

Der Transport von Wärme, Wasser und Salz in den Arktischen Ozean

DISSERTATION
zur
Erlangung des Grades
Doktor der Naturwissenschaften
– Dr. rer. nat. –

dem Fachbereich I (Physik / Elektrotechnik) der
Universität Bremen
vorgelegt von

Boris Cisewski

Bremerhaven
Mai 2000

Inhaltsverzeichnis

Abstract	I
1. Einführung und Aufgabenstellung	1
2. Vorstellung des Untersuchungsgebietes und Stand der Forschung	3
2.1 Bathymetrie	3
2.2 Klimatologie	6
2.3 Hydrographie	9
2.4 Zirkulation und Transporte	13
2.5 Perspektiven	31
3. Feldmessungen und Bearbeitungsmethoden	33
3.1 Hydrographische Messungen und abgeleitete Größen	34
3.2 Meteorologische Messungen und abgeleitete Größen	35
3.3 Akustische Strömungsmessungen und abgeleitete Größen	37
4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet	55
4.1 Ergebnisse	55
4.1.1 Zentrale Grönlandsee	55
4.1.2 Framstraße	61
4.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone	72
4.2 Diskussion	74
5. Die oberflächennahe Zirkulation aus ADCP-Messungen	79
5.1 Ergebnisse	79
5.1.1 Zentrale Grönlandsee	79
5.1.2 Framstraße	87
5.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone	91
6. Transporte	97
6.1 Massentransport	97
6.1.1 Ergebnisse	97
6.1.1.1 Zentrale Grönlandsee	101
6.1.1.2 Framstraße	120
6.1.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone	126
6.2 Meridionaler Wärme- und Salztransport	132
6.2.1 Ergebnisse	132
6.2.1.1 Zentrale Grönlandsee	132
6.2.1.2 Framstraße	138
6.2.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone	141

7. Bewertung	145
7.1 Der Grönlandsee-Wirbel	145
7.2 Regionale Aufspaltung des Stromsystems	150
7.3 Framstraße	155
7.4 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone	159
7.5 Gesamtschema	160
7.5.1 Wassermassenverteilung	160
7.5.2 Volumentransport	164
7.5.3 Wärmetransport	166
7.5.4 Eistransport	169
7.5.5 Salz- und Frischwassertransport	170
7.5.6 Modellvergleich	171
8. Zusammenfassung und Ausblick.	173
9. Literaturverzeichnis	175
Anhang	181
Danksagung	184

Abstract

Most of the exchange of water, salt and heat between the Arctic Mediterranean and the world's oceans occurs through the Framstrait and the Greenland Sea. Our present knowledge on the respective northward and southward water mass transports is essentially based on current meter moorings, geostrophic calculations from hydrographic measurements and a variety of drifters. In order to explore the spatial velocity structure – horizontally on scales of eddies larger than 10 to 20 km and vertically in the order of 10 m – we have used a ship-mounted ADCP on several expeditions of RV Polarstern since 1990 to investigate the velocity field within the uppermost 400 m. These measurements provide "snap-shots" of the velocity field on scales not resolved by moorings, and they also serve as reference for the conversion of geostrophic into absolute velocities. Furthermore, in combination with water mass analyses it was possible to calculate the individual transports of the characteristic water masses for the whole water column in addition to the total transport in the area. The combination of high resolution hydrographic and velocity measurements at identical grid points allows to avoid the interpolation problems involved in the evaluation of mooring measurements.

The mean circulation of the Greenland Sea is dominated by a large cyclonic and predominantly barotropic gyre. The calculated absolute velocities across the 75°N standard section question the existence of Koltermann's (1991) postulated deep anticyclonic gyre. At 75°N the East Greenland Current (EGC) is identified over a distance of 140 km as a narrow jet which carries ice and polar water to the South. The total volume transport calculated for the region of the EGC is comparable with results of moored current meters and ranges between 12 and 29 Sv (*Fahrbach et al., 1995 and Woodgate et al., 1999*).

In contrast to the EGC the Westspitsbergen Current (WSC) carries Atlantic Water (AW) to the North and exhibits a much larger mesoscale variability. The velocity field in the WSC is characterized by variable meanders and mesoscale eddies with typical horizontal dimensions of 50 km, whereas jet-like structures dominate in the EGC. Since the AW provides the major contributions to the meridional heat transport five realizations of the 75°N standard section were used to investigate its interannual variability. During the summers 1990 – 1998 the AW transports ranged between 2 and 7 Sv. The total heat transport across 75°N is estimated as 52 TW in September 1997 and 42 TW in September 1998. The total salt transport ranges between 5.2 and $5.6 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$.

Finally, based upon five hydrographic sections taken between 70°N – 82°N and 25°W – 25°E during August/September 1997 a circulation and transport scheme for the principle water masses is constructed and compared to the results of Mauritzen's inverse box model (*Mauritzen, 1994*). Both transport schemes are in good agreement. Between 75°N and 79°40'N the mean temperature of the AW decreases by 0.8°C while its density increases. The observed AW cooling is caused by a strong heat loss to the atmosphere of about 130 W m^{-2} .

1. Einführung und Aufgabenstellung

Der Einfluß des Arktischen Ozeans auf das globale Klima rückt seit einiger Zeit immer stärker in den Blickpunkt des wissenschaftlichen Interesses. Die Bearbeitung dieses Themenkomplexes erfordert eine detaillierte Kenntnis über den hydrographischen Aufbau und die Zirkulation des Arktischen Ozeans und des Europäischen Nordmeeres sowie deren Variabilität. Zur Zeit begrenzt noch der Mangel an Beobachtungsdaten das Wissen über die Schlüssel- und Rückkopplungsprozesse, welche an dem Arktischen Klimageschehen beteiligt sind.

Das Seegebiet zwischen 60°N und 80°N im Bereich des Europäischen Nordmeeres ist in mehrfacher Hinsicht von Bedeutung für das Weltklima. Zum einen erfolgen durch die Framstraße, welche die einzige Tiefenwasserbindung zum Arktischen Becken darstellt, nahezu 90 % des Wärmeaustausches und etwa 75 % des Wasseraustausches zwischen dem Arktischen Ozean und dem übrigen Weltmeer (*Aagaard und Greisman, 1975*), und zum anderen tragen die im Europäischen Nordmeer gebildeten Zwischenwassermassen zur Erneuerung der Wassermassen des tiefen Nordatlantiks bei.

Die Analyse von Eisbohrkernen, die auf Grönland in den letzten zwei Jahrzehnten gewonnen wurden, zeigt, daß große und abrupte Änderungen des Nordatlantischen Klimas sich häufig während glazialer und post-glazialer Perioden ereigneten (*Dansgaard et al., 1982; Johnsen et al., 1992 und Dansgaard et al., 1993*). Broecker et al. (1990) spekulierten, daß diese plötzlich während der Erdgeschichte auftretenden Klimaänderungen auf entsprechende Änderungen der thermohalinen Zirkulation des Atlantischen Ozeans zurückzuführen seien. Nach Meinung der Autoren werden solche Perturbationen durch große Frischwassermengen verursacht, die beispielsweise beim Abschmelzen der kontinentalen Eisschilde entstehen. Mittlerweile ist die Auswirkung solcher Frischwasseranomalien auf die thermohaline Zirkulation Bestandteil der gegenwärtigen Klimaforschung (*Manabe und Stouffer, 1988; Marotzke und Willebrand, 1991; Rahmstorf, 1994; Rahmstorf, 1995; Manabe und Stouffer, 1995 und Dickson et al., 1996*).

Ein Hauptziel der vorliegenden Arbeit besteht darin, auf der Grundlage neuer Datensätze, die zwischen 1990 und 1998 im Untersuchungsgebiet zwischen 70°N bis 82°N und 25°W bis 25°E gewonnen wurden, zum einen den hydrographischen Aufbau und die Zirkulation in der Beobachtungsregion und zum anderen die Transportraten von Masse, Wärme und Salz zwischen dem Arktischen Ozean und der Grönlandsee methodisch innovativ und genauer zu quantifizieren, als es bisher möglich war, um anschließend die Teilergebnisse zu einem Gesamtschema zusammenzufassen und im Lichte bisheriger Zirkulationskonzepte bewerten zu können.

Eine Neubewertung dieses Themenkomplexes ist dadurch gefordert, daß in den letzten Jahren zahlreiche neue Messungen zur Verteilung von Temperatur und Salzgehalt mit erheblich gesteigertem räumlichen Auflösungsvermögen sowie erhöhten Genauigkeiten erfolgt sind und der erstmalige systematische Einsatz eines schiffsgebundenen ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) in diesem Seegebiet neue Grundlagen für Transportberechnungen liefert. Hierzu werden die aus dem Dichtefeld

gewonnenen Relativgeschwindigkeiten mit Hilfe von ADCP-gestützten Geschwindigkeitsmessungen in Absolutgeschwindigkeiten überführt. Dieses Verfahren wird für einzelne Schnitte bei 75°N, 78°N, 79°40'N, 17°E und 18°E angewandt, um den Massen- bzw. Volumentransport zu berechnen, der wiederum als Grundlage für die Herleitung der Wärme- und Salzflüsse dient.

Das nächste Kapitel enthält eine Beschreibung des Untersuchungsgebietes und spiegelt den gegenwärtigen Stand der Forschung wider. Im dritten Kapitel werden die verwendeten Datensätze und die Methoden, welche zur ihrer Bearbeitung notwendig sind, vorgestellt. Anschließend werden im vierten Kapitel die einzelnen hydrographischen Schnitte hinsichtlich ihrer Wassermassenverteilung analysiert. Hierbei lassen sich aus der räumlichen Verteilung der einzelnen Wassermassen qualitative Angaben über die Zirkulation ableiten. Daran schließt sich im fünften Kapitel die Untersuchung der Zirkulation der oberflächennahen Schicht an. Hierzu werden die Ergebnisse der ADCP-Messungen verwendet, die seit dem Jahr 1989 auf R. V. Polarstern gewonnen werden. Im sechsten Kapitel werden die ADCP-Messungen mit den hydrographischen kombiniert, so daß die relativen Geschwindigkeiten aus den geostrophischen Berechnungen in absolute überführt werden können. Basierend auf den auf diese Weise berechneten meridionalen Massen- bzw. Volumentransporten werden außerdem die Transporte für Wärme und Salz berechnet. Das sich hieraus ergebende Transportschema für die Grönlandsee-Region wird im Lichte bisheriger Befunde bewertet. Das achte Kapitel stellt eine abschließende Zusammenfassung dieser Arbeit dar. In einem gesonderten Anhang werden die Meßgeräte vorgestellt.

2. Vorstellung des Untersuchungsgebietes und Stand der Forschung

2.1 Bathymetrie

Als Europäisches Nordmeer wird in der vorliegenden Arbeit das Meeresgebiet bezeichnet, welches die Grönland-, Norwegen-, Island- und Barentssee umfaßt. Die Untersuchungsregion erstreckt sich von 70°N bis 82°N bzw. von 25°W bis 25°E. Weil das regionale Strömungssystem und die damit verbundene Wassermassenausbreitung stark an die Bodentopographie des Beobachtungsgebietes gekoppelt ist, wird die Bathymetrie der einzelnen Seeregionen nun gesondert vorgestellt (Abb. 2.1.1).

Grönlandsee

Die Grönlandsee wird durch die Grönland-Verwerfungszone in zwei Becken aufgeteilt. Südlich dieser Verwerfung liegt das Grönland-Becken, das eine mittlere Tiefe von etwa 3600 m aufweist und einen großen, isolierten Seamount besitzt, der die Vesteris-Bank bildet (Perry, 1986). Die Vesteris-Bank reicht bis zu 133 m unter die Meeresoberfläche (Myhre und Thiede, 1995). Nördlich der Grönland-Verwerfungszone schließt sich mit Tiefen von etwa 3000 bis 3200 Metern das Boreas-Becken an. Im Westen wird die Grönlandsee durch den Ostgrönländischen Kontinentalschelf begrenzt. Perry (1986) merkt an, daß es generell sehr schwierig sei, die Bathymetrie dieser Schelfregion zu bestimmen, da diese Zone die meiste Zeit von Eis bedeckt sei. Aufgrund der vorliegenden Daten kann man jedoch den Schelf als eine Region von flachen Bänken und kleineren Vertiefungen charakterisieren, die durch eiszeitliche Täler zerschnitten werden. Der Ostgrönländische Kontinentalschelf besitzt seine breiteste Stelle, die sogenannte Belgica Bank, mit etwa 280 km bei 77°25'N. Die südöstliche Grenze der Grönlandsee bildet der Mohns-Rücken, der zwischen der Insel Jan Mayen und 73°30'N, 8°0'E verläuft und das Grönland-Becken von dem Lofoten-Becken, welches bereits zur Norwegensee gehört, trennt. Er besitzt eine Länge von etwa 570 km und eine Breite von 200 km. Nach Norden wird die Grönlandsee durch die Framstraße, die bei etwa 79°N zwischen dem Ostgrönländischen Kontinentalschelf und Spitzbergen verläuft, begrenzt. Diese Meeresstraße ist über 600 km breit, wovon etwa die Hälfte auf den Schelf entfällt. Sie besitzt eine Schwellentiefe von 2600 m und stellt somit die einzige Tiefenwasser-Verbindung zwischen dem Weltmeer und dem Arktischen Ozean dar. Nach Süden wird die Grönlandsee schließlich durch die Jan-Mayen-Verwerfungszone von der Islandsee getrennt.

Norwegensee

Die Norwegensee gliedert sich ebenso wie die Grönlandsee in zwei Tiefsee-Becken. Das Norwegen-Becken besitzt Tiefen zwischen 3200 m und 3600 m, wobei der Meeresgrund von einer Reihe Seamounts durchzogen wird. Der zentrale Trog dieser Seamount-Kette ist mehr als 3800 m tief und repräsentiert die Achse des nicht mehr aktiven Ægir-Rückens. Nach Osten wird das Norwegen-Becken durch den Norwegischen Kontinentalschelf und das Vøring-Plateau begrenzt, nach Westen durch das Island-Plateau, nach Süden durch den Island-Färöer-Rücken und nach Norden schließlich durch einen Rückenkomplex, der die Insel Jan Mayen mit dem Vøring-Plateau verbindet (Perry, 1986). Das Lofoten-Becken weist Tiefen von 3200 Metern nordöstlich des Norwegischen Beckens auf, und wird im Nordwesten durch den Mohns-Rücken, im Nordosten durch den Barentssee-schelf und im Süden durch den Norwegischen Kontinentalschelf von dem umliegenden Meeresgebiet getrennt.

Islandsee

Die Islandsee beinhaltet das gesamte Gebiet westlich des Jan-Mayen-Rückens. Das Hauptmerkmal der Region ist das Island-Plateau, dessen Tiefe zwischen 1800 m und 2000 m liegt. Der Kolbeinsey-Rücken bildet die westliche Begrenzung dieses Plateaus.

Barentssee

Im Gegensatz zur Grönland- und Norwegensee, deren Topographie überwiegend durch tiefe Becken und Rückensysteme gekennzeichnet ist, ist die Barentssee mit einer mittleren Tiefe von 100 bis 300 Metern ein reines Schelfmeer, das bei etwa 40°E eine Breite von über 1500 km erreicht. Diese Meeresregion umfaßt das gesamte Gebiet zwischen Nordskandinavien, Novaya Zemlya und Spitzbergen.

Verbindungen zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem Nordatlantik

Die südliche Grenzverbindung zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem Nordatlantik ist durch ein System von Rücken- und flachen Schwellenstrukturen gekennzeichnet. Der westlichste Teil dieser Grenzregion wird durch den Grönland-Island-Rücken gebildet, der mit einer Länge von etwa 180 km und einer Breite von ca. 50 km Island mit Grönland verbindet. Die Schwellentiefe beträgt 600 m. Dieses Gebiet wird auch als Dänemarkstraße bezeichnet. Weiter östlich verbindet der Island-Färöer-Rücken die Färöer Inseln mit Island. Dieser Rücken ist 320 km lang und 145 km breit. Die Schwellentiefe befindet sich in etwa 600 m Tiefe. Die dritte Verbindung stellt der Färöer-Shetland-Kanal dar, welcher die Färöer Inseln vom Kontinentalschelf Westeuropas trennt und eine Schwellentiefe von 900 m besitzt. Zwischen den Shetland Inseln und Norwegen befindet sich in 100 bis 200 Meter Wassertiefe der Ausgang der Nordsee.

Verbindungen zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean

Neben der Framstraße existieren noch zwei sehr flache Verbindungen zwischen der Barentssee und dem Arktischen Ozean. Die erste verläuft zwischen Spitzbergen und Franz Josef Land und die zweite zwischen Franz Josef Land und Novaya Zemlya. Detailliertere Darstellungen der Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres können den Arbeiten von Johnson und Eckhoff (1966), Perry (1986) und Myhre und Thiede (1995) entnommen werden.

Für die graphische Darstellung der Bodentopographie in Abbildung 2.1.1 wurden die Tiefenlinien dem digitalen GEBCO-Atlas des BODC (British Oceanographic Data Centre) entnommen und mit GMT (Generic Mapping Tool) bearbeitet.

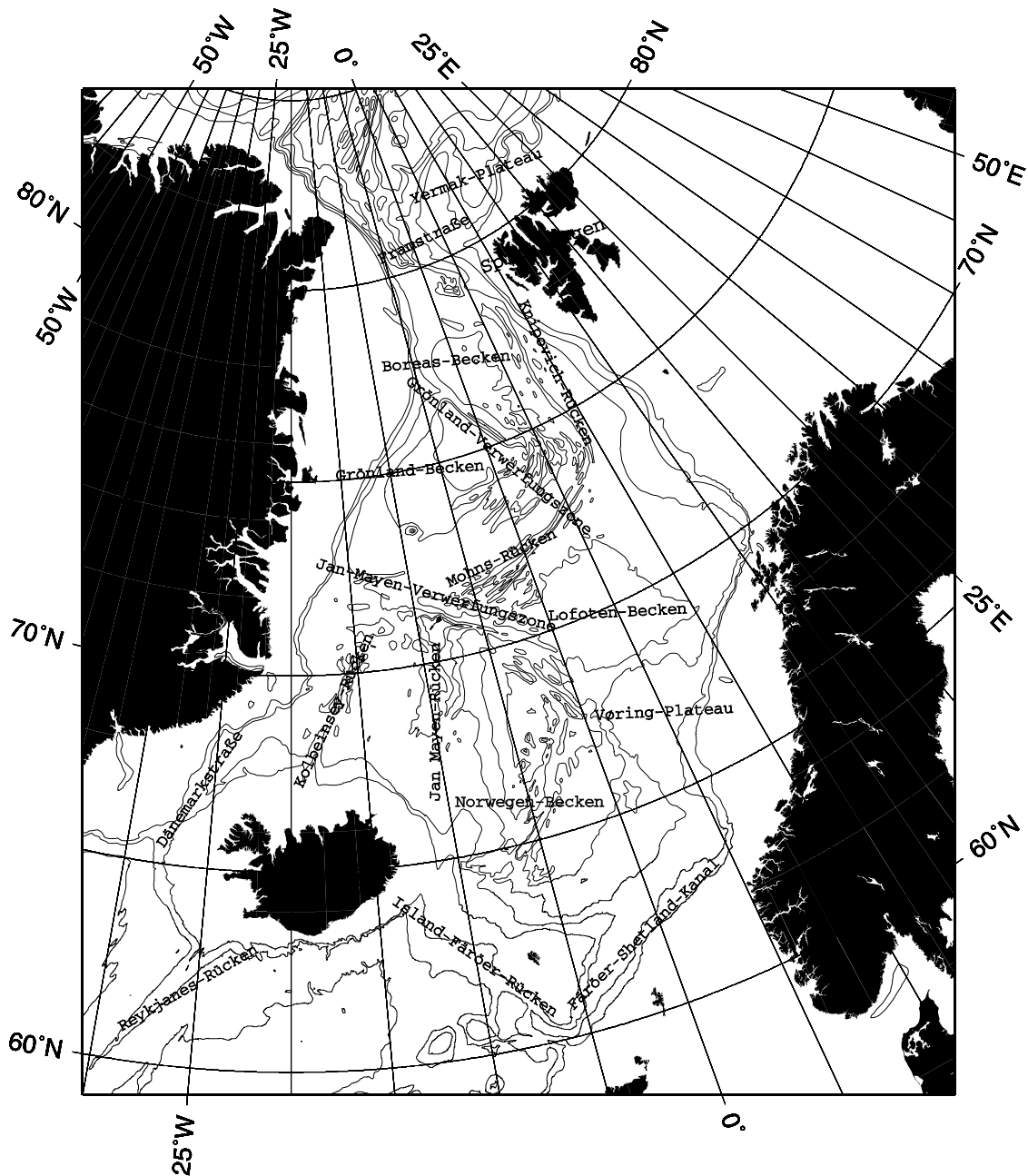


Abb. 2.1.1 Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres

2.2 Klimatologie

Strahlungsbilanz

Das Europäische Nordmeer weist starke zeitliche Änderungen in der Strahlungsbilanz auf, die durch verschiedene Faktoren verursacht werden. Das Seegebiet setzt sich sowohl aus eisbedeckten als auch aus ganzjährig eisfreien Zonen zusammen. Aufgrund des Einflusses des Nordatlantikstromes, der warmes Wasser über den Island-Färöer-Rücken in das Europäische Nordmeer transportiert, ist der östliche Teil auch während der Wintermonate nördlich von 60°N noch eisfrei.

Die Strahlungsbilanz für den Ozean ist zwischen April bis September positiv. Allerdings wird der Betrag der einfallenden Strahlung durch Wolken beträchtlich vermindert. Gathman (1986) gibt an, daß die mittlere Wolkenbedeckung in den nördlichen Polarregionen zwischen 60 % – 70 % liegt. Von den eisbedeckten Regionen wird wegen der hohen Albedo des Meereises ein großer Teil der einfallenden Sonnenstrahlung an der Eisoberfläche reflektiert. Von September bis April ist die Strahlungsbilanz hingegen negativ, verursacht im wesentlichen durch die langwellige Ausstrahlung der Meeresoberfläche. Daher bildet dieses Gebiet während der Polarnacht eine starke Wärmesenke. Die Wärmeübertragung vom Ozean in die Atmosphäre ist in eisbedeckten Gebieten erheblich reduziert.

Windfeld

Die Großwetterlage des Nordpolargebietes und insbesondere des angrenzenden Europäischen Nordmeeres wird im klimatologischen Mittel durch zwei Tiefdruck- und zwei Hochdruck-Zellen bestimmt (Abb. 2.2.1). Die beiden Tiefdruckgebiete, das Island-Tief und das Aleuten-Tief, liegen annähernd auf gleicher geographischer Breite bei 60°N südwestlich von Island über dem Nordatlantik und über dem Nordpazifik (Hopkins, 1991). Das Isländische Tiefdruckgebiet kontrolliert die mittlere Zirkulation über Nordskandinavien und dem Meeresgebiet auf der Eurasischen Seite des Nordpols (Vowinkel und Orvig, 1970). Die beiden Hochdruckzellen sind weiter nördlich bei ca. 70°N über Ostsibirien und Alaska zu finden und werden als Sibirisches- und McKenzie-Hoch bezeichnet. Zudem befindet sich ein weiteres Hochdruckgebiet über Grönland. Die Grönländische Hochdruckzelle verdankt ihre Entstehung der geographischen Höhenlage und der starken Rückstrahlung an der Schneedecke. Die Kombination dieser Effekte führt zu niedrigen Temperaturen und damit zu einer hohen Dichte der Luftsäule (Gathman, 1986).

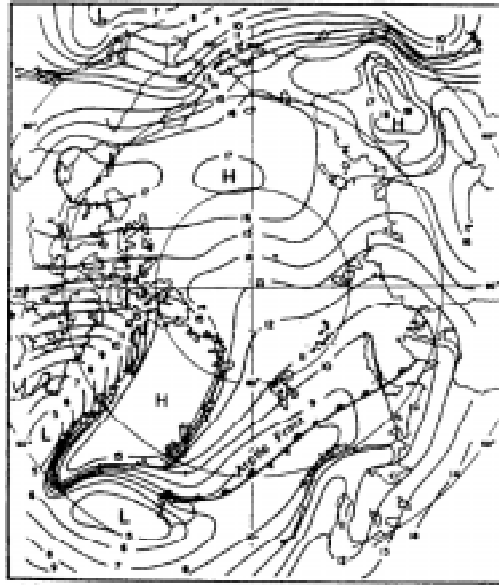


Abb. 2.2.1 Jährlich gemittelte Luftdruckverteilung (Vowinkel und Orvig, 1970)

Während des Winters erreicht das Island-Tief seine größte Ausdehnung. In dieser Zeit durchqueren Tiefdrucksysteme die Grönland- und Norwegensee in nordöstlicher Richtung. Solche Sturm-Tiefs führen auf ihrer Vorderseite warme und feuchte Luftmassen mit. Auf den Rückseiten hingegen können Kaltluftausbrüche entstehen (Brümmer et al., 1992). Koch (1996) gibt in seiner Arbeit an, daß sich dieses Phänomen ebenfalls in der sehr variablen Wetterlage Spitzbergens widerspiegelt, wo sich die Umgebungstemperaturen in kürzester Zeit um bis zu 30 K ändern können. Ab März ändert sich das Druckfeld über der Nordpolarregion rapide. Das Island-Tief schwächt sich stark ab, während sich das Polare Hochdruckgebiet ausbildet. Im Juli existieren nur noch schwache Druckgradienten. Es herrschen zu dieser Zeit schwache nördliche Winde vor. Nach Quadfasel et al. (1987) wird das Windfeld der Grönlandsee in erster Linie von dem Hochdruckgebiet über Grönland und einem Tiefdruckgebiet, welches sich von Island bis zur Barentssee erstreckt, kontrolliert.

Meereis

In den Abbildungen 2.2.2a und 2.2.2b ist die über 10 Jahre gemittelte Meereisbedeckung des Europäischen Nordmeeres für die Monate März und Juni dargestellt (Vinje, 1985). Während große Teile der Norwegen- und Barentssee ganzjährig eisfrei sind, weist die Eisbedeckung in der Grönland- und der Islandsee starke saisonale Schwankungen auf. Die winterliche Eisbedeckung besitzt ihre größte räumliche Ausdehnung zwischen 70°N und 75°N. Nördlich dieser Zone weist die Meereisbedeckung eine Einbuchtung auf, die Nordbukta genannt wird. Der größte Teil des Grönlandsee-Eises wird über dem Sibirischen Kontinentalschelf gebildet und gelangt als Packeis nach einer Drift von 2 bis 3 Jahren über den Ostgrönlandstrom in die Grönlandsee. Den restlichen Anteil bildet einjähriges Eis mit Dicken, die unter einem Meter liegen (Weeks, 1986).

Das Meereis des Arktischen Ozeans und der angrenzenden Meeresgebiete stellt einen wichtigen Faktor im Klimageschehen dar. Meereis wirkt als Isolator, indem es den Austausch von Wärme zwischen dem warmen Meerwasser und der extrem kalten polaren Atmosphäre unterbindet. Infolge der Eisbedeckung, die eine hohe Albedo aufweist, nimmt die Reflexion von einfallender Strahlung stark zu. Ein weiterer Prozeß bei welchem angenommen wird, daß die Meereisbildung eine wichtige Rolle spielt, ist das Einsetzen von vertikaler Konvektion und die damit verbundene Bildung von Tiefen- und Bodenwassermassen. Während der Meereisbildung erhöht sich der Salzgehalt des direkt darunterliegenden Wassers durch austretende Salzlauge. Die daraus resultierende Dichtezunahme kann eine Vertikalkonvektion einleiten.

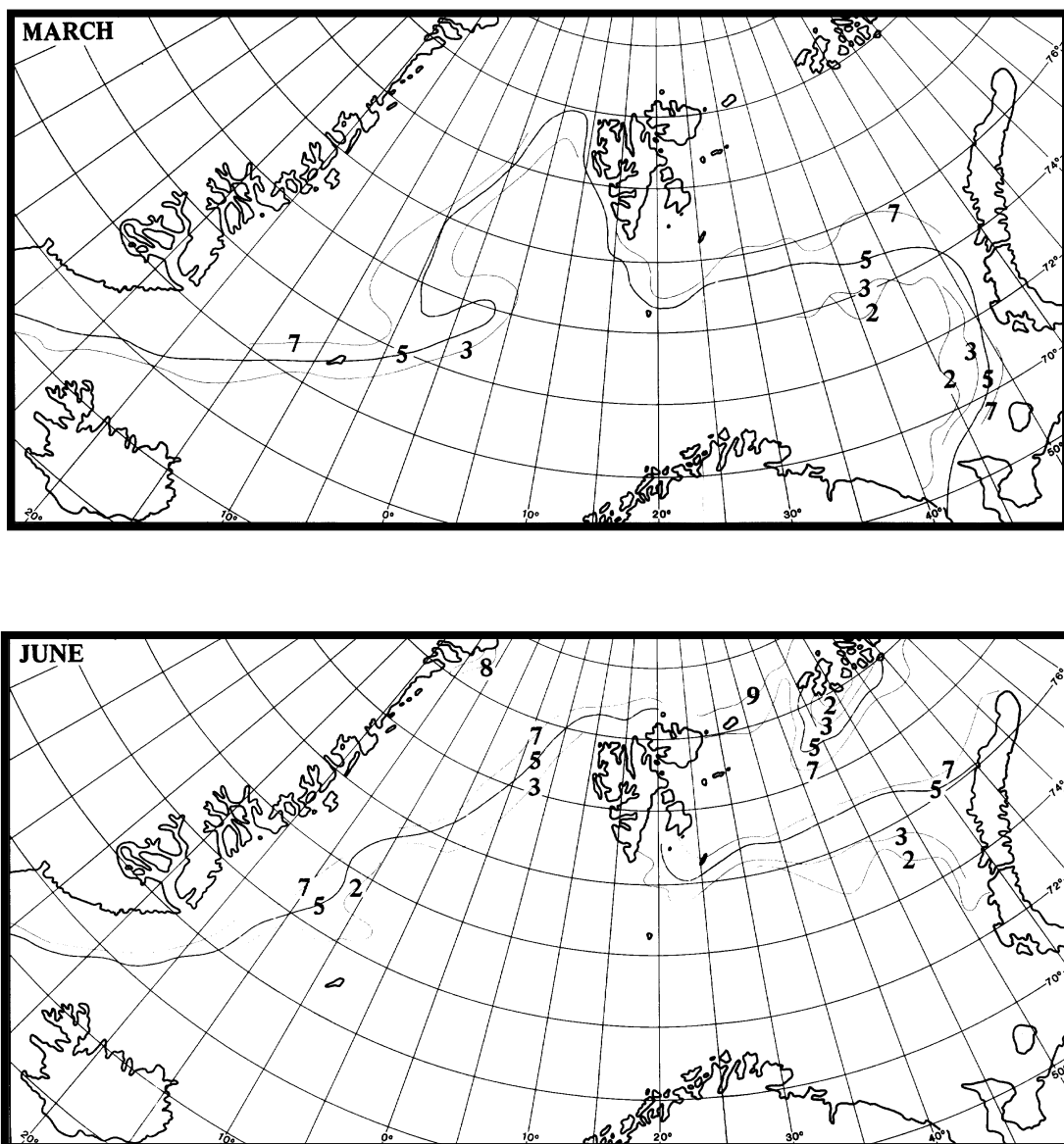


Abb. 2.2.2a und 2.2.2b Monatlich gemittelte Meereisbedeckungen in 10 % zwischen 1971 und 1980

(Vinje, T., 1985)

2.3 Hydrographie

Der nördliche Teil des Europäischen Nordmeeres, die Grönlandsee, ist als Bildungsgebiet von Zwischen- und Tiefenwassermassen erkannt worden. Warmes und salzreiches Nordatlantikwasser trifft dort auf kaltes und salzarmes Polarwasser. Es wird angenommen, daß alle weiteren Wassermassen, die in dieser Region vorgefunden werden, durch die Vermischung der beiden Hauptwassermassen und durch lokale Veränderungen infolge von Oberflächenprozessen entstehen (Carmack und Aagaard, 1973). Die Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen zeigen, daß das Gesamtgebiet hydrographisch in drei unterschiedliche Domänen geteilt werden kann. Swift (1986) schlägt daher folgende Nomenklatur vor, die auch in dieser Arbeit verwendet wird.

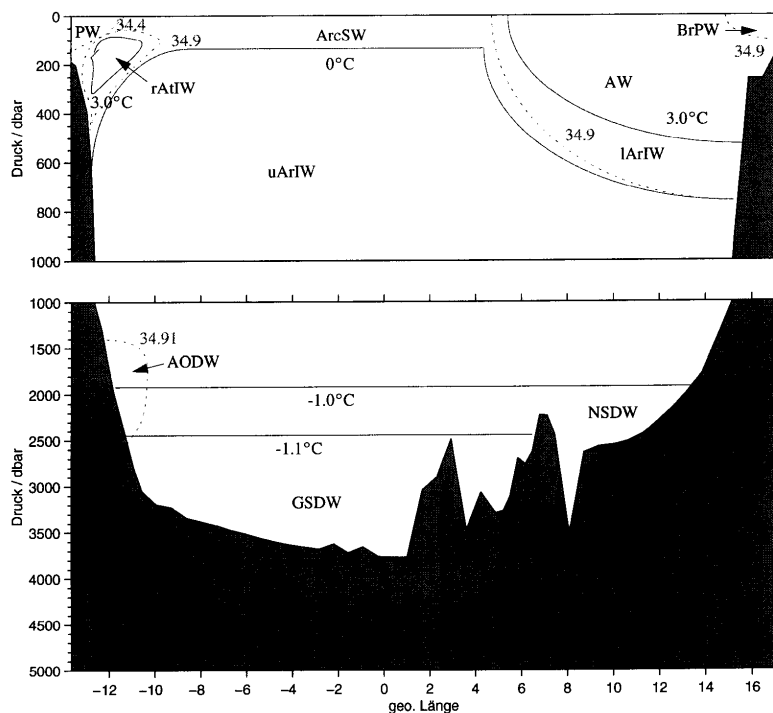


Abb. 2.3.1 Schematisierte Wassermassenverteilung entlang 75°N

Als Polare Domäne wird diejenige Region bezeichnet, in der sich salzarmes und kaltes Wasser polaren Ursprungs befindet. Dieses Teilgebiet erstreckt sich über den gesamten Ostgrönländischen Kontinentalschelf bis zum Kontinentalabhang. Die Arktische Domäne hingegen entspricht dem Gebiet, welches durch die Ostgrönländische Polarfront (EGPF) von der Polaren und durch die Arktische Front (AF) von der Atlantischen Domäne getrennt wird.

Es wurden in der Vergangenheit mehrere Wassermassenanalysen für dieses Gebiet durchgeführt, wobei die einzelnen Wassermassen unterschiedlich spezifiziert wurden (Helland-Hansen und Nansen, 1909; Stefánsson, 1962; Aagaard und Coachman, 1968a; Carmack, 1972; Swift und Aagaard, 1981 und Hopkins, 1991). Die folgenden Wassermassendefinitionen bilden die Grundlage für die Hydrographischen Untersuchungen, die im 4. Kapitel dieser Arbeit vorgestellt werden.

Oberflächenwassermassen

Abbildung 2.3.1 ist zu entnehmen, daß in der oberflächennahen Schicht der Grönlandsee folgende drei Wassermassen vorkommen.

• *Atlantikwasser*

Diese warme und salzreiche Wassermasse besitzt ihren Ursprung im Nordatlantik, von wo aus sie mit dem Nordatlantikstrom (NAC) hauptsächlich durch die Färöer-Shetland-Region und teilweise auch durch die Dänemarkstraße in das Europäische Nordmeer gelangt. Hopkins (1991) geht jedoch davon aus, daß der Atlantikwasseranteil in der Dänemarkstraße sofort beim Eintritt mit den umliegenden Wassermassen vermischt wird.

Beim Überqueren des Grönland-Schottland-Rückens liegen die Temperaturen zwischen 6°C und 8°C und die Salzgehalte zwischen 35.1 und 35.3 (Swift und Aagaard, 1981). Von dort aus strömt das Atlantikwasser (AW) entlang des östlichen Randes des Norwegen-Beckens nach Nordosten, wobei ein Teil über einen östlichen Ast des NAC in die Barentssee transportiert wird. Im NAC ist das AW durch eine monotone Abnahme von Temperatur und Salzgehalt mit der Tiefe gekennzeichnet. Der größere Anteil fließt mit dem Westspitzbergenstrom (WSC) entlang des westlichen Kontinentalschelfs Spitzbergens nach Norden. Die Oberflächentemperaturen liegen auch während der winterlichen Abkühlungsphase selten unter 2°C – 3°C, so daß diese Region während des gesamten Jahres eisfrei ist (Carmack, 1972). Die Temperaturen und Salzgehalte nehmen von $T > 8^{\circ}\text{C}$, $S > 35.3$ (Nordatlantik) auf $T > 2^{\circ}\text{C}$ bzw. $S > 35.0$ (Framstraße) ab. Verschiedene Autoren haben gezeigt, daß Teile des AW in der Framstraße durch Oberflächenkühlung soweit modifiziert werden, daß sie als Zwischenwassermassen in Tiefen von 100 m bis 300 m hinabsinken und entweder in der Framstraße rezirkulieren oder in den Arktischen Ozean gelangen. Das AW ist durch ein Temperatur- und Salzgehaltsmaximum gekennzeichnet.

• *Polarwasser*

Das Polarwasser (PW) besitzt seinen Ursprung im Arktischen Ozean, von wo aus es in den oberen 100 m bis 200 m des nach Süden fließenden Ostgrönlandstromes (EGC) über die Framstraße in die Untersuchungsregion transportiert wird. Es ist durch einen niedrigen Salzgehalt ($S < 34.4$) gekennzeichnet, welcher durch einen hohen Süßwassereintrag über die Sibirischen Flüsse in den Arktischen Ozean verursacht wird. Aufgrund der im Sommer einsetzenden Eisschmelze können die Temperaturen und Salzgehalte starken Schwankungen unterworfen sein. Aagaard und Coachman (1968b) diskutierten die von ihnen beobachteten saisonalen Salzgehaltsänderungen und kamen zum Schluß, daß die Salzgehalte um bis zu 5 ‰ während der sommerlichen Eisschmelze abnehmen können. Unter dem Polarwasser befindet sich eine stark ausgeprägte Salzgehaltssprungschicht.

• *Arktisches Oberflächenwasser*

Während AW und PW in den Randstrombereichen vorgefunden werden, bildet das Arktische Oberflächenwasser (ASW) eine dünne sommerliche Deckschicht in der zentralen Grönlandsee. Das ASW entsteht vermutlich aus der Vermischung von PW mit AW und durch atmosphärische Austauschprozesse. Im Vergleich zu den anderen Wassermassen, die in der Untersuchungsregion vorkommen, weist das ASW das stärkste saisonale Signal auf, weil es aufgrund von winterlichen Wärmeverlusten seine thermische Schichtung verliert und sich im Winter mit dem darunterliegenden Zwischenwasser vermischt (*Hopkins, 1991*).

Zwischenwassermassen

Die Zwischenwassermassen in der Grönlandsee werden vorwiegend während des Winters infolge des Verlustes von Wärme und Wasserdampf an die Atmosphäre gebildet. Die damit verbundene Temperaturabnahme führt zu einer Dichtezunahme, die das Absinken des Wassers in ein tieferes Niveau zur Folge hat. Aufgrund der räumlichen Verteilung werden die Zwischenwassermassen lokal unterschieden. Bei ihrer Klassifizierung wird hierzu auf die Untersuchungen von Swift und Aagaard (*1981*) zurückgegriffen.

• *Unteres Arktisches Zwischenwasser*

Das untere Arktische Zwischenwasser (LAIW) befindet sich direkt unter der AW-Schicht und entsteht durch Abkühlung und das anschließende Absinken von Atlantikwasser. Seine Temperaturen und Salzgehalte liegen zwischen 0°C und 3°C bzw. über 34.9.

• *Oberes Arktisches Zwischenwasser*

Das obere Arktische Zwischenwasser (UAIW) ist durch ein Salzgehaltsminimum gekennzeichnet und erstreckt sich bei 75°N bis in 1500 Meter Tiefe. Swift und Aagaard (*1981*) geben als Grenzen eine Temperatur an, die unter 1°C liegt, und einen Salzgehalt, der zwischen 34.7 und 34.9 rangiert.

• *Rückkehrendes Atlantikwasser*

Diese Wassermasse ist als Temperatur- und Salzgehaltsmaximum in einer Tiefe zwischen 100 m bis 300 m innerhalb des Ostgrönlandstromes entlang des Ostgrönländischen Schelfabhanges zu erkennen. Das rückkehrende Atlantikwasser (RAW) entsteht durch das Absinken von rezirkulierendem Atlantikwasser. Das RAW besitzt zwar dieselbe T/S-Charakteristik wie das LAIW, dennoch wird der rezirkulierende Zwischenwasseranteil gesondert betrachtet, da er den rückkehrenden Atlantikstrom darstellt (*Paquette et al., 1985*).

Tiefenwassermassen

Nach der Terminologie von Aagaard et al. (1985a) werden vier Tiefenwassermassen im Arktischen Mittelmeer, welches sich aus dem Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean zusammensetzt, unterschieden.

• *Grönlandsee-Tiefenwasser*

Das Grönlandsee-Tiefenwasser (GSDW) ist die kälteste und frischeste Wassermasse des Arktischen Mittelmeeres und wird im Grönlandsee-Wirbel angetroffen. Es besitzt einen Salzgehalt zwischen 34.88 – 34.90 und eine potentielle Temperatur, die unter -1°C liegt (Swift und Aagaard, 1981). Obwohl eine Reihe von Theorien existieren, die die Tiefenwasserbildung zu erklären versuchen, ist der tatsächliche Entstehungsmechanismus noch in mancher Hinsicht unklar, da eine tiefgreifende Konvektion in der Grönlandsee bisher noch nicht direkt beobachtet werden konnte. Es gilt allerdings als sicher, daß das GSDW ein Winterprodukt und das AW die primäre Quelle dieser Tiefenwassermasse darstellt (Swift und Aagaard, 1981). Außerdem scheinen die Konvektionsereignisse an kleinräumige und lokal variable Konvektionszellen gebunden zu sein (Killworth, 1979), die eine Beobachtung zusätzlich erschweren.

• *Norwegensee-Tiefenwasser*

Das Norwegensee-Tiefenwasser (NSDW) wird als sehr homogene Wassermasse unterhalb von 2000 m Tiefe im Norwegen-Becken und im Lofoten-Becken vorgefunden. Neuere Beobachtungen haben gezeigt, daß das NSDW ein Mischprodukt von kaltem und frischem GSDW mit salzreicheren und wärmeren Tiefenwasser darstellt, welches aus dem Arktischen Ozean stammt und nach Aagaard et al. (1985a) als Eurasisches Becken Tiefenwasser (EBDW) bezeichnet wird. Smethie et al. (1986) unterstützen diese These durch die Auswertung von anthropogenen Tracerdaten. Swift und Koltermann (1988) untermauern diese Theorie und gehen davon aus, daß sich EBDW über dem Kontinentalabhang Ostgrönlands mit GSDW entlang der Isopyknen vermischt.

• *Eurasisches Becken Tiefenwasser*

Diese Tiefenwassermasse besitzt ihren Ursprung im Eurasischen Becken und wird durch Temperaturen und Salzgehalte, die zwischen -0.7°C und -0.97°C bzw. zwischen 34.921 und 34.927 liegen, gekennzeichnet (Smethie et al., 1986). Aagaard et al. (1985a) behaupten, daß EBDW aus der Vermischung von salzreichem Schelfwasser und Arktischem Zwischenwasser entsteht. Es gelangt über den westlichen Teil der Framstraße in die Grönlandsee, wo es als intermediäres Salzgehaltsmaximum in etwa 1500 m Tiefe nachzuweisen ist.

• *Kanadisches Becken Tiefenwasser*

Das Kanadische Becken Tiefenwasser (CBDW) ist die wärmste und salzreichste Tiefenwassermasse des Arktischen Mittelmeeres. Das CBDW wird nach heutigem Kenntnisstand im Kanadischen Becken durch die Vermischung von salzreichem Schelfwasser, dessen Temperatur in der Nähe des Gefrierpunktes liegt, und Wasser aus etwa 800 m Tiefe in einem Verhältnis von 1:2 gebildet (*Aagard et al., 1985a*). Neuere Daten zeigen, daß sich der in der Framstraße nach Süden vordringende Arktische Tiefenwasseranteil sowohl aus CBDW- als auch aus EBDW-Anteilen zusammensetzt (*Meincke et al., 1997*). Wegen ihrer Herkunft werden das EBDW und das CBDW von einigen Autoren auch zusammenfassend als Arktisches Ozean Tiefenwasser (AODW) bezeichnet.

2.4 Zirkulation und Transporte

Im Jahre 1909 erfolgte durch Helland-Hansen und Nansen die erste zusammenfassende hydrographische Beschreibung des oberflächennahen Strömungssystems des Europäischen Nordmeeres. Das daraus resultierende Zirkulationsschema ist in Abbildung 2.4.1 dargestellt. Man erkennt den großen Einstrom des Norwegischen Atlantikstromes (NAC), der über die Färöer-Shetland-Region Atlantikwasser in die Norwegensee transportiert. Zunächst strömt der NAC entlang der Norwegischen Küste nach Nordosten, wo er zum Teil auch einen zyklonalen Wirbel in der Norwegensee speist. Weiter nördlich spaltet sich der NAC in zwei Stromäste auf. Der erste Zweig setzt sich als Kapstrom entlang des Norwegischen Schelfabhangs bis in die Barentssee fort und der zweite fließt als Westspitzbergenstrom (WSC) entlang der östlichen Peripherie der Grönlandsee in Richtung Norden. Außerdem wird Wasser, welches aus der Ostsee stammt, über den Norwegischen Küstenstrom in die Barentssee geführt.

Die Grönlandsee, die den nördlichsten Teil dieser Region darstellt, ist durch eine großskalige zyklonale Zirkulationszelle, die hauptsächlich aus zwei Randströmen besteht, gekennzeichnet (Abb. 2.4.6). Auf der östlichen Seite des Grönlandsee-Wirbels transportiert der WSC als polwärts gerichtete Verlängerung des Norwegischen Atlantikstromes, die sich vom Lofoten-Becken bis zur Framstraße erstreckt, Atlantikwasser nach Norden. Auf der gegenüberliegenden Seite transportiert der Ostgrönlandstrom (EGC) hingegen Eis sowie kaltes und salzarmes Polarwasser Arktischen Ursprungs entlang des Ostgrönländischen Kontinentalschelfs nach Süden. Das südöstliche Glied des Grönlandsee-Wirbels wird von dem Jan Mayen Strom gebildet, der in Oberflächennähe diese zyklonale Zirkulationszelle schließt. Der Ostgrönlandstrom setzt sich nach Süden entlang des Ostgrönländischen Kontinentalschelfs fort und verläßt über die Dänemarkstraße das Europäische Nordmeer. Zuvor spaltet sich jedoch der Islandstrom ab und bildet eine zonale Strömung zwischen dem EGC und dem Norwegischen Atlantikstrom.



Abb. 2.4.1 Oberflächenzirkulation nach Helland-Hansen und Nansen (1909)



Abb. 2.4.2 Oberflächenzirkulation nach Alekseev und Istoshjin (1960)

Das von Helland-Hansen und Nansen (1909) entworfene Zirkulationschema (Abb. 2.4.1) ist durch die nachfolgenden Arbeiten von Alekseev und Istoshjin (1960), Stefánsson (1962), Carmack (1972) und Koltermann (1991) in seinen Grundzügen bestätigt worden.

Dennoch bestehen zwischen den beiden Schemata von Helland-Hansen und Nansen gegenüber Alekseev und Istoshjin (Abb. 2.4.2) bei Berücksichtigung kleinerer Raumskalen zwei wesentliche Unterschiede. Im Gegensatz zu Helland-Hansen und Nansen, welche den NAC als einen einzelnen breiten Strom beschreiben und die Existenz eines zyklonalen Wirbels innerhalb des Norwegenbeckens nachweisen, zeigen die russischen Autoren, daß das Strömungsfeld des NAC durch mehrere Strombänder und mesoskalige Wirbel gekennzeichnet wird. Der zweite Unterschied besteht darin, daß in dem Zirkulationsschema von Alekseev und Istoshjin der von Helland-Hansen und Nansen beobachtete Grönlandseewirbel als Doppelwirbelstruktur erscheint.

In den Jahren 1972 und 1991 führten Carmack und Koltermann eine hydrographische Untersuchung der Grönlandsee durch, wobei sie unter anderem auch die oberflächennahe Zirkulation mit Hilfe der dynamischen Topographie zu beschreiben versuchten. In den Abbildungen 2.4.3 und 2.4.4 ist deutlich zu sehen, daß die Grönlandsee von einem zyklonalen Wirbel dominiert wird, dessen Achse sich nach den Angaben Carmacks um etwa 100 Kilometer während der Sommer- bzw. Wintersaison verlagert.

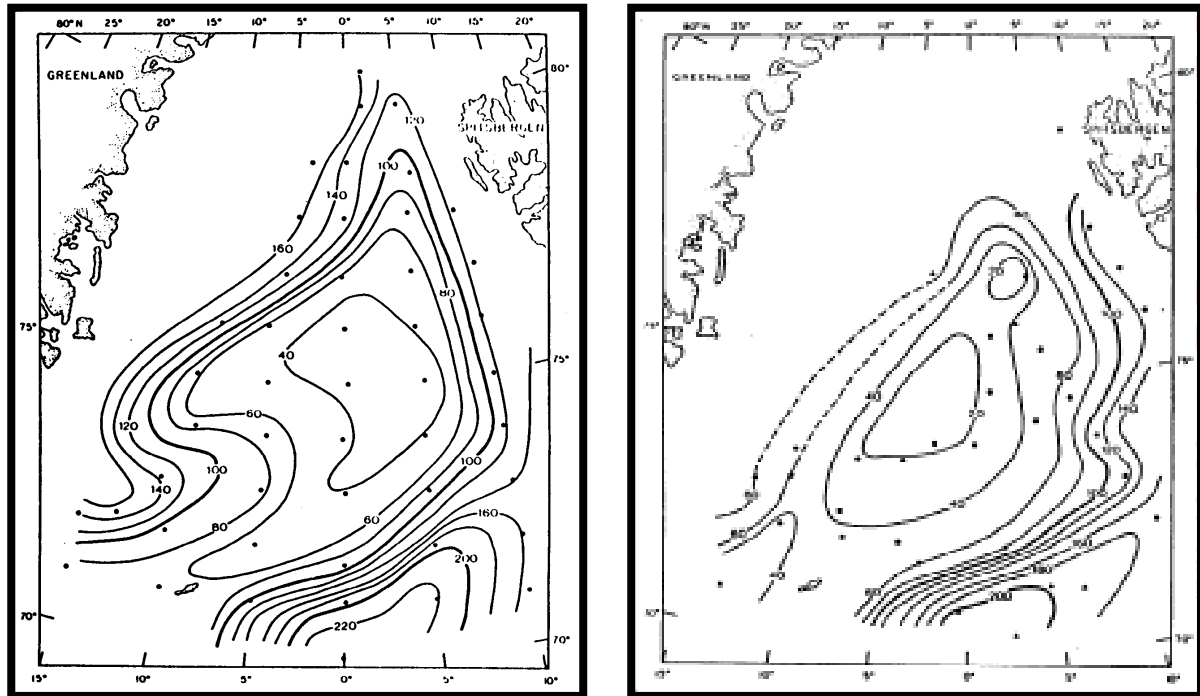


Abb. 2.4.3 und 2.4.4 Die sommerliche und die winterliche dynamische Topographie 0/800 dbar
(Carmack, 1972)

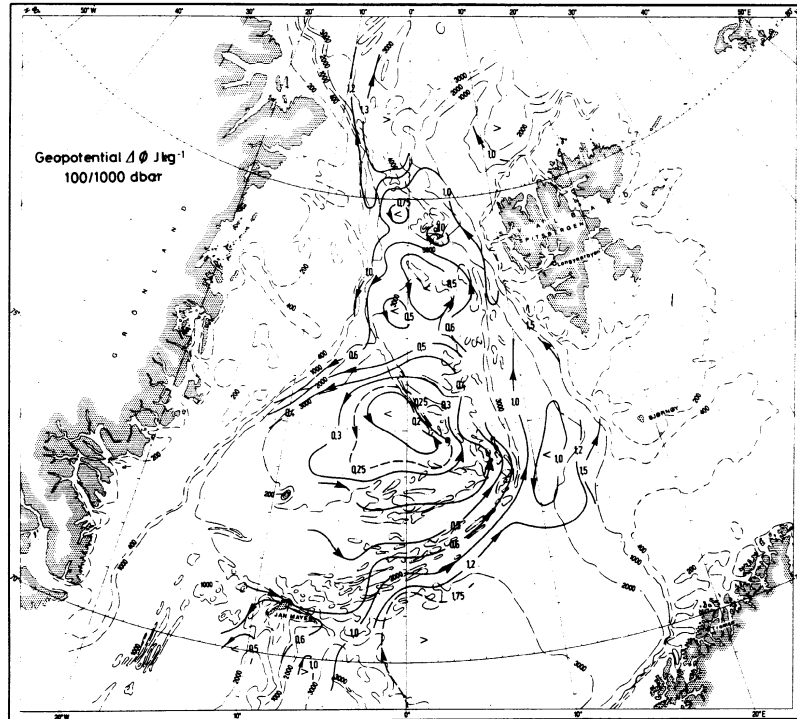


Abb. 2.4.5 Anomalie des Geopotentials Φ 100/1000 dbar in J kg^{-1} im März/Juni 1982 (Koltermann, 1991)

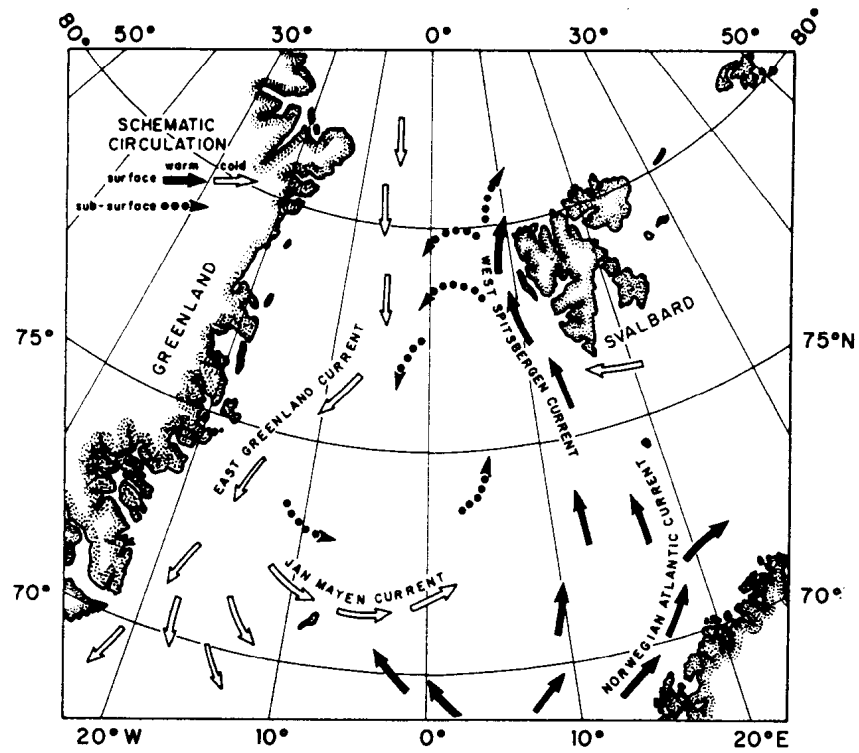


Abb. 2.4.6 Oberflächenzirkulation der Grönlandsee nach Koltermann und Lütje (1989)

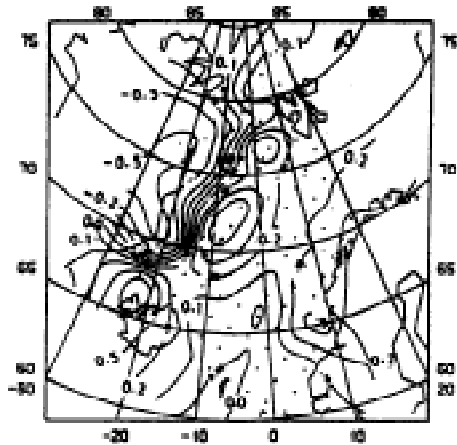


Abb. 2.4.7
Mittlere Rotation des Windstressfeldes
[$10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-2}$], (Jónsson, 1991)

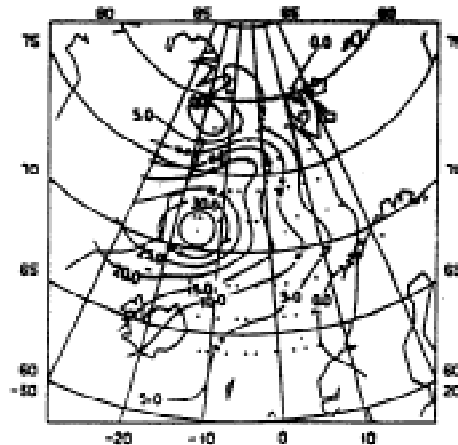


Abb. 2.4.8
Mittlerer integrierter Sverdrup-Transport [Sv],
(Jónsson, 1991)

Aagaard (1970) und Jónsson (1991) haben dargelegt, daß die Oberflächenzirkulation der Grönlandsee hauptsächlich windgetrieben ist. Die Autoren berechneten aus dem Schubspannungsfeld bzw. der Rotation dieses Feldes den Sverdrup-Transport. Die Zirkulation in der Grönlandsee ist zyklonal, wobei der maximale Sverdrup-Transport am südwestlichen Rand der Grönlandsee im EGC über 35 Sv beträgt. Jónsson (1991) untersuchte mittels Winddaten, die in einem Zeitraum von 32 Jahren gesammelt wurden, die Rotation des Schubspannungsfeldes auf saisonale und zwischenjährige Variabilitäten. Der Autor zeigt, daß die saisonalen Schwankungen groß sind. Während im Sommer, in den Monaten Mai bis August, die entsprechenden Werte zu vernachlässigen sind, nimmt die Rotation des Schubspannungsfeldes ab September zu und erreicht sein Maximum im November (Abb. 2.4.7 und 2.4.8). In dem folgenden Abschnitt werden die Hauptströmungen, welche die Zirkulation der Grönlandsee im wesentlichen prägen und in Abbildung 2.4.6 schematisiert dargestellt sind, gesondert betrachtet.

Der Westspitzbergenstrom

Neuere Untersuchungen führen zum Ergebnis, daß der WSC ein sehr komplex verzweigtes Strömungssystem darstellt (Abb. 2.4.9), welches an die Bodentopographie gekoppelt ist (Perkin und Lewis, 1984; Aagaard et al., 1987; Quadfasel et al., 1987; Bourke et al., 1988; Gascard et al., 1988; Bourke und Weigel, 1989; Muench et al., 1992; Manley, 1995; Gascard et al., 1995 und Richez, 1998). Ein großer Anteil des Atlantikwassers wird über einzelne Stromäste des WSC zwischen 78°N und 81°N zunächst nach Westen und dann nach Süden transportiert. Dieser rezirkulierende Atlantikwasseranteil wird unter dem kalten und salzarmen Polarwasser in Tiefen bis über 300 m angetroffen und als rückkehrender Atlantikstrom (RAC) bezeichnet (Quadfasel et al., 1987; Gascard et al., 1988 und Bourke et al., 1988).

Bei etwa 79°N spaltet sich der weiterhin nach Norden strömende Teil des WSC in zwei Äste auf, wobei die beiden Zweige den divergierenden Isobathen zu folgen scheinen (Aagaard *et al.*, 1987). Der zur Küste gerichtete Stromast fließt zunächst entlang des westlichen Schelfbereichs Spitzbergens nach Norden und strömt dann ostwärts an der Nordküste Spitzbergens vorbei. Perkin und Lewis (1984) vermuten, daß dieser Zweig unter die Sommereisgrenze taucht und als „Atlantische Schicht“ im Arktischen Ozean zirkuliert. Der westliche Ast folgt hingegen der westlichen Flanke des Yermak-Plateaus nach Nordwesten. Bei etwa 80°N verläßt er die Ebene, um einen weiteren Beitrag zur Rezirkulation von Atlantikwasser in der Framstraße zu leisten. Manley (1995) untersuchte mit Hilfe eines Datensatzes, der 11 Jahre umfaßte, drei Kerne Atlantikwassers in der Framstraße und versuchte die Frage zu klären, zu welchen Anteilen das Atlantikwasser in der Framstraße rezirkuliert bzw. in den Arktischen Ozean transportiert wird. Der Autor kam zum Schluß, daß etwa 45 % des AW über den RAC nach Süden zurückgeführt werden und der verbleibende Anteil zu je 22 % und 33 % über die bereits in diesem Abschnitt beschriebenen Stromäste des WSC in den Arktischen Ozean gelangen (Abb. 2.4.10).

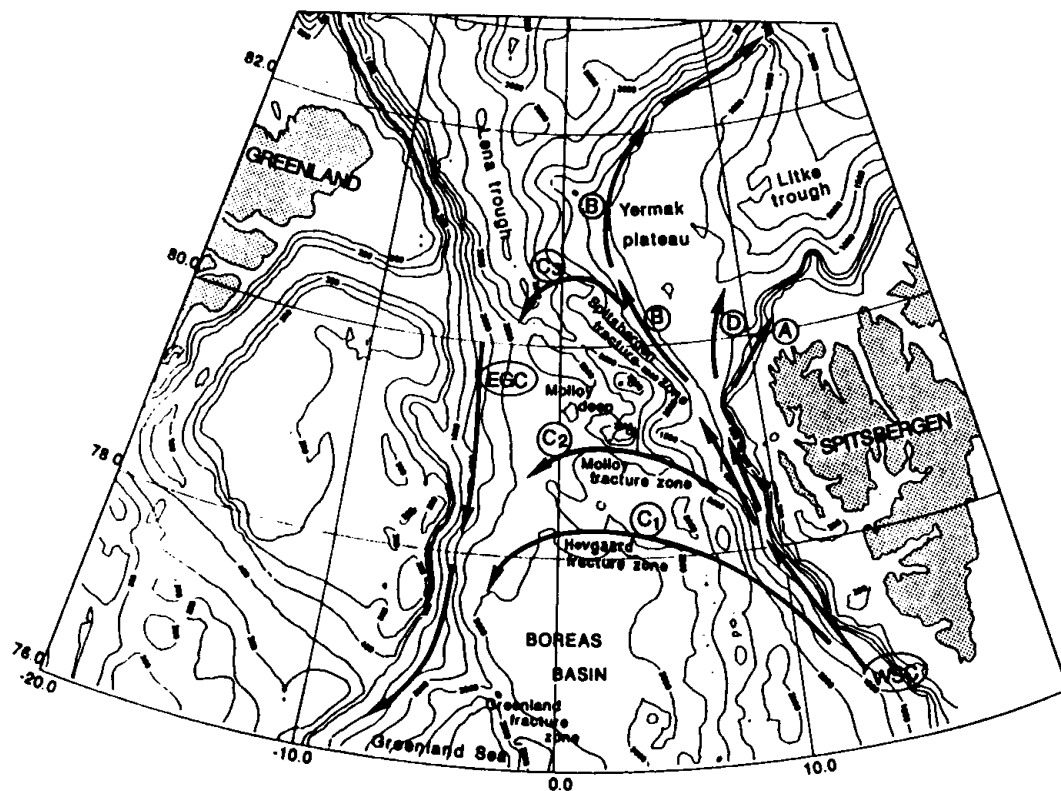


Abb. 2.4.9 Zirkulation in der Framstraße (Gascard *et al.*, 1995)

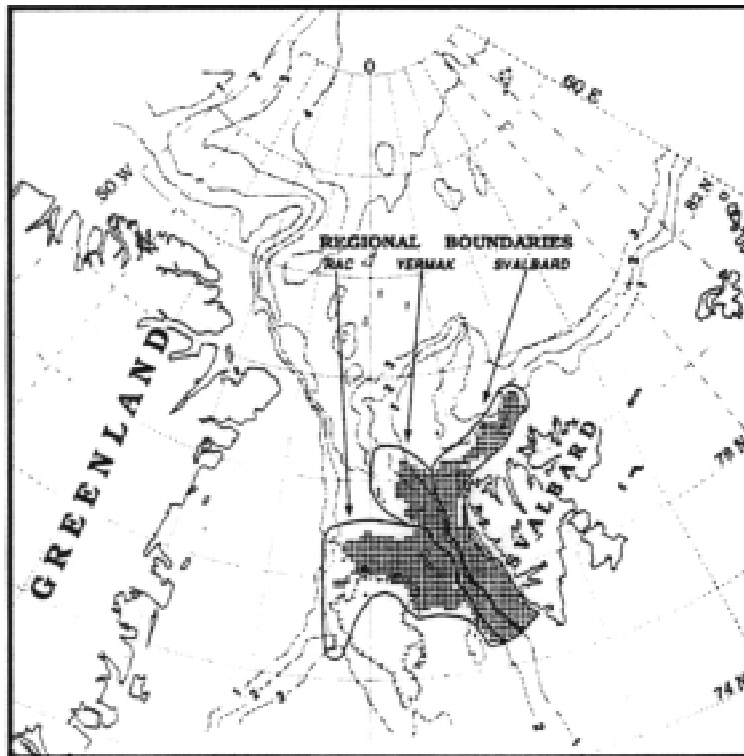


Abb. 2.4.10 Laterale AW-Ausdehnung innerhalb der oberen 500 m (Manley, 1995)

In der Vergangenheit ist immer wieder versucht worden, mit Hilfe unterschiedlicher Methoden verlässliche Transporte für den WSC zu bestimmen. Bis Mitte der 70er Jahre basierten fast alle Transportuntersuchungen auf der dynamischen Methode. Greisman (1976), Hanzlick (1983) und Hopkins (1991) haben die betreffenden Arbeiten zusammengefaßt und kommentiert. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß die Bestimmung des baroklinen Transportanteils nicht ausreicht, weil der WSC eine starke barotrope Komponente besitzt. Zudem sind ihrer Meinung nach die geostrophischen Abschätzungen nicht miteinander vergleichbar, weil zum einen unterschiedliche Referenzniveaus gewählt wurden und zum anderen das Geschwindigkeitsfeld nicht genügend gut horizontal und vertikal aufgelöst wurde. (Bei den nachfolgenden Transportangaben bezeichnet ein positives Vorzeichen einen nach Norden gerichteten und ein negatives Vorzeichen einen nach Süden gerichteten Transport.)

Hill und Lee (1957) berechneten für einen hydrographischen Schnitt bei $74^{\circ}30'N$ einen Transport, der zwischen -0.2 und 3.2 Sv betrug, wobei allerdings nur die oberen 400 Meter berücksichtigt wurden und das Referenzniveau auf 750 dbar lag. Kislyakov (1960) erhielt einen mittleren Transportwert von 3.2 Sv über einen Schnitt, der ebenfalls entlang $74^{\circ}30'N$ vermessen wurde. Im selben Jahr errechnete Timofeyev (1962) mittels hydrographischer Daten, die über einen Zeitraum von 13 Jahren entlang einzelner Schnitte bei $78^{\circ}N$ gewonnen wurden, einen mittleren Transport von 3.7 Sv.

Im Jahre 1971 erfolgte der bis dahin erste Einsatz von verankerten Strömungsmessern in der WSC-Region. Aagaard et al. (1973) und vor allem Greisman (1976) waren die ersten Autoren, welche die Ergebnisse direkter Strömungsmessungen für die Berechnung des WSC-Transports verwendeten. Hierzu wurden zwischen 1971 und 1972 zwei Verankerungen bei 79°N westlich Spitzbergens ausgelegt. Greisman (1976) widmete sich im Rahmen seiner Dissertation hauptsächlich dem Transport und der zeitlichen Variabilität des Strömungsfeldes des WSC. Nach seinen Berechnungen betragen die mittleren Transporte während der Sommersaison (Juli – November) 5.8 Sv und während der Wintersaison (Dezember – Juni) 9.4 Sv (Abb. 2.4.11). Der jährlich gemittelte Transport lag bei 7.1 Sv und war damit etwa zweimal bis viermal so groß wie die Transportabschätzungen früherer Arbeiten, die auf der dynamischen Methode basierten und keine Angabe über den barotropen Anteil der Strömung erlaubten. Zudem wies der Autor darauf hin, daß die zeitlichen Änderungen des WSC-Transportes direkt proportional zu den zeitlichen Änderungen der Rotation der Windschubspannung über der Grönlandsee waren.

Hanzlick setzte im Jahre 1983 die von Greisman 1976 begonnene Untersuchung des WSC fort. Die Datengrundlage bildeten hierbei 8 Strommesserverankerungen, die zwischen 1976 und 1981 direkte Strömungsmessungen aus der WSC-Region nahe 79°N lieferten. Anhand der Verankerungsdaten, die während des Zeitraumes 1976 – 1977 gewonnen wurden, berechnete er einen jährlich gemittelten Transport von 5.6 Sv. Hiervon entfielen auf den barotropen Transportanteil 4.6 Sv und auf den baroklinen 1.0 Sv. Die größten Transportwerte mit 11.9 Sv wurden im Spätherbst und Winter beobachtet und die niedrigsten Transporte mit –1.4 Sv im März (Abb. 2.4.12).

Tabelle 2.4.1 Jahresmittel der WSC-Transporte

Autoren	Transport (Sv)	Bemerkung
Hill und Lee (1957)	1.1	Dynamische Methode
Kislyakov (1960)	3.2	Dynamische Methode
Timofeyev (1962)	3.1	Dynamische Methode
Aagaard et al. (1973)	8.0	Strommeßverankerung
Greisman (1976)	7.1	Strommeßverankerung
Hanzlick (1983)	5.6	Strommeßverankerung
Mauritzen (1994)	4.5	Boxmodell

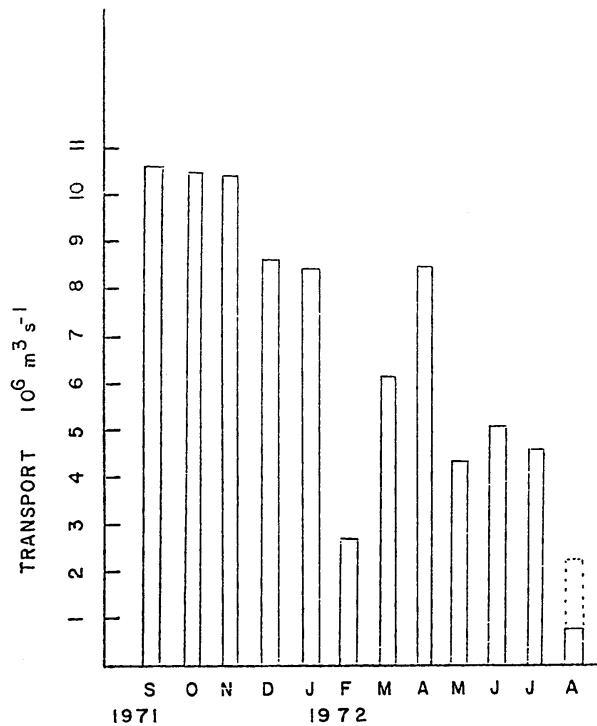


Abb. 2.4.11 Monatlich gemittelte Volumentransporte des WSC (Greisman, 1976)

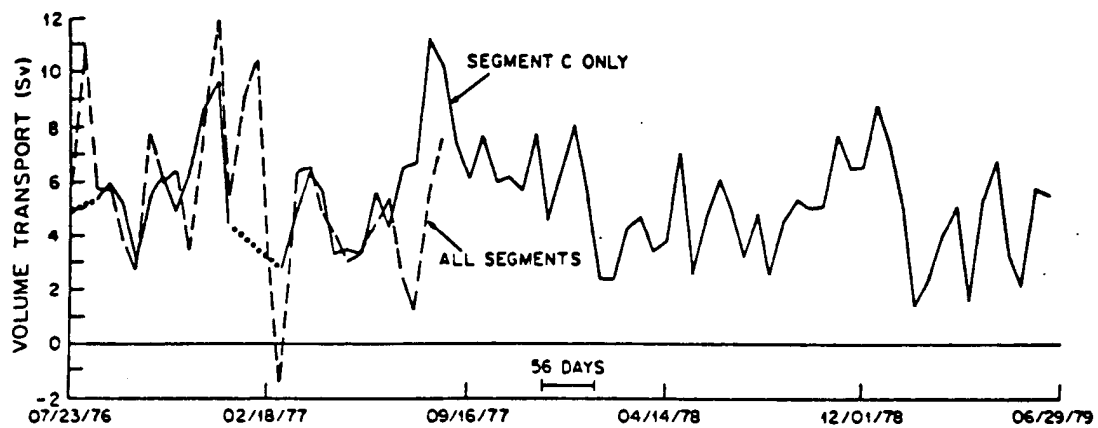


Abb. 2.4.12 Volumentransporte des WSC zwischen 1976 und 1979 (Hanzlick, 1983)

Die Berechnungen basieren auf über zwei Wochen gemittelten Messungen, die an der Verankerungsposition C ($78^{\circ}50 \text{ N}$, $7^{\circ}54 \text{ E}$) gewonnen wurden. Die durchgezogene Linie zeigt die Perioden an, in denen die Messungen an der Verankerung C nicht repräsentativ für den Gesamtstrom waren. Zum Vergleich (schraffiert) werden Transportergebnisse angegeben, die auf der Auswertung von 6 Strömungsmessern basieren, die zwischen 1976 und 1977 in vier Verankerungen eingesetzt wurden.

Der Ostgrönlandstrom

Der Ostgrönlandstrom transportiert neben Polarwasser auch Eis entlang des Ostgrönländischen Kontinentschelfs nach Süden. Wadhams (1983) und Vinje und Finnekåsa (1986) haben festgestellt, daß der südwärts gerichtete Fluß von Meereis sich meridional über eine Distanz von 2500 km erstreckt und etwa 4000 – 5000 km³ Eis jährlich transportiert werden. Aagaard und Coachman (1968a) faßten in ihrer Arbeit den damaligen Wissensstand über den Ostgrönlandstrom zusammen. Bis zu diesem Zeitpunkt wurde allgemein angenommen, daß der EGC hauptsächlich aus Polarwasser besteht und einen mittleren nach Süden gerichteten Transport von 2 – 3 Sv aufweist. In diesem Zusammenhang zitierten die Autoren u. a. die Untersuchung von Jakhelln (1936), der den Volumentransport mit Hilfe der dynamischen Methode berechnete und einen Transportwert von –1.3 Sv angab.

In den Jahren 1964 und 1965 untersuchten Aagaard und Coachman die Hydrographie und Zirkulation des Ostgrönlandstromes, indem sie die Drift der Eisinsel Arlis II vom Arktischen Becken bis in die Grönlandsee analysierten. Die beiden Autoren nahmen an, daß die während der Drift zurückgelegte Distanz der Eisinsel durch eine Linie approximiert werden könne, die sich vom nördlichen Startpunkt (78°N) in einem Winkel von 200° bis zum Endpunkt (69°N) fortsetzt. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß etwa –35 Sv mit dem EGC über diese Stationslinie nach Süden transportiert werden. Zudem gaben sie an, daß die Strömungsgeschwindigkeiten nicht signifikant mit der Tiefe abnehmen, und somit der barotrope Geschwindigkeitsanteil diesen Strom dominiert.

