

Berichtsblatt

1. ISBN oder ISSN	2. Berichtsart Abschlussbericht
3a. Berichtstitel CLIVAR/marin: Der veränderliche Nordatlantik – Mechanismen der Zirkulationsveränderungen	
3b. Titel der Publikation siehe Publikationsliste des Abschlussberichts	
4a. Autoren des Berichts (Name, Vorname(n)) Meincke, Jens; Bersch, Manfred; Woelk, Sofie	5. Abschlußdatum des Vorhabens 28.02.2002
4b. Autoren der Publikation (Name, Vorname(n)) siehe Publikationsliste des Abschlussberichts	6. Veröffentlichungsdatum siehe Publikationsliste
8. Durchführende Institution (Name, Adresse) Institut für Meereskunde der Universität Hamburg Tropowitzstr. 7 22529 Hamburg	7. Form der Publikation Fachzeitschriften
	9. Ber.Nr. Durchführende Institution
	10. Förderkennzeichen *) 03F0246C
	11. Seitenzahl Bericht 6
13. Fördernde Institution (Name, Adresse) Bundesministerium für Bildung und Forschung BMBF 53170 Bonn	11b. Seitenzahl Publikation siehe Publikationsliste
	12. Literaturangaben 11
	14. Tabellen 1
	15. Abbildungen 9
	16. Zusätzliche Angaben
17. Vorgelegt bei (Titel, Ort, Datum)	
18. Kurzfassung Zur Aufrechterhaltung der Zeitreihe wurden die hydrographischen Messungen entlang des Schnittes A1E (Grönland-Irland) mit 2 Aufnahmen 1999 und 2001 fortgesetzt. Die 1991 beginnende Zeitreihe wie auch die Zeitreihen der Schnitte A1W und A2 zeigen erhebliche Veränderungen der Wassermasseneigenschaften und -verteilung, die auf die Nordatlantische Oszillation (NAO) zurückzuführen sind. Während der positiven Phase der NAO (starke Westwinde) in der ersten Hälfte der 90er Jahre wurde sehr kaltes, schweres Labradorseewasser gebildet, das sich innerhalb von 5 Jahren über den gesamten nördlichen Nordatlantik ausbreitete, was auf eine verstärkte thermohaline Meridionalzirkulation hindeutete. 1996 und 1997, nach einer drastischen Reduzierung der Westwindzirkulation (negative NAO-Phase), wurde in der Oberflächenschicht ein verstärktes Vordringen von subtropischen Wasser nach Norden im östlichen Teil des Subpolarwirbels und von subarktischen Wasser nach Süden im westlichen Teil beobachtet, das mit einer entsprechenden Verlagerung der Subarktischen Front einherging. Aus Berechnungen mit einem inversen Boxmodell ergaben sich eine Reduzierung des meridionalen Wärmeflusses über A2 (48 °N) um die Hälfte für 1997 gegenüber 1994 und eine Umkehr des Süßwasserflusses von Süd nach Nord. Hauptsächliche Ursachen waren Veränderungen im westlichen Randstrombereich: eine verstärkte Rezirkulation des Labradorstroms, eine ostwärtige Verlagerung des Nordatlantischen Stroms und das Auftreten eines kalten mesoskaligen Wirbels zwischen Labrador und Nordatlantischem Strom.	
19. Schlagwörter Thermohaline Zirkulation, Nordatlantische Oszillation, Subpolarer Nordatlantik	
20. Verlag siehe Publikationsliste des Abschlussberichts	21. Preis

*) Auf das Förderkennzeichen des BMBF soll auch in der Veröffentlichung hingewiesen werden.

Verbundprojekt CLIVAR/marin

Teilvorhaben 03F0246C:

Der veränderliche Nordatlantik – Mechanismen der Zirkulationsveränderungen

**Abschlussbericht
März 1999 – Februar 2002**

Projektleiter: Prof. Dr. Jens Meincke

Wiss. Mitarbeiter: Manfred Bersch, Dr. Sofie Woelk

**Institut für Meereskunde der Universität Hamburg
Tropowitzstr. 7
22529 Hamburg**

1. Aufgabenstellung

Die hydrographischen Messungen entlang des WOCE-Schnittes A1E (Grönland-Irland) sollten fortgesetzt werden, um die seit 1991 bestehende Zeitreihe fortzuführen. Anhand dieser Zeitreihe sowie der Zeitreihen der WOCE-Schnitte A1W (Grönland-Kanada) und A2 (Kanada-Frankreich) sollten die zeitliche Veränderlichkeit der Wassermassen und der thermohalinen Meridionalzirkulation im nördlichen Nordatlantik analysiert und in Beziehung zur Nordatlantischen Oszillation gesetzt werden.

