlung des im Temperaturbereich von 4-7 [°C] einströmenden AWs (*Dickson et.al, 1988; Selchow, 1991; Loeng, 1991*) somit zu einem positiven Dichteerhöhungseffekt kommen. Für 3 [°C] warmes Wasser liegt dieser bereits in der Größenordnung von 0.2 [kg/m³]. Im Zusammenhang mit der starken Variabilität der Temperatur und des Salzgehaltes des atlantischen Einstroms (*Loeng, 1991; Dickson et. al., 1988*) ist dieses Potential der Dichteerhöhung dann ebenfalls sehr variabel. Die Verteilung dichten Wassers am Boden des Bäreninselgrabens zeigt nach *Tantsuria (1959)* hohe jährliche Variationen, die neben der meteorologischen Variabilität auch darin ihre Ursache haben könnten. Eine Bedeutung hinsichtlich der in Abschnitt 3.4.5 beschriebenen klimatischen Variabilität in der Barentssee, nach *Midtun und Loeng (1987)* mit der Zirkulation von AW und dem Bodenwasser verknüpft, ist nicht auszuschließen. Auch *Häkkinen und Cavalieri (1989)* weisen bei einer Diskussion der möglichen Wärmeverluste auf die Bedeutung der Abkühlung AWs im Bereich westlich von Novaya Zemlya hin.

Eine hohe Variabilität des atlantischen Einstroms in den Storfjord wird nicht erwartet. Im Sommer ersetzt das in den Storfjord gelangende AW in der Regel das ausströmende Bodenwasser und dichteres arktisches Haloklinenwasser zwischen 50 und 100 [m]. Dieser Einstrom in das entstehende 'Dichteloch' ist ein wesentliches Merkmal der Sommerzirkulation. Die Unterschiede der Wirkung AWs werden sich in Abhängigkeit davon ergeben, ob es im Storfjord abgekühlt wird oder ihn vorher verläßt. Nach dem Einsetzen der hohen Eisproduktion aufgrund des offenen Wassers wird das im Storfjord produzierte Wasser bald so dicht, daß es zur Vermischung oder Verdrängung des AW kommt. Die Hydrographie im Mai 1985 zeigt, daß auch in einem milden Winter AW anschließend nicht mehr dicht genug ist, um in den Storfjord zu gelangen.

Für den Storfjord mit seiner hohen Polynienaktivität wird ein negativer Einfluß AWs von maximal 10% auf die Menge des produzierten Bodenwassers vermutet. Je mehr AW sich zum Winteranfang im Fjord befindet, desto weniger dichtes Storfjordwasser kann produziert werden, der Effekt ist allerdings gering.

Bei der im letzten Abschnitt 6 beschriebenen Diskussion der Bodenwasserproduktion wird der mögliche Einfluß AWs aus diesen Gründen nicht berücksichtigt.

6. Die Bildung des Bodenwassers im Storfjord

6.1 Voraussetzungen

Die bisherigen Untersuchungen und Ergebnisse sollen jetzt kombiniert werden, um Ausmaß und Variabilität der Bodenwasserbildung abzuschätzen.

Wärmeflüsse und Eisbildungsraten sind aus Abschnitt 5 bekannt und stellen die Quellfunktion für die Dichteerhöhung dar.

Mit Hilfe der Ergebnisse aus der Hydrographie (Abschnitt 4) werden Annahmen über die Quellwassermasse, die durch Eisbildung in das Bodenwasser umgewandelt wird, gemacht. Das im tiefen Becken zurückgebliebene Bodenwasser ist ein Anhaltspunkt für die im vorigen Winter produzierten Salzgehalte. Die haline Schichtung in der 'Wintersituation' kann ebenfalls hilfreich sein, den Produktionsmechanismus zu überprüfen. Daher sind im folgenden Abschnitt 6.3 in allen Jahren nahezu an der gleichen Stelle gemessene Profile im tiefen Becken des Inneren Fjords präsentiert.

Von großem Nutzen sind auch Erkenntnisse aus den Verankerungszeitreihen (Abschnitt 4.5); diese sind nun einmal die einzigen hydrographischen Messungen aus dem Winter. Besonders wichtig sind die Strömungsdaten, mit denen ein plausibles Entstehungs- und Erneuerungsmodell des Storfjordbodenwassers konsistent sein muß. Annahmen über die Ausstromdynamik, d.h. Geschwindigkeiten, Schichtdicken und Transporte sind z.T. über die Zeitreihen verifizierbar.

Eine Einbindung der in Abschnitt 4 beschriebenen genauen Bathymetrie des Storfjords als Tiefenverteilung ist für die Bestimmung der zu erwartenden Salzgehalte bedeutungsvoll. Abmessungen und Tiefe des Schwellenbereichs und der Berandungen sind ebenfalls aus der genauen Topographie zu erhalten.

Außerdem sind noch allgemeine Annahmen wie die starke Vermischung durch Gezeiten, Wind und starke Strömungen (Abschnitt 3 u. 4), ohne daß diese genauer untersucht werden, in eine Modellvorstellung einzubeziehen.

6.2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet unterscheidet sich von demjenigen, das bei der Bestimmung der mittleren Eiskonzentration berücksichtigt wurde (Abb. 5.1), geringfügig: für die kommenden Berechnungen wird nur der Innere Storfjord betrachtet (Abb. 6.1). Der Innere Storfjord wurde in Abschnitt 4.1 als aus dem Becken nördlich der Schwelle und den zum Becken hin abfallenden Bänken zusammengesetzt definiert. Damit ist zu erwarten, daß sich sämtliches auf den Bänken gebildetes dichtes Wasser im Becken sammelt und von dort im Schwellenbereich ausströmt. Die im Eiskonzentrationsmodell für den für den Gesamtfjord (s.Abb. 5.1) der Fläche F_{Stor} berechnete mittleren Eiskonzentrationen werden für das etwas kleinere Gebiet der Fläche F_{In} übernommen. Die effektiven Wärmeverluste und Eisproduktionsraten im Bereich der Fläche F_{In} des Inneren Fjordes stehen dann im Zusammenhang mit den Eigenschaften des im Becken gesammelten Bodenwassers. Der sich in Abhängigkeit von den Eisbildungsraten und der Austauschzeit des Storfjordwassers ergebende Produktionsvorgang kann dann mit Verankerungsmessungen des Ausstroms (Positionen 406 und 407 in Abb. 6.1) und den gemessenen Eigenschaften des Bodenwassers, das im Sommer noch im durch die Schwelle abgetrennten Becken vorhanden ist, verknüpft werden.

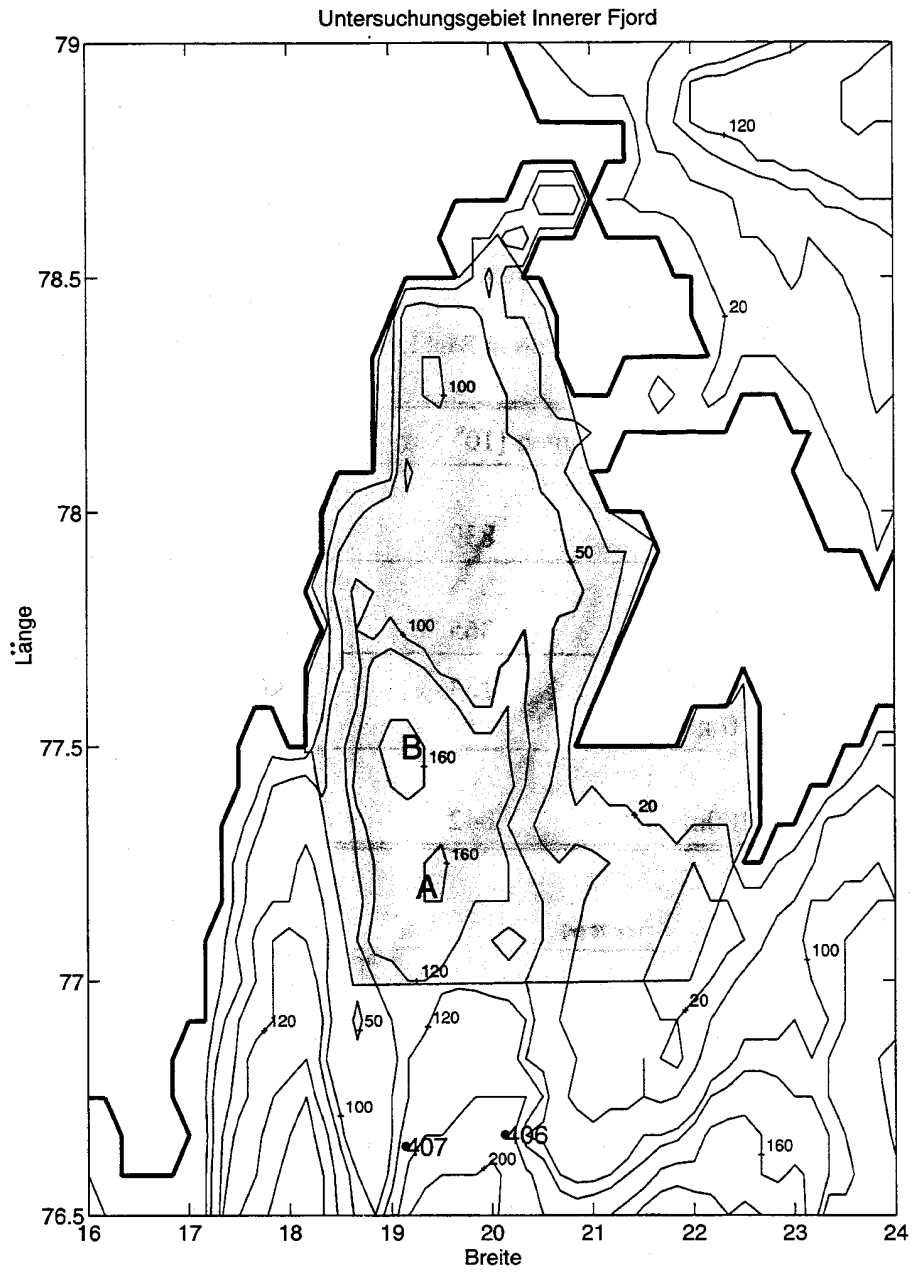


Abbildung 6.1: Der Innere Storfjord repräsentiert den Einzugsbereich des Beckens; $F_{in}=1,100$ [km³]

Die Flächen- und Volumenverteilung des Wassers im Inneren Fjord sind für die kommenden Betrachtungen von Bedeutung und die Verteilung auf die Tiefenkategorien in Tabelle 6.1 und Abb. 6.2 gezeigt. Zwei Drittel des Gebietes sind 10-90 [m] tief, von diesem Teil wird von nun an als den Bänken mit der Fläche F_{Ba} die Rede sein. Die Tiefenverteilung der Bänke ist relativ gleichmäßig; die mittlere Tiefe beträgt 50 [m]. Der Bereich des Beckens (Tiefenkategorien 100-180 [m]) umfaßt ein Drittel der Gesamtfläche und sein Volumen ist in das tiefe Becken, welches sich nach Abschnitt 4.1 nur im Schwellenbereich entleeren kann, und das obere Becken unterteilt. Das Bankvolumen ist fast dreimal so groß wie das tiefe Becken. Das dritte hier unterschiedene Wasservolumen umfaßt die oberen 90 [m] des Beckenbereichs. In der folgenden Modellvorstellung werden die Produktion des Bodenwassers auf den Bänken, das Absinken in das tiefe Becken und von dort der Ausstrom im Schwellenbereich erwartet.

Tabelle 6.1: Unterteilung des Storfjordvolumens in Bänke, tiefes Becken und oberes Becken

	Volumen [$10^9 \times m^3$]	Fläche [$10^8 \times m^2$]
Innerer Storfjord Tiefenkategorie 10-180 m	839	111
Flache Bänke Tiefenkategorie 10-90 m	365	73
Tiefes Becken < 90 m Tiefenkategorie 10-180 m	134	38
Oberes Becken > 90 m, Tiefenkategorie 100-180m	342	38

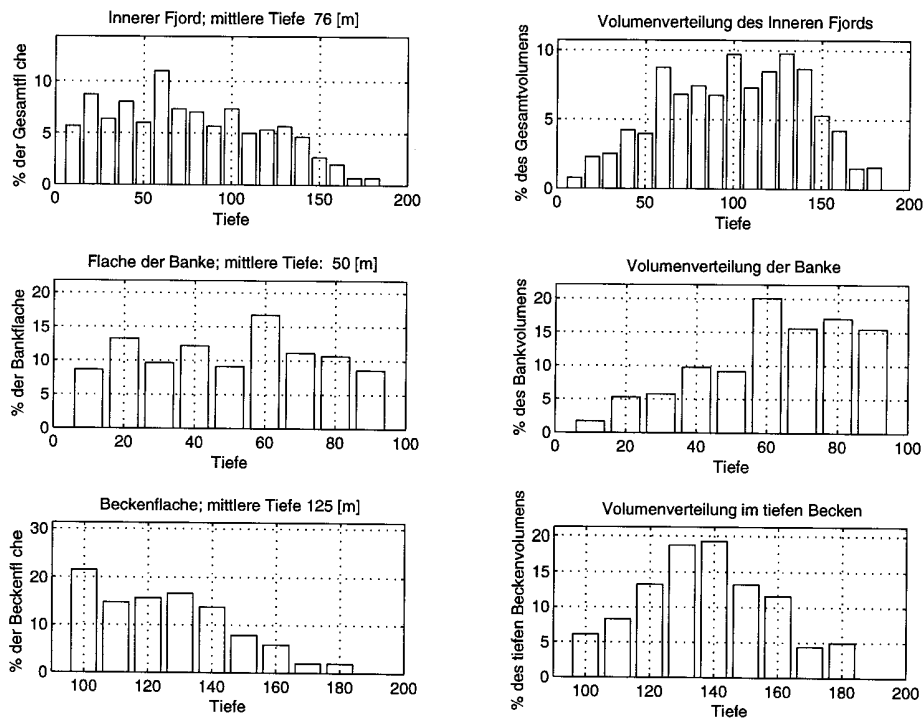


Abbildung 6.2: Prozentuale Häufigkeitsverteilung und Volumenverteilung der verschiedenen Tiefenkategorien für Bänke und Becken

6.3 Profile 1984-1988 im Inneren Storfjord

In Abschnitt 5, der Hydrographie, ist bereits mit Hilfe von T-S-Korrelationen das kalte salzarme Bodenwasser beschrieben worden. Abb. 6.3 und 6.4 zeigen für verschiedene Jahre im Vergleich die Profile, wie sie in den in Abb. 6.1 durch A und B gekennzeichneten Bereichen zweier Senken im tiefen Becken aufgenommen wurden.

In beiden Bereichen A und B ist bei der Polarbjörn-Station im Mai 1985, der einzigen Fahrt mit Messungen zum Winterende, die Temperatur in der gesamten Wassersäule homogen. Hohe homogene Salzgehalte über 35 [psu] sind nur unterhalb von 120 [m], der maximalen Schwellentiefe, erkennbar. Oberhalb von 120 [m] liegt eine haline Schichtung vor. Da nach Abschnitt 5.7 im sehr milden Winter 84/85 die Eisproduktion gering war, ist zu vermuten, das wenig Bodenwasser mit Salzgehalten > 35.0 [psu] produziert wurde, so daß bereits im Mai das dichteste Wasser oberhalb der maximalen Schwellentiefe ausgeströmt ist. In den durch hohe Eisproduktionsraten charakterisierten strengen Wintern 1985/86 und 1987/88 wurde salzreicheres BW produziert, welches in den hydrographischen Daten der folgenden Sommer erkennbar ist: in den Sommern 1986 und 1988 ist etwa drei bis vier Monate nach seiner Produktion immer noch sehr salzreiches Wasser mit $S > 35.0$ [psu] in Tiefen von 80 bis 100 [m] bei A und B zu finden.

Atlantisches Wasser schichtet sich in seinem von Jahr zu Jahr variablen Dichtehorizont zwischen 50 und 100 [m] ein. Die höheren Temperaturen des AWs im nördlichen Bereich A im Vergleich zu B in den Profilen Lance 1984, Lance 1985 und Lance 1988 waren in der Diskussion der Hydrographie (Abschnitt 4.3) mit der Vermutung einer zyklonalen Zirkulation AWs im südlichen Storfjord in Verbindung gebracht worden. Die anfängliche Tiefe der Einschichtung ändert sich mit der Dichte des advehierten AWs und mit den Eigenschaften des im Storfjord vorhandenen BW aus dem Winter. Dies ist in Abb. 6.4 beim Vergleich der Temperaturprofile von Station 37 (Lance 85) und Station 156 (Lance 86) gut erkennbar: das im Sommer 1986 aufgrund der hohen Eisproduktion des vorherigen Winters dichtere Bodenwasser ermöglicht die Einschichtung des durch das Temperaturmaximum repräsentierten Kerns des AWs in 50[m] Tiefe, während das weniger dichte Storfjordwasser 1985 eine Einschichtung des Kerns bei 80 [m] bewirkt. Bei Betrachtung der Profile zum Sommerende im September 1988 (Stat. 40 in Abb. 6.3 und Stat. 42 in Abb. 6.4), wenn das Bodenwasser den Fjord verlassen hat, ist in allen Jahren eine Dominanz von AW im Bereich 50-100 [m] zu erwarten.

Die Interpretation der Profile steht in Verbindung mit der in 4.6 skizzierten Zirkulationsvorstellung im Storfjord. Daß in den Sommerprofilen 3-4 Monate nach seiner Produktion noch oberhalb der Schwellentiefe dichtes Bodenwasser erkennbar ist, sollte auf in Abschnitt 4.3 (Hydrographie) gefundene Wirbelstrukturen zurückzuführen sein, die für eine gewisse Zeit einen Teil des schweren Wassers auch oberhalb der Schwellentiefe im Fjord zurückhalten. Schubartige Ausstromereignisse, vermutlich durch Winde und Gezeiten verursacht, führen dazu, daß AW im Laufe des Sommers das Storfjordwasser im Bereich 50-100 [m] ersetzt. Insbesondere die Profile der Polarbjörnfahrt im Mai 1985, bei denen die homogene winterliche Temperatur im Storfjordbecken noch gegeben ist, weisen durch die starke haline Schichtung daraufhin, daß das dichteste Wasser nicht im Becken durch lokale zum Boden durchgehende Konvektion entsteht. Diese Annahme bestätigt die starke Salzgehaltsschichtung in den Sommerprofilen der anderen Jahre. Es wird daher grundsätzlich davon ausgegangen, daß das dichteste Wasser im Bereich der flachen Bänke (0-90 [m] Tiefe) gebildet wird, von dort ins Becken absinkt und den Storfjord im Schwellenbreich verläßt. Hinsichtlich des durch starken Salzeintrag getriebenen Ausstroms wird jetzt ein Modell entwickelt.