Zwei Jahre später gelang es Aagaard (1970), die Richtigkeit der von ihm berechneten –35 Sv des EGC-Transportes, die bis dahin die mit Abstand höchste Transportabschätzung darstellte, mit Hilfe von Berechnungen des integrierten Sverdruptransportes aus atmosphärischen Druckdaten zu untermauern. Fünf Jahre später untersuchten Aagaard und Greisman (1975) den Massen- und Wärmehaushalt des Arktischen Ozeans. Da sie hierfür ebenfalls die Transportwerte des EGC und WSC in der Framstraße bestimmen mußten, wurden die direkten Strömungsmessungen aus dieser Region noch einmal überprüft. Hierbei haben die Autoren festgestellt, daß die Strömungsmeßdaten von Arlis II aufgrund einer unzureichenden räumlichen und zeitlichen Abtastung mit einem größeren Fehler behaftet waren als die Verankerungsdaten, die zwischen 1971 und 1972 im WSC gewonnen wurden. Unter der Annahme, daß es keinen Nettotransport über die Framstraße gibt, wurde der Transport des EGC im Jahresmittel mit –7.1 Sv angegeben, wovon –1.8 Sv auf das Polarwasser, –5.3 Sv auf Atlantikwasser (AW+AIW) und –0.1 Sv auf den Eistransport entfielen.

1984 wurde ein Programm begonnen, in dessen Rahmen der Ostgrönlandstrom bei 79°N erstmals mit Verankerungen vermessen wurde. Foldvik et al. (1988) veröffentlichten die Ergebnisse dieser Untersuchung (Abb. 2.4.15). Der von ihnen berechnete Transport für die oberen 700 m, die die Schichten des Polarwassers, Atlantikwassers und des Atlantischen Zwischenwasser umfaßte, betrug –3 Sv. Die Transportwerte wiesen keine saisonale Variabilität auf. Zudem scheint nach ihrer Meinung etwa die Hälfte des Transports barotrop zu sein. Die maximalen baroklinen Geschwindigkeiten lagen nahe der Oberfläche zwischen 20 und 30 cm s⁻¹, wobei Paquette et al. (1985) innerhalb der Ostgrönländischen

Polarfrontzone einen baroklinen Jet entdeckten, der Geschwindigkeiten aufwies, die über 80 cm s^{-1} lagen. Fahrbach et al. (1995) untersuchten das Geschwindigkeitsfeld des EGC mit Hilfe von Verankerungen, die in den Jahren 1987 – 1994 bei 75°N ausgelegt wurden (Abb. 2.4.13 und 2.4.14). Sie berechneten den Gesamttransport über eine Distanz von ca. 140 km vom Schelf bis zum Zentrum des Grönlandsee-Wirbels und erhielten einen mittleren Wert von -25 Sv . Vier Jahre später wurde das Geschwindigkeitsfeld des EGC erneut von denselben Autoren untersucht (Woodgate et al., 1999). Die Grundlage hierfür bildete ein Datensatz, der zwischen 1994 und 1995 mit Hilfe von verankerten Strommessern bei 75°N gewonnen wurde. Das Geschwindigkeitsfeld zeigt eine starke saisonale Variabilität. Die Autoren berechneten einen mittleren jährlichen nach Süden gerichteten Transport von $-21 \pm 3 \text{ Sv}$, wobei das Transportminimum mit -11 Sv im Sommer und das Transportmaximum mit -37 Sv im Winter beobachtet wurde. Mit Hilfe von zusätzlich verfügbaren Temperatur- und Winddaten unterteilten die Autoren den EGC-Transport in einen hauptsächlich windgetriebenen Anteil, der einen starken saisonalen Zyklus besitzt, und einen thermohalin-getriebenen, welcher eine vergleichsweise sehr geringe saisonale Variabilität aufweist.

Tabelle 2.4.2 Jahresmittel der EGC-Transporte

Autoren	Transport (Sv)	Bemerkung
Jakhelln (1936)	-1.3	Dynamische Methode
Aagaard und Coachman (1968a)	-31.5	Eisdrift
Aagaard (1970)	-35	Sverdruptransport
Aagaard und Greisman (1975)	-7.1	Annahme: $M_{\text{WSC}} + M_{\text{EGC}} = 0$ $M_{\text{WSC}} = 7.1 \text{ Sv}$ (direkt bestimmt)
Foldvik et al. (1988)	-3	Strommeßverankerungen
Fahrbach et al. (1995)	-25	Strommeßverankerungen
Woodgate et al. (1999)	-21	Strommeßverankerungen

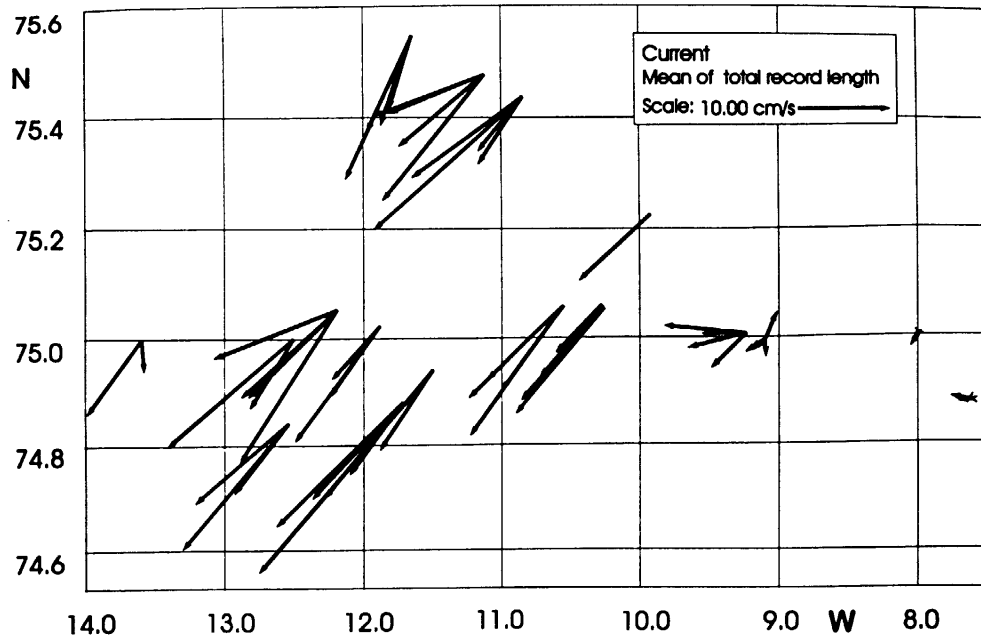


Abb. 2.4.13 Langfristig gemittelte Strömungsgeschwindigkeiten des EGC an verschiedenen Positionen und in verschiedenen Tiefen (Fahrbach et al., 1995)

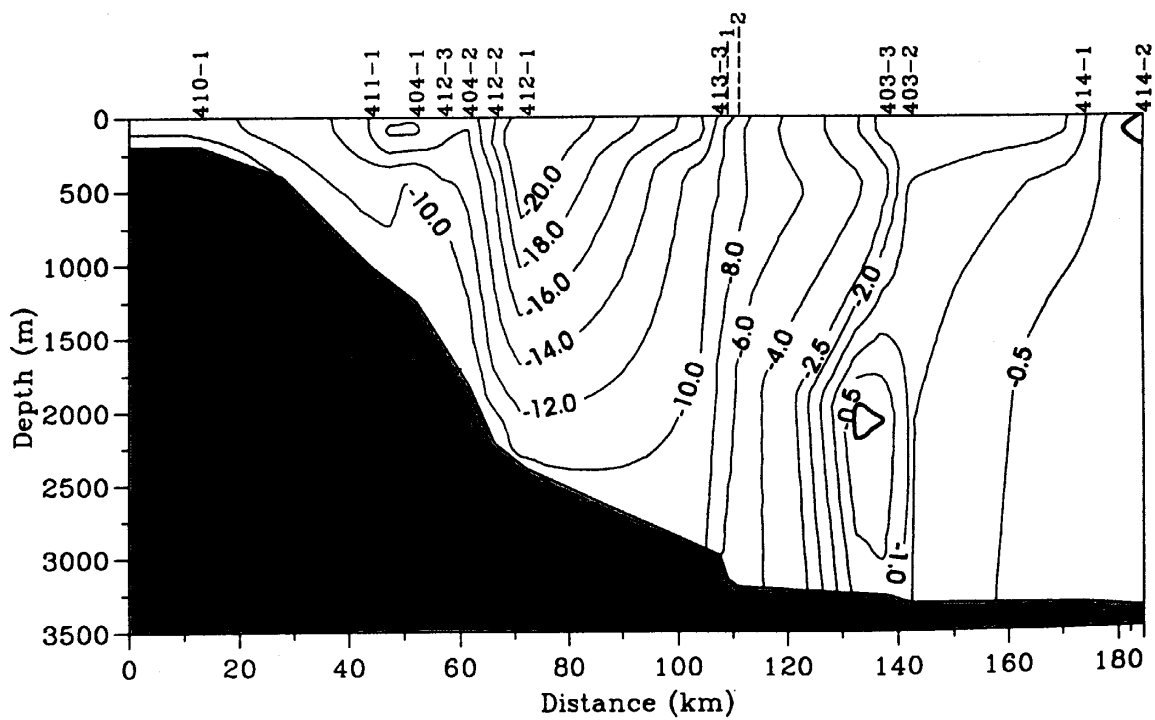


Abb. 2.4.14 Geschwindigkeitsverteilung innerhalb des EGC entlang 75°N im Jahresmittel (Fahrbach et al., 1995)

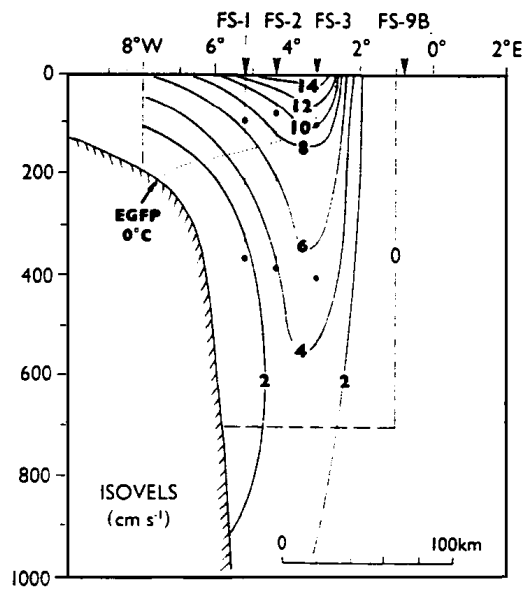


Abb. 2.4.15 Mittlere südwärts gerichtete Geschwindigkeit entlang 79°N (Foldvik et al., 1988)

Der Jan Mayen Strom

Der Jan Mayen Strom, der in Abbildung 2.4.16 als südliches Glied des Grönlandsee-Wirbels zu erkennen ist, wurde in den Jahren 1989 und 1990 von Bourke et al. (1992) näher untersucht. Diese Strömung, die früher auch als Jan Mayen Polarstrom bezeichnet wurde, transportiert sowohl kaltes und salzarmes Polarwasser, als auch warmes und salzreiches RAW in die zentrale Grönlandsee. Aufgrund der Berechnung der dynamischen Topographie scheint nach Ansicht der Autoren der Jan Mayen Strom zum Teil ein breiter barokliner Mäander des Ostgrönlandstromes zu sein, welcher zugleich das südwestliche Glied des Grönlandsee-Wirbels darstellt.

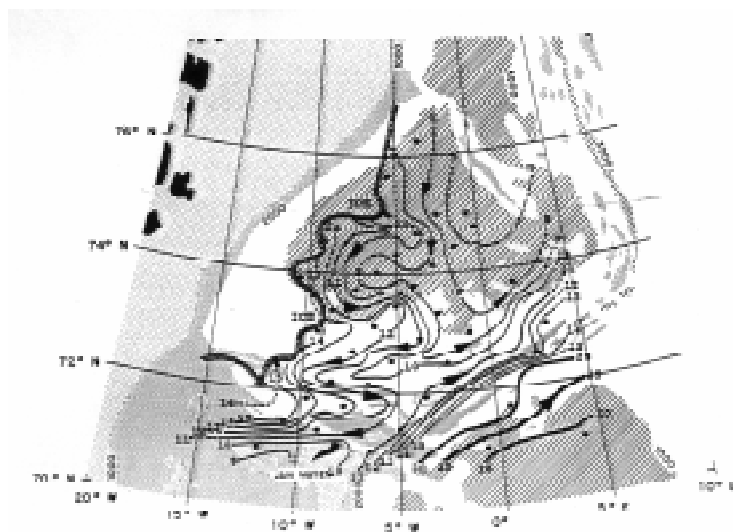


Abb. 2.4.16 Dynamische Höhe an der Oberfläche relativ zu 1000 dbar (dyn cm) (Stone et al., 1991)

Modellergebnisse

Infolge der vergleichsweise geringen Datendichte aus den schwer zugänglichen Nordmeergebieten wird häufig versucht, die Ausbreitung von Spurenstoffen, Wassermassen und ihrer Wärmeinhalte anhand von Boxmodellen zu quantifizieren. Auf diese Weise hat z. B. Mauritzen (1994) dargelegt, daß die für das Absinken von Wassermassen notwendige Dichtezunahme bereits durch Abkühlung auf dem gesamten Weg des Nordatlantischen Stromes, hauptsächlich aber in der Norwegischen See stattfindet und die offensichtlich sporadischen Vertikalkonvektionsereignisse in dem Grönland- und dem Islandsee-Wirbel von untergeordneter Bedeutung sind. Mauritzens Box-Modell stellt zugleich ein neues Zirkulationsschema für das Europäische Nordmeer und den angrenzenden Arktischen Ozean dar. Hierbei erfolgte zunächst eine qualitative Erfassung der Gesamtzirkulation über die Analyse eines hydrographischen Datensatzes, welcher während 11 unterschiedlicher Forschungsreisen in den 80er Jahren gewonnen wurde. Die in dem Beobachtungsgebiet auftretenden Wassermassen wurden durch Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoffgehalt und Nährstoffgehalt identifiziert, wobei die beiden letztgenannten hydrographischen Parameter eine im Vergleich zu Salzgehalt und Temperatur genauere Unterscheidung der Tiefen- und Bodenwassermassen ermöglichen. Um das neu gewonnene Schema zu überprüfen, verwendet die Autorin ein Boxmodell. Dieses Modell beinhaltet alle Becken des Arktischen Ozeans und des Europäischen Nordmeeres und wird in sechs Hauptregionen unterteilt. In diesen Gebieten werden den einzelnen Wassermassen entsprechende Boxen zugeordnet, wobei für jede die Massen-, Wärme- und Salzerhaltung gilt. Die einzelnen Bilanzen der Oberflächenboxen werden zudem durch Austauschprozesse zwischen Ozean und Atmosphäre, Festlandsabfluß, Eisbildung und Eisschmelze beeinflußt. Als Initialwerte für ihr Modell verwendet die Autorin Ergebnisse, welche auf hydrographischen Untersuchungen und direkten Strömungsmessungen beruhen.

Die Modellergebnisse sind in Abbildung 2.4.17 vereinfacht dargestellt. Demnach werden über den NAC etwa 7 Sv AW über den Shetland-Färoer-Rücken in die Norwegensee transportiert. Der Island- und der Grönlandseewirbel werden nur in sehr geringem Masse mit AW gespeist, so daß der größte AW-Anteil etwa zu einem Drittel über den Kapstrom in die Barentssee und zu zwei Dritteln im WSC in Richtung Framstraße transportiert wird. In der Framstraße rezirkulieren etwa 1 Sv AW und strömen anschließend entlang des Ostgrönländischen Schelfabhangs in Richtung Dänemarkstraße. Von den verbleibenden 3 Sv, die über den WSC in den Arktischen Ozean transportiert werden, strömen nach einer Verweilzeit von mehreren Jahren etwa 50 % als modifiziertes bzw. Arktisches Atlantikwasser über die westliche Framstraße zurück in das Europäische Nordmeer, um nach Ansicht der Autorin schließlich das Dänemarkstraßen-Overflow-Wasser (DSOW) zu bilden.

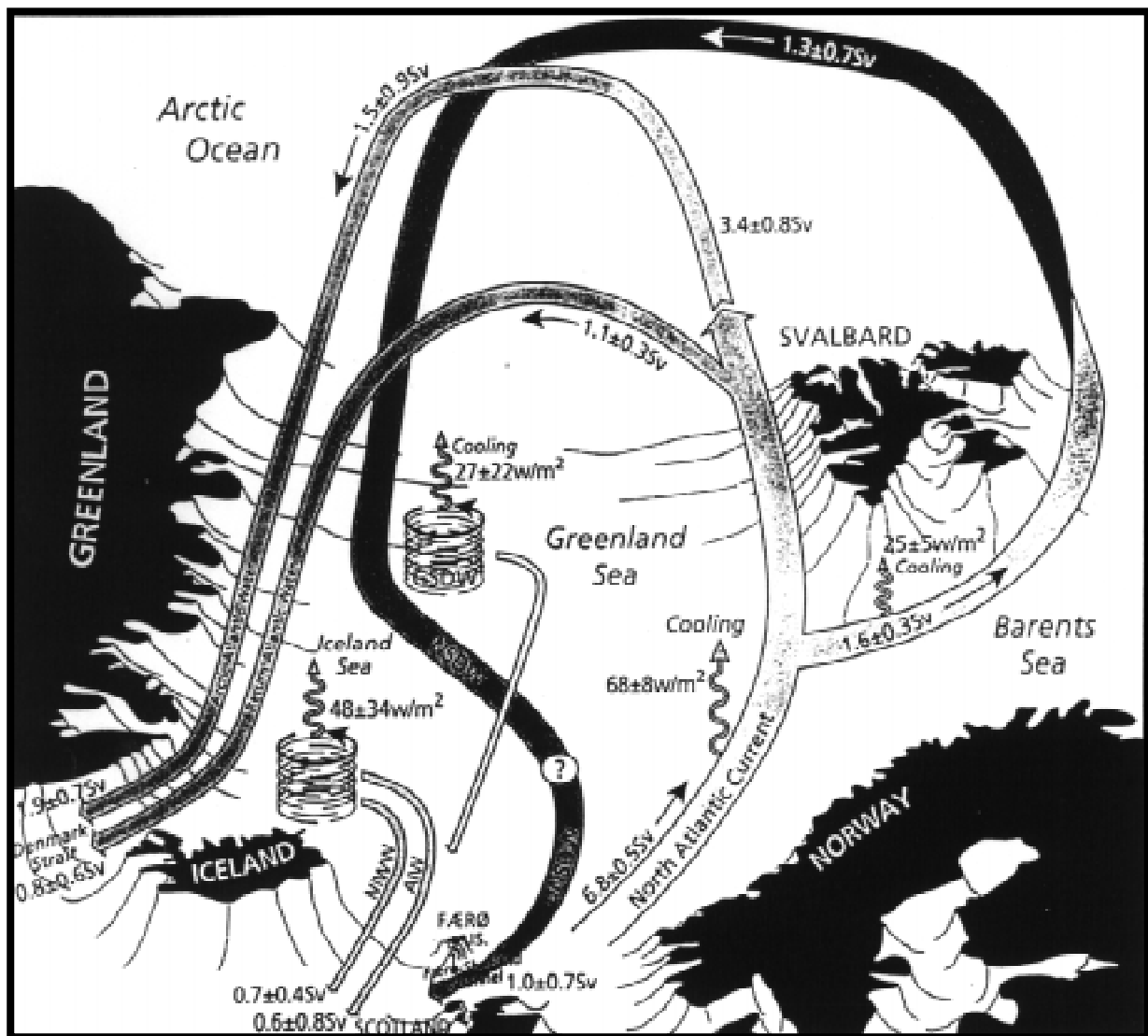


Abb. 2.4.17 Transportschema nach Mauritzen (1994)

Frischwassertransport

Nach heutiger Kenntnis wird der vertikale hydrographische Aufbau des Arktischen Ozeans vorwiegend von zwei signifikanten Strukturen geprägt. Starker festländischer Abfluß, der hauptsächlich über die großen Sibirischen Flüsse erfolgt, führt zu einer starken Schichtung der oberflächennahen Schichten des Arktischen Ozeans. Eine stark ausgebildete Salzgehaltssprungschicht, die sich zwischen 50 - 200 m Wassertiefe befindet, trennt die salzarme Oberflächenschicht von der vergleichsweise wärmeren Atlantischen Schicht. Diese Halokline besitzt eine besondere Bedeutung, weil sie die zumeist eisbedeckte Oberflächenschicht von den nach oben gerichteten Wärmefläüssen der darunter liegenden Warmwasserschicht isoliert (*Aagaard et al., 1981*) und somit die Eisbildung begünstigt. Meereis sowie kalte und salzarme Polarwassermassen, die in der Framstraße aus dem Arktischen Ozean in die Grönlandsee transportiert werden, tragen zu einem hohen Frischwassertransport bei. Es wird mittlerweile allgemein angenommen, daß kleine Änderungen des Frischwassertransportes ausreichen, um die vertikale Konvektion nachhaltig zu beeinflussen oder ggf. sogar zum Erliegen zu bringen. Da jedoch nach Einschätzung einzelner Wissenschaftler die mit der Konvektion verbundene Bildung von Zwischen- und Tiefenwassermassen einen wesentlichen Antriebsmechanismus für die globale thermohaline Zirkulation darstellt, sind die Auswirkungen eines verstärkten Frischwassertransportes sehr viel weitreichender. Inzwischen mehren sich die Hinweise, wonach während der Erdgeschichte infolge von anomal hohen Frischwasserflüssen das Paläoklima starken Störungen ausgesetzt war (*Broecker et al., 1990*). Als aktueller Hinweis für diese These wird von einigen Autoren (*Dickson et al., 1988; Clarke et al., 1990 und Dickson et al., 1996*) die sogenannte „Große Salzgehaltsanomalie“ angesehen, die in den 60er und 70er Jahren im Nordatlantik beobachtet werden konnte. *Dooley et al. (1984)* haben mit Hilfe von Salzgehaltsmessungen, welche einen Zeitraum von über 80 Jahren umfaßten, gezeigt, daß sowohl um 1910 als auch Mitte der 70er Jahre die Salzgehalte des AW und das AIW innerhalb der Färoer-Shetland-Region im Vergleich zum langjährigen Mittel um 0.10 bis 0.15 niedriger waren.

Wärmetransport

Unter der Annahme der Massenerhaltung haben in der Vergangenheit verschiedene Autoren versucht, den Massen- und Wärmehaushalt des Arktischen Ozeans und des angrenzenden Europäischen Nordmeeres zu bestimmen. *Simonsen und Haugan (1996)* haben hierzu die bekanntesten Arbeiten zusammengefaßt und kommentiert (Tabellen 2.5.1 und 2.5.2). Um die ermittelten Wärmetransportwerte miteinander vergleichen zu können, wurden diese analog zu *Aagaard und Greisman (1975)* relativ zu einer Temperatur von -0.1°C berechnet, die der mittleren Temperatur des Arktischen Ausstromes entspricht. Demnach werden über 300 TW über die Grönland-Schottland-Passage in das Europäische Nordmeer transportiert, von denen wiederum 50 – 80 TW durch die Framstraße in den Arktischen Ozean gelangen. Der nach Norden gerichtete Nettowärmetransport durch die Framstraße erfolgt im wesentlichen über das vom WSC transportierte AW.

2. Vorstellung des Untersuchungsgebietes und Stand der Forschung

Tabelle 2.4.3 Wärme- und Massenhaushalte für das Europäische Nordmeer
(zusammengefaßt von *Simonsen und Haugan, 1996*)

	Mosby (1962)			Vowinckel und Orvig (1970)			Worthington (1970)			Hopkins (1991)		
	V/Sv	T/°C	Q/TW	V/Sv	T/°C	Q/TW	V/Sv	T/°C	Q/TW	V/Sv	T/°C	Q/TW
Framstraße												
Einstrom	2.1	-1.8	-14.3	3.4		-7.1	3.0	0.0	1.3	7.6	0.2	8.3
Ausstrom	-2.0	2.0	-17.6	-3.4		-19.9	-3.0	3.0	-38.9	-7.2	1.8	-55.8
Eis	0.03	-10.0	-10.1	0.10		-29.0				0.1	-10.0	-33.8
Spitzbergen – Sibirische Küste												
Einstrom	0.1	2.7	1.2							-1.0	0.9	-4.2
Ausstrom												
Dänemarkstraße												
Einstrom							1.0	6.0	25.5	0.6	6.0	15.3
Ausstrom	-3.7	-1.8	25.7	-4.4	-1.0	16.8	-7.0	0.6	-20.5	-6.4	0.3	-10.7
Eis	-0.02	-0.3	6.0	-0.04		12.6				-0.06	-5.0	18.0
Island – Schottland												
Einstrom	3.6	8.9	135.6	4.4	7.8	145.5	8.0	9.0	304.7	8.4	8.0	283.1
Ausstrom							-2.0	1.0	-9.2	-2.1	0.2	-2.8
Frischwasserzufluß												
Total			0.0			0.3						
Gesamtbilanz												
Einstrom	5.8		122.5	7.8		138.4	12.0		331.5	16.6		306.7
Ausstrom	-5.7		8.1	-7.8		-3.1	-12.0		-59.4	-16.7		-69.3
Eis	0.01		-4.1	0.06		-16.4				0.04		-15.8
Total	0		126.5	0.		118.9	0.0		272.1	0		221.6

Tabelle 2.4.4 Wärme- und Massenhaushalte für den Arktischen Ozean
(zusammengefaßt von *Simonsen und Haugan, 1996*)

	Mosby (1962)			Vowinckel und Orvig (1970)			Aagaard und Greisman (1975)			Hopkins (1991)		
	V/Sv	T/°C	Q/TW	V/Sv	T/°C	Q/TW	V/Sv	T/°C	Q/TW	V/Sv	T/°C	Q/TW
Beringsstraße												
Einstrom	1.2	2.1	11.1	1.0	0.9	3.8	1.5		3.8	1.5		3.8
Eis									-1.7			-1.7
Kanadisches Archipel												
Ausstrom	-1.1	-1.8	7.8	-1.0	-0.07	0.1	-2.1	-0.7	5.3	-2.1	-0.7	5.3
Eis	0.01	-0.03	3.0	0.02		5.3						
Framstraße												
Einstrom	2.0	2.0	17.6	3.4		19.9	7.1	2.2	68.4	7.2	1.8	55.8
Ausstrom	-2.1	-1.8	14.3	-3.4		7.1	-7.1	-0.1	-1.2	-7.6	0.2	-8.3
Eis	-0.03	-10.0	10.1	-0.10		29.0	-0.09	-10.0	33.8	-0.1	-10.0	31.8
Spitzbergen – Sibirische Küste												
Einstrom							0.7	0.9	2.9	1.0	0.9	4.2
Ausstrom	-0.1		-1.2				-0.1	2.7	-1.2			
Frischwasserzufluß												
Total	0.12	5.0	2.6	0.1		2.1	0.1	5.0	2.1	0.13		0.0
Gesamtbilanz												
Einstrom	3.32		31.3	4.5		25.8	9.4		77.2	9.8		63.8
Ausstrom	-3.3		20.9	-4.4		7.2	-9.3		2.9	-9.7		-3.0
Eis	-0.03		13.1	-0.10		34.3	-0.09		30.1	-0.1		32.1
Total	0.0		65.3	0		67.3	0.0		110.2	0.0		92.9

Das AW ist innerhalb des Arktischen Beckens als Atlantische Schicht durch ein Temperaturmaximum in etwa 200 bis 400 Meter Tiefe gekennzeichnet. Diese warme Schicht stellt einen sehr großen Wärmespeicher dar, der kontinuierlich Wärme nach oben abgibt. Wenn die mittlere Eisdicke des Arktischen Ozeans 3 Meter betrüge und der nach oben gerichtete Wärmefluß konstant bei 10 J s^{-1} läge, würde die Eisdecke bei einer Schmelzrate von ungefähr 9 cm pro Monat in etwa 33 Monaten geschmolzen sein. Der Grund dafür, daß dieser Effekt bis jetzt noch nicht beobachtet wurde, liegt darin, daß im Arktischen Ozean eine stark ausgebildete Halokline die zumeist eisbedeckte Oberflächenschicht von den nach oben gerichteten Wärmeflüssen der darunterliegenden Warmwasserschicht isoliert (*Aagaard et al., 1981*).

2.5 Perspektiven

Obwohl das großräumige Strömungssystem des Europäischen Nordmeeres und des angrenzenden Arktischen Ozeans bereits von Helland-Hansen (1909), Alekseev und Istoshin (1960) und Trangeled (1974) in seinen Grundzügen richtig beschrieben wurde, bestehen noch beträchtliche Kenntnislücken hinsichtlich der absoluten Geschwindigkeiten sowie ihrer zeitlichen Variabilität und räumlichen Strukturen. Nahezu alle Geschwindigkeitsmessungen, die vor den Jahren 1966 bzw. 1971 im EGC und WSC gesammelt worden sind, basieren auf der dynamischen Methode. Die auf diese Weise aus dem Dichtefeld gewonnenen relativen Geschwindigkeiten enthalten keine Angaben über den barotropen Anteil der Strömung, der jedoch nach heutiger Kenntnis im Randstrombereich ein starkes Signal besitzt. Somit werden frühere Transporte unterschätzt. Außerdem wird die Qualität der älteren hydrographischen Daten durch eine geringere Genauigkeit der verwendeten Sensoren beeinträchtigt. Da in den unzugänglichen Polargebieten bis zum Zeitpunkt der genannten Veröffentlichungen nur wenige Messungen durchgeführt worden sind, mußten die betreffenden Autoren zudem auf Daten unterschiedlicher Jahre zurückgreifen.

Seit Anfang der 70er Jahre hat der Einsatz von Driftbojen und Strommesserverankerungen die Kenntnis über die Oberflächenzirkulation und das Geschwindigkeitsfeld des Untersuchungsgebietes vergrößert. Aagaard und Greisman (1975), Hanzlick (1983), Foldvik (1988) und Fahrback et al. (1995) setzten verankerte Strommesser ein, die den Vorteil bieten, langfristige Messungen an einer festen Position durchführen zu können, jedoch den Nachteil haben, nur eine geringe räumliche Auflösung zu liefern. Die Arbeiten von Johannessen et al. (1987), Smith et al. (1984), Paquette et al. (1985) und Gascard et al. (1988) deuten hingegen darauf hin, daß eine hohe räumliche Auflösung wünschenswert ist, um auch kleinskaligere aber durchaus transportintensive Strukturen wie beispielsweise Eisrandwirbel innerhalb der MIZ, frontale Jets im Bereich der EGPF und einzelne Mäander in den Randstrombereichen erfassen zu können.

Weil die Transporte von Masse, Wärme und Salz an der Grenze zwischen der Grönlandsee und dem Arktischen Ozean aus den soeben genannten Gründen noch nicht hinreichend genau erfaßt worden sind, um beispielsweise als Richtwerte für Klimamodelle zu dienen, besteht ein Ziel dieser Arbeit darin, auf der Basis von hochauflösenden hydrographischen Schnitten und dem Einsatz eines schiffsgebundenen Akustischen Strömungsmessers (ADCP) den Massentransport innerhalb des Untersuchungsgebietes und insbesondere an dieser wichtigen Schnittstelle besser zu quantifizieren, als es bisher möglich war. Hierzu werden die aus dem Dichtefeld gewonnenen Relativgeschwindigkeiten mit Hilfe von ADCP-gestützten Geschwindigkeitsmessungen in absolute überführt. Dieses Verfahren wird für einzelne Schnitte bei 75°N, 79°40'N, 17°E und 18°E angewandt, um den Massen- bzw. Volumentransport zu berechnen, der wiederum als Grundlage für die Herleitung der Wärme- und Salzflüsse dient. Darüber hinaus werden Windbeobachtungsdaten verwendet, um die Größenordnung und den Einfluß des windinduzierten Anteils auf den Gesamttransport zu untersuchen. Aus der

Kombination des umfassenden hydrographischen Datensatzes, auf dessen Grundlage die Klassifizierung und Verteilung der charakteristischen Wassermassen erfolgt, und den Ergebnissen der Transportuntersuchungen wird schließlich ein aktualisiertes Transportschema des Beobachtungsgebietes gewonnen, welches im Lichte bisheriger Befunde bewertet werden soll.

3. Feldmessungen und Bearbeitungsmethoden

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten wurden während eines Zeitraumes von 10 Jahren gewonnen. Der Gesamtdatensatz beinhaltet hydrographische Messungen, akustische Strömungsmessungen und Windbeobachtungen. Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich von 70°N bis 82°N und 25°W bis 25°E, umfaßt die gesamte Grönlandsee und den nordöstlichen Teil der Norwegensee. Mit Hilfe von mehreren zonalen Schnitten, die zwischen 75°N und 81°N vermessen worden sind, sollen im weiteren Verlauf der Arbeit die meridionalen Transporte von Masse, Wärme und Salz zwischen dem Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean berechnet werden. Zwei weitere Schnitte, welche bei 17°E und 18°E an der Grenze zwischen der Norwegensee und der Barentssee aufgenommen wurden, werden zudem verwendet, um die Austauschraten zwischen diesen beiden Meeren zu quantifizieren.

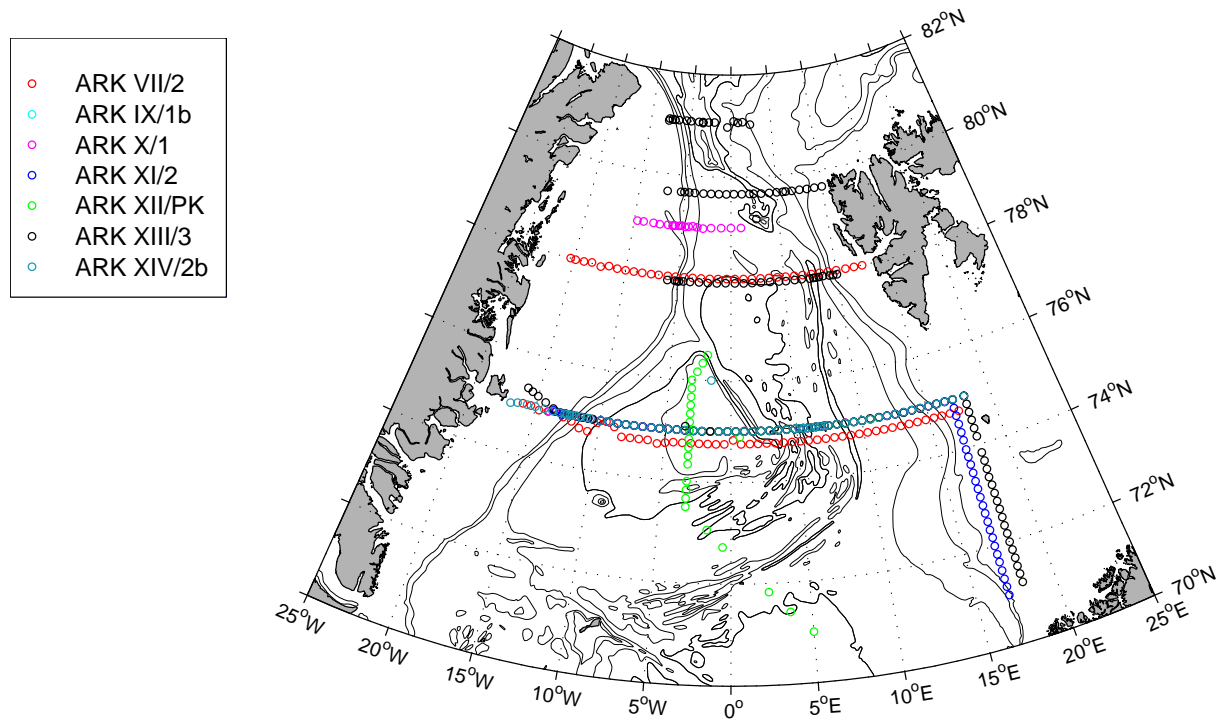


Abb. 3.1 Positionen hydrographischer Stationen

3.1 Hydrographische Messungen und abgeleitete Größen

Die hydrographischen Profilmessungen wurden mit drei unterschiedlichen CTD-Systemen durchgeführt, deren Sensoren im Anhang genauer vorgestellt werden. Im allgemeinen sind in der Ozeanographie die höchsten Auflösungen und Genauigkeiten für die Berechnung der geostrophischen Geschwindigkeiten und Stabilitäten aus dem Dichtefeld notwendig. Die Genauigkeitsanforderungen betragen hierbei für $\Delta T = \pm 0.002^\circ\text{C}$, $\Delta S = \pm 0.002$ und $\Delta p = \pm 0.05\%$ vom Endwert (*WMO, 1988*).

Die Leitfähigkeits- und Temperatursensoren werden vor und nach jeder Meßkampagne vom Hersteller im Labor kalibriert. Um die Temperaturkalibration auch während des Feldeinsatzes überprüfen zu können, wurden zwischen 1990 und 1996 Quecksilber-Umkippthermometer der Firma Gohla und seit 1997 das Hochpräzisionsthermometer SBE 35 als Referenz verwendet. Für dieses Referenzthermometer wird vom Hersteller eine Genauigkeit von 1 mK angegeben.

Der Vergleich zwischen dem SBE 35 und den paarweise angeordneten Temperatursensoren zeigt, daß während der Jahre 1997 und 1998 eine Genauigkeit der CTD-Daten von etwa 1 mK erreicht wird (*Budéus und Schneider, 1998a; Budéus, persönliche Mitteilung*). Die Überwachung der Kalibration der Leitfähigkeitssensoren an Bord erfolgt im wesentlichen durch Vergleichsmessungen einzelner Wasserproben mit Hilfe eines Guildline Autosal-Gerätes. Die Genauigkeit des Salzgehalts für die Messungen, die zwischen 1993 und 1998 in der Grönlandsee durchgeführt worden sind, beträgt 0.002 (*Budéus et al., 1998b*). Im Gegensatz dazu weisen die Messungen des in den Jahren 1989 und 1990 verwendeten Leitfähigkeitssensors der Salzgittersonde so starke Sprünge auf, daß der Salzgehalt mit einer vergleichsweise geringen Genauigkeit von 0.02 nur für die oberen 500 bis 1000 m der Wassersäule sinnvoll nutzbar ist (*Budéus et al., 1993*).

Die Datenaufbereitung erfolgt hauptsächlich durch Routinen, die vom Gerätehersteller mitgeliefert werden (*Sea-Bird, 1992*). Aus Leitfähigkeit, Temperatur und Druck werden die Potentielle Temperatur Θ , der Salzgehalt S , die Dichte σ und die Geopotentialanomalie Φ gemäß der Unesco-Festlegungen berechnet. Um die Algorithmen für die Berechnung der Dichte von Meerwasser (*International Equation of State of Seawater, 1980; UNESCO, 1983*) und die Berechnung des Salzgehalts von Meerwasser (*Practical Salinity Scale, 1978; UNESCO, 1983*) verwenden zu können, werden die Temperaturen nach IPTS68 angegeben, obwohl die Kalibrationen nach ITS90 durchgeführt wurden. Der Salzgehalt wird entsprechend der Practical Salinity Scale 1978 ohne Einheit angegeben (*UNESCO, 1986*).

Tabelle 3.1.1 Zeitliche und räumliche hydrographische Stationsverteilung

Expedition	Zeitraum	Position	CTD-System	Genauigkeiten	Quelle
ARK VII	14.07.90-22.07.90	Zonal 74°45'N	Salzgitter CTD	$\Delta T = \pm 0.0025^\circ\text{C}$	Budéus et al., 1993
	26.07.90-31.07.90	Zonal 78°N	Salzgitter CTD	$\Delta S = \pm 0.02$	
ARK IX	06.04.93-12.04.93	Zonal 75°N	NBIS MK III	$\Delta T = \pm 0.002^\circ\text{C};$	Budéus et al., 1998
	25.03.93-30.03.93	Zonal 79°N	NBIS MK III	$\Delta S = \pm 0.002$	
ARK X	28.07.94-03.08.94	Zonal 75°N	SBE 911 plus	$\Delta T = \pm 0.002^\circ\text{C};$	Budéus et al., 1998
	07.08.94-10.08.94	Zonal 79°N	SBE 911 plus	$\Delta S = \pm 0.002$	
ARK XI	11.10.95-22.10.95	Zonal 75°N	SBE 911 plus	$\Delta T = \pm 0.002^\circ\text{C};$	Budéus et al., 1998
	22.10.95-24.10.95	Meridional 17°E	SBE 911 plus	$\Delta S = \pm 0.002$	
ARK XII	23.09.96-26.09.96	Meridional 3°W	SBE 911 plus	$\Delta T = \pm 0.002^\circ\text{C};$	Budéus et al., 1998
	26.09.96-02.10.96	Zonal 75°N	SBE 911 plus	$\Delta S = \pm 0.002$	
ARK XIII	15.09.97-22.09.97	Zonal 75°N	SBE 911 plus	$\Delta T = \pm 0.001^\circ\text{C}$	Budéus und Schneider, 1998
	09.09.97-11.09.97	Zonal 78°N	SBE 911 plus	$\Delta S = \pm 0.002$	
	26.08.97-28.08.97	Zonal 79°40'N	SBE 911 plus		
	18.08.97-21.08.97	Zonal 81°N	SBE 911 plus		
	22.09.97-23.09.97	Meridional 18°E	SBE 911 plus		
ARK IV	20.09.98-27.09.98	Zonal 75°N	SBE 911 plus	$\Delta T = \pm 0.001^\circ\text{C}$ $\Delta S = \pm 0.002$	Budéus, 1998 (pers.Mitteilung)

3.2 Meteorologische Messungen und abgeleitete Größen

FS Polarstern ist mit einer Reihe von meteorologischen, ozeanographischen und navigatorischen Sensoren ausgerüstet, deren Messungen mit Hilfe des Polarstern Datenerfassungs- und Verteilungssystem PODEV kontinuierlich aufgezeichnet und archiviert werden. Für die meteorologischen Untersuchungen werden für den Beobachtungszeitraum sowohl die wahre Windgeschwindigkeit als auch die wahre Windrichtung extrahiert.

Um mögliche Einflüsse des Schiffes auf die Messung zu minimieren, wird die Windgeschwindigkeit und Windrichtung an Bord von Polarstern in 35 m Höhe gemessen. Die Bulkformeln zur Berechnung der tangentialen Schubspannung des Windes erfordern jedoch die Kenntnis der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe. Daher wird ein von Kondo (1975) entwickeltes iteratives Verfahren angewandt, welches unter der Annahme eines logarithmischen Windprofils w_{10} näherungsweise aus w_{35} berechnet. Der erste Schritt besteht darin, daß w_z als erster Näherungswert für w_{10} angenommen wird. In Gleichung 3.2.1 eingesetzt, erhält man anschließend den Drag-Koeffizienten, welcher benötigt wird, um den aerodynamischen Rauigkeitsparameter z_0 aus Formel 3.2.2 bestimmen zu können.

Nach Einsetzen in 3.2.3 berechnet sich der zweite Näherungswert für w_{10} , welcher wiederum in die erste Gleichung eingesetzt wird. Bereits nach dem dritten Iterationsschritt konvergieren die Werte für w_{10} . In den nachfolgenden Gleichungen entspricht z_0 dem aerodynamischen Rauigkeitsparameter, k der Kármán-Konstante, z der tatsächlichen Meßhöhe und z_{10} der Referenzhöhe von 10 Metern. Die Parameter a_d , b_d und p_d werden für die Berechnung des Drag-Koeffizienten benötigt und hängen von w_{10} ab (Tabelle 3.2.1).

Tabelle 3.2.1 Parameter zur Berechnung des Drag-Koeffizienten (Kondo, 1975)

$w_{10} / \text{m s}^{-1}$	a_d	b_d	p_d
0.3 – 2.2	0	1.08	-0.15
2.2 – 5.0	0.771	0.0858	1
5.0 – 8.0	0.867	0.0667	1
8.0 – 25.0	1.2	0.025	1
25.0 – 50.0	0	0.073	1

$$c_D(10 \text{ m}) = a_d + b_d (w_{10})^{p_d} \quad 3.2.1$$

$$z_0 = e^{\ln(z_{10}) - k(C_D(10 \text{ m}))^{-0.5}} \quad 3.2.2$$

$$w_{10} = w_z \ln(z_{10} / z_0) / \ln(z / z_0) \quad 3.2.3$$

Aus den für das Untersuchungsgebiet vorliegenden Winddaten wird der Ekmantransport berechnet. Hierzu wird der Oberflächenwindstress τ benötigt, der sich folgendermaßen berechnen läßt:

$$(\tau_x, \tau_y) = \rho_a c_D |w_{10}| (u_{10}, v_{10}) \quad 3.2.4$$

w_{10} = Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe, ρ_a = Dichte der Luft.

Die zonalen und meridionalen Komponenten des Ekmantransportes erhält man durch die beiden folgenden Gleichungen:

$$M_{xe} = \frac{\tau_y}{f \rho_w} \quad 3.2.5a \quad M_{ye} = -\frac{\tau_x}{f \rho_w} \quad 3.2.5b$$

f = Coriolisparameter, ρ_w = Dichte des Wassers

3.3 Akustische Strömungsmessungen und abgeleitete Größen

Seit dem Jahr 1989 wird auf FS Polarstern ein schiffsgebundener 153.6 kHz ADCP der Firma RD Instruments betrieben, welcher vom Schiff aus Messungen des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes der oberen 400 m der Wassersäule ermöglicht. Das Meßverfahren beruht auf dem Doppler-Effekt. Der ADCP sendet über piezoelektrische Transducer Schallwellen einer bestimmten Frequenz aus, die von Plankton und suspendierten Partikeln zurückgestreut werden. Diese Teilchen bewegen sich im Mittel mit derselben Geschwindigkeit wie das sie umgebende Wasser. Nach Abgabe eines Schallimpulses dienen die Wandlerflächen als Empfänger. Wenn sich die streuenden Partikel relativ zum ADCP bewegen, ist die Frequenz des von ihnen empfangenen Signals doppler-verschoben. Auf dem Rückweg wird das Signal ein zweites Mal doppler-verschoben. Die tatsächlich erzielte Reichweite eines ADCP hängt von der Dichte der Streuer, der Präsenz von Luftblasen unter dem Transducer und dem Lärm, der durch die Schiffsschraube und durch die Strömung entlang des Rumpfes verursacht wird, ab (*Firing, 1991*). Die maximalen Eindringtiefen liegen bei gemäßigttem Wetter für Messungen auf Stationen zwischen 280 m – 450 m und für Dampfstrecken zwischen 180 m – 400 m. Um die empfindlichen Schallwandler vor Eisgang zu schützen, wurde das ADCP 1993 mit einem akustischen Fenster ausgerüstet. Das Gerät befindet sich 11 m unter der Wasserlinie, so daß der Einfluß von Luftblasen, die sich vor dem Fenster sammeln könnten, minimiert wird.

Während der Schallwellenausbreitung treten Übertragungsverluste auf, die zum einen auf die Schallabsorption und zum anderen auf die Geometrie des Strahlenganges zurückzuführen sind. Die Abnahme der Schallintensität U mit der Entfernung x von einer Ausgangsintensität U_0 als Folge von Absorption läßt sich beschreiben mit Hilfe des Absorptionskoeffizienten α :

$$U_x = U_0 e^{-\alpha x} \quad 3.3.1$$

Für Frequenzen f , die über 100 kHz liegen, erhält man im Meerwassers folgenden Absorptionskoeffizienten (*Dietrich et al., 1975*)

$$\alpha = \frac{16\pi^2 f^2}{3\rho c^3} 3,1\mu \quad 3.3.2$$

Die obige Formel dokumentiert die Abhängigkeit des Absorptionskoeffizienten α von der dynamischen Viskosität μ , der Schallgeschwindigkeit c , der Dichte ρ und der Frequenz f . *Urick (1983)* gibt als Hauptursache für die Absorption die Ionen-Relaxation der MgSO_4 – Moleküle an. Es handelt sich in diesem Fall um einen Dissoziations-Reassoziationsprozeß, bei welchem innerhalb eines bestimmten Zeitintervalls sich die in Lösung befindlichen Magnesiumsulfat-Moleküle unter dem Druck der Schallwellen trennen.

Der ADCP besitzt vier Wandlerflächen, die jeweils paarweise in einer Ebene und 30° gegen die Horizontale geneigt sind. Beide Paare messen jeweils eine Horizontal- und die Vertikalkomponente der Geschwindigkeit. Hierbei dient die Differenz der zwei vertikalen Geschwindigkeitsmessungen als Maß für den Geschwindigkeitsfehler. Während der Messung wird das Profil in gleich große Tiefenzellen aufgespalten, indem bestimmten Torzeiten des Empfängers entsprechende Tiefenintervalle zugeordnet werden. Die zurückgestreuten Signale werden über den Bereich der gesamten Zelle gemittelt. Der ADCP mißt die Strömungsgeschwindigkeit parallel zu den 4 Strahlen, die vom Gerät in ein orthogonales Koordinatensystem relativ zum ADCP umgerechnet werden. Um die Daten in das Erdsystem zu transformieren, muß sowohl die Lage des ADCP im Schiff als auch die Lage des Schiffes bezüglich der Erde bekannt sein. Hierbei wird die Stampf- und Rollamplitude mit Hilfe von Pendeln und der Schiffskurs durch einen Kreiselkompaß angegeben. Die Schiffsgeschwindigkeit berechnet sich aus dem Positionsversatz, der den GPS-Informationen (Global Positioning System) entnommen wird. Auf Polarstern liefert ein GPS-Empfänger die notwendigen Daten, die über eine serielle Schnittstelle im 1 s-Takt aufgezeichnet werden. Zur Bestimmung der vier Größen Länge, Breite, Höhe und GPS-Systemzeit benötigt man die Daten von vier gleichzeitig verfügbaren Satelliten. Wenn die Höhe allerdings sehr genau bekannt ist, wie zum Beispiel auf einem Schiff, so sind drei Satelliten für die Positionsbestimmung ausreichend (*Gurgel, 1992*). Aus der vektoriellen Addition der Schiffsgeschwindigkeit und der Wassergeschwindigkeit relativ zum ADCP wird schließlich die Strömungsgeschwindigkeit im Erdsystem berechnet. In Tabelle 3.3.1 werden die Systemeinstellungen des ADCP (Mittellungsintervall SI, Zelllänge BL, Pulslänge PL und die Lage der Referenzschicht REF) aufgeführt, die während der einzelnen Expeditionszeiträume gewählt worden sind.

Tabelle 3.3.1 Systemeinstellungen des ADCP während der einzelnen Meßkampagnen

Expedition	Zeitraum	Position	SI	BL	PL	REF
ARK VII/2	14.07.90-18.06.90	75°N	30 s/60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
	26.07.90-31.07.90	78°N	60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
ARK X/1	28.07.94-30.07.94	75°N	120 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
ARK XI/2	20.10.95-22.10.95	75°N	60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
	22.10.95-24.10.95	17°N	60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
ARK XIII/3	15.09.97-22.09.97	75°N	60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
	10.09.97-11.09.97	78°N	60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
	06.09.97-09.09.97	79°40'N	60 s	8 m	8 m	Zellen 10-15
ARK XIV/2b	20.09.98-27.09.98	75°N	120 s/300 s	8 m	8 m	Zellen 6-15

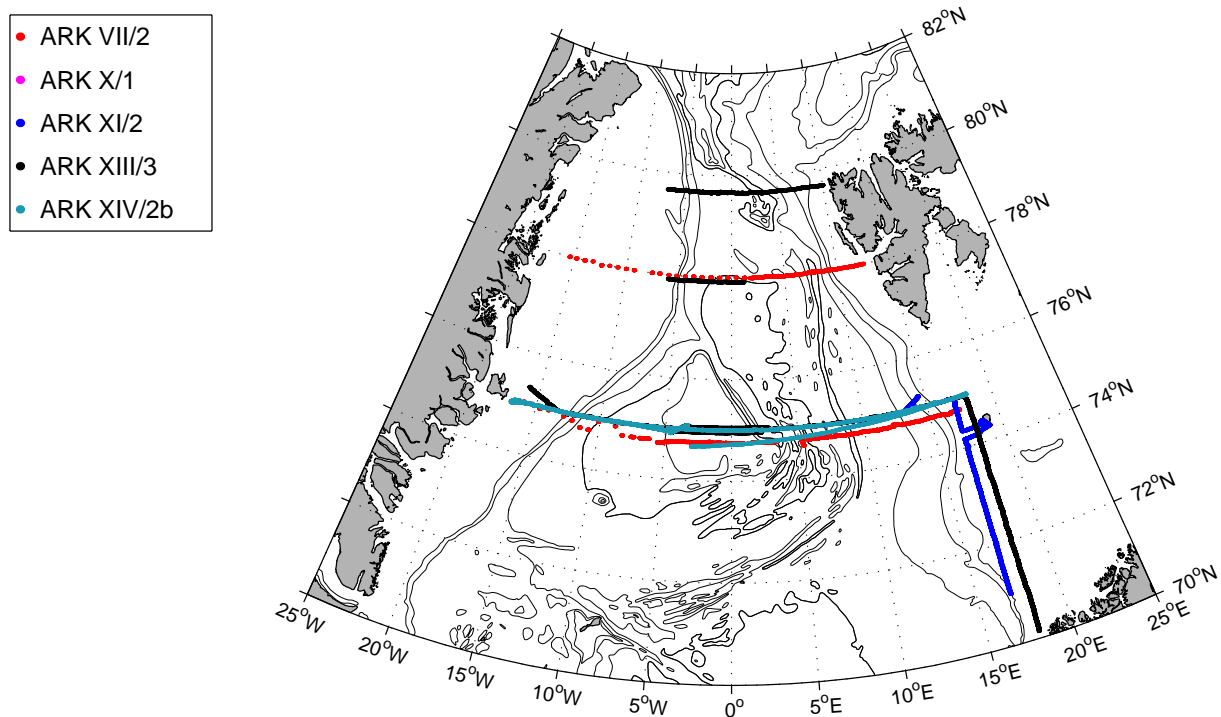


Abb. 3.3.1 Räumliche Verteilung der ADCP-Daten

Zur Datenauswertung wird ein an der Universität von Hawaii entwickeltes Programmpaket namens CODAS (Common Oceanographic Data Access System) verwendet. Es bietet die Möglichkeit, die gewonnenen ADCP-Daten in einer Datenbank abzulegen und mit speziellen Routinen dort weiterzubearbeiten (Firing *et al.*, 1995). Die einzelnen Schritte der Datenprozessierung werden nun näher erläutert und sind in Abbildung 3.3.2 als Flußdiagramm dargestellt.

Bevor die ADCP-Daten in die neu zu erstellende Datenbank eingeladen werden, wird der Gesamtdatensatz zunächst auf Lesbarkeit und zeitliche Konsistenz überprüft. Dazu liefert ein Programm optional zwei Protokolle, die für jede Datei die Anzahl der Ensembles, Ensemblezeiten, Mittellungsintervalle und den Inhalt des Userbuffers ausgeben. Falls zwischen der Ensemblezeit, die auf der Zeitbasis des Aufnahmerechners beruht, und der tatsächlichen GPS-Zeit eine Differenz besteht, wird die PC-Zeit korrigiert. Zudem kann man dem Protokoll die Zeiten entnehmen, in welchen der ADCP im Bottom-Track-Mode betrieben wurde. Nach der Qualitätskontrolle der Rohdaten werden diese nun in die Datenbank eingeladen, wobei fehlerhafte Datensequenzen ausgelassen werden. Die extern im Userbuffer gespeicherten GPS-gestützten Positionsangaben werden zur Berechnung der Schiffsgeschwindigkeit verwendet.

Die Schallgeschwindigkeit im Meerwasser hängt besonders stark von der Temperatur ab. Deshalb mißt ein Thermistor, welcher sich am Transducer befindet, kontinuierlich die Wassertemperatur. Der Salzgehalt wird fest vorgegeben, so daß zu jeder Profilmessung die aktuelle Schallgeschwindigkeit näherungsweise berechnet werden kann.

Der wichtigste Vorteil des CODAS-Systems besteht darin, daß der Anwender in der Lage ist, auf eine Vielzahl von Hilfsmitteln zurückgreifen zu können, die es ihm ohne großen Programmieraufwand ermöglichen, die ADCP-Daten auszuwerten und in einer komfortablen Datenbankstruktur abzulegen. Während der Auswertung werden verschiedene Qualitätsparameter untersucht. Zonen maximaler Echostärke können sowohl auf den Meeresboden als auch auf Streuschichten hindeuten. Desweiteren wird die Varianz der vertikalen Geschwindigkeit, die für das gesamte Profil berechnet wird, als Indikator für geringe Tiefen verwendet. Sie wird beispielsweise sehr groß, wenn die Wassertiefe kleiner als 50 Meter ist. Mit Hilfe des als Error-Velocity bezeichneten Geschwindigkeitsfehlers, ist es möglich, Interferenzen zu identifizieren, die dadurch entstehen können, daß zum Beispiel während einzelner CTD-Stationen der Windendraht und/oder die Sonde selbst in die Reichweite des ADCP gelangen. Der ADCP-Anwender setzt für die einzelnen Parameter bestimmte Grenzwerte fest, die durch ein Programm mit den jeweiligen Werten der einzelnen Profile bzw. der einzelnen Tiefenzellen verglichen werden. Falls die Grenzwerte überschritten werden, wird der entsprechende Teil des betreffenden Profils markiert. Die als fehlerhaft markierten Tiefenzellen werden daraufhin durch interpolierte Werte ersetzt.

Fehler in der Strömungsgeschwindigkeit unter Fahrt entstehen hauptsächlich durch Fehlangaben des Kompasses sowie durch den Einbaufehler des ADCP bezüglich der Schiffslängsachse. Eine weitere Fehlerquelle, die die Genauigkeit und damit auch die Qualität der Kursangaben beeinflussen kann, ist die Schuler-Oszillation des Kreiselkompasses, welche zu Richtungsfehlern mit einer Periode von 84 Minuten und einer Amplitude von $0.5^\circ - 1.0^\circ$ führen. Der eingebaute Kreiselkompaß weist nicht genau nach Norden, sondern entlang der Achse des Rotationsvektors, der sich aus der Summe der Erdrotation und der Rotation des Kompaß infolge seiner relativen Bewegung auf der Erdoberfläche zusammensetzt. King und Cooper (1993) haben gezeigt, daß die GPS-gestützten Kursinformationen sich durch eine höhere Genauigkeit auszeichnen und für eine Korrektur der Kreiselkompaß-Kursinformationen geeignet sind. In diesem Fall werden die hierzu benötigten navigatorischen Parameter mit Hilfe des **P**olarstern-**D**atenerfassungs- und **V**erteilungssystems (PODEV) während der einzelnen Expeditionen aufgezeichnet. Zur Bestimmung des Einbauwinkels werden zwei Methoden verwendet, die von Joyce (1989) und Pollard und Read (1989) näher beschrieben werden.

Hierbei entspricht das Koordinatensystem (x, y) dem Erdsystem, relativ zu welchem die Schiffsgeschwindigkeit angegeben und das zweite Koordinatensystem (x', y') dem ADCP-System, relativ zu welchem die Wassergeschwindigkeit gemessen wird. In der Praxis ist das ADCP-System um einen unbekanntem Winkel α gegen den Uhrzeigersinn vom Erdsystem gedreht. Der geometrische Zusammenhang zwischen den Geschwindigkeiten, die sowohl im Erdsystem als auch im Schiffssystem angegeben werden, leitet sich aus der folgenden Betrachtung ab:

$$\begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \quad 3.3.3$$

$$\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \quad 3.3.4$$

Die Wassergeschwindigkeit u_w ergibt sich aus der vektoriellen Addition der Schiffsgeschwindigkeit u_s und der Dopplergeschwindigkeit u_d .

$$u_w = u_s + (1 + \beta) u_d \quad 3.3.5$$

$$v_w = v_s + (1 + \beta) v_d \quad 3.3.6$$

Der Term $(1+\beta)$ entspricht hierbei einem Skalenfaktor, mit dem v_d multipliziert werden muß, um die wahre Wassergeschwindigkeit zu erhalten. Die Ergebnisse der Umrechnung der Dopplergeschwindigkeiten vom ADCP in das Erdsystem werden nun in die Gleichungen 3.3.5 und 3.3.6 eingesetzt.

$$u_w = u_s + (1 + \beta) (u'_d \cos \alpha - v'_d \sin \alpha) \quad 3.3.7$$

$$v_w = v_s + (1 + \beta) (u'_d \sin \alpha + v'_d \cos \alpha) \quad 3.3.8$$

Pollard und Read (1989) griffen auf den Ansatz von Joyce (1989) zurück, wobei die Notation von ihnen geringfügig geändert wurde:

$$A = 1 + \beta \quad 3.3.9$$

$$\varphi = -\alpha \quad 3.3.10$$

$$u_w = u_s + A (u'_d \cos \varphi - v'_d \sin \varphi) \quad 3.3.11$$

$$v_w = v_s + A (-u'_d \sin \varphi + v'_d \cos \varphi) \quad 3.3.12$$

Der Skalenfaktor A und der Einbauwinkel φ kann nach Pollard und Read (1989) und Joyce (1989) mit zwei unterschiedlichen Methoden berechnet werden.

Um den Fehlwinkel φ als auch den Skalenfaktor A mit der Water-Track-Methode bestimmen zu können, wird ein homogenes Strömungsfeld angenommen, welches mit einem Zick-Zack-Kurses vom Schiff aus vermessen wird. Die Dauer eines Schlages sollte nach Joyce (1989) etwa 20 Minuten betragen. Die Schiffsgeschwindigkeit wird aus den GPS-Positionen zu Beginn und am Ende jedes Schlages berechnet und die Wassergeschwindigkeit über jeweils einen Schlag gemittelt. Diese Werte werden weiter zur Berechnung eines Mittelwertes über eine bestimmte Anzahl Schläge sowie zur Ermittlung der Abweichung von diesem Mittelwert berechnet. Unter der zu treffenden Annahme, daß u_w vor und nach einem Schlag gleich ist, ist es möglich u_w zu eliminieren und A bzw. φ aus den Gleichungen zu berechnen. Der Term du entspricht der Differenz der Geschwindigkeit nach und vor einem Schlag. Somit ergibt sich nach Pollard und Read (1989) folgender Ansatz:

$$du_s = u_s^2 - u_s^1 \quad 3.3.13$$

$$du_d = u_d^2 - u_d^1 \quad 3.3.14$$

Setzt man die Gleichungen 3.3.1.3 und 3.3.14 in 3.3.11 bzw. 3.3.12 ein, so ergibt sich

$$du_s + A(du_d \cos \varphi + dv_d \sin \varphi) = 0 \quad 3.3.15$$

$$dv_s + A(-du_d \sin \varphi + dv_d \cos \varphi) = 0 \quad 3.3.16$$

$$\tan = \frac{dv_d \times du_s - du_d \times dv_s}{dv_d \times dv_s + du_d \times du_s} \quad 3.3.17$$

$$A = \frac{-du_d \bullet du_s}{\cos \varphi du_d \bullet du_d} \quad 3.3.18$$

Die zweite Methode ist in seichten Schelfregionen anwendbar. In diesem Fall wird das Bottom-Tracking benutzt. Die vom ADCP gemessene Geschwindigkeit des Meeresbodens muß vom Betrag gleich der Schiffsgeschwindigkeit und die Richtung genau entgegengesetzt sein. Nach Pollard und Read (1989) wird im Bottom-Track-Mode u_w gleich Null gesetzt, so daß A und φ sofort aus den Gleichungen 3.3.11 und 3.3.12 bestimmt werden können.

Joyce (1989) hat gezeigt, daß Fehler bei der Berechnung des Fehlwinkels in der Höhe von $\pm 0.3^\circ$ und einem Skalenfaktor von 0.5 % bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 m s^{-1} zu systematischen Geschwindigkeitsfehlern von $\pm 2.5 \text{ cm s}^{-1}$ führen. Wenn der Fehlwinkel berechnet wurde, werden alle Geschwindigkeitsprofile des ausgewählten Zeitabschnittes um diesen rotiert.

Um jedem ADCP-Ensemble eine Position zuzuordnen zu können wird als erstes die Schiffsgeschwindigkeit aus dem Positionsversatz und dann die Wassergeschwindigkeit bezüglich der Referenzschicht relativ zum Schiff berechnet. Aus der Differenz dieser beiden Geschwindigkeiten erhält man die absolute Geschwindigkeit. Auftretende Ausreißer sind zu eliminieren, indem die betreffenden GPS-Positionen korrigiert werden. Danach werden die resultierenden Absolutgeschwindigkeiten geglättet und für die einzelnen Ensemblezeiten interpoliert. Daraufhin werden die einzelnen Positionen zurückgerechnet und anschließend zusammen mit den Absolutgeschwindigkeiten in der Datenbank abgelegt.

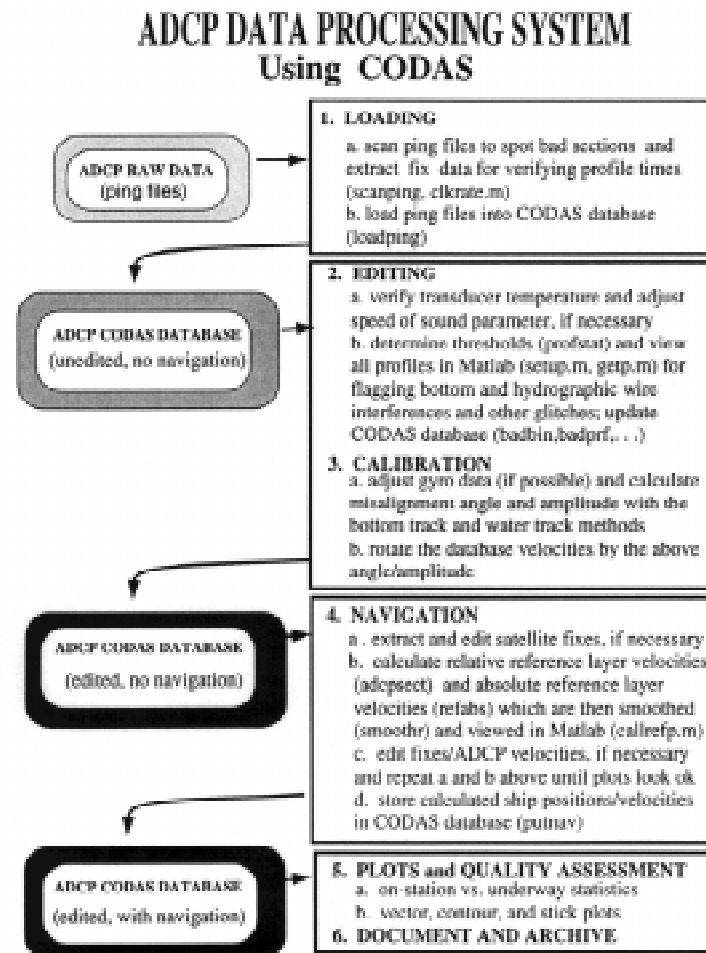


Abb. 3.3.2 CODAS-Flußdiagramm (Firing et al., 1995)

Absolutes Geschwindigkeitsfeld

Für die Herleitung der mittleren ozeanischen Zirkulation wird am häufigsten ein Verfahren angewandt, welches es ermöglicht, auf der Basis von hydrographischen Messungen aus dem Dichtefeld das geostrophische Geschwindigkeitsfeld zu bestimmen. Ausgehend von der hydrostatischen Grundgleichung und der geostrophischen Bewegungsgleichung läßt sich die thermische Windgleichung (3.3.19) herleiten, deren Integration (3.3.20) die Relativgeschwindigkeit in einem bestimmten Niveau senkrecht zur Verbindungslinie zweier hydrographischer Stationen liefert.

$$f \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad 3.3.19$$

$$v_g(x, z) = \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + C = v_r + v_{ref} \quad 3.3.20$$

Die geostrophische Geschwindigkeit v_g setzt sich aus der Relativgeschwindigkeit v_r , die aus dem Dichtefeld berechnet wird, und einer konstanten Referenzgeschwindigkeit v_{ref} zusammen. Beide Geschwindigkeitsanteile werden auch als barokline und barotrope Geschwindigkeiten bezeichnet.

In der Praxis wird die im Jahre 1903 von Helland-Hansen und Sandström aus dem Zirkulationstheorem von Bjerknes abgeleitete Formel (3.3.21) für die Berechnung der geostrophischen Geschwindigkeiten in einem stetig geschichteten Meer angewandt. Das als „Dynamische Methode“ bekannt gewordene Berechnungsverfahren hat seitdem eine breite Anwendung in der Ozeanographie gefunden. Wenn auf zwei hydrographischen Stationen A und B der vertikale Massenaufbau bekannt ist, so läßt sich mit Hilfe dieses Verfahrens die Geschwindigkeitsdifferenz zwischen zwei isobaren Flächen p_1 und p_2 berechnen. Man erhält die relativen Strömungskomponenten, die senkrecht zur Verbindungslinie der beiden Stationen verlaufen.

$$v_r = v_1 - v_2 = \frac{1}{f L} \left[\left(\int_{p_1}^{p_2} \alpha dp \right)_A - \left(\int_{p_1}^{p_2} \alpha dp \right)_B \right] \quad 3.3.21$$

v_r = Relativgeschwindigkeit, f = Coriolisparameter, L = Stationsabstand, α = spez. Volumen

Unter der Verwendung der Anomalie der dynamischen Höhe läßt sich die obige Gleichung auch noch in der folgenden Form ausdrücken:

$$v_g = \frac{1}{f L} (\Delta D_B - \Delta D_A) + v_{ref} \quad 3.3.22$$

Die Anomalie der dynamischen Höhe ΔD wird über die spezifische Volumen-anomalie δ berechnet:

$$\Delta D = \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \quad 3.3.23 \quad \delta = \alpha_{s,T,p} - \alpha_{35,0,p_{at}} \quad 3.3.24$$

Das Hauptproblem dieses Verfahrens ist, daß die Referenzgeschwindigkeit v_{ref} nicht aus dem Dichtefeld berechnet werden kann. Da sich mit Hilfe der dynamischen Methode nur die Geschwindigkeiten relativ zu einem bekannten Tiefenniveau bestimmen lassen, sind in den vergangenen fünf Jahrzehnten verschiedene Versuche unternommen worden, die Relativwerte in Absolutwerte zu überführen. Der gebräuchlichste Weg, der hierzu beschritten wird, führt über die Annahme, daß ein Tiefenhorizont existiert, in welchem Stromlosigkeit herrscht bzw. die Strömungsgeschwindigkeit bekannt ist.

Ein weiteres Verfahren, die relativen Geschwindigkeiten, welche mit der dynamischen Methode gewonnen wurden, in absolute umzuwandeln, besteht darin, zwischen einem geostrophischen und einem direkt gemessenen Geschwindigkeitsprofil zu vergleichen. Es wird hierzu angenommen, daß der Differenzbetrag dem in allen Tiefen konstanten barotropen Geschwindigkeitsanteil entspricht. Dieser barotrope Referenzwert wird dann über die gesamte Tiefe zum baroklinen Anteil hinzuaddiert. Direkte Messungen der absoluten Geschwindigkeit können über verankerte Strömungsmesser, Driftbojen und seit etwa zwei Jahrzehnten über schiffsgebundene ADCPs erfolgen. Pickart und Lindstrom (1994) vergleichen in ihrer Arbeit vier verschiedene Verfahren, mit denen das geostrophische in das absolute Geschwindigkeitsfeld überführt werden kann. Die Autoren zeigen, daß die Geschwindigkeitsprofile von POGO-Floats und schiffsgebundenen ADCPs für die Herleitung des absoluten Geschwindigkeitsfeldes gut geeignet sind.

Auf der Grundlage dieser Ergebnisse haben in der Folgezeit verschiedene Autoren wie beispielsweise Wijffels et al. (1995), Bersch (1995) und Cokelet und Schall (1996) ADCP-gestützte Geschwindigkeitsmessungen als Referenz verwendet. Hierzu wird vorausgesetzt, daß der betreffende Schnitt hydrographisch und mit Hilfe eines ADCP vermessen wurde. Zuerst wird anhand des hydrographischen Schnittes das geostrophische Geschwindigkeitsfeld relativ zu einer bestimmten Referenztiefe für jedes Stationspaar berechnet. Anschließend werden die kontinuierlich gemessenen ADCP-Geschwindigkeiten räumlich jeweils zwischen jedem Stationspaar gemittelt. Vergleicht man das geostrophische mit dem direkt gemessenen Geschwindigkeitsprofil, so fällt auf, daß sich die vertikalen Strömungsscherungen unterhalb der winddurchmischten Schicht kaum unterscheiden. Der Differenzbetrag entspricht dem barotropen Geschwindigkeitsanteil. In der Praxis wird ein Tiefenbereich gewählt, in dem die Differenz der Geschwindigkeitsscherungen gleich ist.

Fehlerbetrachtung

Folgende Fehlerquellen beeinträchtigen die Genauigkeit des in dieser Arbeit verwendeten Verfahrens zur Berechnung absoluter Geschwindigkeiten:

• v_{ref}

Die Genauigkeit der akustischen Strömungsmessungen hängt vorwiegend von drei Faktoren ab. Bei den Geschwindigkeitsmessungen relativ zum Schiff treten aufgrund kleiner Abweichungen in der Transducer-Geometrie Geschwindigkeitsfehler auf, die proportional zur Schiffsgeschwindigkeit sind. Diese Fehler sind konstant und können mit den von Kosro (1985), Joyce (1989) und Pollard und Read (1989) entwickelten Verfahren minimiert werden. Außerdem treten bei der Berechnung von absoluten Geschwindigkeiten zwei weitere Fehlerquellen auf. Zum einen verursachen Positionsungenauigkeiten Fehler bei der Berechnung der Schiffsgeschwindigkeit, und zum anderen führen Kompaßfehler zu Fehlern bei der Umrechnung der Doppler-Geschwindigkeiten vom Schiff- in das Erdsystem.

•• v_r

Da der Massenaufbau auf den Stationen in Form der Dichte bzw. ihres reziproken Wertes, des spezifischen Volumens, in die Gleichung 3.3.22 einfließt, muß der Einfluß von Meßfehlern bzgl. Temperatur, Salzgehalt und Druck auf die Dichtemessung untersucht werden. Zudem wird die Berechnung des Stationsabstandes L sowohl durch die Schiffsdrift als auch durch die Genauigkeit des verwendeten Navigationsverfahrens beeinflusst.