2. Arbeiten und Ergebnisse im Berichtszeitraum

2.1 Feldmessungen

Im Mai 1999 und im Juni/Juli 2001 wurde der WOCE-Schnitt A1E (Grönland-Irland; Abb. 1) zum 7. und 8. Mal seit 1991 hydrographisch aufgenommen. 2001 traten dabei erhebliche Schwierigkeiten auf, da durch den Ausfall der POSEIDON kurzfristig die KOMMANDOR JACK gechartert werden musste, was zu technischen Problemen führte, die einen zeitaufwendigen Arbeitseinsatz während der Fahrt und bei der Datenaufbereitung im Institut für Meereskunde Hamburg zur Folge hatten. Zusätzlich zu den Messungen entlang A1E wurden 2001 zwei meridionale Schnitte bei 28.0 und 31.5 °W gefahren (Abb. 1), die zur besseren Erfassung der räumlichen Lage der Subarktischen Front, die den Nordatlantischen Strom kennzeichnet, dienten. Die aufbereiteten Daten wurden wie auch die der vorhergehenden Fahrten der nationalen wie internationalen Forschergemeinschaft zur Verfügung gestellt und flossen in zahlreiche Projekte ein.

2.2 Veränderungen der Wassermasseneigenschaften und -verteilung

Anhand der Zeitreihe hydrographischer Parameter der oben genannten Schnitte konnte die zeitliche Entwicklung der Wassermasseneigenschaften und -verteilung im Bereich des subpolaren Nordatlantiks während der positiven und negativen Phase der Nordatlantischen Oszillation (NAO) beschrieben werden (Bersch, 1995; Sy et al., 1997; Bersch et al., 1999; Bersch, 2002; Meincke et al., 2002). Die winterliche Konvektion in der Labradorsee, die den oberen Zweig der thermohalinen Meridionalzirkulation durch die Bildung von Labradorseewasser antreibt, wird im wesentlichen durch Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche gesteuert, die den Schwankungen der NAO unterliegen. Außerdem bilden sich durch die NAO im Bereich des Nordatlantischen Stroms salzarme und salzreiche Anomalien, die in der Oberflächenschicht im Subpolarwirbel advektiert werden und die Intensität der winterlichen Konvektion in der Labradorsee beeinflussen. Sie tragen somit ebenfalls zur Steuerung des oberen Zweiges der thermohalinen Meridionalzirkulation bei.

Während der Phase sehr starker Westwinde (hoher NAO-Index) in der ersten Hälfte der 90er Jahre erreichte die winterliche Konvektion in der Labradorsee eine Tiefe von mehr als 2000 m. Das kälteste und schwerste ($\sigma_{1.5} = 34.69 \text{ kg/m}^3$), in den Wintern 1993 bis 1995 gebildete, Labradorseewasser (LSW) breitete sich innerhalb von ca. 2 Jahren in die Irmingersee aus (Abb. 2 und 3; Yashayaev et al., 2002). Nach 1995 ließen die reduzierten winterlichen Wärmeflüsse an der Meeresoberfläche in einer Phase schwacher Westwinde (niedriger NAO-Index) keine tief reichende Konvektion mehr zu, so dass in den Jahren 1999 und 2001 in der Irmingersee durch die ausbleibende Zufuhr neu gebildeten LSW eine Temperatur- und Salzgehaltszunahme des klassischen LSW aufgrund lateraler Vermischung mit dem

Subpolaren Mode-Wasser (SPMW) und dem Island-Schottland-Overflow-Wasser (ISOW) beobachtet wurde. Für eine lokale Entstehung des klassischen LSW in der Irmingersee gibt es keine Hinweise, wie die kontinuierliche Erwärmung der Schicht bei $\sigma_{1,5} = 34.65 \text{ kg/m}^3$ zeigt (Abb. 3b). Hingegen scheint eine lokale winterliche Konvektion bis zu Schichten mit $\sigma_{1,5} = 34.62 \text{ kg/m}^3$ in ca. 800 m Tiefe möglich.

Das kälteste LSW erreichte 1999 nach einer Ausbreitungszeit von 5 Jahren das Islandbecken (Abb. 2), wohingegen die Erneuerung des LSW in der Rockallsenke 2001 noch nicht abgeschlossen erscheint. In beiden Regionen erfolgte die stärkste Abkühlung und Aussüßung bei $\sigma_{1,5} = 34.69 \text{ kg/m}^3$, etwas unterhalb der lokalen Kernschicht des LSW. Insgesamt deuten die Veränderungen des LSW in den 90er Jahren auf eine Intensivierung des oberen Zweiges der thermohalinen Meridionalzirkulation durch die positive Phase der NAO.