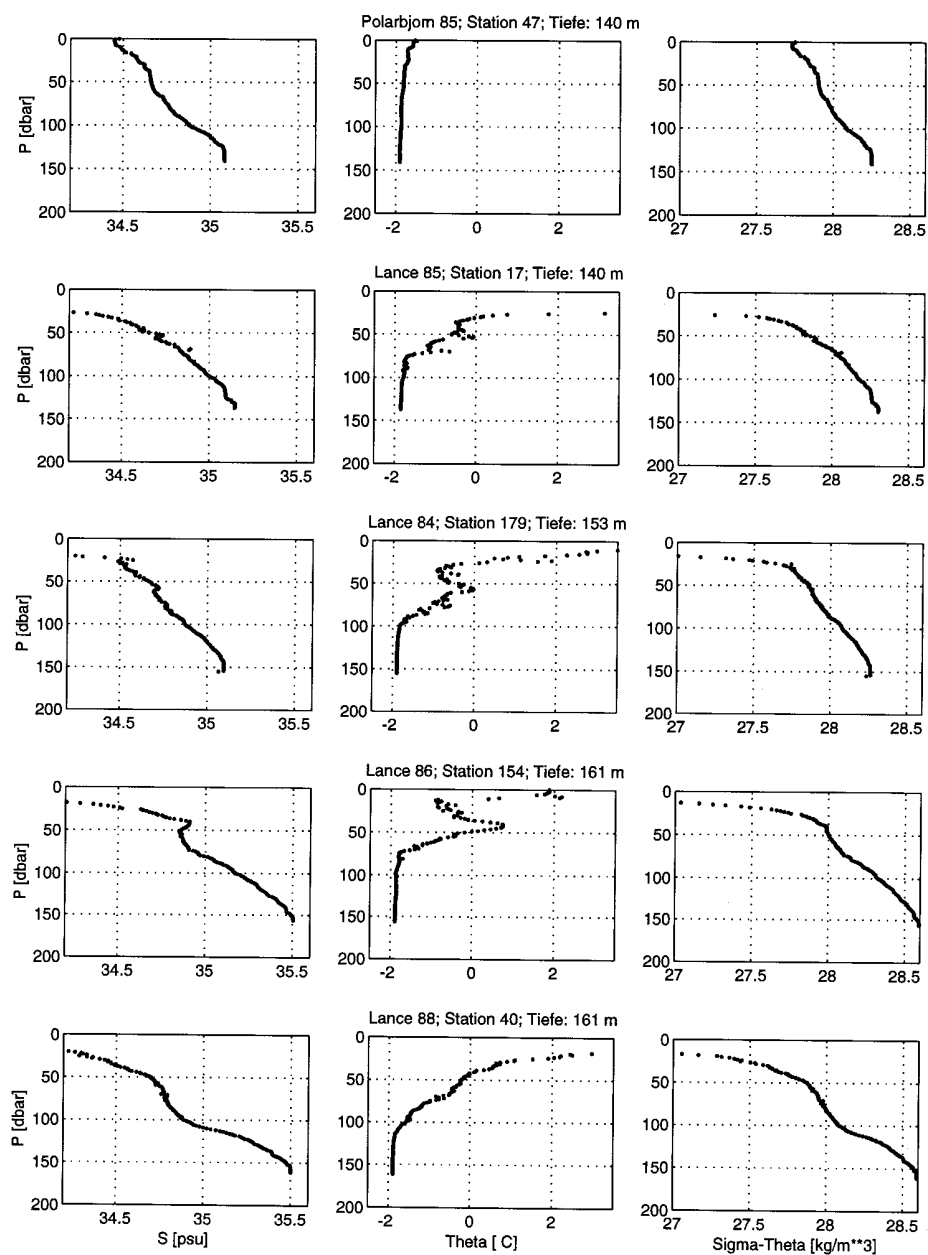


Abbildung 6.3: Theta-, S- und Sigma-Theta-Profile in der südlichen Senke (A); Winterende (Mai): Polarbjörn 85; Sommer (Juli/August): Lance 84-86; Sommerende (September): Lance 88

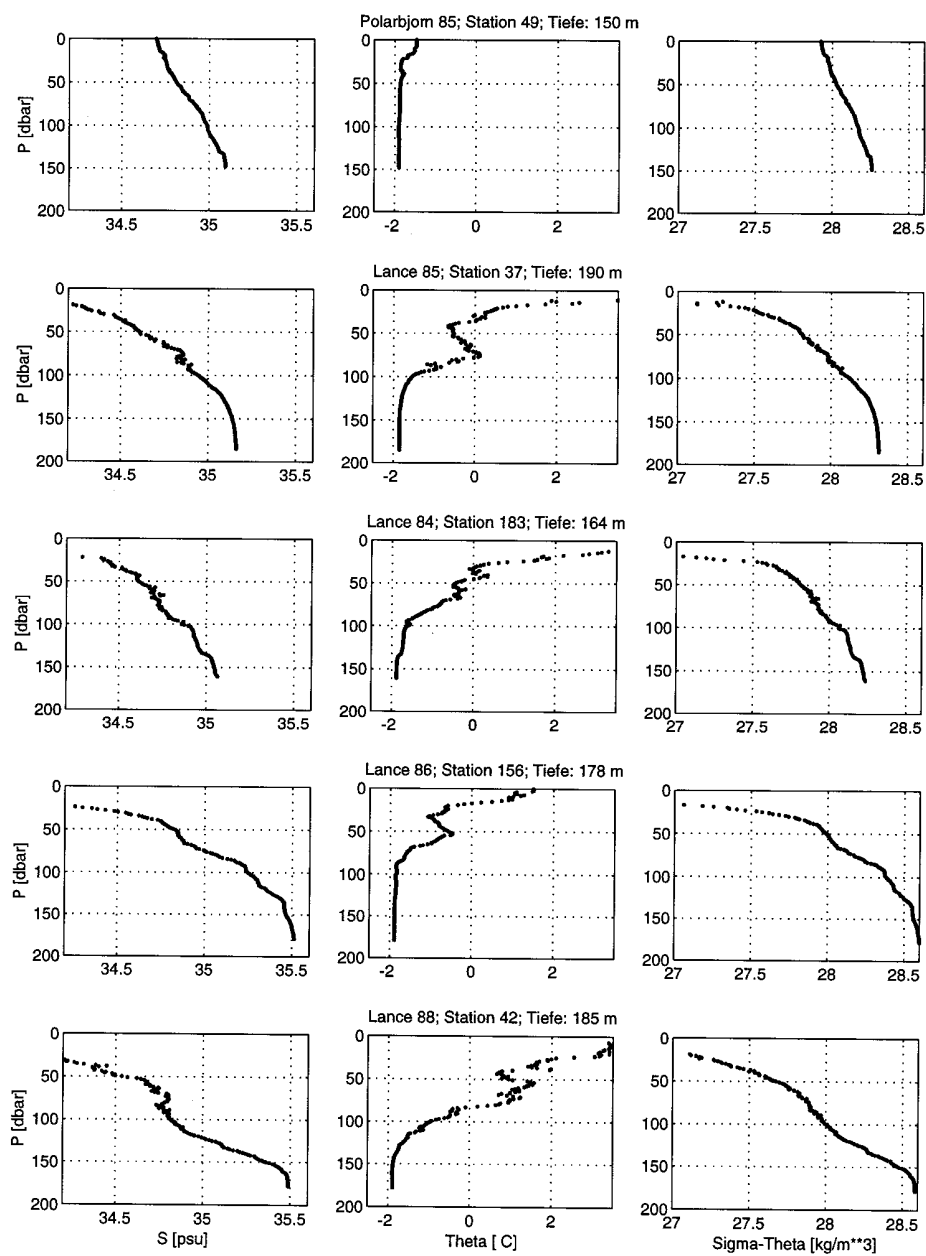


Abbildung 6.4: Theta-, S- und Sigma-Theta-Profile in der nördlichen Senke (B); Winterende (Mai): Polarbjörn 85; Sommer (Juli/August): Lance 84-86; Sommerende (September): Lance 88

6.4. Ein Transportmodell für den Storfjord

Die Massen- und Salzbilanz

Die grundsätzliche Modellvorstellung der Bodenwasserproduktion im Winter, von der ausgegangen werden soll, ist die folgende: auf den umliegenden flachen Bänken bildet sich durch Salzeintrag dichtes Wasser und sinkt durch die eigene Dichte getrieben in Folge der Bodenreibung in das Becken. Winde, Gezeiten und Strömungen können das Verlassen der Bänke beeinflussen. Massenerhaltung erfordert einen Einstrom M_{ein} im Oberflächenbereich auf die Bänke, der nach Abb. 4.35 von Norden Süden oder Osten erfolgen kann. allen Seiten zu denen Der Ausstrom M_{aus} des Bodenwassers ist auf den Schwellenbereich beschränkt. Angesichts der relativ konstanten Ausstromgeschwindigkeiten im Winter aus Abschnitt 4.5 soll zur Vereinfachung von stationären Verhältnissen ausgegangen werden. Unter Annahme von Stationarität soll das einströmende Oberflächenwasser stets durch Frischwasserentzug über Eisbildung in das ausströmende Bodenwasser umgewandelt werden, das Eis werde ebenfalls exportiert. Das Storfjordbecken wird als zweigeschichtet angesehen, bei der eine leichtere Schicht über einer dichten Bodenwasserschicht einheitlicher Dichte liegt. Salz- und Massenbilanz lauten dann:

$$M_{\text{aus}} + M_{\text{ein}} = P_{\text{eis}} \quad [\text{m}^3/\text{s}]$$

$$S_{\text{aus}} \cdot M_{\text{aus}} + S_{\text{ein}} \cdot M_{\text{ein}} = 0 \quad [\text{psu} \cdot \text{m}^3/\text{s}]$$

Dann betragen die Transporte:

$$(1) \quad M_{\text{aus}} = S_{\text{ein}} \cdot P_{\text{eis}} / \Delta S_{\text{Sal}}, \quad \Delta S_{\text{Sal}} = S_{\text{aus}} - S_{\text{ein}}$$

$$(2) \quad M_{\text{ein}} = S_{\text{aus}} \cdot P_{\text{eis}} / \Delta S_{\text{Sal}}$$

Wie in Abschnitt 3.4 erläutert, wird von einer vollständigen Salzausscheidung ausgegangen, so daß P_{eis} einfach der gebildeten Eismenge, umgerechnet in Frischwasser, entspricht. Über die meteorologischen Flüsse ist die Eisproduktionsrate P_{eis} bekannt. Der Index Sal bei ΔS_{Sal} ist bezeichnend für die Salzbilanz.

Auch bei Vorgabe des Einstromsalzgehaltes S_{ein} aus Ergebnissen der Hydrographie wäre der Ausstrom M_{aus} nicht eindeutig bestimmt, da man die Salzgehaltsdifferenz ΔS_{Sal} nicht kennt. Ein hoher Transport wäre mit einer sehr geringen Salzgehaltsdifferenz zu verbinden. Geringe Transporte und hohe Salzgehalte im Bodenwasser könnten die Gleichungen (1) und (2) ebenfalls erfüllen.

Über die Analyse der Eigenschaften des Bodenwassers der hydrographischen Stationen im Sommer können keine ausreichenden Schlüsse bezüglich des gesuchten ΔS_{Sal} gezogen werden. In der Sommerhydrographie findet man zwar noch eine sehr salzreiche Wassermasse unterhalb der Schwellentiefe, kennt jedoch ihre Bildungsgeschichte und jeweiligen Einstromsalzgehalte an der Oberfläche nicht. Zudem stellt der Anteil unter 120 [m] nicht einmal 5% des gesamten Fjordvolumens dar, und seine Interpretation mit obigen Gleichungen (1) und (2) wäre nicht repräsentativ für den gesamten Winter.

Zur Lösung des Problems benötigt man eine weitere physikalische Bedingung, es müssen neben der obigen Kontinuitätsgleichung die Bewegungsgleichungen einbezogen werden.

Ein geostrophischer Ansatz zur Erklärung der Dynamik

Mit einem wohldefinierten Ausstrom von Bodenwasser ist nur im Bereich der Schwelle zu rechnen. Dies zeigen auch die Verankerungen. Weder Ein- noch Ausstrom existieren im östlichen Bereich der Schwelle in 53 [m] Tiefe während Hauptausstromphase von Bodenwasser im Westen (Abschnitt 5). In 159 [m] Tiefe im Osten gibt es ebenfalls keine deutliche Geschwindigkeiten. Der Ausstrom erfolgt offensichtlich nur im westlichen Bereich in Anlehnung an die Topographie. Der Abstand zwischen den beiden Stationen ist etwa 25 [km], so daß der Ausstrom auf einer geringeren Breite stattfinden muß. Auf der Basis dieser Dimensionen kann zunächst einen geostrophischen Transportansatz überprüft werden. Wird, wie oben vorausgesetzt, von zwei Schichten ausgegangen, von denen sich die Oberschicht in Ruhe befindet, so beträgt der geostrophische Transport in der Unterschicht:

$$M_{\text{aus}} = g \cdot \Delta\rho \cdot d_2^2 / 2 \cdot f \cdot \rho_w$$

Die maximale Geschwindigkeit in diesem Fall beträgt:

$$V_{\text{max}} = g \cdot \Delta\rho \cdot d_2 / f \cdot \rho_w \cdot B_{\text{aus}}$$

Sie ist im tiefsten Bereich des Ausstroms der Breite B_{aus} gegeben. f ist der Coriolis-Parameter und g die Erdbeschleunigung. Für eine im Winter 1991/92 maximale in den Verankerungsdaten (Abb. 4.34) erkennbare Dichtedifferenz von $\Delta\rho = 0.4$ [kg/m³] zwischen westlicher und östlicher Verankerung und eine Dicke der unteren Schicht von $d_2 = 50$ [m] erhielt man einen Transport von 0.033 [Sv]. Bei 100 [m] Schichtdicke ergäben sich 0.13 [Sv]. Nimmt man an, daß der geostrophische Ausstrom zumindest die ihm zur Verfügung stehende Schwellenbreite bei 120 [m] von etwa 15 [km] (siehe Bathymetrie 4.1) ausnutzt, ergäbe sich für 50 [m] eine Maximalgeschwindigkeit von 9 [cm/s] im Vergleich zu maximalen Ausstromgeschwindigkeiten von 40 [cm/s] aus den Strommessungen. Eine Dichteflächenneigung von 100 [m] auf 15 [km] erscheint unrealistisch, zumal der sich dann bis zur Oberfläche erstreckende Ausstrom keinen Grund hat, sich auf den Schwellenbereich zu beschränken sondern den Fjord auch im Bereich der Ostküste Spitsbergens verlassen könnte. Auch die sich in diesem Fall ergebende Geschwindigkeit von 18 [cm/s] ist noch deutlich zu klein, um die Strommessungen zu erklären.

Der Ausstrom des Bodenwassers ist somit nicht geostrophisch balanciert.

Ein Hydraulischer Ansatz zur Erklärung der Dynamik

In Anbetracht der häufig im Bereich von Schwellen beobachteten Hydraulik (Bryden, Stommel, 1984; Chao und Paluskiewicz, 1991), liegt die Vermutung nahe, daß die Schwellendimensionen und die hohe Produktion dichten Wassers eine hydraulische Kontrolle des Transportes bewirken, welches die weitere physikalische dynamische Bedingung darstellt, die zur Lösung der obigen Transportgleichung (1) erforderlich ist.

Die folgende Herleitung der hydraulischen Kontrolle verwendeten Bryden und Stommel (1984) bei der Beschreibung der Schwellendynamik im Mittelmeer. Während sie die Rotation aufgrund eines geringeren internen Rossby-Radius im Verhältnis zur Schwellenbreite vernachlässigten, sind diese Voraussetzungen im Storfjord nicht gegeben. Dort liegt der Rossby-Radius für typische Schichtdicken- und Dichteverhältnisse im Storfjord im Bereich von 2-5 [km]. Trotzdem wird zunächst die Rotation vernachlässigt.

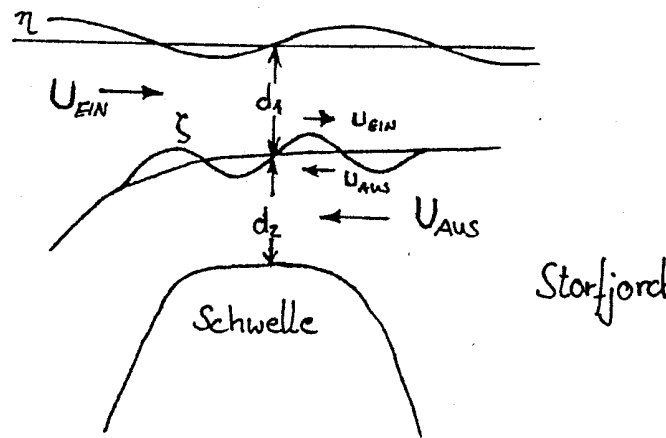


Abbildung 6.5: Zwei-Schichten-Strömung im Schwellenbereich des Storfjords

Abb. 6.5 zeigt die angenommene Situation im Bereich der Schwelle.

Es werden zwei hydrostatisch balancierte Schichten der Dicken d_1 und d_2 unter Vernachlässigung von Reibung und Rotation betrachtet. Die vertikal integrierten Bewegungsgleichungen lauten dann :

$$U_{\text{ein}} \cdot \partial u_{\text{ein}} / \partial x = -g \cdot \partial \mu / \partial x$$

$$\rho_{\text{aus}} \cdot U_{\text{aus}} \cdot \partial u_{\text{aus}} / \partial x = \rho_{\text{Hyd}} \cdot g \cdot \partial \mu / \partial x - g \cdot (\rho_{\text{aus}} - \rho_{\text{Hyd}}) \cdot \partial \xi / \partial x$$

$$U_{\text{ein}} \cdot \partial (\mu - \xi) / \partial x + d_1 \cdot \partial u_{\text{ein}} / \partial x = 0$$

$$U_{\text{aus}} \cdot \partial \xi / \partial x + d_2 \cdot \partial u_{\text{aus}} / \partial x = 0$$

$U_{\text{ein}} + u_{\text{ein}}$ ist die an der Oberfläche in den Fjord gerichtete Geschwindigkeit, $U_{\text{aus}} + u_{\text{aus}}$ die gesamte Ausstromgeschwindigkeit, u_{aus} und u_{ein} stellen die stets hydrostatisch durch die Auslenkungen der Grenzflächen Oberschicht-Atmosphäre (μ) und Oberschicht-Unterschicht (ξ) balancierten Schwankungen dar. Da u als klein gegen U angenommen wird, sind Terme mit $u \cdot \partial / \partial x$ gegen $U \cdot \partial / \partial x$ bereits weggelassen worden. ρ_{aus} ist die Dichte der Unterschicht, in der der Ausstrom erfolgt, und ρ_{Hyd} die Dichte der Oberschicht bei der Hydraulik. Das Gleichungssystem läßt sich auflösen, wobei die Schwankungen u_{ein} und u_{aus} eliminiert werden, und man erhält:

$$(3) \quad U_{\text{ein}}^2 / d_1 + U_{\text{aus}}^2 / d_2 (1 - U_{\text{ein}}^2 / g \cdot d_1) = g \cdot \Delta \rho_{\text{Hyd}} / \rho_{\text{aus}} \quad ; \quad \Delta \rho_{\text{Hyd}} = (\rho_{\text{aus}} - \rho_{\text{Hyd}})$$

Der Index Hyd bei der Dichtedifferenz der Oberschicht zur Unterschicht $\Delta \rho_{\text{Hyd}}$ ist bezeichnend für die Hydraulik. Gleichung (3) ist als interne Kontrolle so zu verstehen, daß durch die Dichtedifferenz eine gewisse potentielle Energie vorgegeben ist, die von der kinetischen Energie der Strömung nicht überschritten werden kann. Für Verhältnisse im Storfjord ist $U_{\text{ein}}^2 / g \cdot d_1 \ll 1$ und kann somit vernachlässigt werden. Das lediglich als Faktor eingehende ρ_{aus} wird außerdem durch die mittlere Dichte $\rho_w = 1027.8 \text{ [kg/m}^3\text{]}$ ersetzt. (3) vereinfacht sich zu:

$$(3') \quad U_{\text{ein}}^2 / d_1 + U_{\text{aus}}^2 / d_2 = g \cdot \Delta \rho_{\text{Hyd}} / \rho_w$$

Für $d_1 = d_2 = D/2$ entspricht die obige hydraulische Bedingung (3') dann der Phasengeschwindigkeit eines Dichtestroms, wie sie von *Benjamin (1968)* und bereits v. *Karman (1940, zitiert von Benjamin)* angegeben wird. Es ergibt sich in diesem Falle die Relativgeschwindigkeit $U = 2 \cdot U_{\text{ein}}$ der beiden Schichten zu $U = \sqrt{(2 \cdot g \cdot \Delta\rho_{\text{Hyd}} / \rho_w \cdot D/2)}$. Benjamin zeigt, daß sich nur bei $d_1 = d_2 = D/2$ ein solcher Dichtestrom stationär und energieerhaltend fortpflanzen kann. Ebenso ergeben seine analytischen Betrachtungen, daß es zwar möglich ist, unter Energieverlusten einen stationären Strom mit $d_2 > D/2$ aufrechtzuerhalten, für einen stationären Strom mit $d < D/2$ wird jedoch eine stetige Energiezufuhr benötigt.

In der im Storfjord untersuchten Situation ist eine solche Energiezufuhr in Form der Dichteerhöhung an der Oberfläche gegeben, so daß man nicht auf die Dicke $d_2 \geq D/2$ beschränkt ist. Durch die Produktion dichten Wassers im Winter steigt die Grenzfläche zwischen ρ_{aus} und ρ_{Hyd} , und es kommt zum Ausstrom bei kleineren Schichtdicken, sobald der Horizont des dichten Wassers die Schwellentiefe überschreitet. Der Dichtestrom im Schwellenbereich wird jeden Winter neu initialisiert und findet vermutlich von Anfang an bereits mit geringen Schichtdicken statt.