Zu •

Joyce (1989) hat in seiner Arbeit u.a. untersucht, in welcher Größenordnung sich Fehler bei der Bestimmung des Einbauwinkels des ADCP auf die Genauigkeit der Strömungsgeschwindigkeitsmessungen auswirken können. Auf der Grundlage seines Kalibrationsverfahrens kommt er zu folgenden Ergebnissen:

Die tatsächliche Strömungsgeschwindigkeit u_w setzt sich aus der Summe der Schiffsgeschwindigkeit u_s und der korrigierten Dopplergeschwindigkeit u_d^c zusammen (3.3.25a/b). In den folgenden Berechnungen bezeichnet α den unbekanntem Einbauwinkel, um welchen die Sender- und Empfangsanordnung des ADCP gegen den Uhrzeigersinn zum Erdsystem gedreht ist. Der Term $(1 + \beta)$ entspricht hierbei einem Skalenfaktor, mit dem u_d multipliziert werden muß, um die wahre Wassergeschwindigkeit zu erhalten. Die Formeln 3.3.26a und 3.3.26b dokumentieren die Umrechnung der Dopplergeschwindigkeiten, die relativ zur Sender/Empfangsanordnung des ADCPs gemessen werden, in die korrigierten Dopplergeschwindigkeiten, welche nach der Transformation im Erdsystem vorliegen.

$$u_w = u_s + u_d^c \quad 3.3.25a$$

$$v_w = v_s + v_d^c \quad 3.3.25b$$

$$u_d^c = (1 + \beta)(u'_d \cos \alpha - v'_d \sin \alpha) \quad 3.3.26a$$

$$v_d^c = (1 + \beta)(u'_d \sin \alpha + v'_d \cos \alpha) \quad 3.3.26b$$

Damit der Einfluß von Meßfehlern bzgl. α und β auf die auf die berechneten Strömungsgeschwindigkeiten abgeschätzt werden kann, setzt Joyce (1989) die Gleichungen 3.3.26a/b in 3.3.25a/b ein und erhält:

$$\Delta u_w = (\Delta \beta / (1 + \beta)) u_d^c - \Delta \alpha v_d^c \quad 3.3.27a$$

$$\Delta v_w = (\Delta \beta / (1 + \beta)) v_d^c + \Delta \alpha u_d^c \quad 3.3.27b$$

Falls sich das Schiff mit einer konstanten Geschwindigkeit zonal durch ruhendes Wasser bewegt und die Fehler $\Delta \alpha$ und $\Delta \beta$ klein sind, gilt näherungsweise:

$$u_d^c \approx -u_s \quad 3.3.28a$$

$$v_d^c \approx 0 \quad 3.3.28b$$

Setzt man 3.3.29a/b in 3.3.28a/b ein, so erhält man nach Joyce (1989):

$$\Delta u_w \approx -(\Delta \beta / (1 + \beta)) u_s \quad 3.3.29a$$

$$\Delta v_w \approx -\Delta \alpha u_s \quad 3.3.29b$$

Tabelle 3.3.2 Kalibrationskoeffizienten

Expedition	Jahr	α	$(1+\beta)$
ARK X/1	1994	0.52°	0.99
ARK XI/2	1995	0.49°	1.01
ARK XIII/3	1997	0.68°	1.01
ARK XIV/2b	1998	0.76°	1.02

Wenn sich das Schiff mit einer Geschwindigkeit von 5 m s^{-1} bewegt, und die Fehler für den Fehlwinkel α und den Skalenfaktor $(1 + \beta) \pm 0.3^\circ$ bzw. $\pm 0.5 \%$ betragen, so erhält man einen Fehler für Δu_w und Δv_w von $\pm 2.5 \text{ cm s}^{-1}$ (Joyce, 1989).

Ein weiterer Fehler tritt bei der Berechnung der Schiffsgeschwindigkeit aus dem Positionsversatz auf. Mit Hilfe des GPS (Global Positioning System) und des DGPS (Differential Global Positioning System) können Positionsgenauigkeiten von unter 100 bzw. einigen Metern erreicht werden. Um eine Abschätzung über die Genauigkeit der Positionsberechnung zu erhalten, werden, während das Schiff

auf Station ist, im 1-Sekundentakt die Schiffspositionen mit Hilfe eines GPS-Empfängers aufgezeichnet. Da das Schiff auf Station driftet, muß von den Positionsangaben die mittlere Driftgeschwindigkeit abgezogen werden. Anschließend wird der jeweilige Abstand zwischen den korrigierten Einzelpositionen und der mittleren Position berechnet. Der Mittelwert bzw. die Standardabweichung der entsprechenden Positionsabstände liefert ein Maß für die Positionsgenauigkeit. In dieser Arbeit wird angenommen, daß die GPS-gestützten Positionsangaben aus den Jahren 1994 und 1995 eine Genauigkeit von etwa ± 50 m besitzen.

Das Mittellungsintervall beträgt 120 bzw. 60 s. Daraus ergibt sich für die Genauigkeit der Schiffsgeschwindigkeit eines einzelnen Profils 167 cm s^{-1} (1995) und 83.3 cm s^{-1} (1994). Wenn über eine Stunde gemittelt wird, nimmt dieser Fehler auf 2.8 cm s^{-1} ab. In den Jahren 1997 und 1998 wurden die Positionen hingegen mit Hilfe des DGPS gewonnen. Die entsprechende Positionsgenauigkeit liegt bei etwa 10 m, so daß der Fehler der Schiffsgeschwindigkeit auf ca. 0.6 cm s^{-1} abnimmt, wenn über dasselbe Zeitintervall gemittelt wird.

Zu ●●

Die früher benutzten Tabellen der Dichte und des spezifischen Volumens als Funktion von Salzgehalt, Temperatur und Druck (3.3.30 und 3.3.31) beruhen auf den folgenden Fundamentalbestimmungen (*Dietrich et al., 1975*):

Messungen des spezifischen Gewichts bei Temperaturen zwischen ca. 0 und 30°C und Salzgehalten zwischen ca. 3 und 40 ‰ bei Atmosphärendruck durch Forch, Knudsen und Sørensen (*Knudsen, 1902*) und Messungen der mittleren isothermen Kompressibilität für die beiden Salzgehalte 31.13 und 38.53 ‰ bei Drucken zwischen ca. 0 und 6000 dbar zwischen ca. 0 und 20°C durch Ekman (*1908*)

$$\rho = f(S, T, p) \quad 3.3.30 \qquad \alpha = f(S, T, p) \quad 3.3.31$$

$$\beta = \frac{1}{\alpha(S, 0, 0)} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial S} \right) \quad \text{Knudsen (1902)} \Rightarrow |\partial \alpha| = \alpha \cdot \beta \cdot \Delta S \quad 3.3.32$$

$$e = \frac{1}{\alpha(S, T, 0)} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right) \quad \text{Knudsen (1902)} \Rightarrow |\partial \alpha| = \alpha \cdot e \cdot \Delta T \quad 3.3.33$$

$$\kappa_{iso} = \frac{1}{\alpha(S, T, p)} \left(\frac{\partial \alpha}{\partial p} \right) \quad \text{Ekman (1908)} \Rightarrow |\partial \alpha| = \alpha \cdot \kappa_{iso} \cdot \Delta p \quad 3.3.34$$

In der Grönlandsee nehmen Temperatur, Salzgehalt und Druck die folgenden Wertebereiche ein:

$$-1.8^\circ\text{C} \leq T \leq 8^\circ\text{C} \quad 30 \leq S \leq 35.2 \quad p = 0 - 3800 \text{ dbar}$$

Für die Abschätzung des Fehlers des spezifischen Volumens werden anschließend der saline Kontraktionskoeffizient β , der thermische Expansionskoeffizient e und der isotherme Kompressionskoeffizient κ_{iso} berechnet, deren Maxima unten aufgeführt werden.

Saliner Kontraktionskoeffizient $\beta = 7.9 \cdot 10^{-4}$

Thermischer Expansionskoeffizient $e = 1.4 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$

Isothermer Kompressionskoeffizient $\kappa_{iso} = 4.7 \cdot 10^{-10} \text{ Pa}^{-1}$

Meßgenauigkeiten (CTD-System SBE 911+):

$$\Delta S = 0.002$$

$$\Delta T = 0.001^\circ\text{C}$$

$$\Delta p = 10^4 \text{ Pa}$$

Der Einfluß der Meßgenauigkeiten auf das spezifische Volumen beträgt:

$$\delta\alpha(\Delta S) = 1.58 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$$

$$\delta\alpha(\Delta T) = 1.4 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$$

$$\delta\alpha(\Delta p) = 4.7 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$$

Daraus berechnet sich ein Gesamtfehler für das spezifische Volumen von

$$d\alpha = \sqrt{(\delta\alpha(\Delta S))^2 + (\delta\alpha(\Delta T))^2 + (\delta\alpha(\Delta p))^2} = 4.96 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}. \quad 3.3.35$$

Der Fehler, der bei der Berechnung der geostrophischen Geschwindigkeit auftritt, kann durch die Angabe des totalen Differentials der Gleichung 3.3.22 bestimmt werden (*Johns, 1984*). Der Gesamtfehler setzt sich somit aus drei Anteilen zusammen:

$$dv_g = \sqrt{\left(\frac{d\Delta D}{fL}\right)^2 + \left(\frac{dL}{L}\right)^2 v_g + (dv_{ref})^2} \quad 3.3.36$$

Ungenauigkeiten bei der Berechnung der Anomalie der dynamischen Höhe

Der Fehler der dynamischen Höhenanomalie wird nach Formel 3.3.37 über den Fehler der spezifischen Volumenanomalie berechnet. Da in dieser Arbeit die geostrophischen Geschwindigkeiten relativ zu der größten gemeinsamen Tiefe eines aufeinanderfolgenden Stationspaares berechnet werden, wird bei der Fehlerabschätzung dp exemplarisch für 100, 500, 1000, 2000, 3000 und 3500 dbar angegeben. Die daraus resultierenden Fehler der dynamischen Höhenanomalie sind der Tabelle 3.3.3 zu entnehmen.

$$d\Delta D = d\alpha dp \quad 3.3.37$$

Tabelle 3.3.3 Abschätzung des Fehlers der dynamischen Höhenanomalie

$d\alpha \text{ [m}^3 \text{ kg}^{-1}\text{]}$	$dp \text{ [dbar]}$	$d\Delta D \text{ [m}^2 \text{ s}^{-2}\text{]}$
$4.96 \cdot 10^{-9}$	$0.1 \cdot 10^3$	0.0005
$4.96 \cdot 10^{-9}$	$0.5 \cdot 10^3$	0.0025
$4.96 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^3$	0.0050
$4.96 \cdot 10^{-9}$	$2 \cdot 10^3$	0.0099
$4.96 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^3$	0.0149
$4.96 \cdot 10^{-9}$	$3.5 \cdot 10^3$	0.0174

Mittels des ersten Terms der Gleichung 3.3.36 wird anschließend derjenige Fehleranteil abgeschätzt, welcher im wesentlichen durch den Fehler der dynamischen Höhenanomalie induziert wird. Dieser liegt zwischen $\pm 0.0 \text{ cm s}^{-1}$ (für $dp = 0 \text{ dbar}$) und $\pm 1.3 \text{ cm s}^{-1}$ (für $dp = 3500 \text{ dbar}$; $L = 9000 \text{ m}$).

$$\frac{d\Delta D}{f_{75} L} = \pm 0.0 \text{ bis } \pm 1.3 \text{ cm s}^{-1} \quad 3.3.38$$

Ungenauigkeiten bei der Bestimmung des Stationsabstandes

Der Fehler des Stationsabstandes kann aus dem Fehler der Stationsposition hergeleitet werden. Johns (1984) hat darauf hingewiesen, daß der Positionsfehler nicht primär durch die Ungenauigkeit des verwendeten Navigationsverfahrens, sondern vielmehr durch die Schiffsdrift während der einzelnen hydrographischen Stationen verursacht wird. Die Auswertung der betreffenden GPS-Positionen hat ergeben, daß die maximale Positionsabweichung für jede Station $\pm 500 \text{ m}$ beträgt. Der Fehler des Stationsabstandes ergibt nach Johns (1984) wie folgt:

$$dL = \sqrt{(500 \text{ m})^2 + (500 \text{ m})^2} \approx \pm 700 \text{ m} \quad 3.3.39$$

Es wird nun gezeigt, daß der Fehler der geostrophischen Geschwindigkeit hauptsächlich durch die Ungenauigkeit bei der Bestimmung des Stationsabstandes verursacht wird. Den größten Wert nimmt dieser Fehleranteil an der Oberfläche in unmittelbarer Umgebung der EGPF an, wo ein induzierter barokliner Jet während des Beobachtungszeitraumes maximale Geschwindigkeiten von über 60 cm s^{-1} erreichen kann. Der Stationsabstand beträgt in dieser Frontregion etwa 9000 Meter , so daß sich aus dem zweiten Term der Gleichung 3.3.36 folgender Fehler ergibt:

$$\frac{dL}{L} v_g \approx \pm 0.0 \text{ bis } \pm 5 \text{ cm s}^{-1} \quad 3.3.40$$

Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Referenzgeschwindigkeit

Die Genauigkeit der vom ADCP gemessenen Referenzgeschwindigkeiten beträgt gemäß den Berechnungen, die im vorherigen Abschnitt vorgestellt wurden

$$dv_{ref} = \pm 1 \text{ cm s}^{-1} \text{ für die Jahre } 1997 \text{ und } 1998$$

$$dv_{ref} = \pm 3 \text{ cm s}^{-1} \text{ für die Jahre } 1990, 1994 \text{ und } 1995$$

Tabelle 3.3.4a und 3.3.4b Angabe des geostrophischen Geschwindigkeitsfehlers in Abhängigkeit von v_g und L

	gewählte Parameter: $f_{75} = 1.4087 \text{ e}^{-4} \text{ s}^{-1}$; $dv_{ref} = 1 \text{ cm s}^{-1}$; $d\Delta D = 0.017 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (1997,1998)			
	$v_g = 60 \text{ cm s}^{-1}$	$v_g = 40 \text{ cm s}^{-1}$	$v_g = 20 \text{ cm s}^{-1}$	$v_g = 10 \text{ cm s}^{-1}$
$L = 9000 \text{ m}$	$dv_g = \pm 4.9 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 3.5 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 2.2 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 1.8 \text{ cm s}^{-1}$
$L = 18000 \text{ m}$	$dv_g = \pm 2.6 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 2.0 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 1.4 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 1.2 \text{ cm s}^{-1}$

	gewählte Parameter: $f_{75} = 1.4087 \text{ e}^{-4} \text{ s}^{-1}$; $dv_{ref} = 3 \text{ cm s}^{-1}$; $d\Delta D = 0.017 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (1990,1994,1995)			
	$v_g = 60 \text{ cm s}^{-1}$	$v_g = 40 \text{ cm s}^{-1}$	$v_g = 20 \text{ cm s}^{-1}$	$v_g = 10 \text{ cm s}^{-1}$
$L = 9000 \text{ m}$	$dv_g = \pm 5.7 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 4.5 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 3.6 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 3.4 \text{ cm s}^{-1}$
$L = 18000 \text{ m}$	$dv_g = \pm 3.9 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 3.4 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 3.1 \text{ cm s}^{-1}$	$dv_g = \pm 3.0 \text{ cm s}^{-1}$

Fazit:

Die durchgeführte Fehleranalyse zeigt, daß der Fehler der geostrophischen Geschwindigkeit in erster Linie durch die Unsicherheit bei der Angabe des Stationsabstandes verursacht wird. In den Tabellen 3.3.4a und 3.3.4b ist zu erkennen, wie sich der Gesamtfehler bei unterschiedlichen Stationsabständen und unterschiedlichen geostrophischen Geschwindigkeiten verhält. Da der mittlere Stationsabstand der ausgewählten hydrographischen Schnitte etwa 18 Kilometer beträgt und die geostrophischen Geschwindigkeiten in der zentralen Grönlandssee mit Ausnahme der Randstrombereiche weniger als 10 cm s^{-1} betragen, wird der Gesamtfehler der Geschwindigkeitsberechnung für die Jahre 1990, 1994 und 1995 mit 3 cm s^{-1} und für die Jahre 1997 und 1998 mit 1 cm s^{-1} angegeben.

Massen-, Wärme-, Salz- und Frischwassertransporte

Im Vergleich zu früheren Arbeiten (*Aagaard und Greisman, 1975*) erlauben diese Messungen wegen ihrer hohen räumlichen Auflösung darüber hinaus wassermassenbezogene Angaben der Transporte. Die Massen-, Wärme-, Salz- und Frischwassertransporte über irgendeinen beliebigen Schnitt werden über die folgenden Flächenintegrale berechnet.

$$M_v = \int_0^H \int_{x1}^{x2} \rho_w v dz dx \quad 3.3.41a \quad M_u = \int_0^H \int_{y1}^{y2} \rho_w u dz dy \quad 3.3.41b$$

$$Q_v = \int_0^H \int_{x1}^{x2} \rho_w c_p \Theta v dz dx \quad 3.3.42a \quad Q_u = \int_0^H \int_{y1}^{y2} \rho_w c_p \Theta u dz dy \quad 3.3.42b$$

$$S_v = \int_0^H \int_{x1}^{x2} \rho_w S v dz dx \quad 3.3.43a \quad S_u = \int_0^H \int_{y1}^{y2} \rho_w S u dz dy \quad 3.3.43b$$

$$F_v = \int_0^H \int_{x1}^{x2} \rho_w (I - S) v dz dx \quad 3.3.44a \quad F_u = \int_0^H \int_{y1}^{y2} \rho_w (I - S) u dz dy \quad 3.3.44b$$

In den obigen Gleichungen entspricht ρ_w der Dichte des Meerwassers, c_p der spezifischen Wärmekapazität von Meerwasser, Θ der potentiellen Temperatur, S dem Salzgehalt und u/v den Komponenten der Absolutgeschwindigkeit. Im Gegensatz zu früheren Arbeiten, bei denen für die Wärmetransportberechnungen häufig ρ_w und c_p als feste Werte vorgegeben sind, werden in der vorliegenden Arbeit diese direkt aus den hydrographischen Messungen für jede Transportzelle bestimmt. Bereits Montgomery (1974) hat darauf hingewiesen, daß für diese Berechnung die Massenerhaltung gelten muß, da sich sonst der Wert des Integrals bei der Verwendung unterschiedlicher Referenztemperaturen ändert. Damit die berechneten Wärmetransporte mit den Abschätzungen früherer Arbeiten verglichen werden können, werden diese analog zu Aagaard und Greisman (1975) relativ zu einer Referenztemperatur von -0.1°C berechnet, von der die Autoren annehmen, daß sie der mittleren Temperatur des aus dem Arktischen Ozean ausströmenden Wasser entspricht.

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

Seit 1987 führen Wissenschaftler der Sektion Meeresphysik/Meßwesen des Alfred-Wegener-Institutes Feldmessungen in der Grönlandsee durch. Die ersten Untersuchungen fanden im Rahmen des Grönlandsee-Projektes (GSP) mit der Zielsetzung statt, sowohl den großräumigen Wasseraustausch besonders im Hinblick auf die Tiefenwassererneuerung als auch die mesoskaligen Prozesse in den AF- und EGPF-Regionen zu studieren (*GSP-Group, 1990*). Daraus leitete sich die Meßstrategie ab, einen Schnitt entlang 75°N , der sich vom Ostgrönländischen Kontinentalschelf über das Grönland-Becken bis hin zum Barentssee-Schelf erstreckt, möglichst jedes Jahr hydrographisch zu vermessen. Der mittlere Stationsabstand beträgt für die in diesem Zeitraum gewonnenen Schnitte 18 km, wobei die Abstände seit 1994 in den Frontensystemen halbiert werden, um eine höhere räumliche Auflösung in diesen Bereich zu erzielen. 1996 begann das ESOP-2-Projekt (European Sub-Polar Ocean Programme), dessen Hauptziel die Untersuchung der thermohalinen Zirkulation in der Grönlandsee und ihr Einfluß auf die globale Zirkulation ist. Der inzwischen achtmal vermessene 75°N -Schnitt bildet hierbei eine sehr wertvolle Datenbasis, da in dem eher unzugänglichen Subpolargebiet nur sehr wenige Messungen mit einer vergleichbaren räumlichen und zeitlichen Auflösung existieren.

Während des Spätsommers des Jahres 1997 wurden neben dem 75°N -Standardschnitt weitere Vermessungen durchgeführt, die eine gesonderte hydrographische Betrachtung der zentralen Grönlandsee, der Framstraße und der Norwegen / Barentssee-Konfluenzzone erlauben.

4.1 Ergebnisse

4.1.1 Zentrale Grönlandsee

Über dem Ostgrönländischen Schelf und teilweise auch über dem östlich angrenzenden Schelfabhang (St. 104 bis 114) liegt das PW, welches sich bis in etwa 200 m Tiefe erstreckt und dessen Salzgehalt infolge der sommerlichen Eisschmelze bis auf 30 abnimmt. Unter dem Polarwasser befindet sich eine starke Salzgehaltssprungschicht. Die EGPF ist durch ausgeprägte horizontale Temperatur- und Salzgehaltsgradienten bei etwa 12°W gekennzeichnet. Östlich der Front schließt sich das RAW an, dessen Kern bis in über 500 m Tiefe hinabreicht. Die Arktische Domäne wird durch eine sommerliche und etwa 50 Meter dicke Deckschicht charakterisiert. Einzelne Kaltwasserlinsen sind an den Stationen 122, 126, 131 und 140 zu beobachten.

Östlich der AF schließt sich das AW an. Im Gegensatz zur Temperatur, die stark mit der Tiefe abnimmt, weist der Salzgehalt dieser Wassermasse nur geringe Schwankungen auf. An den Stationen 163 bis 167 dokumentiert die Salzgehaltsabnahme die Beimischung salzärmerer Wassermassen, die vermutlich über den Ostspitzbergenstrom in das südwestlich von Spitzbergen gelegene Gebiet

transportiert werden. Unter dem ASW liegt das UAIW, das sich durch ein Salzgehaltsminimum auszeichnet. Es erstreckt sich bis in 1300 m Tiefe und nimmt die größte Fläche der Zwischenschicht entlang des Schnittes ein. LAIW, welches durch Abkühlung und das anschließende Absinken einzelner AW-Anteile entstanden ist, befindet sich unmittelbar unter dem AW.

Zwischen 1300 und 2500 Metern Tiefe liegt die Tiefenwasserschicht. Am östlichen Grönländischen Kontinentalabhang dokumentieren mehrere intermediäre Salzgehaltsmaxima den Einstrom salzreicher Arktischer Tiefenwassermassen. In Abbildung 4.1.1.4 ist eine laterale Vermischung zwischen dem AODW und umliegenden DW zu beobachten. Das GSBW ist ab einer Tiefe von 2500 Meter im Grönland-Becken zu beobachten. Im Vergleich zu den Jahren 1994 bis 1996 in denen keine Anzeichen einer tiefreichenden Konvektion in der zentralen Grönlandsee gefunden wurden, weisen in diesem Beobachtungsjahr einige Kaltwasserkerne in den oberen 500 m auf Konvektionsereignisse hin, die im vorherigen Winter stattgefunden haben.

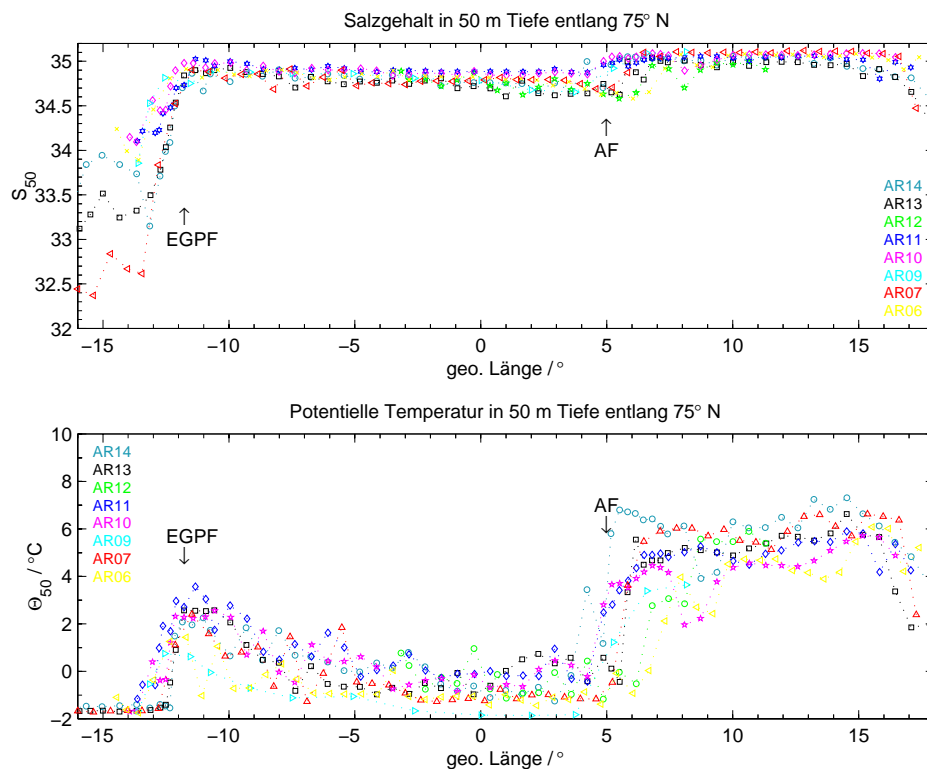


Abb. 4.1.1.1 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung in 50 m Tiefe entlang 75°N

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

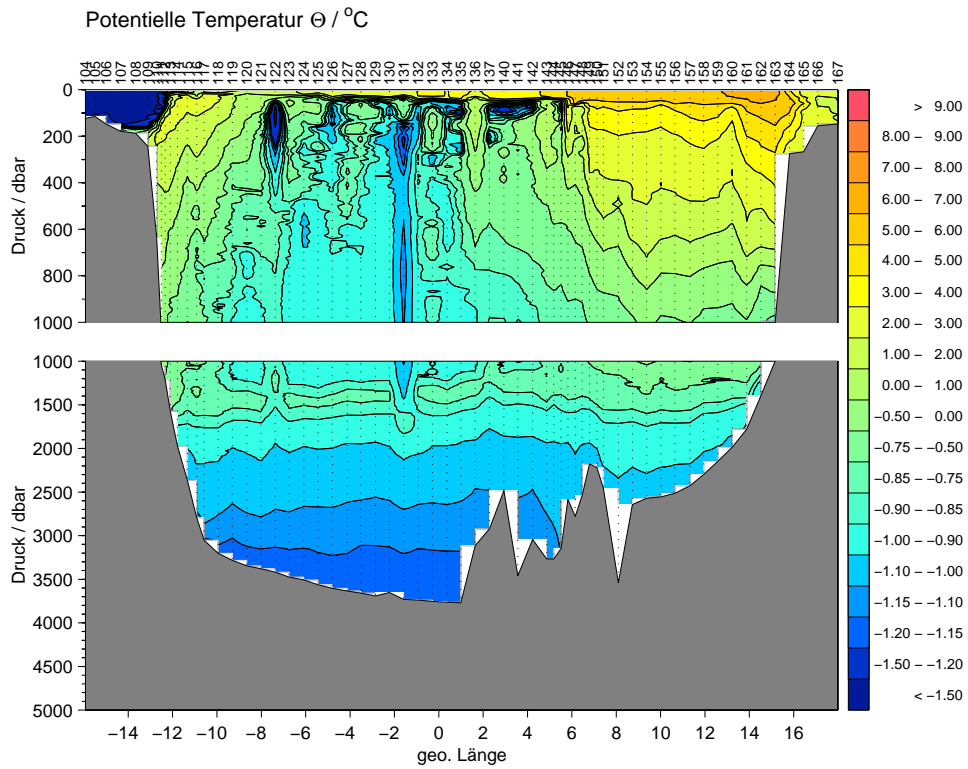


Abb. 4.1.1.2 Temperaturverteilung entlang 75°N (1997)

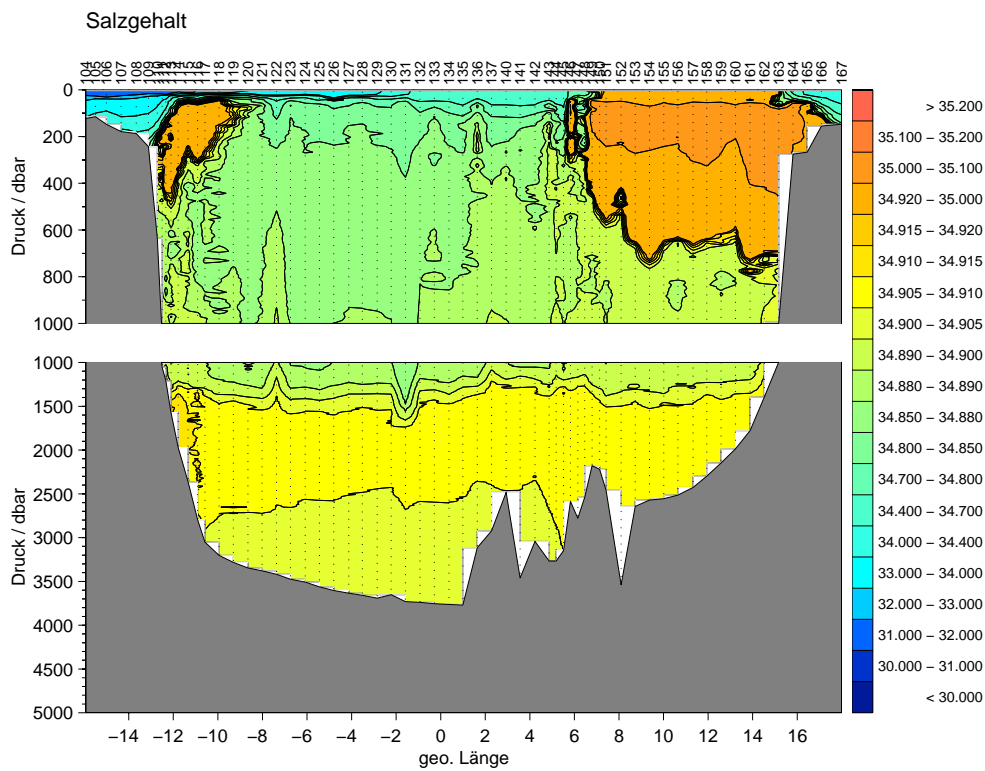


Abb. 4.1.1.3 Salzgehaltsverteilung entlang 75°N (1997)

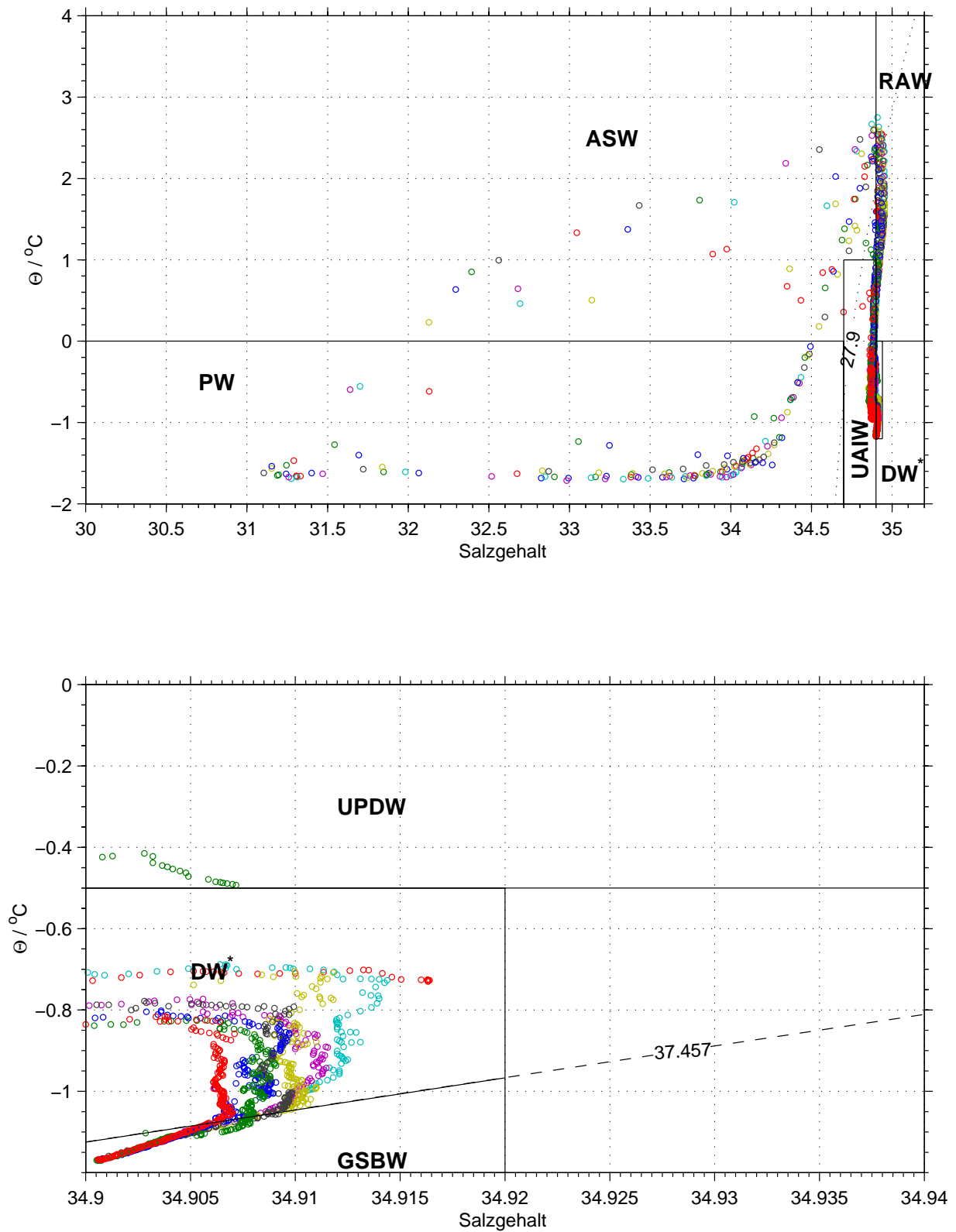


Abb. 4.1.1.4 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 15.9 $^{\circ}\text{W}$ bis 8.7 $^{\circ}\text{W}$, 75 $^{\circ}\text{N}$

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

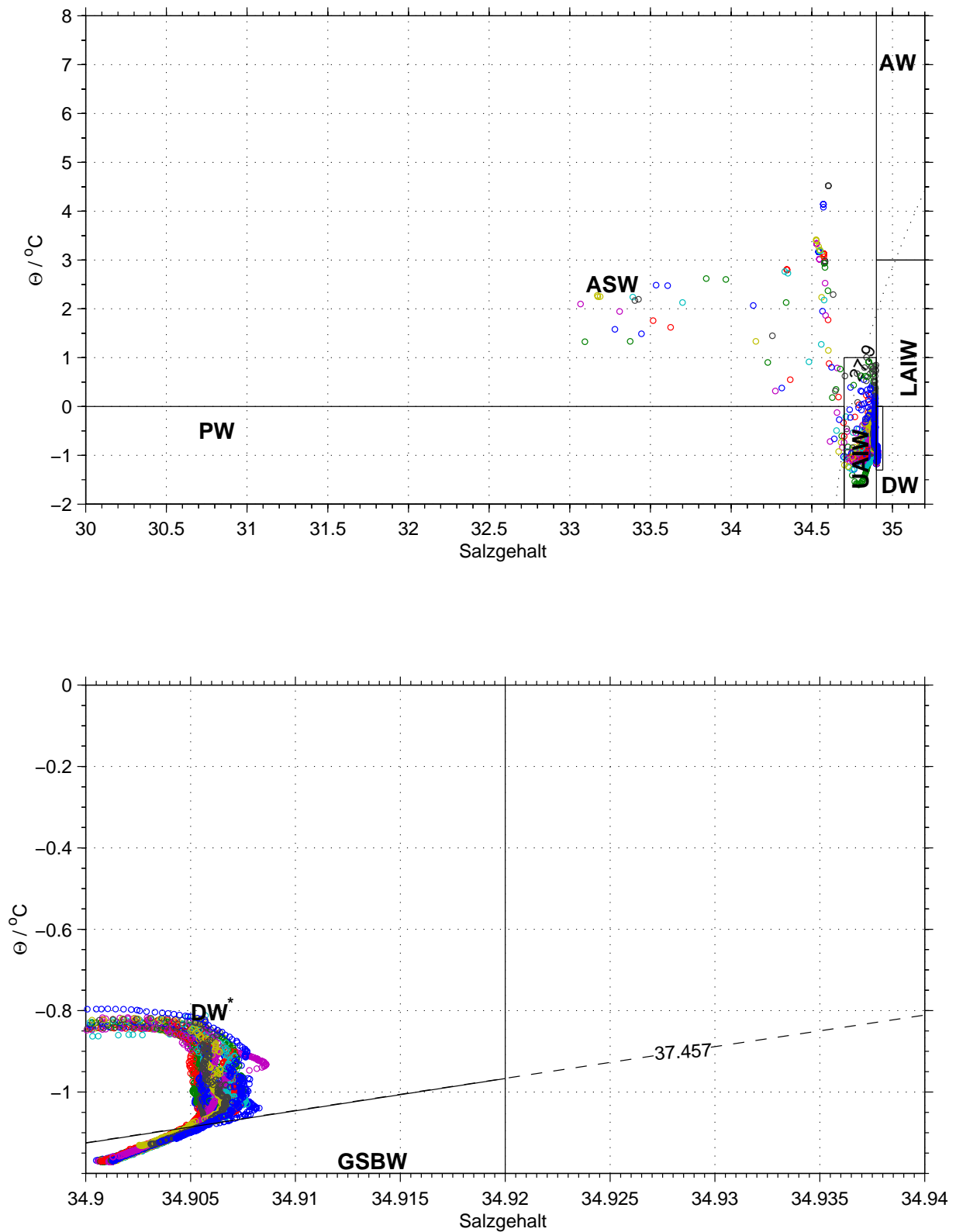


Abb. 4.1.1.5 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen
 Region: 8.0°W bis 5.2°E, 75°N

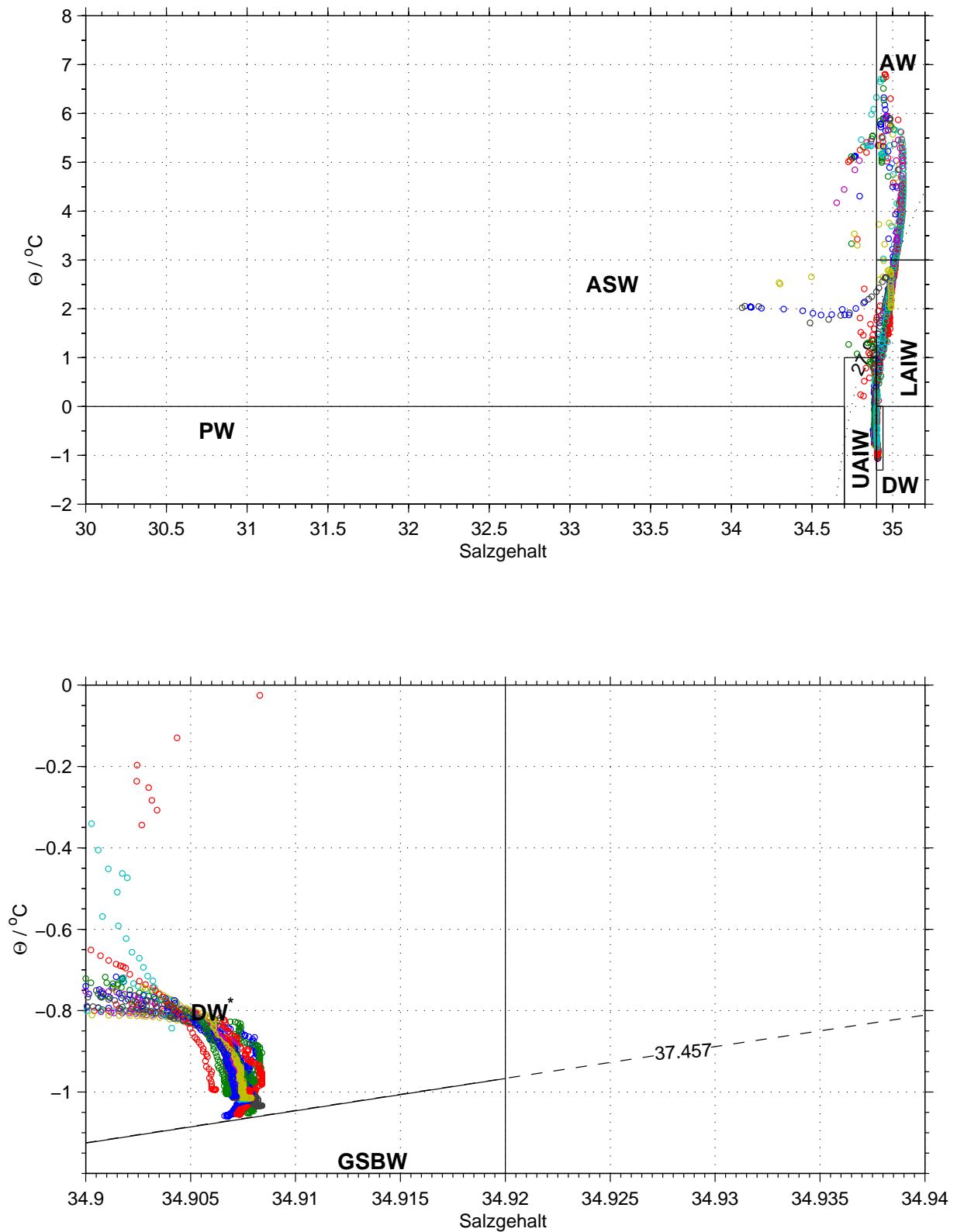


Abb. 4.1.1.6 θ/σ_t – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 5.3 $^{\circ}\text{E}$ bis 18.0 $^{\circ}\text{E}$, 75 $^{\circ}\text{N}$

4.1.2 Framstraße

Die Untersuchung beruht auf drei hydrographischen Meridionalschnitten, die zwischen 78°N und 81°N im Spätsommer des Jahres 1997 vermessen wurden. Da die Framstraße (Abb. 4.1.2.1) mit einer Schwellentiefe von etwa 2600 m die einzige Tiefenwasserbindung zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordeuropäischen Polarmeer darstellt, wird die Verteilung der einzelnen Tiefenwassermassen gesondert betrachtet.

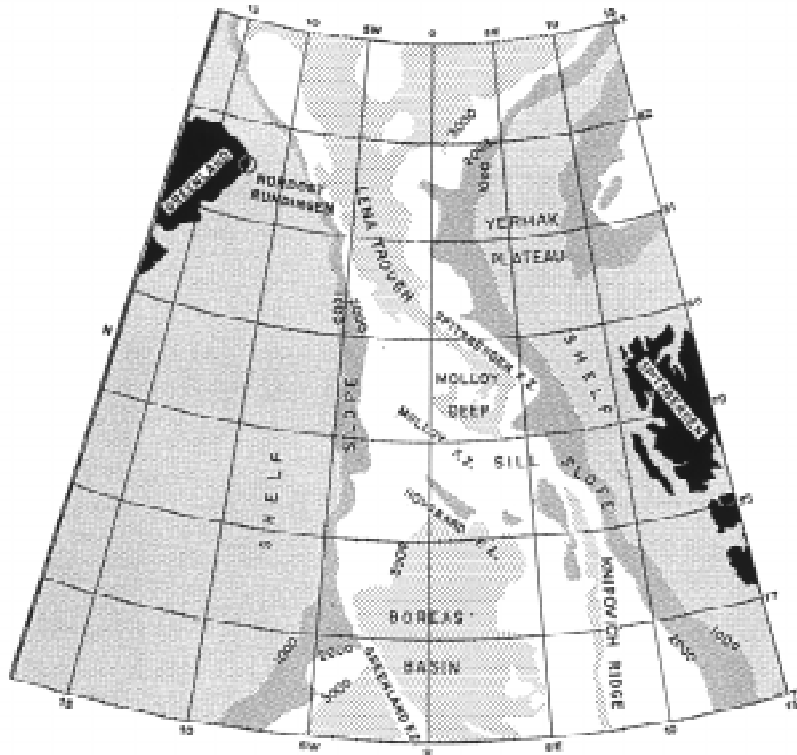


Abb. 4.1.2.1 Bathymetrie der Framstraße (Gascard et al., 1988)

• 81°N

Dieser Meridionalschnitt (Abb. 4.1.2.2 und 4.1.2.3) erstreckt sich vom Ostgrönländischen Kontinentalabhang über den Lena Trog bis zum westlichen Rand des Yermak-Plateaus. Entlang des gesamten Schnittes ist in den oberen 75 bis 150 Metern PW zu finden, dessen charakteristische Salzgehalts- und Temperaturminima zwischen 30 – 31 bzw. unter -1.7°C liegen. Unter dem PW befindet sich in etwa 200 Meter Tiefe modifiziertes Atlantikwasser (Abb. 4.1.2.4). Die für das MAW charakteristischen Temperatur- und Salzgehaltsmaxima liegen zwischen 0.5 und 1.6°C bzw. zwischen 34.8 und 34.89. Darunter schließt sich das obere Polare Tiefenwasser (UPDW) an, das durch eine nahezu lineare Salzgehaltszunahme und Temperaturabnahme zwischen 300 und 1500 Metern Wassertiefe gekennzeichnet ist.

In etwa 1600 – 1800 m Tiefe befindet sich das obere Salzgehaltsmaximum im Tiefenwasserbereich, welches eine mittlere potentielle Temperatur von etwa -0.6°C und einen Salzgehalt von über 34.92 besitzt. Vergleicht man die betreffenden Profile mit Messungen, die während der Oden 91-Expedition (Abb. 4.1.2.6) über dem Lomonosov-Rücken, an der Grenze zwischen dem Kanadischen und Eurasischen Becken gewonnen wurden, so scheint es wahrscheinlich, daß es sich bei dieser Wassermasse um leichtes CBDW handeln könnte, welches über diese Barriere strömt. In einer Tiefe von etwa 2300 m befindet sich das zweite stark ausgeprägte intermediäre Salzgehaltsmaximum ($S > 34.92$; $\Theta \approx -0.8^{\circ}\text{C}$), welches auf das EBDW zurückzuführen ist.

Auf den Stationen 4 bis 9 liegt in 200 – 600 m Tiefe ein Kern von LAIW (Abb. 4.1.2.5), welches über den Yermak-Zweig des WSC nach Nordwesten transportiert wird. Über diesen Stromzweig gelangt außerdem NSDW, das unterhalb von 1000 Metern in der Atlantischen Domäne nachzuweisen ist, ebenfalls nach Norden.

• 79°40'N

Dieser Schnitt (Abb. 4.1.2.7 und 4.1.2.8) erstreckt sich vom östlichen Rand des Grönländischen Kontinentalschelfs bis fast an die Nordwestküste Spitzbergens. Die oberflächennahe Schicht zwischen den Stationen 33 und 44 wird vom PW gebildet. Östlich der Station 44 nehmen die Oberflächentemperaturen kontinuierlich zu, wobei das Temperaturmaximum über 5°C beträgt. Die starken horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten zwischen den Stationen 44 und 45 markieren die EGPF. Östlich dieser Front erkennt man in den oberen 50 Metern eine relativ warme und salzarme Deckschicht, die durch eine starke Salzgehaltssprungschicht vom darunterliegenden AW getrennt wird. Der Atlantische Wasserkern, der sowohl AW als auch LAIW umfaßt, erstreckt sich von Station 40 bis 54 und reicht bis in 600 m Tiefe. Auf den Stationen 37 bis 39 befindet sich ebenfalls Wasser Atlantischen Ursprungs. In etwa 1000 m Tiefe weist die 34.9-Isoline auf den Übergang von der Zwischenwasser- zur Tiefenwasserschicht hin. Starke intermediäre Salzgehaltsmaxima zwischen 1500 und 2500 m Wassertiefe dokumentieren den Einstrom von AODW, welches sich sowohl aus CBDW- als auch EBDW- Anteilen zusammensetzt (Abb. 4.1.2.11). Östlich des Molloy-Tiefs wird die Tiefenwasserschicht von NSDW dominiert, das über den WSC nach Norden transportiert wird.

• 78°N

Dieser Schnitt umfaßt die nördliche Grönlandsee (Abb. 4.1.2.9 und 4.1.2.10) und erstreckt sich zwischen den Kontinentalschelfs Ostgrönlands und Spitzbergens. Auf den Stationen 93 – 97 befindet sich PW in den oberen 150 m der Wassersäule. Die Station 93 markiert die EGPF, welche das relativ salzarme und kalte PW von dem darunterliegenden RAW trennt. Östlich der Front befindet sich eine relativ warme und salzarme Deckschicht von ASW. Zwischen den Stationen 85 und 74 wird diese Deckschicht durch eine starke Salzgehaltssprungschicht von dem darunterliegenden Atlantik-

wasserkern (AW + LAIW) getrennt. Der größte Zwischenwasseranteil wird jedoch vom UAIW gebildet. Über dem Ostgrönländischem Kontinentalabhang weisen intermediäre Salzgehaltsmaxima ebenso wie bei den bereits vorgestellten Framstraßen-Schnitten auf den Einstrom von AODW hin (Abb. 4.1.2.13). Die Tiefenwasserschicht des nördlichen Grönland-Beckens (Stat. 92 – 81) wird vom GSDW gebildet. Östlich der Grönland-Verwerfungszone erkennt man ab 1000 m Tiefe das NSDW, welches über den WSC nach Norden transportiert wird (Abb. 4.1.2.14).

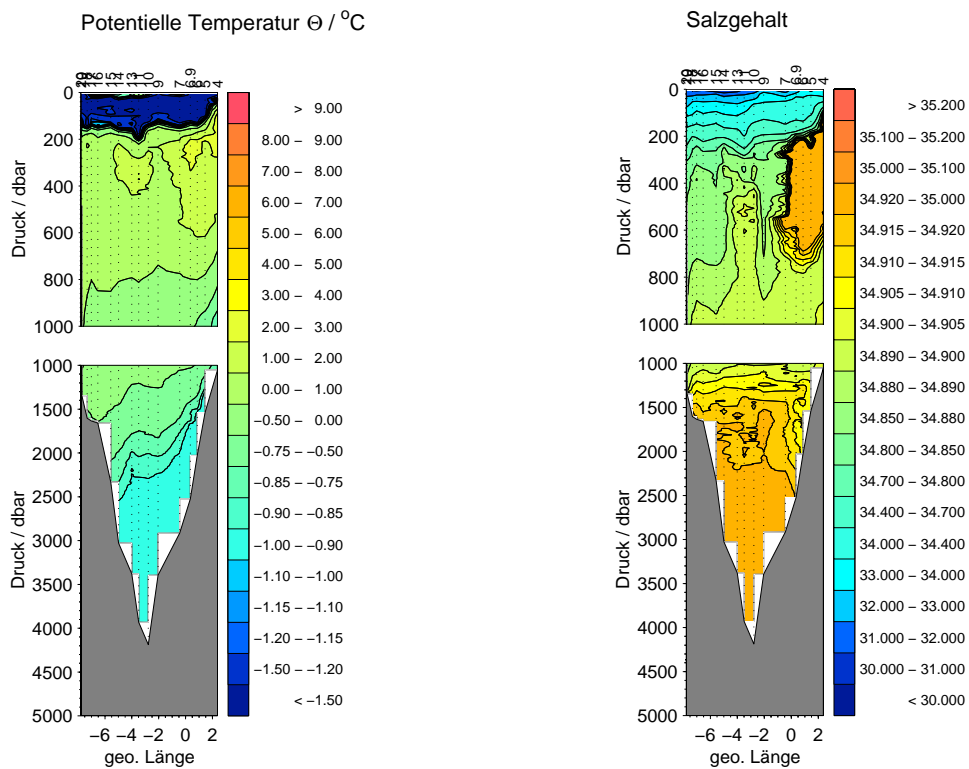


Abb. 4.1.2.2 – 4.1.2.3 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang 81°N (1997)

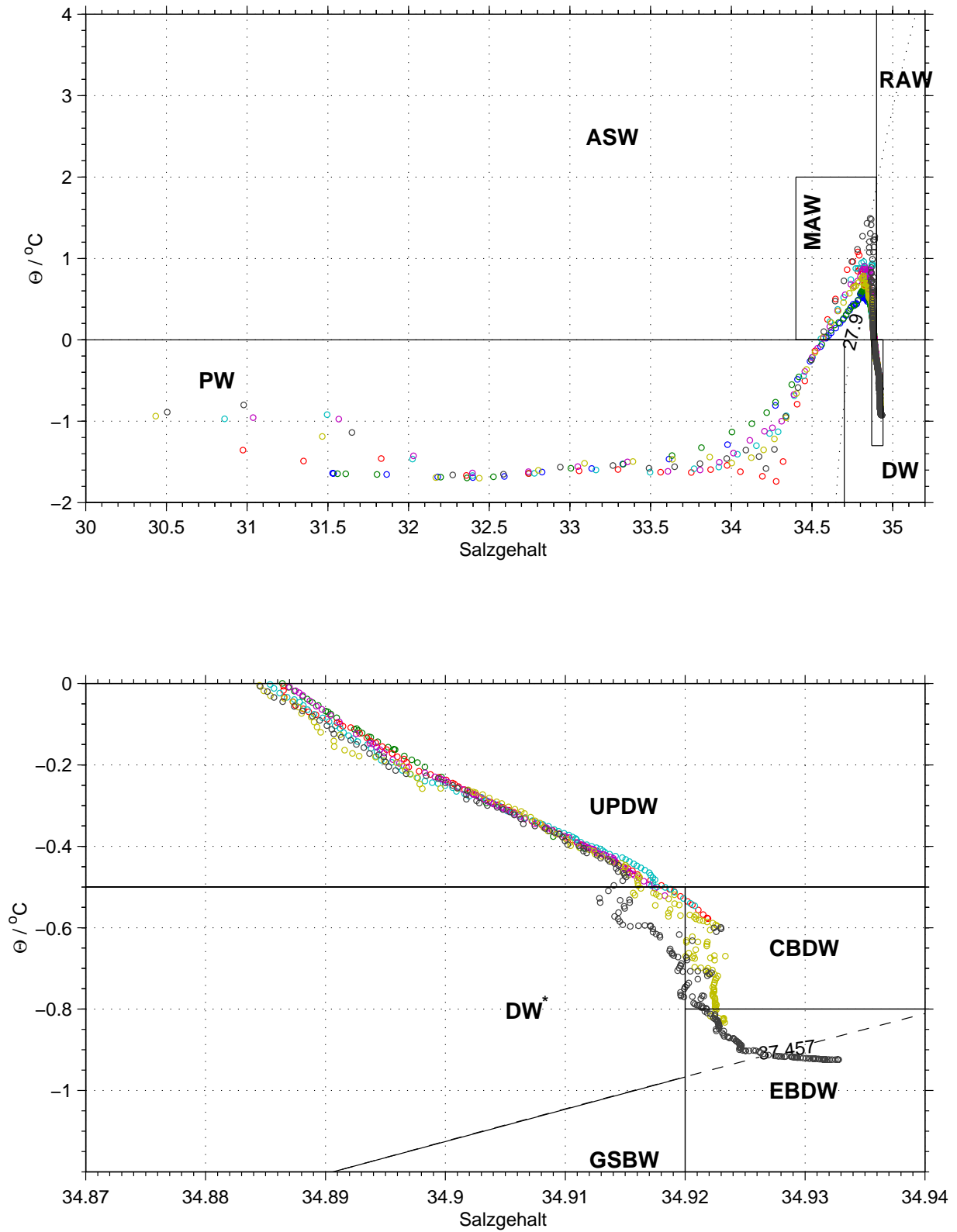


Abb. 4.1.2.4 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 7.8°W bis 5.0°W, 81°N

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

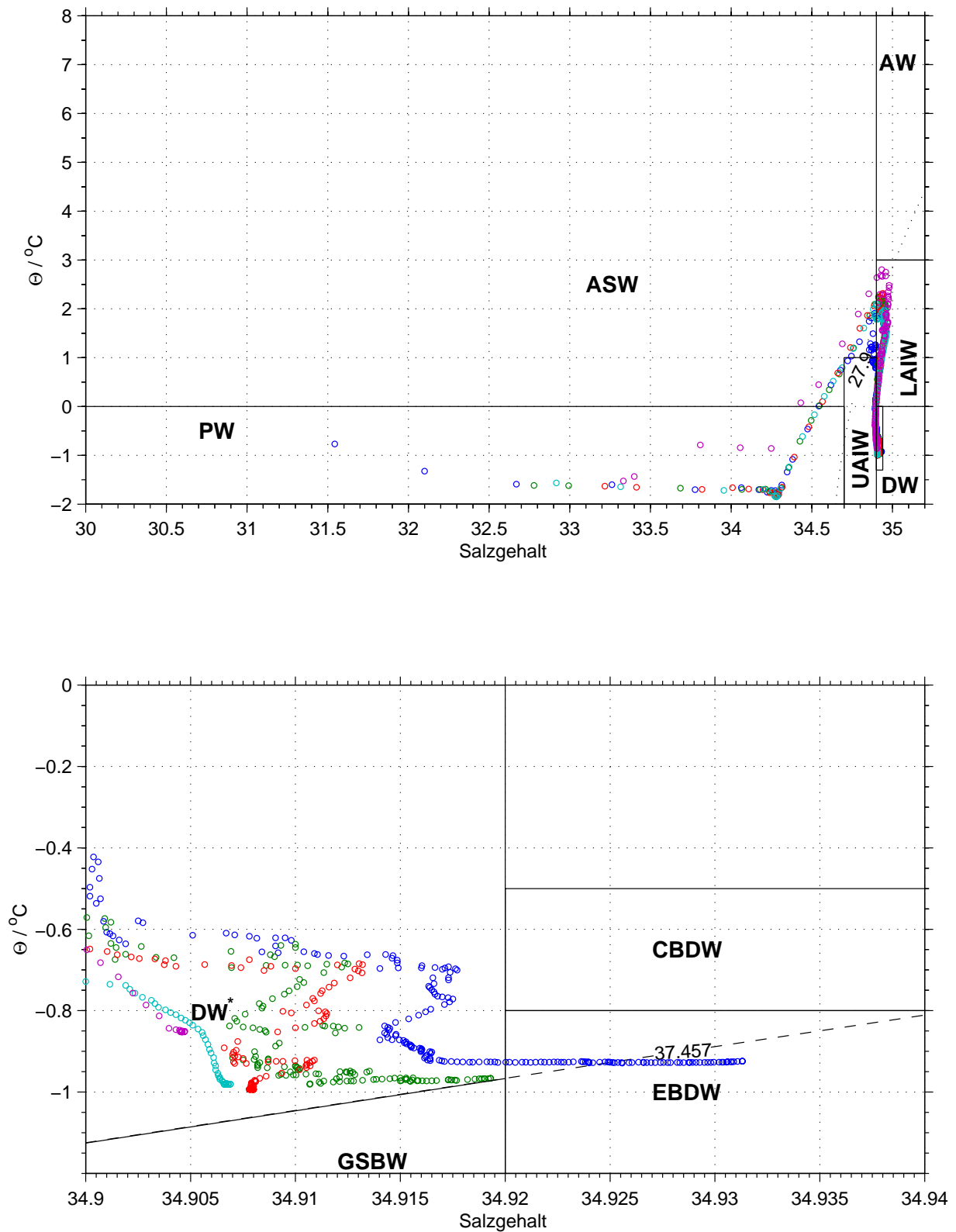
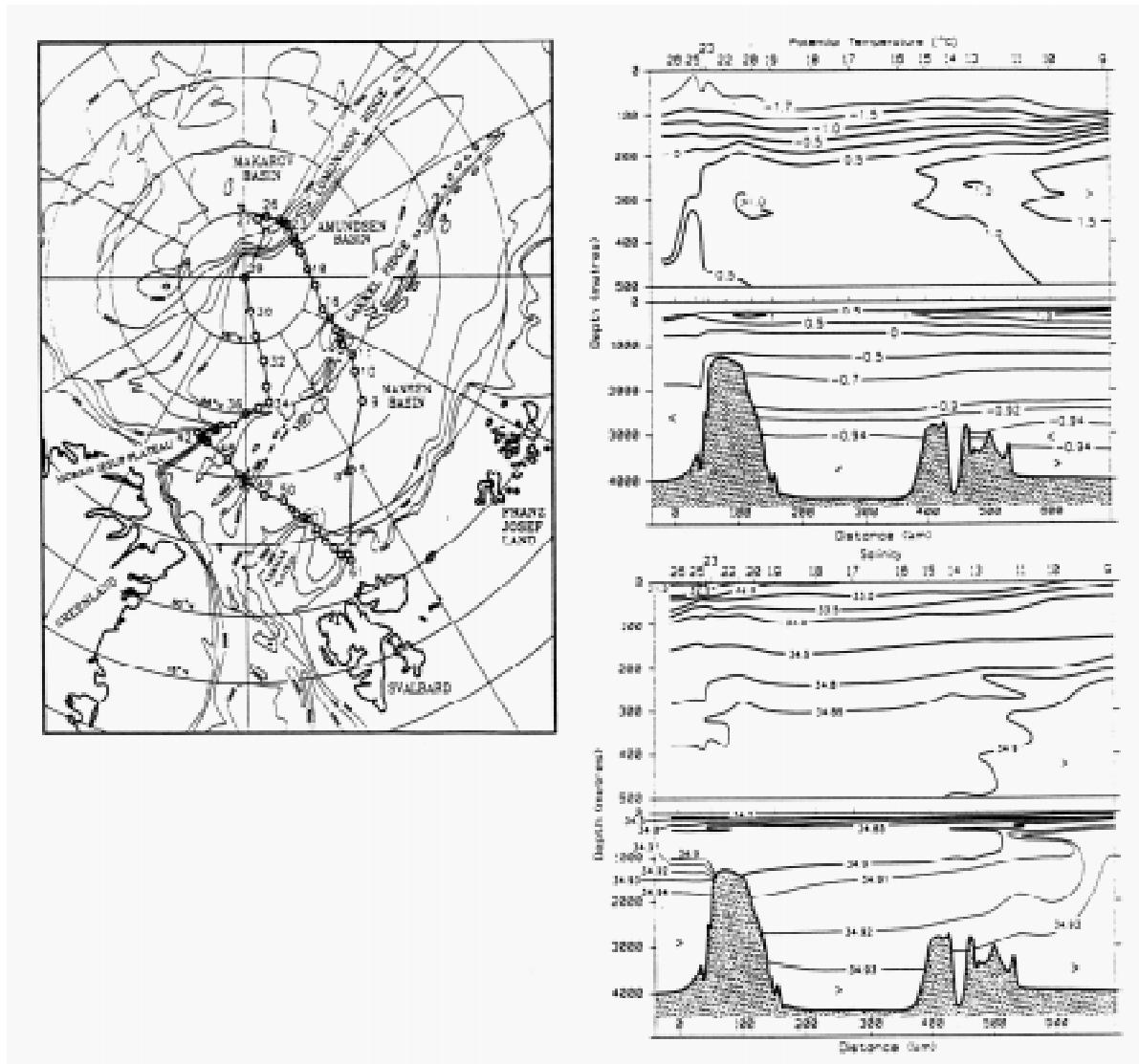


Abb. 4.1.2.5 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 4.0 $^{\circ}$ W bis 2.4 $^{\circ}$ W, 81 $^{\circ}$ N



4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

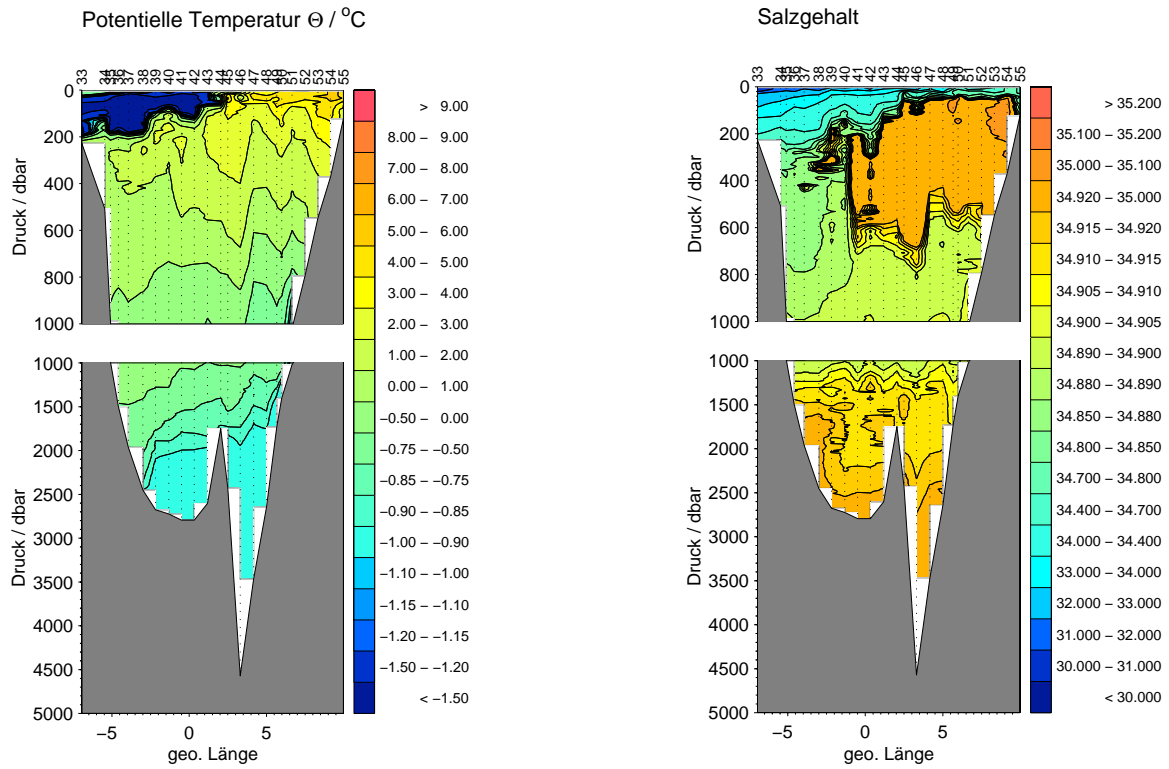


Abb. 4.1.2.7 – 4.1.2.8 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang 79°40'N

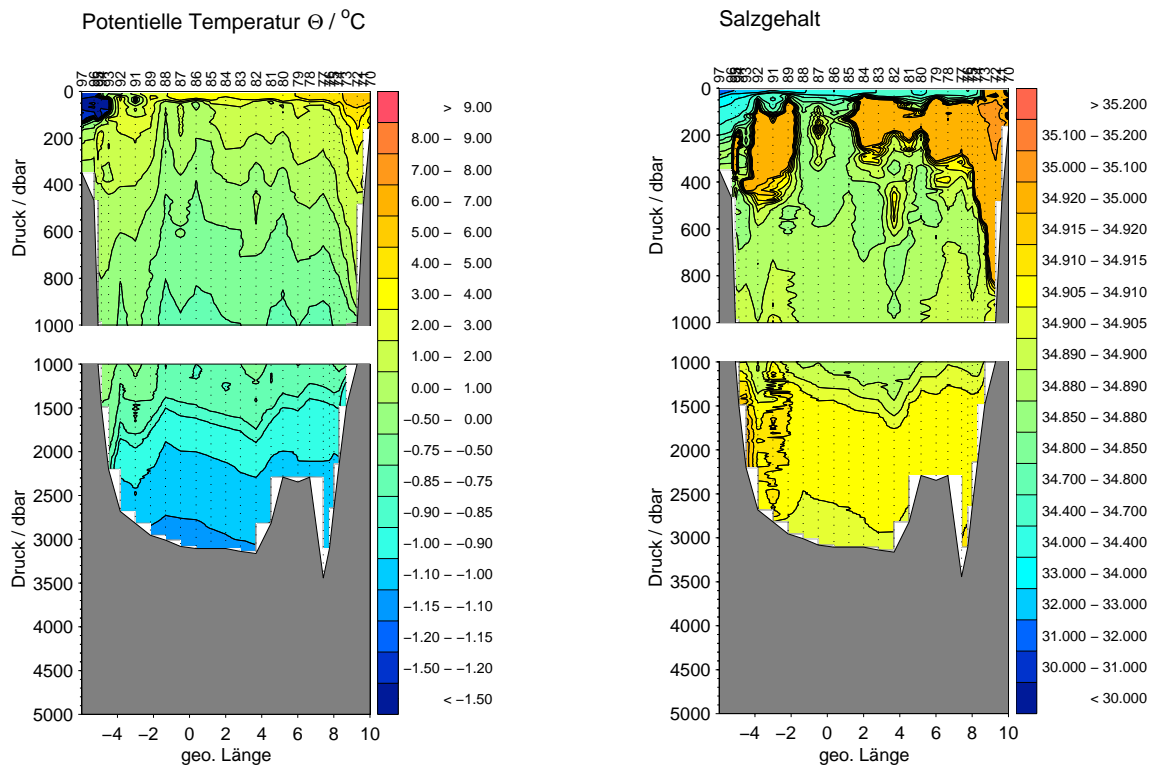


Abb. 4.1.2.9 – 4.1.2.10 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang 78°N

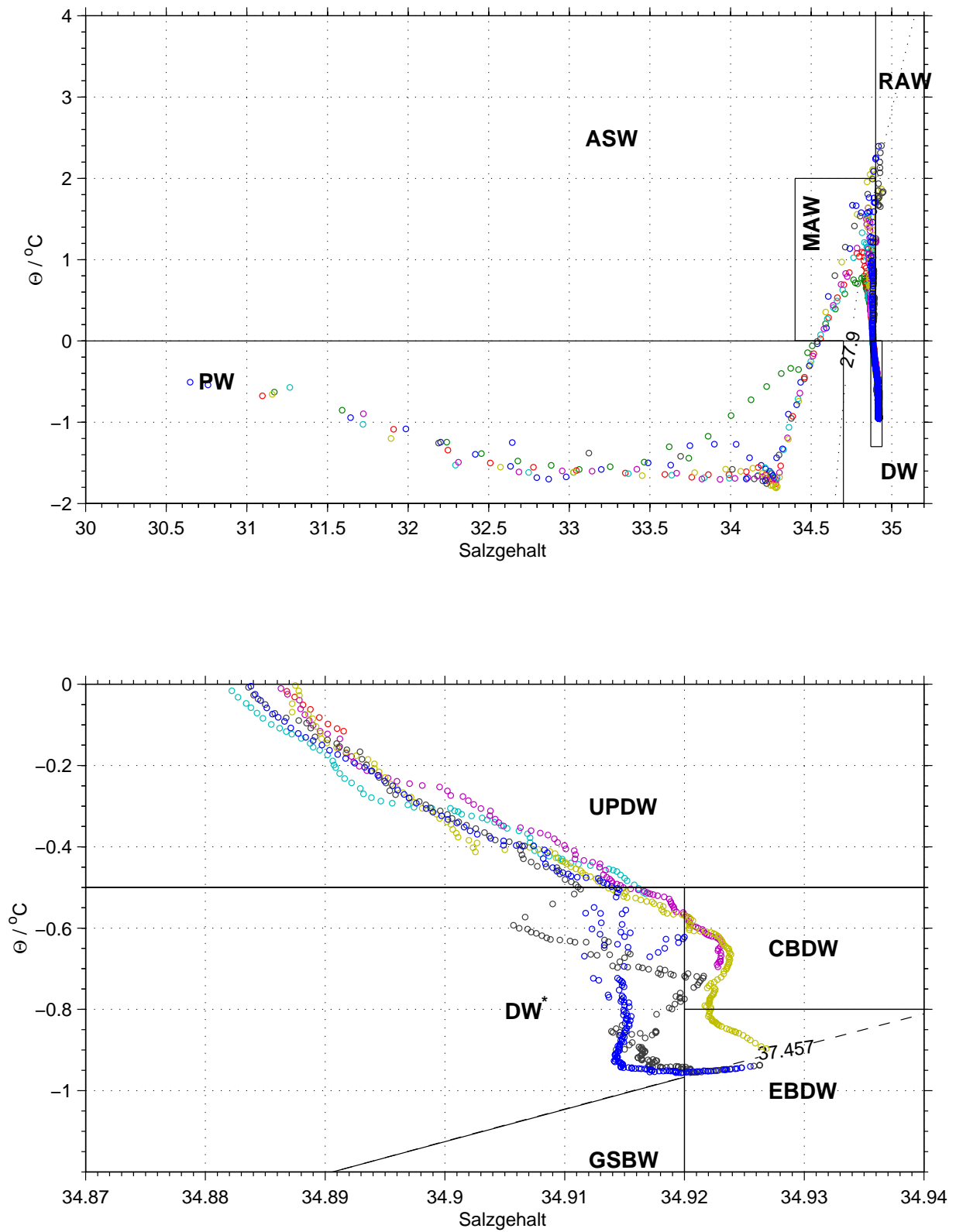


Abb. 4.1.2.11 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 7.0°W bis 1.3°W, 79°40'N

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

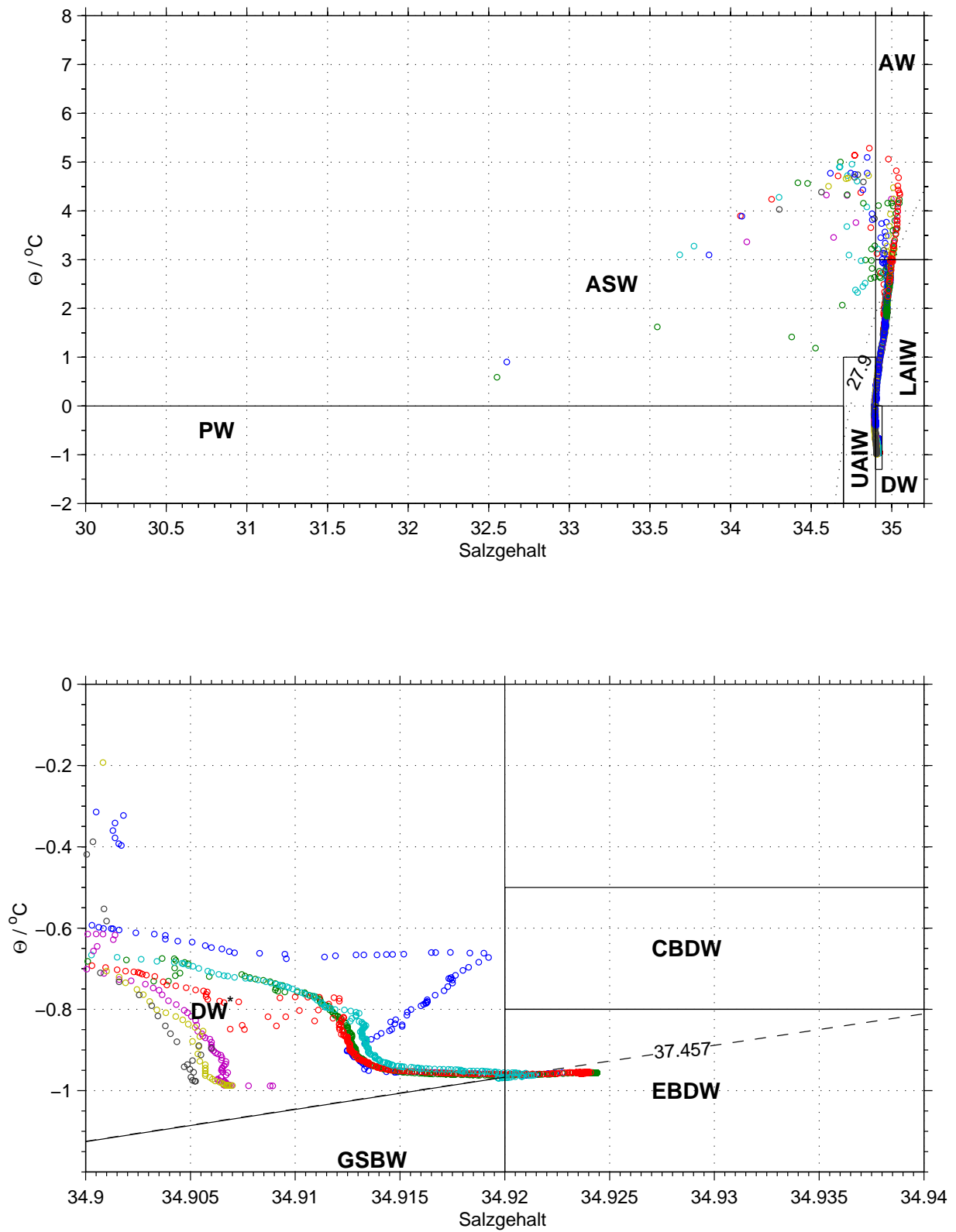
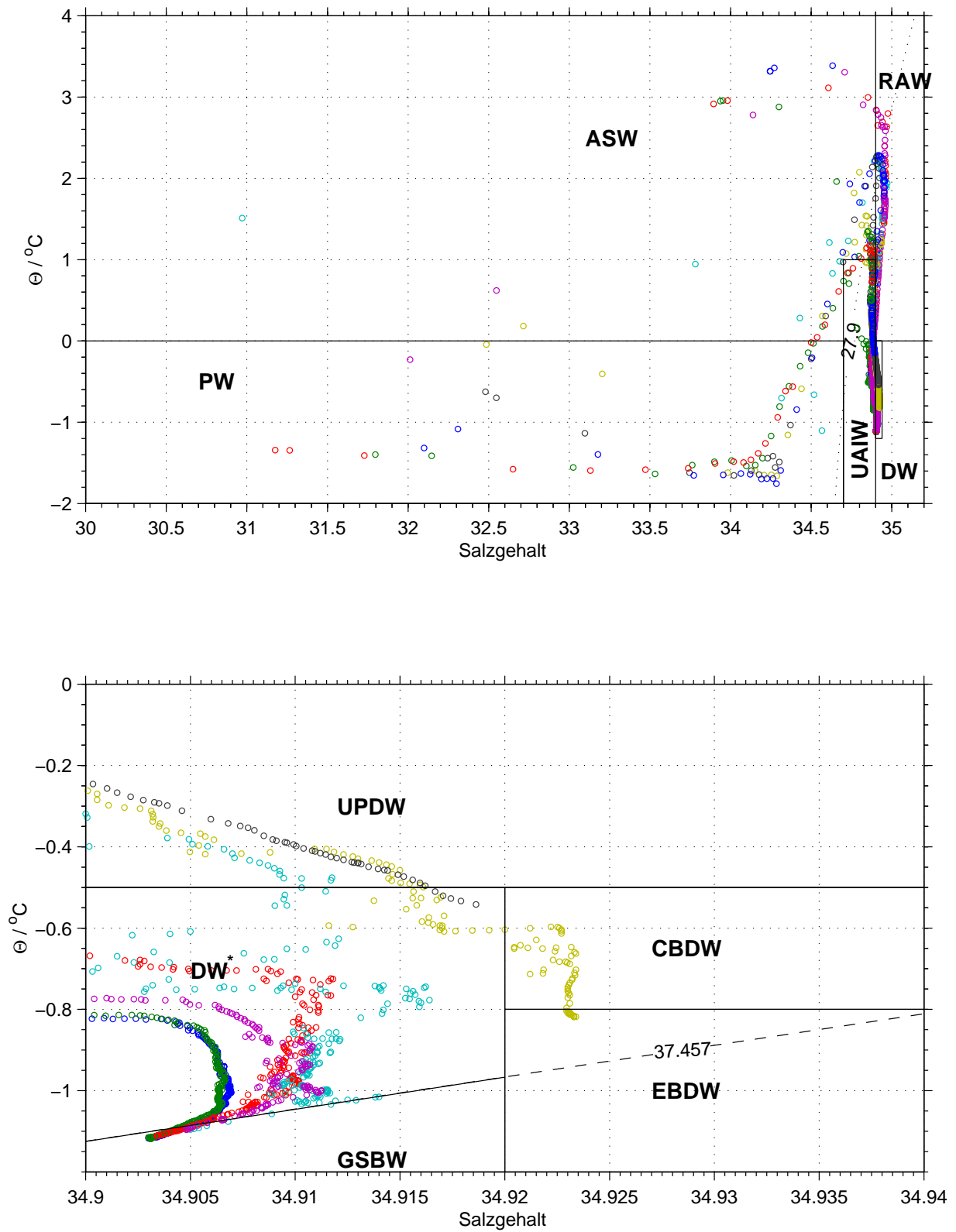


Abb. 4.1.2.12 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 0.5 $^{\circ}$ W bis 9.0 $^{\circ}$ E, 79 $^{\circ}$ 40'N

Abb. 4.1.2.13 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen

Region: 6.0°W bis 0.5°E, 78°N

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

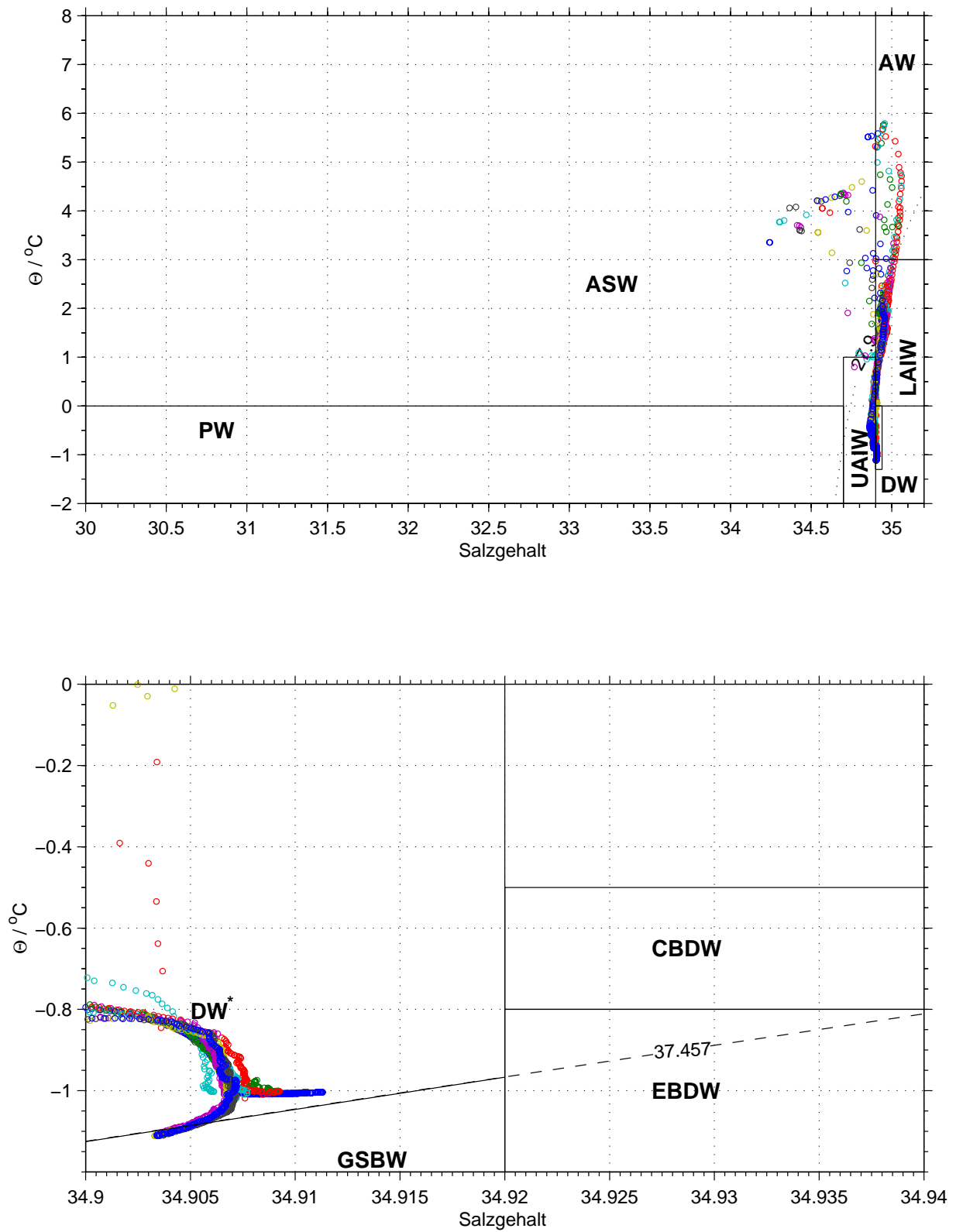


Abb. 4.1.2.14 θ/S – Diagramme und Wassermassengrenzen
 Region: 0.4 $^{\circ}\text{E}$ bis 10.0 $^{\circ}\text{E}$, 78 $^{\circ}\text{N}$

4.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone

Die Grenze zwischen der Norwegensee und der Barentssee verläuft zwischen dem Südkap Spitzbergens und dem Nordkap Norwegens. Über den Norwegischen Küstenstrom und den nach Osten gerichteten Ast des Nordatlantikstromes, der von vielen Autoren als Kapstrom bezeichnet wird, gelangen große Mengen von warmem und salzreichem AW in die Barentssee. Nördlich der Bäreninsel hingegen transportiert der Ostspitzbergenstrom und der Bäreninselstrom vorwiegend Barentssee Polarwasser (BrPW) und Barentssee Atlantikwasser (BrAW) in die Grönland- und Norwegensee (Hopkins, 1991).