In der negativen Phase der NAO mit schwachen Westwinden kam es 1996 und 1997 in der oberen Schicht (obere 1200 m) zu einem verstärktem nordwärtigem Vordringen von warmem, salzreichen Wasser subtropischen Ursprungs im östlichen Teil des Subpolarwirbels (Abb. 4 und 5), das möglicherweise durch das Absinken der LSW-Kernschicht im Subpolarwirbel begünstigt wurde. 1998 und 1999 erreichte die Anomalie die Irmingersee, während im Islandbecken 1999 und 2001 bei wieder erhöhtem NAO-Index ein erneutes Vordringen von kaltem, salzarmem Wasser (subarktisches Oberflächen- und Zwischenwasser) aus der Labradorsee beobachtet wurde. Letzteres hatte sich bei niedrigem NAO-Index 1996 und 1997 verstärkt am nordamerikanischen Schelfabhang nach Süden ausgebreitet (Abb. 6). Die Veränderungen bei der Verbreitung subarktischer Wassermassen bzw. der Ausdehnung des Subpolarwirbels gehen einher mit einer entsprechenden Verlagerung der Subarktischen Front, die den Nordatlantischen Strom kennzeichnet: bei niedrigem NAO-Index wird sie im Islandbecken nach Westen und im Neufundlandbecken nach Osten verschoben.

Im Bereich der Rockallsenke zeigt die Anomalie eine Phasenverzögerung mit zunehmender Tiefe (Abb. 5). Während das Salzgehaltsmaximum in den oberen 400 m 1997 beobachtet wurde, trat es darunter erst 1999 auf, wobei salzreiches subtropisches Wasser salzärmeres Subarktisches Zwischenwasser (SAIW) ersetzte. Ein ähnliche, aber schwächer ausgeprägte Phasenverzögerung ist auch im Bereich des Islandbeckens zu beobachten, wo oberhalb 400 m das Salzgehaltsmaximum 1996 auftrat, darunter jedoch erst 1997.

2.3 Veränderungen der Zirkulation

Für die Untersuchung der Veränderung der ozeanischen Wärme- und Süßwasserflüsse im subpolaren Nordatlantik standen zwei vollständige, synoptische, hydrographische Datensätze der Schnitte A1W, A1E und A2 zur Verfügung (Herbst 1994 und Sommer 1997), die die Bilanzierung von 3 durch Schnitte und Land abgegrenzte Boxen (SPNA-Box (subpolarer Nordatlantik), ARK-Box (Arktischer Ozean und GIN-See) und LS-Box (Labradorsee)) erlaubten. Das ozeanische Transportfeld wurde geostrophisch und unter zur Hilfenahme eines inversen Boxmodells (Wunsch, 1978) berechnet. Austauschraten zwischen Ozean und Atmosphäre (meteorologische Flüsse) wurden nicht vorgegeben. Die Süßwasserflüsse durch die Beringstraße (0.05 Sv) und den Kanadischen Archipel (0.03 - 0.05 Sv) wurden anhand von Literaturwerten vorgegeben. Zum Vergleich der mit dem Boxmodell berechneten ozeanischen Flüsse wurden synoptische (aus NCEP/NCAR berechnete) und klimatologische (NCEP/NCAR und Literatur) Flüsse herangezogen. Bei der Erstellung dieser Vergleichswerte wurde auch der kontinentale Abfluß mit berücksichtigt.

Für den Volumentransport der Meridionalzirkulation über A2 ergaben sich keine signifikanten Unterschiede zwischen 1994 (17.5 ± 1.4 Sv) und 1997 (16.3 ± 1.0 Sv). Die mit dem Boxmodell berechneten Wärme- und Süßwasserflüsse über die drei Schnitte (A1W, A1E und A2) und durch die Meeresoberberflächen der drei Boxen (LS-, ARK- und SPNA-Box) für die Jahre 1994 und 1997 zeigt Abbildung 7. Für alle Schnitte und beide Jahre ergeben sich nordwärtsgerichtete Wärmeflüsse im Ozean. Bis auf eine Ausnahme haben die Boxen Wärmeüberschüsse, die an die Atmosphäre abgegeben werden. Nur die SPNA-Box von 1997 hat eine Divergenz im Wärme flu ß und nimmt Wärme auf. Die Süßwasserflüsse im Ozean sind bis auf eine Ausnahme (A2, 1997) südwärtsgerichtet und ermöglichen somit den Abflu ß des Eintrags durch die Beringstraße und des Niederschlagsüberschusses in den nördlichen Breiten. Die Wärmeabgabe und die Süßwasserzufuhr durch die Meeresoberfläche der ARK- und der LS-Box sind in beiden Jahren innerhalb der Genauigkeit gleich. Sie liegen nahe der klimatologischen Angaben aus der Literatur (LS- und ARK-Box gemeinsam: 0.23 - 0.31 PW, 0.16 - 0.20 Sv; Woelk, 2000).