Wäre der Schwellenbereich ein Kanal und gleichzeitig der einzige Zugang zum Storfjord, entspräche aus Kontinuitätsgründen der Ausstrom in einer 30-[m]-Schicht dem Einstrom in der darüberliegenden 90-[m]-Schicht. Man erhielte für $U_{\text{aus}} = 30$ [cm/s] (typische Geschwindigkeit aus den Strömungsmessungen in Abschnitt 4.5) einen Einstrom $U_{\text{ein}} = 10$ [cm/s]. Auf der linken Seite in Gleichung (3') wäre dann die kinetische Energie des Ausstroms der dominierende Term, und U_{ein}^2/d_1 für den Einstrom könnte vernachlässigt werden. In der für den Storfjord angenommenen Zirkulationsvorstellung kommt hinzu, daß der kompensierende Einstrom nicht auf den Schwellenbereich beschränkt ist, sondern nach der Diskussion in der Hydrographie im gesamten Oberflächenbereich mit geringeren Geschwindigkeiten erwartet wird. Daher wird hier die gesamte Energie der Ausstromschicht zugeschrieben, U_{ein}^2/d_1 in (3') vernachlässigt und es ergibt sich:

$$(4) \quad U_{\text{aus}}^2/d_2 = g \cdot \Delta\rho_{\text{Hyd}}/\rho_w$$

Setzt man in (4) die aus den Strömungsmesserdaten erhaltenen Dichtekontraste von 0.2-0.4 [kg/m³] ein, so erhält man für eine vermutete Ausstromschichtdicke d_2 von 20-30 [m] Ausstromgeschwindigkeiten im Bereich 20-35 [cm/s] in Übereinstimmung mit den Strommessungen. Eine dickere Schicht wäre wie gesagt nicht mehr ausschließlich auf den Schwellenbereich beschränkt. Die zusätzliche Wirkung von Reibung und Rotation wird aufgrund der Übereinstimmung nicht untersucht. Die beschriebene Vorstellung einer hohen Produktion von dichtem Wasser, so daß der Dichtestrom stets angetrieben wird, erschwert einen Vergleich mit Arbeiten, die Reibung und Rotation berücksichtigen. In einer analytischen Untersuchung von Dichteströmen findet *Nof (1987)* unter Einbeziehung von Rotation eine nur wenig größere Geschwindigkeit, allerdings nur für d_2/D -Verhältnisse > 0.5 , die bei der Situation im Storfjord nicht gegeben sind. Eine überlagerte geostrophische Komponente wird den Ausstrom etwas verstärken, während die Wirkung von Reibung eine Verringerung erwarten läßt. Zusammenfassend ist zu sagen, daß Gleichung (4) eine charakteristische Größenordnung für eine Dichteströmung angibt.

Die weitere Fortpflanzung des Dichtestroms nach seinem Austritt aus dem Storfjord, das Absinken am Schelfabhang infolge der Dichtedifferenz unter Einwirkung von Reibung und Corioliskraft, ist nicht Gegenstand dieser Arbeit. Einen guten Überblick über bisherige Untersuchungen sowie eine eingehende numerische Studie gibt *Jungclaus (1994)*.

Kombination von Hydraulik und Massenbilanz

Aufgrund der Übereinstimmung mit den Strömungsdaten wird in der Folge von einer rein hydraulischen Balance im Schwellenbereich ausgegangen, welche die weitere erforderliche physikalische Bedingung darstellt.

Um die Gleichungen (1) und (4) kombinieren zu können, muß man den Transport M_{aus} in Gleichung (1) durch das Produkt der Ausstromgeschwindigkeit U_{aus} mit dem Ausstromquerschnitt (Breite B x Dicke d_2 des Ausstroms) ersetzen. Man erhält dann:

$$(5) \quad U_{\text{aus}} \cdot d_2 \cdot B = S_{\text{ein}} \cdot P_{\text{eis}} / \Delta S_{\text{Sal}}$$

Kombiniert man jetzt Gleichung (5) und (4) und ersetzt den Dichteunterschied $\Delta \rho_{\text{Hyd}}$ durch $\beta \cdot \Delta S_{\text{hyd}}$, so erhält man die Beziehung:

$$(6) \quad \Delta S = (\Delta S_{\text{Hyd}} \cdot \Delta S_{\text{Sal}} \cdot \Delta S_{\text{Sal}})^{1/3} = (S_{\text{ein}}^2 \cdot \rho_w \cdot P_{\text{eis}}^2 / (\beta \cdot B^2 \cdot d_2^3 \cdot g))^{1/3}$$

Die Bedeutung dieser Gleichung (6) sei zunächst für den Fall gleicher vertikal integrierter Salzgehalte des Einstroms S_{ein} und der Oberschicht im Ausstrombereich S_{Hyd} beschrieben. Dann gilt ebenfalls $\Delta S_{\text{Hyd}} = \Delta S_{\text{Sal}}$ und $\Delta S = (\Delta S_{\text{Hyd}} \cdot \Delta S_{\text{Sal}} \cdot \Delta S_{\text{Sal}})^{1/3} = \Delta S_{\text{Sal}}$ repräsentiert die Salzgehaltserhöhung, die das eingeströmte Wasser erfährt, bevor es den Storfjord als Bodenwasser mit dem Salzgehalt $S_{\text{aus}} = S_{\text{ein}} + \Delta S_{\text{Sal}}$ wieder verläßt. Um die Salzgehaltserhöhung angeben zu können, benötigt man neben der Eisproduktion P_{eis} und dem Salzgehalt der Einstromwassermasse S_{ein} die Dimensionen des Ausstroms: die Breite B und die Ausstromschichtdicke d_2 müssen vorgegeben werden.

In Abschnitt 4.1 war beschrieben worden, daß das in Abschnitt 6.2 und Tabelle 6.1 definierte tiefe Beckenvolumen des Storfjords unterhalb von 90 [m], in dem die Ansammlung des auf den umliegenden Bänken gebildeten Bodenwassers angenommen wird, nur im 30 [m]-Bereich zwischen 90 [m] und 120 [m] (maximale Schwellentiefe) den Fjord verlassen kann. Steigt die Grenzfläche zwischen Bodenwasser und Oberschicht im Becken bei der Ansammlung über 80-90 [m], so ist auch im Bereich der Ostküste Spitsbergens auf viel größerer Breite als im Schwellenbereich ein Ausstrom des Bodenwassers möglich; der Fjord 'läuft über'. Die Voraussetzung für die Anwendbarkeit von Gleichung (6) im Storfjord ist jedoch, daß der Bodenwasserausstrom eindimensional in südlicher Richtung erfolgt. Das tiefe Becken muß sich schnell genug im Schwellenbereich entleeren können, ohne das der Fjord 'überläuft'. Damit ist die durch die Schwellentiefe von 120 [m] gegebene Voraussetzung der Wirksamkeit der Hydraulik, daß die Ausstromdicke d_2 nicht größer als 30-40 [m] wird. Die außerhalb des Storfjordes in näherer Umgebung gefundenen Schichtdicken befinden sich in dieser Größenordnung (Schauer, 1994; Quadfasel et. al., 1988).

In Abschnitt 4.1 war bei der Beschreibung der Schwelle in einen östlichen und einen westlichen Teil unterschieden worden, die jeweils etwa 15 [km] breit sind. Der westliche Schwellenbereich ist mit einer Tiefe von 120 [m] ungefähr 20 [m] tiefer als der östliche Schwellenbereich (Abschnitt 4.1 und Abb. 4.2), so daß der Ausstrom hier erwartet wird. Unter der Annahme, daß der gesamte hydraulische Ausstrom des Bodenwassers nur in diesem westlichen Bereich der Schwelle stattfindet, ergibt sich als Ausstrombreite $B = 15$ [km].

Bei dieser Einschränkung der Ausstromdimensionen des Storfjordbodenwassers kann man die Bedeutung von Gleichung (6) für den Storfjord mit den Ergebnissen von Bryden und Stommel (1984) vergleichen, die eine ähnliche Beziehung wie (6) für den Austausch von Mittelmeerwasser über die Schwelle von Gibraltar herleiteten. Sie bestimmten in ihrer These

des 'Overmixing' den kleinstmöglichen Ausstromsalzgehalt des Mittelmeerwassers im Vergleich zum einströmenden Atlantikwasser bzw. die Mindestsalzgehaltserhöhung im Mittelmeer, die bei einem Aus- und Einstrom auf jeweils der halben Schwellentiefe $D/2$ gegeben ist. Gleichung (6) ist ähnlich zu interpretieren. Eine hydraulische Kontrolle des Bodenwasserausstroms ist im Fall des Storfjords wie beschrieben für eine bis zu 30 oder 40 [m] dicke Schicht zu erwarten. Gleichung (6) gibt im Vergleich zum 'Overmixing' für den Storfjord die Mindestserhöhung des Salzgehaltes an, bei der das durch einen gegebenen Salzeintrag P_{eis} produzierte Bodenwasser noch hydraulisch exportiert werden kann. Für den im Schwellenbereich gebündelten Ausstrom ergibt sich bei Vorgabe des Einstromsalzgehalts S_{ein} ein Mindestsalzgehalt des Bodenwassers S_{aus} . Die hydraulische Kontrolle der Bodenwassererneuerung beinhaltet folgende Dynamik:

Auf den das Becken umgebenden Bänken wird durch starke Eisbildung der Salzgehalt der Wassermasse erhöht und bewirkt bei Erreichen des Bodenwasserwertes ein Absinken in das tiefe Becken, wo sich die Tiefe der Bodenwasserdichtefläche über Schwellenhöhe hebt. Der Ausstrom aus dem Becken ist von der erzeugten Salzgehaltsdifferenz zur Oberschicht ΔS_{Hyd} abhängig. Bei sehr hohen Bodenwassersalzgehalten aufgrund hoher Eisproduktion erhält man größere Transporte, wodurch das Wasser die Bänke dann auch schneller verlassen muß. Bei geringerer Residenzzeit sind die folgenden Salzgehalte wieder geringer. Der Storfjordausstrom reguliert sich somit selbst und der produzierte Salzgehalt sollte sich in der Nähe des durch (6) über die Salzgehaltsdifferenz gegebenen typischen Wertes einpendeln. Es könnte so erklärt werden, warum bei sehr hohen Variationen in den Wärmeflüssen auch in sehr milden Wintern wie 1985 noch relativ salzreiches Wasser produziert wird, und warum der Ausstrom 1991/92 bei relativ konstantem Salzgehalt den gesamten Winter stattgefunden hat. Das Wasser bleibt länger auf den Bänken, wenn der hydraulische Austausch geringer ist.

Das dichtste Bodenwasser im Storfjord, welches nicht mehr als 30-40 [m] über Schwellenhöhe gelangt und daher nicht 'überlaufen' kann, unterliegt dieser Dynamik. Gleichung (6) bestimmt für diese 30-40 [m] dicke Schicht die *Mindestsalzgehaltsdifferenz* zur Eingangswassermasse mit dem Salzgehalt S_{ein} , die nach (1) gleichzeitig den *höchstmöglichen Transport* bedeutet. Es wird angenommen, daß dieses dichteste Wasser auf den flachen Bänken gebildet wird. Ein 'Überlaufen' des Storfjordes mit weniger dichtem Wasser ist nicht auszuschließen, ändert jedoch an der Dynamik und Schichtdicke des Ausstroms des dichtesten Wassers nichts. Den Mindestsalzgehalt des produzierten Bodenwassers erhält man bei Verwendung des größtmöglichen $d_2 \sim 30$ bis 40 [m].

Zu Beginn der Diskussion war zur Vereinfachung angenommen worden, daß sich in Gleichung (6) $\Delta S_{Hyd} = \Delta S_{sal} = \Delta S$ entsprechen. Dies wäre der Fall, wenn Ein- und Ausstrom tatsächlich nur im Schwellenbereich stattfänden. S_{Hyd} ist der vertikal gemittelte Salzgehalt der Oberschicht im Schwellenbereich, die bei einer Ausstromdicke von ~ 30 [m] und einer Schwellentiefe von ~ 120 [m] etwa 90 [m] dick wäre. S_{ein} ist der vertikal gemittelte Salzgehalt des Einstroms, der nach Abschnitt 4.6 ebenfalls in den flacheren Bereichen und Sunden im Norden und Osten zu erwarten ist. S_{ein} ergibt sich daher nur aus der Mittelung der oberen 50 [m] der Wassersäule und ist aufgrund der winterlichen halinen Schichtung in der Barentssee (Abschnitt 3.4.3) geringer als S_{Hyd} , auch wenn sich die den Storfjord umgebenden Wassermassen im Osten und im Einstrombereich entsprechen. Unter Berücksichtigung dieses Unterschieds ergibt sich in (6) ein etwas größeres ΔS_{sal} bei der Bodenwasserproduktion.

Die beschriebene Modellvorstellung der hydraulischen Kontrolle soll jetzt mit plausiblen Eingangsparametern für den Storfjord überprüft und diskutiert werden.

6.5 Die hydraulisch kontrollierte Bodenwasserproduktion

Die Gleichungen für daß vorgeschlagene Modell seien zunächst noch einmal genannt:

$$(6) \quad \Delta S = (\Delta S_{\text{Hyd}} \cdot \Delta S_{\text{Sal}} \cdot \Delta S_{\text{Sal}})^{1/3} = (S_{\text{ein}}^2 \cdot \rho_w \cdot P_{\text{eis}}^2 / (\beta \cdot B^2 \cdot d_2^3 \cdot g))^{1/3}$$

$$(1) \quad M_{\text{aus}} = S_{\text{ein}} / \Delta S \cdot P_{\text{eis}}$$

Die Eingangsparameter werden im Zusammenhang mit den bisherigen Untersuchungen wie folgt für den Storfjord abgeschätzt:

1. Konstanten

β ist die in vorigen Kapiteln als konstant gewählte haline Dichteerhöhung und beträgt 0.8 [kg/m³/psu]. ρ_w ist die in der vorliegenden Arbeit verwendete mittlere Dichte von Meerwasser in der (1027.8 [kg/m³]).

B wird wie im vorigen Abschnitt diskutiert für die Beschreibung des dichtesten Ausstroms im westlichen Schwellenbereich auf 15 [km] gesetzt.

2. Quellwassermasse S_{ein} / Salzgehalt der Oberschicht im Schwellenbereich S_{Hyd}

Die Problematik des Unterschieds zwischen S_{ein} und S_{Hyd} ist im vorigen Abschnitt angedeutet worden. Die Betrachtungen in Abschnitt 4 hatten ergeben, daß der Einstrom in den Storfjord vermutlich auf verschiedenen Wegen, größtenteils jedoch in relativ flachen Bereichen erfolgt. Dabei wird der mittlere Salzgehalt der oberen 50 [m] als charakteristisch für den Einstromsalzgehalt S_{ein} angesehen. Der die Dynamik im Schwellenbereich bestimmende Salzgehalt S_{Hyd} ergibt sich dagegen aus der Mittelung über die dortige Oberschicht in der Größenordnung von 100 [m], welches die charakteristische Mittelungstiefe für S_{Hyd} darstellt. Da der östlich von Svalbard nach Südosten setzende Ostspitsbergenstrom, der bis in die Storfjordrinne vordringt, ein wesentliches Merkmal der Winterzirkulation darstellt (Abschnitt 3.4.3 und Abschnitt 4.3.5), wird angenommen, daß sich die den Salzgehalten S_{hyd} und S_{ein} zu Grunde liegenden Wassermassen in den oberen 100 [m] östlich und südlich des Storfjords entsprechen. Unter dieser Voraussetzung ist auch eine Kenntnis des genauen Weges der Quellwassermasse in den Storfjord nicht erforderlich; es genügt die Annahme, daß der Einstrom in flachen Bereichen der Tiefe 50 [m] erfolgt. Die Unterschiede in S_{hyd} und S_{ein} ergeben sich nur durch die Mittelung über die unterschiedlichen Tiefenbereiche 50 und 100 [m].

Typische in Abbildung 3.10 aus mehrjährigen Beobachtungen angegebene Profile in der Barentssee von *Loeng (1991)* zeigen die Quellwassermasse im Laufe des Winters. Zu erkennen ist, daß der mittlere Salzgehalt in den oberen 50 [m] des arktischen Wassers im July/August etwa 33.9 [psu] beträgt und sich zum Anfang der Gefrierphase durch Einmischung salzreicheren Wassers sowie einen geringen Überschuß der Verdunstung über den Niederschlag in der intensiven Abkühlungsphase (*Vowinckel u. Orvig, 1970*) noch geringfügig auf 34.0 erhöht hat. Im Tiefenbereich von 50 bis 100 [m] beträgt der mittlere Salzgehalt zum Winteranfang etwa 34.6 [psu]. Durch die winterliche Normaleisbildung kommt es zu einer stetigen Veränderung des Salzgehalts in den oberen 50 [m]. Im März/April ist die 50 [m]-Deckschicht nach *Loeng* völlig homogenisiert mit einem typischen Salzgehalt von 34.5-34.6 [psu]. Diese

Salzgehaltserhöhung von Oktober bis April entspricht dem Salzeintrag von typischen 0.8-1.3 [m] Wintereis bei einem Zurückbleiben von 5-10 [psu] Salz im Eis. In manchen Jahren wird mehr Eis gebildet, der weitere Salzeintrag verteilt sich dann jedoch auf die gesamte Wassersäule, so daß 34.6 [psu] als Mittel für die oberen 50 [m] in tieferen Bereichen kaum überschritten werden.

Es wird dabei allerdings eine Variation um diese langjährigen Mittelwerte in Abhängigkeit von der im vorigen Winter gebildeten und im Sommer geschmolzenen Eismenge geben. Um diese Variabilität abzuschätzen, wurden die mittleren Salzgehalte der in Abschnitt 4 untersuchten hydrographischen Stationen südlich, östlich und innerhalb des Storfjords, aus denen sich die Quellwassermasse für das Bodenwasser zusammensetzt, miteinander verglichen. Im Sommer ergibt sich dabei eine interannuale und örtliche Abweichung von ± 0.2 [psu] von *Loengs* Mittelwert $S_{\text{ein}} = 33.9$ [psu] der oberen 50 [m]. Die Variabilität im Salzgehalt zwischen 50 und 100 [m] ist geringer mit 34.6 ± 0.1 [psu]. Zum Ende des Winters liegen die erhöhten mittleren Salzgehalte der oberen 50 [m] im Bereich 34.5 ± 0.1 [psu], während sich für die Schicht von 50-100 [m] nicht viel verändert hat.

Die Mittelwerte von *Loeng* sind somit für die Quellregionen des Storfjordeinstroms repräsentativ. Mangels hydrographische Daten, der Kenntnis der genauen Quellregion und des Weges des Einstroms können bei der Definition der Einstromwassermasse nur diese Mittelwerte verwendet werden. Der Salzgehalt der Einstromwassermasse wird daher proportional zunehmend zur berechneten Normaleisdicke H bei Hopen gewählt, soll jedoch 34.6 [psu] nicht überschreiten. Tendentiell nimmt das Oberflächenwasser zu Beginn des Winters durch starke Eisbildung schnell im Salzgehalt zu und erreicht später einen relativ konstanten Wert. Die Salzausscheidung wird mit 30 [psu] angenommen und homogenisiert im Laufe des Winters die oberen 50 [m]. Dies wird durch (7a) beschrieben.

$$(7a) \quad S_{\text{ein}} = 34.0 + H \cdot \rho_{\text{Eis}} / (1000-30) \cdot 30/50 \quad [\text{psu}] \quad , \quad \Delta S_{\text{sal}} = S_{\text{aus}} - S_{\text{ein}}$$

Jährliche Variabilitäten in der Anfangswassermasse (hier mit 34.0 [psu] festgesetzt), Einmischung von AW oder zusätzlicher Salzeintrag durch offenes Wasser innerhalb der Packeisdecke sind bei dieser allgemeinen Definition nicht berücksichtigt.

Wie beschrieben hat die etwa 100 [m] dicke Oberschicht im Ausstrombereich einen etwas größeren vertikal gemittelten Salzgehalt. Er wird sich zur Hälfte aus S_{ein} und dem relativ konstanten Salzgehalt von 34.6 [psu] unterhalb von 50 [m] im zusammengesetzt:

$$(7b) \quad S_{\text{Hyd}} = 1/2 \cdot (34.0 + H \cdot \rho_{\text{Eis}} / (1000-30) \cdot 30/50 + 34.6) \quad [\text{psu}] \quad , \quad \Delta S_{\text{Hyd}} = S_{\text{aus}} - S_{\text{Hyd}}$$

Zu Beginn des Winters unterscheidet sich $S_{\text{ein}} = 34.0$ noch relativ stark von S_{Hyd} . Nach der Bildung von 1 [m] Eis beträgt $S_{\text{ein}} = 34.54$ [psu] und $S_{\text{Hyd}} = 35.57$ [psu]. S_{Hyd} ist nur von S_{ein} abhängig und kann in Gleichung (6) ersetzt werden.