In den Jahren 1995 und 1997 wurde jeweils ein hydrographischer Meridionalschnitt entlang 17°E (Abb. 4.1.3.1 und 4.1.3.2) und 18°E (Abb. 4.1.3.3 und 4.1.3.4) vermessen. Der erste Schnitt wurde im Herbst 1995 gewonnen und erstreckt sich entlang 17°E von der Bäreninsel bis 71°N. Es wird allgemein angenommen, daß der AW-Einstrom in die Barentssee im wesentlichen über dieses Gebiet erfolgt. Betrachtet man die potentiellen Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen auf dem Schnitt, so ist zu erkennen, daß warmes AW in diesem Gebiet vorherrscht. Zwischen den Stationen 94 und 117 nimmt die Temperatur kontinuierlich von 3°C bis über 7°C zu. Sowohl in der Nähe der Norwegischen Küste als auch der Bäreninsel befinden sich salzärmere Wassermassen in den oberen 100 m der Wassersäule. Hopkins (1991) bezeichnet das relativ salzarme Wasser, welches über dem Norwegischen Schelf angetroffen wird, als Norwegisches Schelf Wasser, das auf den Süßwassereintrag der skandinavischen Fjorde zurückzuführen ist. Im Gegensatz dazu deutet die relativ salzarme Schicht zwischen den Stationen 92 und 101 auf den Einstrom von BrPW hin. Der Schnitt von 1997 erstreckt sich von 75°N bis 71°N. Im Gegensatz zum Jahr 1995 wird das AW ($S_{\max} > 35.1$; $T_{\max} > 6^{\circ}\text{C}$) auf dem gesamten Schnitt von einer salzärmeren Deckschicht überlagert.

4. Aktuelle Wassermassenverteilung im Untersuchungsgebiet

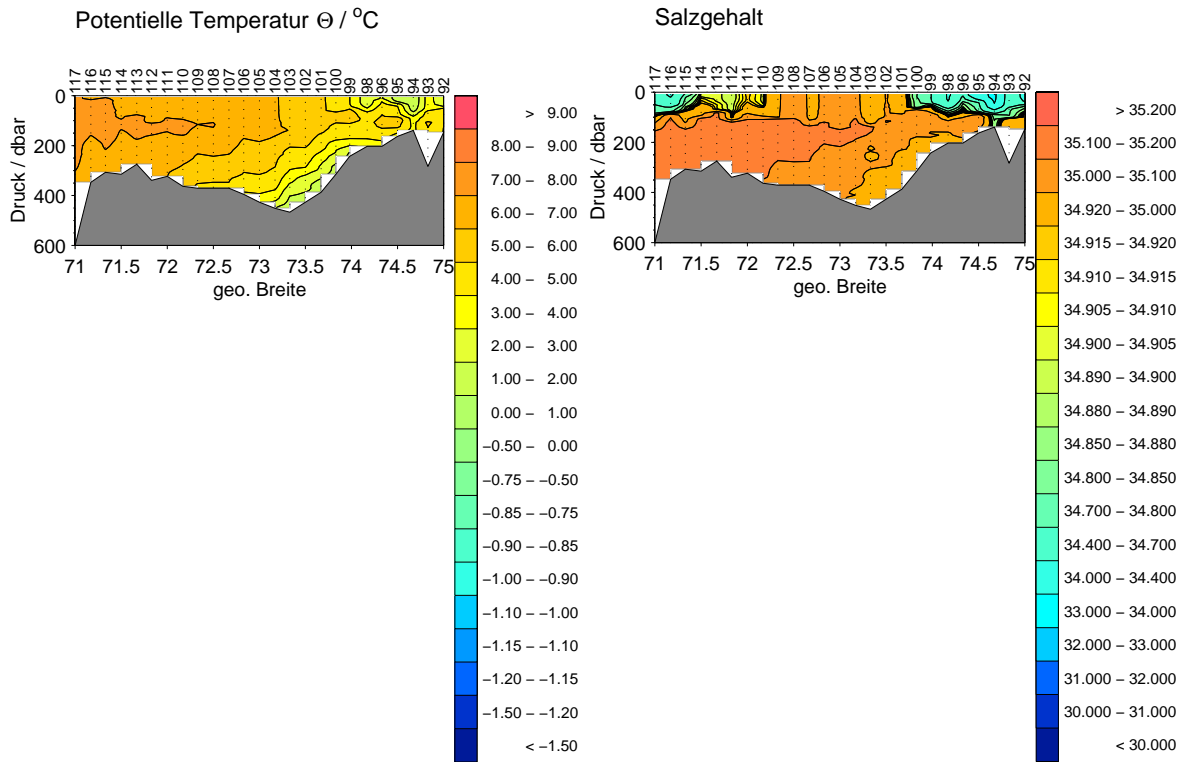


Abb. 4.1.3.1– 4.1.3.2 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang 17°E (1995)

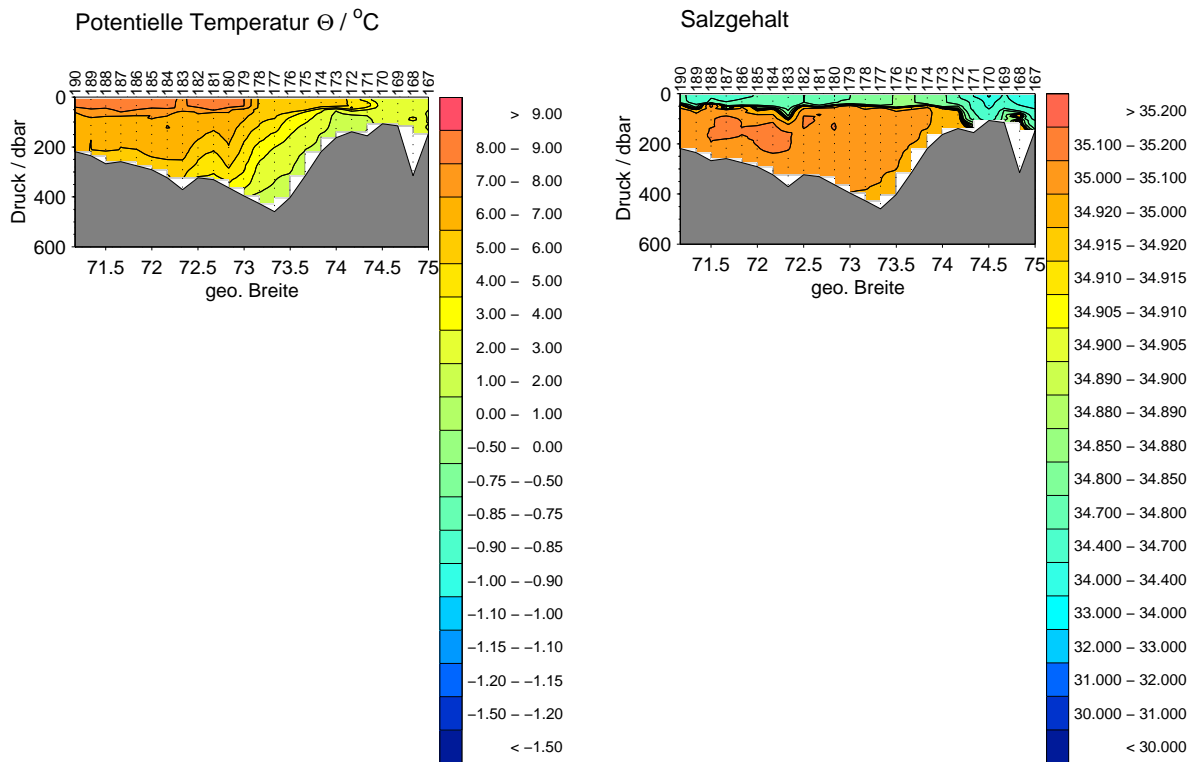


Abb. 4.1.3.3 – 4.1.3.4 Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entlang 18°E (1997)

4.2 Diskussion

Zentrale Grönlandsee

Im Lichte der hier gewonnenen Ergebnisse zeigt sich, daß bereits Helland-Hansen und Nansen (1909), später Carmack (1972) und Carmack und Aagaard (1973) die Hydrographie der Grönlandsee in ihren Grundzügen richtig beschrieben haben. In der Folgezeit wurden von Swift (1986), Swift und Aagaard (1981) und Hopkins (1991) weitere hydrographische Untersuchungen in der Grönlandsee durchgeführt. Nach Swift (1986) werden die oberflächennahen Schichten des Europäischen Nordmeeres in drei Domänen sowohl durch die EGPF als auch die AF voneinander getrennt. Diese Unterteilung ist sinnvoll und läßt sich auch anhand der aktuellen Oberflächentemperatur- und Salzgehaltsverteilungen entlang des mehrfach vermessenen 75°N-Standardschnittes (Abb. 4.1.1.1) beobachten.

Mit Hilfe der Messungen, die im Frühjahr, Sommer und Herbst durchgeführt wurden, kann zudem die von Swift und Aagaard (1981) getroffene Annahme bestätigt werden, wonach das ASW im Gegensatz zu den Wassermassen der Randdomänen die stärkste Saisonalität aufweist. Die Messungen aus dem April 1993 dokumentieren, daß aufgrund der vergleichsweise recht geringen Stabilität des ASW im Winter durch Oberflächenabkühlung und Vermischung nahezu homogene und relativ schwere winddurchmischte Schichten entstehen, die einen wichtigen Anteil an der Konvektion haben können. Unter bestimmten klimatischen Bedingungen kann das ASW im Winter nicht mehr als eigenständige Wassermasse von dem LAIW unterschieden werden.

Während des Sommers führt die hohe Einstrahlung zu einer Temperaturerhöhung der oberflächennahen Schichten entlang des Gesamtschnittes, wobei die Temperaturen im AW auf über 9°C und im ASW auf 4°C ansteigen. In den eisbedeckten Gebieten führt die Eisschmelze zu einer starken Salzgehaltsabnahme, die vor allem in der Arktischen Domäne zur Ausbildung einer etwa 50 m dicken Deckschicht führt. Bereits 1968 wiesen Coachman und Aagaard darauf hin, daß das PW aufgrund der sommerlichen Eisschmelze starke Salzgehaltsschwankungen aufweisen kann.

In allen Jahren ist eine Salzgehaltszunahme ab etwa 1500 m Tiefe entlang des Kontinentalabhanges zu beobachten, die auf den Einstrom salzreichen Tiefenwassers Arktischen Ursprungs zurückzuführen ist. Herkunft und Bildungsrate dieser Tiefenwassermasse werden seit Mitte der 80er Jahre stark diskutiert (Aagaard *et al.*, 1991). Die gemessenen Salzhalte von über 34.92 schließen die Grönlandsee als Bildungsgebiet aus. Auf diesen Aspekt wird im nächsten Kapitel näher eingegangen, wenn der Wassermassenaufbau der Framstraßen-Region vorgestellt wird.

Der Wert der mehrjährigen Vermessung des 75°N-Standardschnittes liegt vor allem darin, daß erstmals der Wassermassenaufbau der Grönlandsee auf zwischenjährliche Variabilitäten untersucht werden kann. Gerade in Bezug auf vertikale Konvektionereignisse und der damit verbundenen

Zwischen- und Tiefenwasserbildung ist dieser Datensatz von übergeordneter Bedeutung. Budéus et al. (1998b) haben festgestellt, daß sich die Bodenwassertemperatur in der Grönlandsee zwischen 1989 und 1996 um über 3 Hunderstel °C erhöht hat. Dieses Ergebnis bestätigt die Aussagen von Meincke und Rudels (1995) und Bönisch et al. (1997), wonach sich das GSDW seit Anfang der 70er Jahre bis heute kontinuierlich erwärmt hat. Seit dem Winter 1988/89 hat keine weitere tiefreichende Konvektion mehr stattgefunden. Lediglich in dem Jahr 1993 ist frisch konvektiertes Wasser in Tiefen bis 1000 m nachzuweisen.

Auf der Grundlage von sechs hydrographischen Schnitten, die während des Sommers entlang 75°N zwischen den Jahren 1989 und 1998 in der Grönlandsee gewonnen wurden, ist zu beobachten, daß der für die Wärme- und Salzbilanz bedeutende AW-Anteil von Jahr zu Jahr starken zeitlichen Änderungen unterworfen ist. In den Jahren 1989, 1997 und 1998 beträgt die Querschnittsfläche des AW entlang der ausgewählten Schnitte $60\text{-}70 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. Im Vergleich dazu ist die AW-Fläche in den Jahren 1990, 1994 und 1995 mit $120 \text{ bis } 140 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ doppelt so groß.

Der Anteil von LAIW, welches ebenso wie das AW große Wärme- und Salzmengen mit sich führt, weist ähnliche zeitliche Änderungen auf. Die LAIW-Fläche rangiert zwischen $62 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ und $140 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. Die mittleren Salzgehalte und Temperaturen schwanken zwischen 34.94 und 34.97 bzw. 1.43°C und 1.96°C.

Das RAW, welches unter dem PW angetroffen wird, ist durch ein intermediäres Salzgehalts- und Temperaturmaximum auf der westlichen Peripherie der Grönlandsee gekennzeichnet. Die Fläche, die diese Wassermasse entlang 75°N einnimmt, beträgt zwischen $1.3 \cdot 10^7 \text{ m}^2$ (1994) bis $5.8 \cdot 10^7 \text{ m}^2$ (1994). Die mittleren Temperaturen und Salzgehalte reichen von 0.81°C (1989) bis 2.07°C (1995) und 34.93 bis 34.95. Es zeigt sich, daß die betrachteten Wassermassen keinen Trend hinsichtlich ihrer mittleren Temperatur und ihres mittleren Salzgehalts aufweisen. Allerdings ändern sich ihre Flächenanteile entlang des Schnittes von Jahr zu Jahr (Tabelle 4.1.1). Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird daher u.a. die Frage zu klären sein, inwieweit sich die beobachtete zeitliche Variabilität der Wassermassenanteile auf die noch zu berechnenden meridionalen Massen-, Wärme- und Salztransporte quantitativ auswirkt.

Tabelle 4.2.1 Charakteristik der für den Wärme- und Salztransport der bedeutendsten Wassermassen der Grönlandsee

	1990	1994	1995	1997	1998
PW	Da das PW nur durch den 98er-Schnitt nahezu vollständig räumlich erfaßt wird, sind Aussagen über die zeitlichen Änderungen von mittlerer Temperatur und Salzgehalt für die übrigen Beobachtungsjahre nicht möglich.				
Mittlere Temperatur					-1.22°C
Mittlerer Salzgehalt					33.42
Querschnittsfläche					20.0 · 10 ⁶ m ²
RAW					
Mittlere Temperatur	1.07°C	1.24°C	2.03°C	1.44°C	1.20°C
Mittlerer Salzgehalt	34.92	34.93	34.95	34.93	34.92
Querschnittsfläche	28.3 · 10 ⁶ m ²	52.0 · 10 ⁶ m ²	34.3 · 10 ⁶ m ²	26.0 · 10 ⁶ m ²	15.0 · 10 ⁶ m ²
AW					
Mittlerer Temperatur	4.52°C	4.42°C	4.38°C	4.28°C	4.74°C
Mittlerer Salzgehalt	35.06	35.05	35.03	35.02	35.03
Querschnittsfläche	142.0 · 10 ⁶ m ²	92.9 · 10 ⁶ m ²	120.0 · 10 ⁶ m ²	60.0 · 10 ⁶ m ²	75.0 · 10 ⁶ m ²
LAIW					
Mittlere Temperatur	1.74°C	1.78°C	1.67°C	1.84°C	1.89°C
Mittlerer Salzgehalt	34.96	34.96	34.95	34.96	34.96
Querschnittsfläche	98.0 · 10 ⁶ m ²	65.7 · 10 ⁶ m ²	65.0 · 10 ⁷ m ²	122.0 · 10 ⁶ m ²	98.0 · 10 ⁶ m ²

Framstraße

Die oberflächennahen Schichten der westlichen Peripherie der Grönlandsee und der Framstraßenregion bestehen überwiegend aus PW, das über den EGC nach Süden transportiert wird. Bei 75°N liegt das PW über dem Ostgrönländischen Kontinentalschelf und der Abhangregion, wobei es bis in 200 m Tiefe hinabreicht. Durch die EGPF wird das PW von dem RAW getrennt. Sowohl bei 75°N als auch bei 78°N sind RAW-Anteile zu beobachten, welche durch den RAC nach Süden transportiert werden. Bei 79°40'N hat der PW-Anteil in der oberflächennahen Schicht zugenommen. Die Zwischen- und Tiefenwasserschicht entlang des Grönländischen Kontinentalabhanges deutet auf den Ausfluß von Tiefenwassermassen hin, die aus dem Arktischen Ozean stammen. Aagaard et al. (1985a) und Smethie et al. (1986) gehen davon aus, daß EBDW, welches aus der Vermischung von salzreichem Schelfwasser und Arktischem Zwischenwasser entstehen soll über die westliche Framstraße in die Grönlandsee gelangt und sich auf seinem Weg über dem Kontinentalabhang Ostgrönlands mit GSDW entlang der Isopyknen vermischt, um anschließend als NSDW durch einige Spalten des Mittelozeanischen Rückens in die Norwegensee zu fließen.

Unter der PW-Schicht ist ab etwa 400 m Tiefe eine kontinuierliche Salzgehalts- und Temperaturzunahme zu erkennen. Rudels (1986) schlägt vor, diesem T/S-Bereich eine eigene Wassermasse zuzuordnen, da es sich klar von dem Arktischen Zwischenwasser, welches sich sonst in diesem Tiefenniveau befindet, unterscheidet. Die Untersuchungen der beiden hydrographischen Schnitte bei 81°N und 79°40'N zeigen, daß die Salzgehaltsmaxima in etwa 1600 m bzw. 2300 m auf CBDW und EBDW hindeuten. Dieses Ergebnis steht jedoch im Gegensatz zu den Aussagen einiger Autoren, die behaupten, daß das AODW ausschließlich aus Tiefenwasser besteht, welches aus dem Eurasischen Becken stammt. Der Einstrom dieser Wassermassen ist bis zum südlichsten Schnitt bei 75°N nachzuweisen, wobei Anteile des EBDW mit GSDW auf der Strecke vermischt werden. Bereits 1985 nahmen Aagaard et al. an, daß sich das salzreiche EBDW auf seinem Weg nach Süden über dem Kontinentalabhang Ostgrönlands mit dem umliegenden GSDW entlang der Isopyknen vermischt, um anschließend als NSDW durch einige Spalten des Mittelozeanischen Rückens in die Norwegensee zu fließen. Diese Behauptung wurde mittlerweile von Smethie (1986) und Koltermann (1988) durch die Auswertung von Tracerdaten untermauert.

Die kontinuierliche Salzgehaltszunahme in Bodennähe entlang der beiden nördlichsten Schnitte deuten auf EBBW hin. Die Beobachtung, daß das EBBW zwischen 75°N und 78°N nicht gefunden wird, legt die Vermutung nahe, daß es aufgrund seiner hohen Dichte nicht in der Lage ist, über die 2600 m tiefe Schwelle der Framstraße zu strömen. Die Nansen-Schwelle scheint somit als natürliche Barriere den Ausstrom bzw. Einstrom von GSDW und EBBW in diese Region zu verhindern. Die Beobachtung von Swift et. al (1983), daß eine 100 m dicke Schicht modifizierten GSDW über den WSC in den Arktischen Ozean gelangt, kann nicht bestätigt werden.

Das AW strömt über den WSC entlang der östlichen Peripherie der Grönlandsee nach Norden. Aus den einzelnen Schnitte ist ersichtlich, daß das AW auf seinem Weg in den Arktischen Ozean kontinuierlich abgekühlt wird und schließlich als LAIW unter die Sommereiskante taucht. Bei 75°N erstreckt sich der AW-Kern bis in über 600 m Tiefe und erreicht eine horizontale Ausdehnung von etwa 300 km, wobei seine charakteristischen Temperatur- und Salzgehaltsmaxima bei über 35 und 6°C liegen. Betrachtet man ferner einen Schnitt, der bei 78°N in der nördlichen Grönlandsee aufgenommen wurde, so ist zu beobachten, daß ein großer Anteil des AW etwa 50 m unter eine salzärmere Deckschicht abgesunken ist, wo es nun in etwa 300 m – 400 m als LAIW zu erkennen ist.

Die maximale Temperatur des AW ist auf etwa 5°C gefallen, allerdings werden diese relativ hohen Temperaturen nur unmittelbar über der Schelfregion Spitzbergens (St. 70 – 74) erreicht. Bei etwa 80°N befindet sich kein AW mehr an der Oberfläche. Der AW-Kern erstreckt sich in etwa 100 – 600 m Tiefe über ca. 2/3 des Gesamtschnittes. Der Schnitt entlang 81°N bestätigt die Annahme, daß ein Teil des AW über einen WSC-Zweig entlang des westlichen Randes des Yermak-Plateaus

nach Nordwesten transportiert wird. Der AW-Kern besteht ausschließlich aus LAIW, welches in 200 – 800 m Tiefe liegt. Zwischen dem AW-Kern und der Tiefenwasserschicht, deren Grenze sich in etwa 1000 m Tiefe befindet, liegt das UAIW, welches durch ein intermediäres Salzgehaltsminimum gekennzeichnet ist. Die Tiefenwasserschicht der Atlantischen Domäne wird von dem NSDW dominiert, von welchem angenommen wird, daß einige Anteile über den WSC in den Arktischen Ozean gelangen. Die Beobachtung, daß das AW auf seinem Weg nach Norden kontinuierlich Wärme verliert, anschließend in 200 m – 300 m Tiefe absinkt, um in der Framstraße zu rezirkulieren oder als Atlantische Schicht in den Arktischen Ozean zu strömen, bestätigt frühere Untersuchung von Perkins und Lewis (1984), Aagaard et al. (1987), Quadfasel et al. (1987), Bourke et al. (1988), Untersteiner (1988), Manley et al. (1992); Muench et al. (1992), Boyd und Asaro (1994), Gascard (1995) und Richez (1998).

Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone

Im Rahmen des Grönlandsee-Projektes haben Wissenschaftler des Instituts für Ozeanologie der Polnischen Akademie der Wissenschaften eine mehrjährige Meßkampagne (1987 – 1994) durchgeführt, um die zeitliche Variabilität dieses Gebietes näher zu untersuchen (*Jankowski, 1991; Druet und Jankowski, 1992 und Piechura und Walczowski, 1996*). Die letztgenannten Autoren beobachteten starke zwischenjährliche Änderungen in den Wassermasseneigenschaften und den Transporten. Hierzu untersuchten sie die Temperatur- und Salzgehaltsänderungen zweier Stationen bei 70°N, 15°E und 75°N, 17°E während eines Zeitraumes von sechs Jahren. Ihre Messungen ergaben, daß sich die Temperaturen um über 6°C und die Salzgehalte um über 1.5 PSU von einem Sommer bis zum darauffolgenden änderten. Die größten Fluktuationen erkannten sie sowohl am nordöstlichen als auch am südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes. Die Autoren gelangen zu dem Schluß, daß die Variabilitäten in der Konfluenzzone auf Änderungen der allgemeinen Zirkulation und dem Einfluß von BrPW und AW im einzelnen zurückzuführen seien. Diese Beobachtungen werden durch die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchung bestätigt.

5. Die oberflächennahe Zirkulation aus ADCP-Messungen

Der in dieser Arbeit verwendete ADCP-Datensatz wurde über einen Zeitraum von neun Jahren zusammengetragen (Abb. 3.3.1). Es handelt sich hierbei um die ersten zusammenhängenden und räumlich hochaufgelösten direkten Strömungsmessungen in dem Untersuchungsgebiet. Die Analyse dieses Datensatzes liefert erstmals detailliertere Angaben über die räumliche Struktur des Geschwindigkeitsfeldes in den oberen 400 m der Wassersäule

5.1 Ergebnisse

5.1.1 Zentrale Grönlandsee

• 1990, 75°N

Um die Schallwandler des ADCP vor dem Eisgang zu schützen, wurde das Gerät in eisbedeckten Meeresregionen nur auf Station betrieben. Das Geschwindigkeitsfeld (Abb. 5.1.1.1 und 5.1.1.2) besitzt eine horizontale und vertikale Auflösung von 18 km bzw. 8 m. Über dem Ostgrönländischen Kontinentalschelf (16°W – 14°W) herrschen geringe meridionale Geschwindigkeiten vor. Weiter östlich schließt sich der EGC zwischen 13.5°W bis 9°W an, der durch eine über 100 km breite Region starker nach Südwesten gerichteter Geschwindigkeiten gekennzeichnet ist. Das Geschwindigkeitsmaximum beträgt über 35 cm s^{-1} und liegt in etwa 50 m Tiefe über dem Grönländischen Kontinentalabhang. Die starke Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe zeigt, daß der EGC einen hohen baroklinen Geschwindigkeitsanteil besitzt. Östlich des EGC befinden sich zwei Wirbelstrukturen (St. 109 – 112; St. 113 – 116) mit Durchmessern von etwa 60 bzw. 70 Kilometern. Das Zentrum des Grönlandsee-Wirbels (St. 117 – 129) weist hingegen geringe meridionale Geschwindigkeiten auf.

Östlich der AF erstreckt sich eine etwa 150 km breite Zone (5.2°E – 10.3°E) nach Norden gerichteter Geschwindigkeiten, deren Maximum 20 cm s^{-1} übersteigt. Auf den angrenzenden Stationen 142 und 143 befindet sich ein schmales Band hoher nach Süden gerichteter Geschwindigkeiten. Im Gegensatz zum EGC, dessen Strömungsfeld am ehesten durch einen engen Jet beschrieben werden kann, erstreckt sich der WSC (St. 132 – 153) über eine etwa dreieinhalbmal so große horizontale Distanz, wobei sein Geschwindigkeitsfeld mit Strombändern und Wirbelstrukturen durchsetzt ist. In den oberen 400 m des WSC nehmen die Geschwindigkeiten im Vergleich zum EGC nur in einem sehr geringen Maße mit der Tiefe ab. Diese Beobachtung läßt auf einen überwiegend barotropen Geschwindigkeitsanteil des WSC schließen.

• 1994, 75°N

Aufgrund technischer Mängel des verwendeten Speichermediums konnte nur ein geringer Teil des Gesamtdatensatzes archiviert und bearbeitet werden. Die ADCP-Messungen (Abb. 5.1.1.3 und 5.1.1.4) umfassen daher nur die EGC-Region zwischen 14°W und 4°W. Im Vergleich zum Jahr 1990 befinden sich bei 13°W und 12°W zwei stark ausgeprägte Geschwindigkeitsmaxima über dem Ostgrönländischen Kontinentalabhang. Die nach Süden gerichteten Strömungen betragen 40 cm s^{-1} . Ein breites Band von nach Südosten gerichteten Geschwindigkeiten schließt sich zwischen 9°W und 11°W an. Möglicherweise handelt es sich hierbei um einen Mäander des EGC, welcher sich vom Hauptstrom gelöst hat. Weiter östlich ist zwischen 4°W und 6.5°W eine Wirbelstruktur zu erkennen.

• 1995, 75°N

Da die Eindringtiefe des Akustischen Strömungsmessers während der Vermessung wegen einer sich vergrößernden Luftschicht an den Schallwandlern kontinuierlich von 400 m bis auf 30 m Tiefe abnahm und dieser Fehler erst auf der zweiten Hälfte des Meßabschnittes behoben werden konnte, erstreckt sich die Vermessung auf das östliche Gebiet zwischen 4°E bis 17°E. Das Strömungsfeld des WSC (Abb. 5.1.1.5 und 5.1.1.6), welches durch Strombänder und Wirbelstrukturen gekennzeichnet wird, ist deutlich zu erkennen. Zwischen 6°E und 9°E befindet sich eine breite Zone von nach Norden gerichteten Geschwindigkeiten, deren Maximum 25 cm s^{-1} beträgt. Östlich dieses Gebiets schließt sich ein nach Süden gerichtetes Stromband an. Zwischen 13°E und 17°E herrschen hauptsächlich starke nach Norden gerichtete Geschwindigkeiten vor, die in Oberflächennähe über 30 cm s^{-1} betragen.

• 1997, 75°N

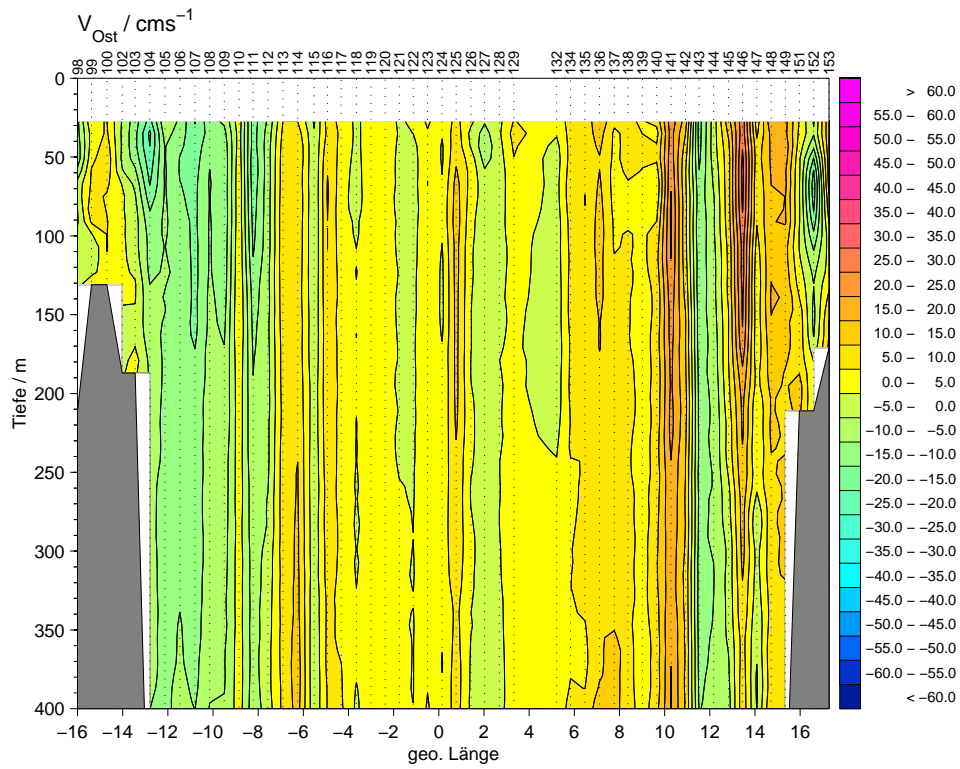
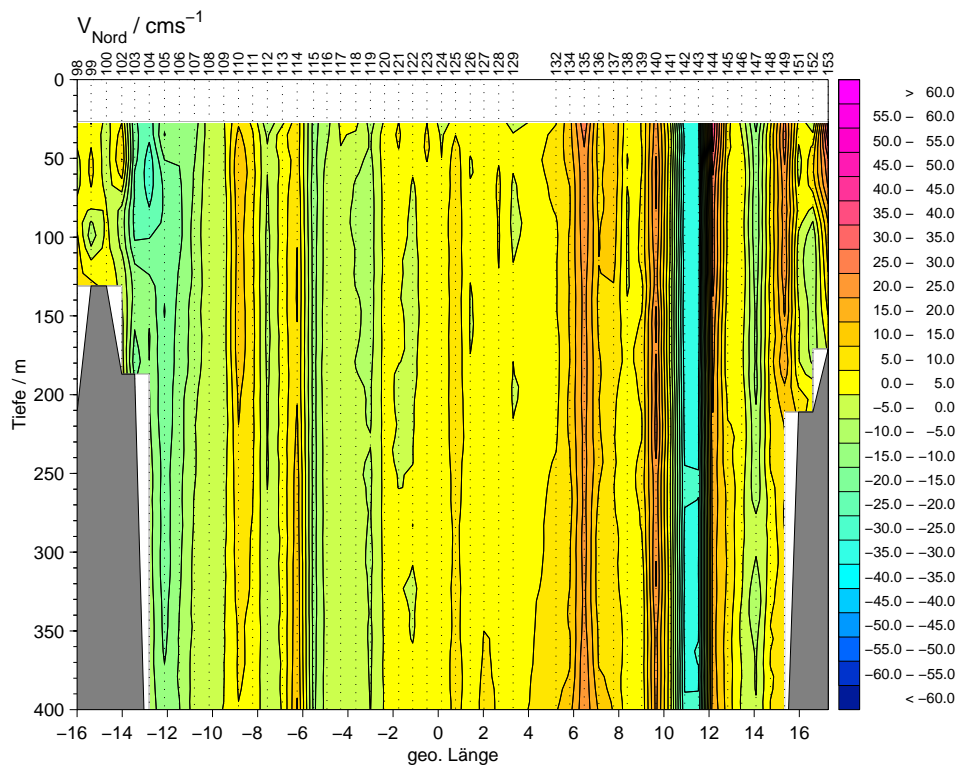
Das Strömungsfeld des EGC wird durch starke nach Südwesten gerichtete Geschwindigkeiten gekennzeichnet, deren Maximum mit etwa 40 cm s^{-1} über dem Kontinentalabhang in Oberflächennähe angetroffen wird. Zwischen 10°W und 8°W schließen sich schwächere nach Südosten gerichtete Strömungen an. Diese Strukturen wurden bereits im Jahre 1994 beobachtet. Die zentrale Grönlandsee weist im Vergleich zu den Rändern schwache Strömungen auf, deren Geschwindigkeiten im Mittel etwa 5 cm s^{-1} betragen. Ab 5°E deuten starke vorwiegend nach Norden gerichtete Geschwindigkeiten auf den WSC hin. Das Strömungsfeld ist wie in den Vorjahren von einzelnen Wirbelstrukturen und Strombändern durchsetzt.

• **1998, 75°N**

Wegen günstiger Eisbedingungen konnte die Schelfregion Ostgrönlands zum ersten Mal bis zur Insel Shannon befahren und vermessen werden. Zwischen 16°W und 17°W sind in einer Grabenstruktur starke südwärts gerichtete Geschwindigkeiten zu beobachten, die 50 cm s^{-1} überschreiten. Weiter östlich steigt der Meeresboden bis auf etwa 100 m an. Diese flache Schelfregion (13.5°W – 16°W) wird durch vergleichsweise geringere nordwärts gerichtete Geschwindigkeiten geprägt.

Der EGC ist wie in allen Beobachtungsjahren durch ein stark nach Südosten gerichtetes Stromband (11.5°W– 13.5°W) gekennzeichnet. Dieser Randstrom weist mit über 70 cm s^{-1} die höchsten Geschwindigkeiten auf, die während des gesamten Beobachtungszeitraumes gemessen worden sind. Die südwärts gerichteten Meridionalgeschwindigkeiten nehmen bis 11°W kontinuierlich ab, wobei sich kurzfristig auch das Vorzeichen umkehrt. Zwischen 9.5°W und 11°W folgt ein zweites Strömungsband, dessen Geschwindigkeiten nach Südosten gerichtet sind.

Der zentrale Bereich der Grönlandsee (5°W – 3°E) ist durch schwache Strömungen gekennzeichnet. Östlich von 3°E befindet sich der WSC, welcher vorwiegend nach Norden gerichtete Strömungen aufweist. Zwischen 3°E und 12°E sind drei aufeinanderfolgende Wirbelstrukturen zu beobachten deren Durchmesser 50 – 100 Kilometer betragen.

Abb. 5.1.1.1 V_{Ost} entlang 75°N (1990)Abb. 5.1.1.2 V_{Nord} entlang 75°N (1990)

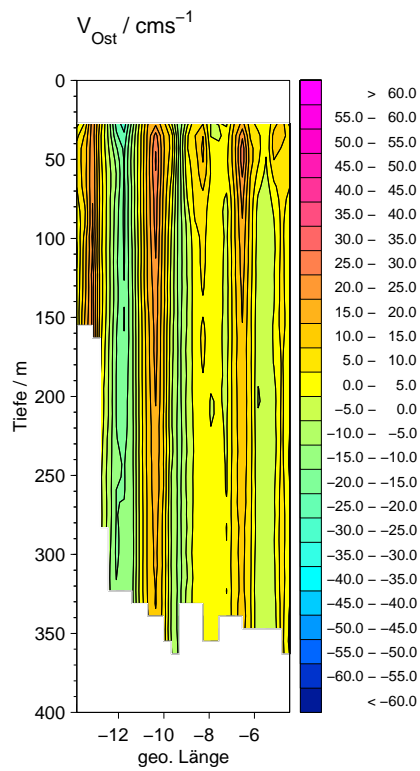


Abb. 5.1.1.3 V_{Ost} entlang 75°N (1994)

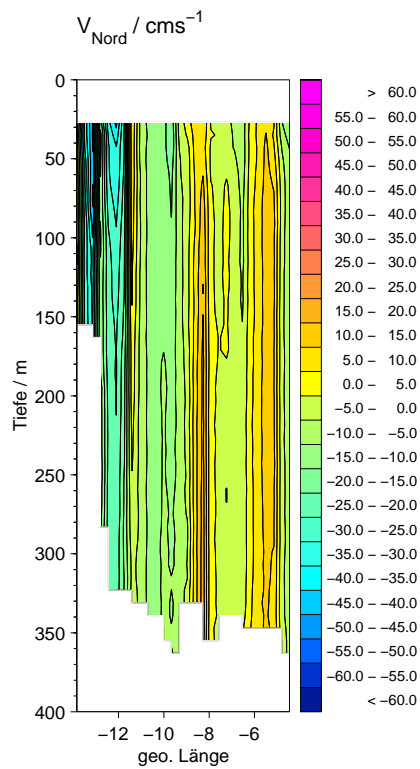


Abb. 5.1.1.4 V_{Nord} entlang 75°N (1994)

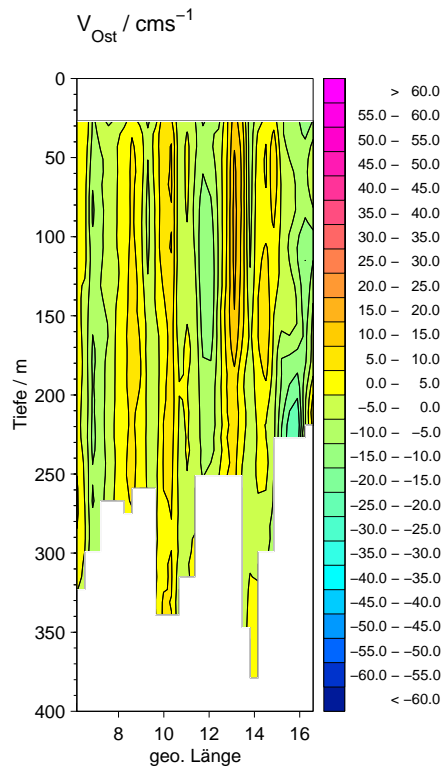


Abb. 5.1.1.5 V_{Ost} entlang 75°N (1995)

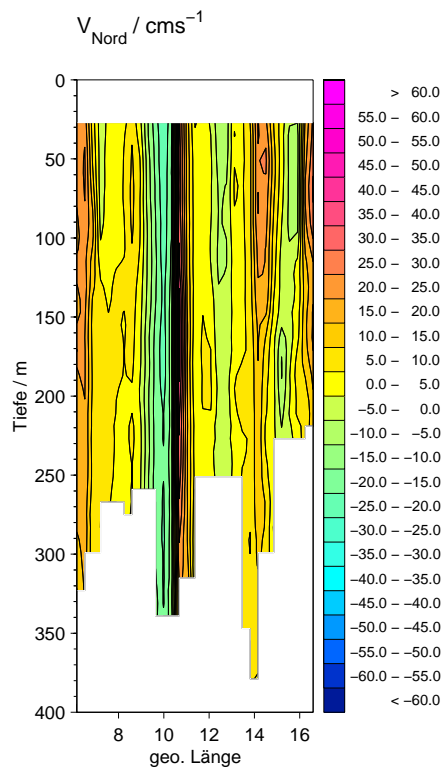


Abb. 5.1.1.6 V_{Nord} entlang 75°N (1995)

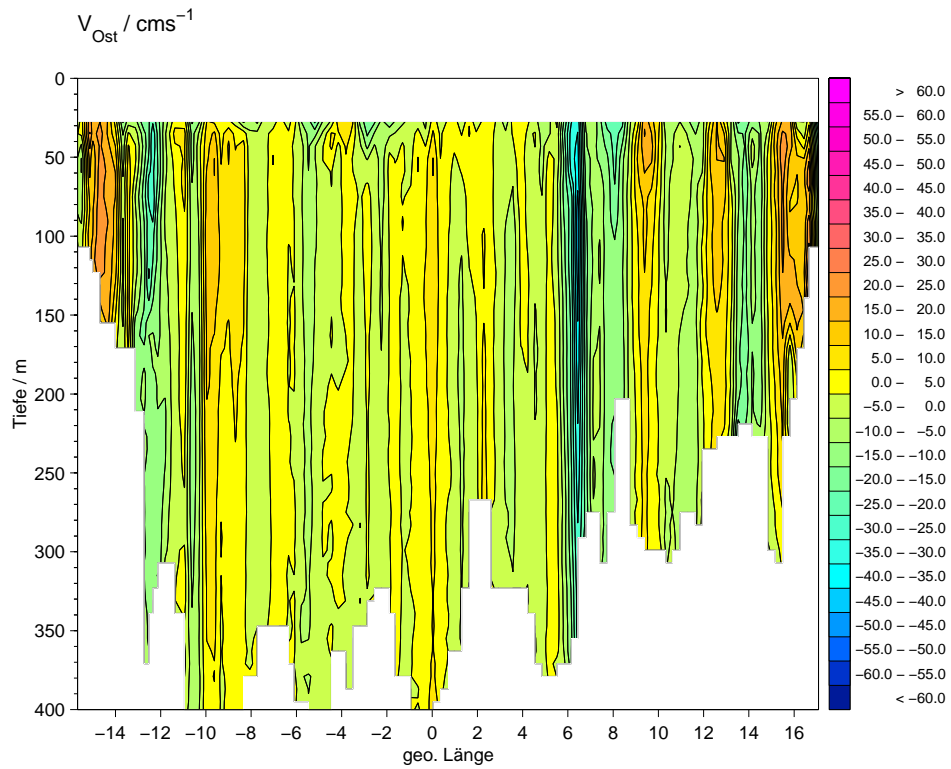


Abb. 5.1.1.7 V_{Ost} entlang 75°N (1997)

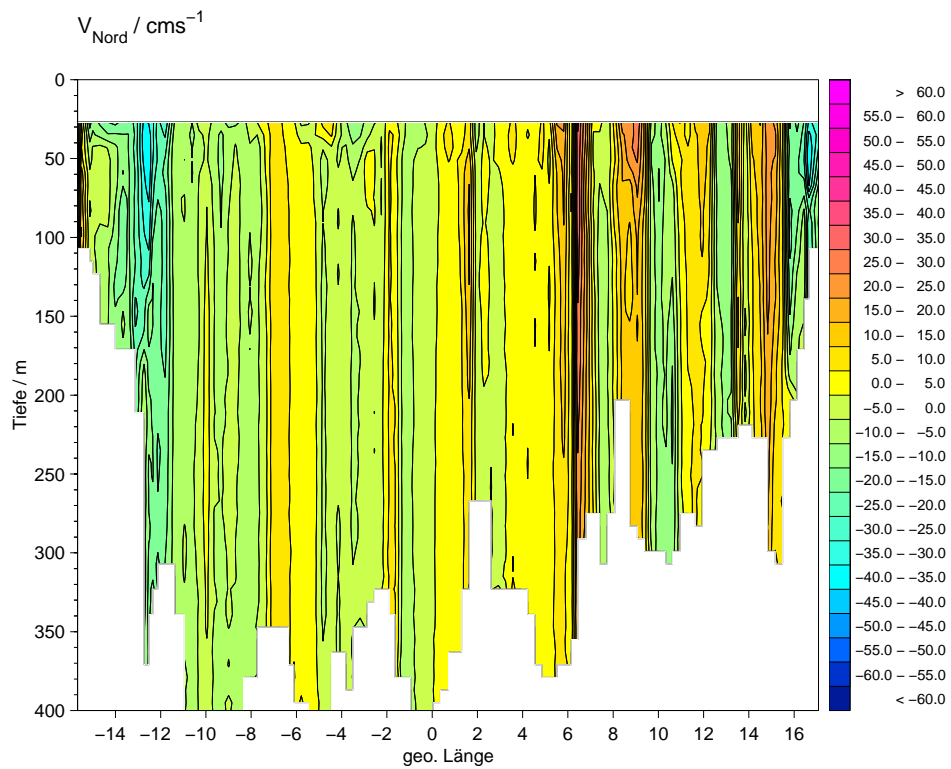


Abb. 5.1.1.8 V_{Nord} entlang 75°N (1997)

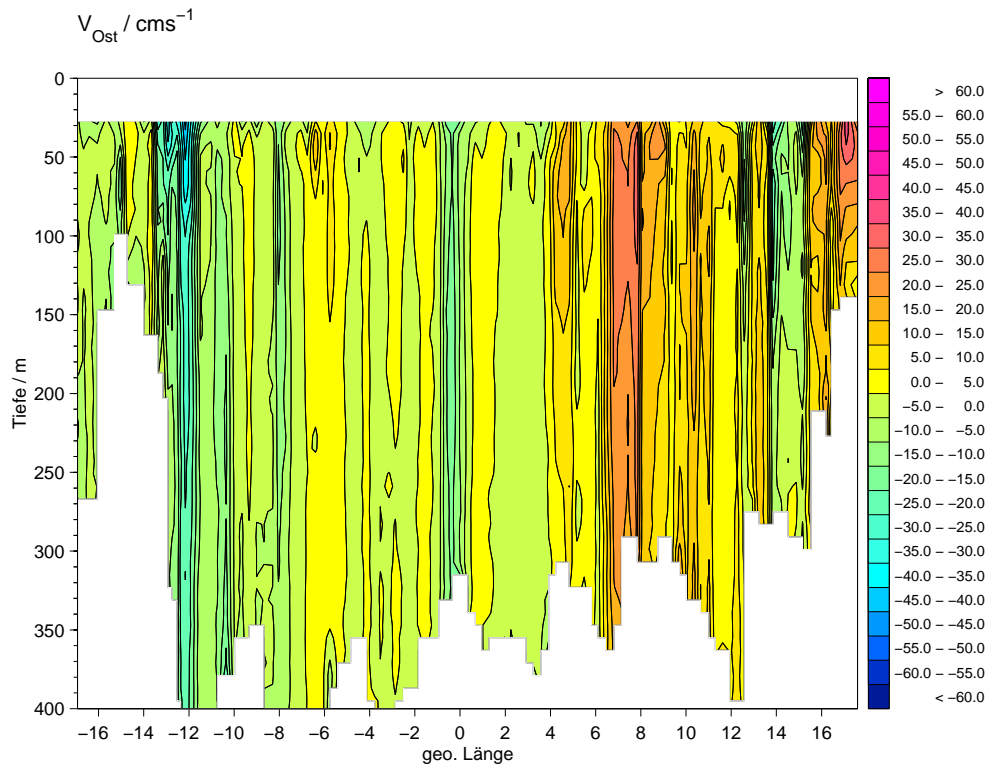


Abb. 5.1.1.9 V_{Ost} entlang 75°N (1998)

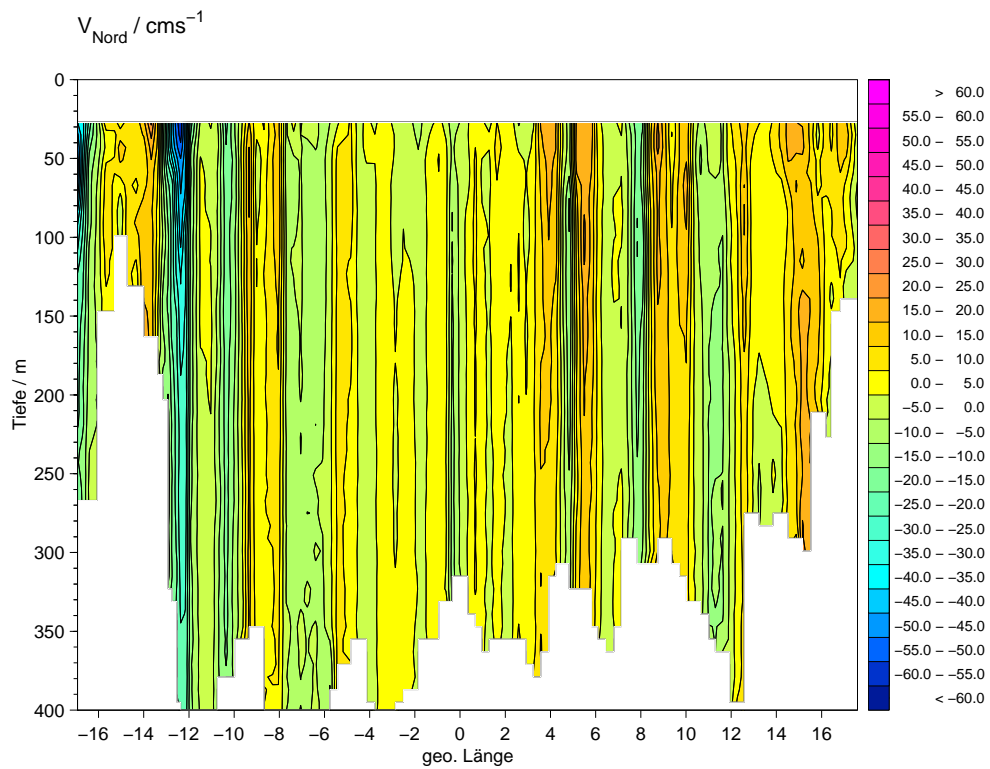


Abb. 5.1.1.10 V_{Nord} entlang 75°N (1998)

5.1.2 Framstraße

• 1990, 78°N

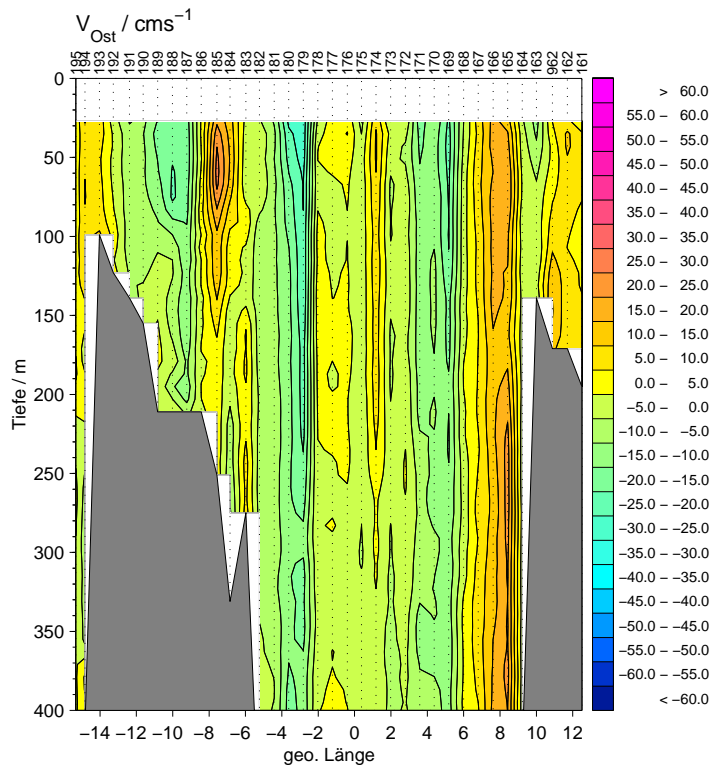
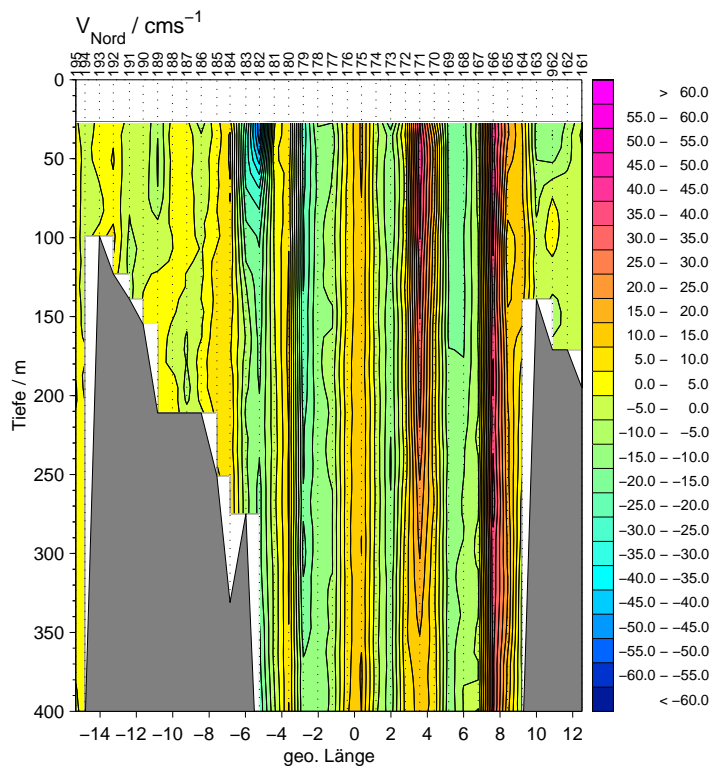
Im Sommer 1990 wurde ein weiterer Schnitt vermessen, der sich vom Ostgrönlandschelf entlang 78°N über den südlichen Teil der Framstraße bis zum Kontinentalschelf Spitzbergens (Abb. 5.1.2.1 und 5.1.2.2) erstreckt. Über dem Ostgrönländischen Kontinentalschelf sind geringe nach Norden gerichtete Geschwindigkeiten zu erkennen. Im Gegensatz zu den beiden Schelfregionen wird das Geschwindigkeitsfeld zwischen den St. 184 – 164 von einzelnen Strombändern geprägt, deren Durchmesser 25 – 70 Kilometer betragen. Der EGC (Stat. 184 bis 181) weist starke nach Süden gerichtete Geschwindigkeiten auf, die von über 50 cm s^{-1} an der Oberfläche bis auf etwa 15 cm s^{-1} in ca. 200 m abnehmen. Das Strömungsfeld des WSC wird durch zwei nach Norden gerichtete Strombänder (172 – 170 und 161 – 164) geprägt, deren maximale Geschwindigkeiten etwa 40 cm s^{-1} betragen. Über der Schelfregion Spitzbergens herrschen nach Süden gerichtete Geschwindigkeiten vor.

• 1997, 78°N

Im Sommer 1997 wurde ein weiterer Schnitt bei 78°N vermessen, der sich vom Kontinentalabhang bis in den Südwestlichen Teil der Framstraße erstreckt. Zwischen 1°W und 6°W ist der nach Südwesten strömenden EGC zu beobachten, dessen Strömungsgeschwindigkeit nahe der Oberfläche bei 4.4°W Werte von über 40 cm s^{-1} erreicht. Die starke Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe deutet auf einen starken baroklinen Strömungsanteil hin.

• 1997, 79°40'N

Ein weiterer Schnitt in der nördlichen Framstraße wurde entlang 79°40'N vermessen. Das Strömungsfeld über dem Grönländischen Kontinentalschelf weist nur geringe Geschwindigkeiten auf. Zwischen 5.5°W und 1°W liegt eine Zone starker nach Südwesten gerichteter Strömungen, deren Geschwindigkeiten 30 cm s^{-1} übersteigen, und auf den EGC zurückzuführen sind. Östlich von 5°E schließt sich der WSC an, dessen Geschwindigkeiten fast ausschließlich nach Norden gerichtet sind.

Abb. 5.1.2.1 V_{Ost} entlang 78°N (1990)Abb. 5.1.2.2 V_{Nord} entlang 78°N (1990)

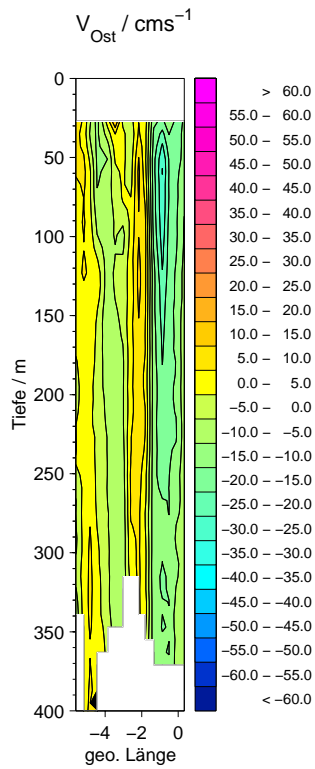


Abb. 5.1.2.3 V_{Ost} entlang 78°N (1997)

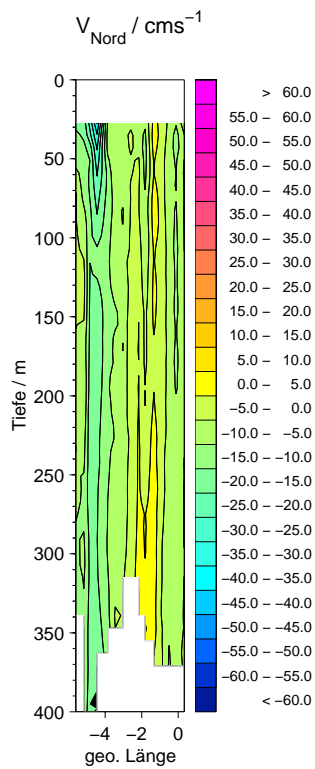


Abb. 5.1.2.4 V_{Nord} entlang 78°N (1997)

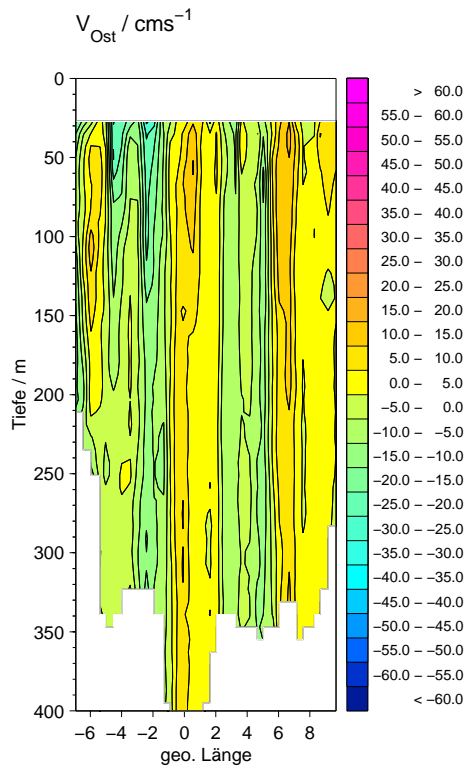


Abb. 5.1.2.5 V_{Ost} entlang $79^{\circ}40' \text{N}$ (1997)

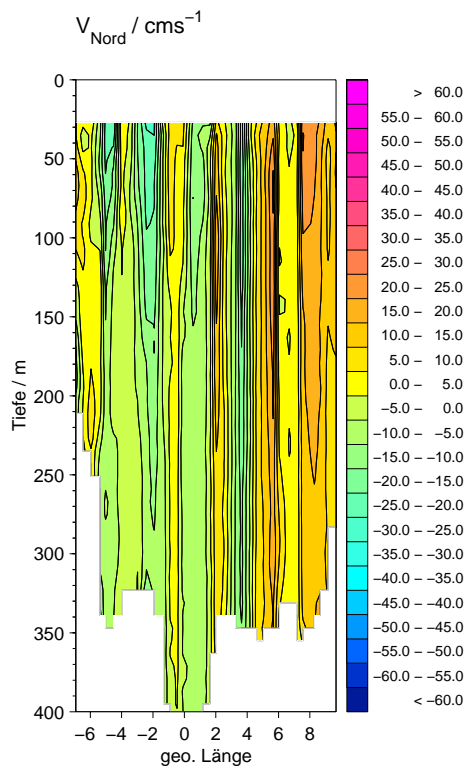


Abb. 5.1.2.6 V_{Nord} entlang $79^{\circ}40' \text{N}$ (1997)

5.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone

- **1995, 17°E**

Das Geschwindigkeitsfeld, welches in den Abbildungen 5.1.3.1 und 5.1.3.2 dargestellt ist, zeigt von Norden nach Süden drei aufeinanderfolgende Wirbelstrukturen. Die erste Struktur befindet sich zwischen 73.6°N und 75°N, die zweite zwischen 72.3°N und 73.6°N und die dritte schließlich zwischen 71.1°N und 72°N. Die entsprechenden zonalen Geschwindigkeiten liegen zwischen -30 bis 40 cm s^{-1} . Am südlichen Ende dieses Meridionalschnittes erkennt man zwischen 71°N und 72.25°N starke Maxima in der Nordkomponente der Strömungsgeschwindigkeit, die zwischen -40 und 65 cm s^{-1} liegen. Es wird im nächsten Kapitel gezeigt, daß die kontinuierliche Zu- und Abnahme der Geschwindigkeiten und der regelmäßige Richtungswechsel eindeutig auf den Einfluß eines halbtägigen Gezeitensignals zurückzuführen ist, dessen Amplitude 20 bis 30 cm s^{-1} beträgt.

- **1997, 18°E**

Der Gezeiteneinfluß auf das Strömungsfeld (Abb. 5.1.3.3 und 5.1.3.4) wird auch entlang des 97er-Schnittes deutlich.