Für den Wärme- und Süßwasserflu ß über A2 ergeben sich erhebliche Änderungen zwischen den Jahren und somit auch für den Wärme- und Süßwasserflu ß durch die Meeresoberfläche der SPNA-Box. 1994, in der positiven Phase der NAO, wurde über die Meeresoberfläche der SPNA-Box Wärme abgegeben und in der Bilanz kein Süßwasser ausgetauscht. Entsprechend war der Wärme flu ß über A2 nach Norden und der Süßwasserflu ß nach Süden gerichtet. Die Wärmeabgabe der SPNA-Box an die Atmosphäre lag innerhalb der synoptischen und der klimatologischen Werte (Tabelle 1), während der Süßwasseraustausch mit 0 Sv knapp unterhalb lag. 1997, in der negativen Phase der NAO, hingegen war der nordwärtige Wärme flu ß über A2 etwa nur halb so groß und der Süßwasserflu ß nach Norden gerichtet, woraus sich für die SPNA-Box somit ein für diese Breiten ungewöhnlicher Wärme gewinn und Süßwasserverlust (Verdunstungsüberschuss) ergab. Die meteorologischen Vergleichswerte zeigten zwischen 1994 und 1997 ebenfalls eine Abnahme, können jedoch die extremen Unterschiede, die sich aus der ozeanischen Bilanz ergeben, nicht erklären. Die Unterschiede für die SPNA-Box zwischen 1994 und 1997 liegen mit 0.27 PW und 0.43 Sv deutlich höher als die Modellunsicherheit (maximal 0.06 PW und 0.02 Sv).

Tabelle 1: Wärme- und Süßwasserflüsse über A2 und an der Meeresoberfläche der SPNA-Box.

		Boxmodell				Vergleichsdaten			
		1994	1997	Wirbel 1997	1997*	klimat.	1994	1997	
<i>Wärme</i> [PW]:	SPNA	-0.11 ± 0.06	0.16 ± 0.03		0.04	-0.08-	-0.27	-0.15	-0.10
	A2	0.58 ± 0.07	0.29 ± 0.04	-0.15	0.42	0.35-0.70			
<i>Süßwasser</i> [Sv]:	SPNA	0 ± 0.02	-0.43 ± 0.02		-0.13	0.06	0.04	0.03	
	A2	-0.23 ± 0.02	0.20 ± 0.02	0.36	-0.10	-0.28			

*korrigierter Wert: Jahresmittelwert für 1997, unter der Annahme einer Durchgangszeit des kalten Wirbels von 2 Monaten.

Um untersuchen zu können, wo die Unterschiede zwischen 1994 und 1997 auf dem Schnitt A2 verursacht wurden, wurde eine Zerlegung des ozeanischen Transportfeldes in eine horizontale und eine vertikale Zirkulationskomponente vorgenommen (Woelk, 2000). Die

Anteile der beiden Komponenten an den Wärme- und Süßwasserflüssen über die drei Schnitte für 1994 und 1997 zeigt Abbildung 8. Danach sind die Änderungen der Flüsse über A2 hauptsächlich auf Änderungen innerhalb der horizontalen Zirkulation zurückzuführen. Eine noch genauere Betrachtung ist möglich, wenn man die kumulative Summe der einzelnen Komponenten, aus denen sich die Wärme- und Süßwasserflüsse der horizontalen Zirkulationskomponente ergeben darstellt (Abb. 9). Der Vergleich der Kurven von 1994 und 1997 zeigt, dass die Änderungen westlich von 40° W, also in der westlichen Randstromregion, stattfanden. Der Vergleich der Transportfelder in dieser Region ergab für 1997 einen stärkeren Labradorstrom, eine ostwärtige Verlagerung des Nordatlantischen Stroms und einen zusätzlichen „kalten Wirbel“ (Durchmesser ca. 200 km) zwischen dem Labrador- und dem Nordatlantischen Strom.

Der „kalte Wirbel“ trug erheblich zum Unterschied bei den Wärme- und Süßwasserflüssen zwischen 1994 und 1997 bei (Tabelle 1). Verankerungen von 1993 bis 1995 auf diesem Teilabschnitt von A2 zeigen, dass diese Region generell erheblichen zeitlichen Schwankungen unterliegt (Clarke et al. 1998). Die Autoren fanden innerhalb ihrer zweijährigen Meßzeitreihe einen Wirbel vergleichbaren Ausmaßes, der innerhalb von 2 Monaten das Verankerungsfeld durchwanderte. Überträgt man diesen Zeitraum auf den Wirbel von 1997 ergeben sich über ein Jahr gemittelt für A2 ein Wärmeffluss von 0.42 PW nach Norden und ein Süßwasserffluss von 0.10 Sv nach Süden (Tabelle 1). Nach dieser Korrektur der Ergebnisse von 1997 ergeben sich Bilanzen für die SPNA-Box, die sich den synoptischen meteorologischen Werten annähern. Ähnliche Ergebnisse für den Schnitt A2 erzielte auch Lorbacher (2000), die Untersuchungen mit Hilfe der Methode von Hall und Bryden (1982) durchführte: In beiden Studien gehen die Unterschiede in der Zirkulation zwischen 1994 und 1997 im Wesentlichen auf barokline Änderungen in der westlichen Randstromregion zurück.

Für das nordwärtige Vordringen von warmem, salzreichen Wasser in den Jahren 1996 und 1997 über A1E zeigen die Berechnungen mit dem Boxmodell, dass mit dem Ereignis keine nennenswerten Wärme- und Süßwasserfflussänderungen verbunden sind (Abb. 7). Es fand jedoch eine Verlagerung des Wärme- und Süßwasserfflusses von der horizontalen zur vertikalen Zirkulationskomponente statt (Abb. 8), was auf eine Verkleinerung des Subpolarwirbels östlich des Mittelatlantischen Rückens bzw. des Reykjanesrückens in der negativen Phase der NAO zurückzuführen ist.