3. Frischwasserentzug durch Eisproduktion P_{eis}

Der in [m³/s] anzugebende Frischwasserentzug ergibt sich über die Umsetzung der in Abschnitt 5 erhaltenen effektiven mittleren Wärmeflüsse über offenem Wasser $Q := [O \cdot Q_{\text{ges}}]$ in Eisbildung. Hier wird angenommen, daß die Produktion dichten Wassers nur auf den Bänken stattfindet, und statt F_{in} die Fläche der Bänke F_{Ba} verwendet, die etwa 2/3 davon

beträgt. Die Beckenfläche ist damit nicht berücksichtigt. Der dichteste Teil des produzierten Bodenwassers wird auf diese Art und Weise jedoch erfaßt werden. Dieses soll ohne weitere Vermischung von den Bänken in den tiefen Bereich des Beckens absinken und von dort ausströmen. Die Eisbildungsraten [kg Eis/m²] werden dann mit der betrachteten Fläche der flachen Bänke multipliziert:

$$(8) \quad P_{\text{eis}} = (Q/L_f) \cdot F_{\text{Ba}} / \rho_{\text{Eis}} \quad [\text{m}^3/\text{s}] \quad , \quad Q := [O \cdot Q_{\text{ges}}] \quad [\text{W}/\text{m}^2]$$

L_f ist die Gefrierwärme, $\rho_{\text{Eis}} = 880$ [kg/m³] die Dichte von Süßwassereis.

4. Die Ausstromdicke d_2

Bei der Diskussion der hydraulischen Dynamik im vorigen Abschnitt war geschlossen worden, das Gleichung (6) die hydraulisch kontrollierte Produktion des dichtesten Bodenwassers beschreibt, wobei der Ausstrom aufgrund der Schwellendimensionen auf Schichtdicken von maximal 30-40 [m] beschränkt ist. Diese durch das 'Überlaufen' des Storfjords gegebene Einschränkung wird durch Profile in der Storfjordrinne bestätigt, die Schichtdicken von 20-40 [m] zeigen. (Quadfasel et al., 1988; Schauer, 1994). Zur Diskussion der möglichen Variabilität wird die Schichtdicke zwischen 10 und 40 [m] variiert.

Hydraulische Kontrolle als Schnittmenge von Transportbedingungen

Die Variablen bei der hydraulischen Kontrolle im Storfjord sind somit der Einstromsalzgehalt S_{ein} , die Ausstromschichtdicke d_2 und der effektive Wärmefluß mit Q . Zur graphischen Verdeutlichung der Entstehung von Gleichung (6) in Abbildung 6.5 sei von einem konstanten Einstromsalzgehalt und wieder von $S_{\text{ein}} = S_{\text{Hyd}}$ ausgegangen. Die sich aus Gleichung (1) bei Vorgabe des Wärmeverlustes ergebenden Transporte und zugehörigen Salzgehaltserhöhungen sind durch die gepunkteten Kurven in Abb. 6.5 dargestellt. Zur Bestimmung der hydraulisch kontrollierten Transporte in Abhängigkeit von der Salzgehaltsdifferenz $\Delta S_{\text{Hyd}} = \Delta S_{\text{Sal}}$ im Ausstrombereich nach Gleichung (4) muß neben der Schwellenbreite B die Ausstromschichtdicke d_2 vorgegeben werden. Die hydraulischen Transporte sind durch die durchgezogenen Linien in Abb. 6.5 wiedergegeben. Die Schnittpunkte dieser Kurven beschreiben die Lösungen von Gleichung (6) bei verschiedenen Wärmeflüssen und Ausstromschichtdicken. Sie repräsentieren bei Vorgabe von d_2 und Q die minimale Salzgehaltserhöhung im Storfjord. In den in Abschnitt 5 untersuchten Wintern variierten die Monatsmittel der Wärmeverluste zwischen 40 und 120 [Wm²], während die in der Storfjordrinne beobachteten Schichtdicken zwischen 20 und 40 [m] lagen. Der somit für den Storfjord erwartete Bereich ist schraffiert. Die maximal möglichen Transporte des Storfjordaustroms im Schwellenbereich sind wie beschrieben durch die Einschränkung der Schichtdicken auf 30-40 [m] gegeben und liegen für Wärmeflüsse von 120 [Wm²] in der Größenordnung von 0.2 [Sv]. Bei Berücksichtigung von $S_{\text{Hyd}} > S_{\text{ein}}$ ergeben sich etwas höhere Salzgehaltszunahmen ΔS_{Sal} bei der Bodenwasserproduktion und dementsprechend etwas geringere maximale Transporte.

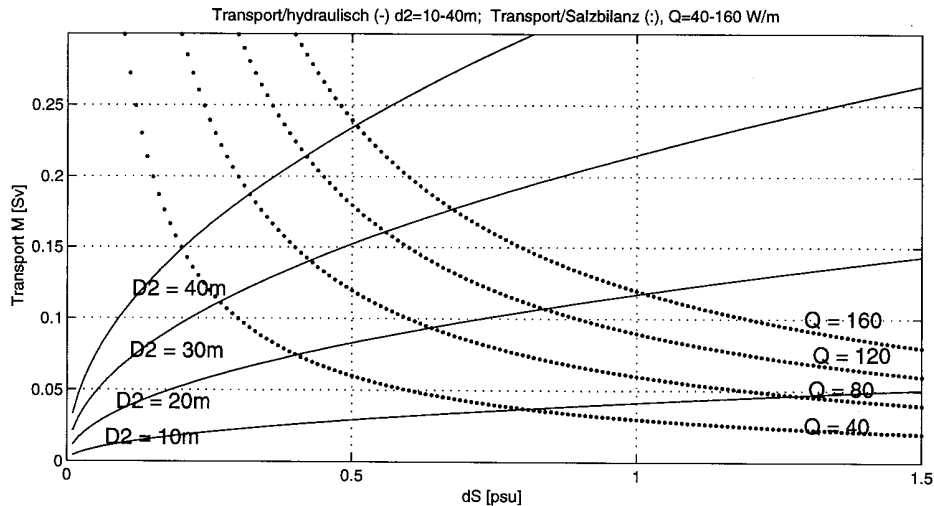


Abbildung 6.5: Hydraulischer Transport (abhängig von d_2) und Salzbilanz (abhängig von Q) schneiden sich; Storfjordbereich ist schraffiert

Überprüfung der hydraulischen Kontrolle im Storfjord

In Abb. 6.6a-f sind die Abhängigkeiten der Variablen in Gleichung (6) in kontinuierlicher Form gezeigt. Abb. 6.6 repräsentiert die in 6.5 erkennbaren Schnittpunkte, d.h. alle hydraulisch kontrollierten Lösungen für die plausiblen Bereiche im Storfjord. Auch hier ist in den zunächst folgenden prinzipiellen Abschätzungen für den Storfjord die geringfügige Veränderung durch Gleichung (7b) nicht berücksichtigt.

ΔS gibt die Mindestsalzgehaltserhöhung in Abb.6.6a, c und e an; in den jeweils nebenstehenden Abbildungen 6.6b, d und f sind die darausfolgenden maximalen Transporte abzulesen. Die gezeigten Beziehungen wären in der Realität mit der Produktion einer völlig homogenen Bodenwassermasse zu verknüpfen. Die Bänke müßten eine einheitliche Wassermasse in Abhängigkeit von ihrer mittleren Tiefe produzieren. Diese implizite Abhängigkeit ist dadurch zu erklären, daß in Gleichung (8) die Wärmeflüsse pro Quadratmeter sowie die Fläche des Produktionsgebietes eingehen. Auch bei sehr starker Vermischung ist allerdings ein konstanter Salzgehalt in der Realität nicht zu erwarten. Die Betrachtung der Grenzfälle ist jedoch zunächst recht aufschlußreich, um die Hypothese der Hydraulik zu überprüfen.

In Abb. 6.6a ist zu erkennen, daß für ΔS allein kaum eine Abhängigkeit vom Quellsalzgehalt besteht. Dieser ist für den produzierten Bodenwassersalzgehalt wichtig.

Abb. 6.6b zeigt, daß sich bei fester Ausstromdicke von 30 [m] auch bei sehr unterschiedlichen Wärmeflüssen der Transport in einem nicht allzu großen Bereich bewegt. Eine Verdreifachung der Wärmeflüsse von 40 auf 120 [W/m^2] bedeutet lediglich eine Erhöhung des Transportes um 50% von etwa 0.11 auf 0.16 [Sv], das produzierte Bodenwasser ist allerdings salzreicher.

Abb. 6.6c und 6.6d geben die Abhängigkeit von der Ausstromdicke d_2 für die Fälle relativ niedrigen $Q = 40$, mittleren $Q = 80$ und großen $Q = 120$ [W/m^2] im Storfjord wieder. Der für den Storfjord sinnvolle Bereich, in dem die untersuchte hydraulische Kontrolle wirksam wäre, liegt wie beschrieben unterhalb von etwa 40 [m] Dicke. Die Transporte nehmen linear mit der Dicke zu. Eine Überprüfung der Hypothese der Hydraulischen Kontrolle erfolgt jetzt beispielhaft für 1991/92 an Hand der Strömungsdaten (Abschnitt 4.5; Abb. 4.32) und der

Wärmefflüsse aus Abschnitt 5.7 (Tabelle 5.5b):

Aufgrund der starken gefundenen Strömung 20 [m] über dem Boden sollte der Ausstrom mindestens 20 [m] dick sein, an Hand bereits diskutierter Schwellendimensionen und Messungen in anderen Jahren wird $d_2 = 30$ [m] gewählt. Ende Februar erreichte der Ausstrom erstmals Salzgehalte von über 35.0 [psu] bei hohen konstanten effektiven Wärmefflüssen von $Q > 100$ [W/m²] in den drei vorhergehenden Monaten. Nach Abb. 6d erfordert das einen Transport von etwa 0.15 [Sv]. Tatsächlich haben nach den Strömungsdaten die hohen konstanten Ausstromgeschwindigkeiten in vergleichbarer Größenordnung bereits Anfang Februar begonnen. Über die erhaltenen 0.15 [Sv] bestimmt sich die Austauschzeit der flachen Bänke (Bankvolumen = 365×10^9 [m³] nach 6.1) zu 28 Tagen. Zur Bestimmung des Salzgehalts S_{ein} der Quellwassermasse kann man dann den Mittelwert der Eisdicke vom Februar $H \sim 65$ [cm] (Abschnitt 5.7) nehmen und sie gemäß (7a) zu 34.45 [psu] bestimmen. Aus Abb.6e ergibt sich für $Q = 100$ [W/m²] und $d_2 = 30$ [m] ein $\Delta S = 0.5$ [psu]. Das resultierende $S_{\text{aus}} = 34.95$ [psu] ist in guter Übereinstimmung mit etwas über 35 [psu] aus den Strömungsmessungen.

Die Austauschzeit der flachen Bänke, die das Bodenwasser produzieren, beträgt etwa einen Monat. Dies wird als lang genug angesehen, um starke Vermischung zu einer relativ einheitlichen Wassermasse und eine hydraulische Kontrolle zu erwarten. Daher sollte man stationäre Verhältnisse annehmen und die unter der Voraussetzung von Stationarität hergeleitete Gleichung (6) verwenden können. Bei einer Mittelung der meteorologischen Flüsse über eine entsprechende Zeitskala von einem Monat ist dann ein direkter Vergleich der durch die effektiven Wärmefflüsse bedingten hydraulischen Kontrolle mit den Verankerungszeitserien möglich. Dies soll im nächsten Abschnitt geschehen.

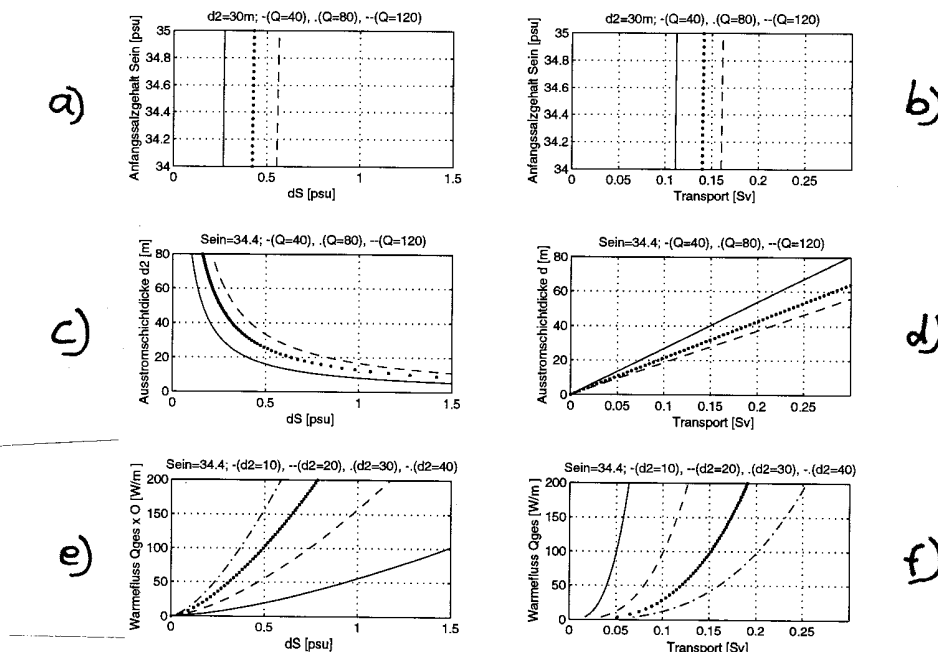


Abbildung 6.6: a) $S_{\text{aus}} - S_{\text{ein}}$ in Abhängigkeit von S_{ein} und verschiedene Q und $d_2 = 30$ [m]; b) zu a) gehörige Transporte; c) $S_{\text{aus}} - S_{\text{ein}}$ in Abhängigkeit von d_2 für verschiedene Q und $S_{\text{ein}} = 34.4$; d) zu c) gehörige Transporte; e) $S_{\text{aus}} - S_{\text{ein}}$ in Abhängigkeit von Q für verschiedene d_2 und $S_{\text{ein}} = 34.4$; f) zu e) gehörige Transporte;

6.6 Vergleich 1991/92 : Strommessungen und Hydraulische Kontrolle

Auf der Zeitskala von einem Monat, der ungefähren Austauschzeit der flachen Produktionsregion, wird starke Vermischung angenommen. Zu jedem Zeitpunkt der in Abschnitt 5 erhaltenen Zeitserien der Wärmeflüsse wird daher rückwirkend über diese 'Gedächtniszeit' der Produktionsregion ein mittlerer effektiver Wärmefluss Q bestimmt. Bei diesen Berechnungen wird auch Gleichung (7b) berücksichtigt, was zum Winteranfang bei relativ salzreicher Oberflächenschicht im Verhältnis zum Salzgehalt zwischen 50 und 100 [m] relevant ist. Die Ausstromschichtdicke wird mit 30 [m] festgesetzt. Bei der ersten Abschätzung in Abschnitt 6.5 führte dies zu plausiblen Ergebnissen und entspricht außerdem der mittleren außerhalb des Storfjords beobachteten Dicke. Mit den Gleichungen (6) bis (8) ergibt sich dann zu jedem Zeitpunkt ein minimal erforderlicher Salzgehalt und über (1) der maximale Transport.

Für die Ausstrommessungen aus Abschnitt 4.5 wird analog unter Voraussetzung einer konstanten Schichtdicke von 30 [m] und Breite von 15 [km] die Zeitserie des Massentransports erstellt, wobei hier nur wie in Abschnitt 4.5 über eine Woche geglättet wird. Salzgehaltmessungen und Temperaturmessungen bei der Ausstromstation werden nicht geglättet.

Die so erhaltenen Zeitserien für den hydraulisch bedingten Ausstrom und die Verankerungsmessungen sind in Abbildung 6.7a-g dargestellt. Der Ausstrom kalten Bodenwassers begann 1991/92 Ende Dezember, um anschließend wieder etwas zurückzugehen; dies ist in den ungeglätteten Zeitserien (Abb. 4.32) besser zu erkennen. Stellt man die hydraulischen Zeitserien um 35 Tage versetzt zu den Strommessungen dar, ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen den von Dezember bis April produzierten Salzgehalten (Abb. 6.7e) und den einen Monat später im Ausstrom erscheinenden Salzgehalten (Abb. 6.7d). Die Zeitspanne vor dieser Ausstromphase (November in Abb. 6.7e) ist nicht direkt vergleichbar, da sie die Einleitungsphase der Bodenwasserproduktion und Hydraulik darstellt, während der ein zum Ausstrom führender Salzgehalt erst einmal erreicht werden muß. Anfang Dezember ist dies mit $S_{\text{aus}} > 34.8$ vermutlich geschehen, und es ist mit der Verzögerung durch die Austauschzeit der Bänke plus der Verweildauer im tiefen Becken mit dem Ausstrom rechnen. Die Austauschzeit der Bänke beträgt etwa einen Monat. Das Reservoir des tiefen Beckens unterhalb von 90 [m] umfaßt nach Tabelle 6.1 nur wenig mehr als 1/3 des Volumens der Bänke, was eine dortige Verweildauer von etwa 10 Tagen erwarten ließe. Wenn man annimmt, daß nicht ständig dichteres Wasser als im Becken vorhanden gebildet wird, ist mit einem schnelleren Austausch zu rechnen und das Bodenwasser verweilt hier vermutlich nicht länger als eine Woche. Die beobachtete Ausstromverzögerung von etwas über einem Monat ist mit diesen Überlegungen konsistent.

Die hohen Transporte der Strommessungen sind nach Abschnitt 4.5 zwischen Januar und Mai gewissen windbedingten Schwankungen unterworfen, die sich aus der hydraulischen Kontrolle nicht ergeben können. Die Übereinstimmung der mittleren hydraulisch erforderlichen Transporte (Abb. 6.7b) von Dezember bis April mit den gemessenen Transporten von Januar bis Mai (Abb. 6.7a) ist jedoch gut. Wie in Abschnitt 6.3 beschrieben stellt der hydraulisch bestimmte mittlere Transport 0.14 [Sv] die Obergrenze bzw. den maximal möglichen Transport während der fünf Monate dar. Der mittlere gemessene Ausstrom beträgt 0.12 [Sv]. Auch die steigenden und fallenden Tendenzen zu Beginn und Ende der Phasen stimmen überein.

Die eingehenden meteorologischen Flüsse wurden dem Modell in Abschnitt 5 entnommen. Abb. 6.7f zeigt vergleichsweise die hydraulisch kontrollierten Salzgehalte, die sich bei Verwendung der Eiskartenkonzentrationen aus Abschnitt 5 ergeben. Bis März ist die Überein-

stimmung mit Abb.6.7e gut, das folgende Maximum wird jedoch nicht mehr über die Eiskarten prognostiziert. Wie in 5.8 vermutet geben die Eiskarten zu diesem Zeitpunkt höhere Konzentrationen an, und führen anscheinend auf eine Unterschätzung der Eisproduktion.