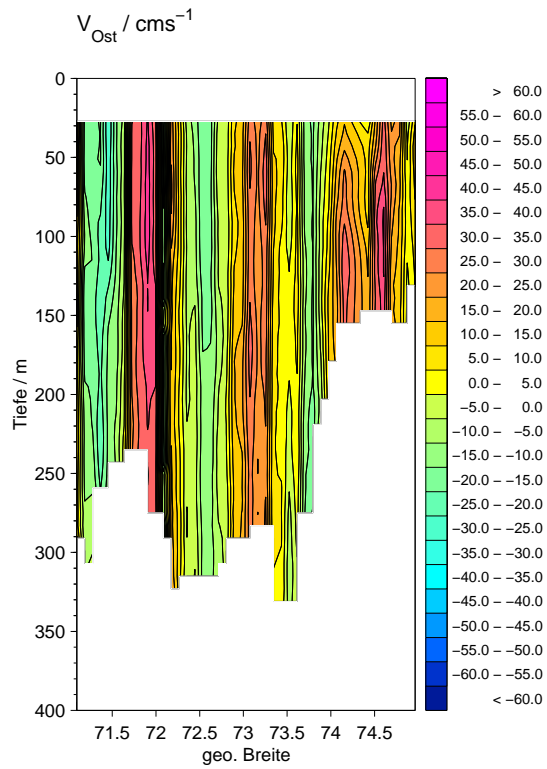


Abb. 5.1.3.1 V_{Ost} entlang 17°E (1995)

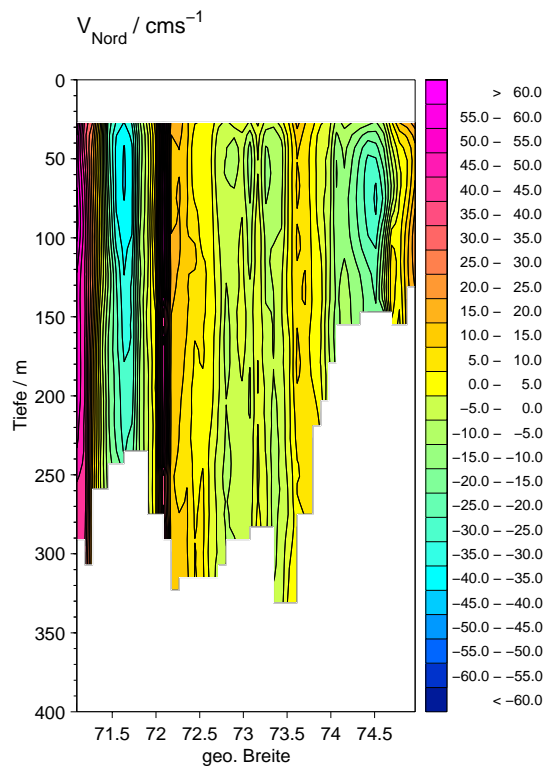


Abb. 5.1.3.2 V_{Nord} entlang 17°E (1995)

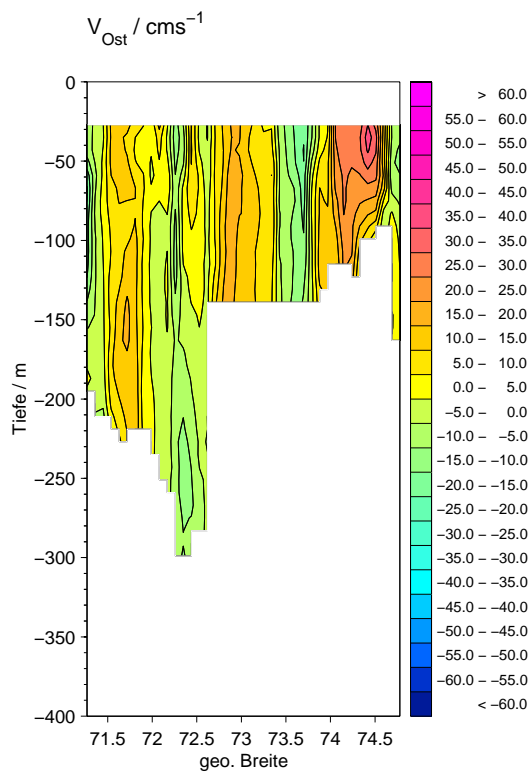


Abb. 5.1.3.3 V_{Ost} entlang 18°E (1997)

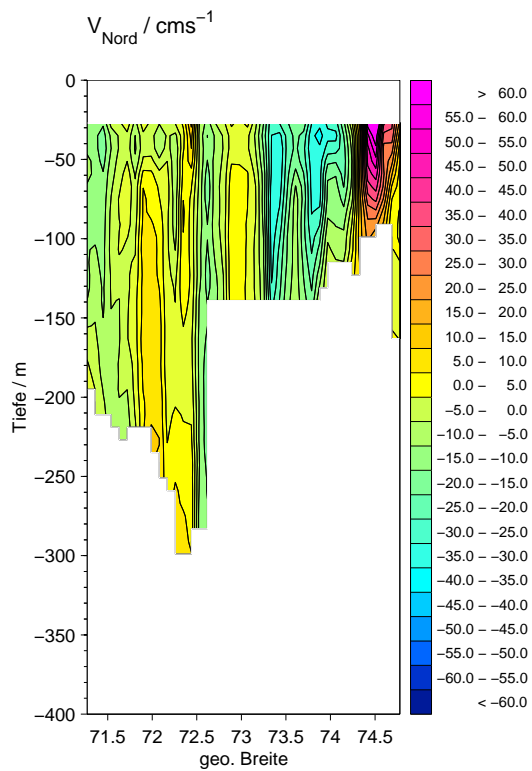


Abb. 5.1.3.4 V_{Nord} entlang 18°E (1997)

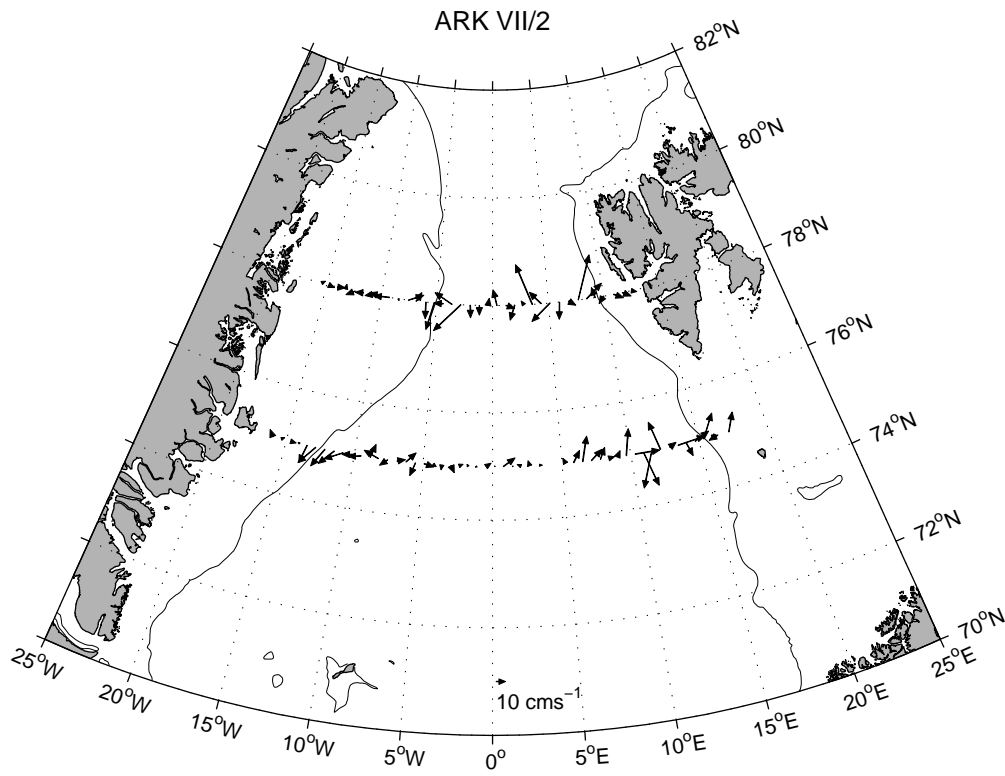


Abb. 5.1.3.5 Vertikal gemitteltes Geschwindigkeitsfeld der oberen 200 m (1990)

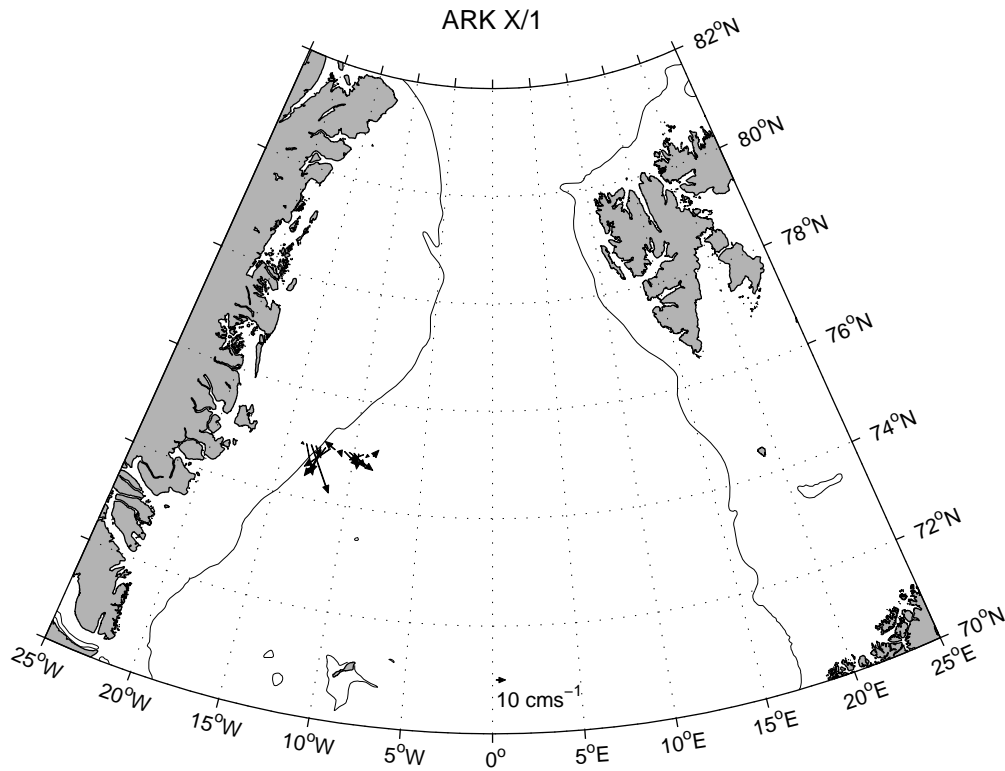


Abb. 5.1.3.6 Vertikal gemitteltes Geschwindigkeitsfeld der oberen 200 m (1994)

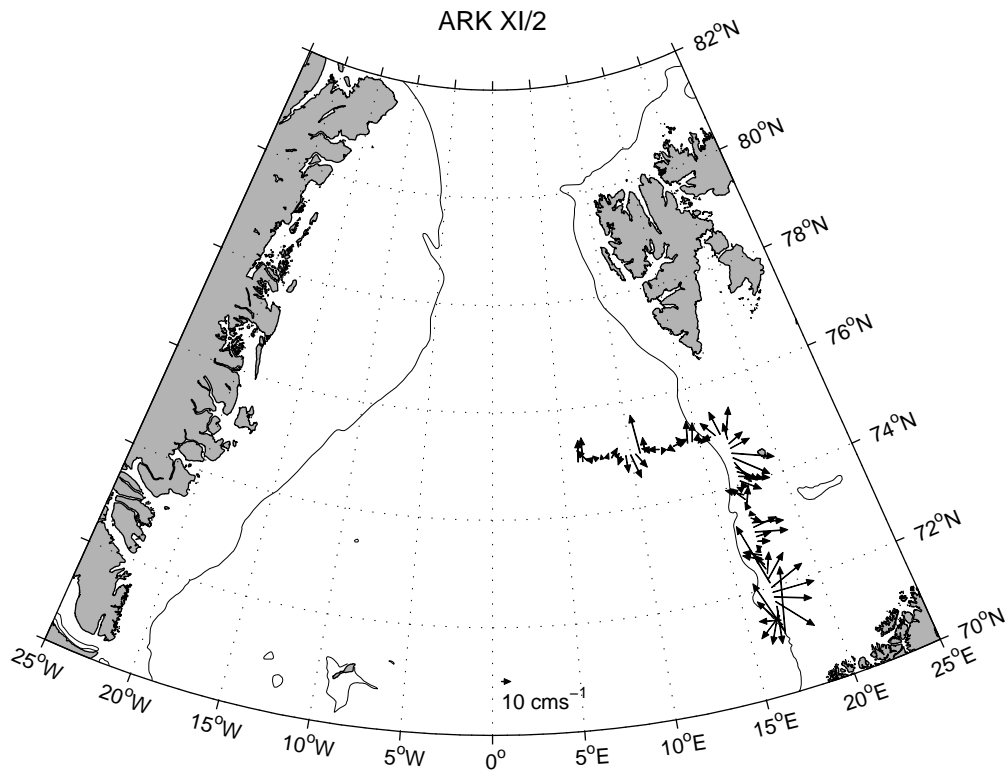


Abb. 5.1.3.7 Vertikal gemitteltes Geschwindigkeitsfeld der oberen 200 m (1995)

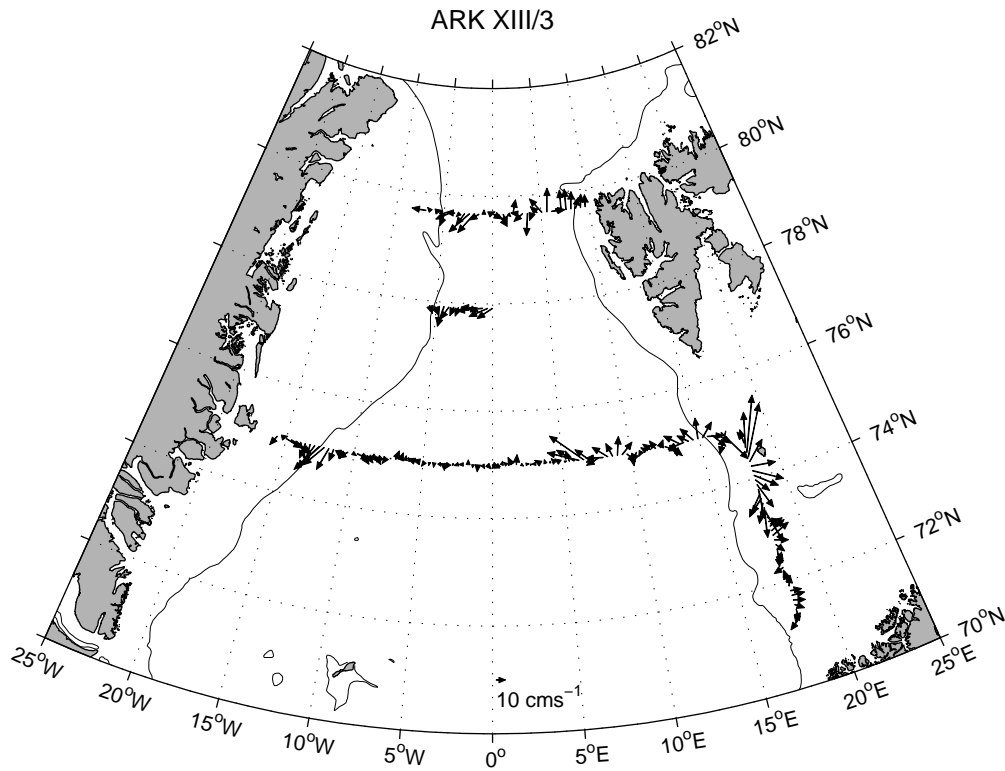


Abb. 5.1.3.8 Vertikal gemitteltes Geschwindigkeitsfeld der oberen 200 m (1997)

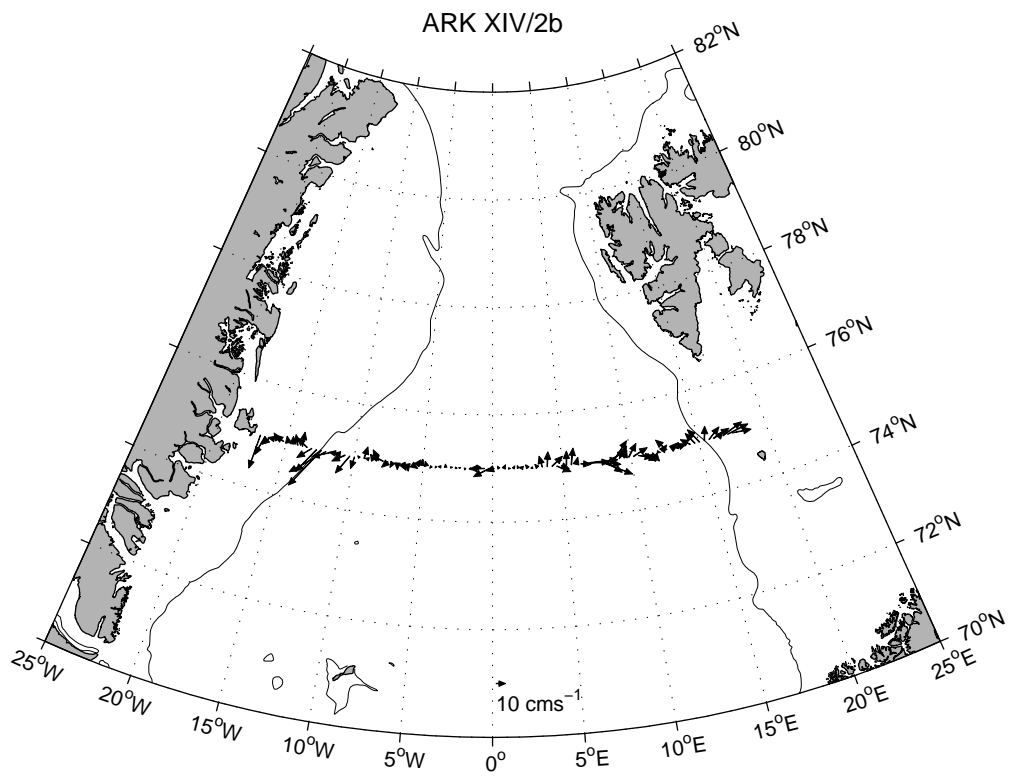


Abb. 5.1.3.9 Vertikal gemittelttes Geschwindigkeitsfeld der oberen 200 m (1998)

6. Transporte

Nachdem bereits die Wassermassenverteilung (Kap. 4) und die ADCP-gestützte Untersuchung des oberflächennahen Geschwindigkeitsfeldes (Kap. 5) Ergebnisse geliefert haben, aus denen sich erste Angaben über die Gesamtzirkulation in dem Untersuchungsgebiet herleiten lassen, wird nun auf der Grundlage beider Datensätze das absolute Geschwindigkeitsfeld bestimmt. Aus dem Gesamtdatensatz stehen hierbei neun Schnitte zur Verfügung, die für eine gesonderte Betrachtung der zentralen Grönlandsee, der nördlichen Framstraße und des Grenzgebietes zwischen der Norwegensee und der Barentssee herangezogen werden. In Abschnitt 6.2 folgt anschließend die Bestimmung der Wärme- und Salztransporte.

6.1 Massentransport

6.1.1 Ergebnisse

Auf der Basis von hochauflösenden hydrographischen Schnitten und dem Einsatz eines schiffsgebundenen akustischen Strömungsmessers wird das absolute Geschwindigkeitsfeld und somit der Volumen- bzw. Massentransport genauer quantifiziert, als es bisher möglich war. Für die Berechnung des absoluten Geschwindigkeitsfeldes stehen aus dem Gesamtdatensatz neun Schnitte zur Verfügung, von denen sieben nach dem in Kapitel 3.3 vorgestellten Verfahren bearbeitet werden. Zunächst wird das geostrophische Geschwindigkeitsfeld entlang der vorliegenden hydrographischen Schnitte bestimmt. Die bereits im zweiten Kapitel zitierten Verankerungsmessungen, welche während der letzten zwei Jahrzehnte in der Beobachtungsregion gewonnen wurden, haben gezeigt, daß die Randstrombereiche des WSC und EGC einen hohen barotropen Geschwindigkeitsanteil besitzen und daß in diesem Seegebiet keine Tiefenschicht existiert, in der annähernd Stromlosigkeit herrscht. Daher werden die geostrophischen Geschwindigkeitsprofile relativ zur größten gemeinsamen Tiefe zwischen zwei aufeinanderfolgenden Stationen berechnet.

Die ADCP-Daten werden zwischen den einzelnen Stationen räumlich gemittelt, so daß zu jedem geostrophischen Geschwindigkeitsprofil ein direkt gemessenes ADCP-Profil vorliegt. In den Abbildungen 6.1.1.1 und 6.1.1.2 ist zu erkennen, daß sich die vertikalen Geschwindigkeitsscherungen der beiden Profile unterhalb der winddurchmischten Oberflächenschicht, die während des Beobachtungszeitraumes maximal bis in eine Tiefe von 50 Metern hinabreicht, sehr ähneln. Ein Vergleich sämtlicher Profilpaare hat ergeben, daß die Scherungen zwischen 200 - 250 m Tiefe die größte Übereinstimmung aufweisen. Der Differenzbetrag wird über diesen Tiefenbereich vertikal gemittelt und als in allen Tiefen konstanter barotroper Anteil dem geostrophischen Profil hinzuaddiert.

Anhand von zwei weiteren Schnitten die im Jahre 1990 entlang 75°N und 78°N hydrographisch und mit dem ADCP vermessen wurden, soll das absolute Geschwindigkeitsfeld ebenfalls bestimmt werden. Die Transportberechnungen beschränken sich nur auf die schiffgestützten ADCP-Messungen, welche auf den einzelnen Stationen gemittelt wurden und im Durchschnitt eine Eindringtiefe von 400 Metern erreichen.

Bei den folgenden Transportbetrachtungen soll vor allem der Frage nachgegangen werden, wie groß die Transporte in der zentralen Grönlandsee, der Framstraße und dem Grenzgebiet zwischen der Norwegen- und der Barentssee sind. Da sowohl die berechneten absoluten Strömungsfelder als auch die Messungen der hydrographischen Parameter tiefenaufgelöst vorliegen, ist es möglich, darüber hinaus wassermassenbezogene Angaben über die Transporte zu machen.

Weil das ADCP aufgrund seiner Konfiguration direkte Strömungsmessungen erst ab einer Tiefe von 27 Metern ermöglicht, werden für die anschließenden Transportberechnungen die Geschwindigkeiten in diesem Tiefenniveau konstant zur Meeresoberfläche extrapoliert. Um zu überprüfen, ob dieses Verfahren zulässig ist, wird der Ekmantransport für die einzelnen Schnitte aus schiffgestützten Windbeobachtungsdaten berechnet. Unter der Annahme, daß der Transport in den oberen 50 Metern hauptsächlich windgetrieben ist, gibt ein Vergleich mit dem extrapolierten Transportfeld darüber Aufschluß, ob der Ekmananteil tatsächlich erfaßt wurde und in welchem Maß der Ekmantransport ein signifikantes Signal darstellt.

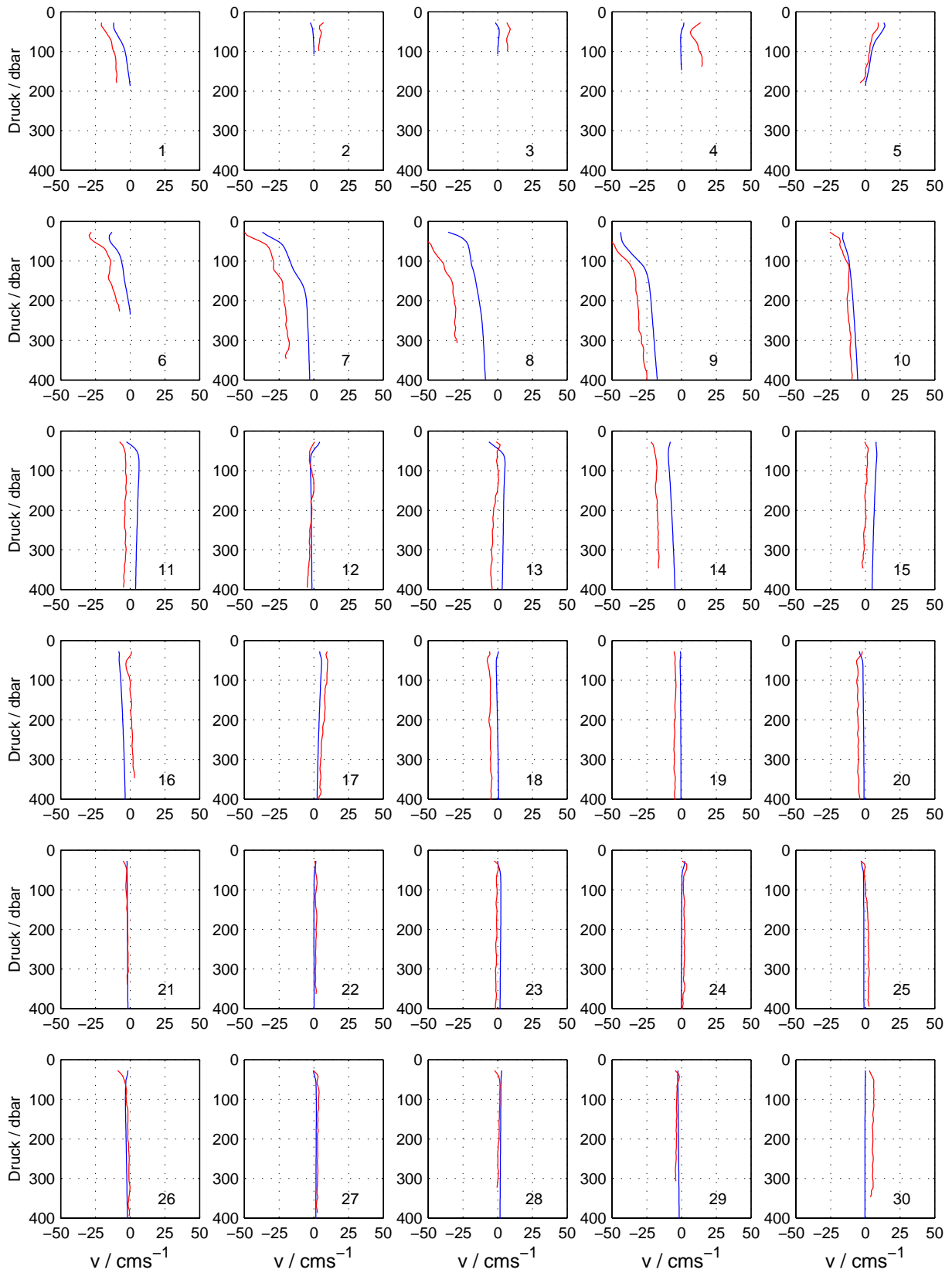


Abb. 6.1.1.1 Vergleich zwischen geostrophischen und ADCP-gestützten Geschwindigkeitsprofilen entlang 75°N (1998)

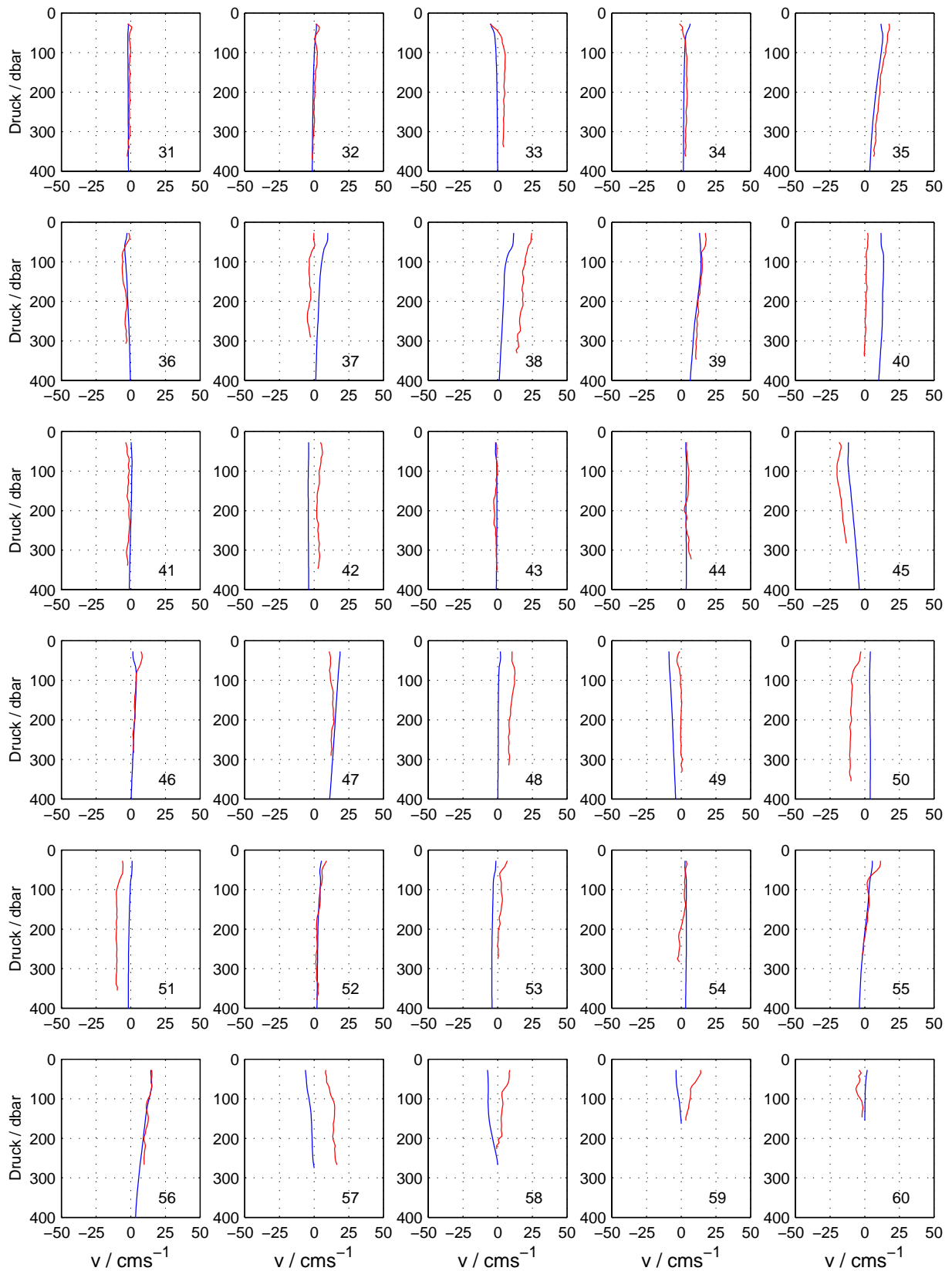


Abb. 6.1.1.2 Vergleich zwischen geostrophischen und ADCP-gestützten Geschwindigkeitsprofilen entlang 75°N (1998)

6.1.1.1 Zentrale Grönlandsee

• 1998, 75°N

Im Spätsommer des Jahres 1998 wurden zwischen 16.9°W und 17.6°E sechzig hydrographische Profilmessungen entlang 75°N durchgeführt, auf deren Grundlage aus dem Dichtefeld das geostrophische Geschwindigkeitsfeld relativ zur größten gemeinsamen Tiefe der jeweils aufeinander folgenden Stationen hergeleitet wurde. In der Abbildung 6.1.1.1 ist das Ergebnis dieser Berechnungen dargestellt, wobei die gestrichelten Linien denjenigen Dichteflächen entsprechen, die als Schichtgrenzen definiert werden.

Auf den ersten Blick ist eine deutliche Dreiteilung des geostrophischen Geschwindigkeitsfeldes zu erkennen. Der westliche Abschnitt zwischen 14°W und 8°W repräsentiert die EGC-Region und wird im wesentlichen durch einen starken baroklinen Jet charakterisiert, dessen Geschwindigkeiten in Oberflächennähe über 60 cm s^{-1} betragen. Obwohl Geschwindigkeiten dieser Größe an keiner anderen Stelle entlang des Schnittes zu beobachten sind, handelt es sich hierbei keineswegs um ein Einzelphänomen, welches nur sporadisch auftritt, sondern es scheint vielmehr direkt an die EGPF gekoppelt zu sein, wobei die stark ausgeprägten horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten diesen Jet verursachen. Zwischen 12°W und 8°W deutet der mehrfache Vorzeichenwechsel in dem Strömungsfeld auf mesoskalige Strukturen hin, die mit Breiten von bis zu etwa 50 Kilometern als barokline Wirbel zu interpretieren sind.

Die zentrale Grönlandsee-Region wird hingegen nur durch vergleichsweise geringe Meridionalgeschwindigkeiten geprägt, was angesichts der schwachen Schichtung in dem Gebiet auch zu erwarten ist. Im Gegensatz dazu schließt sich östlich die WSC-Region an, deren Strömungsfeld durch eine Reihe von Strombändern und Wirbeln charakterisiert wird. Der aus den Berechnungen resultierende meridionale Gesamttransport über diesen Schnitt ist mit -0.3 Sv nahezu ausgeglichen. Hierbei entfallen auf die EGC-Region -2.2 Sv , auf die zentrale Grönlandsee-Region -0.1 Sv und auf die WSC-Region 2.2 Sv .

Um die Relativgeschwindigkeiten in Absolutwerte zu überführen, werden mit Hilfe des bereits in diesem Kapitel vorgestellten Verfahrens barotrope Referenzwerte berechnet. Das absolute Geschwindigkeitsfeld ist in Abbildung 6.1.1.2 dargestellt und weist bei etwa 16.3°W in der Grabenregion östlich der Insel Shannon starke nach Süden gerichtete Geschwindigkeiten von über 20 cm s^{-1} auf. Der Transport dieses Strombandes beträgt -0.9 Sv . Zwischen 15.7°W und 13.1°W schließt sich eine etwa 75 Kilometer breite Zone nordwärts gerichteter Geschwindigkeiten an, die 15 cm s^{-1} überschreiten und etwa 0.7 Sv zum Gesamttransport über 75°N beitragen.

Der EGC, der entlang des Kontinentalabhanges Grönlands nach Süden strömt, ist durch ein ausgeprägtes Geschwindigkeitsmaximum in Oberflächennähe bei etwa 12.5°W charakterisiert. Die starke Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe belegt, daß das Strömungsfeld des EGC einen hohen baroklinen Anteil besitzt. In der EGC-Region, welche zum Zeitpunkt der Messung etwa 150 km breit

ist, liegen die barotropen Geschwindigkeitsanteile zwischen -19 cm s^{-1} und 6 cm s^{-1} . Infolge der hohen nach Süden gerichteten Referenzgeschwindigkeiten, weist das absolute Strömungsfeld im Gegensatz zum geostrophischen keine ausgeprägten Vorzeichenwechsel mehr auf, die auf etwaige Wirbelstrukturen hinweisen könnten. Es ist auffallend, daß die einzelnen Transportbeträge, die zwischen den ersten neun Stationen (13°W bis 11°W) berechnet wurden, sich mit Werten von jeweils -0.5 bis -1.5 Sv kaum unterscheiden. Jedoch schließt sich weiter östlich bei 10.3°W ein etwa 40 Kilometer breites Stromband an, welches mit -8 Sv den größten Transportanteil des EGC liefert. Die zentrale Grönlandsee wird hingegen durch vergleichsweise geringe Meridionalgeschwindigkeiten geprägt. Die barotropen Geschwindigkeitsanteile liegen dort nur zwischen -5 cm s^{-1} und 3 cm s^{-1} .

Das Geschwindigkeitsfeld des WSC, welches entlang 75°N mit 350 km eine etwa dreimal so große zonale Ausdehnung wie der EGC besitzt, wird durch mehrere mesoskalige Strukturen charakterisiert, die als Strombänder und/oder als Wirbelstrukturen interpretiert werden können. Die Breite dieser Bänder liegt zwischen 20 – 60 km, wobei die Geschwindigkeiten Werte zwischen 20 und 30 cm s^{-1} erreichen. Die barotropen Geschwindigkeitsanteile des WSC liegen zwischen -14 und 13 cm s^{-1} . Aus Abbildung 6.1.1.2 wird ersichtlich, daß im WSC (Graph 34 bis 60) die Vorzeichen der barotropen und der geostrophischen Geschwindigkeiten nur an 19 von 27 betrachteten Meßpunkten übereinstimmen. Zwischen 10.6°E und 12.0°E befindet sich eine Region südwärts gerichteter Geschwindigkeiten, über die -8.3 Sv nach Süden transportiert werden. Westlich davon schließt sich eine Zone starker nordwärts gerichteter Strömungen an, deren Gesamttransport 9.3 Sv beträgt. Man kann diese beiden Gebiete zwar als einzelne Strombänder interpretieren, allerdings könnten diese beiden Bänder auch als eine etwa 100 Kilometer breite Wirbelstruktur aufgefaßt werden. Östlich davon liegt bei etwa 12.0°E eine etwa 70 km breite Wirbelstruktur. Über diesen antizyklonalen Wirbel werden -1.0 Sv nach Süden und 1.5 Sv nach Norden transportiert. Über dem Barentssee-Schelf erstreckt sich zwischen 14.5°E und 18°E eine etwa 100 Kilometer breite Zone nach Norden gerichteter Geschwindigkeiten, deren Maximalwerte 20 cm s^{-1} überschreiten.

Anhand der Tabelle 6.1.1.1.1 und der Abbildung 6.1.1.1.4 ist zu erkennen, daß die Randstrombereiche der Grönlandsee die höchsten Transporte aufweisen. Über den EGC werden über eine Breite von 150 Kilometern etwa -12.0 Sv transportiert, wohingegen der WSC über eine etwa zweieinhalb mal so große Breite 8 Sv nach Norden führt.

In Tabelle 6.1.1.1.2 werden die Volumentransporte der verschiedenen Wassermassen dargestellt. Die flache Schelfregion wird durch einen schwachen südwärts gerichteten Transport von PW geprägt. Weiter östlich schließt sich am Schelfabhang die EGC-Region an. Die Transporte der dort auftretenden Wassermassen sind in allen Tiefenniveaus nach Süden gerichtet. In der Oberflächenschicht nehmen das PW und das ASW zwar eine verhältnismäßig geringe Querschnittsfläche ein, dennoch führen die Strömungsgeschwindigkeiten in Oberflächennähe von im Schnitt 20 bis 30 cm s^{-1} zu signifikanten Transporten. Die größten Geschwindigkeiten können in unmittelbarer Umgebung der

EGPF beobachtet werden. In der darunterliegenden Zwischenwasserschicht werden RAW und UAIW nach Süden transportiert. Die berechneten mittleren Geschwindigkeiten betragen -12 bzw. -3 cm s^{-1} , wobei das UAIW aufgrund seiner großen Querschnittsfläche den größten Wassermassentransportanteil des EGC bildet. Die Tiefenwasserschicht weist in etwa 1500 m Tiefe entlang des Schelfabhangs einen signifikanten Ausstrom von AODW auf. Obwohl das darunter liegende Tiefenwasser die zweitgrößte Flächenausdehnung in der EGC-Region besitzt, erreicht es infolge seiner niedrigen Durchschnittsgeschwindigkeit nur einen Transport von -2.5 Sv . Für den Transport von GSBW in der Bodenwasserschicht gilt dasselbe.

Zwischen 8°W und 3°E schließt sich die Zentralregion des Grönlandwirbels an, deren Oberschicht durch eine dünne Deckschicht von ASW gebildet wird. Der entsprechende Transport ist nahezu ausgeglichen. Darunter strömen in der Zwischenwasserschicht etwa -0.8 Sv nach Süden. Die größten Transportanteile in diesem Gebiet liefern das DW und das GSBW, deren Transporte jeweils bei etwa 2 Sv liegen.

Die Wassermassentransporte der WSC-Region sind alle nach Norden gerichtet. In der Oberflächenschicht wird neben geringen Mengen von ASW hauptsächlich AW transportiert. Signifikante Transporte in der Zwischenwasserschicht erfolgen nur über UAIW, dessen Transportrate etwa genauso groß wie die des AW ist. Die Transportbeiträge aus der Tiefen- und Bodenwasserschicht sind mit etwa 2.0 Sv als gering einzustufen, wenn man dazu ihre vergleichsweise großen Querschnittsflächen betrachtet.

In den Abbildungen 6.1.1.1.3a bis 6.1.1.1.3d sind die Komponenten der Windgeschwindigkeit, die Zonalkomponente der Windschubspannung und der meridionale Ekmantransport über 75°N dargestellt. Der aus den schiffsgestützten Windmessungen berechnete meridionale Ekmantransport, beträgt $-50.0 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Um die Tiefe der Ekman-schicht in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit näherungsweise abschätzen zu können, wird auf folgende Formel zurückgegriffen, die von Pond und Pickart (1983) näher beschrieben wurde.

$$D_E = \frac{4.3 W}{\sqrt{|\sin \varphi|}} \quad 6.1.1.1.1 \quad D_E = \text{Ekman-tiefe}; W = \text{Windgeschwindigkeit}; \varphi = \text{geo. Breite}$$

Setzt man für W die mittlere Windgeschwindigkeit aus den Schiffsbeobachtungen mit 6.4 m s^{-1} und für $\varphi = 75^\circ\text{N}$ ein, so berechnet sich daraus eine mittlere Ekman-tiefe von ca. 28 Metern. Bestimmt man nun zum Vergleich den Gesamttransport über dieselbe Schicht aus dem absoluten Geschwindigkeitsfeld, so ergibt sich ein südwärts gerichteter Transport von $-15.0 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ über eine Gesamtfläche von $32.0 \cdot 10^6 \text{ m}^2$. Aus diesen Berechnungen folgt erstens, daß kein signifikanter meridionaler Ekmantransport über 75°N existiert und zweitens, daß durch die konstante Extrapolation der Absolutgeschwindigkeiten von 27 m Tiefe bis zur Oberfläche kein signifikanter Fehler in die Transportberechnungen zusätzlich miteinfließt.

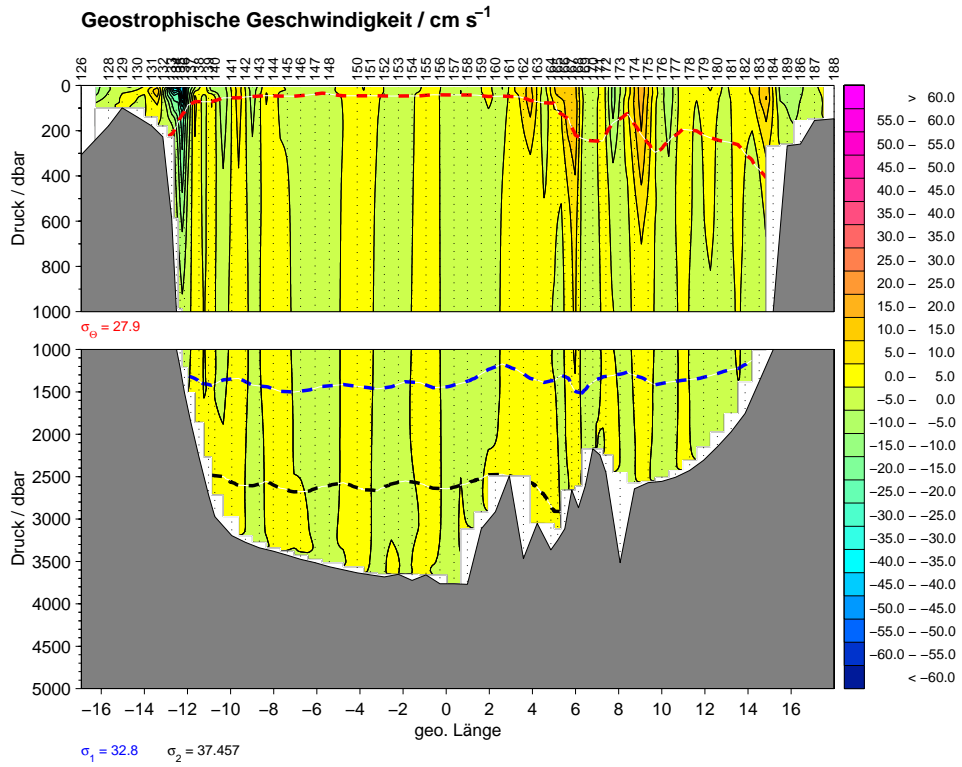


Abb. 6.1.1.1.1 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 75°N (1998)

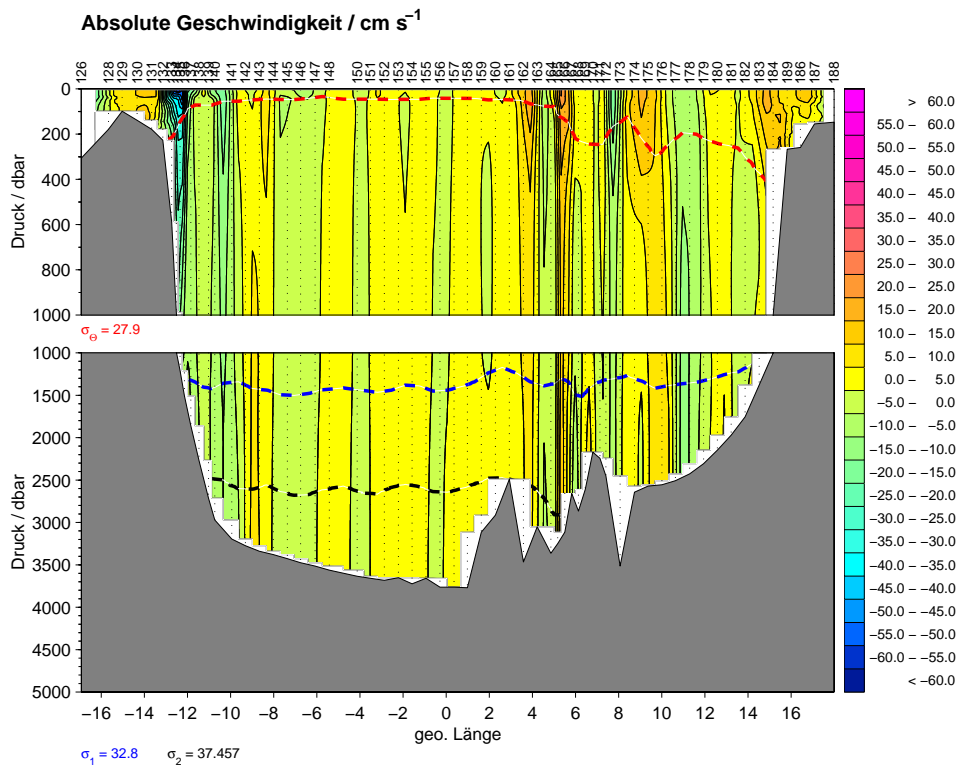


Abb. 6.1.1.1.2 Absolute Geschwindigkeit entlang 75°N (1998)

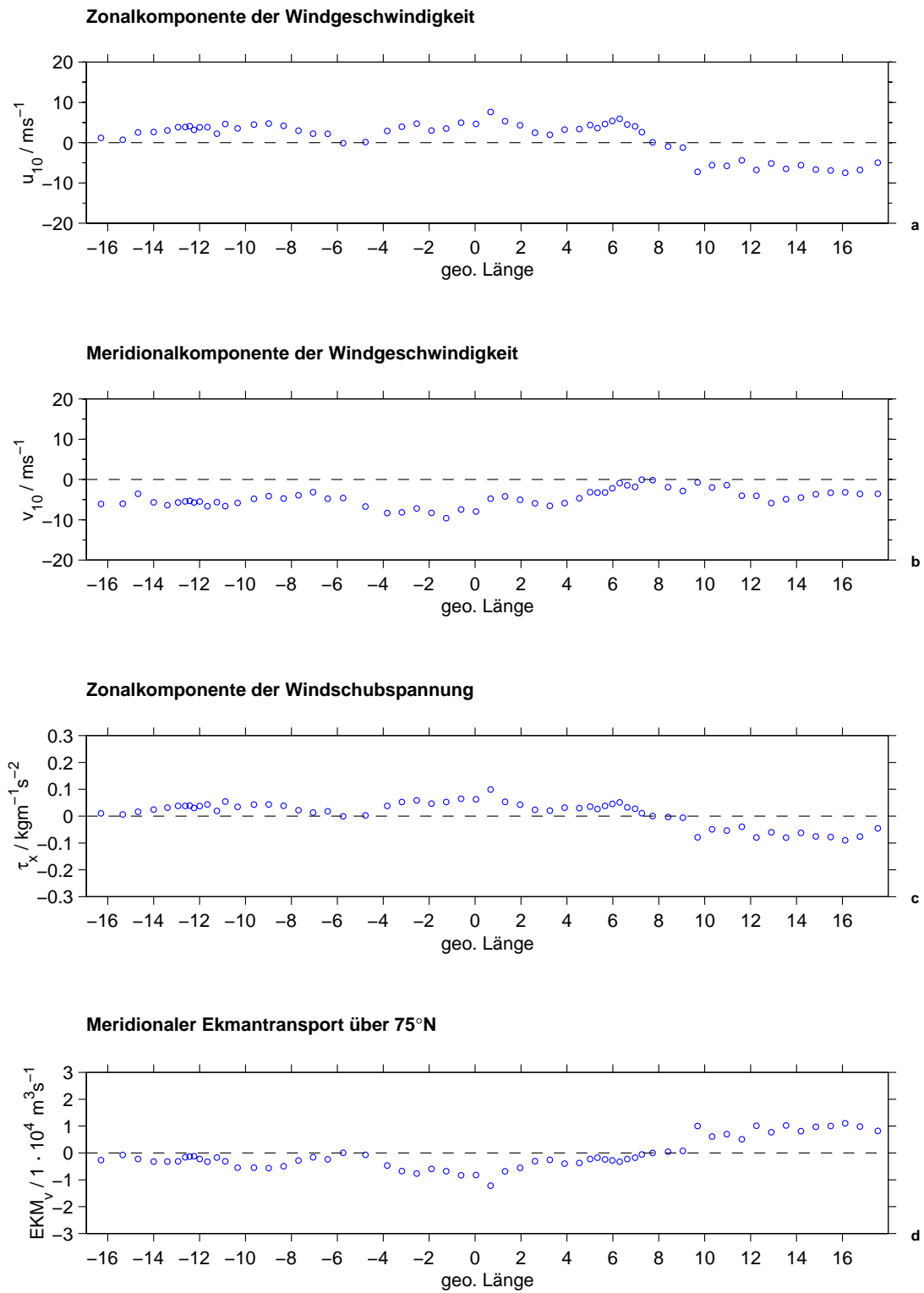


Abb. 6.1.1.1.3a - 6.1.1.1.3d Darstellung der Windgeschwindigkeitskomponenten, der Zonalkomponente der Windschubspannung und des meridionalen Ekmantransports entlang 75°N (1998)

Tabelle 6.1.1.1.1 Meridionale Volumen-, Wärme- und Salztransporte über 75°N (1998)

	Gebiet	A / m ²	M _V / Sv	M _W / W	M _S / kg s ⁻¹
Schelfregion	16.9°W–13.1°W	17.0 · 10 ⁶	-0.2 ± 0.1	+0.7 · 10 ¹²	-48.7 · 10 ⁶
EGC-Region	13.1°W–8.0°W	355.0 · 10 ⁶	-11.9 ± 2.9	+0.8 · 10 ¹²	-431.2 · 10 ⁶
GG-Region	8.0°W–3.3°E	1091.0 · 10 ⁶	+4.2 ± 13.2	-19.6 · 10 ¹²	+94.8 · 10 ⁶
WSC-Region	3.3°E–17.6°E	847.0 · 10 ⁶	+7.9 ± 6.8	+60.1 · 10 ¹²	+390.3 · 10 ⁶
Gesamtregion	15.9°W–18.0°E	2310.0 · 10 ⁶	+0.0 ± 23.1	+42.0 · 10 ¹²	+5.2 · 10 ⁶

Tabelle 6.1.1.1.2 Regionale Betrachtung der Wassermassentransporte über 75°N (1998)

	Schelfregion	EGC-Region	GG-Region	WSC-Region
Schicht 1	PW A = 17.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.2 Sv	PW A = 3.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.9 Sv		AW A = 75.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +2.8 Sv
		ASW A = 5.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.0 Sv	ASW A = 13.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.1 Sv	ASW A = 10.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.5 Sv
Schicht 2		RAW A = 15.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.8 Sv		LAIW A = 98.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.0 Sv
		UAIW A = 146.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -4.6 Sv	UAIW A = 433.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.8 Sv	UAIW A = 267.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +2.7 Sv
Schicht 3		AODW A = 14.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.6 Sv		
		DW A = 113 · 10 ⁶ m ² M _V = -2.5 Sv	DW A = 372.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.8 Sv	DW A = 376.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.5 Sv
Schicht 4		GSBW A = 51.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.5 Sv	GSBW A = 273.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.7 Sv	GSBW A = 20.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.4 Sv
Gesamt	A = 17.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.2 Sv	A = 347.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -11.9 Sv	A = 1091.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +4.2 Sv	A = 846.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +7.9 Sv

Tabelle 6.1.1.1.3 Wassermassentransporte über 75°N (1998)

Wassermasse	Θ / °C	S	A / m ²	v / cm s ⁻¹	M _V / Sv	M _W / W	M _S / kg s ⁻¹
PW	-1.22	33.42	20.0 · 10 ⁶	-5.5	-1.1	+5.1 · 10 ¹²	-37.8 · 10 ⁶
ASW	+2.68	34.44	28.0 · 10 ⁶	-3.8	-0.6	-6.9 · 10 ¹²	-21.2 · 10 ⁶
AW	+4.74	35.03	75.0 · 10 ⁶	+3.7	+2.8	+55.7 · 10 ¹²	+100.8 · 10 ⁶
RAW	+1.20	34.92	15.0 · 10 ⁶	-12.0	-1.8	-9.6 · 10 ¹²	-64.6 · 10 ⁶
UAIW	-0.65	34.88	846.0 · 10 ⁶	-0.1	-1.1	+2.5 · 10 ¹²	-39.4 · 10 ⁶
LAIW	+1.89	34.96	98.0 · 10 ⁶	+0.0	+0.0		
AODW	-0.87	34.912	14.0 · 10 ⁶	-4.3	-0.6	+1.9 · 10 ¹²	-21.5 · 10 ⁶
DW	-0.95	34.907	861.0 · 10 ⁶	+0.1	+0.8	-2.8 · 10 ¹²	+28.7 · 10 ⁶
GSBW	-1.12	34.904	344.0 · 10 ⁶	+0.5	+1.6	-6.7 · 10 ¹²	+57.4 · 10 ⁶
Gesamttransporte →					+0.0	+39.2 · 10 ¹²	+2.4 · 10 ⁶

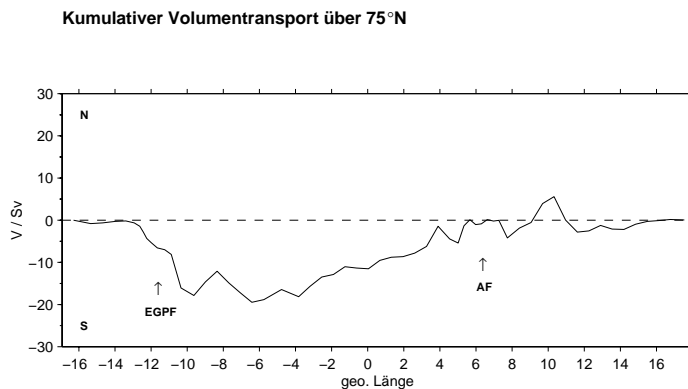


Abb. 6.1.1.1.4 Kumulativer absoluter Volumentransport über 75°N (1998)

• **1997, 75°N**

In der Abbildung 6.1.1.1.5 ist dieselbe Unterteilung des geostrophischen Strömungsfeldes zu beobachten wie im darauffolgenden Jahr. Zwischen 14°W und 8°W befindet sich die EGC-Region, welche in erster Linie durch den nach Süden gerichteten baroklinen Jet oberhalb des Schelfabhanges geprägt wird. Im Gegensatz zu den Beobachtungen des Jahres 1998 weist dieser jedoch deutlich geringere Strömungsgeschwindigkeiten auf, was darauf hindeutet, daß die Dichtegradienten in der EGPF-Region nicht so stark wie im Folgejahr ausgeprägt sind.

Die zentrale Grönlandsee-Region wird hingegen nur durch vergleichsweise geringe Meridionalgeschwindigkeiten geprägt. Östlich dieser Region schließt sich der WSC an, dessen Strömungsfeld in erster Linie durch drei nach Norden gerichtete Strombänder charakterisiert wird, deren Maximalgeschwindigkeiten 25 cm s^{-1} überschreiten. Der geostrophische Gesamttransport ist ebenso wie 1998 mit -1.0 Sv nahezu ausgeglichen, wobei -3.0 Sv auf den EGC, -0.1 Sv auf die zentrale Grönlandsee und 2.0 Sv auf den WSC entfallen.

Das berechnete absolute Strömungsfeld (Abb. 6.1.1.1.6) zeigt, daß im Gegensatz zu den 98er-Messungen die Strömungen über dem Ostgrönländischen Kontinentalschelf und der westlich angrenzenden EGC-Region allesamt nach Süden gerichtet sind. Über der Schelfregion, die sich zwischen etwa 13°W und 16°W erstreckt, werden -1.4 Sv nach Süden transportiert. Zwischen 8°W und 13°W ist der ca. 150 Kilometer breite EGC zu erkennen, dessen oberflächennahes Geschwindigkeitsmaximum über dem Schelfabhang 49 cm s^{-1} beträgt. In 400 m Tiefe hat die Geschwindigkeit hingegen auf etwa 20 cm s^{-1} abgenommen. Die barotropen Geschwindigkeitsanteile betragen in diesem Gebiet -10.8 cm s^{-1} bis 1.2 cm s^{-1} . Ebenso wie im Folgejahr herrschen in der zentralen Grönlandsee vergleichsweise geringe Meridionalgeschwindigkeiten vor. Das Strömungsfeld des WSC wird hingegen zwischen 7°E und 16°E durch mehrere Strombänder, deren Breiten 20 bis 60 km betragen und deren maximale Geschwindigkeiten an der Oberfläche in einem Bereich zwischen -10 cm s^{-1} bis 25 cm s^{-1} liegen, charakterisiert.

Drei nach Süden gerichtete Strombänder mit Breiten von 30 bis 55 km liegen zwischen 7.1°E und 8.1°E, 9.4°E und 11.3°E und 12.6°E und 13.2°E, wobei sie jeweils -3.8 Sv, -7.6 Sv und -3 Sv transportieren. Außerdem sind drei weitere nach Norden gerichtete Strombänder zwischen 8.1°E und 9.3°E, 11.3°E und 12.6°E und 13.2°E und 15.8°E zu beobachten, welche 9.1 Sv, 4.5 Sv und 5.2 Sv über den WSC nach Norden transportieren. Die Breite dieser Strombänder rangiert zwischen 35 und 75 km. Auf dem Barentssee-Schelf östlich von 18°E herrschen nach Süden gerichtete Strömungen vor, deren Geschwindigkeiten nahezu -40 cm s⁻¹ erreichen.

Der aus den schiffsgestützten Windmessungen berechnete meridionale Ekman-Transport beträgt -0.3 Sv. Die mittlere Windgeschwindigkeit liegt bei 9.9 m s⁻¹, so daß sich daraus analog zu Formel 6.1.1.1 eine Ekman-Tiefe von etwa 43 Metern ergibt. Der Gesamttransport in den oberen 43 Metern beträgt bei einer Querschnittsfläche von $46.0 \cdot 10^6$ m² etwa -1.0 Sv. Daraus folgt, daß ebenso wie im Folgejahr kein signifikanter Ekmantransport über 75°N existiert.

Auf der Grundlage des hergeleiteten absoluten Strömungsfeldes ergibt sich ein meridionaler Volumentransport von -0.3 Sv. Der EGC transportiert ebenso wie im Jahr 1998 über eine Breite von 150 Kilometer etwa -12.0 Sv, wohingegen der WSC über eine etwa zweieinhalbfach so große Breite etwa 10.8 Sv nach Norden transportiert.

Weil die beiden 75°N-Schnitte aus den Jahren 1997 und 1998, die einzigen Messungen darstellen, welche die Grönlandsee einschließlich der Schelfbereiche nahezu vollständig räumlich erfassen, sind die daraus resultierenden Transportberechnungen für einen Vergleich von besonderer Bedeutung. Daher werden in dem nachfolgenden Abschnitt für die Beobachtungsjahre 1997 und 1998 die einzelnen Wassermassentransporte sowie ihre prozentualen Anteile an der Gesamtquerschnittsfläche miteinander verglichen. Den Abbildungen 6.1.1.1.8c und 6.1.1.1.8d ist zu entnehmen, daß der nordwärts gerichtete Transport von AW, LAIW, DW und GSBW durch einen südwärts gerichteten Transport von PW, ASW, RAW, UAIW und AODW kompensiert wird. Obwohl PW, RAW, AW, LAIW und ASW vergleichsweise geringe Querschnittsflächen entlang 75°N einnehmen, so sind gerade diese Wassermassen mit 67.3 bis 77.6 % bzw. mit 53.8 bis 67.2 % maßgeblich an den Süd- und Nordtransporten beteiligt. Dies liegt in erster Linie an den vergleichsweise hohen Strömungsgeschwindigkeiten, die in den beiden Randstromregionen erreicht werden. Die übrigen Zwischen-, Tiefen- und Bodenwassermassen nehmen zwar zusammen mit etwa 89 % den größten Anteil an der Querschnittsfläche entlang des Schnittes ein, allerdings sind ihre Transportraten aufgrund sehr viel geringerer Durchschnittsgeschwindigkeiten verhältnismäßig klein. Obwohl die Transporte der einzelnen Wassermassen in den Beobachtungsjahren 1997 und 1998 durchaus verschieden sind, so fallen im Gegensatz dazu ihre prozentualen Anteile an der Gesamtquerschnittsfläche zu dem Zeitpunkt der beiden Vermessungen vergleichsweise ähnlich aus (Abb. 6.1.1.1.8a/b).

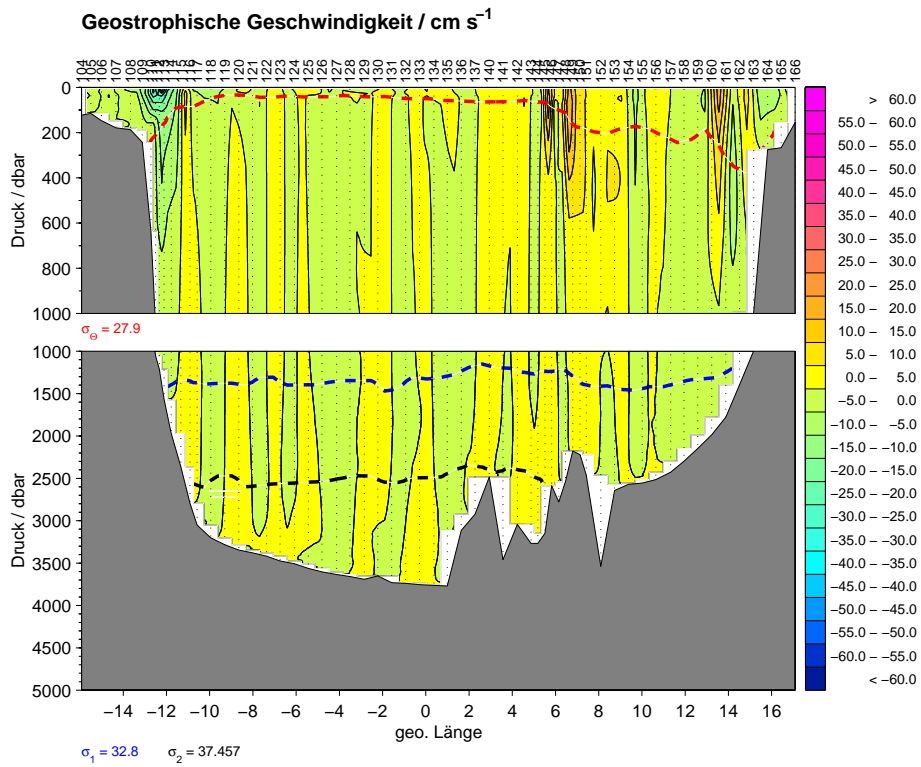


Abb. 6.1.1.1.5 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 75°N (1997)

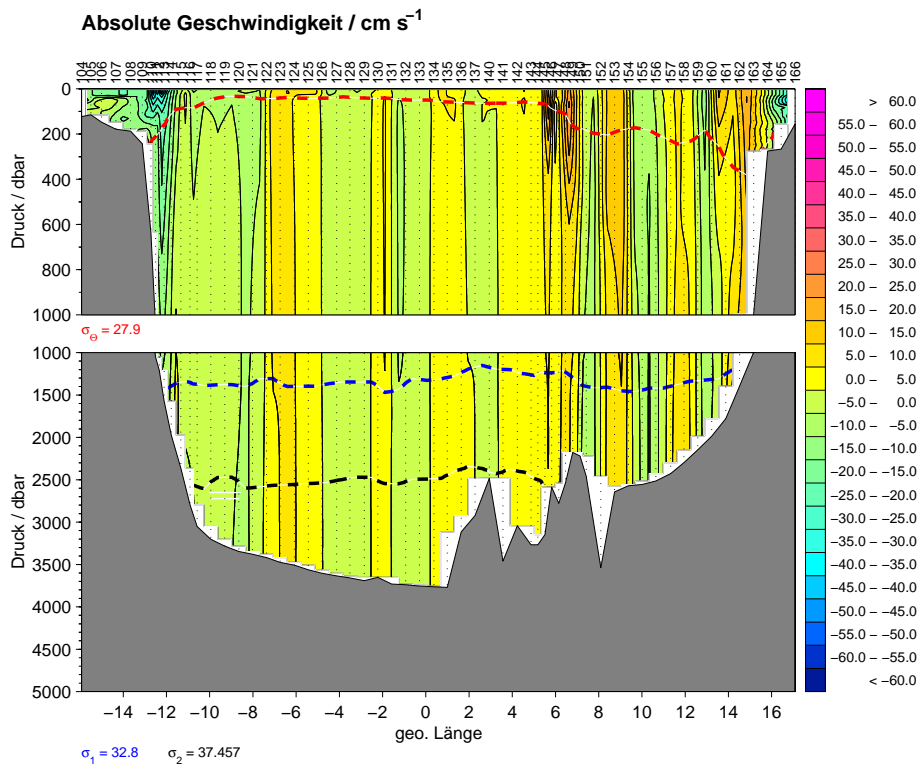


Abb. 6.1.1.1.6 Absolute Geschwindigkeit entlang 75°N (1997)

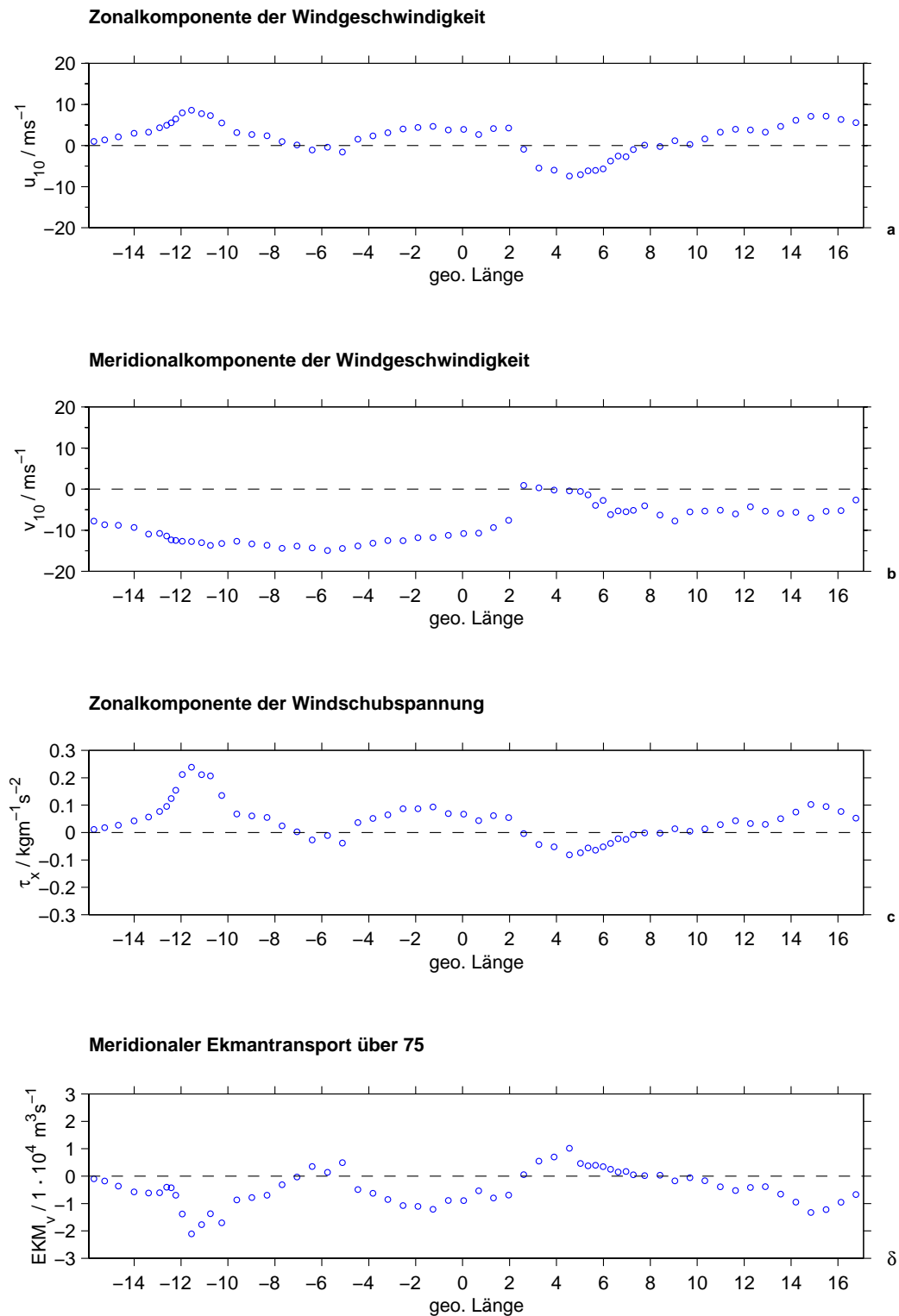


Abb. 6.1.1.1.7a - 6.1.1.1.7d Darstellung der Windgeschwindigkeitskomponenten, der Zonalkomponente der Windschubspannung und des Meridionalen Ekmantransports entlang (1997)

Tabelle 6.1.1.1.4 Meridionale Volumen-, Wärme- und Salztransporte über 75°N (1997)

	Gebiet	A / m ²	M _V / Sv	M _W / W	M _S / kg s ⁻¹
Schelfregion	15.9°W–13.1°W	13.0 · 10 ⁶	-1.4 ± 0.1	+8.4 · 10 ¹²	-48.7 · 10 ⁶
EGC-Region	13.1°W–8.6°W	293.0 · 10 ⁶	-12.0 ± 2.9	+3.8 · 10 ¹²	-431.2 · 10 ⁶
GG-Region	8.6°W–5.5°E	1316.0 · 10 ⁶	+2.6 ± 13.2	-7.2 · 10 ¹²	+94.8 · 10 ⁶
WSC-Region	5.5°E–18.0°E	684.0 · 10 ⁶	+10.8 ± 6.8	+46.4 · 10 ¹²	+390.3 · 10 ⁶
Gesamregion	15.9°W–18.0°E	2306.0 · 10 ⁶	+0.0 ± 23.1	+51.6 · 10 ¹²	+5.2 · 10 ⁶

Tabelle 6.1.1.1.5 Regionale Betrachtung der Wassermassentransporte über 75°N (1997)

	Schelfregion	EGC-Region	GG-Region	WSC-Region
Schicht 1	PW A = 13.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.4 Sv	PW A = 4.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.0 Sv		AW A = 60.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +2.3 Sv
		ASW A = 7.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.7 Sv	ASW A = 16.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.1 Sv	ASW A = 10.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.0 Sv
Schicht 2		RAW A = 26.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -2.2 Sv		LAIW A = 122.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +2.2 Sv
		UAIW A = 114.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -4.5 Sv	UAIW A = 505.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.0 Sv	UAIW A = 182.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +2.2 Sv
Schicht 3		AODW A = 15.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.3 Sv		
		DW A = 87.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -2.3 Sv	DW A = 445.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.9 Sv	DW A = 297.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +3.6 Sv
Schicht 4		GSBW A = 39.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.0 Sv	GSBW A = 348.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.6 Sv	GSBW A = 13.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.5 Sv
Gesamt	A = 13.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.4 Sv	A = 292.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -12.0 Sv	A = 1314.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +2.6 Sv	A = 684.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +10.8 Sv

Tabelle 6.1.1.1.6 Nettotransporte der einzelnen Wassermassen über 75°N (1997)

Wassermasse	Θ / °C	S	A / m ²	v / cm s ⁻¹	M _V / Sv	M _W / W	M _S / kg s ⁻¹
PW	-1.39	33.33	17.0 · 10 ⁶	-14.1	-2.4	+12.7 · 10 ¹²	-82.2 · 10 ⁶
ASW	+2.45	34.48	33.0 · 10 ⁶	-1.8	-0.6	-6.3 · 10 ¹²	-21.3 · 10 ⁶
AW	+4.28	35.02	60.0 · 10 ⁶	+3.8	+2.3	+41.4 · 10 ¹²	+82.8 · 10 ⁶
RAW	+1.44	34.93	26.0 · 10 ⁶	-8.5	-2.2	-13.9 · 10 ¹²	-79.0 · 10 ⁶
UAIW	-0.66	34.88	801.0 · 10 ⁶	-0.1	-1.2	+2.8 · 10 ¹²	-43.0 · 10 ⁶
LAIW	+1.84	34.96	122.0 · 10 ⁶	+1.8	+2.2	+17.6 · 10 ¹²	+79.1 · 10 ⁶
AODW	-0.88	34.911	15.0 · 10 ⁶	-2.0	-0.3	+1.0 · 10 ¹²	-10.8 · 10 ⁶
DW	-0.95	34.906	829.0 · 10 ⁶	+0.3	+2.1	-7.3 · 10 ¹²	+75.4 · 10 ⁶
GSBW	-1.13	34.903	400.0 · 10 ⁶	< 0.1	+0.1	-0.4 · 10 ¹²	+3.6 · 10 ⁶
Nettotransporte →					+0.0	+47.6 · 10 ¹²	+4.6 · 10 ⁶

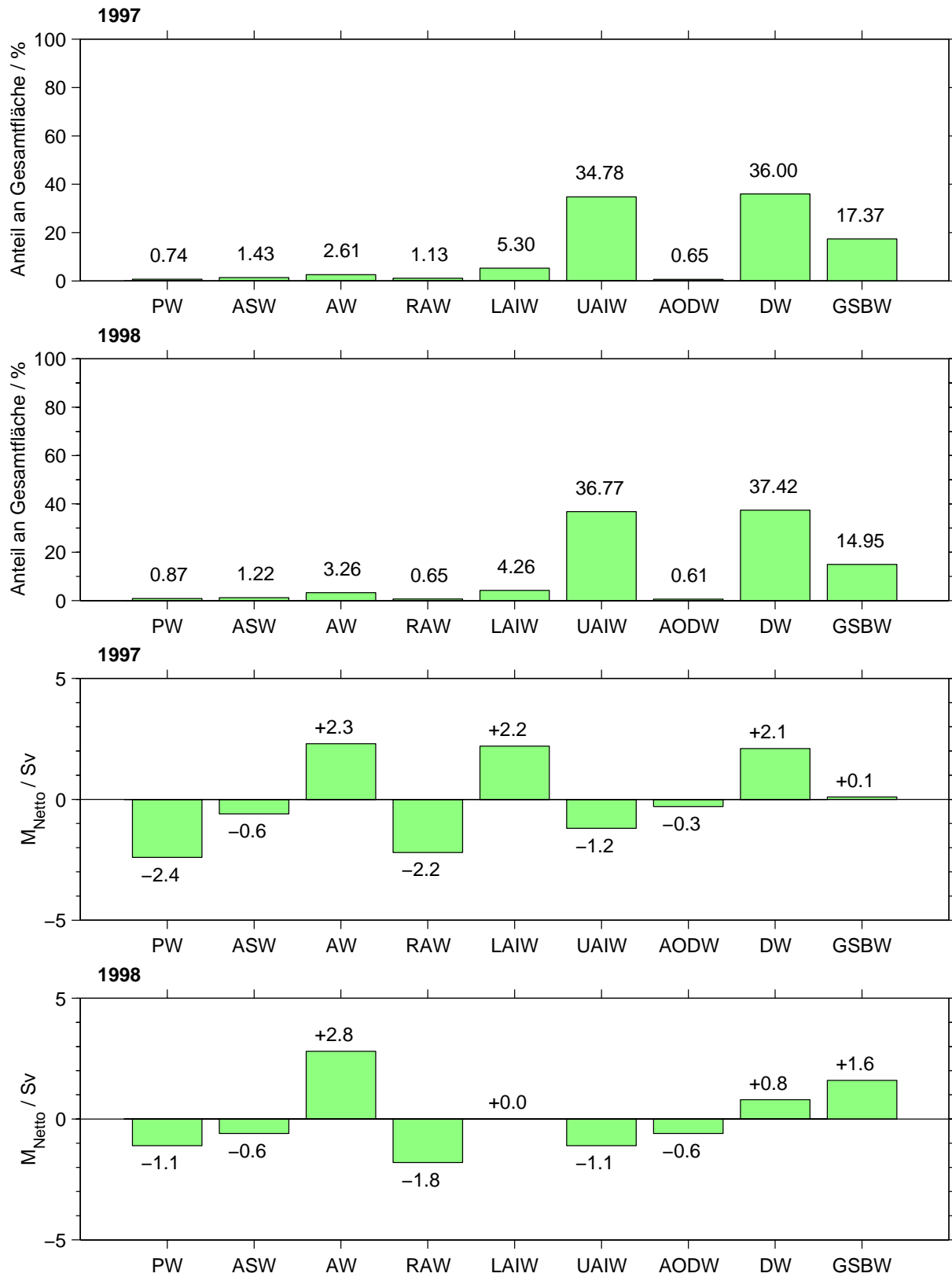


Abb. 6.1.1.1.8a – 6.1.1.1.8d Darstellung der Wassermassentransporte und ihrer prozentualen Anteile an der Gesamtquerschnittsfläche des 75°N-Schnittes

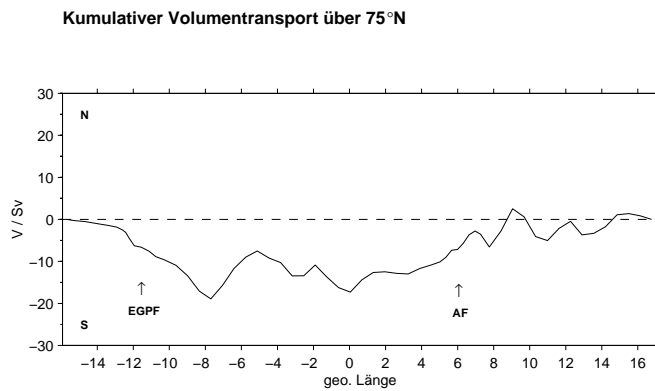


Abb. 6.1.1.1.9 Kumulativer absoluter Volumentransport über 75°N (1997)

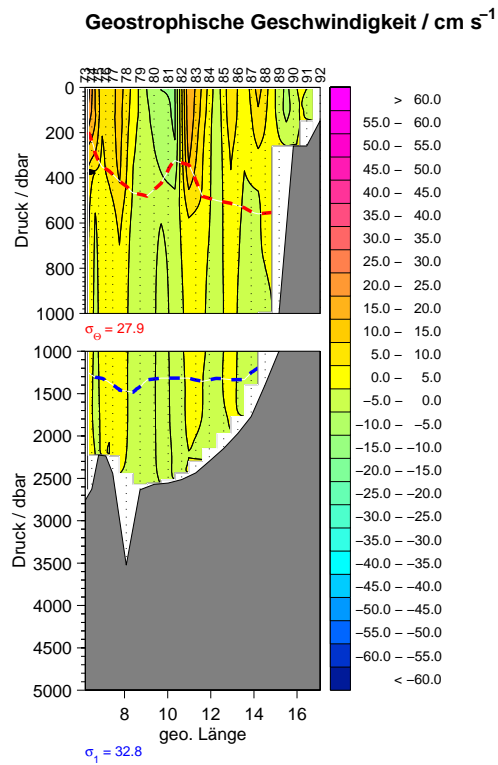
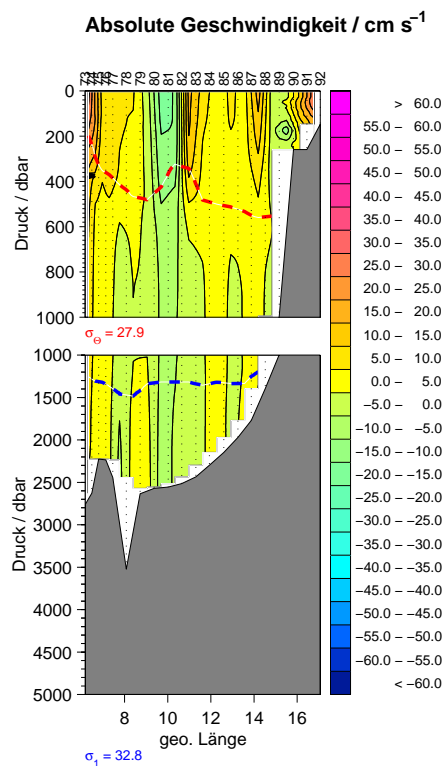
• **1995, 75°N**

Da die Eindringtiefe des Akustischen Strömungsmessers während der Vermessung dieses Schnittes infolge stetigen Eindringens von Luft in die unmittelbare Umgebung der Schallwandler kontinuierlich von 400 bis auf 27 Meter abnahm und dieser Fehler nicht rechtzeitig behoben wurde, sind über 50 % der gemessenen Daten für eine weitere Auswertung unbrauchbar. Die Untersuchungen beschränken sich daher auf die WSC-Region.