3. Publikationen

Bersch, M., On the circulation of the northeastern North Atlantic, *Deep-Sea Res.* I, 42, 1583-1607, 1995.

Bersch, M., J. Meincke und A. Sy, Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996, *Deep-Sea Res.* II, 46, 55-75, 1999.

Bersch, M., NAO-induced changes of the upper-layer circulation in the northern North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, im Druck, 2002.

Meincke, J., M. Bersch, K.-P. Koltermann, A. Sy, Changes of subarctic and subtropical water masses in the upper layer of the Northern North Atlantic during the 1990's, *Proceedings of the ICES Symposium on Hydrobiological Variability in the ICES Area, 1990-1999*, Edinburgh, 2001, im Druck, 2002.

Sy, A., M. Rhein, J. Lazier, K.P. Koltermann, J. Meincke, A. Putzka und M. Bersch, Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386, 675-679, 1997.

Woelk, S., Über Volumentransporte und Wärme- und Süßwasserflüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994, Dissertation, Universität Hamburg, 149 pp, 2000.

Yashayaev, I., M. Bersch und H. van Aken, Spreading of newly formed Labrador Sea Water across the northern North Atlantic, in Vorbereitung, 2002.

Weitere Literatur

Clarke, R. A., R. M. Hendry, I. M. Yashayaev und D. R. Watts, A western boundary current meter array in the North Atlantic, *Int. WOCE Newsletter*, 33, 33-34, 1998.

Hall, M. M. und H. L. Bryden, Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport, *Deep-Sea Res.*, 29, 339-359, 1982.

Lorbacher, K., Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels, *Ber. des BSH*, 22, 156 pp., 2000.

Wunsch, C., The general circulation of the North Atlantic west of 50 °W determined from inverse methods, *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 16, 583-620, 1978.

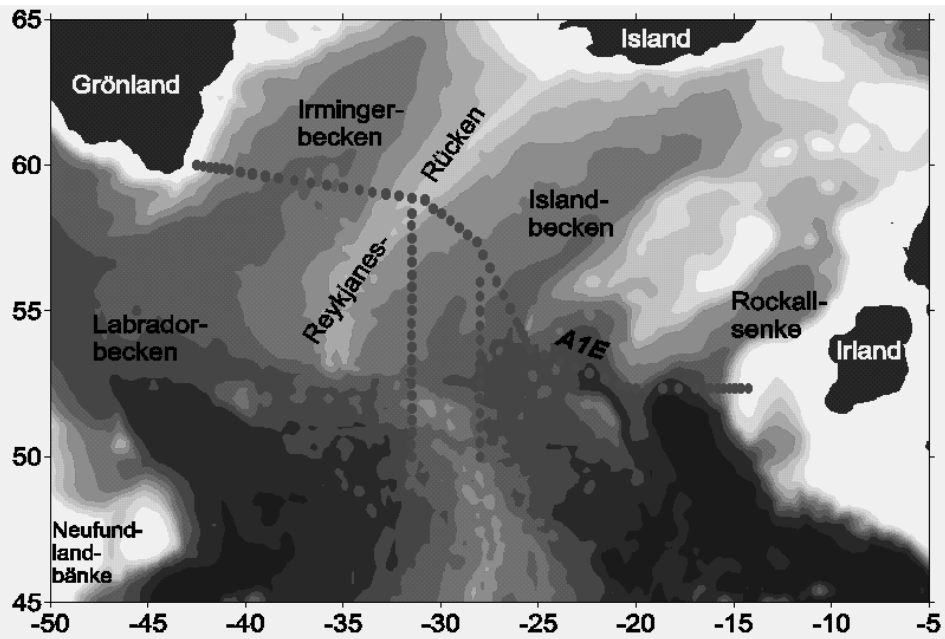


Abb. 1: In 1999 (A1E) und 2001 (A1E und Meridionalschnitte) aufgenommene hydrographische Schnitte im Nordatlantik.