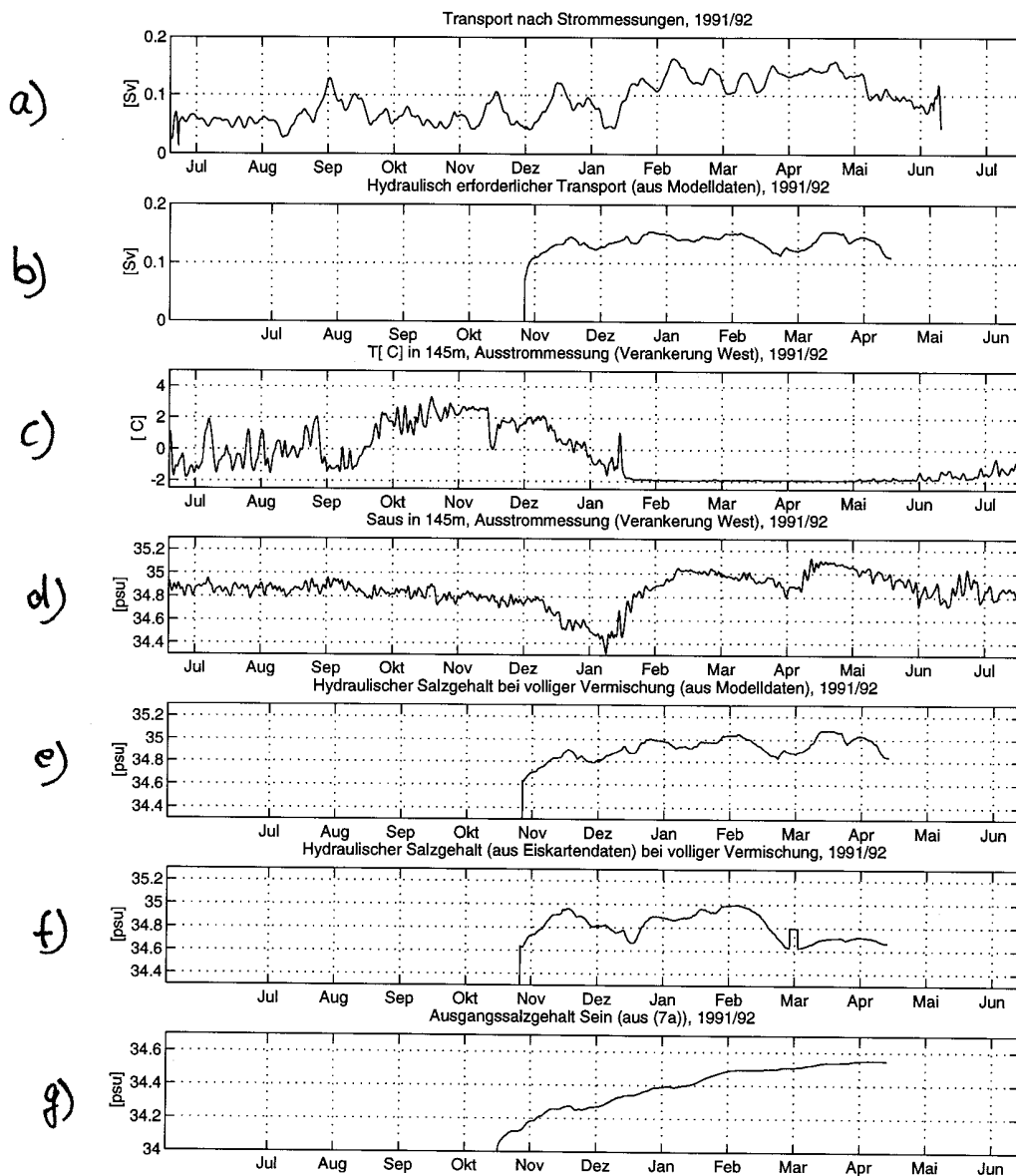


Abbildung 6.7a-g: Hydraulisch kalkulierte Ausstromsalzgehalte und Transporte sowie Verankerungszeitreihen (um 35 Tage versetzt dargestellt)

Die erhaltene Bestätigung des Eisbedeckungsmodells und der Hydraulischen Kontrolle soll schließlich über ein Salzgehaltsspektrum der Ausstromsalzgehalte überprüft werden. Durch Gewichtung mit dem jeweiligen momentanen Transport werden für die verglichenen 5 Monate aus den Salzgehaltszeitserien Volumenverteilungen der hydraulisch kalkulierten und gemessenen Salzgehalte erstellt. Sie sind in Abb. 6.8 gezeigt.

Wie an Hand der Salzgehalte der Zeitserien zu erwarten war, ist die Übereinstimmung gegeben. Das gesamte bei der hydraulischen Kontrolle produzierte Volumen beträgt 1.8×10^{12} [m³] im Vergleich zur Abschätzung von 1.6×10^{12} [m³] über die Strommessungen, die auch von *Schauer (1994)* als Hauptastrom angegeben wird. Damit sind die prozentualen Anteile in den Verteilungen vergleichbar. Das Modell gibt neben der richtigen Größenordnung der Transporte auch ein realistisches Salzgehaltsspektrum an. In der Realität wird man im Falle einer hydraulischen Kontrolle keine völlig einheitliche Vermischung, wie sie bei den Berechnungen angenommen wurde, erwarten: eine Glättung des Spektrums der hydraulischen Kontrolle sollte das gemessene Spektrum besser treffen. Im Verhältnis zum gesamten produzierten Volumen können nur 2% des Bodenwassers unterhalb der Schwellentiefe im Storfjord verblieben sein, und die bei der hydraulischen Kontrolle gemachte Annahme eines vollständigen Ausstroms bedeutet auch in dieser Hinsicht nur eine geringe Fehlerquelle für das hydraulische Spektrum der Ausstromsalzgehalte. Insgesamt scheint der Storfjord im Winter nahezu ideal hydraulisch kontrolliert zu werden.

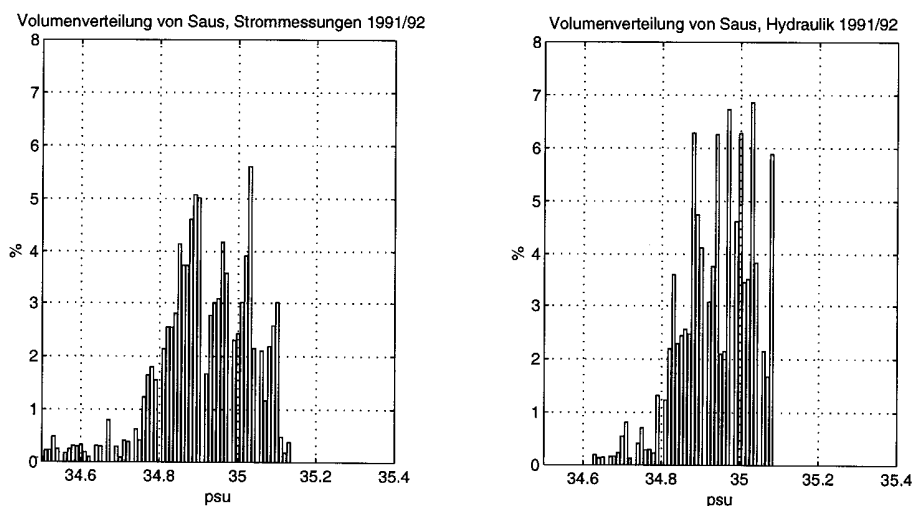


Abbildung 6.8: Gemessene und hydraulisch kalkulierte Volumenverteilung des Ausstroms 1991/92

6.7 Hydraulische Kontrolle und Bodenwasserbildung in anderen Wintern

Da die Modellparameter völlig unabhängig von den Strömungsmessungen sind, wurden die Kalkulationen des mit der hydraulischen Kontrolle kombinierten Eisbedeckungsmodells für die anderen in Abschnitt 4 und 5 untersuchten Winter durchgeführt. Es wurden in allen Jahren die gleichen Annahmen wie 1991/92 gemacht.

Die erhaltenen Zeitserien der hydraulischen Transporte und die resultierenden Salzgehaltsverteilungen zeigt Abb. 6.9. In diesen Jahren gibt es keine Verankerungsmessungen. Die einzigen vorliegenden vergleichbaren Messungen sind die Salzgehaltsprofile in Abb. 6.3 u. 6.4 aus der Hydrographie im Sommer (und für 1985 zum Winterende) innerhalb des Storfjords. Je nach Gesamtproduktion umfaßt der Anteil des unterhalb von 120 [m] Tiefe aus dem

Winter zurückgebliebenen Wassers mit 2-4% einen nur unwesentlichen Teil des Gesamtaustrags und ist nicht repräsentativ für die tatsächliche Volumenverteilung. Zur Überprüfung der Modellvorstellung kann nur die Variabilität der maximalen gemessenen Salzgehalte mit der Variabilität der maximalen Modellsalzgehalte verglichen und werden. Die in Tabelle 6.2 gezeigte Übereinstimmung der Variabilität ist ein weiterer Anhaltspunkt dafür, daß das Modell interannuale Variationen und die richtige Größenordnung der Salzgehalte der Bodenwasserproduktion wiedergibt. In 3 von 4 Jahren liegen die maximalen hydraulisch kalkulierten Salzgehalte 0.1-0.15 [psu] unterhalb der Maxima der Sommerhydrographie. Lediglich im Winter 1985/86 ist diese Abweichung mit 0.32 [psu] deutlich größer.

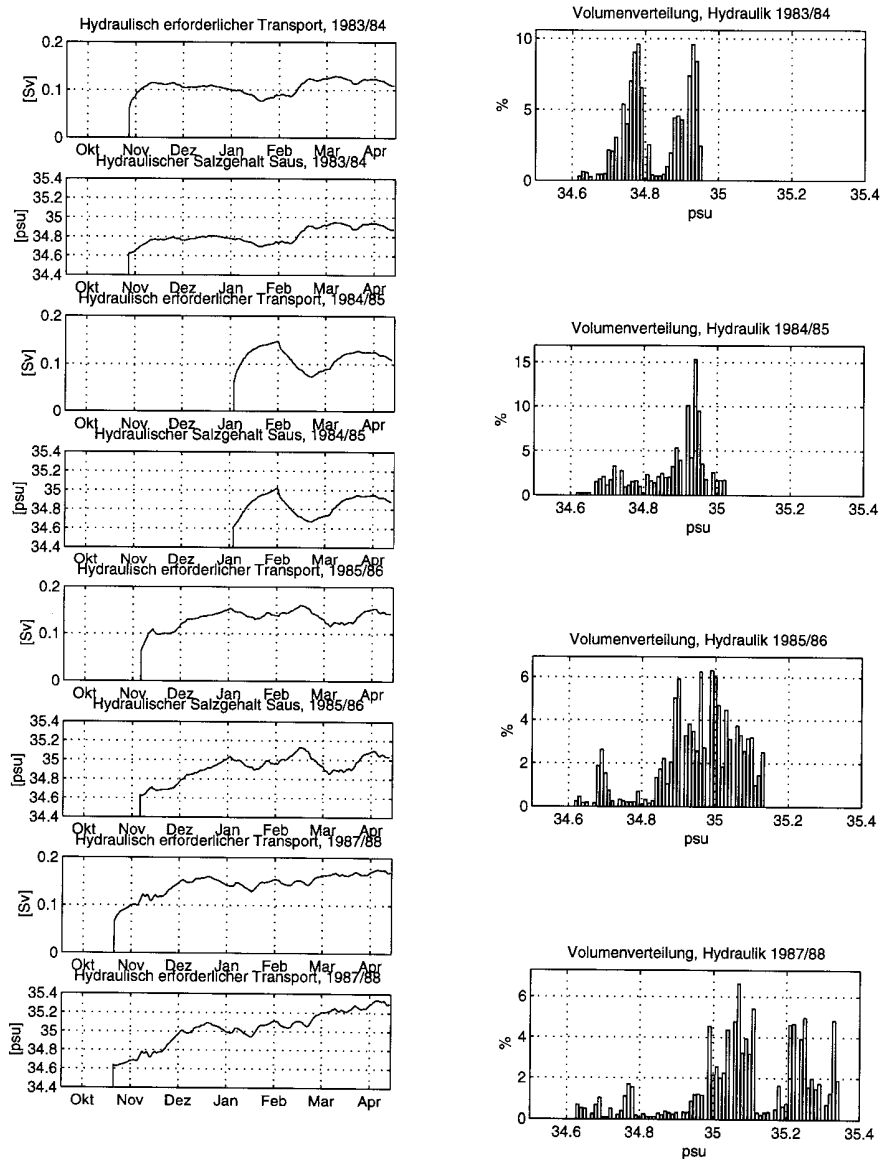


Abbildung 6.9: Hydraulisch kontrollierte Transporte und Salzgehalte sowie Volumenverteilung des Austragsaltgehalts in anderen Wintern

Tabelle 6.2: Vergleich maximaler Salzgehalte der Sommerhydrographie und der hydraulischen Kontrolle

Winter	1983/84	1984/85	1985/86	1987/88
S_{\max} , Hydrogr.	35.05 [psu]	35.15 [psu]	35.50 [psu]	35.50 [psu]
S_{\max} , Hydraulik	34.95 [psu]	35.02 [psu]	35.18 [psu]	35.38 [psu]

Die geringeren Maximalsalzgehalte können auf die Idealisierung der vollständigen Vermischung bei der Hydraulik zurückgeführt werden. In der Realität ist sicherlich infolge nicht vollständiger Vermischung mit der Produktion einer gewissen Menge besonders dichten Wassers zu rechnen, welches im Becken verbleibt. Diesen Aspekt berücksichtigt die ideale hydraulische Kontrolle nicht. Die stärkere Abweichung 1985/86 könnte durch die unberücksichtigte Variabilität des Einstromwassermassensalzgehalts erklärt werden: es erscheint sinnvoll, daß 1986 nach zwei milden vorhergehenden Wintern wie 1983/84 und 1984/85 mit geringer Eisbildung (Tabelle 5.5.c) die Deckschicht in der Barentssee infolge geringen Schmelzwasserinhalts salzreicher als gewöhnlich war und 1985/86 besonders salzreiches Bodenwasser entstand.

Im Zusammenhang mit der erhaltenen Bestätigung sind noch einmal die gemachten Vereinfachungen zu erwähnen. Nicht mit in die Betrachtungen einbezogen wurde das im Beckenbereich befindliche Oberflächenwasser. Da die Polynien hauptsächlich in den Bankbereichen = Küstenbereichen anzutreffen sind, die Beckenfläche zudem nur ein Drittel der Bankfläche beträgt, sollte dies für die Produktion des dichtesten Wassers nicht sehr stark ins Gewicht fallen. Vermutlich dient dieses Wasser ebenfalls als Reservoir, welches das am Boden von den Schelfen ins Becken sinkende Wasser ersetzt. Möglicherweise finden ein Einstrom durch den an den Helyesund im Norden anschließenden 80 [m] tiefen Kanal zum Hauptbecken oder ein in den Strommessungen nicht erfaßten Oberflächeneinstrom von Süden statt. Vermutlich gelangt das Wasser von außen und aus dem inneren Becken auf die Bänke.

Auch wenn Herkunft und Einstrom des Quellwassers nicht völlig geklärt werden konnten, scheint doch die in Gleichung (7) gemachte Annahme sinnvoll zu sein und zu guten Ergebnissen zu führen. In der Hauptsache spiegelt (7) den Salzeintrag durch Normaleisbildung in der gesamten Barentssee wieder.

Zudem wurden völlig konstante Breite und Dicke des Ausstroms vorausgesetzt. Dabei kann die Ausstromdicke variieren, was sicherlich durch nicht berücksichtigte Parameter und Prozesse verursacht wird. Insbesondere windinduzierte Oberflächenneigungen, bei der Diskussion der Strommessungen angesprochen, können sich darauf auswirken. Die Annahme, daß die Schwellendimensionen den Ausstrom auf eine Dicke von etwa 30 [m] beschränken, die aufgrund der hohen Nachproduktion meist voll ausgenutzt wird, hat sich als konsistent mit den Beobachtungen erwiesen.

Die Übereinstimmung von berechneten Salzgehalten und Transporten bestätigen die Modellvorstellungen der Hydraulik und der Eisbedeckungsänderung im Rahmen der zu erwartenden Genauigkeiten. Die Variabilität der Bodenwasserproduktion in den untersuchten Jahren kann das angewandte Modell auch unter der Einführung vieler Vereinfachungen zeigen.

Die beschriebene Modellvorstellung der Hydraulischen Kontrolle im Storfjord läßt im Prinzip eine Abschätzung der Bodenwasserproduktion über meteorologische Parameter zu und kann gegebenenfalls als Quellfunktion für einen nach Verlassen des Fjordes zu untersuchenden Dichtestrom am Schelfabhang (*Jungclaus, Backhaus und Fohrmann, 1994*) vorgegeben werden.

6.8 Ein Vermischungsansatz zur Ergänzung der Hydraulik

Es soll schließlich hinsichtlich des Absink- und Vermischungsprozesses noch an einer einfachen Vorstellung überprüft werden, in welchem Bereich sich im Vergleich zum Idealfall völliger Vermischung bei der hydraulischen Kontrolle die Abweichungen vom mittleren Salzgehalt und ihre jeweiligen Produktionsvolumina befinden könnten. Ein plausibler Vermischungsansatz soll in der Hinsicht überprüft werden, ob mit ihm die maximalen Salzgehalte aus der Hydrographie erzeugt werden können.

An Stelle einer unrealistischen völligen Vermischung bei der Hydraulik soll von der in Abbildung 6.10 gezeigten Zirkulations- und Vermischungsvorstellung ausgegangen werden.

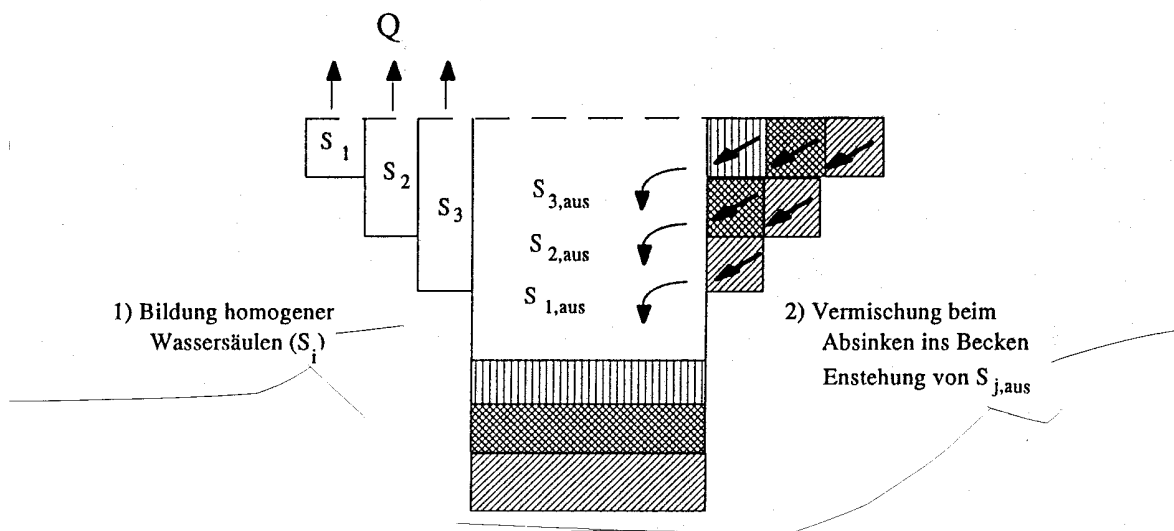


Abbildung 6.10: Vermischungsvorstellung; von den gerechneten 9 Schichten sind nur 3 angedeutet

Nach Abb. 6.2 wird der flache Bereich in 9 verschiedenen Tiefen Kategorien ($d_i = 10-90$ [m]), in denen die Digitalisierung der Topographie erfolgte, eingeteilt. In jeder Tiefen Kategorie gibt es n_i Flächenelemente mit der Elementarfläche $f_{ba} = F_{ba}/n = F_{ba}/\sum n_i$. Die Erneuerung des Wassers soll entlang von Tiefenkonturen erfolgen und jede Tiefen Kategorie soll gleich schnell ausgetauscht werden. Jede Tiefen Kategorie bewirkt dann eine zu ihr selbst umgekehrt proportionalen Salzgehaltszunahme ΔS_i , und bildet eine homogene Wassersäule. Um den Absinkvorgang ins Becken zu beschreiben, werden die Tiefen Kategorien in 10 [m]-Intervalle unterteilt. Beim Abfließen in das Becken vermischen sich die jeweils gleich weit vom Boden entfernten Intervalle und bilden eine gemeinsame Wassermasse des Salzgehalts $S_{j,aus}$ und des Volumens $V_{j,aus}$. Die verschiedenen Vermischungsschichten haben unterschiedliche Volumina und Salzgehalte. Die Bodenschicht erhält Salzgehalte aus allen Bereichen und hat das größte Volumen, der nächsthöheren Schicht fehlen die 10 [m] tiefen Bereiche. Sie besitzt etwas weniger Volumen und ist salzärmer, was für die jeweils höheren Schichten gilt.

Diese Vorstellung ist konsistent mit von den sehr flachen Regionen absinkenden Wassermassen, die sich mit dem gesamten tieferen Bereich in ihrer Schicht (vom Boden aus) vermischen. Mit der Tiefenhäufigkeitsverteilung n_i aus 6.2 erzeugt man somit ein gewisses Salzgehaltsspektrum $S_{j,aus}$ und kennt ebenfalls das Volumen jeder Salzgehaltsklasse. Man benötigt zur Bestimmung der Salzgehaltsdifferenz allerdings die Austauschzeit τ , die aus der Hydraulik übernommen wird.

$$(10) \quad \Delta S_{j,\text{aus}} = \sum_{i=j}^9 [(\Delta S_i \cdot n_i) / \sum n_i] \quad , \quad \Delta S_i = Q \cdot \tau / (d_i \cdot L_r) \cdot (S_{\text{ein}} / (1000 - S_{\text{ein}})) \cdot \rho_w / 1000 \text{ [psu]}.$$

$$(11) \quad V_{j,\text{aus}} = F_{\text{ba}} / n \cdot 10 \cdot \sum_{i=j}^9 n_i \text{ [m}^3\text{]}$$

Mit Austauschzeit τ [s], Gefrierwärme L_r [J/kg], effektivem Wärmefluss Q [W/m²]. Gleichung (10) und (11) sind dann gleichbedeutend mit einer Streuung der produzierten Salzgehaltserhöhung um den Mittelwert aus der Hydraulischen Kontrolle; der Gesamtsalzeintrag ist der gleiche wie bei der Hydraulik. Wendet man den für den Storfjord durch das Vermischungsmodell und die Tiefenverteilung festgelegten Streuungsvektor auf die hydraulisch erzeugten Zeitserien der Salzgehaltsdifferenzen aus Abb. 6.9 an, so kann man eine neue Volumenverteilung der produzierten Salzgehalte erhalten.