In der Abbildung 6.1.1.1.10 ist das geostrophische Geschwindigkeitsfeld dargestellt. Zwischen 6.2°E und 8.7°E befindet sich ein etwa 70 Kilometer breites Band nordwärts gerichteter Geschwindigkeiten, die maximale Werte von über 27 cm s⁻¹ erreichen. Der Gesamttransport über diesen Schnitt beträgt 4.5 Sv, wovon allein 4.1 Sv über dieses Stromband transportiert werden. Östlich schließt sich ein etwa 90 Kilometer breiter Wirbel an, auf dessen Westseite -2.8 Sv und der Ostseite 2.5 Sv transportiert werden. Betrachtet man nun zum Vergleich das berechnete absolute Strömungsfeld, so ist zwischen 6.2°E und 7.5°E eine breite Region nordwärts gerichteter Geschwindigkeiten zu erkennen, die an der Station 73 in Oberflächennähe bis auf 32 cm s⁻¹ zunehmen. Weiter östlich (9.3°E – 10.7°E) schließt sich ein etwa 40 Kilometer breites Stromband an, das 7 Sv nach Süden transportiert. Östlich davon liegt eine Zone (10.7°E und 13.9°E) nach Norden gerichteter Strömungen. Über dem Barentsseeschelf herrschen nordwärts gerichtete Strömungen vor, die eine Maximalgeschwindigkeit von über 30 cm s⁻¹ erreichen. Die barotropen Geschwindigkeitsanteile des WSC liegen zwischen -8 cm s⁻¹ und 5 cm s⁻¹.

Tabelle 6.1.1.1.7 Wassermassentransporte über 75°N (1995)

Wassermasse	Θ / °C	S	A / m ²	v / cm s ⁻¹	M _v / Sv
AW	+4.41	35.04	117.0 · 10 ⁶	+2.7	+3.2
LAIW	+1.68	34.95	58.0 · 10 ⁶	+1.0	+0.6
UAIW	-0.46	34.89	138.0 · 10 ⁶	-0.2	-0.3
DW	-0.83	34.907	257.0 · 10 ⁶	-0.7	-1.7
Gesamttransport →					+1.8

Abb. 6.1.1.1.10 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 75°N (1995)Abb. 6.1.1.1.11 Absolute Geschwindigkeit entlang 75°N (1995)

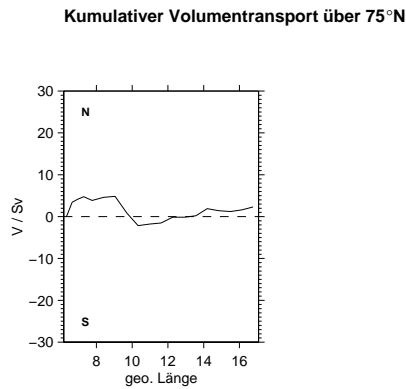


Abb. 6.1.1.1.12 Kumulativer absoluter Volumentransport über 75°N (1995)

• **1994, 75°N**

Dieser Schnitt erstreckt sich von 14°W bis 8.6°W und umfaßt den größten Teil der EGC-Region. Das geostrophische Geschwindigkeitsfeld (Abb. 6.1.1.1.13) weist als Hauptcharakteristikum den bereits in den Jahren 1998 und 1997 beobachteten baroklinen Jet auf, an dessen Rändern sich jeweils direkt ein barokliner Wirbel anschließt. Die westliche Wirbelstruktur ist zyklonal, wobei -0.3 Sv nach Süden und 0.2 Sv nach Norden transportiert werden. Hingegen weist der östliche Wirbel bei Transporten von 0.9 bzw. -1.2 Sv einen antizyklonalen Drehsinn auf.

Das absolute Strömungsfeld (Abb. 6.1.1.1.14) wird hingegen entlang des gesamten Abschnittes durch vergleichsweise starke südwärts gerichtete Geschwindigkeiten geprägt. Hierbei rangieren die barotropen Geschwindigkeitsanteile zwischen -2.2 und -21.7 cm s^{-1} . Der daraus berechnete meridionale Gesamttransport beträgt -29.0 Sv und ist im Vergleich zu den bisher vorgestellten EGC-Transportraten fast zweieinhalbmal so groß.

Ein Vergleich der bisher vorgestellten Schnitte bezüglich der Wassermassentransporte zeigt, daß die Transportraten und Querschnittsflächen des PW und des ASW mit Werten zwischen -0.8 und -1.0 Sv bzw. -0.7 und -1.0 Sv sich nur geringfügig ändern. Im Gegensatz dazu ist jedoch der RAW-Transport des Jahres 1994 etwa zweieinhalbmal so groß wie in den nachfolgenden Beobachtungsjahren. Diese Transportsteigerung ist auf eine Verdoppelung der Querschnittsfläche nicht aber auf eine signifikante Geschwindigkeitserhöhung zurückzuführen.

Tabelle 6.1.1.1.8 Wassermassentransporte über 75°N (1994)

Wassermasse	$\Theta / ^\circ\text{C}$	S	A / m^2	v / cm s^{-1}	M_V / Sv
PW	-0.94	33.72	$6.0 \cdot 10^6$	-13.3	-0.8
ASW	+1.09	33.93	$5.0 \cdot 10^6$	-12.0	-0.6
RAW	+1.30	34.93	$41.0 \cdot 10^6$	-12.7	-5.2
UAIW	-0.29	34.89	$63.0 \cdot 10^6$	-10.0	-6.3
AODW	-0.83	34.912	$34.0 \cdot 10^6$	-8.5	-2.9
DW	-0.87	34.907	$92.0 \cdot 10^6$	-8.9	-8.2
GSBW	-1.12	34.905	$56.0 \cdot 10^6$	-8.9	-5.0
Gesamttransport →					-29.0

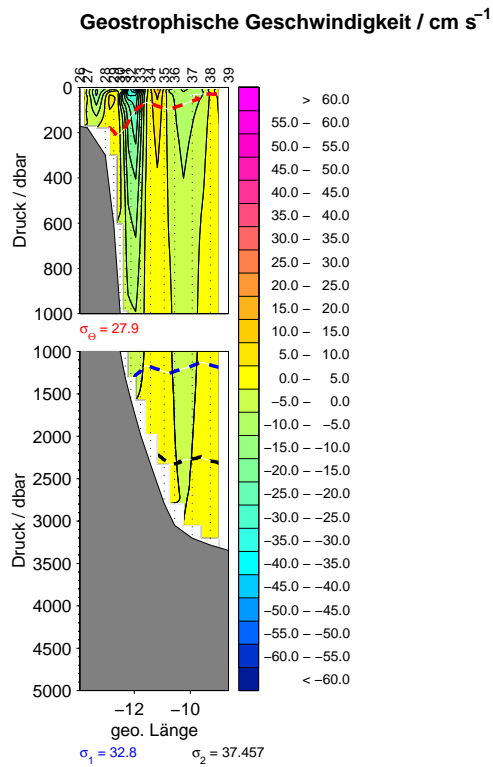


Abb. 6.1.1.13 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 75°N (1994)

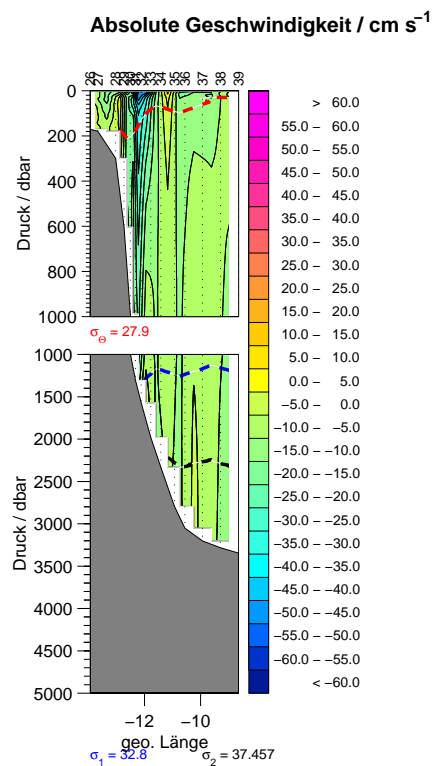


Abb. 6.1.1.14 Absolute Geschwindigkeit entlang 75°N (1994)

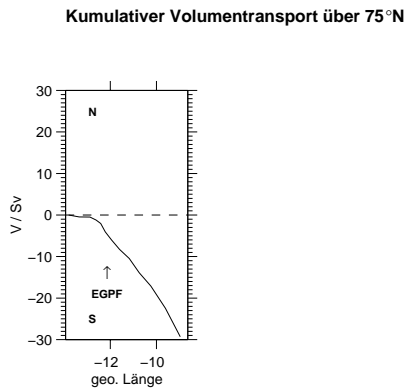


Abb. 6.1.1.15 Meridionaler Volumentransport entlang 75°N (1994)

• 1990, 75°N

Im Gegensatz zu den nachfolgenden Jahren standen für die Berechnung des absoluten Strömungsfeldes (Abb. 6.1.1.16) nur die auf den Stationen gemittelten ADCP-Geschwindigkeiten zur Verfügung. Zwischen 16°W und 13.7°W erstreckt sich über eine Breite von 70 km der Ostgrönländische Schelfbereich, welcher geringe Meridionalgeschwindigkeiten aufweist und mit 0.2 Sv nur einen verschwindend geringen Anteil zum Gesamttransport liefert.

Östlich davon schließt sich über eine Breite von etwa 130 Kilometern der EGC an, dessen Geschwindigkeiten in Oberflächennähe etwa -28 cm s^{-1} erreichen und mit der Tiefe stark abnehmen. Der Transport in der EGC-Region beträgt -4.7 Sv . Im Gegensatz zu den nachfolgenden Beobachtungsjahren sind zwischen 9.2°W und 4.6°W zwei antizyklonale Wirbel zu erkennen, deren Breiten entlang 75°N zwischen 60 und 75 Kilometern rangieren. Der größte Teil der zentralen Grönlandseeregion (4.6°W und 5.5°E) weist hingegen wie in den Jahren 1997 und 1998 nur geringe Meridionalgeschwindigkeiten auf.

Das Strömungsfeld des WSC erstreckt sich zonal über eine Distanz von etwa 330 Kilometern und wird wie in allen Jahren durch zahlreiche Strombänder und Wirbelstrukturen geprägt. Zwischen 5.5°E und 10.0°E herrschen nach Norden gerichtete Geschwindigkeiten vor. Der daraus resultierende Transport beträgt 6.0 Sv, wobei zu diesem Transport im wesentlichen zwei Strombänder beitragen, die jeweils eine Breite von ca. 20 Kilometern besitzen und zwischen 6.2°E und 6.8°E bzw. 9.3°E und 10.0°E zu lokalisieren sind. Die entsprechenden Strömungsgeschwindigkeiten erreichen Werte um 30 cm s^{-1} . Die größten Transportbeiträge liefert ein etwa 35 Kilometer breites Stromband, welches sich zwischen 10.6°E und 11.9°E befindet und etwa -4.5 Sv nach Süden transportiert.

Der Gesamttransport über diesen Schnitt (Abb. 6.1.1.17) beträgt 2.6 Sv, wobei 0.2 Sv auf die Ostgrönländische Schelfregion, -4.7 Sv auf den EGC, 0.6 Sv auf das Wirbelfeld, 1.5 Sv auf die zentrale Grönlandsee und 5.0 Sv auf die WSC-Region entfallen.

Da das AW durch den vorliegenden Schnitt nur zu etwa 83 % erfaßt wird, wurden für die Berechnung des entsprechenden Wassermassentransportanteils unter der Annahme, daß der WSC größtenteils barotrop ist, die Geschwindigkeitsprofile vom tiefstgelegenen Meßwert bis zu einer Tiefe von 600 Metern als konstant extrapoliert. Die anschließend berechneten Wassermassentransporte sind der Tabelle 6.1.1.1.9 zu entnehmen.

Tabelle 6.1.1.1.9 Wassermassentransporte über 75°N (1990)

Wassermasse	$\Theta / ^\circ\text{C}$	S	A / m ²	v / cm s ⁻¹	M _v / Sv
PW	-1.35	33.18	16.0 · 10 ⁶	-5.4	-1.1
RAW	+1.57	34.94	19.0 · 10 ⁶	-12.3	-2.3
AW	+4.52	35.06	143.0 · 10 ⁶	+2.7	+4.2
ASW	+1.89	34.21	19.0 · 10 ⁶	+1.1	<+0.1

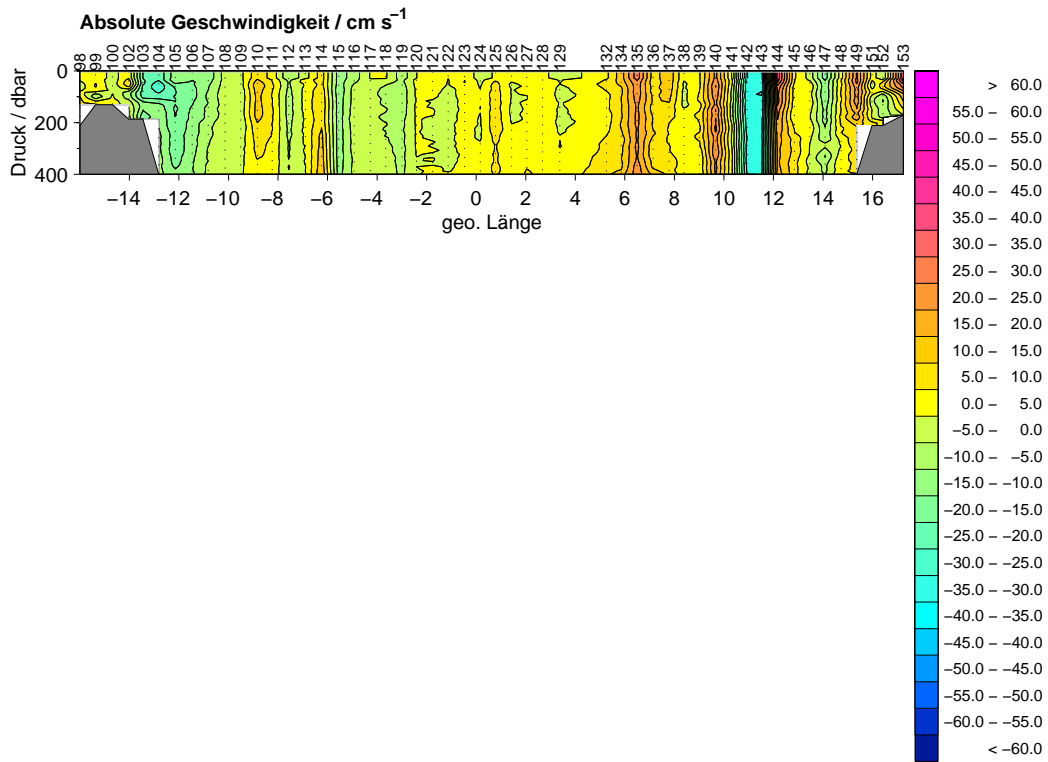


Abb. 6.1.1.1.16 Absolute Geschwindigkeit entlang 75°N (1990)

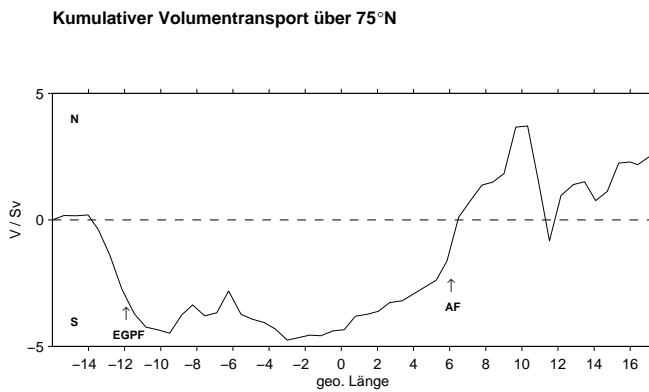


Abb. 6.1.1.1.17 Kumulativer absoluter Volumentransport der oberen 400 Meter über 75°N (1990)

6.1.1.2 Framstraße

• 1990, 78°N

Wie für den Schnitt auf 75°N standen für die Berechnung des absoluten Strömungsfeldes (Abb. 6.1.1.2.1) nur die auf den Stationen gemittelten ADCP-Geschwindigkeiten zur Verfügung. Zwischen 15.3°W und 6.4°W erstreckt sich über eine Breite von 205 km der Ostgrönländische Schelfbereich, welcher geringe Meridionalgeschwindigkeiten aufweist und mit 0.7 Sv nur einen geringen Anteil zum Gesamttransport liefert. Direkt östlich schließt zwischen 6.4° und 4.4°N die EGC-Region an. Der südwärts gerichtete Jet ist ebenso wie auf 75°N in unmittelbarer Umgebung der EGPF anzutreffen. Die Geschwindigkeiten erreichen in Oberflächennähe über -55.0 cm s^{-1} und nehmen anschließend stark mit der Tiefe ab. Sehr deutlich zu erkennen ist, daß der Transport des WSC hauptsächlich über zwei nach Norden gerichtete Strombänder erfolgt, deren Breiten 50 bis 65 Kilometer betragen. Über der Schelfregion Westspitzbergens herrschen hingegen über eine Breite von 70 Kilometern südwärts gerichtete Strömungen vor. Der Gesamttransport ist mit 0.5 Sv nahezu ausgeglichen. Die Wassermassentransporte sind der unteren Tabelle zu entnehmen.

Tabelle 6.1.1.1.9 Wassermassentransporte über 75°N (1990)

Wassermasse	$\Theta / ^\circ\text{C}$	S	A / m^2	$v / \text{cm s}^{-1}$	M_v / Sv
PW	-1.22	32.93	$37.0 \cdot 10^6$	-2.2	-0.9
RAW	+1.64	34.94	$11.0 \cdot 10^6$	-8.4	-0.9
AW	+4.24	35.05	$55.0 \cdot 10^6$	+5.6	+3.1
ASW	+3.50	34.54	$13.0 \cdot 10^6$	-3.7	-0.5

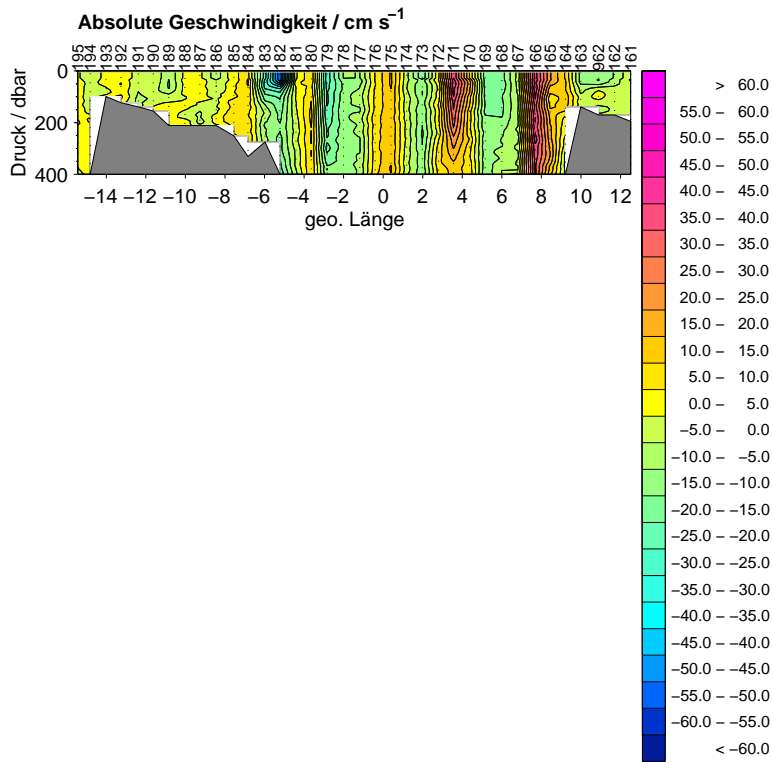


Abb. 6.1.1.2.1 Absolute Geschwindigkeit entlang 78°N (1990)

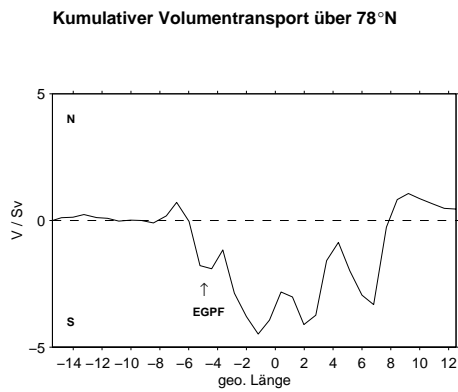


Abb. 6.1.1.2.2 Kumulativer absoluter Volumentransport der oberen 400 Meter über 78°N (1990)

• **1997, 78°N und 79°40'N**

Dieser Schnitt erstreckt sich vom Ostgrönlandischen Kontinentalrand bei 7°W über die Grönland-Spitzbergen-Schwelle, die Molloy-Verwerfungszone bis zum vergleichsweise schmalen westlichen Kontinentalschelf Spitzbergens (Abb. 6.1.1.2.4). Zwischen 7°W und 2°E herrschen nach Süden gerichtete Geschwindigkeiten vor, wobei die höchsten Geschwindigkeiten mit -37 cm s^{-1} an der Oberfläche zwischen den Stationen 38 und 39 angetroffen werden. An derselben Position nimmt die Geschwindigkeit in 200 m Tiefe auf -10 cm s^{-1} ab. Die starke Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe deutet auf einen verhältnismäßig hohen baroklinen Anteil hin (Abb. 6.1.1.2.3).

Östlich von 2°E schließt sich ein Stromband an, dessen nordwärts gerichtete Geschwindigkeit 10 cm s^{-1} übersteigt. Zwischen den Stationen 46 und 47 erkennt man hingegen ein nach Süden gerichtetes Stromband mit einer maximalen Geschwindigkeit an der Oberfläche von über -25 cm s^{-1} . Weiter östlich schließt sich bis zum westlichen Schelfrand Spitzbergens eine Zone nordwärts gerichteter Strömungen an, die 24 cm s^{-1} überschreiten. Die barotropen Geschwindigkeitsanteile liegen zwischen -9 cm s^{-1} und 18 cm s^{-1} .

Dieser Schnitt weist einen Nettotransport von -5.4 Sv auf, der nach Süden gerichtet ist. Auch dieser Transport ist nicht signifikant, da eine Geschwindigkeitskorrektur von 0.96 cm s^{-1} ausreichen würde, um diesen zu kompensieren. (Ein Fehler bei der Bestimmung des Fehlwinkels von $\pm 0.11^\circ$ würde bei einer Schiffsgeschwindigkeit von 5 m s^{-1} einen Geschwindigkeitsfehler von 0.96 cm s^{-1} verursachen.) Zwischen 7°W und 2°E werden -12.1 Sv nach Süden transportiert und zwischen 2°E und 10°E 12.1 Sv nach Norden. Der meridionale Ekman-Transport ist mit $5.4 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ zu vernachlässigen.

Bei regionaler Betrachtung des absoluten Strömungsfeldes fällt auf, daß der südwärts gerichtete Transport auf der Westseite der Framstraße (7.0°W bis 2.0°E) durch einen nördwärts gerichteten Transport auf der Ostseite kompensiert wird. Der Abbildung 6.1.1.2.6b ist zu entnehmen, daß sich der Südtransport aus PW, MAW, UPDW und CBDW, die Arktischen Ursprungs sind, und rezirkulierendem RAW zusammensetzt. Auf der Ostseite hingegen werden AW, ASW, LAIW, UAIW, DW und EBDW nach Norden transportiert.

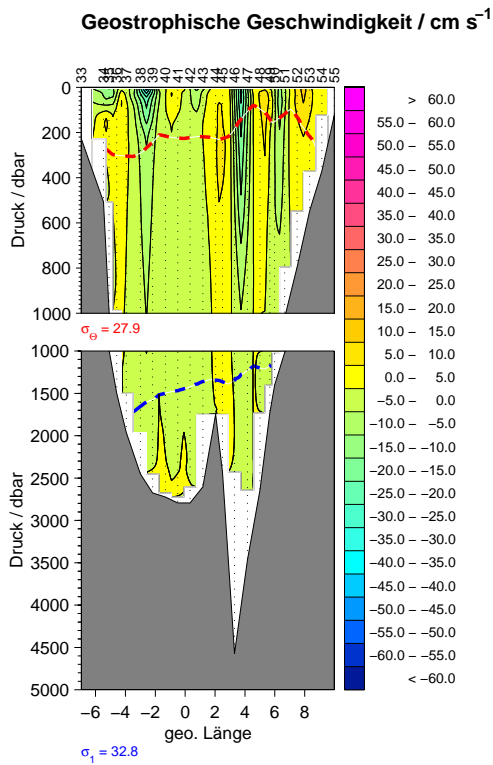


Abb. 6.1.1.2.3 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 79°40'N (1997)

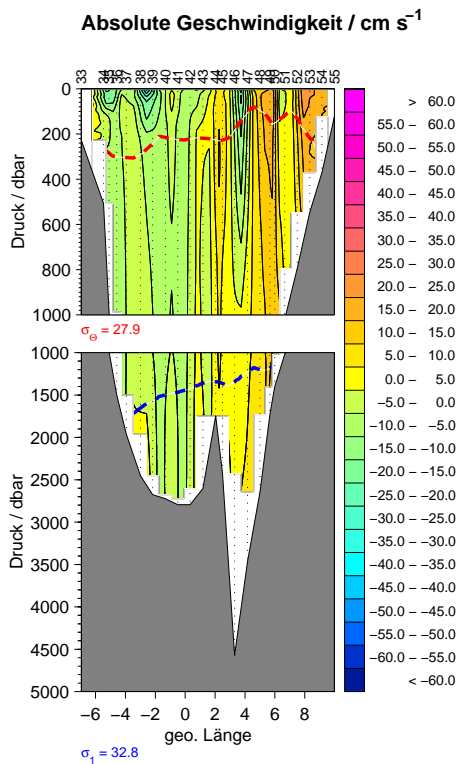


Abb. 6.1.1.2.4 Absolute Geschwindigkeit entlang 79°40'N (1997)

Tabelle 6.1.1.2.2 Meridionale Volumen-, Wärme- und Salztransporte über 79°40'N

	Gebiet	A / m ²	M _V / Sv	M _W / W	M _S / kg s ⁻¹
Westliche Framstraße	7.0°W–2.0°E	329.0 · 10 ⁶	-12.2 ± 3.3	+4.8 · 10 ¹²	-435.5 · 10 ⁶
Östliche Framstraße	2.0°E–10.0°E	235.0 · 10 ⁶	+12.2 ± 2.4	+37.7 · 10 ¹²	+439.0 · 10 ⁶
Gesamtregion	7.0°W–10.0°E	564.0 · 10 ⁶	+0.0 ± 5.6	+42.5 · 10 ¹²	+3.5 · 10 ⁶

Tabelle 6.1.1.2.3 Regionale Betrachtung der Wassermassentransporte über 79°40'N

	Westliche Framstraße	Östliche Framstraße
Schicht 1	PW A = 27.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.5 Sv	ASW A = 9.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +0.7 Sv
		AW A = 8.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.1 Sv
Schicht 2	MAW A = 55.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -2.9 Sv	
	RAW* A = 34.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.1 Sv	LAIW* A = 71.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +3.2 Sv
	UAIW A = 19.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.5 Sv	UAIW A = 36.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.9 Sv
Schicht 3	UPDW A = 43.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -1.9 Sv	
	CBDW A = 10.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.1 Sv	
	DW A = 120.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -3.6 Sv	DW A = 89.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +4.2 Sv
Schicht 4	EBDW A = 16.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -0.6 Sv	EBDW A = 20.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +1.1 Sv
Gesamt	A = 324.0 · 10 ⁶ m ² M _V = -12.2 Sv	A = 233.0 · 10 ⁶ m ² M _V = +12.2 Sv

Tabelle 6.1.1.2.4 Nettotransporte der einzelnen Wassermassen über 79°40'N (1997)

Wassermasse	Θ / °C	S	A / m ²	v / cm s ⁻¹	M _V / Sv	M _W / W	M _S / kg s ⁻¹
PW	-1.26	33.69	27.0 · 10 ⁶	-5.6	-1.5	+8.4 · 10 ¹²	-51.9 · 10 ⁶
ASW	+3.36	34.30	9.0 · 10 ⁶	+7.8	+0.7	+10.0 · 10 ¹²	+24.7 · 10 ⁶
AW	+3.59	34.99	8.0 · 10 ⁶	+13.8	+1.1	+16.7 · 10 ¹²	+39.6 · 10 ⁶
MAW	+0.64	34.85	55.0 · 10 ⁶	-5.5	-2.9	-8.8 · 10 ¹²	-103.9 · 10 ⁶
RAW/LAIW	+1.57	34.94	105.0 · 10 ⁶	+2.2	+2.1	+14.4 · 10 ¹²	+75.4 · 10 ⁶
UAIW	-0.28	34.89	55.0 · 10 ⁶	+2.5	+1.4	-1.0 · 10 ¹²	+50.2 · 10 ⁶
UPDW	-0.28	34.90	43.0 · 10 ⁶	-4.7	-1.9	+1.4 · 10 ¹²	-68.2 · 10 ⁶
CBDW	-0.66	34.922	10.0 · 10 ⁶	-1.0	-0.1	+0.2 · 10 ¹²	-3.6 · 10 ⁶
DW	-0.80	34.913	209.0 · 10 ⁶	+0.3	+0.6	-1.7 · 10 ¹²	+21.5 · 10 ⁶
EBDW	-0.95	34.922	36.0 · 10 ⁶	+1.4	+0.5	-1.7 · 10 ¹²	+21.5 · 10 ⁶
Gesamttransporte →					+0.0	+37.9 · 10 ¹²	+5.3 · 10 ⁶

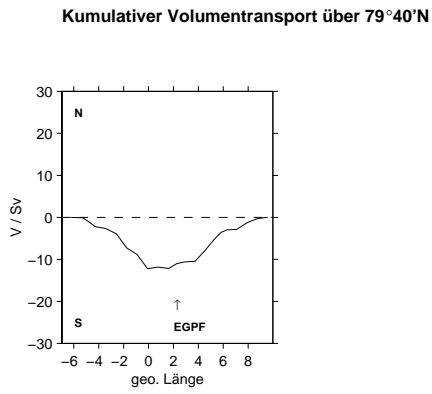


Abb. 6.1.1.2.5 Kumulativer absoluter Volumentransport über 79°40'N (1997)

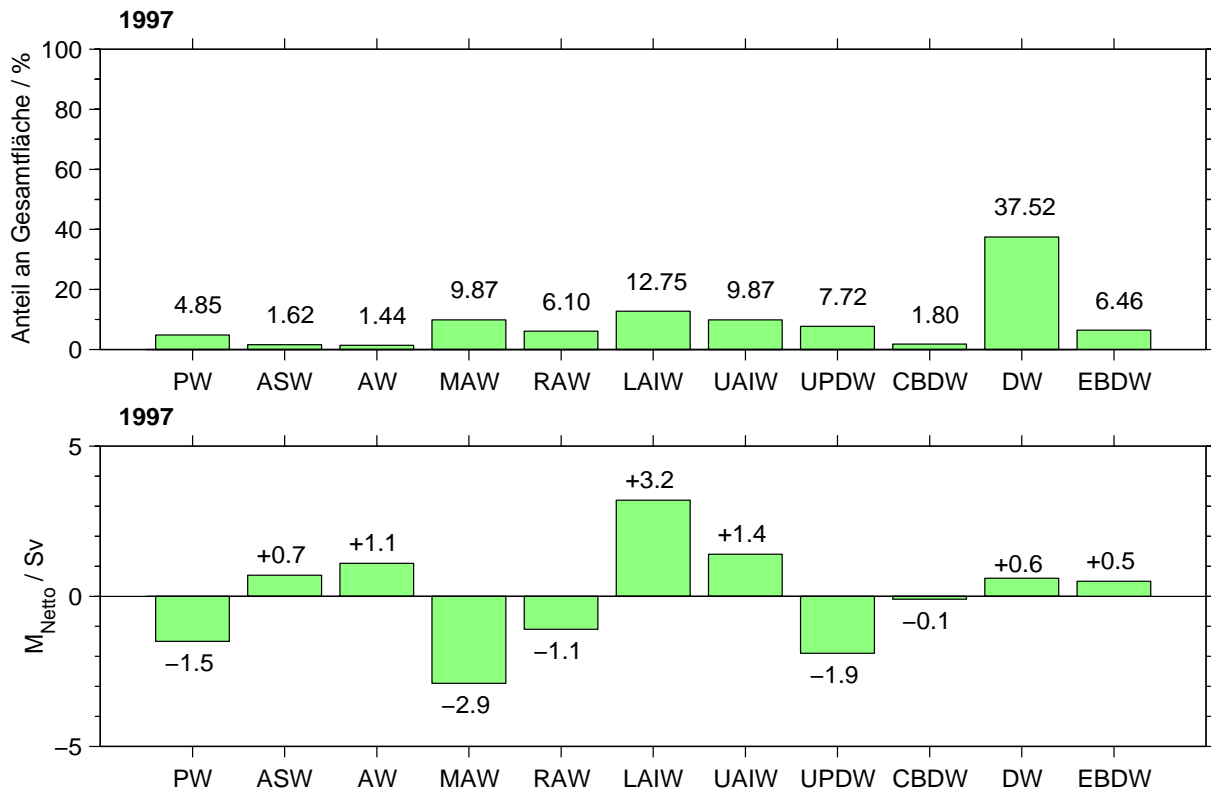


Abb. 6.1.1.2.6a - 6.1.1.2.6b Darstellung der Wassermassentransporte und ihrer prozentualen Anteile an der Gesamtquerschnittsfläche des 79°40'N-Schnittes

6.1.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone

In den Jahren 1995 und 1997 wurden zwei Meridionalschnitte zwischen 71°N und 75°N entlang 17°E bzw. 18°E sowohl hydrographisch als auch mit dem ADCP vermessen. In Abbildung 6.1.1.3.1 und 6.1.1.3.3 sind die entsprechenden geostrophischen Geschwindigkeitsfelder dargestellt. Die beiden Strömungsfelder weisen keine signifikanten räumlichen Strukturen wie beispielsweise Wirbel oder Strombänder auf. Die aus diesen Daten hergeleiteten Zonaltransporte betragen 2.2 Sv (1995) und 1.4 Sv (1997) und sind nach Osten gerichtet.

Im Gegensatz deuten die berechneten absoluten Strömungsfelder (Abb. 6.1.1.3.2 und 6.1.1.3.4) durch regelmäßige Vorzeichenwechsel und kontinuierliche Ab- und Zunahmen der Zonalgeschwindigkeiten bis ca. 60 cm s^{-1} auf einen hohen barotropen Gezeitenstromanteil hin. Um diese Annahme zu überprüfen, werden die berechneten barotropen Geschwindigkeitsanteile an den Meßpunkten nicht über die geo. Breite, sondern über die Zeit aufgetragen. Die so gewonnenen Zeitreihen lassen sich näherungsweise durch eine harmonische Gezeitenwelle beschreiben, deren Amplitude und Periode etwa 20 cm s^{-1} bzw. 12 Stunden betragen (Abb. 6.1.1.3.8a/b).

In den Abbildung 6.1.1.3.5a bis 6.1.1.3.5d sind die Komponenten der Windgeschwindigkeit, die Zonalkomponente der Windschubspannung und der meridionale Ekmantransport über 18°E dargestellt. Der aus den schiffsgestützten Windmessungen berechnete zonale Ekmantransport, beträgt $-4.0 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Analog zur Formel 6.1.3 berechnet sich aus der mittleren Windgeschwindigkeit (12.3 m s^{-1}) und $\varphi = 73^\circ\text{N}$ eine mittlere Ekmantiefe von ca 53 Metern. Bestimmt man nun zum Vergleich den Gesamttransport über dieselbe Schicht aus dem absoluten Geschwindigkeitsfeld, so ergibt sich ein nach Osten gerichteter Zonaltransport von $0.6 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ über eine Gesamtfläche von $11.1 \cdot 10^7 \text{ m}^2$. Aus diesen Abschätzungen folgt, daß das Gezeitensignal alle übrigen Transportsignale überlagert, und somit der Ekmantransport von untergeordneter Bedeutung ist.

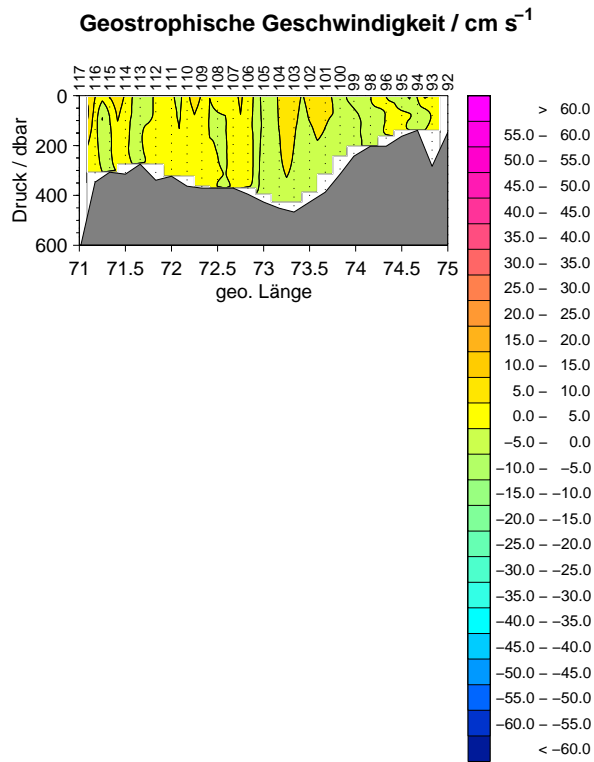


Abb. 6.1.1.3.1 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 17°E (1995)

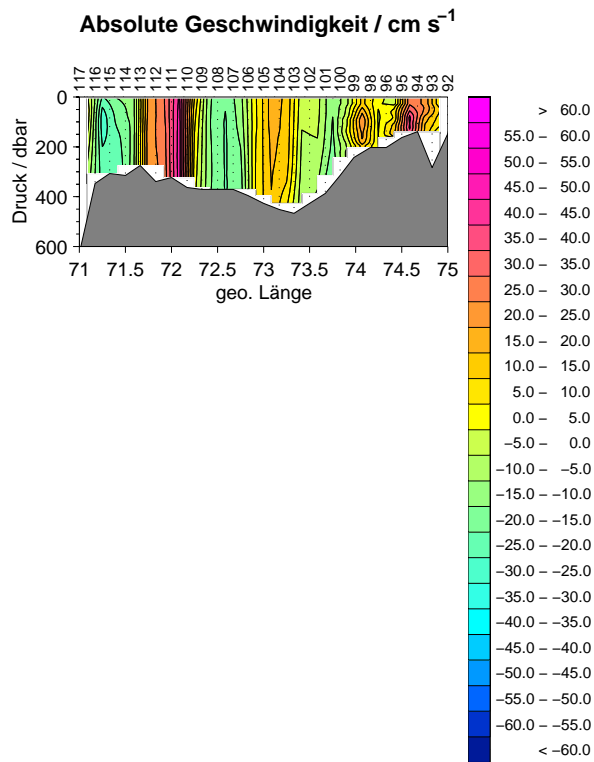


Abb. 6.1.1.3.2 Absolute Geschwindigkeit entlang 17°E (1995)

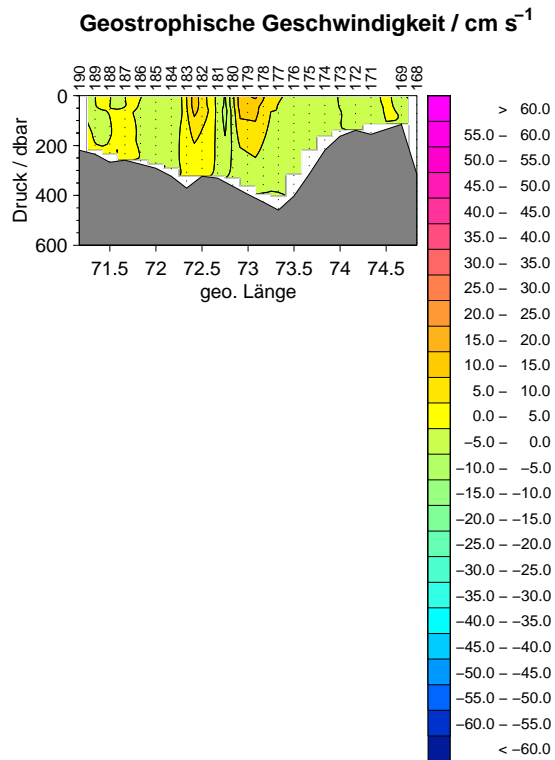


Abb. 6.1.1.3.3 Geostrophische Geschwindigkeit entlang 18°E (1997)

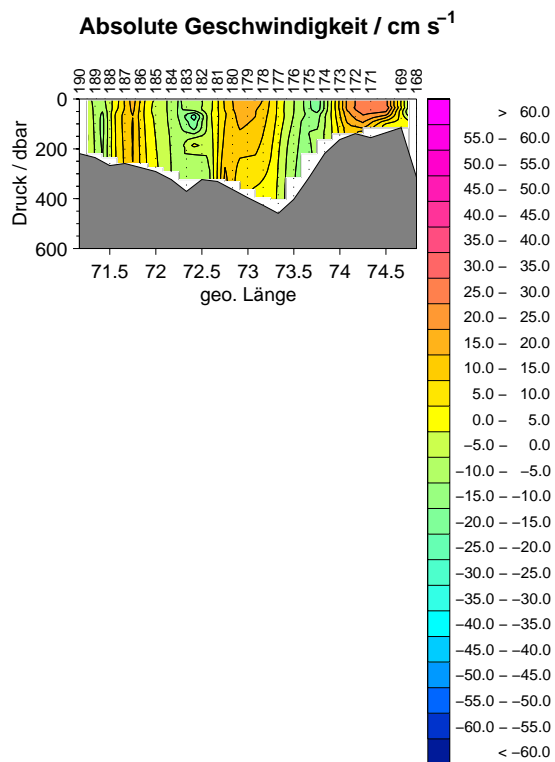


Abb. 6.1.1.3.4 Absolute Geschwindigkeit entlang 18°E (1997)

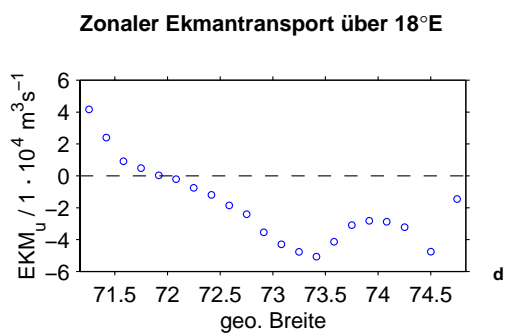
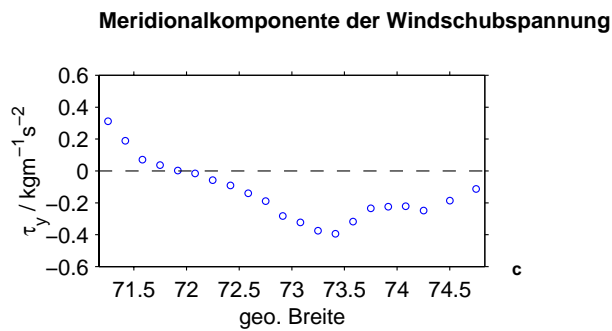
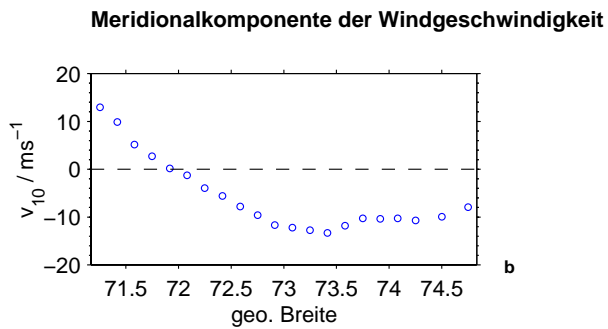
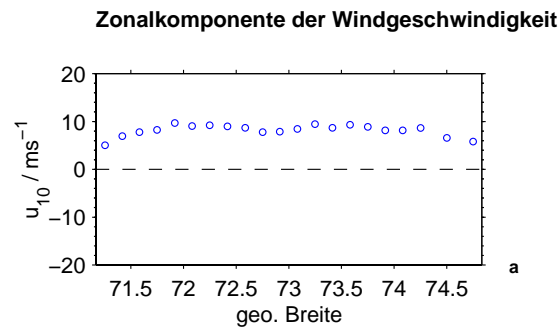


Abb. 6.1.1.3.5a - 6.1.1.3.5d Darstellung der Windgeschwindigkeitskomponenten, der Meridional Komponente der Windschubspannung und des Zonalen Ekmantransports entlang 18°E (1998)

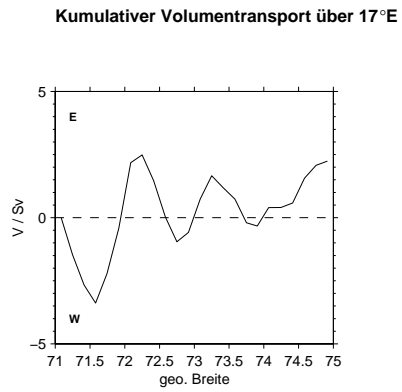


Abb. 6.1.1.3.6 Kumulativer absoluter Volumentransport über 17°E (1995)

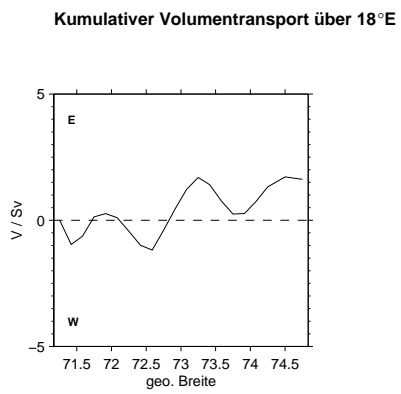
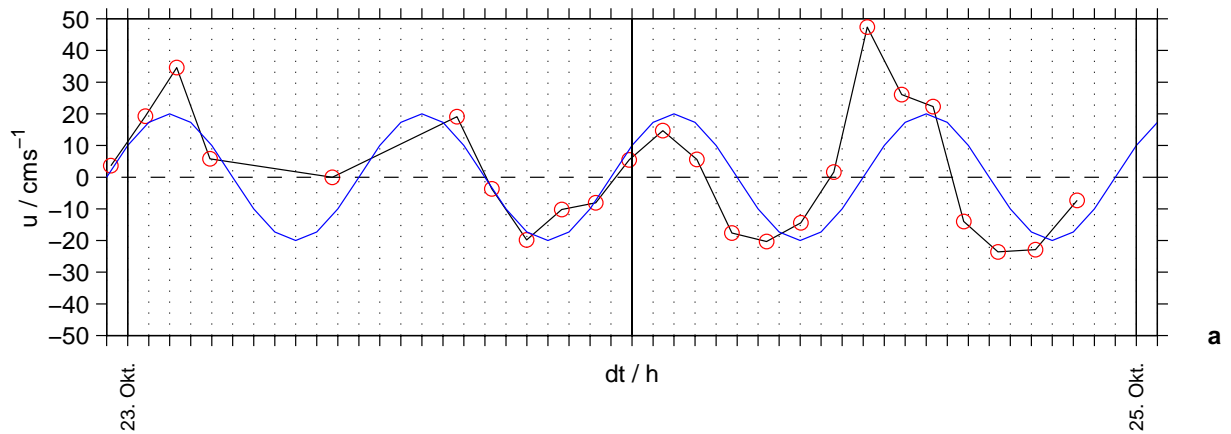


Abb. 6.1.1.3.7 Kumulativer absoluter Volumentransport über 18°E (1997)

Zeitlicher Verlauf der zonalen barotropen Geschwindigkeit entlang 17°E



Zeitlicher Verlauf der zonalen barotropen Geschwindigkeit entlang 18°E

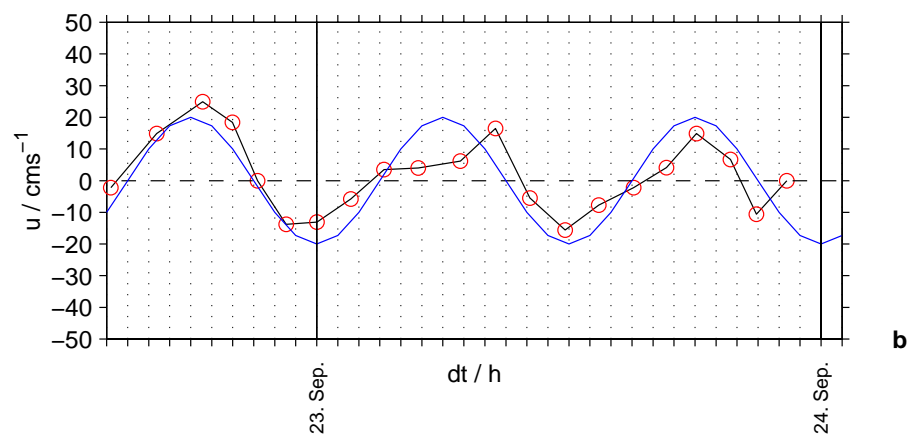


Abb. 6.1.1.3.8a und 6.1.1.3.8b Zeitlicher Verlauf der zonalen barotropen Geschwindigkeit entlang des 17°E-Schnittes (1995) und des 18°E-Schnittes (1997)

Die schwarze Linie entspricht hierbei dem zeitlichen Verlauf der aus den Beobachtungswerten gewonnenen zonalen barotropen Geschwindigkeiten, der durch eine idealisierte harmonische Gezeitenwelle (Amplitude = 20 cm s^{-1}) näherungsweise beschrieben werden kann.

6.2 Meridionale Wärme- und Salztransporte

Auf der Grundlage der berechneten absoluten Geschwindigkeiten und der ebenso tiefenaufgelöst vorliegenden Salzgehalts- und Temperaturfelder werden in diesem Kapitel die daraus resultierenden Salz- und Wärmetransporte bestimmt. Im Vergleich zu früheren Arbeiten (*Aagaard und Greisman, 1975*) erlauben diese Messungen wegen ihrer hohen räumlichen Auflösung darüber hinaus wassermassenbezogene Angaben der Transporte.

6.2.1 Ergebnisse

6.2.1.1 Zentrale Grönlandsee

• 1998, 75°N

Der in Abbildung 6.2.1.1.1 dargestellten Wärmeflußdichteverteilung und der Tabelle 6.2.1.1.1 ist zu entnehmen, daß sich der Wärmetransport im Gegensatz zum Volumentransport auf die oberen Wasserschichten konzentriert, da die Temperatur schnell mit der Tiefe abnimmt. Der Wärmetransport erfolgt im wesentlichen über das AW, RAW, PW und ASW.

Im WSC ist die Grenze des AW anhand der Lage der 3°C-Isothermen zu lokalisieren. Das AW, welches mit einer Fläche von $75.0 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ nur 3.26 % der Gesamtquerschnittsfläche entlang des Schnittes einnimmt, weist mit $-5.2 \cdot 10^6$ bis $7.1 \cdot 10^6 \text{ W m}^{-2}$ nicht nur die höchsten Wärmeflußdichten auf, sondern liefert mit $55.7 \cdot 10^{12} \text{ W}$ auch den weitaus größten Wärmetransportanteil. Der Wärmefluß über das AW erfolgt jedoch nicht einheitlich nach Norden sondern über meso- und kleinskaligere Stromstrukturen wie Wirbel und Strombänder, die in der Darstellung der Wärmeflußdichteverteilung deutlich zu erkennen sind.

Den zweitgrößten Anteil am Gesamtwärmetransport liefert das RAW mit $-9.6 \cdot 10^{12} \text{ W}$, dessen Grenze in Abbildung 6.2.1.1.1 auf der Westseite der Grönlandsee durch die Lage der 0°C-Isotherme markiert wird. Das PW liefert wegen seiner negativen Temperaturen und vorwiegend südwärts gerichteten Geschwindigkeiten über eine Fläche von $20.0 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ mit etwa $5.1 \cdot 10^{12} \text{ W}$ einen weiteren bedeutsamen Anteil am nordwärts gerichteten Nettowärmetransport. Obwohl das ASW nur während der Sommersaison in einer bis zu 50 Meter dicken Deckschicht in der zentralen Grönlandsee existiert, trägt es dennoch aufgrund der sommerlichen Erwärmung mit $-6.9 \cdot 10^{12} \text{ W}$ zum Wärmetransport bei. Der Gesamtwärmetransport über den Schnitt beträgt $42.7 \cdot 10^{12} \text{ W}$. Die Atlantischen Wassermassen stellen zugleich die größten Anteile am Gesamtsalztransport.

• 1997, 75°N

Der Abbildung 6.2.1.1.3 und der Tabelle 6.2.1.1.2 ist zu entnehmen, daß der Wärmetransport ebenso wie in dem Folgejahr hauptsächlich über das AW, LAIW, RAW, PW und ASW über die oberen Wasserschichten erfolgt. Der Wärmetransport des AW ist mit $41.4 \cdot 10^{12}$ W im Gegensatz zu 1998 um etwa 26 % reduziert. Diese Abnahme kann am ehesten durch eine Verringerung der Querschnittsfläche des AW über denselben Zeitraum erklärt werden und tatsächlich ist diese über um 20 % kleiner geworden. Demgegenüber werden jedoch über das LAIW, dessen Querschnittsfläche im Jahre 1997 um ca. 20 % angestiegen ist, mit $17.6 \cdot 10^{12}$ W vergleichsweise große Wärmemenge nach Norden transportiert.

Der Wärmetransport des PW beträgt $12.7 \cdot 10^{12}$ W und liegt etwa 60 % über dem 98-Wert. Dieser Transportanstieg läßt sich jedoch nicht wie bei dem AW über eine entsprechende Vergrößerung der Querschnittsfläche erklären, sondern wird vielmehr durch eine Erhöhung der Durchschnittsgeschwindigkeit von 5.5 cm s^{-1} (1998) auf 14.1 cm s^{-1} (1997) hervorgerufen.

Die Wärmemenge, die vom RAW nach Süden geführt wird, beträgt $-13.9 \cdot 10^{12}$ W. Dies entspricht einer Zunahme von etwa 31 %. Die Querschnittsfläche des RAW hat über denselben Zeitraum um 58 % zugenommen. Die meridionale Wärme- bzw. Salztransporte über den Gesamtschnitt liegen bei $51.1 \cdot 10^{12}$ W bzw. $5.6 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ und dokumentieren die Bedeutung des AW als Salz- und Wärmequelle für den Arktischen Ozean.

• 1990, 75°N

Wie bereits bemerkt, ist der Wärmetransport auf die oberflächennahen Schichten konzentriert. Dies bedeutet, daß es für eine erste Abschätzung ausreichend ist, den Wärmetransport für die oberen 400 Meter bzw. die atlantischen und polaren Wassermassen anzugeben. Deshalb sind die ADCP-Daten aus dem Jahre 1990, mit deren Hilfe lediglich das absolute Geschwindigkeitsfeld der oberen 400 Meter hergeleitet werden konnte, ebenso verwendbar.

Der Gesamtwärmetransport über die oberen 400 Meter beträgt für die Jahre 1998, 1997 und 1990 $56.3 \cdot 10^{12}$ W, $46.8 \cdot 10^{12}$ W und $57.0 \cdot 10^{12}$ W und weist nur eine verhältnismäßig geringe zwischenjährliche Variabilität auf. Betrachtet man hingegen den Wärmetransport des AW, so erkennt man, daß dieser erheblichen Schwankungen unterworfen ist ($55.7 \cdot 10^{12}$ W, 1998; $41.4 \cdot 10^{12}$ W, 1997 und $76.0 \cdot 10^{12}$ W, 1990).

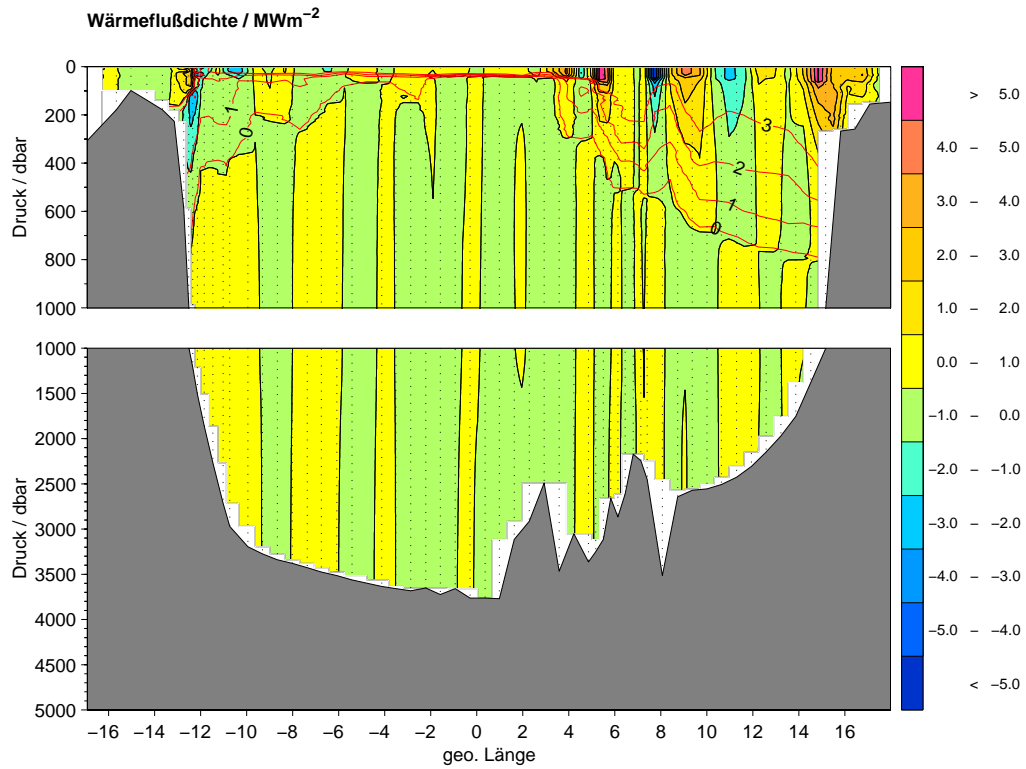


Abb. 6.2.1.1.1 Wärmeflußdichte über 75°N (1998)

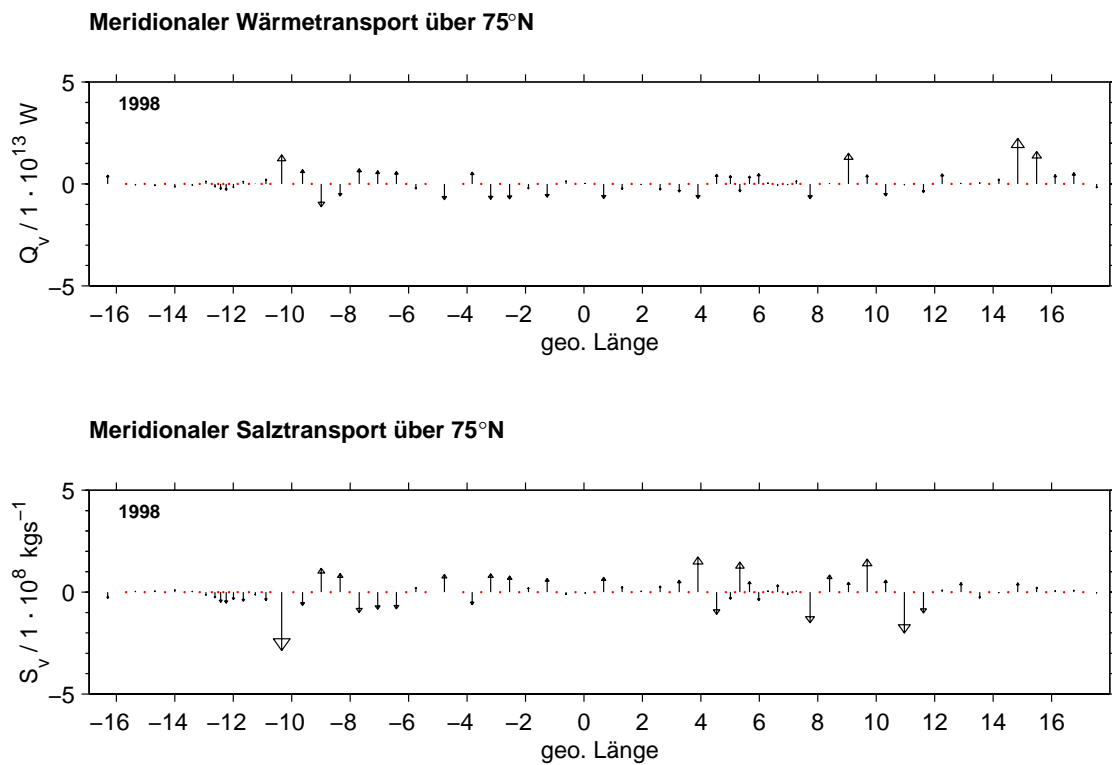


Abb. 6.2.1.1.2a - 6.2.1.1.2b Meridionale Wärme- und Salztransporte über 75°N (1998)

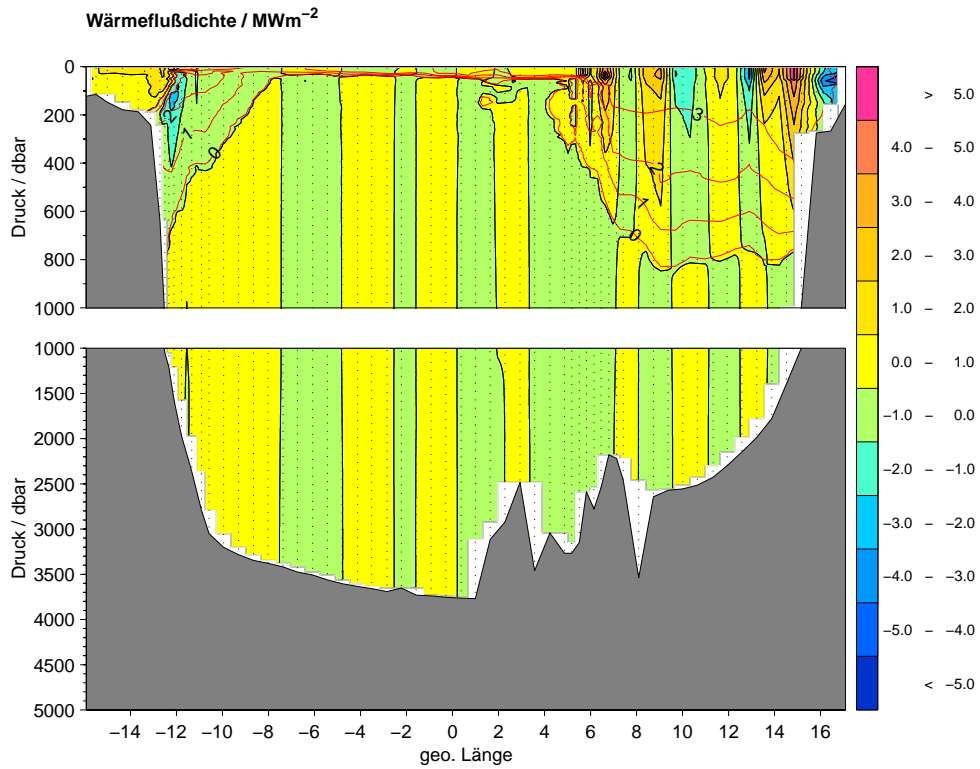


Abb. 6.2.1.1.3 Wärmeflußdichte über 75°N (1997)

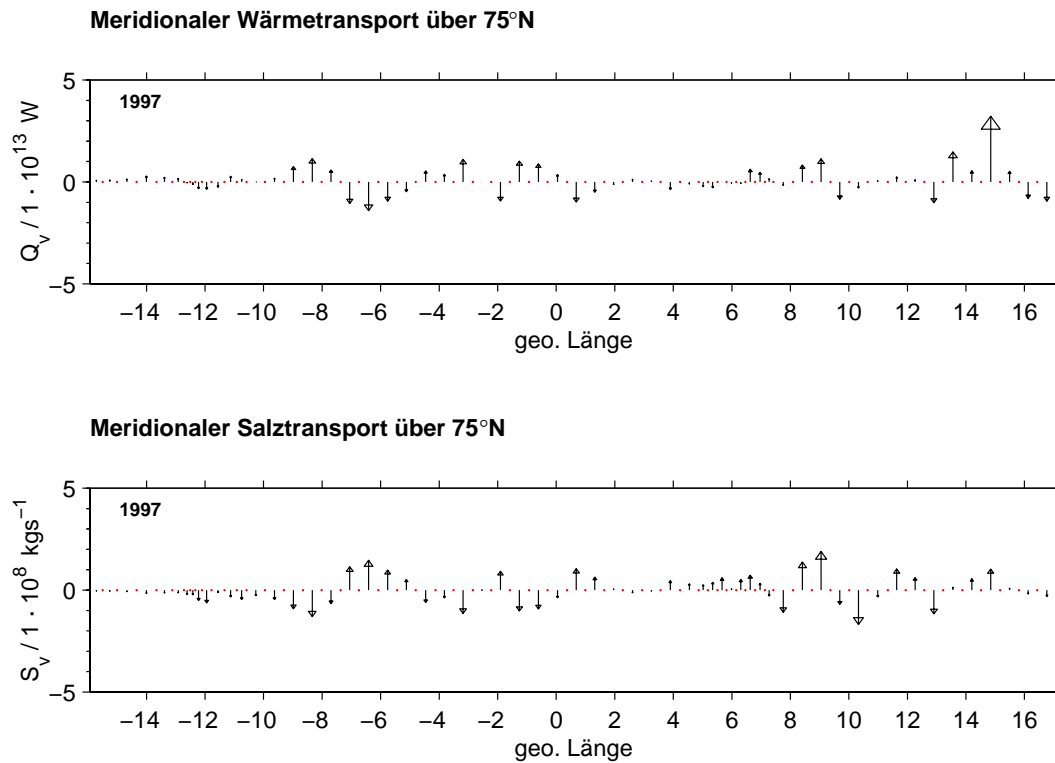


Abb. 6.2.1.1.4a - 6.2.1.1.4b Meridionale Wärme- und Salztransporte über 75°N (1997)

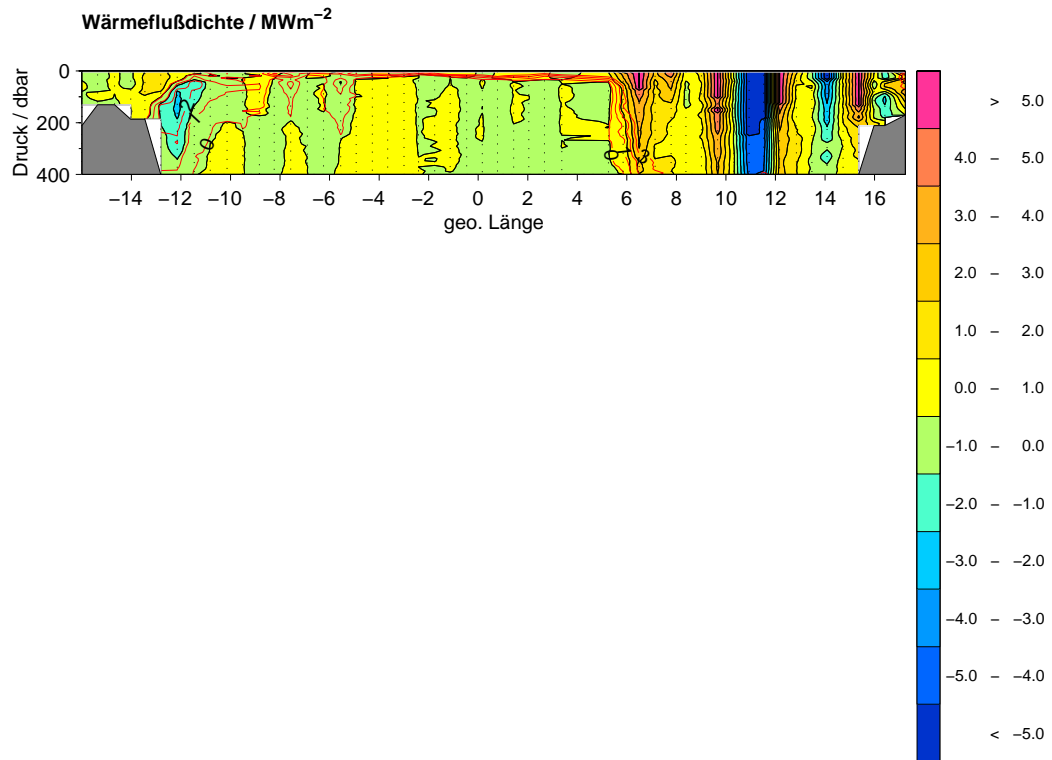


Abb. 6.2.1.1.5 Wärmeflußdichte über 75°N (1990)

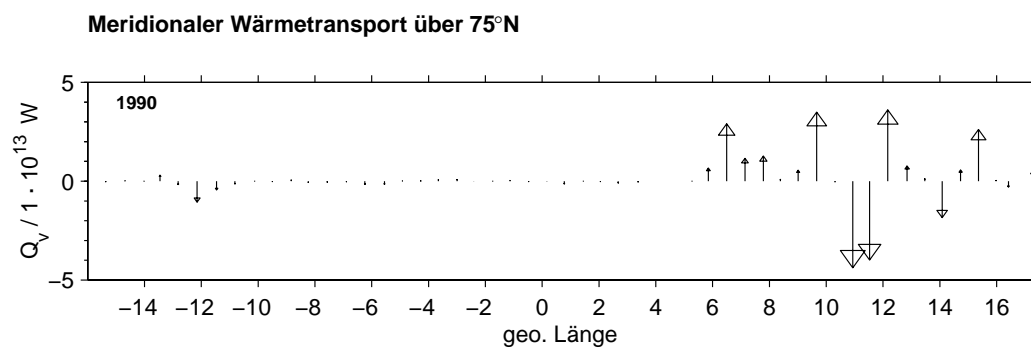


Abb. 6.2.1.1.6 Meridionaler Wärmetransport über 75°N (1990)

Tabellen 6.2.1.1.1 und 6.2.1.1.2 Wärmetransporte über 75°N (1997 und 1998)

Schicht	Meridionaler Wärmetransport über 75°N (1998) / W				
	Gesamt	Schelfregion	EGC-Region	GG-Region	WSC-Region
0 – 100 m	+37.2 · 10 ¹²	+0.4 · 10 ¹²	-1.8 · 10 ¹²	-1.0 · 10 ¹²	+39.6 · 10 ¹²
100 – 200 m	+14.5 · 10 ¹²	+0.3 · 10 ¹²	-4.6 · 10 ¹²	-0.9 · 10 ¹²	+19.7 · 10 ¹²
200 – 300 m	+5.5 · 10 ¹²		-4.5 · 10 ¹²	-0.7 · 10 ¹²	+10.7 · 10 ¹²
300 – 400 m	-0.9 · 10 ¹²		-2.4 · 10 ¹²	-0.5 · 10 ¹²	+2.0 · 10 ¹²
0 – 400 m	+56.3 · 10 ¹²	+0.7 · 10 ¹²	-13.3 · 10 ¹²	-3.1 · 10 ¹²	+72.0 · 10 ¹²
0 – 1000 m	+51.8 · 10 ¹²	+0.7 · 10 ¹²	-12.5 · 10 ¹²	-5.0 · 10 ¹²	+68.6 · 10 ¹²
1000 – 2000 m	+1.1 · 10 ¹²		+8.4 · 10 ¹²	-4.4 · 10 ¹²	-2.9 · 10 ¹²
2000 – 3000 m	-4.0 · 10 ¹²		+6.6 · 10 ¹²	-5.9 · 10 ¹²	-4.7 · 10 ¹²
3000 – Boden	-6.2 · 10 ¹²		-1.5 · 10 ¹²	-4.4 · 10 ¹²	-0.3 · 10 ¹²
0 – Boden	+42.7 · 10 ¹²	+0.7 · 10 ¹²	+1.0 · 10 ¹²	-19.7 · 10 ¹²	+60.7 · 10 ¹²

Schicht	Meridionaler Wärmetransport über 75°N (1997) / W				
	Gesamt	Schelfregion	EGC-Region	GG-Region	WSC-Region
0 – 100 m	+24.7 · 10 ¹²	+6.0 · 10 ¹²	-1.6 · 10 ¹²	+0.8 · 10 ¹²	+19.5 · 10 ¹²
100 – 200 m	+9.4 · 10 ¹²	+2.4 · 10 ¹²	-5.5 · 10 ¹²	+0.0 · 10 ¹²	+12.5 · 10 ¹²
200 – 300 m	+7.5 · 10 ¹²		-4.4 · 10 ¹²	-0.1 · 10 ¹²	+12.0 · 10 ¹²
300 – 400 m	+5.2 · 10 ¹²		-2.2 · 10 ¹²	-0.1 · 10 ¹²	+7.5 · 10 ¹²
0 – 400 m	+46.8 · 10 ¹²	+8.4 · 10 ¹²	-13.7 · 10 ¹²	+0.6 · 10 ¹²	+51.5 · 10 ¹²
0 – 1000 m	+56.0 · 10 ¹²	+8.4 · 10 ¹²	-11.8 · 10 ¹²	-0.6 · 10 ¹²	+60.0 · 10 ¹²
1000 – 2000 m	-1.1 · 10 ¹²		+7.5 · 10 ¹²	-2.5 · 10 ¹²	-6.3 · 10 ¹²
2000 – 3000 m	-3.7 · 10 ¹²		+6.9 · 10 ¹²	-4.3 · 10 ¹²	-6.3 · 10 ¹²
3000 – Boden	+1.1 · 10 ¹²		+1.3 · 10 ¹²	+0.3 · 10 ¹²	-0.5 · 10 ¹²
0 – Boden	+52.1 · 10 ¹²	+8.4 · 10 ¹²	+3.9 · 10 ¹²	-7.1 · 10 ¹²	+46.9 · 10 ¹²

6.2.1.2 Framstraße

• 1990, 78°N

In den Abbildungen 6.2.1.2.1 und 6.2.1.2.2 ist zu erkennen, daß der Wärmetransport aufgrund der starken Temperaturabnahme mit der Tiefe im wesentlichen über die oberen Wasserschichten erfolgt. An dem Wärmetransport sind hauptsächlich AW, RAW und PW beteiligt. Das AW, dessen mittlere Temperatur in der Framstraße noch bei etwa 4.24°C liegt, bildet mit $45.6 \cdot 10^{12}$ W den Hauptbestandteil des Gesamtwärmetransportes. Die Wärmestromdichten liegen im AW-Bereich zwischen -6.9 und 12.6 MW m⁻². Wie bereits im vorherigen Abschnitt erkannt wurde, tragen die Strombänder aufgrund ihrer vergleichsweise hohen Geschwindigkeiten maßgeblich zum Gesamttransport bei, obwohl ihre Längsskalen teilweise nur etwa 20 Kilometer betragen. Einen weiteren Anteil von $6.9 \cdot 10^{12}$ W liefert das PW, dessen maximale Wärmestromdichte in dem Frontal-Jet der EGPF bei etwa 3.5 MW m⁻² liegt. Der Wärmetransport des RAW beträgt $-7.8 \cdot 10^{12}$ W.