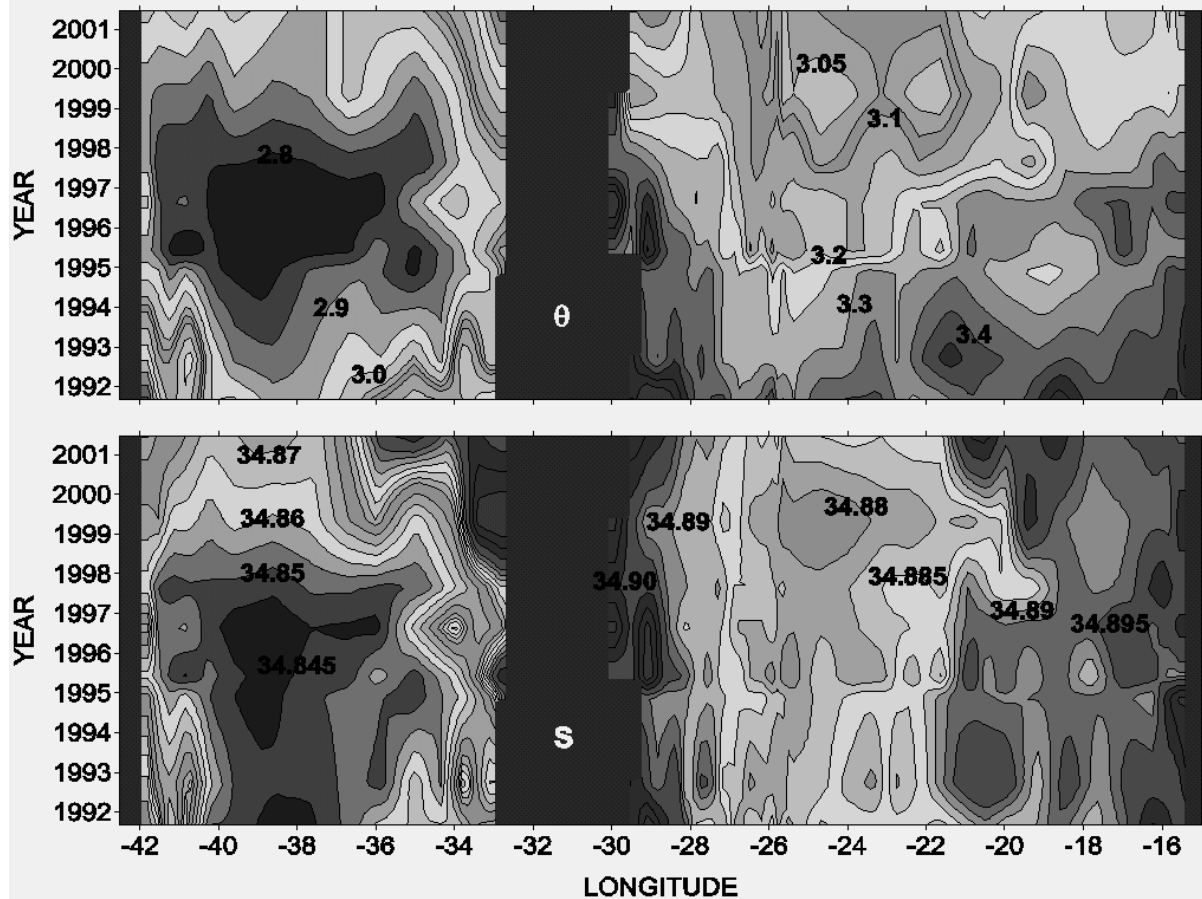


Abb. 2: Zeitliche Veränderung der potentiellen Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) und des Salzgehalts der Kernschicht (Salzgehaltsminimum) des LSW entlang des Schnittes A1E zwischen 1991 und 2001.