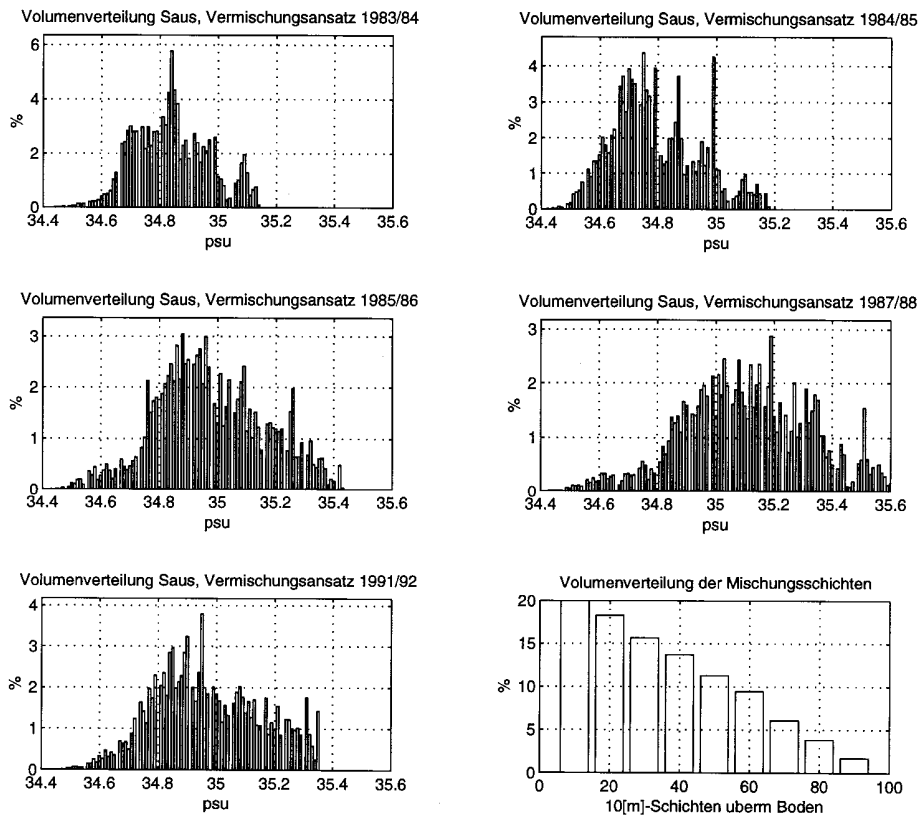


Abbildung 6.10: Durch den Vermischungsansatz modifizierte Salzgehaltsspektren sowie die Volumenverteilung $V_{j,\text{aus}}$

Abb. 6.11 zeigt diese Verteilung für die untersuchten Winter. Die Extrema im Histogramm des Salzgehalts geben eine Vorstellung von der im Vergleich zur völligen Vermischung möglichen Variation und Verteilung der Salzgehalte. Die Maximalwerte liegen etwas über den gemessenen maximalen Salzgehalten in allen Jahren. Ein Vergleich der modifizierten Volumenverteilung von 1991/92 mit Abb. 6.8 zeigt, daß die Übereinstimmung der hydraulisch kontrollierten Verteilung bei völliger Vermischung mit dem gemessenen Ausstrom besser war. Die Unterteilung in 9 Schichten führt mit dem formulierten

Vermischungsansatz offensichtlich zu einer geringeren Vermischung, als sie tatsächlich stattfindet. Die starke Vermischung ergibt sich vermutlich sowohl auf den Bänken beim Absinken als auch im Anschluß daran im Becken, wobei hohe Gezeitenströme sicherlich von Bedeutung sind. Daher ergibt die Annahme einer hydraulischen Kontrolle bei völliger Vermischung 1991/92 bereits gute Ergebnisse. Die Realität ist zwischen dem hydraulischen Ansatz und der beschriebenen Vermischungsvorstellung zu suchen, und sollte sich am ehesten beschreiben lassen, wenn man statt 9 Schichten nur 4 oder 5 Schichten verwendet.

Für die Fortpflanzung von Bodenwasser außerhalb des Storfjords kann dies insofern von Interesse sein, daß dichteres Wasser größere Tiefen erreichen und zur Erneuerung des Tiefenwassers im arktischen Ozean oder der Norwegischen See beitragen kann (*Schauer, 1994; Backhaus, Jungclaus u. Fohrmann, 1994*)

6.9 Zusammenfassung

Die physikalischen Grundlagen der Region, die Bathymetrie des Storfjords und seiner Umgebung, die Ergebnisse aus der Hydrographie und die Berechnungen mit den Wärmeflüssen sind in Abschnitt 6 kombiniert worden, um eine Modellvorstellung der Bodenwasserproduktion im Storfjord zu entwickeln.

Mit Hilfe der Salz- und Massenbilanz und einer dynamischen Bedingung bezüglich des Ausstroms dichten Storfjordwassers läßt sich eine Gleichung für die Salzgehaltserhöhung des Ausgangswassers im Storfjord und für den Transport angeben. Als Eingangsparameter benötigt man lediglich die meteorologischen Daten bzw. die in Abschnitt 5 über das Eisbedeckungsmodell bestimmten Eisproduktionsraten. Um die tatsächlichen Ausstromsalzgehalte und nicht nur die Salzgehaltszunahme zu bestimmen, wurden über die Erkenntnisse aus der Hydrographie Annahmen bezüglich der Quellwassermasse, des in den Storfjord einströmenden Barentsseeoberflächenwassers, gemacht.

Die zunächst für 1991/92 erhaltenen Ergebnisse, Zeitserien des Transports und der Ausstromsalzgehalte, stimmen mit den in diesem Winter vorhandenen Verankerungszeitreihen überein (Abb. 6.7a-g). Dabei ergibt sich eine bessere Übereinstimmung bei Verwendung der aus dem Eiskonzentrationsmodell aus Abschnitt 5 für den Storfjord bestimmten Eisproduktionsraten als mit den aus den Eiskarten entnommenen Konzentrationen. Dies wird als Bestätigung sowohl für das Eiskonzentrationsmodell als auch für die in Abschnitt 5.7 geäußerte Vermutung, daß die wöchentlichen Eiskarten die Flächen offenen Wassers im Storfjord nicht gut genug auflösen, aufgefaßt. Die über die Modellvorstellung bestimmte Volumenverteilung des Ausstromsalzgehalts findet ebenfalls ihre Übereinstimmung in der unter gleichen Annahmen aus den Verankerungszeitreihen erstellten Volumenverteilung (Abb. 6.8). Die Modellvorstellung eines stetigen hydraulischen Exports des produzierten dichten Bodenwassers aus dem Storfjord läßt sich somit über die Messungen bestätigen.

Für die anderen untersuchten Winter wurden mit dem Modell ebenfalls Zeitserien und Volumenspektren des Ausstromsalzgehalts bestimmt und mit der Hydrographie des folgenden Sommers verglichen. Die berechneten Salzgehalte liegen 0.1-0.15 [psu] unterhalb der gemess-

senen Maxima der Sommerhydrographie, und geben die jährliche Variabilität der gemessenen Sommersalzgehalte untereinander richtig wieder. Lediglich im Winter 1985/86 beträgt die Abweichung 0.35 [psu], was möglicherweise auf die nicht berücksichtigte Variabilität des Oberflächensalzgehalts in der Barentssee zurückzuführen ist: zwei sehr milde Winter in den vorhergehenden Jahren könnten eine deutlich salzreichere Anfangsmasse erzeugt haben. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß andere nicht berücksichtigte Prozesse die Ursache für die schlechtere Übereinstimmung waren. Da es im Sommer 1992 innerhalb des Storfjords keine hydrographischen Messungen gibt, ist leider ein direkter Vergleich der maximalen Verankerungssalzgehalte von 1991/92 mit den hydrographischen Maximalsalzgehalten nicht möglich. Das Volumen des Storfjords unterhalb von 120 [m] macht von Jahr zu Jahr je nach Gesamtproduktion nur 2-4% des berechneten Bodenwasserausstroms aus. Es wird vermutet, daß ein geringer Teil sehr salzreicheren Bodenwassers produziert wird und sich im tiefen Storfjordbecken mit maximalen Salzgehalten im Sommer noch anfindet, da man in der Realität nicht von einer bei der hydraulischen Kontrolle angenommenen völligen Vermischung ausgehen kann. Die Eigenschaften des Hauptanteils des Ausstroms werden dagegen auf die hydraulische Modellvorstellung zurückgeführt, wodurch die Übereinstimmung 1991/92 erklärbar ist.

Mit einem plausiblen Vermischungsansatz, bei dem im Vergleich zur in der Hydraulik gemachten Annahme eines völlig einheitlichen Bodenwassersalzgehalts die Bodenwasserproduktion in neun Schichten eingeteilt wird, erhält man eine Streuung um den hydraulischen Salzgehalt. Die mit dem Vermischungsansatz erhaltenen Maximalsalzgehalte (Abb. 6.10) sind im Verleichen zu den gemessenen maximalen Beckensalzgehalten im Sommer (Abb. 6.3 und 6.4) etwas zu groß. Über die ideale hydraulische Kontrolle völliger Vermischung und den Vermischungsansatz etwas zu geringer Vermischung lassen sich die real produzierten Salzgehalte sinnvoll eingrenzen. Von einer Variante zwischen den Extrema mit vier oder fünf Schichten sind die realistischsten Ergebnisse zu erwarten.

Zur Berechnung der Bodenwassermengen wurden viele Annahmen gemacht. Die Festlegung der Ausstromschichtdicke, die Annahme einer zum Winteranfang gleichartigen Quellwassermasse sowie die Unklarheit bezüglich des Oberflächeneinstroms erschweren die Angabe eines Wertes für die Genauigkeit der Ergebnisse. Es läßt sich an Hand der Übereinstimmung 1991/92 lediglich vermuten, daß die Annahmen prinzipiell richtig waren. Da das Modell die von der Eisproduktion aus Abschnitt 5 abhängige Variabilität in den Bodenwassersalzgehalten der verschiedenen Jahre ebenfalls reproduziert, wird der Fehlerbereich über die in Abschnitt 5.8 angegebene Genauigkeit der Eisproduktionsraten von $\pm 30\%$ abgeschätzt, was über Abb. 6.6e und f geschehen soll. Die effektiven Gesamtwärmeeflüsse, den Eisproduktionsraten entsprechend, liegen nach Tabelle 5.5b in der Größenordnung von $Q = 40-130$ [Wm²]. Bei einer Veränderung von Q um 30% ändert sich in diesem Bereich die Salzgehaltszunahme ΔS um nicht mehr als ± 0.1 [psu]. Die entsprechende Genauigkeit des Transports liegt im Bereich von ± 0.02 [Sv]. Hinsichtlich der Variabilität des Salzgehalts der Quellwassermasse wird an Hand der Abweichung 1985/86 von den anderen Jahren vermutet, daß jene sich in ähnlicher Größenordnung auswirken wird; hier sind jedoch genauere Untersuchungen erforderlich. In den meisten Jahren ergibt eine anfangs gleiche Quellwassermasse konsistente Ergebnisse, so daß bei den folgenden Abschätzungen nur die Ungenauigkeit der Wärmeeflüsse betrachtet wird, die sich auf die Bodenwasserproduktion als Produkt der Fehler in der Salzgehaltsdifferenz und im Transport auswirkt.

Im Zusammenhang mit einer Modellstudie von *Jungclaus et al. (1994)*, die das Absinken und die Vermischung von Storfjordbodenwasser am Schelfabhang beschreibt, kann man eine allgemeinere Angabe bezüglich der durch die Fehlergrenzen der Eisproduktionsraten gegebene-

nen Genauigkeit machen. *Jungclaus et al.* kommen zu dem Ergebnis, daß höhere Ausstromsalzgehalte des Storfjordbodenwassers durch ein stärkeres 'Entrainment' beim Absinken ausgeglichen werden und sich die Endprodukte in ihren T-S-Eigenschaften kaum unterscheiden. Messungen von *Quadfasel et al. (1988)* ergaben eine ähnliche Veränderung der Wassermassencharakteristiken bei Absinken. *Jungclaus et al. (1994)* fanden eine zur anfänglichen Dichtedifferenz zwischen Umgebung und Storfjordaustrom proportionale Volumenvergrößerung des Storfjordwassers von 220% bei 0.2 [kg/m³], 440% bei 0.4 [kg/m³] und 660% bei 0.6 [kg/m³], was in etwa Ausstromsalzgehalten von 35.0, 35.25 und 35.5 [psu] am Gefrierpunkt bei -1.8°C und einer Umgebungsdichte des Ostspitsbergenwassers/Polarfrontwassers am Boden der Storfjordinne von 27.99 bei S = 34.83 [psu] und -0.5 [°C] entspricht. Mit Hilfe ihrer Ergebnisse und der in Tabelle 6.2 angegebenen Produktionsvolumina sowie der Maxima in den Salzgehaltsverteilungen (die Ausstromsalzgehalte sind relativ symmetrisch um die Maxima verteilt) läßt sich die jährliche Bodenwasserproduktion in etwa abschätzen. Dabei wurden die binnen 5 Monaten produzierten Volumina aus Tabelle 6.2 in auf das Jahr bezogene Transporte [Sv] umgerechnet. Die in Tabelle 6.3 gezeigten Ergebnisse bedeuten eine Tiefenwasserproduktion, deren Variabilität direkt proportional zur Variabilität der Eisproduktion in den verschiedenen Jahren ist. Die Genauigkeit der angegebenen Bodenwasserproduktion ließe sich in diesem Fall wie die Genauigkeit der Eisproduktion mit ± 30% angeben.

Tabelle 6.3: Hydraulisch kontrollierte Variabilität des Ausstromvolumens, der Ausstromsalzgehalte und der angenommenen Tiefenwasserproduktion durch 'Entrainment' am Schelfabhang für die untersuchten Winter

Produktion	1983/84	1984/85	1985/86	1987/88	1991/92
Ausstromvolumen x 10 ¹² [km ³]	1.08	0.96	1.75	1.96	1.80
Ausstrom [Sv]	0.034	0.03	0.056	0.063	0.057
häufigster Salzgehalt	34.78/34.92	34.95	34.90/35.0	35.05/35.2	34.90/35.0
Dichtekontrast [kg/m ³]	0.025/0.135 im Mittel 0.08	0.16	0.12 / 0.20 im Mittel 0.16	0.24 / 0.36 im Mittel 0.3	0.12 / 0.20 im Mittel 0.16
Entrainment nach <i>Jungclaus et al.</i>	88%	176%	176%	330%	176%
Tiefenwasserprod.[Sv]	0.064	0.083	0.155	0.271	0.157

Die jährliche Variabilität der Tiefenwasserproduktion im Storfjord liegt bei dieser Betrachtung im Bereich von 0.06-0.27 [Sv]. Setzt man die in Abschnitt 3.4.5 diskutierten klimatischen Fluktuationen in der Barentssee mit Perioden von 3-5 Jahren als Ursache für die

Variabilität voraus, kann man die untersuchten 4 Winter 1983-1988 als typische Periode mit zwei kälteren und zwei wärmeren Wintern ansehen; der in Abschnitt 6 wegen fehlender hydrographischer Daten nicht untersuchte Winter 1986/87 liegt in der Eisproduktion nach Tabelle 5.5.b etwa dazwischen. Der Mittelwert der Periode von 0.14 [Sv] kann dann als repräsentativer Wert für die Bodenwasserproduktion des Storfjords gedeutet werden. Ohne die Berücksichtigung der unbekanntem Variabilitäten im Salzgehalt der Ausgangswassermasse aus der Barentssee ist die Genauigkeit dieses Wertes im Rahmen dieser Arbeit durch den in Abschnitt 5.8 abgeschätzten Fehlerbereich der berechneten Eisproduktionsraten gegeben und beträgt $\pm 30\%$. Die mittlere Tiefenwasserproduktion des Storfjords sollte daher im Bereich von 0.1-0.2 [Sv] liegen. Im Vergleich mit der in Abschnitt 3 diskutierten Produktion Arktischen Tiefenwassers und Grönlandsee Tiefenwassers von jeweils 0.5 [Sv] (*Rudels u. Quadfasel, 1991*) liegt der Beitrag des Storfjords zur Tiefenwassererneuerung im Bereich von 10-20%.

Ob die These der numerische Studie von *Jungclaus et al. (1994)*, daß sich bei sehr unterschiedlichen Ausgangssalzgehalten ein nahezu konstantes Endprodukt bildet, zutrifft, muß mit weiteren Messungen überprüft werden. Es wäre auch eine Einschichtung des produzierten Bodenwassers unterschiedlicher Salzgehalte in von Jahr zu Jahr unterschiedlichen Tiefen möglich. Etwa 80% des im Storfjord während der berücksichtigten 5-Jahresperiode produzierten Wassers hätten jedoch nach der in dieser Arbeit entwickelten Modellvorstellung Salzgehalte > 34.85 [psu] bei Temperaturen am Gefrierpunkt und können die Tiefenwassersphäre, zumindest aber den dichteren Bereich der Zwischenwassermassen erreichen. Messungen deuten diesen Vorgang an (*AWI, 1994*). *Jungclaus et al. (1994)* vermuten an Hand ihrer Modellstudie, daß die Ausbeutung des Storfjordwassers dabei sowohl in die Norwegische See als auch in Richtung der Framstraße erfolgen kann.

Greift man die von *Martin u. Cavalieri (1989)* für die anderen Schelfpolynien in Barents- und Karasee abgeschätzte Produktion dichten Wassers aus 3.4.3 wieder auf, ist ihre Eisproduktion aufgrund geringerer von ihnen verwendeter Wärmeflußkoeffizienten (siehe 5.5.3) zum Vergleich mit den Ergebnissen dieser Arbeit um 25% zu erhöhen (ohne einen Anspruch auf genauere Ergebnisse in dieser Arbeit zu erheben, es geht nur um den direkten Vergleich der Beiträge unterschiedlicher Regionen). Im Vergleich zu 0.05 [Sv] bei etwa 35.0 [psu] aus dem Storfjord sind diesem dann etwa 0.25 [Sv] mit $S = 35.1$ [psu] aus den Leepolinien entgegengesetzt. Die Leepolinien besäßen etwa das fünffache Potential des Storfjords hinsichtlich der Tiefenwassererwärmung im 'Arktischen Mittelmeer'. Da *Martin und Cavalieri* in ihren Berechnungen ohne Einbeziehung der unbekanntem regionalen dynamischen Verhältnisse nur den Gesamtsalzeintrag bestimmen konnten, ist nicht klar, ob sich hier auch so salzreiche Wassermassen wie im Storfjord bilden. Bis auf die Region westlich von Novaya Zemlya (*Midttun, 1985*) und Zentralbanken (*Quadfasel et al, 1991*) ist in der Barentssee und Karasee aufgrund mangelnder Daten die Bildung derart dichten Wassers nicht dokumentiert; es könnte sich auch hauptsächlich Zwischenwasser mit $S \sim 34.75$ [psu] bilden. Weitere Beobachtungen und Studien sind in diesen bedeutenden Regionen erforderlich, um den Bildungsprozeß und die Bedingungen beim Absinken in den Arktischen Ozean zu verstehen.

7 Zusammenfassung und Ausblick

Im Zusammenhang mit Änderungen der globalen ozeanischen Zirkulation und verbundenen Konsequenzen für das Klima auf der Erde ist die Tiefenwasserproduktion im Nordpolarmeer von besonderem Interesse (*Warren, 1981; Broecker, 1985*). Bei der intensiven Erforschung des komplizierten Prozesses sind unterschiedliche Theorien zur Erklärung der Tiefenwasserbildung im offenen Ozean und am Schelfrand erarbeitet worden (*Killworth, 1983; Rudels, 1993*). Aufgrund der Komplexität des Prozesses und der Wechselwirkung verschiedener Regionen gibt es bis heute noch kein allgemein akzeptiertes Modell und die Forschung befindet sich in einer stetigen Weiterentwicklung. Zur Überprüfung von den Theorien und für ein besseres Verständnis der Vorgänge muß besonders die Datensituation in den schwer zugänglichen polaren Regionen verbessert werden.