• 1997, 79°40'N

Der folgende Schnitt erstreckt sich vom Ostgrönländischen Kontinentalrand bei 7°E über die Grönland-Spitzbergen-Schwelle, die Molloy-Verwerfungszone bis zum westlichen Kontinentalschelf Spitzbergens. Es ist deutlich an den Abbildungen 6.2.1.2.3 und 6.2.1.2.4a zu erkennen, daß in der nördlichen Framstraße der Wärmetransport hauptsächlich über die Ostseite (2°E bis 10°E) erfolgt. Dort wird AW und LAIW über den WSC nach Norden transportiert. Zwischen 5°E und 10°E ist der Wärmetransport nach Norden gerichtet, wobei die höchsten Raten in Schelfnähe erreicht werden. Westlich dieses Gebietes schließt sich ein nach Süden gerichtetes Stromband an, das über eine Breite von 20 Kilometern etwa $-20 \cdot 10^{12}$ W in Richtung Grönlandsee führt. In den oberen 100 bis 200 Metern zwischen 10°W und 2°E liegt das PW, welches einen zusätzlichen Beitrag zum nach Norden gerichteten Wärmetransport leistet. Der Gesamtwärmetransport über diesen Schnitt beträgt $42.5 \cdot 10^{12}$ W.

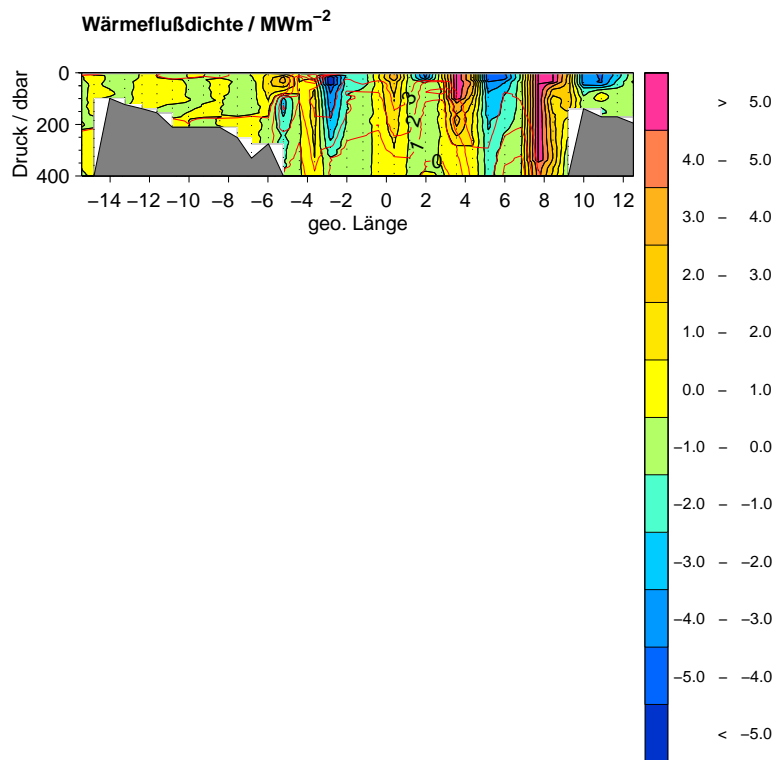


Abb. 6.2.1.2.1 Wärmeflußdichte über 78°N (1990)

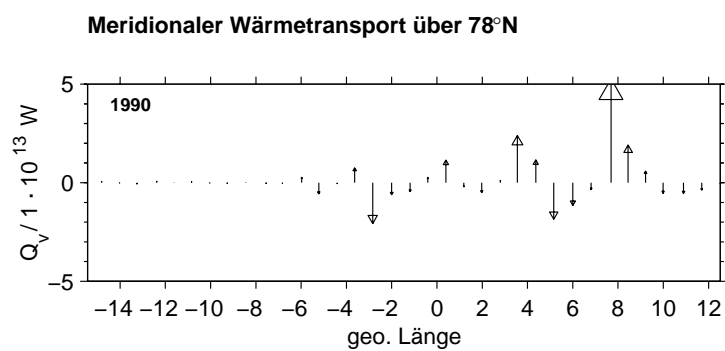


Abb. 6.2.1.2.2 Meridionaler Wärmetransport über 78°N (1990)

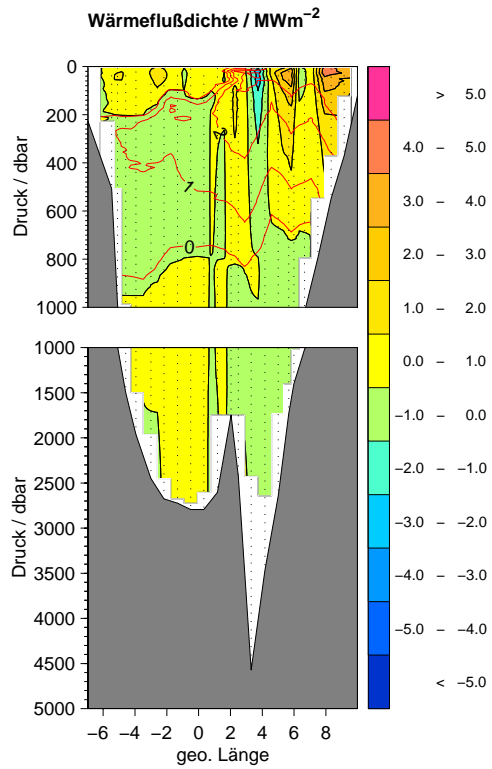


Abb. 6.2.1.2.3 Wärmeflußdichte über $79^{\circ}40'N$ (1997)

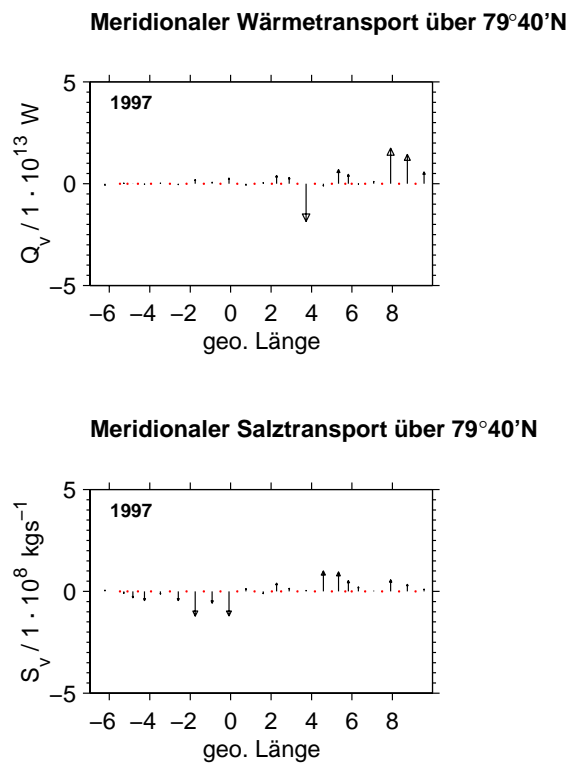


Abb. 6.2.1.2.4a – 6.2.1.2.4b Meridionale Wärme- und Salztransporte über $79^{\circ}40'N$ (1997)

6.2.1.3 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone

Anhand von zwei Meridionalschnitten, die sich jeweils zwischen 71°E und 75°N entlang 17°E bzw. 18°E erstrecken, ist deutlich der Einstrom von warmem und salzreichem AW in die Barentssee zu erkennen. Aufgrund der hohen barotropen Gezeitenstromanteile und der hohen Durchschnittstemperaturen des AW, werden in Oberflächennähe Wärmestromdichten von bis zu 14 MW m^{-2} erreicht. Die Gesamtwärmetransporte betragen in den Jahren 1995 und 1997 jeweils 44.5 bzw. 31.4 TW. Analog dazu wurden auch die Salztransporte berechnet, deren Raten 81.2 bzw. $58.1 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ betragen.

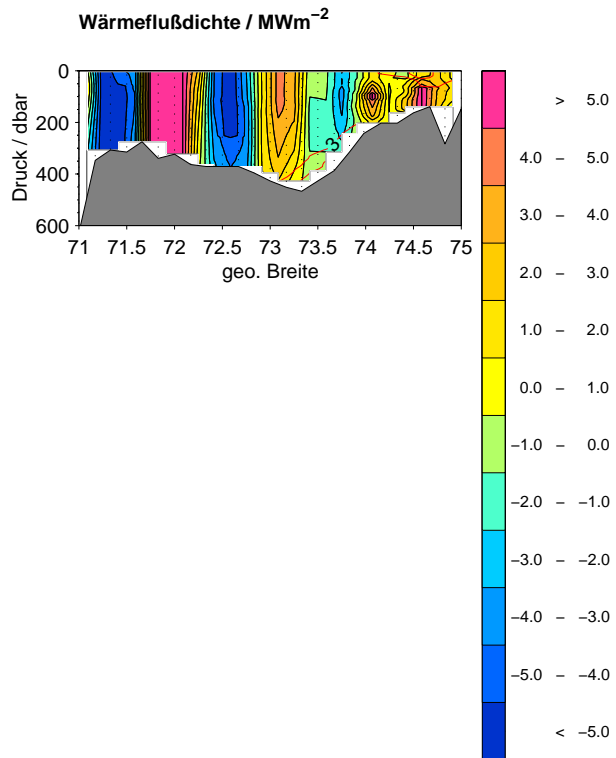


Abb. 6.2.1.3.1 Wärmeflußdichte über 17°E (1995)

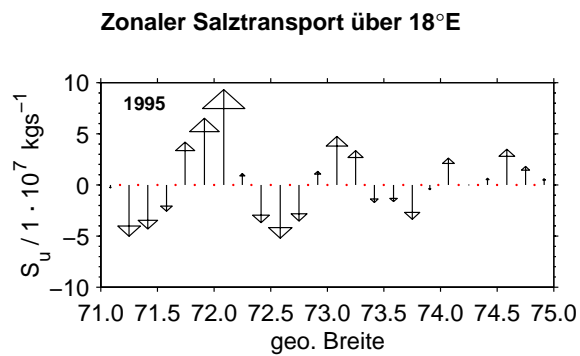
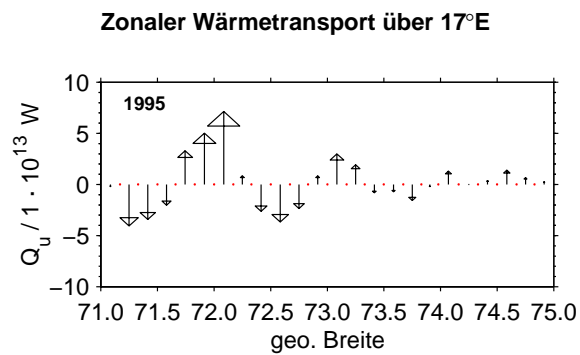


Abb. 6.2.1.3.2a – 6.2.1.3.2b Zonale Wärme- und Salztransporte über 17°E

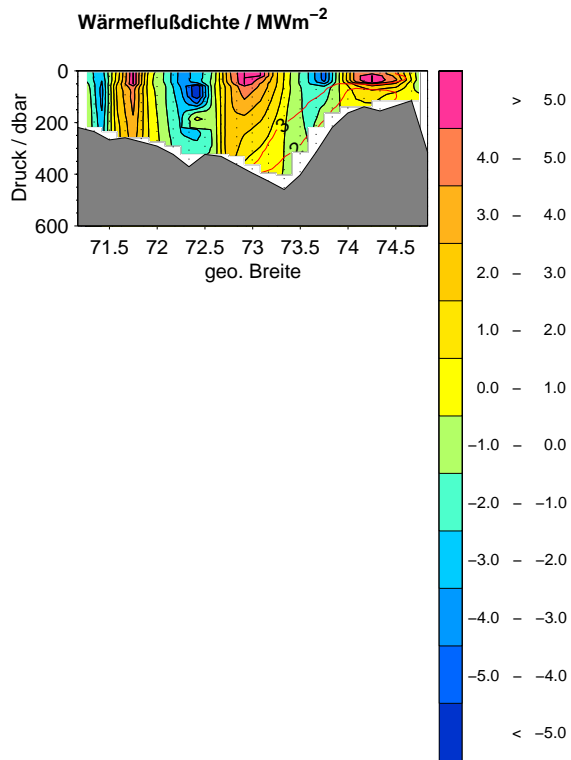


Abb. 6.2.1.3.3 Wärmeflußdichte über 18°E

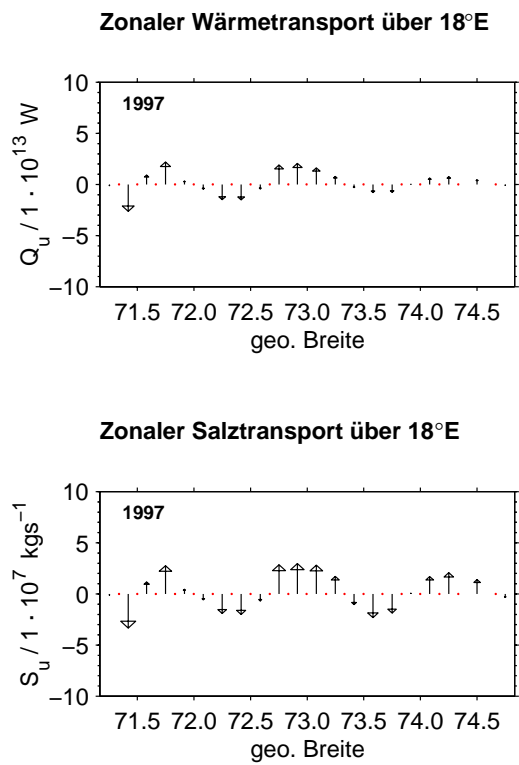


Abb. 6.2.1.3.4a – 6.2.1.3.4b Zonale Wärme- und Salztransporte über 18°E

7. Bewertung

Bei den in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnissen handelt es sich um die ersten hochaufgelösten quasisynoptischen Momentaufnahmen zur Schichtung und Strömung in einem großen Areal der Grönlandsee und der Framstraße. Bemerkenswert ist ferner, daß durch die ADCP-Meßtechnik absolute Werte über Strömung und Transport in allen vorkommenden Wassermassen vorliegen. Die Ergebnisse bestätigen dabei teilweise frühere Untersuchungen, führen aber auch zu neuen Einsichten und beachtlichen Steigerungen der Genauigkeiten von Transportangaben für Masse, Wärme, Salz und Frischwasser.

7.1 Der Grönlandsee-Wirbel

Trotz des groben Stationsgitters erkannten Autoren umfassender Arbeiten aus den 70er Jahren (*Carmack, 1972 und Carmack und Aagaard, 1973*) eine großskalige zyklonale Zirkulationszelle bis etwa 800 m Tiefe, deren Achse sich zwischen der Sommer- und der Wintersaison um etwa 100 Kilometer nach Osten verlagerte. Koltermann (*1991*) bestätigte die Beobachtungen Carmacks (*1972*) und zeigte, daß die Oberflächenzirkulation der Grönlandsee von einem zyklonalen Wirbel geprägt wird, der bis in 1700 Meter Tiefe hinabreicht. In der Tiefenwasserschicht soll sich jedoch nach Meinung des Autors ein antizyklonaler Wirbel anschließen, dessen Funktion hauptsächlich darin besteht, neugebildetes GSDW zu den Rändern hin zu verteilen, wo es sich anschließend mit dem AODW zu NSDW vermischt.

Um diese These zu prüfen, wurden zunächst das geostrophische Geschwindigkeitsfeld wie bei Koltermann (*1991*) relativ zu 1000 dbar entlang ausgewählter Zonalschnitte bei 75°N berechnet und anschließend die resultierenden Transporte kumulativ von West nach Ost aufaddiert. Zur besseren Übersicht wurden zusätzlich noch die Positionen der EGPF und AF aufgetragen, die näherungsweise durch die Lage der maximalen horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten in 50 Meter Wassertiefe angegeben werden (Abb. 7.1.1a bis 7.1.5b).

Auf fünf verschiedenen 75°N-Schnitten, die während der Sommerperiode der Jahre 1990, 1994, 1995, 1997 und 1998 vermessen wurden, ist der zyklonale Grönlandsee-Wirbel deutlich in dem geostrophischen Geschwindigkeitsfeld zu erkennen. Der kumulative Volumentransport weist während der Beobachtungszeiträume eine signifikante Regelmäßigkeit in seinem Verlauf auf. In allen Jahren herrschen über dem Ostgrönlandschelf (17°W bis 13°W) nur geringe Meridionalgeschwindigkeiten vor, die insgesamt einen zu vernachlässigenden Anteil am Gesamttransport ausmachen. Zwischen 13°W und 10°W, in unmittelbarer Umgebung der EGPF, nehmen die Transporte wegen des nach Süden gerichteten frontalen Jets bis auf über -2.0 Sv zu. Der größte Teilabschnitt, der sich zwischen den beiden Fronten erstreckt und nach Swift (*1986*) als Arktische Domäne bezeichnet wird, liefert infolge sehr geringer horizontaler Dichtegradienten im Gegensatz zu den Randstrombereichen keine

signifikanten Transportbeiträge. Erst beim Erreichen der AF-Region zwischen 4°E und 6°E führen die Unterschiede im Massenaufbau westlich und östlich der Front zu starken nach Norden gerichteten Transporten. Im Vergleich zum EGC zeigt das geostrophische Geschwindigkeitsfeld des WSC eine weitaus größere räumliche und zeitliche Variabilität. Diese äußert sich vor allem in dem von Jahr zu Jahr stark variierenden Auftreten barokliner Wirbel und Strombänder.

Insgesamt bestätigen auch die Daten dieser Arbeit das Vorkommen eines zyklonalen Wirbels im geostrophischen Geschwindigkeitsfeld. Bezüglich seiner Tiefenverteilung muß jedoch die Ansicht Koltermanns revidiert werden, wenn die zuvor in dieser Arbeit berechneten absoluten Strömungsfelder zugrunde gelegt werden.

Weil Koltermann (1991) für die Untersuchung des barotropen Geschwindigkeitsfeldes keine direkten Strömungsmessungen zur Verfügung standen, mußte er auf Strommeßzeitreihen zurückgreifen, die von Aagaard et al. (1985b) und Hanzlick (1983) in der Framstraße bei etwa 79°N gewonnen wurden.

Es wird mit Hilfe der aktuellen Untersuchungsergebnisse gezeigt, daß der von Koltermann (1991) postulierte antizyklonale Tiefenwirbel in den letzten Jahren nicht beobachtet werden konnte und daß zudem die von ihm gemachten Annahmen und Berechnungen die Existenz dieser Wirbelstruktur insgesamt in Frage stellen. Dazu wird auf die 75°N-Schnitte der Jahre 1997 und 1998 zurückgegriffen, die sich vom Ostgrönländischen Kontinentalschelf über das Grönlandbecken bis zum Barentsseeschelf erstrecken. Ein Blick auf die Abbildungen 6.1.1.1.2 und 6.1.1.1.6 sowie die Tabellen 6.1.1.1.2 und 6.1.1.1.5 zeigt, daß wegen der hohen barotropen Geschwindigkeitsanteile sowohl im EGC als auch im WSC die Wassermassentransporte in allen Tiefenniveaus nach Süden bzw. nach Norden gerichtet sind. Wird desweiteren ein Vergleich zwischen den geostrophischen und den absoluten Geschwindigkeiten vorgenommen, so ist festzustellen, daß lediglich die oberen 1000 bis 1500 Meter der Randstrombereiche ein signifikantes baroklines Signal aufweisen. Unterhalb dieses Tiefenniveaus sind die Strömungen näherungsweise als rein barotrop zu betrachten. Daher liefert Koltermanns Versuch, das geostrophische Geschwindigkeitsfeld in 3000 bzw. 2000 Meter Wassertiefe relativ zu 1000 dbar zu berechnen, ein unrealistisches Bild der Tiefenzirkulation. Darüber hinaus zeigt sich, daß die von ihm hinzugenommenen Strömungsmessungen keinesfalls als barotrope Referenzwerte für die Berechnung des absoluten Strömungsfeldes ausreichen. Das Strömungsfeld des WSC bei 75°N ist nämlich durch eine hohe räumliche und auch zeitliche Variabilität charakterisiert. Meso- und kleinskaligere Strukturen, wie beispielsweise Wirbel und Strombänder, prägen diesen Randstrom. Wie festgestellt wurde, können die barotropen Geschwindigkeitsanteile über die gesamte Breite stark variieren. Direkte Geschwindigkeitsmessungen einzelner Strommeßverankerungen eignen sich deshalb nicht als Referenzwerte, man benötigt vielmehr die ADCP-gestützten barotropen Geschwindigkeiten. Weil die vorangegangenen Untersuchungen die Existenz des antizyklonalen Tiefenwirbels nicht bestätigen, muß es eine andere Erklärung für die laterale Advektion des GSDW von seinem Entstehungsgebiet bis zu seinen Rändern geben.

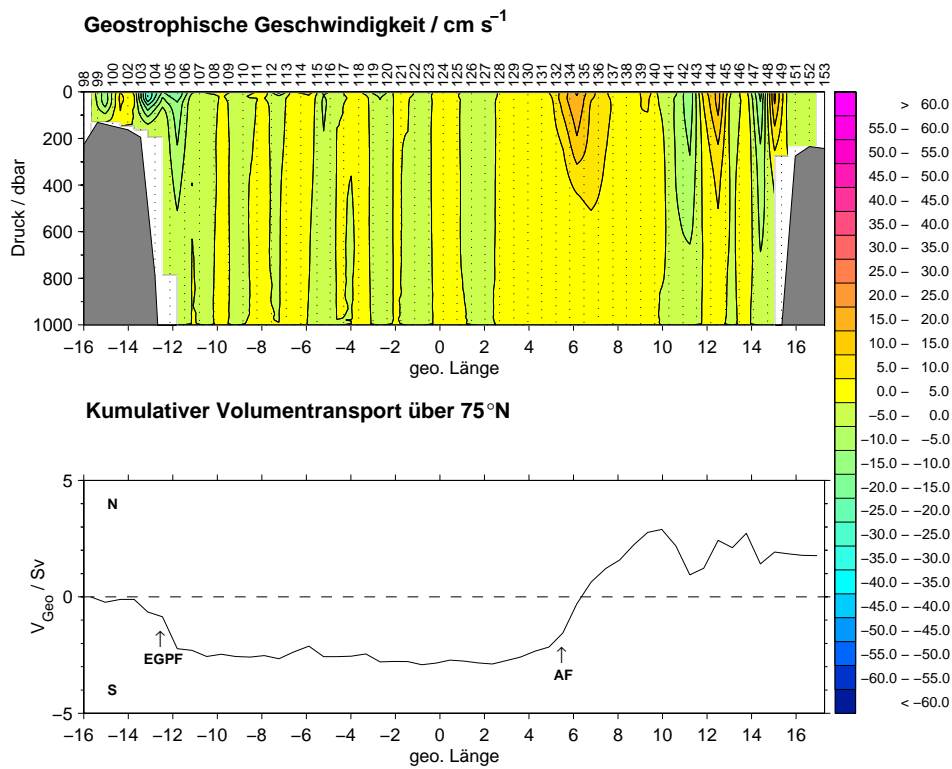


Abb. 7.1.1a und 7.1.1b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)
Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 75°N (1990)

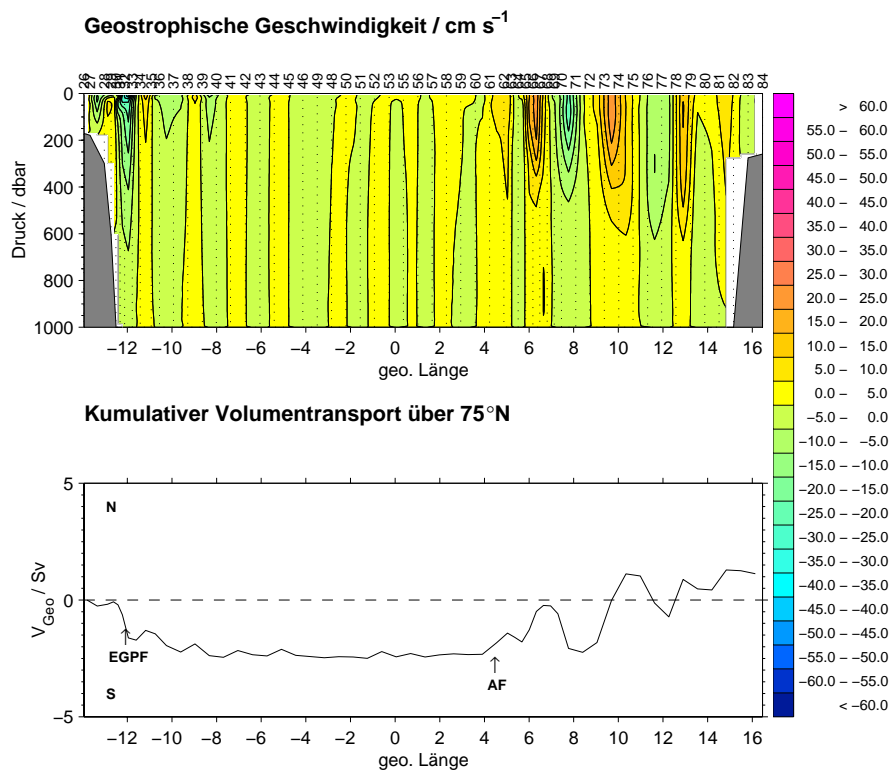


Abb. 7.1.2a und 7.1.2b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)
Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 75°N (1994)

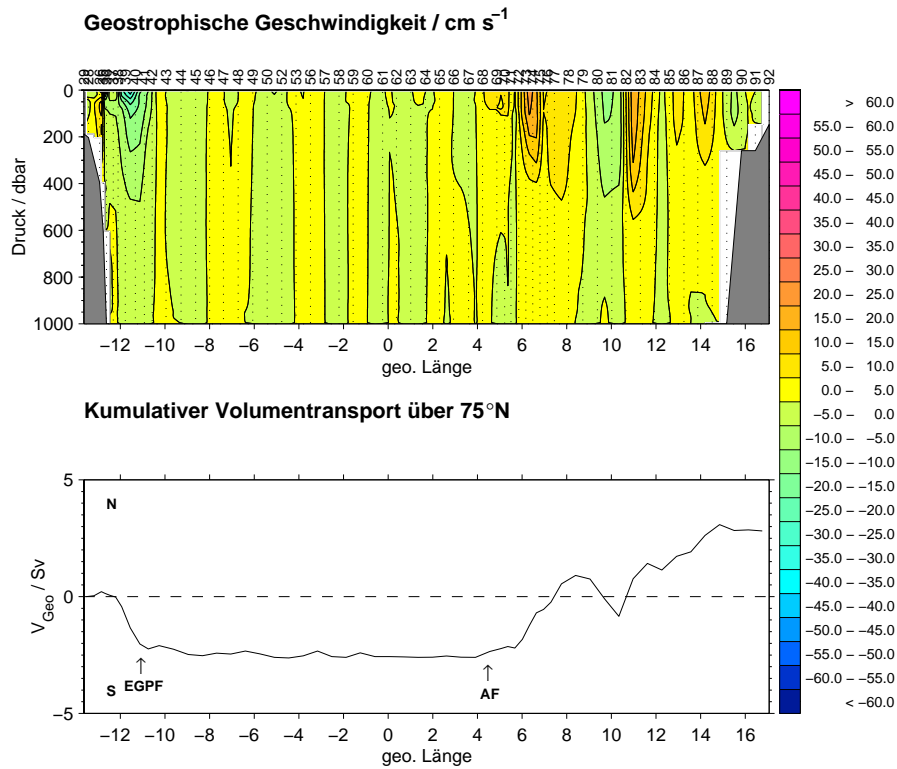


Abb. 7.1.3a und 7.1.3b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)
Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 75°N (1995)

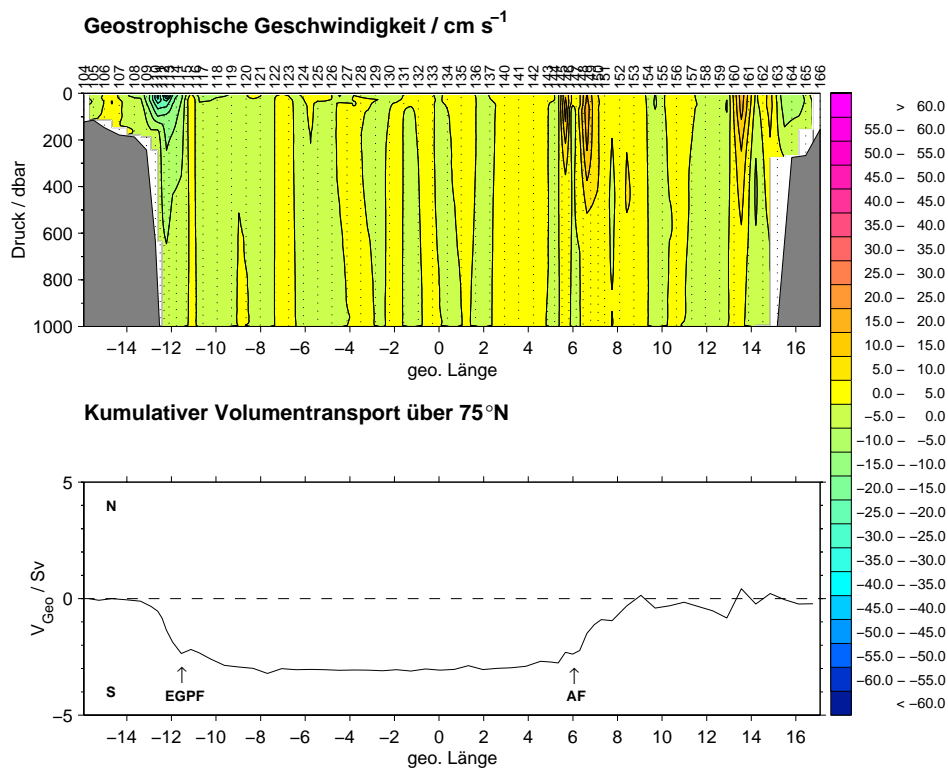


Abb. 7.1.4a und 7.1.4b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)
Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 75°N (1997)

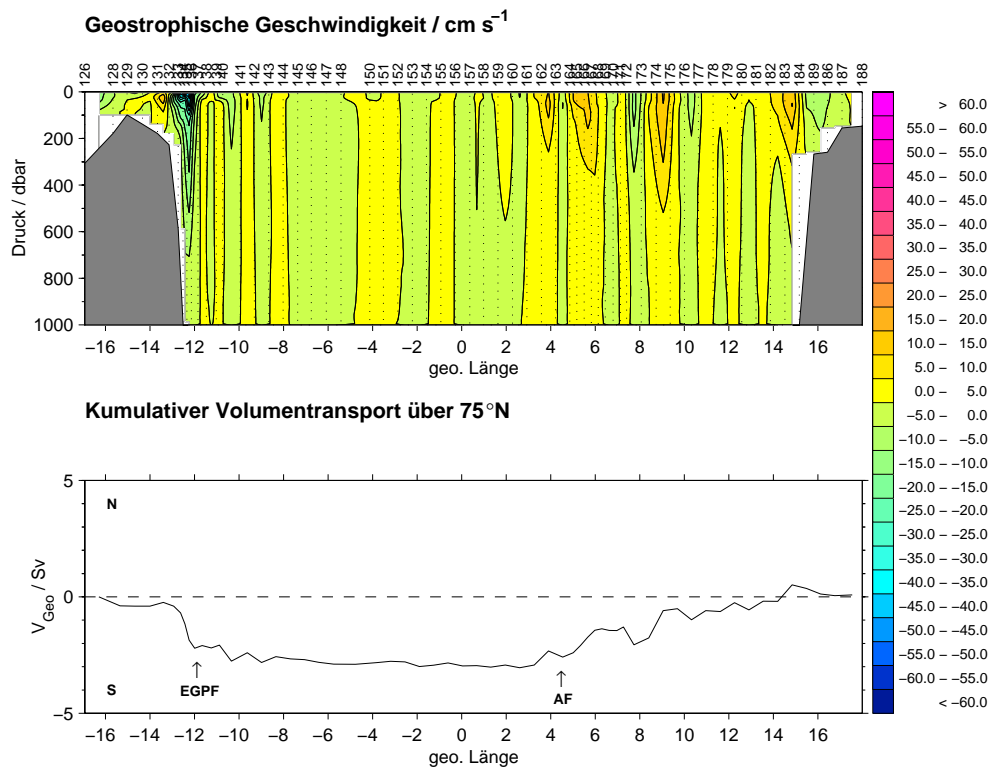


Abb. 7.1.5a und 7.1.5b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)

Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 75°N (1998)

7.2 Regionale Aufspaltung des Stromsystems

Bei regionaler Betrachtung läßt sich das absolute Strömungsfeld in vier unterschiedliche Gebiete unterteilen. Die westlichste Zone nimmt der Ostgrönlandschelf mit Wassertiefen zwischen 100 bis 200 Metern ein. Da die Schelfregion auch während des Sommers wegen der Eisbedeckung für die meisten Forschungsschiffe unzugänglich ist, ist an dieser Stelle in der Vergangenheit nur eine geringe Anzahl von Messungen durchgeführt worden. Bourke et al. (1987), Johnson und Niebauer (1995) und Budéus und Schneider (1995) gehören zu den wenigen Wissenschaftlern, die sowohl mittels hydrographischer Messungen als auch ADCP-gestützter Geschwindigkeitsmessungen das Strömungsfeld der Ostgrönländischen Schelfregion zwischen 77°N und 82°N vermessen haben.

Die in den Jahren 1997 und 1998 durchgeführten Transportuntersuchungen beruhen auf den ersten direkten Strömungsmessungen überhaupt, die nahezu den gesamten Schelfbereich entlang 75°N räumlich erfassen und zeigen, daß dort hauptsächlich PW nach Süden transportiert wird. Die beobachteten Transportschwankungen von -0.2 Sv (1998) und -1.4 Sv (1997) sind möglicherweise auf einen signifikanten barotropen Gezeitenstromanteil zurückzuführen.

Der EGC ist in den 97er und 98er-Schnitten über eine horizontale Distanz von etwa 140 bis 150 Kilometern zwischen 13°W und 8°W als starker nach Südwesten gerichteter Randstrom erkennbar. In beiden Beobachtungsjahren beträgt der Transport über die gesamte Querschnittsfläche etwa -12 Sv. Eine Ausnahme stellt jedoch das Jahr 1994 mit einem Transport von -29 Sv dar. In allen Jahren liegt der Kern des EGC über dem Ostgrönländischen Kontinentalabhang und wird durch ein oberflächennahes Geschwindigkeitsmaximum gekennzeichnet, dessen Werte während des Beobachtungszeitraumes zwischen 40 und 80 cm s^{-1} liegen. Paquette et al. (1985) führen dieses Geschwindigkeitsmaximum auf einen baroklinen Jet zurück, der durch den Wassermassenaufbau entlang der EGPF verursacht wird. Diese Annahme wird durch die in dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen bestätigt. So ist in allen Beobachtungsjahren, in denen das geostrophische Geschwindigkeitsfeld in der EGC-Region berechnet wurde, entlang der EGPF ein starker nach Süden gerichteter Jet mit maximalen Geschwindigkeiten zwischen 39 cm s^{-1} und 63 cm s^{-1} zu beobachten. 1997 und 1998 beträgt der absolute EGC-Transport der oberen 1000 Meter -7.4 bzw. -7.7 Sv, wovon etwa ein Drittel auf den baroklinen und zwei Drittel auf den barotropen Transportanteil entfallen (Tab. 7.2.1).

Obwohl die nördlich gelegene Framstraße als Region erkannt wurde, deren Strömungsfeld durch eine Reihe mesoskaliger Wirbelstrukturen geprägt wird, welche zum überwiegenden Teil über den EGC nach Süden geführt werden, sind diese nur im Jahre 1990 anhand des vorliegenden Datenmaterials bei 75°N nachweisbar. Diese Beobachtung ist vermutlich darauf zurückzuführen, daß die meisten Wirbel, die in der MIZ zwischen 78°N und 80°N entstehen, aufgrund ihrer geringen Lebensdauer nicht mehr den 75ten Breitengrad erreichen. Diese beträgt nämlich nach Johannessen et al. (1987), Quadfasel et al. (1987) und Gascard et al. (1988) nur etwa 20 bis 30 Tage.

Fahrbach et al. (1995) und Woodgate et al. (1999) sind bislang die einzigen Autoren, die direkte Strömungsmessungen in der EGC-Region auf 75°N durchgeführt haben. Hierbei wurden im EGC über eine Breite von 150 bis 180 Kilometern 5 Verankerungen ausgelegt, welche jeweils mit 2 bis 4 Strommessern bestückt waren. Die Autoren bestätigten die frühere Annahme Foldviks et al. (1988), wonach der EGC einen starken barotropen Transportanteil besitzt. Sie zeigten außerdem, daß sich der EGC zumindest bei 75°N horizontal über eine Breite von 150 Kilometern erstreckt und vertikal bis zum Boden reicht. Selbst in Bodennähe konnten im Jahresmittel noch Geschwindigkeiten zwischen 6 und 10 cm s⁻¹ gemessen werden. Die Untersuchungen ergaben einen jährlich gemittelten Transport von etwa -21 Sv, der mit -11 Sv im Sommer und -37 Sv im Winter ein starkes saisonales Signal aufwies.

Tabelle 7.2.1 Vergleich zwischen dem baroklinen und dem absoluten Transport der oberen 1000 m entlang 75°N

	Gesamt	Schelfregion	EGC-Region	GG-Region	WSC-Region
1997					
Barokliner Transport	-0.2 Sv	-0.1 Sv	-2.8 Sv	+0.2 Sv	+2.5 Sv
Absoluter Transport	-0.9 Sv	-1.4 Sv	-7.4 Sv	+0.9 Sv	+7.1 Sv
1998					
Barokliner Transport	+0.1 Sv	-0.2 Sv	-2.3 Sv	-0.4 Sv	+3.0 Sv
Absoluter Transport	-1.6 Sv	-0.2 Sv	-7.7 Sv	+0.5 Sv	+5.7 Sv

Der Vergleich mit den in dieser Arbeit durchgeführten Transportuntersuchungen führt zum Ergebnis, daß die Autoren die EGC-Region räumlich vollständig erfaßt haben, denn auf allen vorliegenden Schnitten erstreckt sich der EGC tatsächlich über etwa 140 Kilometer zwischen 13°W und 8°W. Wenn man berücksichtigt, daß das in dieser Arbeit hergeleitete Strömungsfeld einer Momentaufnahme entspricht, wohingegen die von Fahrbach et al. (1995) und Woodgate et al. (1999) berechneten Geschwindigkeitsfelder als Monatsmittel vorliegen, ist zu erkennen, daß die räumlichen Strukturen des EGC in den Grundzügen dennoch übereinstimmen. So wurde beispielsweise die bereits von Fahrbach et al. (1995) beobachtete bodennahe Geschwindigkeitszunahme über dem Grönländischen Schelfabhang auch in den Jahren 1994 und 1997 nachgewiesen. Zudem besitzen die berechneten EGC-Transporte dieselbe Größenordnung.

Im Gegensatz zu verankerten Strömungsmessungen, bei denen zur Bestimmung der Transporte die einzelnen hydrographischen Parameter über weite Strecken extrapoliert werden, zeichnen sich die in dieser Arbeit vorgestellten absoluten Strömungsfelder dadurch aus, daß durch die hohe räumliche Auflösung (8 m vertikal, 10 bis 20 km horizontal) das Geschwindigkeitsfeld auf klein- bzw. mesoskalige Strukturen untersucht werden kann. Überdies ermöglichen diese Messungen erstmals wassermassenbezogene Transportangaben.

Weil ferner der 75°N-Standardschnitt seit 1989 fast jedes Jahr während der Sommerperiode vermessen wurde, können die berechneten Transporte zusätzlich auf zwischenjährliche Variabilitäten untersucht werden.

Die erstmals durchgeführte vollständige Erfassung der Wassermassentransporte über 75°N zeigt, daß diese in der EGC-Region in allen Tiefen nach Süden gerichtet sind und in den Jahren 1997 und 1998 nur sehr geringfügige zwischenjährliche Schwankungen aufweisen. In der Oberflächenschicht werden westlich der EGPF etwa 1 Sv PW und östlich der Front 1 Sv ASW nach Süden transportiert. Der RAW-Transport beträgt in den Jahren 1990, 1997 und 1998 etwa 2 Sv, davon entfällt etwa die Hälfte auf den baroklinen Transportanteil (Abb. 7.2.1). Eine große Ausnahme stellt jedoch der 94er RAW-Transport mit 5.2 Sv dar. Es wird gezeigt, daß der RAW-Transport über den Untersuchungszeitraum nahezu linear mit der Querschnittsfläche zunimmt (Abb. 7.2.2).

Die bislang einzigen auf direkten Strömungsmessungen beruhenden Wassermassentransportangaben in der EGC-Region stammen von Foldvik et al. (1988). Mittels dreier Strommesserverankerungen, die bei 79°N entlang des Ostgrönlandischen Schelfabhanges ausgelegt wurden, untersuchten die Autoren die oberen 700 Meter des EGC-Strömungsfeldes. Sie gaben an, daß in dieser Schicht etwa 1 Sv PW und 2 Sv Atlantischer Wassermassen nach Süden transportiert werden. Diese zitierten Transportangaben stimmen zwar auf den ersten Blick sehr gut mit den vorliegenden Ergebnissen überein, jedoch ist ein direkter Vergleich nicht sinnvoll, da sowohl frühere Arbeiten als auch die vorliegenden Untersuchungen darauf hindeuten, daß in der Framstraße große Mengen AW rezirkulieren, und deshalb der RAW-Transport über 75°N größer sein muß als bei 79°N.

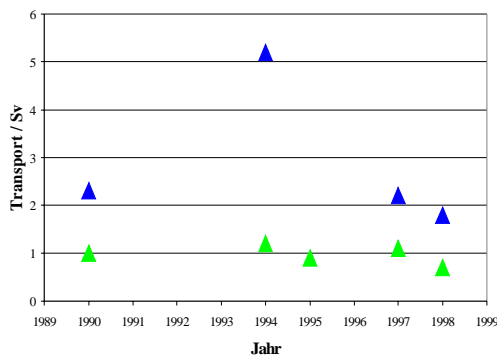


Abb. 7.2.1 RAW-Transport

(absolut = dunkel; baroklin = hell)

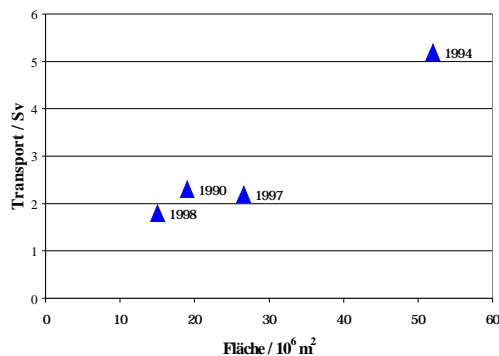


Abb. 7.2.2 Linearer Zusammenhang

zwischen Transport und Querschnittsfläche

Aus den 97er und 98er Untersuchungen (Tabellen 6.1.1.1.2 und 6.1.1.1.5) geht außerdem hervor, daß sich die Transporte und Querschnittsflächen der in der EGC-Region auftretenden Wassermassen nur in sehr geringem Maße ändern. Den größten Beitrag zum gesamten EGC-Transport liefert das UAIW mit etwa 4 bis 5 Sv. Unter dem UAIW schließt sich ab etwa einer Tiefe von 1400 Metern das AODW an, das als intermediäres Salzgehaltsmaximum über dem Ostgrönlandischen Schelfabhang zu erkennen ist.

Das absolute Strömungsfeld weist an der derselben Stelle eine Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe auf, so daß sich trotz vergleichsweise kleiner Querschnittsflächen ein signifikanter AODW-Transport ergibt, der in den beiden Beobachtungsjahren bei etwa 0.3 bis 0.6 Sv liegt. Die verbleibenden Grönländischen Tiefen- und Bodenwassermassen tragen mit nur etwa 2.5 und 1 Sv zum Gesamttransport bei.

Östlich des EGC schließt sich die zentrale Grönlandsee-Region an, deren Strömungsfeld nur geringe meridionale Geschwindigkeiten aufweist und deren Transport ASW, UAIW, DW und GSBW umfaßt. Das geostrophische sowie das absolute Strömungsfeld des WSC zeigen im Vergleich zu früheren Untersuchungen, die hauptsächlich auf die Framstraße beschränkt sind (*Greisman, 1976 und Hanzlick, 1983*), daß dieser Randstrom bereits entlang 75°N über eine Horizontalstrecke von maximal 360 Kilometern durch eine Vielzahl mesoskaliger Strukturen charakterisiert ist. Betrachtet man zunächst den kumulativen geostrophischen Volumentransport, der relativ zu 1000 dbar berechnet wurde, so ist festzustellen, daß der Transportverlauf zwischen 16°W und 4°E in weitaus geringerem Maße variiert als in der östlich anschließenden WSC-Region.

Das geostrophische Geschwindigkeitsfeld des WSC ist durch eine hohe mesoskalige Variabilität gekennzeichnet. In den Abbildungen 7.1.1a bis 7.1.5b wird dargestellt, wie einzelne barokline Wirbel mit Durchmessern von bis zu 60 km und Strombänder mit Breiten von 20 bis zu über 150 km den Transport beeinflussen. Zum Beispiel erfolgt im Jahre 1990 der WSC-Transport hauptsächlich über ein etwa 150 km breites Stromband, welches sich direkt östlich der AF anschließt. Demgegenüber wird das Geschwindigkeitsfeld zwischen 10°E und 15°E von zwei antizyklonalen baroklinen Wirbeln mit Durchmessern von 90 bzw. 40 Kilometern dominiert.

Im Gegensatz zu den Jahren 1990, 1994 und 1995, in denen ein bis zwei barokline Wirbel und Strombänder das Strömungsfeld des WSC charakterisieren, wurden im Jahre 1997 und 1998 keine ausgeprägten baroklinen Wirbelstrukturen nachgewiesen. Der WSC-Transport der oberen 1000 Meter beträgt in den Jahren 1997 und 1998 5.7 bis 7.1 Sv, wovon etwa die Hälfte bzw. ein Drittel auf den baroklinen Anteil entfällt (Tab. 7.2.1).

Obwohl die beobachteten Strombänder und Wirbel mit Breiten von 20 – 150 km relativ schmal sind, liefern sie dennoch beträchtliche Anteile am absoluten Gesamttransport. Die einzigen direkten Strömungsmessungen, die ebenfalls in der WSC-Region entlang 75°N durchgeführt wurden, werden in der Arbeit von van Aken et al. (1995) vorgestellt. Auf der Grundlage von hydrographischen und ADCP-gestützten Strömungsmessungen haben die Autoren die Arktische Frontalzone näher untersucht und erkannten in der Umgebung dieser Front einzelne Strommäander mit Längsskalen von 100 bis 200 Kilometern und Wirbelstrukturen, deren Durchmesser im Mittel etwa 45 km betrug und deren Drehsinn östlich der Front zyklonal und westlich der Front antizyklonal war. Deren Ergebnisse bestätigen im wesentlichen die Untersuchungen Rodionovs (1992), der anhand von hydrographischen Daten und IR-Satellitenaufnahmen eine Vielzahl unterschiedlicher mesoskaliger Strukturen in den Frontregionen nachwies.

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse aus den Jahren 1995, 1997 und 1998 zeigen jedoch, daß Wirbelstrukturen nicht nur in unmittelbarer Umgebung der AF, sondern über der gesamten Breite des WSC angetroffen werden. Westlich der AF sind weder im geostrophischen noch im absoluten Geschwindigkeitsfeld Wirbel nachzuweisen. Ferner konnte die von van Aken et al. (1995) beobachtete Regelmäßigkeit bzgl. des Drehsinns nur für Wirbel bestätigt werden, die östlich der AF beobachtet wurden. Aus den berechneten absoluten Strömungsfeldern ergibt sich für die Jahre 1997 und 1998 ein WSC-Transport von 7.9 bzw. 10.8 Sv, der in etwa den nach Süden gerichteten EGC-Transport kompensiert und einen starken barotropen Transportanteil besitzt.

Da der später noch zu diskutierende Wärmetransport hauptsächlich über das AW erfolgt und bereits in Kapitel 4 darauf hingewiesen wurde, daß die Querschnittsfläche dieser Wassermasse entlang 75°N in den einzelnen Jahren stark variiert, wird nun geprüft, ob sich die beobachteten Flächenänderungen in entsprechenden Transportänderungen äußern.

In Abbildung 7.2.3 werden die Absoluttransporte den baroklinen Transportanteilen gegenübergestellt. Aus dem vorhandenen Datenmaterial konnte der absolute AW-Transport lediglich für die Jahre 1990, 1997 und 1998 bestimmt werden. Dieser liegt zwischen 2.2 und 4.1 Sv, wobei etwa die Hälfte des Transports baroklin ist. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß der barokline AW-Transportanteil 1995 mit 3.6 Sv sein Maximum erreicht. Dieses deutet darauf hin, daß der Absoluttransport zu diesem Zeitpunkt vermutlich zwischen 6 bis 7 Sv beträgt, und somit das AW-Transportsignal zwischenjährliche Variabilitäten aufweist, die zwischen 2 und 7 Sv liegen.

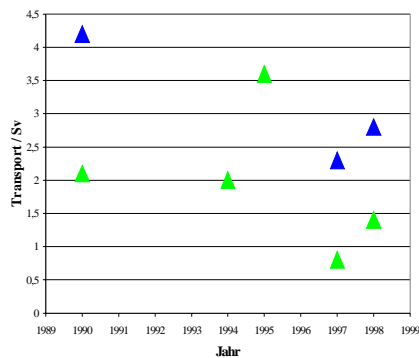


Abb. 7.2.3 AW-Transport

(absolut = dunkel; baroklin = hell)

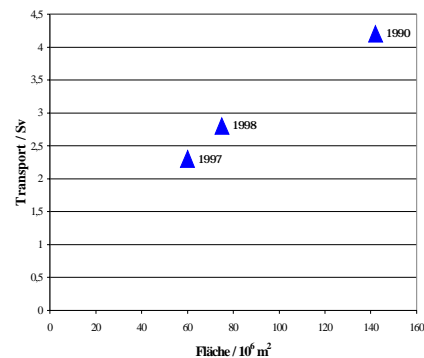


Abb. 7.2.4 Linearer Zusammenhang

zwischen Transport und Querschnittsfläche

In Abbildung 7.2.4 ist dargestellt, daß der AW-Transport linear mit der Querschnittsfläche zunimmt. Es stellt sich abschließend die Frage, ob der gefundene lineare Zusammenhang eher ein zufälliges Ergebnis ist, oder aber eine Gesetzmäßigkeit darstellt, mit deren Hilfe sich allein aus der Angabe der Querschnittsfläche der entsprechende Absoluttransport direkt ableiten ließe. Diese Frage kann jedoch wegen der wenigen Messungen zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht beantwortet werden.

7.3 Framstraße

Bislang beruhte der Kenntnisstand über die Zirkulation und Transporte in der Framstraße überwiegend auf geostrophischen Transportabschätzungen (*Timofeyev, 1962; Bourke und Weigel, 1989*) und vereinzelt direkten Strömungsmessungen, die sowohl im EGC (*Foldvik et al., 1988*) als auch im WSC (*Aagaard et al., 1973; Greisman, 1976 und Hanzlick, 1983*) durchgeführt wurden. Zwar wurden durch den vermehrten Einsatz von Lagrange-Driftern vor allem während der MIZEX'84 Kampagne (**M**arginal **I**ce **Z**one **E**xperiment) neue Einblicke in das großskalige Strömungsfeld der Framstraßenregion gewonnen, allerdings ermöglicht dieses Meßverfahren keine quantitativen Transportangaben. Infolge des Mangels an direkten Strömungsmessungen kamen daher in den letzten Jahren vermehrt Inversmodelle zur Anwendung, mit deren Hilfe die unbekanntes barotropen Geschwindigkeitsanteile über die Erhaltungsgleichungen bestimmter Parameter in abgeschlossenen Meeresgebieten berechnet wurden (*Mauritzen, 1994 und Schlichtholz und Houssais, 1999*).

In diesem Zusammenhang sind die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Transportuntersuchungen von besonderer Bedeutung, weil erstmals das absolute Strömungsfeld für zwei quasi-synoptisch hochaufgelöste Zonalschnitte bei 78°N und $79^{\circ}40'\text{N}$ berechnet wurde. Durch die hohe räumliche Auflösung können im Gegensatz zu den weitabständigen Verankerungsmessungen ergänzende Angaben über mesoskalige Stromstrukturen und wassermassenbezogene Transporte gemacht werden. Ein weiterer wichtiger Vorteil besteht darin, daß bei der Bestimmung von Wärme-, Salz- und Frischwassertransporten eine wesentlich höhere Genauigkeit erzielt wird. Wie bereits in Kapitel 3 ausgeführt wurde, werden die einzelnen Transporte über entsprechende Flächenintegrale bestimmt. Um den Wert des Integrals zu berechnen, wird es in eine bestimmte Anzahl von Zwischensummen bzw. Transportsegmenten zerlegt, deren Summation einen Näherungswert für das Integral ergibt. Aus dieser geometrischen Betrachtung folgt, daß durch eine höhere räumliche Auflösung eine stärkere Übereinstimmung zwischen dem Näherungswert und dem tatsächlichen (Integral-)wert erreicht wird. Die berechneten Absoluttransporte ermöglichen zudem eine Verifizierung bestehender Modellergebnisse.

Auf der Grundlage von insgesamt 18 Zonalschnitten, die zwischen 1933 und 1960 vermessen wurden und sich von Barentsburg (Spitzbergen) entlang 78°N bis zur Eisgrenze erstreckten, berechnete Timofeyev (*1962*) relativ zu einem Referenzniveau in 1000 m Tiefe einen jährlich gemittelten geostrophischen Transport von 3.7 Sv, der ein starkes saisonales Signal aufwies, wobei die Transporte zwischen April und Mai mit 2.4 Sv ihr Minimum und von September bis März das Maximum mit über 4.6 Sv erreichten. Um diese Ergebnisse zu überprüfen, wird zunächst wie bei Timofeyev (*1962*) das geostrophische Geschwindigkeitsfeld relativ zu 1000 dbar für zwei Zonalschnitte bei 78°N berechnet (7.3.1a bis 7.3.2b). Im Jahr 1990 herrschen über der Ostgrönländischen Schelfregion nur geringe nach Süden gerichtete Strömungen vor, die keinen signifikanten Beitrag zum Gesamttransport leisten. In beiden Beobachtungsjahren transportiert der EGC zwischen 5°W und 2°W 2 bis 3 Sv nach Süden.

1997 sind infolge schwacher horizontaler Dichtegradienten zwischen 2°W und etwa 8°E die geostrophischen Transporte zu vernachlässigen. Erst östlich von 8°W erfolgt eine kontinuierliche Transportzunahme auf etwa 3 Sv. Demgegenüber weist das geostrophische Geschwindigkeitsfeld im Jahr 1990 bereits ab 3°E ein starkes Stromband und zwei sich östlich anschließende barokline Wirbel auf. Die Gegenüberstellung der beiden 78°N-Schnitte führt zum Ergebnis, daß das Strömungsfeld der Framstraße eine große räumliche und zeitliche Variabilität besitzt, und somit frühere Untersuchungen, die vorwiegend auf verankerten Strömungsmessungen (*Hanzlick, 1983 und Foldvik et al., 1988*), Lagrange-Driftern (*Gascard et al., 1988; Johannessen et al., 1987; Gascard et al., 1995 und Richez, 1998*) und Satellitenfernerkundung basierten, bestätigt. Insgesamt stimmen die berechneten geostrophischen Transporte in der Größenordnung mit den Abschätzungen Timofeyevs (*1962*) gut überein.

Die ebenfalls im Jahre 1990 durchgeführten direkten Strömungsmessungen entlang des 78°N-Schnittes bestätigen die Beobachtungen von Greisman (*1976*), Hanzlick (*1983*) und Foldvik et al. (*1988*), die mit Hilfe von Langzeitverankerungen zeigen konnten, daß sowohl der EGC als auch der WSC einen wesentlichen barotropen Transportanteil enthalten. So haben Aagaard et al. (*1973*), Greisman (*1976*) und schließlich Hanzlick (*1983*) durch die seit 1971 erstmals im WSC durchgeführten direkten Strömungsmessungen dargelegt, daß der Absoluttransport dieses Randstromes um das zwei- bis vierfache größer ist als frühere geostrophische Transportangaben.

Hanzlick (*1983*) gab als mittleren Volumentransport für den WSC 5.6 Sv an, von denen 4.6 Sv auf den barotropen und 1.0 Sv auf den baroklinen Transportanteil entfielen. Nach den Untersuchungen Foldviks et al. (*1988*) ist der Transport in den oberen 700 Metern des EGC zur Hälfte barotrop.

Im August 1997 wurde das absolute Strömungsfeld für einen Zonalschnitt bei 79°40'N bestimmt, der sich vom Ostgrönländischen Schelfabhang über die Grönland-Spitzbergen-Schwelle, die Molloy-Verwerfungszone bis zum westlichen Kontinentalschelf Spitzbergens erstreckte. Dieser Schnitt ermöglicht die ersten Berechnungen, die den transportrelevanten Bereich der Framstraße nahezu vollständig umfassen. Die Massenbilanz über diesen Schnitt ist ausgeglichen, was die Annahme von Aagaard und Greisman (*1975*) bestätigt. Das Strömungsfeld weist eine klare Zweiteilung auf. So herrschen zwischen 7°W und 2°E nach Süden gerichtete Geschwindigkeiten vor, wohingegen die Strömungen zwischen 2°E und 10°E nach Norden gerichtet sind. In der Tabelle 6.1.1.2.4 ist dargestellt, daß sich der Südtransport aus PW, MAW, UPDW und CBDW, die aus dem Arktischen Ozean stammen, zusammensetzt. Dieser Südtransport wird vollständig durch den nach Norden gerichteten Transport von AW, ASW, LAIW, UAIW, DW und EBDW kompensiert.

Kürzlich veröffentlichten Schlichtholz und Houssais (*1999*) die Ergebnisse eines von ihnen erstellten Inversmodells. Auf der Grundlage von 342 hydrographischen Messungen, die das Framstraßengebiet zwischen 77.15°N und 81.15°N umspannten, erhielten sie als ein wesentliches Ergebnis, daß bei 79°N mit dem EGC etwa 6.5 Sv nach Süden und mit dem WSC etwa 1.5 Sv nach Norden transportiert werden, so daß sich daraus ein nach Süden gerichteter Nettotransport von 5 Sv ergibt. Die Auswertung des vorliegenden Datenmaterials hat jedoch gezeigt, daß im Sommer 1997 über die Schnitte bei 75°N

und $79^{\circ}40'N$ die Massenbilanz ausgeglichen war, und darüber hinaus etwa 1 Sv AW rezirkulieren. Die Autoren behaupten, daß der von ihnen berechnete WSC-Transport im Vergleich zu früheren direkten Stromabschätzungen so niedrig ist, weil bei den früheren Verankerungsmessungen vermutlich wichtige Beiträge der rezirkulierenden WSC-Zweige nicht erfaßt wurden. Die Erklärung, daß eine unzureichende räumliche Erfassung für diese Transportunterschiede verantwortlich sein soll, gilt jedoch nicht für die in dieser Arbeit vorgelegten Transportergebnisse.

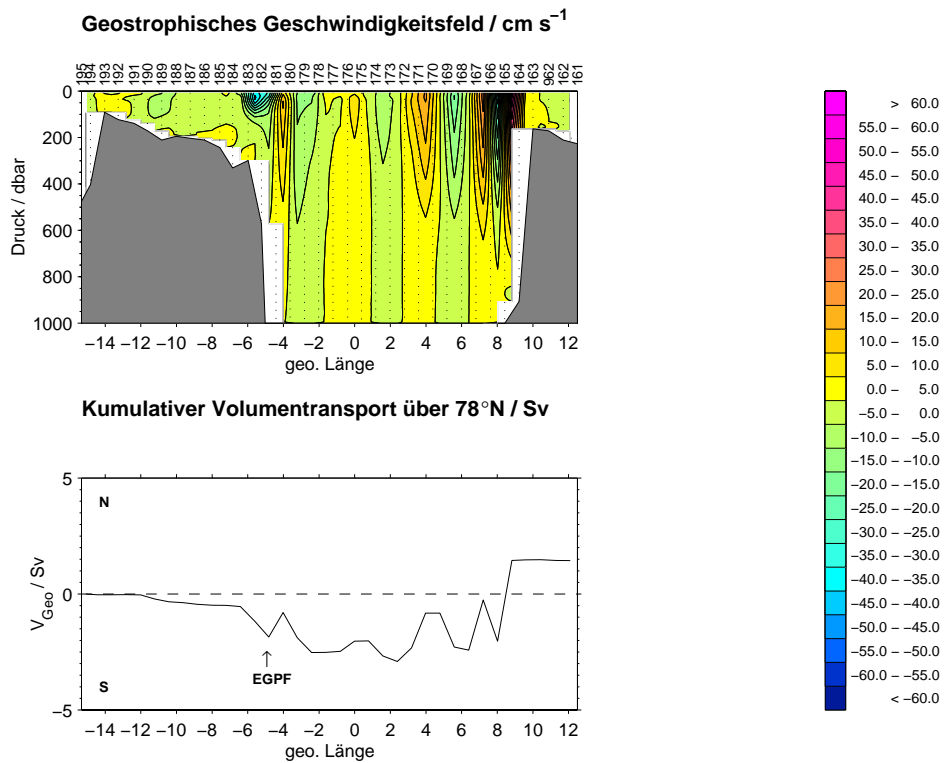


Abb. 7.3.1a und 7.3.1b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)

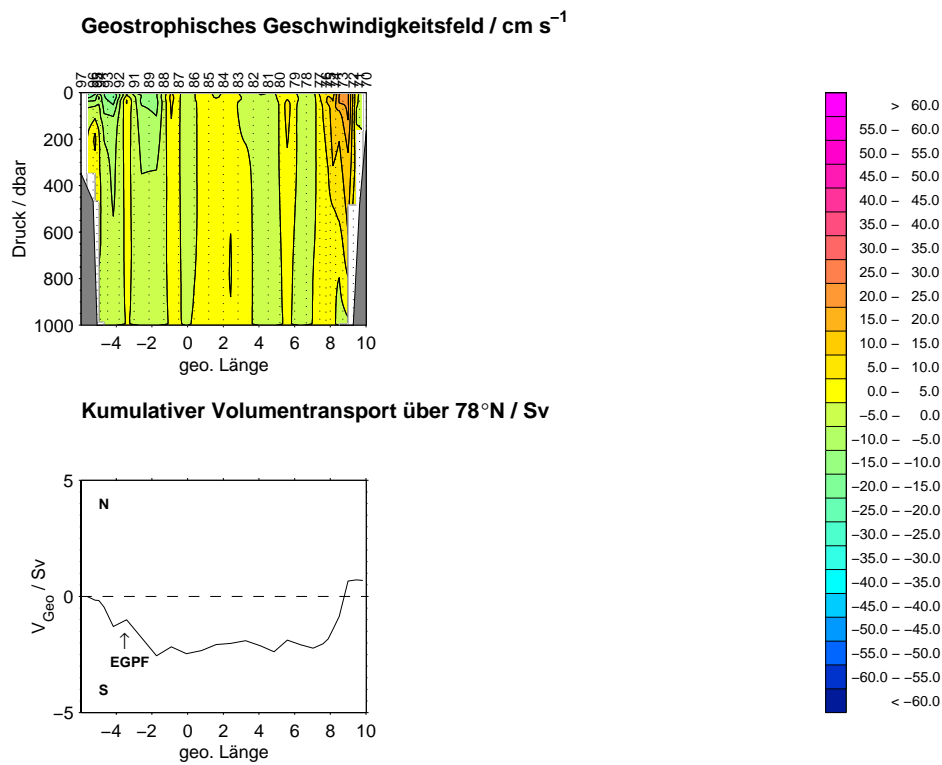
Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 78°N (1990)

Abb. 7.3.2a und 7.3.2b Geostrophische Geschwindigkeit (relativ zu 1000 dbar)

Kumulativer geostrophischer Volumentransport über 75°N (1998)

7.4 Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone

In den Jahren 1995 und 1997 wurden zwei Meridionalschnitte zwischen 71°N und 75°N entlang 17°E bzw. 18°E sowohl hydrographisch als auch mit dem ADCP vermessen. Betrachtet man zuerst den geostrophischen Zonaltransport über diese Schnitte, so ergeben sich Transporte von 2.2 bzw. 1.4 Sv, die nach Osten in die Barentssee gerichtet sind. Dieser Befund stimmt mit den Untersuchungen von Timofeyev (1963) und Druet und Jankowski (1991) weitgehend überein. Auf der Grundlage von 131 hydrographischen Messungen, die in den Jahren 1930 bis 1961 zwischen der Bäreninsel und dem Nordkap Norwegens gewonnen wurden, berechnete Timofeyev (1963) die geostrophischen Transporte für die einzelnen Monate. Der Transport betrug im Mittel 1.6 Sv und wurde von einem saisonalen Signal überlagert. Im Juni wurde mit etwa 1.2 Sv die niedrigste und im November mit etwa 2.0 Sv die höchste Transportrate berechnet. Obwohl diese Angaben verhältnismäßig gut mit den aktuellen Untersuchungsergebnissen übereinstimmen, soll dennoch darauf hingewiesen werden, daß in Timofeyevs Berechnungen zwei Fehler mit einfließen konnten.

Da zum Zeitpunkt der genannten Veröffentlichungen nur wenige Messungen durchgeführt worden waren, mußte der betreffende Autor auf Daten unterschiedlicher Jahre zurückgreifen. Hierbei konnte sowohl die zeitliche als auch die räumliche Stationsverteilung einen Fehler induzieren, weil zum einen das Untersuchungsgebiet nicht hinreichend räumlich aufgelöst wurde und zum anderen die zu messenden Parameter durchaus zeitliche Variabilitäten aufwiesen. Außerdem führte die geringere Genauigkeit der damals durchgeführten hydrographischen Messungen zu einem größeren Fehler bei der Bestimmung der geostrophischen Geschwindigkeit.

Das absolute Strömungsfeld entlang der in dieser Arbeit untersuchten Meridionalschnitte dokumentiert den Einfluß des barotropen Gezeitenstromanteils. Es wurde festgestellt, daß das absolute Geschwindigkeitsfeld von einer halbtägigen barotropen Gezeitenwelle dominiert wird, deren Amplitude etwa 15 bis 20 cm s^{-1} beträgt. Somit ist es nicht möglich, den mittleren Transport abzuschätzen, ohne vorher eine Gezeitenkorrektur vorzunehmen. Der ohne eine solche Korrektur sich ergebende Gesamttransport über 17°E /18°E beträgt 2.2 bzw. 1.6 Sv, und darf nicht mit dem mittleren Transport gleichgesetzt werden.

7.5 Gesamtschema

Auf der Grundlage der neugewonnenen Ergebnisse wird ein aktualisiertes Zirkulations- und Transportschema für die Untersuchungsregion erstellt und anschließend diskutiert. Hierzu wird auf fünf hydrographische Schnitte zurückgegriffen, die zwischen dem 18.08.1997 und dem 22.09.97 vermessen wurden. Aus der räumlichen Verteilung der einzelnen Wassermassen lassen sich qualitative Aussagen über die Gesamtzirkulation ableiten. Weil drei der zu untersuchenden Schnitte zudem mit dem ADCP vermessen worden sind, ist es möglich, die aus der Hydrographie gewonnenen Beobachtungen durch quasisynoptische Transportangaben zu quantifizieren.

7.5.1 Wassermassenverteilung

Es wurde gezeigt, daß bereits Helland-Hansen und Nansen (1909), später Carmack (1972) und Carmack und Aagaard (1973) die Hydrographie in ihren Grundzügen richtig beschrieben haben (Abb. 7.5.1.1). Der Norwegische Atlantikstrom führt große Mengen AW in die Norwegensee. Infolge großer Wärmeverluste an die Atmosphäre nimmt die mittlere Temperatur dieser Wassermasse auf ihrem Weg von der Färoer-Shetland-Region bis zur Framstraße um etwa 5 bis 6 Grad Celsius ab (Hopkins, 1991). Entlang des 18°E-Schnittes ist zu erkennen, daß über den Norwegischen Küstenstrom und vor allem über den nach Osten gerichteten Ast des Nordatlantikstromes große Mengen AW in die Barentssee transportiert werden. In der Norwegensee / Barentsseekonfluenzzone liegt das AW unter einer salzärmeren Deckschicht und reicht bis zum Boden. Die vergleichsweise geringen Oberflächensalzgehalte in der Umgebung der Bäreninsel und nahe dem Norwegischen Schelf zeigen die Beimischung salzärmerer Wassermassen, die auf den Süßwassereintrag der skandinavischen Fjorde oder Schmelzwasserflüsse aus der Barentssee zurückzuführen ist.

Weiter im Norden bestätigt die räumliche AW-Verteilung im wesentlichen die Analyse Manleys (1995), der einem 11 Jahre umfassenden hydrographischen Datensatz entnahm, daß sich der WSC in der Framstraße in drei Äste aufspaltet. Nach den Angaben des Autors werden 22 % mit dem RAC entlang des Ostgrönländischen Kontinentalabhanges nach Süden zurücktransportiert. Diese rezirkulierenden AW-Anteile sind in den 75°N- und 78°N-Schnitten als ausgeprägte T/S-Maxima in etwa 200 bis 400 m Wassertiefe oberhalb des Ostgrönländischen Kontinentalabhanges zu erkennen. Weitere 45 % des AW strömen entlang des westlichen Randes des Yermak-Plateaus nach Norden. Bourke et al. (1988) und Schlichtholz und Houssais (1999) vertreten die Auffassung, daß der größte Teil hiervon noch im Framstraßenbereich rezirkuliert, so daß nur etwa ein Drittel des in der südlichen Framstraße nordwärts setzenden AW über einen weiteren Stromzweig des WSC in den Arktischen Ozean gelangt. Dieser Stromast führt die Atlantischen Wassermassen entlang des westlichen Schelfbereiches Spitzbergens nach Nordosten. Zwischen 79°40'N und 81°N ist auf der Westseite der Framstraße der Einstrom modifizierten AW zu sehen. Das MAW zeichnet sich durch hohe Temperaturen und ein

Salzgehaltsmaximum aus, dessen Wert im Vergleich zum AW unter 34.9 liegt. Diese Wassermasse wird von AW-Anteilen gespeist, die entweder über die Framstraße oder die Barentssee in den Arktischen Ozean gelangt sind und nach einer Verweilzeit von mehreren Jahren über die westliche Framstraße in die Grönlandsee zurückströmen (*Anderson et al., 1994*). Coachman und Barnes (*1963*) behaupten, daß der Übergang von AW zu MAW auf der Reduzierung der Kerneigenschaften basiert.

Die westliche Peripherie der Grönlandsee und der im Norden angrenzenden Framstraße ist durch die nach Süden gerichtete Ausbreitung von PW charakterisiert, welches sich über den gesamten Schelfbereich zonal bis zur EGPF und vertikal bis in 200 Meter Tiefe erstreckt. Zu den wenigen veröffentlichten Untersuchungen, die sich mit der Hydrographie der Ostgrönländischen Schelfregion befassen, zählen die Arbeiten von Bourke et al. (*1987*), Budéus und Schneider (*1995*) und Schneider (*1997*). Die Autoren beobachteten zwischen 77°N und 80°N im Bereich der Nordostwasser-Polynja einen antizyklonalen Wirbel, in welchem vorwiegend PW zirkuliert.

Den 75°N- und 78°N-Schnitten ist zu entnehmen, daß die Zwischenwasserschicht (Abb. 7.5.1.2) überwiegend aus UAIW besteht, welches durch ein intermediäres Salzgehaltsminimum charakterisiert ist und zwischen 1300 bis 1500 Meter Tiefe direkt an die Tiefenwasserschicht grenzt. Die weiteren Schnitte bei 79°40'N und 81°N zeigen, daß das UAIW nicht ausschließlich im zyklonalen Grönlandseewirbel verbleibt, sondern zum Teil auch über die östliche Framstraße nach Norden vordringt. Demgegenüber befindet sich auf der Westseite der Framstraße unterhalb des MAW in einer Tiefe von 300 bis 1500 Metern das UPDW. Diese Wassermasse ist Arktischen Ursprungs und ist durch eine lineare Salzgehalts- und Temperaturzunahme mit der Tiefe gekennzeichnet. Auf seinem Weg nach Süden vermischt sich das UPDW mit den umliegenden Wassermassen. Entlang 75°N ist das UPDW schließlich nur noch auf einer Station über dem Ostgrönländischen Schelfabhang als eigenständige Wassermasse zu erkennen.

Die Tiefenwasserschicht (Abb. 7.5.1.3) ist nach allgemeiner Auffassung durch ein Salzgehaltsmaximum in 1000 bis 3000 Meter Wassertiefe gekennzeichnet. In etwa 1500 bis 1800 Meter Wassertiefe befindet sich über dem Grönländischen Schelfabhang ein intermediäres Salzgehaltsmaximum, welches den Arktischen Ausstrom von AODW markiert. Beim Versuch, den Ursprung dieser Wassermasse zurückzuverfolgen, stößt man bei 79°40'N auf die ersten Hinweise, wonach sich das AODW, wie schon von Meincke et al. (*1997*) beobachtet wurde, aus CBDW- und EBDW-Anteilen zusammensetzt.

Der überwiegende Teil der Tiefenschicht (Abb. 7.5.1.4) bei 75°N besteht aus GSDW. In der Atlantischen Domäne wird das aus der Norwegensee stammende NSDW über den WSC nach Norden geführt und als einzige Tiefenwassermasse des Europäischen Nordmeeres nördlich von 79°40'N nachgewiesen. Ab einer Tiefe von 2600 Metern schließt sich im Grönland-Becken und in der östlich angrenzenden Grönland-Verwerfungszone das GSBW (Abb. 7.5.1.4) an, dessen Ausbreitung auf den zentralen Grönlandseewirbel begrenzt ist. Weil diese Wassermasse nördlich von 79°40'N nicht mehr festzustellen ist, führt dies zum Schluß, daß die etwa 2700 m tiefe Nansen-Schwelle einen nach

nordwärtsgerichteten Ausstrom von GSBW verhindert. Auf der anderen Seite kann über diese natürliche Barriere auch kein EBBW, welches den schwereren Anteil des EBDW darstellt, nach Süden in die Grönlandsee vordringen.