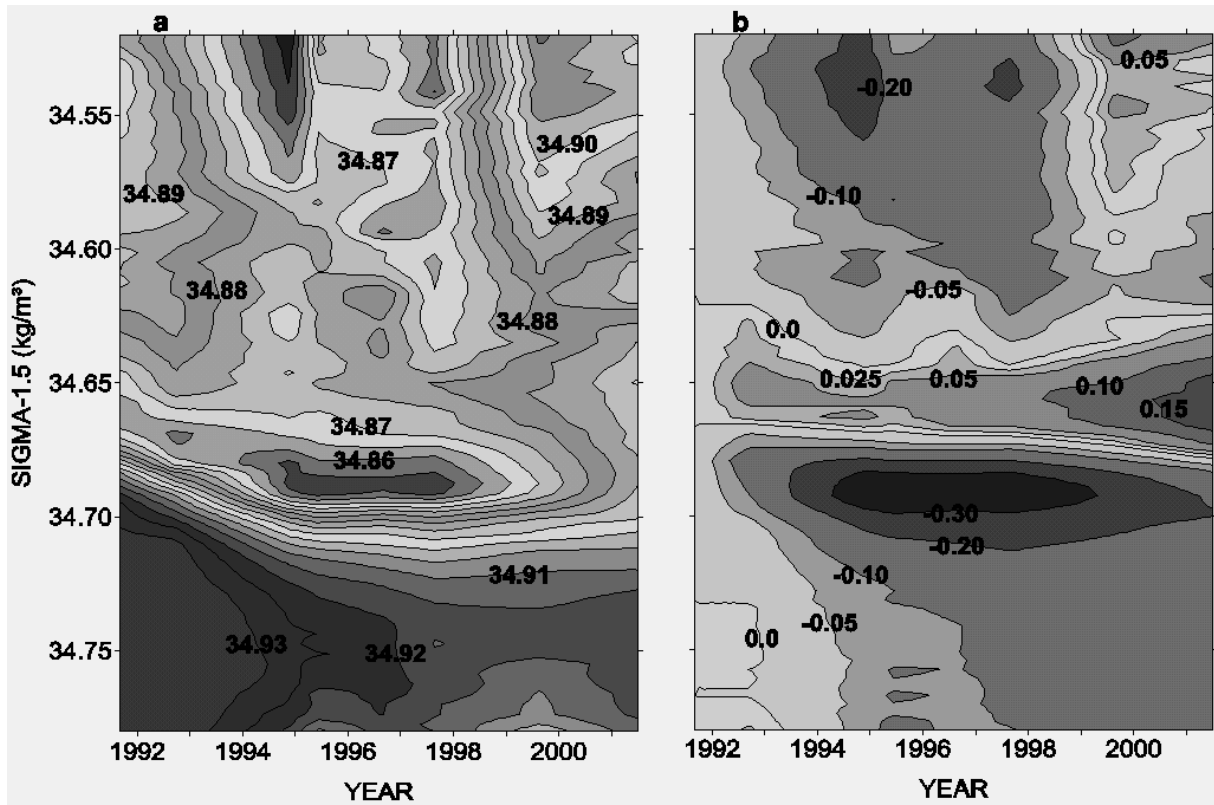


Abb. 3: Zeitliche Veränderung (a) des Salzgehalts und (b) der Differenz der potentiellen Temperatur zu 1991 (°C) auf Flächen gleicher Dichte (relativ zu 1500 dbar) in der Irmingersee (34 bis 41 °W) zwischen 1991 und 2001.

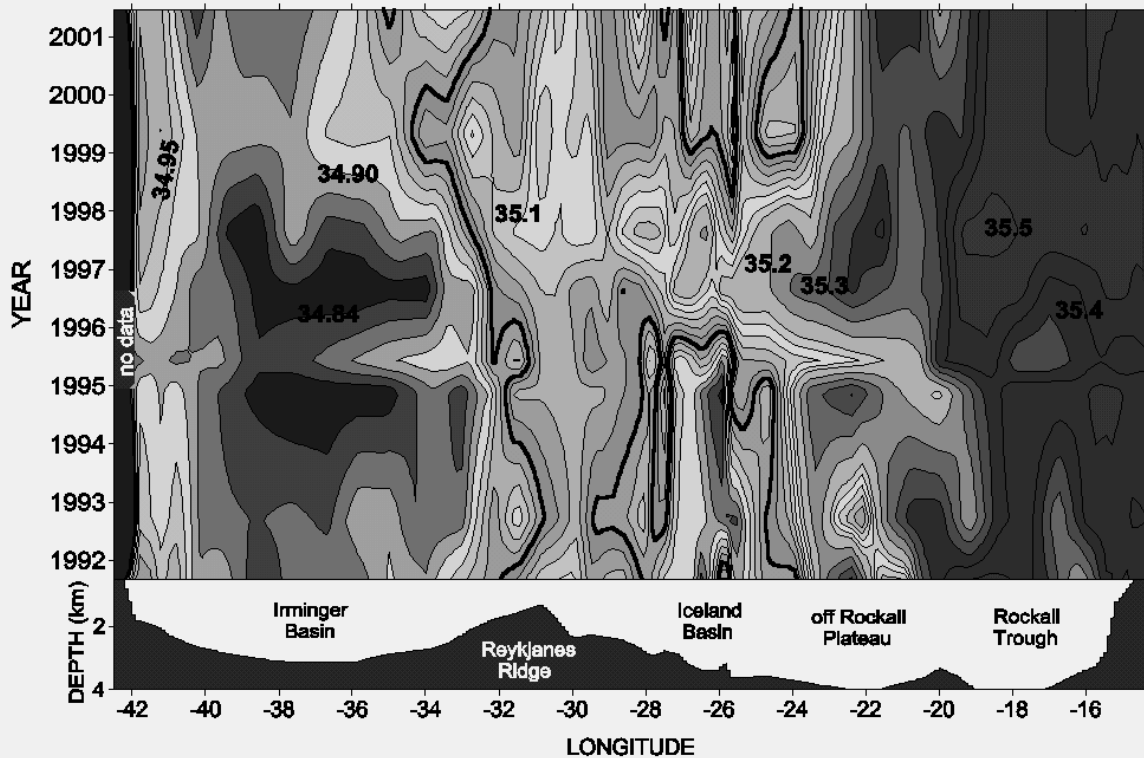


Abb. 4: Zeitliche Veränderung des mittleren Salzgehalts in den oberen 600 m entlang des Schnittes A1E zwischen 1991 und 2001. Die 35.0-Isosaline ist hervorgehoben. Der untere Teil der Abbildung zeigt die Bodentopographie.