Im Storfjord in der östlichen Barentssee, einer Region mit günstigen Bedingungen für intensive Schelfrandkonvektion, ist von verschiedenen Autoren die Produktion und der Ausstrom sehr dichten Wassers dokumentiert worden (*Midttun, 1985; Anderson et al., 1988; Quadfasel et al., 1988; Schauer, 1994*). Ozeanographische, meteorologische und Satellitenbeobachtungen aus unterschiedlichen Jahren wurden in der vorliegenden Arbeit untersucht, um den Prozeß der Bodenwasserproduktion in der Region des Storfjords zu studieren und nach Möglichkeit die produzierten Größenordnungen anzugeben.

Da die zur Verfügung stehenden hydrographischen Daten aus dem Frühjahr und Sommer stammen, verbleiben viele Unklarheiten bei der Beschreibung der winterlichen Zirkulation und es können nur Annahmen bezüglich der Wintersituation gemacht werden, die sich vermutlich deutlich von der Sommersituation unterscheidet. Hohe Gezeitenströme in der relativ flachen Region erschweren zudem die Messungen und die Interpretation der Daten. Die kontinuierlichen Strom-, Salzgehalts- und Temperaturmessungen 1991/92 waren bei der Diskussion der Zirkulation und vor allen Dingen des Bodenwasserausstroms von großer Bedeutung. Der Vergleich der hydrographischen Daten mit Verankerungszeitreihen und Windgeschwindigkeiten ermöglichte die Entwicklung einer groben Vorstellung der Zirkulation im Storfjord. Insbesondere die Herkunft und der Weg der Quellwassermasse in den Storfjord konnten jedoch nicht eindeutig geklärt werden. Strommessungen im Bereich der schmalen Sunde im Norden und eine bessere Erforschung der dortigen Tiefen, sowie besser aufgelöste Messungen im südlichen Schwellenbereich würden ein klareres Zirkulationsschema ergeben. Ein Auslegen von Verankerungen an gleicher Stelle würde Vergleichsmöglichkeiten mit den Daten des besagten Winters eröffnen. Winterliche Messungen mit einem packeis-tauglichen Schiff wären zur Auflösung der hydrographischen Struktur der Wassersäule während des Bildungsvorgangs erforderlich.

Die Parametrisierung der Wärmeflüsse und der Dynamik der Eisbildung wurden unter Berücksichtigung der regionalen Bedingungen kombiniert, um mit meteorologischen Stationsdaten die mittlere Eisbedeckung in der Untersuchungsregion zu berechnen. Die zum Teil gute Übereinstimmung der Modellergebnisse mit Eiskarten war eine Bestätigung für das Modell. Es zeigte sich, daß die Eisproduktion hauptsächlich durch den Anteil offenen Wassers gegeben ist. Neben dem Eisexport wurde die Rückenbildung als zweiter wichtiger Prozeß bei der Erhaltung offener Wasserflächen identifiziert. Beim Vergleich der verschiedenen Winter zeigte sich eine hohe Variabilität in der Eisproduktion. Im Zusammenhang mit den Wärmefläüssen wurde die Bedeutung Atlantischen Wassers für die Wärmebilanz des Storfjords untersucht. Es stellte sich heraus, daß AW die Bodenwasserproduktion im Storfjord durch

seinen Wärmehalt geringfügig abschwächen kann, die Variabilität der Bodenwasserproduktion jedoch hauptsächlich von den meteorologischen Flüssen abhängt.

Die bei der Umsetzung der Eisproduktionsraten in die Bestimmung der Bodenwasserformation zusätzlich erforderlichen Informationen sind Annahmen bezüglich der Austauschzeit und der Herkunft und Eigenschaften des Storfjordwassers. Die Hypothese eines hydraulischen Austauschs und die Annahme einer durch die winterliche normale Eisbildung in der Barentssee veränderlichen Einstromwassermasse in den Storfjord ermöglicht wiederum die Angabe von Zeitserien der Bodenwasserproduktion. Es zeigte sich, daß es mit der entwickelten Modellvorstellung möglich ist, realistische Größenordnungen der Produktionsmenge und der Salzgehalte anzugeben; ein Vergleich modellierter und gemessener Zeitserien für den Winter 1991/92 führte zu der Vermutung, daß das Modell auch die zeitlich veränderliche Bodenwasserproduktion innerhalb eines Winters in guter Näherung beschreiben kann. Die Eisbedeckungsmodellergebnisse in 6-stündigen Abständen aus dem vorigen Abschnitt ergaben dabei eine bessere Bestätigung als die nur wöchentlichen Eiskarten. Es wird vermutet, daß das Modell eine bessere Abschätzung der Erzeugung offener Wasserflächen ermöglicht, als es die untersuchten Eiskarten tun. Hydrographische Messungen im Storfjord in den anderen Jahren stehen ebenfalls im Einklang mit der interannualen Variabilität und Höhe der vom Modell kalkulierten Salzgehalte, auch wenn die geringe im Becken zurückgebliebene Menge Bodenwassers nicht als statistisch repräsentativ aufgefaßt werden kann.

Eine weitere Überprüfung des Modells ist durch eine genauere Analyse von Satellitendaten möglich; weitere hydrographische Messungen und Verankerungen im Ausstrombereich des Storfjords wären ebenfalls nützlich. Die Übereinstimmung mit untersuchten Eiskarten und Verankerungsmessungen läßt die Modellvorstellung jedoch als konsistent erscheinen. Die topographischen Bedingungen im Storfjord führen zu einer hydraulischen Kontrolle, die im Winter bei hohen Wärmequellen eine stetige Bildung hoher Salzgehalte zur Folge hat. Im Rahmen der abgeschätzten Genauigkeit des Eisproduktionsmodells von $\pm 30\%$ und der klimatischen Variabilität in der Barentssee läßt sich eine mittlere Bodenwasserproduktion des Storfjords von 0.1-0.2 [Sv] angeben. Im Vergleich zur derzeitig vermuteten Gesamtproduktion Tiefenwassers im Arktischen Mittelmeer von ~ 1 [Sv] (*Heinze et al., 1990; Rudels und Quadfasel, 1991*) bedeutete die relativ kleine Quellregion einen nicht unerheblichen Beitrag, wenn die Modellvorstellung stimmten. Bei einer Bestätigung durch weitere Messungen könnten die Ergebnisse zudem auf andere Regionen angewandt werden, vor allen Dingen die Inselbereiche in der Barents- und Karasee, in denen es ebenfalls sehr häufig zur Entstehung von Leopolynien kommt (*Martin und Cavalieri, 1989; Harms, 1994*). Ähnliche Betrachtungen in diesen Regionen könnten in Kombination mit mesoskaligen Modellstudien der Region (*Harms, 1994*) und mit der Untersuchung des anschließenden Absinkprozesses am Schelfabhäng (*Quadfasel et al., 1988; Jungclaus et al., 1994*) ein besseres Bild der auf den Schelfen produzierten Wassermasse und ihres Beitrags zur Tiefenwassererneuerung im Arktischen Mittelmeer ergeben.

Anhang: Verwendete Symbole und Abkürzungen

{ }	Zeitliche Mittelung
α	:= $\partial\rho/\partial T$, temperaturabhängige thermische Dichtezunahme [$\text{kg}/\text{m}^3/\text{K}$]
β	:= $\partial\rho/\partial S$, haline Dichtezunahme (0.8 [$\text{kg}/\text{m}^3/\text{psu}$])
γ	Plancksche Strahlungskonstante [$\text{W}/\text{m}^2/\text{K}^4$]
Δe	Einheitslänge einer Eisscholle [m]
ΔS_{Hyd}	:= $S_{\text{aus}} - S_{\text{Hyd}}$; hydraulische Salzgehaltsdifferenz des Ausstroms [psu]
ΔS_{sal}	:= $S_{\text{aus}} - S_{\text{ein}}$; Salzgehaltsdifferenz zwischen Ein- und Ausstrom [psu]
ε	in laterale Abnahme der Eisbedeckung umgesetzter Anteil der vom offenen Wasser aufgenommenen Energie
ζ	Auslenkung der Schichtgrenze zwischen Ober- und Unterschicht [m]
η	Auslenkung der Meeresoberfläche im Verhältnis zur Nullage [m]
θ	Potentielle Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
ρ_E	Mittlere Dichte von Meereis (900 [kg/m^3])
ρ_L	Mittlere Luftdichte (1.3 [kg/m^3])
ρ_w	Mittlere Dichte des Meerwassers, als Faktor verwendet (1027.8 [kg/m^3])
σ_{θ}	:= $\rho(p=0, \theta, S) - 1000$, Sigma-Theta [kg/m^3]
σ_{wi}	Windschubspannung [N/m^2]
τ	Austauschzeit der Wassermassen auf den Storfjordbänken [s]
A	Eiskonzentration im Storfjord / eisbedeckter Anteil der Gesamtfläche F_{Stor}
AFD	'Accumulated Freezing Days' [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{Tage}$]
A_R	Anteil der Rückenbildungsregion an der Gesamtfläche F_{Stor}
AW	Atlantisches Wasser
B	Breite des hydraulischen Ausstroms im Schwellenbereich (15 [km])
BW	Bodenwasser

C	Spezifische Wärme des Meerwassers (4 [kJ/kg/K])
C_D	Schubspannungskoeffizient (6m) Ozean-Atmosphäre ($2.0 \cdot 10^{-3}$)
C_{DE}	Schubspannungskoeffizient (6m) Eis-Atmosphäre ($5.1 \cdot 10^{-3}$)
C_{DEW}	Schubspannungskoeffizient (6m) Ozean-Eis ($7.5 \cdot 10^{-3}$)
C_{Gez}	Windunabhängige Konstante für die mittlere Rückenbildung im Storfjord (0.008 [m ² /s])
Cl	Bewölkungsanteil (mittlerer Wert im Storfjord während des Winters = 0.7)
C_L	Spezifische Wärme der Luft (1 [kJ/kg/K])
C_{lat}	Austauschkoeffizient (6m) Ozean-Atmosphäre für latente Wärme ($3.0 \cdot 10^{-3}$)
$C_{Rücken}$	Windabhängige Konstante für die mittlere Rückenbildung im Storfjord (0.00032 [s])
C_{sen}	Austauschkoeffizient (6m) Ozean-Atmosphäre für sensible Wärme ($2.5 \cdot 10^{-3}$)
D	Wassertiefe [m]
d_1	Dicke der Oberschicht im Schwellenbereich [m]
d_2	Dicke der Unterschicht im Schwellenbereich [m]
E_{Ges}	Zur Rückenerzeugung pro Flächeneinheit erforderliche Energie [N/m]
e_L	Sättigungsdampfdruck der Luft [Pa]
E_L	Emmissivität der Atmosphäre
e_o	Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Oberflächentemperatur [Pa]
E_o	Emmissivität der Oberfläche Wasser/Eis (0.97)
E_{pot}	Potentielle Energie pro Flächeneinheit des Rückens [N/m]
E_{wi}	Für die Rückenbildung pro Flächeneinheit verfügbare vom Wind eingetragene Energie [N/m]
f	:= $2 \cdot \Omega \cdot \sin\phi$, Coriolisparameter
F_{Ba}	Fläche der Bänke mit $D < 90$ [m] im inneren Fjord (7,800 [km ²])
F_{Stor}	Gesamte Storfjordfläche nördlich von 76.9°N und westlich von 22.5°O (13,500 [km ²])

F_{In}	Gesamte Fläche des Inneren Fjordes (Abb. 6.1) (11,100 [km ²])
g	Erdbeschleunigung (9.81 [m/s ²])
G_{offen}	Anteil offenen Wassers bei der Eisbildung/Anteil offenen Wassers bei der Abkühlung
G_{TL}	Gewichtungsfaktor zum Vergleich von Eisbildung und Abkühlung, der höhere Oberflächentemperaturen bei der Abkühlung berücksichtigt
h	Eisdicke [m]
H	Mittlere Eisdicke des eisbedeckten Anteils A im Storfjord [m]
h_{AW}	Rückenhöhe über Wasser [m]
H_{R}	Mittlere Rückenhöhe des rückenbedeckten Anteils A_{R} im Storfjord [m]
h_{R}	$h_{\text{UW}} + h_{\text{AW}}$, gesamte Rückenhöhe [m]
h_{S}	Dicke der auf dem Eis befindlichen Schneeschicht [m]
h_{UW}	Rückenhöhe unter Wasser [m]
k_{E}	Wärmeleitkoeffizient von Eis (2.1 [W/m/K])
k_{S}	Wärmeleitkoeffizient von Schnee (0.31 [W/m/K])
L_{f}	Latente Gefrierwärme von Frischwassereis (334 [kJ/kg])
L_{v}	Spezifische Verdampfungswärme des Meerwassers bei niedrigen Temperaturen (2500 [kJ/kg])
l_{wi}	Angriffslänge ('fetch') der Windschubspannung vor einem Rücken [m]
l_{X}	Südliche zonale Begrenzung des Storfjords bei 77°N und westlich von 22.5°O (130[km])
l_{Y}	Östliche meridionale Begrenzung des Storfjords nördlich von 77°N bei 22.5°O (30[km])
M_{aus}	Den Storfjord verlassender Massentransport [$Sv = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$]
M_{ein}	In den Storfjord gerichteter Massentransport [$Sv = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$]
\underline{n}	Küstennormale
O	:= 1-A; Anteil offenen Wassers an der Storfjordfläche

p_L	Mittlerer Luftdruck auf Meeresniveau (100,000 [Pa])
PW	Arktisches Wasser
Q_{Ges}	Absoluter Gesamtwärmeverlust über offenem Wasser [W/m ²]
Q_{kon}	Wärmeleitung zur Oberfläche der kombinierten Eis- und Scheedecke [W/m ²]
q_L	Spezifische Luftfeuchte der Luft [kg Wasserdampf/kg Luft]
Q_{lan}	Langwelliger Nettostrahlungsverlust des Ozeans [W/m ²]
$Q_{lan,L}$	Langwelliger Strahlungsfluß von der Atmosphäre zur Oberfläche Eis/Wasser [W/m ²]
$Q_{lan,O}$	Langwellige Abstrahlung der Oberfläche Eis/Wasser [W/m ²]
Q_{lat}	Verdunstungswärmeverlust des Ozeans [W/m ²]
q_O	Sättigungsfeuchte der Luft bei der Oberflächentemperatur [kg Wasserdampf/kg Luft]
Q_{sen}	Sensibler Wärmeverlust des Ozeans [W/m ²]
Q_{hali}^{Σ}	Bei der Eisbildung umgesetzte Energiemenge [J/m ²]
Q_{hali}^{Σ}	Bei der Abkühlung umgesetzte Energiemenge [J/m ²]
R	Länge der Küstenlinie des Storfjords
S_{aus}	Ausstromsalzgehalt des im Storfjord produzierten Tiefenwassers [psu]
S_{ein}	Vertikal gemittelter Salzgehalt des in den Storfjord einströmenden Wassers in den oberen 50 [m]
S_{Hyd}	Vertikal gemittelter Salzgehalt der Oberschicht im Ausstrombereich des Storfjords [psu]
T_f	Gefrierpunktstemperatur ~ -1.8 [°C]
T_L	Lufttemperatur [°C]
T_O	Oberflächentemperatur Wasser oder Eis [°C]
T_{tau}	Taupunktstemperatur der Luft [°C]
T_{wa}	Temperatur einer Wassermasse vor der Abkühlung [°C]
U_E	Zonalkomponente der Eisgeschwindigkeit [m/s]

U_L	Zonalkomponente der Windgeschwindigkeit [m/s]
\underline{V}_E	Eisgeschwindigkeitsvektor [m/s]
V_E	Meridionalkomponente der Eisgeschwindigkeit [m/s]
V_L	Meridionalkomponente der Windgeschwindigkeit [m/s]
V_{NR}	Eisgeschwindigkeit in die Rückenregion [m/s]
\underline{W}	Vektor der Windgeschwindigkeit [m/s]

Quellenverzeichnis

Aadlandsvik B. und H. Loeng (1991) A study of the climatic system in the Barents Sea. Polar Research No. 10, Vol. 1., pp. 45-49

Aagaard K. und E. Carmack (1989) The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. JGR, Vol.:94, No. C10., pp. 14485-14498

Aagaard K., L.K. Coachman und E.C. Carmack (1981) On the Halocline of the Arctic Ocean. Deep Sea Research, Vol.: 28A, No.:6., pp. 529-545

Aagaard K., J.H. Swift und E.C. Carmack (1985) Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas. JGR, 90, pp. 4833-4846.

Andersson G.L., E.P. Jones, R. Lindgren, B. Rudels, P.I. Sehlstedt (1988) Nutrient generation in cold, high salinity bottom water of the arctic shelves. Continental Shelf Research, Vol. 8, No. 12., pp. 1345-1355

Andreas E.L. und B. Murphy (1986) Bulk transfer coefficients for heat and momentum over leads and Polynyas. JPO, Vol. 16., pp. 1875-1883

Andreas E.L. (1980) Estimation of heat and mass fluxes over arctic leads. Monthly Weather Review, Vol. 108., pp. 2057-2063

AWI (1994) Auswirkungen der Tiefenwasserproduktion auf die Tiefenzirkulation im Nordatlantik. In: Zwei-Jahres-Bericht des Alfred-Wegner-Instituts Bremerhaven, s. 138-141.

Bauer J. und S. Martin (1980) Field observations of the Bering Sea ice edge properties during March 1979. Mon. Weather Review, No. 108., pp. 2045-2056

Bauer J. und S. Martin (1983) A model of grease ice growth in small leads. JGR, Vol. 88, No. C5., pp. 2917-2925

Benjamin T.B. (1968) Gravity currents and related phenomena. Journ. Fluid Mech., Vol.: 31, part 2, pp. 209-248.

Blindheim J. (1987) Cascading of Barents Sea Bottom Water into the Norwegian sea. ICES-Paper, No.:61.

Bourke R.H., A.M. Weigel und R.G. Paquette (1988) The westwardturning branch of the Westspitsbergen Current, JGR, 93, pp. 14065-14077.

Broecker, W.S. und T.H. Peng (1982). Tracers in the Sea. Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, New York, 690 pp.

Broecker, W.S. , D.M. Peteet und D. Rind (1985). Does the ocean-atmosphere-system have more than one stable mode of operation ?, Nature, 315, pp. 21-26.

Bryden H.L. und H. Stommel (1984) Limiting processes that determine basic features of the

- circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta* , Vol. 7, No. 3., pp. 289-296.
- Carmack, E.C. und Aagaard, K. (1973) On the deep water of the Greenland Sea. *Deep Sea Research*, Vol. 20., pp. 687-715.
- Carmack E.C. (1986) Circulation and mixing in ice-covered waters. In: *The Geophysics of sea ice*. Plenum Press, New York., pp. 641-712.
- Clarke R.A., J.H. Swift, J.L. Reid und K.P. Koltermann (1990) The formation of Greenland Sea Deep Water: double diffusion or deep convection? *Deep Sea Research*, Vol. 37, pp. 1385-1424.
- Coachman L.K. und K. Aagaard (1988) Transports through Bering Strait: annual and interannual Variability. *JGR*, Vol. 93, No. C 12, pp. 15535-15539.
- Defant A. (1961) *Physical Oceanography*. Vol. 1, Pergamon Press, New York, pp. 729.
- Dickson R.R, J. Meincke, S.A. Malmberg und A. J. Lee (1988) The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Prog.Oceanog*. Vol. 20, pp. 103-151.
- Dietrich G., K. Kalle, W. Krauss, G. Siedler (1975) *Allgemeine Meereskunde*. Gebrüder Bornträger Berlin, 593pp.
- Dimitriev,N.E., A.Yu. Prochutinsky, T.B. Loyning und T. Vinje (1991) Tidal ice-dynamics in the area of Svalbard and Franz-Joseph Land. *Polar Research* No. 9(2), pp. 193-205.
- Doronin Y.P. und D.E. Kheisin (1975) *Sea Ice* (in russian). English Translation 1977 by Amerind. Publishing Co , New Delhi, pp. 117-323.
- Fairbridge R.W. (1966) *The Encyclopedia of Oceanography*. Reinolds Publishing Corp., pp.1021.
- Fofonoff N.P. (1956) Some properties of sea water influencing the formation of Antarctic bottom water. *Deep Sea Research*, 1956, Vol. 4, pp. 32-35.
- Friehe C. A. und K.F. Schmitt (1976) Parametrization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by bulk aerodynamic formulas. *JPO*, Vol. 6, pp. 801-809.
- Gjevik B. und T. Straume (1990) Model simulations of tides and shelf waves along the shelves of the Norwegian-Greenland-Barents Sea. in: *Modelling Marine Systems*,Vol.: 1, Davies A. (ed.), CRC Press, pp. 188-219.
- Gjevik B. und T. Straume (1989) Model simulations of the M2 and the K1 tide in the Nordic Seas and the Arctic Ocean. *Tellus*,Vol. 41A, pp. 73-96.
- Häkkinen S. und D.J. Cavalieri (1989) A study of oceanic surface heat fluxes in the Greenland, Norwegian and Barents seas. *JGR*, 94, pp. 6145-6157.
- Häkkinen S. (1987) A coupled dynamic-thermodynamic model of an Ice-Ocean-System in

the Marginal Ice Zone. JGR, Vol.:92, No.: C9, pp. 9469-9478.