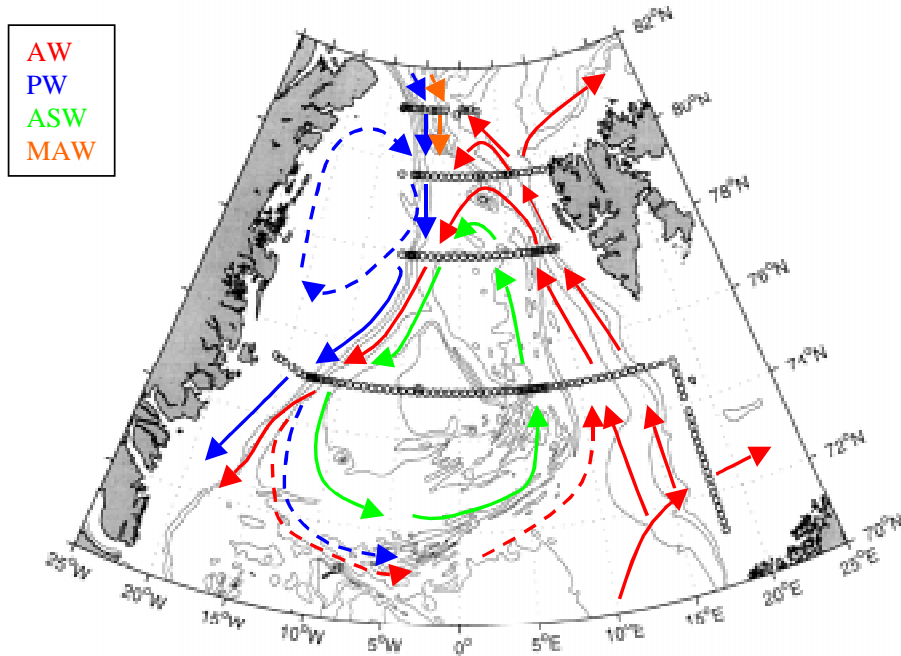


Abb. 7.5.1.1 Zirkulation der Oberflächenwassermassen

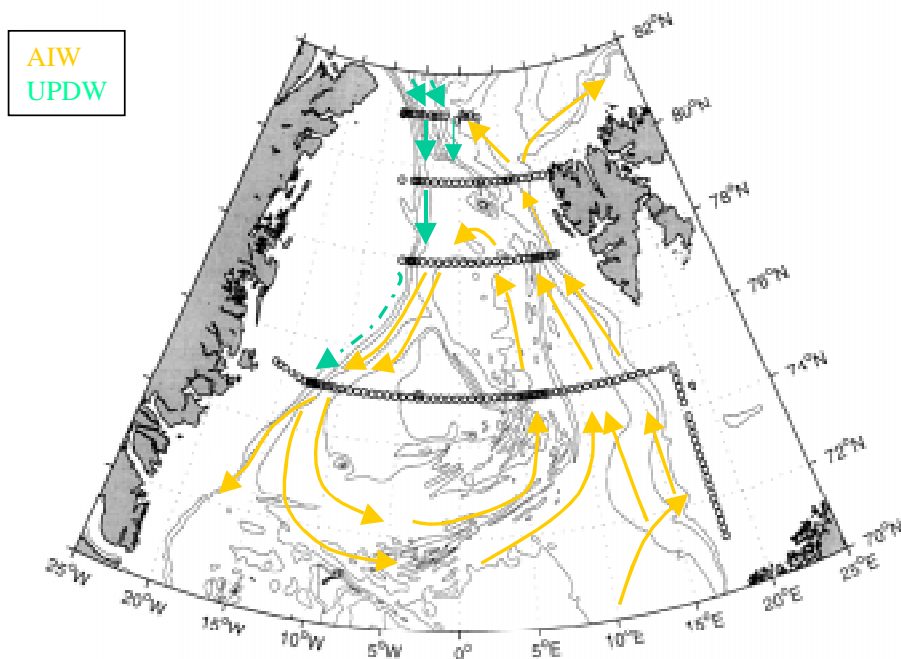


Abb. 7.5.1.2 Zirkulation der Zwischenwassermassen

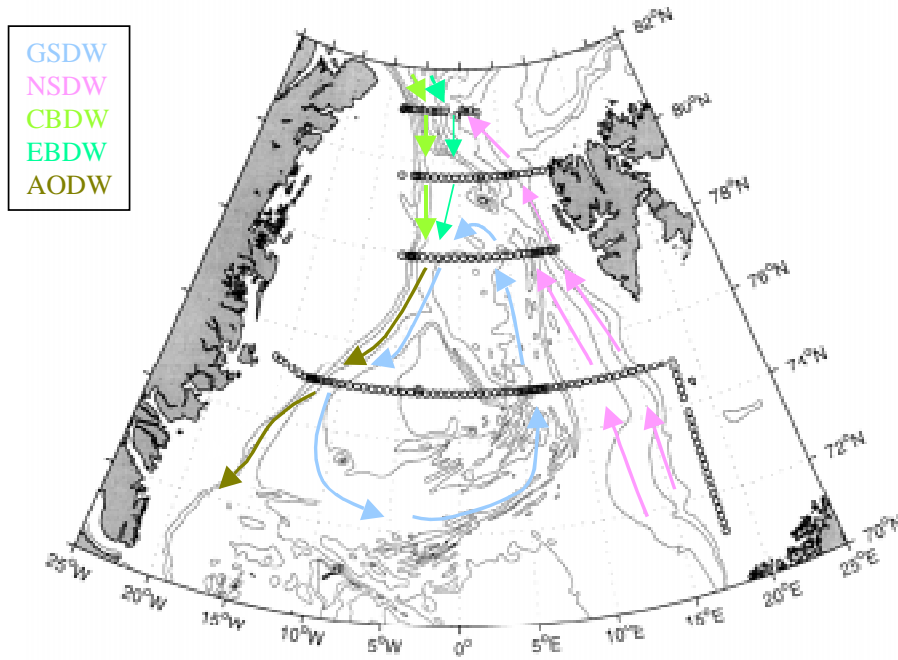


Abb. 7.5.1.3 Zirkulation der Tiefenwassermassen

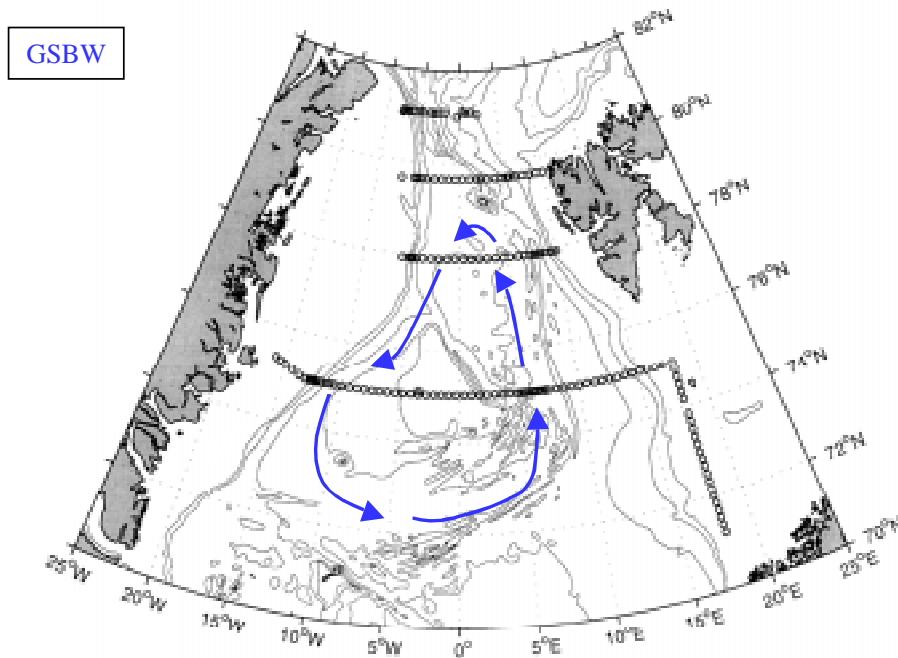


Abb. 7.5.1.4 Zirkulation der Bodenwassermassen

7.5.2 Volumentransport

Es wurde bereits in Kapitel 6.3 gezeigt, daß für beide Zonalschnitte auf 75°N und $79^{\circ}40'\text{N}$ von einer ausgeglichenen Massenbilanz ausgegangen werden kann. Weil jedoch die Ränder um das Gebiet nicht vollständig durch das Stationsnetz geschlossen sind, wird zunächst mit Hilfe von Literaturangaben überprüft, ob die nicht vermessenen Randbereiche bedeutsame Transportbeiträge liefern. Als erstes wird der $79^{\circ}40'\text{N}$ -Schnitt betrachtet, der das Gebiet des Ostgrönlandschelfs nicht erfaßt. Bourke et al. (1987) und Schneider (1997) haben in ihren Arbeiten das geostrophische Geschwindigkeitsfeld in diesem Gebiet untersucht. Beide Arbeiten ergaben einen nach Norden gerichteter Küstenstrom, der von Schneider (1997) auch als Ostgrönländischer Küstenstrom (NEGCC) bezeichnet wird und hauptsächlich PW transportiert. Zwischen 80°N und 81°N verbindet eine nach Osten setzende Strömung den NEGCC mit dem nach Süden fließenden EGC. Südlich der Belgica Bank wird schließlich das Strömungsfeld durch einen vorwiegend nach Südwesten gerichteten Strom fortgesetzt, so daß sich ein geschlossener antizyklonaler Wirbel ergibt. Die von Schneider (1997) berechneten Transporte betragen für den NEGCC 0.5 und für die östliche Südströmung, die in den EGC hineinreicht, -1.0 Sv. Somit wird die Annahme, daß über den nicht vermessenen Abschnitt zwischen 7°W und der Grönländischen Küste die Massenbilanz ausgeglichen ist, von dieser Untersuchung gestützt. Damit können die von den ADCP-Messungen erfaßten Bereiche als vollständige Aufnahme der Transporte gelten. Das bedeutet ferner, daß sich während des Beobachtungszeitraumes über den Framstraßen-Schnitt insgesamt keine Nettotransporte ergeben. Die vorliegende Arbeit bestätigt also die Annahme von Aagaard und Greisman (1975), daß die Massenbilanz über die Framstraße ausgeglichen sein müsse, da sich die Transporte über die übrigen Verbindungen des Arktischen Ozean mit dem Weltmeer im wesentlichen kompensierten.

Die südliche Berandung der Transportbox bildet der 75°N -Schnitt. Es wird davon ausgegangen, daß durch das Stationsnetz der Gesamttransport, der hauptsächlich über den WSC und den EGC erfolgt, vollständig erfaßt wird. Da damit die Massenbilanz über drei Seiten der Box ausgeglichen ist, muß auch der Nettotransport über den verbleibenden Teilabschnitt zwischen dem Südkap Spitzbergens und der Bäreninsel verschwinden. Obgleich die beobachtete Salzgehaltsabnahme in der Umgebung der Spitzbergen-Bank auf die Advektion salzärmerer Wassermassen aus der Barentssee oder dem Storefjord hindeutet, ergeben die geostrophischen Transportberechnungen Timofeyevs (1963), der einen mittleren Transport von 0.29 Sv angab, daß die getroffene Annahme näherungsweise zutreffend ist. Es ist gezeigt worden, daß die Massenbilanz des nahezu umschlossenen Meeresgebietes zwischen 75°N und $79^{\circ}40'\text{N}$ ausgeglichen ist (Abb. 7.5.2.1). Folglich ist es möglich, auf der Grundlage der Erhaltungssätze neben der Massen- auch die Wärme-, Salz- und Frischwasserbilanz für diese Region zu berechnen und durch die daraus gewonnenen Ergebnisse bestehende Resultate inverser Boxmodelle (Mauritzen, 1994) zu verifizieren.

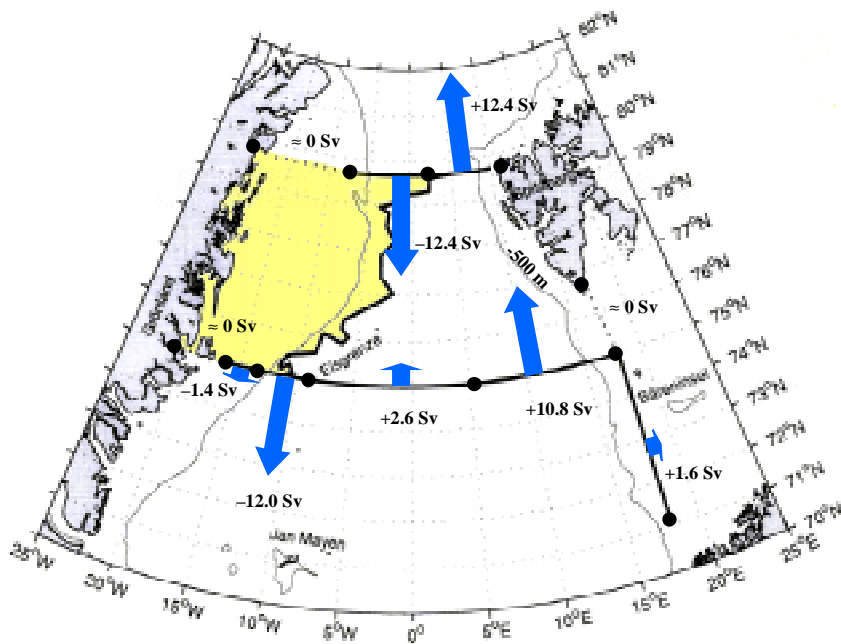


Abb. 7.5.2.1 Volumentransportschema

Richtung und Betrag der Volumentransporte sind direkt der oberen Abbildung zu entnehmen. Die Position der Eisgrenze wurde den Daten des National Ice Center entnommen.

Aus den vorangegangenen Untersuchungen geht hervor, daß etwa 6 Sv AW mit dem Norwegischen Atlantikstrom in die nordöstliche Norwegensee gelangen. Davon strömen 26 % über den Kapstrom in die Barentssee. Der verbleibende Anteil von 74 % wird jedoch über 75°N vom WSC nach Norden transportiert. Die beobachtete Abnahme des AW-Transportes von 4.5 Sv bei 75°N auf 3.2 Sv bei 79°40'N dokumentiert, daß in der Framstraße über ein Viertel des AW rezirkuliert. Über 75°N werden 2.2 Sv RAW nach Süden geführt.

Das ASW, welches während des Sommers eine etwa 50 Meter mächtige Deckschicht in der zentralen Grönlandsee bildet, bestätigt durch einen zu vernachlässigenden Transport, daß das Zentrum des Grönlandsee-Wirbels näherungsweise als stromlos angenommen werden kann.

Der PW-Transport über 79°40'N beträgt -1.5 Sv. Bei 75°N hat der Transport jedoch um etwa 38 % zugenommen. Dieser Anstieg ist vermutlich damit zu erklären, daß über dem Ostgrönländischen Schelf ebenso wie über dem Barentsseeschelf das mittlere Geschwindigkeitsfeld von einem starkem barotropen Gezeitenstromsignal überlagert wird.

Die Zwischenschicht der Grönlandsee besteht zum größtem Teil aus UAIW, dessen Transporte bei regionaler Betrachtung genauso wie die der darunterliegenden Tiefen- und Bodenwassermassen eine

zyklonale Zirkulation zeigen. Unter dem AW-Kern wird das UAIW über die östliche Framstraße nach Norden transportiert. Im Gegensatz dazu strömt fast dieselbe Menge UPDW auf der Westseite der Framstraße aus dem Arktischen Ozean nach Süden. Am Ostgrönländischen Kontinentalabhang ist in etwa 1500 m Tiefe der Ausstrom von AODW zu erkennen. Die nördlich gelegenen Schnitte legen die Vermutung nahe, daß sich das AODW aus CBDW- und EBDW-Anteilen zusammensetzt. Der berechnete EBDW-Transport beträgt 0.5 Sv und ist nach Norden gerichtet. Aus der Hydrographie geht jedoch klar hervor, daß sowohl CBDW als auch EBDW sich innerhalb der Framstraße nach Süden ausbreiten. Dieser Gegensatz ist vermutlich dadurch zu erklären, daß der Geschwindigkeitsfehler bei Wassermassen großer Querschnittsfläche und verhältnismäßig geringen Durchschnittsgeschwindigkeiten das Transportergebnis erheblich beeinflussen kann. Da bei 75°N eine eindeutige Unterscheidung zwischen GSDW und NSDW anhand der T/S-Charakteristik nicht möglich ist, wird angenommen, daß das NSDW den Tiefenwasserbereich innerhalb der Atlantischen Domäne einnimmt. Die Messungen zeigen, daß das NSDW über den Yermak-Ast des WSC nach Norden transportiert wird. Die insgesamt ausgeglichene Massenbilanz des GSBW über 75°N und der fehlende Nachweis bei 79°40'N führt zum Schluß, daß die räumliche Ausdehnung dieser Wassermasse gemäß traditioneller Vorstellungen (*Carmack, 1972 und Koltermann, 1991*) auf den Grönlandseewirbel begrenzt ist.

7.5.3 Wärmetransport

Um die einzelnen Quellangaben mit den neugewonnenen Ergebnissen vergleichen zu können, werden die ozeanischen Wärmetransporte analog zu Aagaard und Greisman (*1975*) relativ zu -0.1°C berechnet und der eisbedingte Wärmetransportanteil, soweit er in den Berechnungen berücksichtigt wird, zusätzlich angegeben.

In Kapitel 6.2 sind die meridionalen Wärmetransporte über 75°N und 79°40'N berechnet worden. Der Wärmetransport erfolgt wegen der starken Temperaturabnahme mit der Tiefe hauptsächlich über die oberen Wasserschichten. Insgesamt werden im Spätsommer 1997 über 75°N $51.7 \cdot 10^{12}$ W nach Norden transportiert. Den weitaus größten Anteil an dem Wärmetransport liefert das AW mit $41.4 \cdot 10^{12}$ W, gefolgt vom LAIW mit $17.6 \cdot 10^{12}$, dem PW mit $12.7 \cdot 10^{12}$ W und schließlich dem RAW mit $-13.9 \cdot 10^{12}$ W.

Dem 79°40'N-Schnitt ist zu entnehmen, daß der Wärmetransport hauptsächlich über die Ostseite der nördlichen Framstraße (2°E bis 10°E) erfolgt. Dort wird AW und LAIW über den WSC nach Norden geführt. Zwischen 5°E und 10°E ist der Wärmetransport nach Norden gerichtet, wobei die höchsten Raten in Schelfnähe beobachtet werden. Hingegen schließt sich westlich an dieses Gebiet ein nach Süden gerichtetes Stromband an, welches über eine Breite von 20 Kilometern etwa $-20 \cdot 10^{12}$ W in Richtung Grönlandsee führt. Westlich von 2°E wird in den oberen 100 bis 200 Metern PW gefunden, welches einen zusätzlichen Beitrag zum nach Norden gerichteten Wärmetransport leistet.

Der Gesamtwärmetransport über die Framstraße beträgt während des Spätsommers 1997 $42.5 \cdot 10^{12}$ W. Außerdem gelangen $31.4 \cdot 10^{12}$ W über 18°E in die Barentssee. Die Beobachtung, daß die meridionalen Wärmetransporte zwischen 75°N und $79^\circ40'\text{N}$ um etwa 18 % abnehmen, dokumentiert signifikante Oberflächenwärmeverluste infolge von atmosphärischer Kühlung. Um den mittleren Wärmeverlust q an die Atmosphäre näherungsweise abschätzen zu können, wird die Differenz der Wärmetransportraten ($Q_{v75} - Q_{v80}$) durch die eisfreie Fläche A_{frei} der Transportbox dividiert. Der mittlere Wärmeverlust q beträgt somit 37 W m^{-2} . Die Untersuchungen von Gorshkov (1983) und Häkkinen und Cavalieri (1989) zeigen, daß der mittlere jährliche Oberflächenwärmefluß in der Grönlandsee, der nach Gorshkov (1983) 30 W m^{-2} beträgt, nicht an allen Beobachtungspunkten gleich ist, sondern von West nach Ost zunimmt, wobei die höchsten Werte mit über 100 W m^{-2} im warmen AW-Kern des WSC beobachtet werden.

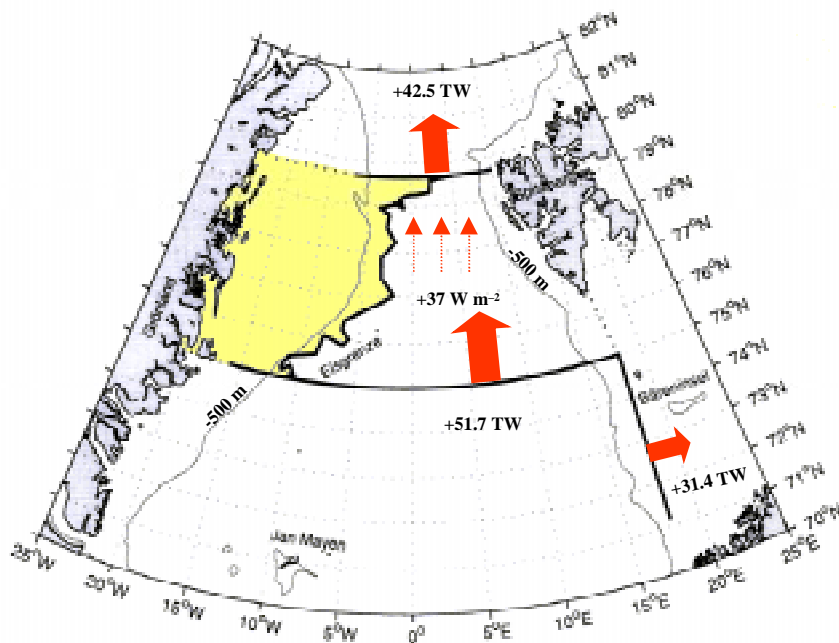


Abb. 7.5.3.1 Wärmetransportschema

Richtung und Betrag der Wärmetransporte sind direkt der oberen Abbildung zu entnehmen. Die Position der Eisgrenze wurde den Daten des National Ice Center entnommen.

Die in dieser Arbeit vorgestellten Wärmetransporte besitzen durch die hochaufgelösten quasisynoptischen Vermessungen des absoluten Strömungsfeldes und des Temperaturfeldes eine bislang in dieser Region noch nicht erreichte Genauigkeit. Um den Stellenwert dieser Ergebnisse zu unterstreichen werden im folgenden Abschnitt früher veröffentlichte Wärmetransportberechnungen den aktuellen Transportabschätzungen gegenübergestellt und bewertet.

Mosby (1962) war einer der ersten Autoren, der anhand der ihm zum damaligen Zeitpunkt vorliegenden Daten eine Massen- und Wärmebilanz für den Arktischen Ozean herleitete. Um den Transport über die Framstraße zu erfassen, berechnete er zunächst den geostrophischen Transport entlang eines Schnittes, der sich von der Nordwestlichen Ecke Spitzbergens meridional nach Norden erstreckte. Der Autor nahm an, daß die Massenbilanz über diesen Schnitt ausgeglichen sei, und der Ausstrom von AW und DW durch einen Einstrom von PW kompensiert werde. Der AW-Transport entspricht nur etwa einem Drittel des 97er Wertes über $79^{\circ}40'N$. Hierfür sind zwei wesentliche Gründe zu nennen. Erstens erfassen Mosbys Transportabschätzungen nur die baroklinen Transportanteile und zweitens wird mit einem Meridionalschnitt, der über das Yermak-Plateau führt, nur der östliche Zweig des WSC vermessen. Neuere Daten haben jedoch gezeigt, daß sowohl die rezirkulierenden Atlantikwassermassen als auch der Yermak-Zweig des WSC signifikante Beiträge zum Wärmetransport leisten. Nach Mosbys Berechnung entfallen auf den ozeanischen Wärmetransport 30.8 TW und 13.4 TW auf den eisbedingten Wärmetransport.

Vowinckel und Orvig (1970) verwendeten die Transportangaben Timofeyevs (1962). Dieser berechnete mittels mehrjähriger Vermessungen eines Standardschnittes entlang $78^{\circ}N$ den geostrophischen Transport relativ zu 1000 dbar. Da den Autoren keine Transportangaben aus der EGC-Region zur Verfügung standen, nahmen sie an, daß die Massenbilanz der Framstraße ausgeglichen sei, und somit der von Timofeyev angegebene nach Norden gerichtete Transport durch einen entgegengerichteten EGC-Transport kompensiert werden müsse. Im Gegensatz zur östlichen Framstraße, deren mittlere Temperaturfelder in den oberen 1000 Metern der Wassersäule hinreichend genau bekannt waren, existierten nur wenige Temperaturangaben aus der EGC-Region, was eine Abschätzung des Wärmetransportes zusätzlich erschwerte. Der ozeanische Wärmetransport betrug 32.8 TW.

Aagaard und Greisman (1975) waren die ersten Autoren, die zur Bestimmung der Massen-, Wärme- und Salzbilanzen direkte Strömungsmessungen heranzogen. Greisman (1976) berechnete mit Hilfe zweier Verankerungen einen mittleren WSC-Transport von etwa 7 Sv. Da zum Zeitpunkt der damaligen Veröffentlichung außer der Driftvermessung der Arlis II - Eisstation, deren Transportergebnisse Aagaard inzwischen korrigiert hatte, keine weiteren direkten Strömungsmessungen des EGC vorlagen, nahmen die Autoren an, daß die Massenbilanz der Framstraße ausgeglichen sei, und somit der Austrom von AW durch den Einstrom von PW, RAW und Eis kompensiert werde. Der auf diese Weise berechnete Wärmetransport stellt den ersten Wert dar, der sowohl die ozeanischen Anteile als auch eine Abschätzung des eisinduzierten Anteils enthält. Er ist mit 68.4 TW fast eineinhalb mal so groß wie der 97er Wert. Allerdings wird die Aussagekraft der von Aagaard und Greisman (1975) vorgestellten Transportergebnisse durch zwei Faktoren erheblich eingeschränkt:

- Zur Erfassung des absoluten Strömungsfeldes konnten die Autoren nur auf zwei Verankerungen zurückgreifen, die jeweils mit zwei Strommessern bestückt, auf dem Schelfbereich Spitzbergens und in der Mitte der Framstraße positioniert waren. Durch diese Meßanordnung wurde eine im Vergleich zu den in dieser Arbeit vorgestellten Beobachtungen eine sehr viel geringere räumliche Auflösung

erzielt, so daß meso- und kleinskaligere Stromstrukturen, die durchaus erheblich zum Gesamttransport beitragen können, nicht erfaßt wurden.

- Um den WSC-Transport über die gesamte Wassersäule zu bestimmen, gingen die Autoren von der Annahme aus, daß die Geschwindigkeit von dem tiefsten Meßpunkt bis zum Boden linear bis auf Null abnimmt. Die dadurch erzielten Geschwindigkeitsangaben stehen jedoch in deutlichem Widerspruch zu den in dieser Arbeit gewonnenen Ergebnissen, wonach sowohl der WSC als auch der EGC einen großen barotropen Stromanteil besitzen, woraufhin selbst in Bodennähe noch signifikante Geschwindigkeiten zu messen sind.

Rudels (1987) analysierte zwei hydrographische Schnitte, die in den Jahren 1980 und 1983 innerhalb der Framstraße bei etwa 79°N vermessen wurden. Mit Hilfe eines Suchverfahrens zur Abschätzung eines optimierten Nullniveaus konnte der Autor neben den schon berechneten baroklinen auch den barotropen Transportanteil abschätzen. Im Gegensatz zu früheren Arbeiten konnte nun das Geschwindigkeitsfeld über die gesamte Wassersäule untersucht werden. Als wesentliches Ergebnis dieser Transportberechnungen ist zu nennen, daß erstens die Massenbilanz nicht ausgeglichen ist und zweitens die Volumen- und Wärmetransportabschätzungen für die einzelnen Wassermassen im Vergleich zu Werten, die auf direkten Strömungsmessungen basieren, kleiner sind.

Wenn der bisherigen Kenntnisstand und die neugewonnen Ergebnisse über die Zirkulation und die Hydrographie der Framstraße kurz zusammenfaßt werden, so ist festzustellen, daß die östliche Framstraßen-Region in Bezug auf das Strömungsfeld und das Temperaturfeld eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aufweist. Wirbel und Strombänder mit räumlichen Skalen, die zwischen 20 und 150 Kilometern liegen und zudem einen prägnanten barotropen Geschwindigkeitsanteil besitzen, kennzeichnen diese Region. Daher ist es notwendig durch direkte Geschwindigkeitsmessungen das absolute Strömungsfeld so weit räumlich aufzulösen, so daß auch noch kleinskaligere Strukturen, die als Wirbel und Mäander durchaus signifikante Beiträge sowohl zum Wärme- als auch zum Massentransport liefern, erfaßt werden.

7.5.4 Eistransport

Obwohl der Eistransport durch die Framstraße im jährlichen Mittel bei etwa 0.1 Sv liegt (Aagaard und Carmack, 1989) und daher einen zu vernachlässigenden Anteil am Gesamtvolumentransport darstellt, ist er hingegen, sowohl für die Frischwasser- als auch für die Wärmebilanz von übergeordneter Bedeutung. Deshalb ist es notwendig, neben der Größe vor allem auch die zeitliche Variabilität des Eistransportes zu kennen.

Harder et al. (1998) untersuchten den Eistransport durch die Framstraße mit Hilfe eines thermodynamisch-dynamischen Meereismodells über einen Zeitraum von sieben Jahren auf saisonale und zwischenjährliche Variabilitäten. Der über sieben Jahre gemittelte Transport betrug hierbei 0.0855 Sv. Die Autoren zeigten zudem, daß der Eistransport starke saisonale Schwankungen aufweist.

Die höchsten Transporte werden im Winter erreicht, wenn das Eis besonders dick und der atmosphärische Antrieb groß ist. Nach Meinung der Autoren ist die signifikante Transportabnahme im Januar und Februar darauf zurückzuführen, daß während dieser Zeit so viel Eis in Richtung Framstraße gelangt, daß aufgrund dieses kompakten „Eismassivs“ sich die Driftgeschwindigkeiten und damit auch die Eisflüsse verringern. Von März bis August nimmt der Eistransport nahezu kontinuierlich bis auf etwa 0 Sv ab.

Es ist dargelegt worden, daß innerhalb der Framstraße über den $79^{\circ}40'N$ Schnitt $42.5 \cdot 10^{12} W$ in den Arktischen Ozean gelangen. Durch die Framstraße strömt auch Eis innerhalb des EGC aus dem Arktischen Ozean nach Süden. Auf dieser Strecke werden große Mengen des Meereises geschmolzen. Legt man eine spezifische latente Wärmekapazität von 334 kJ kg^{-1} zugrunde, ergibt sich beispielsweise bei einem Eistransport von 0.1 Sv ein zusätzlich nach Norden gerichteter Wärmetransport von etwa $33 \cdot 10^{12} W$, der damit dieselbe Größenordnung wie der ozeanische Wärmetransportanteil besäße. Weil die vorliegenden Messungen im August durchgeführt worden sind, wird nach Harder et al. (1998) angenommen, daß während dieser Zeit der Eistransport zu vernachlässigen ist. Hingegen liefert der Eistransport einen signifikanten Wärmetransportbeitrag während der Winterperiode.

7.5.5 Salz- und Frischwassertransport

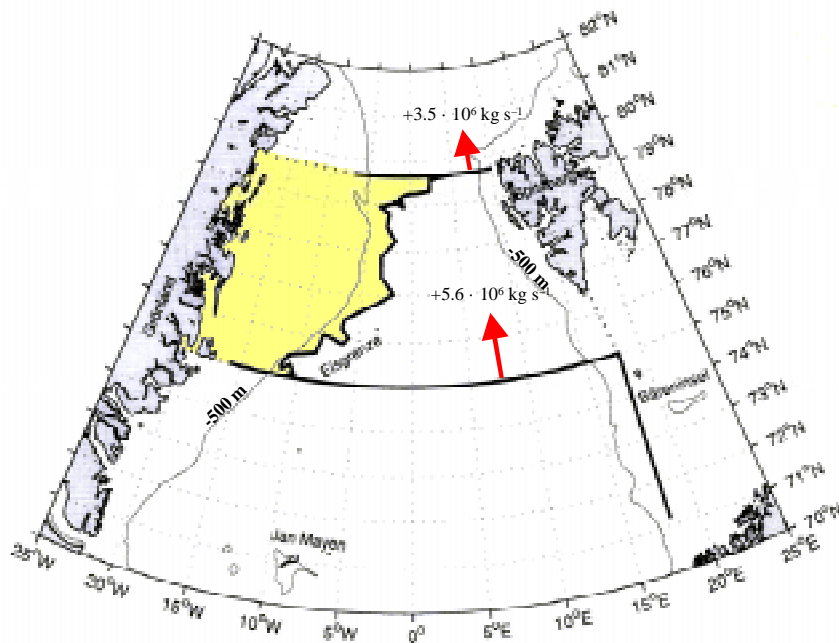


Abb. 7.5.5.1 Salztransportschema

Richtung und Betrag der Salztransporte sind direkt der oberen Abbildung zu entnehmen. Die Position der Eisgrenze wurde den Daten des National Ice Center entnommen.

Bei den Salz- und vor allem den Frischwassertransportberechnungen wird davon ausgegangen, daß der nach Süden gerichtete Eistransport über die Framstraße während des Beobachtungszeitraumes zu vernachlässigen ist. Die nördliche Grönlandsee und die Framstraße werden durch einen nach Norden gerichteten Salzfluß gekennzeichnet (Abb. 7.5.5.1). Über $79^{\circ}40'N$ beträgt der Salztransport $3.5 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$. Im Gegensatz dazu werden über $75^{\circ}N$ und $79^{\circ}40'N$ keine signifikanten Frischwassertransporte gemessen.

Die bislang einzigen an dieser Stelle durchgeführten Salztransportabschätzungen, die ebenfalls auf direkten Strömungsmessungen (jedoch aus Verankerungen) basieren, stammen von Aagaard und Greisman (1975). Der von ihnen angegebene Wert betrug $2.4 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ und stimmt auf dem ersten Blick sehr gut mit dem aktuellen Ergebnis überein. Dennoch existieren eine Reihe von Hinweisen, die zeigen, daß ein direkter Vergleich dieser Werte nicht sinnvoll ist (siehe Kapitel 7.5.3).

Auf den ersten Blick suggerieren die aktuellen Transportergebnisse, daß die Salz- im Gegensatz zur Massenbilanz nicht ausgeglichen sind. So nimmt der Salztransport zwischen $75^{\circ}N$ und $79^{\circ}40'N$ um etwa 38 % ab.

7.5.6 Modellvergleich

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungsergebnisse ermöglichen erstmals, einen wesentlichen Teilabschnitt des inversen Boxmodells von Mauritzen (1994) durch direkte Strömungsmessungen zu verifizieren. Es wird gezeigt, daß die von Mauritzen modellierte AW-Zirkulation in ihren Grundzügen durch die aktuellen Transportergebnisse bestätigt wird. In beiden betrachteten Szenarien werden etwa 6 Sv Atlantischen Wassers in die nördliche Norwegensee geführt. Von dort gelangt etwa ein Drittel über den Kapstrom und teilweise auch über den Norwegischen Küstenstrom in die Barentssee. Der Hauptanteil wird jedoch über den WSC in Richtung Framstraße transportiert. Die Autorin nimmt an, daß das AW auf seinem Weg von der Norwegensee bis zur Framstraße so weit abkühlt und anschließend absinkt, daß es bereits dort die Dichte des Dänemarkstraßen-Overflow-Wassers erreicht. Dieser Prozeß wird nach Mauritzens Auffassung durch hohe Oberflächenwärmeverluste und eine Verweilzeit von 2 bis 3 Jahren begünstigt. Desweiteren stellte sie fest, daß neben der Temperatur auch der Salzgehalt des AW auf seinem Weg vom Norwegen-Becken bis zur Framstraße abnimmt. Sie vermutet, daß für diese Salzgehaltsabnahme hauptsächlich eine Vermischung mit salzärmeren Wassermassen aus dem Norwegischen Küstenstrom und Schmelzwassereinträge verantwortlich sind. Die im August und September 1997 vermessenen hydrographischen Schnitte bestätigen, daß sowohl die mittlere Temperatur als auch der mittlere Salzgehalt des AW von $75^{\circ}N$ bis $79^{\circ}40'N$ um $0.89^{\circ}C$ bzw. 0.03 abnehmen. Weil die mittlere Geschwindigkeit des AW bei etwa 3 cm s^{-1} liegt und die Distanz zwischen den beiden Schnitten 520 Kilometer beträgt, würde es etwa 200 Tage dauern, bis das AW die Framstraße bei $79^{\circ}40'N$ erreichte. Die sich daraus ergebende zeitliche Temperaturabnahme betrüge $5.1 \cdot 10^{-8} \text{ }^{\circ}C \text{ s}^{-1}$.

Unter der Voraussetzung, daß die Temperaturabnahme des AW auf einen entsprechenden Oberflächenwärmeverlust q an die Atmosphäre zurückzuführen ist, läßt sich dieser wie folgt herleiten:

$$q = \frac{dT}{dt} \cdot \rho \cdot c_p \cdot dz = 5.1 \cdot 10^{-8} \text{ K s}^{-1} \cdot 1028 \text{ kg m}^{-3} \cdot 4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \cdot 600 \text{ m} \approx 126 \text{ W m}^2 \quad .$$

Obwohl die innerhalb des eisfreien Gebietes berechneten mittleren Wärmeverluste an die Atmosphäre 37 W m^{-2} betragen, die in etwa mit den Modellwerten Mauritzens für die Grönlandsee übereinstimmen, zeigt dieses Ergebnis, daß die Oberflächenwärmeverluste nicht gleichverteilt sind, sondern von West nach Ost zunehmen, wobei das Maximum im AW-Bereich des WSC zu beobachten ist.

Aus den vorangegangenen Überlegungen ist klar ersichtlich, daß die Dichte des AW wegen hoher Oberflächenwärmeverluste und einer hohen Verweildauer auf dem Weg von der Grönlandsee bis in die nördliche Framstraße zunimmt, und somit eine wesentliche Aussage von Mauritzens Modell bestätigt wird.

Ebenso dokumentieren die aktuellen Untersuchungen, daß tatsächlich etwa ein Viertel des AW in der Framstraße rezirkuliert. Der verbleibende Anteil strömt über das WSC-System in den Arktischen Ozean, zirkuliert im Arktischen Becken, ändert seine hydrographischen Eigenschaften und kehrt nach mehreren Jahren über die westliche Framstraße in das Untersuchungsgebiet zurück. Mauritzen behauptet, daß durch den Aufenthalt im Arktischen Ozean die hydrographischen Eigenschaften des AW soweit modifiziert werden, daß sie denen des Dänemarkstraßen-Overflow-Wassers, das im westlichen Nordatlantik beobachtet wird, stark ähneln.

Die vorliegenden Ergebnisse bestätigen, daß über die westliche Framstraße modifizierte Atlantikwassermassen über den EGC nach Süden in das Beobachtungsgebiet transportiert werden. Allerdings sind die über $79^{\circ}40'N$ berechneten Transporte in etwa doppelt so groß wie die Modellwerte. Mauritzen behauptet, daß diese modifizierten Atlantikwassermassen, ohne daß sie sich mit den umliegenden Wassermassen vermischen, über den EGC entlang des Ostgrönländischen Schelfabhangs bis zu Dänemarkstraße gelangen und dort den Overflow speisen.

Diese Annahme steht jedoch im Widerspruch zu den hydrographischen Untersuchungsergebnissen, die in dieser Arbeit vorgestellt wurden und zeigen, daß das MAW nur entlang der drei nördlichsten Schnitte zwischen $78^{\circ}N$ und $81^{\circ}N$ anhand seiner T/S-Charakteristik als eigenständige Wassermasse nachzuweisen ist. Bereits auf $75^{\circ}N$ ist das MAW nicht mehr vom AW-Signal zu trennen, was darauf hindeutet, daß sich beide Wassermassen vermischen. Diese Beobachtung würde der von Mauritzen aufgestellten These widersprechen, wonach das MAW die Hauptquelle des Dänemarkstraßen-Overflow bildet. Die aktuellen Resultate hingegen lassen eher vermuten, daß ein Mischprodukt von MAW und RAW die Quelle der Dänemarkstraßen-Overflow-Wassermassen bildet.

8. Zusammenfassung und Ausblick

Der weitaus größte Teil des Wasser-, Salz- und Wärmeaustausches zwischen dem Arktischen Ozean und dem übrigen Weltmeer erfolgt über die Grönlandsee und die Framstraße. Der bisher vorliegende Kenntnisstand über Zirkulation und Transporte in dieser Meeresregion beruht im wesentlichen auf vereinzelt Strommesserverankerungen, geostrophischen Transportabschätzungen und einer großen Anzahl von Lagrange-Driftern.

Um neue Einblicke in die räumliche Struktur des Strömungsfeldes zu erhalten, wird seit 1990 an Bord von FS Polarstern ein akustischer Strömungsmesser eingesetzt, der Momentaufnahmen des Geschwindigkeitsfeldes bis in 400 Meter Tiefe liefert. Die hierbei erzielte räumliche Auflösung beträgt 10 bis 20 km horizontal und etwa 10 m vertikal, so daß im Vergleich zu früheren Transportstudien, die überwiegend auf Strommesserverankerungen basieren, erstmals auch meso- und kleinskaligere Stromstrukturen erfaßt werden können. Die ADCP-Messungen dienen zudem als Referenz für die Überführung der aus dem Dichtefeld ermittelten geostrophischen in absolute Geschwindigkeiten. Da der ADCP das horizontale Geschwindigkeitsfeld parallel zu den hydrographischen Messungen aufzeichnet, liegen erstmals hochaufgelöste hydrographische Daten zusammen mit direkten Geschwindigkeitsmessungen für ein und dasselbe Meßgitter vor. Dies vermeidet nicht nur Interpolationsungenauigkeiten, sondern ermöglicht auch neben den Gesamttransporten noch die Transporte der in diesem Gebiet auftretenden charakteristischen Wassermassen anzugeben.

Die berechneten absoluten Geschwindigkeiten über den 75°N-Standardschnitt bestätigen die Existenz des von Koltermann (1991) postulierten antizyklonalen Tiefenwirbels nicht und zeigen, daß die mittlere Zirkulation der Grönlandsee von einem großen zyklonalen und überwiegend barotropen Wirbel beherrscht wird.

Auf 75°N erstreckt sich der EGC als enger Jet über eine Distanz von etwa 140 Kilometern und transportiert u. a. Eis und polares Wasser nach Süden. Der Gesamttransport über die EGC-Region liegt zwischen 12 und 29 Sv und ist mit den Resultaten bereits vorliegender Verankerungsmessungen vergleichbar (Fahrbach *et al.*, 1995 und Woodgate *et al.*, 1999). Im Gegensatz zum EGC weist der WSC, der vorwiegend AW nach Norden transportiert, eine sehr viel größere mesoskalige Variabilität auf. Das Geschwindigkeitsfeld des WSC wird durch das sowohl zeitlich als auch räumlich variable Auftreten von Mäandern und mesoskaligen Wirbeln, deren Durchmesser im Mittel 50 Kilometer betragen, gekennzeichnet, wohingegen jet-ähnliche Strukturen den EGC prägen.

Weil das AW die größten Beiträge zum meridionalen Wärmetransport liefert, wird auf fünf Realisierungen des 75°N-Standardschnittes zurückgegriffen, um den AW-Transport auf zwischenjährige Änderungen zu untersuchen. Während der Sommersaison der Jahre 1990 bis 1998 lag der AW-Transport zwischen 2 und 7 Sv. Die Nettowärmetransporte und Nettosalztransporte über 75°N betragen im September 1997 52 TW bzw. $5.2 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ und im September des darauffolgenden Jahres 42 TW bzw. $5.6 \cdot 10^6 \text{ kg s}^{-1}$.

Auf der Grundlage von fünf hydrographischen Schnitten, die im August und September des Jahres 1997 zwischen 70°N und 82°N sowie 25°W und 25°E vermessen wurden, wurde ein Zirkulations- und Transportschema aufgestellt und mit den Ergebnissen eines von Mauritzen (1994) erstellten inversen Boxmodells verglichen. Beide Schemata zeigen eine große Übereinstimmung. Zwischen 75°N und 79°40'N nimmt die mittlere Temperatur des AW um 0.8°C ab, während seine Dichte zunimmt. Die beobachtete AW-Abkühlung wird von einem starken Wärmeverlust an die Atmosphäre verursacht, der etwa 130 W m⁻² beträgt.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen, daß sich die aus dem Dichtefeld gewonnenen Relativgeschwindigkeiten mit Hilfe von ADCP-gestützten Geschwindigkeitsmessungen in absolute überführen lassen. Das so hergeleitete absolute Strömungsfeld bietet im Vergleich zu Strommesser-Verankerungen zwar den Vorteil, daß durch die hohe räumliche Auflösung mesoskalige Strukturen erfaßt und die Transporte einzelner Wassermassen angegeben werden können, allerdings liefert dieses Meßverfahren nur Momentaufnahmen, während die Strommesser-Verankerungen langfristige Beobachtungen ermöglichen. Als vielversprechend, um Massen-, Wärme- und Salztransporte quantitativ vollständig zu erfassen und zudem die Transporte auf räumliche und zeitliche Variabilitäten zu untersuchen, ist daher die Kombination beider Verfahren anzusehen.

9. Literaturverzeichnis

- Aagaard, K. and Coachman, L. K.**, 1968 a, The East Greenland Current north of the Denmark Strait, part I, *Arctic*, 21, 181-200
- Aagaard, K. and Coachman, L. K.**, 1968 b, The East Greenland Current north of the Denmark Strait, part II, *Arctic*, 21, 267-290
- Aagaard, K.**, 1970, Wind-driven transports in the Greenland and Norwegian Seas, *Deep-Sea Res.*, 17, 281-291
- Aagaard, K., Darnall, C. and Greisman, P.**, 1973, Year-long current measurements in the Greenland-Spitsbergen passage, *Deep-Sea Res.*, 20, 743-746
- Aagaard, K. and Greisman, P.**, 1975, Toward New Mass and Heat Budgets for the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 80, 3821-3827
- Aagaard, K., Coachman, L. K. and Carmack, E. C.**, 1981, On the halocline of the Arctic Ocean, *Deep-Sea Res.*, 6, 529-545
- Aagaard, K., Swift, J. H. and Carmack, E. C.**, 1985 a, Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas, *J. Geophys. Res.*, 90, 4833-4846
- Aagaard, K., Darnall, C., Foldvik, A. and Tørresen, T.**, 1985 b, Fram Strait Current Measurements 1984-1985, Joint Data Report University of Bergen, No. 63 and University of Washington, Rep. M85-9
- Aagaard, K., Foldvik, A. and Hillman, S. R.**, 1987, The West Spitsbergen Current: Disposition and water mass transformation, *J. Geophys. Res.*, 92, 3778-3784
- Aagaard, K. and Carmack, E. C.**, 1989, The Role of Sea Ice and Other Fresh Water in the Arctic Circulation, *J. Geophys. Res.*, 94, 14485-14498
- Aagaard, K., Fahrbach, E., Meincke, J. and Swift, J. H.**, 1991, Saline Outflow from the Arctic Ocean: Its Contribution to the Deep Waters of the Greenland, Norwegian, and Iceland Seas, *J. Geophys. Res.*, 96, 20433-20441
- Alekseev, A. P. and Istoshin, B. V.**, 1960, Some results of oceanographic investigations in the Norwegian and Greenland Seas, In: *Soviet Fisheries Investigations in the Northern European Seas*, The Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (PINRO), Moscow, 23-36
- Anderson, L. G., Björk, G., Holby, O., Jones, E. P., Kattner, G., Koltermann, K.-P., Liljeblad, B., Lindegren, R., Rudels, B. and Swift, J. H.**, 1994, Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from Oden 91 expedition, *J. Geophys. Res.*, 99, 3273-3283
- Bersch, M.**, 1995, On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, 42, 1583-1607
- Bönisch, G., Blindheim J., Bullister J. L., Schlosser, P. and Wallace, D. W. R.**, 1997, Long-term trends of temperature, salinity, density and transient tracers in the central Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 102, 18553-18571
- Bourke, R. H., Newton, J. L., Paquette, R. G. and Tunnicliffe, M. D.**, 1987, Circulation and Water masses of the East Greenland Shelf, *J. Geophys. Res.*, 92, 6729-6740
- Bourke, R. H., Weigel, A. M. and Paquette, R. G.**, 1988, The westward turning branch of the West Spitsbergen Current, *J. Geophys. Res.*, 93, 14065-14077
- Bourke, R. H. and Weigel, A. M.**, 1989, The Baroclinic Circulation of the West Spitsbergen Current, In: *Poleward flows along eastern ocean boundaries, Coastal and estuarine studies*, 34, 47-67
- Bourke, R. H., Paquette, R. G. and Blythe, R. F.**, 1992, The Jan Mayen Current of the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 97, 7241-7250
- Boyd, T. J. and D'Asaro, E. A.**, 1994, Cooling of the West Spitsbergen Current: Wintertime Observations West of Svalbard, *J. Geophys. Res.*, 99, 22597-22618
- Broecker, W. S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G. and Wölfli, W.**, 1990, Salt oscillator in the glacial Atlantic? The concept, *Paleoceanography*, 5, 469-477
- Brümmer, B., Rump, B. and Kruspe, G.**, 1992, A cold air outbreak near Spitsbergen in springtime-boundary-layer-modification and cloud development, *Boundary-Layer Meteor.*, 61, 13-46
- Budéus, G., Maul, A.-A. and Krause, G.**, 1993, Variability in the Greenland Sea as Revealed by a Repeated High Spatial Resolution Conductivity-Temperature-Depth Survey, *J. Geophys. Res.*, 98, 9985-10000
- Budéus, G. and Schneider, W.**, 1995, On the hydrography of the Northeast Water Polynya, *J. Geophys. Res.*, 100, 4287-4299
- Budéus, G. and Schneider, W.**, 1998 a, In situ temperature calibration: A remark on instruments and methods, WOCE Newsletter
- Budéus, G., Schneider, W. and Krause, G.**, 1998 b, Winter convective events and bottom water warming in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 103, 18513-18527
- Carmack, E. C.**, 1972, On the hydrography of the Greenland Sea, Ph. D. thesis, University of Washington, Seattle
- Carmack, E. C. and Aagaard, K.**, 1973, On the deep water of the Greenland Sea, *Deep-Sea Res.*, 20, 687-715
- Clarke, R. A., Swift, J. H., Reid, J. L. and Koltermann, K. P.**, 1990, The formation of Greenland Sea Deep Water: double diffusion or deep convection?, *Deep-Sea Res.*, 37, 1385-1424
- Coachman, L. K. and Barnes, C. A.**, 1963, The movement of Atlantic water in the Arctic Ocean, *Arctic*, 16, 8-16
- Cokelet, E. D., Schall, M. L. and Dougherty, D. M.**, 1996, ADCP-Referenced Geostrophic Circulation in the Bering Sea Basin, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1113-112

- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. F., Kristinsdottir, P. M. and Reeh, N.**, 1982, A New Greenland Deep Ice Core, *Science*, 218, 1273-1277
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. and Bond, G.**, 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218-220
- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S.-A. and Lee, A. J.**, 1988, The Great Salinity Anomaly in the Northern North Atlantic 1968-1982, *Prog. Oceanogr.*, 20, 103-151
- Dickson, R. R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P. and Swift, J.**, 1996, Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, 38, 241-295
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. und Siedler, G.**, 1975, Allgemeine Meereskunde, Bornträger, Berlin
- Dooley, H. D., Martin, J. H. A. and Ellett, D. J.**, 1984, Abnormal hydrographic conditions in the Northeast Atlantic during the 1984, *Rapports et Procès-verbaux des Réunions. Conseil International pour l'Exploration de la Mer*, 185, 179-187
- Druet, C. and Jankowski, A.**, 1991, Flow across south and east boundaries of the Norwegian Sea, *Oceanologia*, 30, 37-46
- Druet, C. and Jankowski, A.**, 1992, Some results of three-year investigations on the interannual variability of the Norwegian-Barents confluence zone, *Pol. Polar. Res.*, 13, 3-17
- Ekman, V. W.**, 1908, Die Zusammendrückbarkeit des Meerwassers nebst einigen Werten für Wasser und Quecksilber, *Cons. Perm. Int. Explor. Mer.*, Publ. Circonst., 43, 1-47
- Fahrbach, E., Heinze, C., Rohardt, G. and Woodgate, R. A.**, 1995, Moored Current Meter Measurements in the East Greenland Current, Nordic Seas Symposium on the Results of the Greenland Sea Project (GSP) 1987-1993, Extended Abstracts, 57-60, Editor Meincke, J., Institut für Meereskunde, Hamburg
- Firing, E.**, 1991, Acoustic Doppler Current Profiling Measurements and Navigation, WHP Hydrographic Operations and Methods
- Firing, E., Ranada, J. and Caldwell, P.**, 1995, Processing ADCP Data with the CODAS Software System Version 3.1
- Foldvik, A., Aagaard, K. and Tørresen, T.**, 1988, On the velocity field of the East Greenland Current, *Deep-Sea Res.*, 35, 1335-1354
- Gascard, J. C., Kergomard, C., Jeannin, P.-F. and Fily, M.**, 1988, Diagnostic Study of the Fram Strait Marginal Ice Zone During Summer From 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiment Lagrangian Observations, *J. Geophys. Res.*, 93, 3613-3641
- Gascard, J. C., Richez, C. and Rouault, C.**, 1995, New Insights on Large-Scale Oceanography in Fram Strait: The West Spitsbergen Current, In: *Arctic Oceanography: Marginal Ice Zones and Continental Shelves Coastal and Estuarine Studies*, 49, 131-182
- Gathman, S. G.**, 1986, Climatology, In: B. G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*, Springer, New York, N.Y.
- Ginzkey, L.**, 1997, Der Leitfähigkeitssensor der Kieler Multisonde für in situ-Messungen der spezifischen Leitfähigkeit, Dissertation, Universität Kiel
- Gorshkov, S. E.**, 1983, World Ocean Atlas, Vol. 3 Arctic Ocean, Pergamon Press, New York, N. Y.
- Greisman, P. E.**, 1976, Current Measurements in the Eastern Greenland Sea, Ph. D. Thesis, University of Washington, Seattle
- GSP Group**, 1990, Greenland Sea Project, A Venture Toward Improved Understanding of the Oceans' Role in Climate, *EOS*, 71, No. 24, 754-755
- Gurgel, K. W.**, 1992, Experiences with GPS satellite navigational system -- accuracy on shore and at sea, *Dtsch. Hydrogr. Z.*, 44, 35-49
- Häkkinen, S. and Cavalieri, D. J.**, 1989, A Study of Oceanic Surface Heat Fluxes in the Greenland, Norwegian and Barents Seas, *J. Geophys. Res.*, 94, 6145-6157
- Hanzlick, D. J.**, 1983, The West Spitzbergen Current: Transport, Forcing and Variability, Ph. D. thesis, University of Washington, Seattle
- Harder, M., Lemke, P. and Hilmer, M.**, 1998, Simulation of sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing, *J. Geophys. Res.*, 103, 5595-5606
- Helland-Hansen, B. and Nansen, F.**, 1909, The Norwegian Sea, Its Physical Oceanography. Based on the Norwegian Researches 1900-1904, Report on Norwegian Fishery and Marine-Investigations, Bergen, 2 (2)
- Hill, H. W. and Lee, A. J.**, 1957, The effect of the wind on water transport in the region of the Bear Island fisheries, *Proc. R. Soc. London, Ser. B*, 148, 104-116
- Hopkins, T. S.**, 1991, The GIN Sea - A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985, *Earth Sci. Rev.*, 30, 175-319
- Jakhelln, A.**, 1936, Oceanographic investigations in the East Greenland waters in the summer of 1930-1932, *Skr. Svalbard Ishavet*, 67
- Jankowski, A.**, 1991, Thermohaline structure and water circulation in the contact area between the Norwegian Sea and the Barents Sea in summer 1988, *Stud. Mater. Oceanol.*, 58, 169-185
- Johannessen, J. A., Johannessen, O. M., Svendsen, E., Shuchman, R., Manley, T., Campbell, W. J., Josberger, E. G., Sandven, S., Gascard, J. C., Olausen, T., Davidson, K. and Leer, J. V.**, 1987, Mesoscale Eddies in the Fram Strait Marginal Ice Zone During the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments, *J. Geophys. Res.*, 92, 6754-6772

- Johns, E.**, 1984, Geostrophy and Potential vorticity in the Gulf Stream Northeast of Cape Hatteras, N. C., Ph. D. thesis, University of Rhode Island
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. and Steffensen, J. P.**, 1992, Irregular glacial interstadials recorded in new Greenland ice core, *Nature*, 359, 311-313
- Johnson, G. L. and Eckhoff, O. B.**, 1966, Bathymetry of the north Greenland Sea, *Deep-Sea Res.*, 13, 1161-1173
- Johnson, M. and Niebauer, H. J.**, 1995, The 1992 summer circulation in the Northeast Water Polynya from acoustic Doppler current profiler measurements, *J. Geophys. Res.*, 100, 4301-4307
- Jónsson, S.**, 1991, Seasonal and Interannual Variability of Wind Stress Curl over the Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 96, 2649-2659
- Joyce, T. M.**, 1989, On In Situ Calibration of Shipboard ADCPs, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 169-172
- Killworth, P. D.**, 1979, On "Chimney" Formations in the Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 531-554
- King, B. A. and Cooper, E. B.**, 1993, Comparison of ship's heading determined from an array of GPS antennas with heading from conventional gyrocompass measurements, *Deep-Sea Res.*, 40, 2207-2216
- Kislyakov, A. G.**, 1960, Fluctuations in the regime of the Spitsbergen Current, In: Soviet Fisheries Investigations in the Northern European Seas, The Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (PINRO), Moscow, 39-49
- Knudsen, M.**, 1902, Berichte über die Konstantenbestimmung zur Aufstellung der hydrographischen Tabellen von Carl Forch, Martin Knudsen und S. P. L. Sorensen, K. *Danske Vidensk. Selsk. Skr.*, 6, Raekke, Naturvidensk. Math. Afd. 12, 1-151
- Koch, W.**, 1996, Solarer Strahlungstransport im arktischen Cirrus, Dissertation, Universität Hamburg
- Koltermann, K. P. and Lüthje, H.**, 1989, Hydrographischer Atlas der Grönland- und nördlichen Norwegischen See (1979-1987), Deutsches Hydrographisches Institut
- Koltermann, K. P.**, 1991, The deep circulation of the Greenland Sea as a consequence of the thermohaline system of the European Polar Seas, *Dtsch. Hydrogr. Z. Ergänzungsheft*, 23
- Kondo, J.**, 1975, Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic condition, *Boundary Layer Meteorol.*, 9, 91-112
- Kosro, M.**, 1985, Shipboard Acoustic Current Profiling during the Coastal Ocean Dynamics Experiment, Sripps, SIO Reference Series, No. 85-8
- Manabe, J. and Stouffer, R. J.**, 1988, Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 1, 841-866
- Manabe, J. and Stouffer, R. J.**, 1995, Simulation of abrupt climate changes induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean, *Nature*, 378, 165-167
- Manley, T. O.**, 1995, Branching of Atlantic Water within the Greenland-Spitsbergen Passage: An estimation of recirculation, *J. Geophys. Res.*, 100, 20627-20634
- Marotzke, J. and Willebrand, J.**, 1991, Multiple Equilibria of the Global Thermohaline Circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1372-1385
- Mauritzen, C.**, 1994, A Study of the Large Scale Circulation and Water Mass Formation in the Nordic Seas and Arctic Ocean, Ph. D. thesis, Woods Hole Oceanographic Institution Massachusetts Institute of Technology
- Meincke, J., and Rudels, B.**, 1995, Greenland Sea Deep Water: A balance between convection and advection, Nordic Seas Symposium, Hamburg, March 1995, Extended Abstract Vol., Hamburg, 143-148
- Meincke, J., Rudels, B. and Friedrich H. J.**, 1997, The Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system, *ICES Journal of Marine Science*, 54, 283-299
- Montgomery, R. B.**, 1974, Comments on "Seasonal variability of the Florida Current", by Niiler and Richardson, *J. Mar. Res.*, 32, 533-535
- Mosby, H.**, 1962, Water, Salt and Heat Balance in the North Polar Sea, Proceedings of the Arctic Basin Symposium, Oct. 1962, 69-89
- Muench, R. D., McPhee, M. G., Paulson, C. A. and Morison, J. H.**, 1992, Winter Oceanographic Conditions in the Fram Strait-Yermak Plateau Region, *J. Geophys. Res.*, 97, 3469-3483
- Müller, T. J., Holfort, J., Delahoyde, F. and Williams R.**, 1995, MKIIIIB-CTD: improving its system output, *Deep-Sea Res.*, 42, 2113-2126
- Myhre, A. M. and Thiede, J.**, 1995, North Atlantic-Arctic Gateways, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 151, 5-26
- Paquette, R. G., Bourke, R. H., Newton, I. F. and Perdue, W. F.**, 1985, The east Greenland Polarfront in autumn, *J. Geophys. Res.*, 90, 4866-4882
- Perkin, R. G. and Lewis, E. L.**, 1984, Mixing in the West Spitsbergen Current, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 1315-1325
- Perry, R. K.**, 1986, Bathymetry, In: B. G. Hurdle (Editor), The Nordic Seas, Springer, New York, N.Y.
- Pickart, R. S. and Lindstrom, S.**, 1994, A Comparison of Techniques for Referencing Geostrophic Velocities, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11, 814-824
- Piechura, J. and Walczowski, W.**, 1996, Interannual variability in the hydrophysical fields of the Norwegian-Barents Seas confluence zone, *Oceanologia*, 38, 81-98
- Pollard, R. T. and Read, J.**, 1989, A method of calibrating shipmounted acoustic doppler profilers and the limitations of gyro compasses, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 859-865

- Pond, S. and Pickard, G. L.**, 1983, Introductory Dynamical Oceanography, Pergamon Press
- Quadfasel, D., Gascard, J.-C. and Koltermann, K. P.**, 1987, Large-Scale Oceanography in Fram Strait During 1984 Marginal Ice Zone Experiment, *J. Geophys. Res.*, 92, 6719-6728
- Rahmstorf, S.**, 1994, Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model, *Nature*, 372, 82-85
- Rahmstorf, S.**, 1995, Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle, *Nature*, 378, 145-149
- Richez, C.**, 1998, The West Spitsbergen Current as seen by SOFAR floats during the ARCTEMIZ 88 Experiment: Statistics, differential kinematic properties, and potential vorticity balance, *J. Geophys. Res.*, 103, 15539-15565
- Rodionov, V. B.**, 1992, On the mesoscale structure of the frontal zones in the Nordic Seas, *J. Mar. Syst.*, 3, 127-139
- Rudels, B.**, 1986, The Theta-S relations in the northern seas: Implications for the deep circulation, *Polar Research* 4 n. s., 161-180
- Rudels, B.**, 1987, On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait, *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 188
- Rudels, B., Jones, E. P., Anderson, L. G. and Kattner, G.**, 1994, On the Intermediate Depth Waters of the Arctic Ocean, In: *Poleward flows along eastern ocean boundaries, Coastal and estuarine studies*, 34, 33-46
- Schlichtholz, P. and Houssais, M.-N.**, 1999, An inverse modeling study in Fram Strait, Part I: dynamics and circulation, *Deep-Sea Res.*, 46, 1038-1135
- Schneider, W.**, 1997, Die Nordostwasser-Polynja Entstehung und Hydrographie, Dissertation, Universität Hamburg
- Sea-Bird**, 1992, Sea-Bird CTD System Operating and Repair Manual, Sea-Bird Electronics, Inc., 1808, 136th Place NE, Bellevue, Washington 98005, USA
- Simonsen, K. and Haugan, P. M.**, 1996, Heat budgets of the Arctic Mediterranean and sea surface heat flux parameterization for the Nordic Seas, *J. Geophys. Res.*, 101, 6533-6576
- Smethie, W. M., Østlund, H. G. and Loosli, H. H.**, 1986, Ventilation of the deep Greenland and Norwegian seas: evidence from krypton-85, tritium, carbon-14 and argon-39, *Deep-Sea Res.*, 33, 675-703
- Smith, D. C., Morison, J. H., Johannessen, J. A. and Untersteiner, N.**, 1984, Topographic Generation of an Eddy at the Edge of the East Greenland Current, *J. Geophys. Res.*, 89, 8205-8208
- Stefánsson, U.**, 1962, North Icelandic Waters, Rit Fiskideildar, 3
- Stone, M. D., Bourke, R. H. and Paquette, R. G.**, 1991, studies of the Jan Mayen Current and Deep Water Formation from 1989 and 1990 Summer Data, A brief overview of initial results from 1989 and 1990 data comparison, Presented to the Greenland Sea Project Workshop Copenhagen, Denmark, 3-5 December 1991
- Swift, J. H. and Aagaard, K.**, 1981, Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas, *Deep-Sea Res.*, 28, 1107-1129
- Swift, J. H., Takahashi, T. and Livingston, H. D.**, 1983, The Contribution of the Greenland and Barents Seas to the Deep Water of the Arctic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 88, 5981-5986
- Swift, J. H.**, 1986, The Arctic Waters, In: B. G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*, Springer, New York, N.Y.
- Swift, J. H. and Koltermann, K. P.**, 1988, The Origin of Norwegian Sea Deep Water, *J. Geophys. Res.*, 93, 3563-3569
- Timofeyev, V. T.**, 1962, The movement of Atlantic water and heat into the Arctic Basin, *Deep-Sea Res.*, 9, 358-361
- Timofeyev, V. T.**, 1963, Interaction of the Arctic Ocean Waters with Atlantic and Pacific waters, *Okeologiya*, 3, 569-578
- Trangeled, S.**, 1974, Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas and adjacent areas, Volume II - Survey of 1870-1970 Literature, Saclant ASW Res. Centre Memorandum SM-47, Italy
- UNESCO**, 1983, Algorithms for computation of fundamental Properties of seawater, *Tech. Pap. Mar. Sci.*, 44, 53 pp.
- UNESCO**, 1986, Progress on oceanographic tables and standards 1983-1986, *Tech. Pap. Mar. Sci.*, 50, 59 pp.
- Urick, R. J.**, 1983, Principles of underwater sound, McGraw-Hill, Inc., New York
- Van Aken, H. M., Budeus, G. and Hähnel, M.**, 1995, The anatomy of the Arctic Frontal Zone in the Greenland Sea, *J. Geophys. Res.*, 100, 15999-16014
- Vinje, T.**, 1985, Drift, Composition, Morphology and Distribution of the Sea Ice fields in the Barents Sea, *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 179 C, 26 pp.
- Vinje, T. and Finnekåsa, Ø.**, 1986, The ice transport through the Fram Strait, *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 186, 39 pp.
- Vowinckel, E. and Orvig, S.**, 1970, The climates of the North Polar Basin, In: S. Orvig (Editor), *World Survey of Climatology*, Vol. 14. Climate of the Polar Regions, Elsevier, Amsterdam, pp. 129-226
- Wadhams, P.**, 1983, Sea ice thickness distribution in Fram Strait, *Nature*, 305, 108-111
- Weeks, W. F.**, 1986, The Physical Properties of the Sea Ice Cover, In: B. G. Hurdle (Editor), *The Nordic Seas*, Springer, New York, N.Y.

Wijffels, S., Firing, E. and Toole, J., 1995, The mean structure and variability of the Mindanao Current at 8°N , *J. Geophys. Res.*, *100*, 18421-18

WMO (World Climate Research Programme), 1988, World Ocean Circulation Experiment Implementation Plan, Vol. 1: Detailed Requirements, WOCE International Planning Office, Wormley, England

Woodgate, R. A., Fahrbach, E. and Rohardt, G., 1999, The Structure and Transports of the East Greenland Current at 75°N from Moored Current Meters, *J. Geophys. Res.*, *104*, 18059-18072

Worthington, L. V., 1970, The Norwegian Sea as a mediterranean basin, *Deep-Sea Res.*, *17*, 77-84

Anhang Vorstellung der Meßgeräte

CTD-Sonden

Da die hydrographischen Profilmessungen mit drei unterschiedlichen CTD-Systemen durchgeführt worden sind, werden diese nun gesondert vorgestellt.

Bathysonde 2000 LS (Salzgitter Elektronik)

Dieser CTD-Sondentyp wurde zwischen 1989 und 1990 in der Grönlandsee eingesetzt. Der Leitfähigkeitssensor besteht hierbei aus einer 7-Elektroden-Zelle. Die Meßzelle ist symmetrisch aufgebaut und besteht im wesentlichen aus zwei Halbzellen, wobei jede Halbzelle für sich dem Prinzip nach eine Vier-Elektrodenzelle darstellt. Dieser Zellaufbau bietet zum einen den Vorteil, daß das elektrische Feld auf den Innenraum der Zelle begrenzt wird und zum anderen, daß Polarisationsimpedanzen dadurch vermieden werden, daß Stromspeisung und Potentialmessung über getrennte Elektroden erfolgen (*Ginzkey, 1977*). Im Feldversuch wurden Offsets sowie starke Sprünge in der Leitfähigkeit festgestellt, welche weit über den vom Hersteller angegebenen Fehlergrenzen lagen. Als Temperatursensor wird ein Pt100 verwendet, dessen Widerstand bei einer Erwärmung von 1 K um 0.4 % zunimmt. Vergleichsmessungen mit Quecksilber-Thermometern wiesen während der Expedition ARK VII/2 (1990) einen Offset von -0.007 K auf. Die Druckmessungen erfolgen durch einen Hochpräzisionsdruckaufnehmer, indem die mechanische Deformation der Membrane mit Hilfe von vier Dehnungsmeßstreifen (DMS) in eine elektrische Größe umgewandelt wird. Eine Reihe von technischen Mängeln, die vom Hersteller in der Folgezeit nicht behoben werden konnten, führte im Jahre 1993 zur Ausmusterung dieses CTD-Systems.

Tabelle 1 Sensorspezifikation für Bathysonde 2000 LS

	Leitfähigkeit	Temperatur	Druck
Bereich	20 – 60 mS cm ⁻¹	-2°C – 30°C	0 – 6000 dbar
Auflösung	0.001 mS cm ⁻¹	0.001°C	0.03 bar
Genauigkeit	0.01 mS cm ⁻¹	0.01°C	0.3 bar
Zeitkonstante	100 ms	200 ms	10 ms

NBIS MARK IIIb (Neil Brown)

Diese CTD-Sonde wurde nur während einer Expedition im Jahre 1993 eingesetzt. Im Gegensatz zur Bathysonde 2000 LS erfolgt die Leitfähigkeitsmessung über eine 4-Elektroden-Zelle. Mit Hilfe dieses Zellaufbaus werden unerwünschte Impedanzen an den Elektroden vermieden, die die Messung beeinflussen könnten. Ginzkey (1977) hat im Rahmen seiner Doktorarbeit zeigen können, daß der äußere Widerstand einer 4-Elektroden-Zelle infolge einer Umgebungsänderung starken Schwankungen unterworfen sein kann, die zu erheblichen Meßfehlern führen können.

Als Temperatursensor dient ein Pt100. Um Spikes in Salzgehalt und Dichte, die durch unterschiedliche Zeitkonstanten von Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren erzeugt wurden, zu vermeiden, wird das Signal des Pt100 mit einem hochpass-gefilterten Signal eines schnellen Thermistors kombiniert (Müller *et al.*, 1995). Als Drucksensor wird ein Dehnungsdruckmesser eingesetzt, der jedoch durch eine mechanische Hysterese charakterisiert ist, die auf statische und dynamische Temperaturänderungen reagiert.

Tabelle 2 Sensorspezifikation für NBIS MARK IIIb

	Leitfähigkeit	Temperatur	Druck
Bereich	1 – 65 mmho	–2°C – 32°C	0 – 6500 dbar
Auflösung	0.001 mmho	0.0005°C	0.1 dbar
Genauigkeit	0.005 mmho	0.005°C	6.5 dbar

SBE 911 plus (Sea-Bird Electronics)

Seit 1993 wird diese CTD-Sonde eingesetzt. Der Leitfähigkeitssensor besteht aus einer 3-Elektroden-Zelle. Hierbei befinden sich die Platinelektroden innerhalb einer zylindrischen Glaszelle. Da diese sehr lang ausgebildet ist, sind Übergangswiderstände an den Elektroden gegenüber dem Widerstand des Strompfads im Wasser zu vernachlässigen. Diese Meßanordnung bietet ebenso wie die 7-Elektroden-Zelle den Vorteil, daß die elektrischen Felder auf den Innenraum der Zelle begrenzt sind. Die Temperaturmessungen erfolgen im Gegensatz zum Vorgängersystem nicht über ein Pt100 sondern über einen NTC. In diesem Fall besteht das Sensorelement aus einem glasummantelten Thermistor. Der größte Vorteil eines NTCs gegenüber einem Pt100 besteht darin, daß man bei der Temperaturmessung wesentlich höhere Widerstandsänderungen erhält. Daraus folgt ein geringerer meßtechnischer Aufwand. Ein weiterer Vorteil der NTC-Sensoren liegt in ihrer mechanischen Unempfindlichkeit. Durch sorgfältige Auswahlverfahren ist es heute möglich, NTC-Sensoren mit äußerst geringer Drift einzusetzen.

Eine weitere Besonderheit, die dieses System bietet, ist eine Pumpe, über die Meerwasser mit konstanter Geschwindigkeit durch die Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren befördert wird. Auf diese Weise ist es möglich, die betreffenden Messungen im gleichen Wasservolumen durchzuführen. Darüber hinaus werden die Zeitkonstanten dieser Sensoren unabhängig von der Fiergeschwindigkeit. Als Drucksensor wird ein Quarzkristallresonator verwendet, dessen Schwingfrequenz druckabhängig ist. Für den Feldeinsatz wird die SBE 911 plus mit doppelten Temperatur- und Leitfähigkeitssensoren bestückt, deshalb können die gewonnenen Daten auf Konsistenz und eine mögliche Drift überwacht werden. Die verwendeten Sensoren werden vor und nach jeder Meßkampagne im Labor kalibriert. Da die zentrale Grönlandsee in Wassertiefen ab 2500 m in Bezug auf die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung sehr homogen ist, eignet sich dieser Tiefenbereich für eine insitu-Kalibration. Hierzu wurden bis 1997 Quecksilber-Kippthermometer der Firma Gohla und elektrische SIS-Kippthermometer verwendet. Weil diese Referenzthermometer nicht die geforderte Genauigkeit von 1 mK aufweisen, wird seit 1997 das Hochpräzisionthermometer SBE 35 für die Kalibrationen benutzt. Eine detaillierte Beschreibung dieser Kalibrationsmethode kann der Arbeit von Budéus und Schneider (1998) entnommen werden. Die Kalibration der Leitfähigkeitssensoren erfolgt durch den Hersteller. Über Vergleiche mit Wasserproben, deren Salzgehalt mit einem Guildline-Autosal-Salinometer bestimmt wird, wird die Kalibration überwacht. Da es an Bord von FS Polarstern keinen Raum gibt, in welchem die notwendigen Laborbedingungen herrschen, wird die Salzgehaltsbestimmung erst an Land durchgeführt.

Tabelle 3 Sensorspezifikation für SBE 911 plus

	Leitfähigkeit	Temperatur	Druck
Bereich	0 – 7 S m ⁻¹	-5°C – 35°C	0 – 6800 dbar
Auflösung	0.00004 S m ⁻¹	0.0002°C	0.001 % full scale
Genauigkeit	0.0003 S m ⁻¹	0.002°C	0.015 % full scale
Zeitkonstante	0.04 s	0.06 s	0.001 s

Danksagung

Herrn Prof. G. Krause danke ich für die Vergabe dieser Arbeit sowie sein beständiges Interesse an ihrem Fortgang. Seine sachlich-kritische Betreuung trug maßgeblich zu ihrem Gelingen bei. Ebenso möchte ich an dieser Stelle Herrn Prof. W. Roether für die wissenschaftliche Begutachtung dieser Arbeit danken.

Zudem danke ich Herrn Dr. Gereon Budéus für die Durchsicht des Manuskripts und seine Fähigkeit, mit Geduld und Humor sehr wertvolle Anregungen zu geben.

Stellvertretend für die gesamte Abteilung spreche ich meinen Dank vor allem Dr. Gereon Budéus, Rainer Plugge und Stephanie Ronski aus, die während der einzelnen Expeditionen durch ihre umfangreichen Feldarbeiten die Grundlage für diese Arbeit lieferten.