Hanzlick D. und K. Aagaard (1980) Freshwater and Atlantic Water in the Kara Sea. JGR, Vol. 85; No. C9, 4937-4942.

Harms, I. (1994) Numerische Modellstudie zur winterlichen Wassermassenformation in der Barentssee. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe B: Ozeanographie, Nr.: 7.

Heinze Ch., P. Schlosser, K.P. Koltermann und J. Meincke (1990) A tracer study of the deep water renewal in the European polar seas. Deep Sea Research, Vol. 37, No. 9, 1425-1453 pp.

Hibler W.D.II (1979) A dynamic thermodynamic sea ice model. JPO, No.:9, pp. 815-846.

Hibler W.D.III (1985) Numerical modelling of sea ice dynamics and ice thickness characteristics. A final report. CRREL Report 85-5.

Hisdal V. (1970-1979) The Weather in Svalbard 1970-79. Norsk Polarinstitut, Arboks 1970-1979.

Hisdal V. (1990) Climate and Light. In: Den norske Los/ arctic pilot, sailing directions Svalbard-Jan Mayen, Vol.7, Norsk Polarinstitut, pp. 55-108.

Hisdal V., Ø. Finnekåsa und T. Vinje (1992) Radiation measurements in Ny Ålesund, Spitsbergen 1981-1987. Norsk Polarinstitut, Meddelelser No. 118.

Huthnance J.M. (1981) Large tidal currents near Bear Island and related tidal energy losses from the North Atlantic. Deep-Sea Research, Vol. 28A, pp. 51-70.

Jungclaus J.H. (1994) Ein numerisches Modell zur Simulation dichter Bodenströmungen im Ozean mit Anwendung auf den 'Overflow' durch die Dänemarkstraße. Berichte aus dem ZMK Hamburg, Reihe B: Ozeanographie, Nr. 10, pp. 122.

Jungclaus J.H., J.O. Backhaus und H. Fohrmann (1994), Outflow of dense bottom water from the Storfjord- a model study (eingereicht JGR).

Karman T.v. (1940) The engineer grapples with nonlinear problems. Bull. Am. Math. Soc. No. 46.

Keegan T.J. (1958) Arctic synoptic activity in winter. Journal of Meteorology, No. 15.

Kellogg W.W. (1975) Climatic feedback mechanisms involving the Polar regions. In: Climate of the Arctic, ed. G. Weller und S. Bowling, Geoph. Inst. Fairbanks/ Alaska, pp. 111-116..

Killworth P.D. (1979) On chimney formations in the oceans. JPO, Vol.9, 531-554.

Killworth P.D. (1977) Mixing on the Weddel Sea continental slope. Deep Sea Research.

Vol. 24, 427-448 pp.

Killworth P.D. (1983) Deep Convection in the World Ocean. *Rev. of Geoph. and Space Ph.*, Vol. 21, No. 1.

Kowalik z. und N. Untersteiner (1978) A study of the M2- Tide in the Arctic Ocean . *Dt.hydrogr. Z.*, No. 31, pp. 216-229.

Large W.G. und S. Pond (1981) Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *JPO*, No. 11, pp. 324-336.

Loeng H. (1991) Features of physical ecological conditions of the Barents Sea. *Polar Research*, No.: 10, Vol.:1, pp. 5-18.

Lunde T. (1965) Ice conditions at Svalbard 1946-1963. *Norsk Polarinstitut, Arbok 1963*, pp. 61-80..

Lunde T. (1963) Sea ice in the svalbard region 1957-62. *Norsk Polarinstitut, Arbok 1962*.

Makshtas A. und I. Podgorny (1991) The role of the Westspitsbergen Current in the formation of the ice edge position. *Polar Research*, No.9(2), pp. 207-210.

Martin S. und P. Kauffman (1981) A field and laboratory study of wave damping by grease ice. *Journal of Glaciology*, Vol. 27.

Martin S. (1981) Frazil Ice in rivers and oceans. *Ann.Rev.Fluid Mech.*, Vol. 13, pp. 379-397.

Martin S. und D.J. Cavalieri (1989) Contribution of the Siberian Shelf Polynia to the Arctic Intermediate and Deep Water. *JGR*, Vol 94, No.: C9, pp. 12725-12738.

Martinson D.G. (1990) Evolution of the southern winter Mixed Layer an sea ice: open ocean deep water formation and ventilation. *JGR*, No. 95, 11641-11654.

Martinson D.G., P.D. Killworth and A.L. Gordon (1981) A convective model of the Weddell Polynia. *JPO*, Vol. 11, 466-488.

Maykut G. und P.E. Church (1973) Radiation Climate of Barrow, Alaska,1962-1966. *Journal of appl. Meteorology*, No. 12.

Maykut G. (1978) Energy Exchange over young sea ice in the Central Arctic. *JGR*, No. 83, pp. 3646-3658.

Maykut G.A. und N. Untersteiner (1971) Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea-ice. *JGR*, Vol. 76, No.6, pp. 1550-1575.

Maykut G.A. (1986) The surface heat and mass balance. In: *The Geophysics of sea ice*. Plenum Press, New York, pp. 395-462 .

McDougall T.J. (1983) Greenland Sea bottom water formation: a balance between advection and double diffusion. *Deep Sea Research*, Vol. 30, 1109-1117.

Midttun L. (1985) Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep Sea Research*, Vol. 32, No. 10, pp. 1233-1241.

Midttun L. und H. Loeng (1987) Climatic variations in the Barents sea. In: The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea, H. Loeng, ed. Proc. Third Soviet Norwegian Symposium, Murmansk, May, 1986, pp. 13-27.

Midttun L. (1989) Climatic fluctuations in the Barents Sea. *Rapp.P.v.Reun.Cons.int.Explor.Mer*, 188, pp 23-35.

Nansen F. (1902) The oceanography of the north polar basin. Norwegian North Polar Expedition 1893-1896. *Sci. results*, Vol. 3, 422 pp.

Nansen F. (1906) Northern Waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic Seas in 1901. *Vit.-Selskapets Skrifter I, Math.-Naturv. Klasse*, 3, 1906, Christiania, 145 pp.

Norsk Polarinstitut (1990) Den norske Los/Arctic pilot, sailing directions Svalbard-Jan Mayen, Vol.7, Norsk Polarinstitut.

Parkinson C.L. und W.M. Washington (1979) A large -scale thermodynamic model of sea-ice. *JGR*, Vol. 84, No. C1, pp. 311-336.

Parmeter R.R. und M.D. Coon (1972) Model of pressure ridge formation in sea ice. *JGR*, Vol. 77, No. 33, pp. 6565-6575.

Pease C. (1987) The size of winddriven coastal polynyas. *JGR*, Vol. 92, No. C7.

Pfirman S.L., D. Grabitz und T.Gammelsrød (1994) The Northern Barents Sea water mass distribution and modification. In: the role of the Polar Oceans in shaping the global environment. O.M. Johannessen, R.D. Muench und J.E. Overland (ed.).

Quadfasel D., B. Rudels und S. Selchow (1992) The Central Bank Vortex in the Barents Sea: watermass transformation and circulation. *ICES mar.Sci. Symp.*, 195, pp. 40-51.

Quadfasel D. und J. Meincke (1987) Note on the thermal structure of the Greenland Sea gyres. *Deep Sea Reserach* No. 34, pp. 1883-1888.

Quadfasel D., B. Rudels und K.Kurz (1988) outflow of dense water from a Svalbard fjord into Fram Strait. *Deep Sea Research*, Vol.35, No.7, pp. 1143-1150..

Rothrock D.A. (1975) The Energetics of plastic deformation of pack ice by ridging. *JGR*, Vol. 80, No. 33, 4514-4519.

Rudels B. (1986a) The outflow of Polar Water through the Arctic Archipelago and the

oceanographic conditions in the Baffin Bay. Polar Research, No. 4.

Rudels B. (1987) On the mass balance of the Polar Ocean with special emphasis on Fram Strait. Norsk Polar Institutt, Skrifter 188; 53 pp.

Rudels B. (1986b) The θ -S Relations in the northern seas: implications for the deep circulation. Polar Research No. 4, pp. 133-159.

Rudels B. (1989a) The formation of Polar Surface Water, the ice-export and the exchanges through Fram Strait. Prog. Ocean., Vol. 22, pp. 205-248.

Rudels B. (1989b) Mixing processes in the Northern Barents sea. Rapp.P.v.Reun.Cons.int. Explor.Mer, 188, pp. 36-48.

Rudels B. (1993) High latitude Ocean convection. In : Stone D.B. und S.K. Runcorn (Ed.), Flow and creep in the solar system: Observations, modeling, theory. Kluwer,Dordrecht,323-356.

Rudels B. und D. Quadfasel (1991) Convection and deepwater formation in the Arctic-Ocean-Greenland Sea system. Journal of Marine Systems, No.2, Elsevier, Amsterdam, pp.435-450.

Rudels B., A.M Larsson und P.I. Sehlstedt (1991b) Stratification and watermass formation in the Arctic Ocean: some implications for the nutrient distribution. Polar Res. No. 10, Vol. 1, pp. 19-31.

Sarynia, R.N. (1969) Conditions of origin of cold deep sea waters in the Bear Island Channel. Symp. on Physical Variability in the North Atlantic, Dublin, Sep. 1969.

Selchow S. (1991) Zirkulation und Wassermassentransformation auf dem Barentssshelf. Diplomarbeit Ozeanogr.,Hamburg 1991.

Shine K.P. und R.G. Crane (1984) The sensitivity of a one -dimensional thermodynamic sea-ice model to changes in cloudiness. JGR, Vol. 89, No. C6, pp. 10615-10622.

Smith S.D., R.D. Muench und C.H. Pease (1990) Polynias and Leads: An overview of their physical processes and environment. JGR, Vol. 95, No. C6, pp. 9461-9479.

Stole-Hansen K. und D. Slagstad (1991) Simulation of currents, ice melting and vertical mixing in the Barents Sea using a 3-D baroclinic model. Norsk Polarinstitut, Polar Research 10(1), pp. 33-44.

Stommel H. und A.B. Aarons (1960) On the abyssal circulation of the world ocean. I stationary flow pattern on a sphere. Deep Sea Research, Vol.6, 140-154.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson und R. H. Fleming (1942) The Oceans: Their physics, chemistry and general biology. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J..

Sverdrup H.U. (1957) The stress of the wind on the ice of the polar sea. Norsk Polar-

institutt, Skrifter No. 111.

Swift H.J. und K. Aagaard (1981) Seasonal transitions in the Island and Greenland seas. Deep Sea Research, Vol. 28A, No. 10, pp. 1107-1129.

Swift J.H., Takahashi, T. und H. D. Livingston (1983) The contribution of the Greenland and Barents seas to the deep water of the Arctic Ocean. JGR, Vol. 88, No. C10, pp. 5981-5986.

Swift J.H., K. Aagaard und S.A. Malmberg (1980) The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. Deep Sea Research, Vol. 27A, pp. 29-42.

Tantsuria A.I. (1959) On the currents of the Barents Sea, Transactions of the Polar scientific Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography. -N.M. Knipovic (PINRO), 11, 35-53, in Russian, translated to English by Norsk Polar Institutt, Oslo, 1983.

Thorndike A.S., D.A. Rothrock, G.A. Maykut und R. Colony (1975) The Thickness distribution of sea ice. JGR, Vol. 80, No. 33, pp. 4501-4513.

Turner J.S. (1986) Turbulent Entrainment: the development of the entrainment assumption and its application to geophysical flows. J. Fluid Mech., Vol. 173, pp. 431-471.

Umbreit A. (1994) Spitzbergen Handbuch. Conrad-Stein-Verlag Kiel.

Vinje T. und A.S. Kvambekk (1991) Barents Sea drift ice characteristics. Polar Research, No. 10, Vol. 1, pp. 59-68.

Vinje T. (1985) Drift, composition, morphology and distribution of sea-ice fields in the Barents Sea. Norsk Polarinstitut, Skrifter 179c, Oslo, Norway, 26pp.

Vinje T.E. (1970-1979) Sea ice and drift speed observations in 1970-79. Norsk Polarinstitut, Arboks 1970-1979.

Vowinckel E. und S. Orvig (1970) the climate of the North Polar Basin. In: World Survey of Climatology, Vol. 14, Climates of the Polar regions. Ed.: S. Orvig, Elsevier.

Wadhams P. (1986) The Ice Cover. In: The Nordic Seas, B.G. Hurdle (ed.), Springer, pp. 21-83.

Walén G. (1993) On the formation of ice on deep weakly stratified water. Tellus 45A, 142-157 pp.

Warren B.A. (1981) Deep circulation of the World ocean. In Warren und C. Wunsch (ed.) The Evolution of physical oceanography. MIT Press, Cambridge, Mass., pp. 6-41.

Weeks W. F. und S.F. Ackley (1986) The growth and structure of sea ice. In: The Geophysics of sea ice. Plenum Press, New York.

Wishman E. (1966) A Comparison between the general circulation over the Svalbard area and the weather conditions at Isfjord Radio. Norsk Polarinstitut Skrifter no. 136, pp. 29.

Nach dieser detaillierten Behandlung des Themas ist es Zeit für einige Danksagungen. Bei meinem Betreuer Dr. Bert Rudels möchte ich mich für seine Anregungen und geduldigen Diskussionen bedanken, die mir eine große Hilfe waren. Für diverse Tips danke ich auch Dr. Detlef Quadfasel.

Meinen Eltern danke ich nicht nur dafür, daß sie mir diese Arbeit ermöglichten, sondern für ihren Rückhalt in jeglicher Hinsicht. Außerdem fürs Korrekturlesen, wofür ich auch Sinje, Heiko und Cete dankbar bin.

Das nächste nicht minder wichtigere Dankeschön ist für Hedda, Sofie, Andre, Hacky, Johannes und Marcus, die mir nicht nur im Kampf mit den Computern sehr geholfen haben. In diesem Zusammenhang möchte ich auch Lil Ahrens und Fritz Geitner für die Hilfe bei der Bezwingung von Bändern danken

Meinem PC danke ich, daß er mir seinen und meinen Absturz in den letzten Tagen vor der Abgabe erspart hat.

Die hydrographischen Daten wurden mir vom Norsk Polarinstitut zu Verfügung gestellt, wofür ich mich bedanken möchte. Ebenso gilt mein Dank dem Deutschen Seewetteramt für die Bereitstellung der meteorologischen Daten und Ursula Schauer und dem Alfred-Wegner-Institut Bremerhaven für die Zusendung der Verankerungsmessungen. Im Bundesamt für Hydrographie standen mir die Eiskarten zur Verfügung; hierfür danke ich den Herren vom Eisdienst. Ein besonderer Dank gilt auch den Damen in der Bibliothek des BSH für ihre Hilfsbereitschaft.

Und ganz doll Geschen.....

Die Berechnung, die Auswertung und die graphische Darstellung der Daten wurde auf einem Personal Computer des Institutes für Meereskunde mit Hilfe des Programms MATLAB für WINDOWS durchgeführt. Die Textverarbeitung erfolgte mit WORD-PERFECT.

Hiermit versichere ich, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig verfaßt und außer den von mir gemachten Angaben keine weiteren Hilfsmittel benutzt habe.

Hamburg, den 25.01.1995

Korrigendum

1. Hauptteil

Die für die folgenden Seiten *kursiv* angegebenen Passagen sind durch die **fett** angegebenen zu ersetzen.

S. 7: **Abbildung 2.2** \Rightarrow *Abbildung 2.3*

S. 8 / letzter Absatz: **Abb.2.4** \Rightarrow *Abb. 2.2.3*

S. 15 / letzter Absatz: **Abschnitt 3.4.5** \Rightarrow *3.6*

S. 17 / zweiter Absatz: **Abb. 3.3** \Rightarrow *Abb. 2.3, S. 5*

S. 17 / letzter Absatz: **Abb.3.3** \Rightarrow *Abb. 3.4*

S. 24 / zweiter Absatz: **Rudels, 1986b** \Rightarrow *Rudels, 1986*

S. 25 / dritter Absatz: **Rudels 1989b** \Rightarrow *Rudels 1989*

S. 40 / vorletzter Absatz: **Abb. 4.7** \Rightarrow *Abb. 7*

Abb. 4.8 \Rightarrow *Abb. 8*

S. 69 / *keine neue Abbildung mit Jauch (23.95!)*

S. 81 / zweiter Absatz: **Abb. 4.30** \Rightarrow *Abb. 6.1*

S. 91 / dritter Absatz: ...(Loeng, 1991; siehe **Abb. 3.10, S. 26** \Rightarrow *Abb. 3.7, S.20*)

S. 99: in Abbildung 5.5c sind die jeweils unteren Windrosen mit **1987/88** statt *1986/87* zu bezeichnen.

S. 106: $S(a)$ u. $S(b)$: g_w statt g_c ! ; -30°C statt -50°C und in

S. 109 / 1.Zeile: ...Anteil offenen Wassers (**1-A**) \Rightarrow *A* *Winter nicht ungewöhnlich*

S. 109: **Tabelle 5.2** \Rightarrow *Tabelle 5.1*

S. 113 Gl. (10): $-O(t+\Delta t)$ sowie $1-A(t+\Delta t) = 1-A(t)$...

S. 116: **Abb. 5.9** \Rightarrow *Abb. 9*

S. 120: $\text{Über } (15) = W_{NR}^2 / H^2$; S. 118 $(S_w - S_0) / S_E$

S. 126 / dritter Absatz: ...Diskussion siehe Abschnitt **5.6.4** \Rightarrow *3.6.4*

S. 132 / zweiter Absatz: ...kalkulierten Eisproduktion in Zeile **zwei** \Rightarrow *drei* ...so groß wie im Modell (**Standardparametrisierung in Zeile drei**) \Rightarrow ()

S. 135: **Tabelle 5.5b** \Rightarrow *Tabelle 5.5a*

S. 139 / zweiter Absatz: **Abb. 4.31** \Rightarrow *Abb. 6.2*

S. 145: $F_{in} = 11,000 \text{ [km}^3] \Rightarrow 1,100 \text{ [km}^3]$

S. 167: **Abbildung 6.11** \Rightarrow *Abbildung 6.10*

S. 169 / zweiter Absatz: **Abb. 6.11** \Rightarrow *Abb. 6.10*

2. Quellen

Folgende in der Arbeit zitierte Quellen sind nachzutragen:

Rachor E. (1992) Scientific Cruise Report of the 1991 Arctic Expedition ARK VIII/2 of RV 'Polarstern' (EPOS II: Study of the European Arctic Shelf, "Seas", of the European Science Foundation). Reports on Polar Research. 115 pp.

Schauer U. (1994) The Release of Brine Enriched Shelf Water from Storfjord to the Norwegian Sea. Submitted to JGR.

3. Abbildungen

Bei den folgenden drei Abbildungen sind die Schattierungen beim Kopieren verlorengegangen und sie werden mit Schattierung wiederholt:

S. 159, Abbildung 6.5

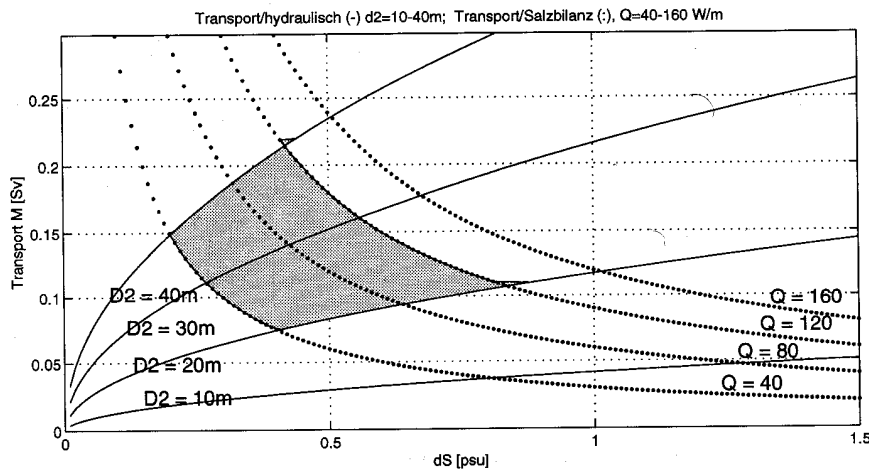


Abbildung 6.5: Hydraulischer Transport (abhängig von d_2) und Salzbilanz (abhängig von Q) schneiden sich; der für den Storfjord typische Bereich ist schattiert