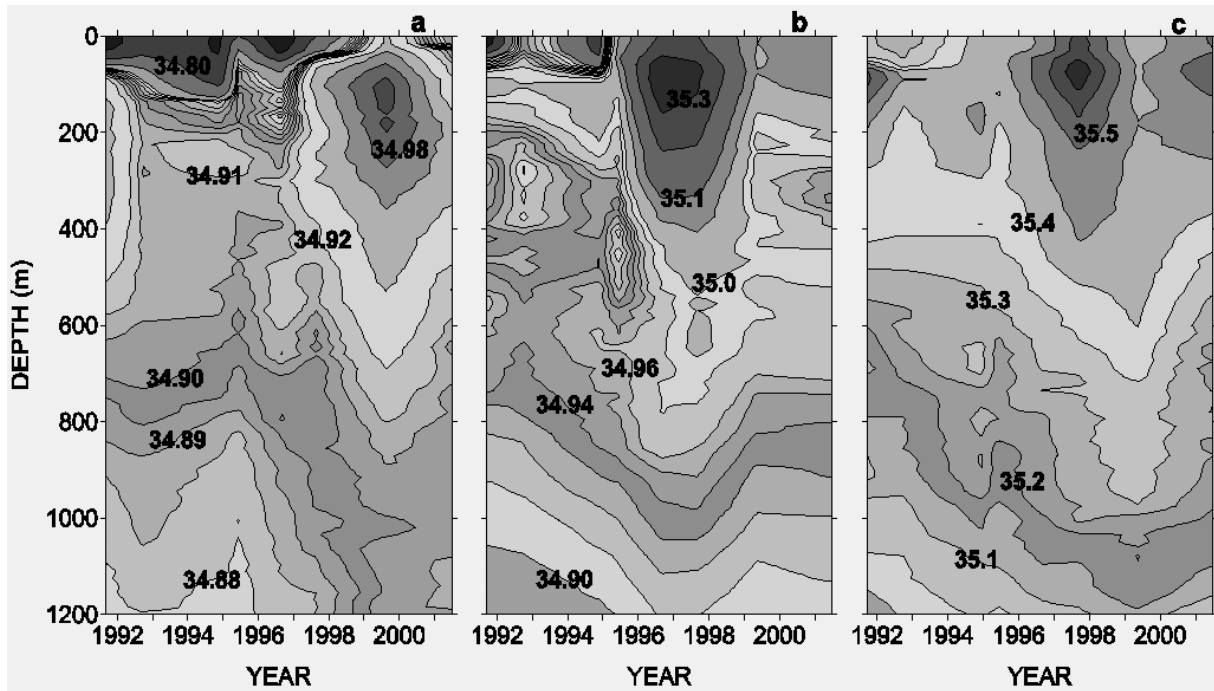


Abb. 5: Zeitliche Veränderung des mittleren Salzgehalts in verschiedenen Regionen des Schnittes A1E in den oberen 1200 m zwischen 1991 und 2001: (a) Irmingersee (30.8 bis 41.8 °W), (b) Islandbecken (24.0 bis 28.0 °W) und (c) Rockallsenke (15.2 bis 20.0 °W).

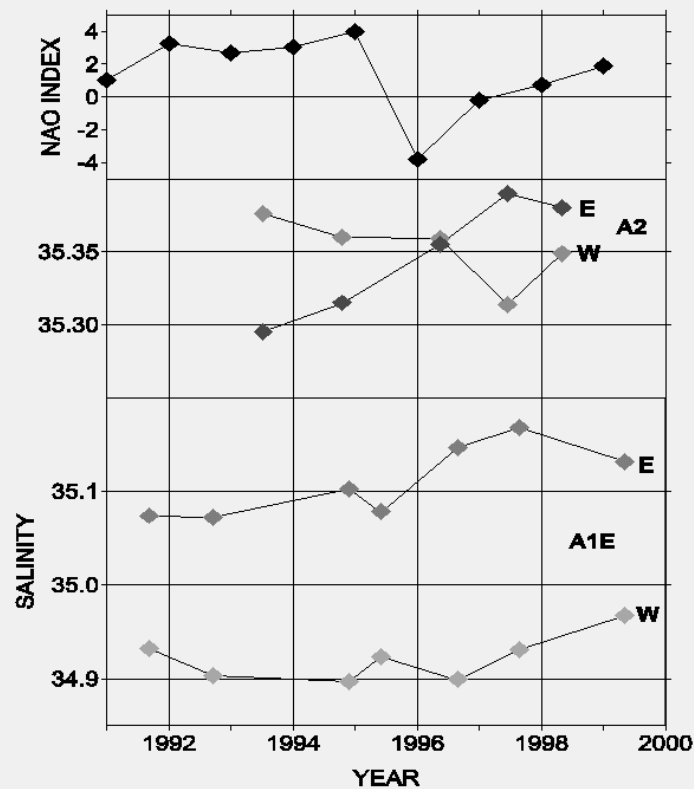


Abb. 6: Zeitliche Veränderung des mittleren Salzgehalts der SPMW-Schicht ($\sigma_{-1} < 32.33 \text{ kg/m}^3$) entlang des Schnittes A2 westlich (grün) und östlich (rot) des Mittelatlantischen Rückens und entlang A1E westlich (blau) und östlich (orange) des Reykjanesrückens im Verhältnis zum NAO-Index (oben) zwischen 1991 und 1999.

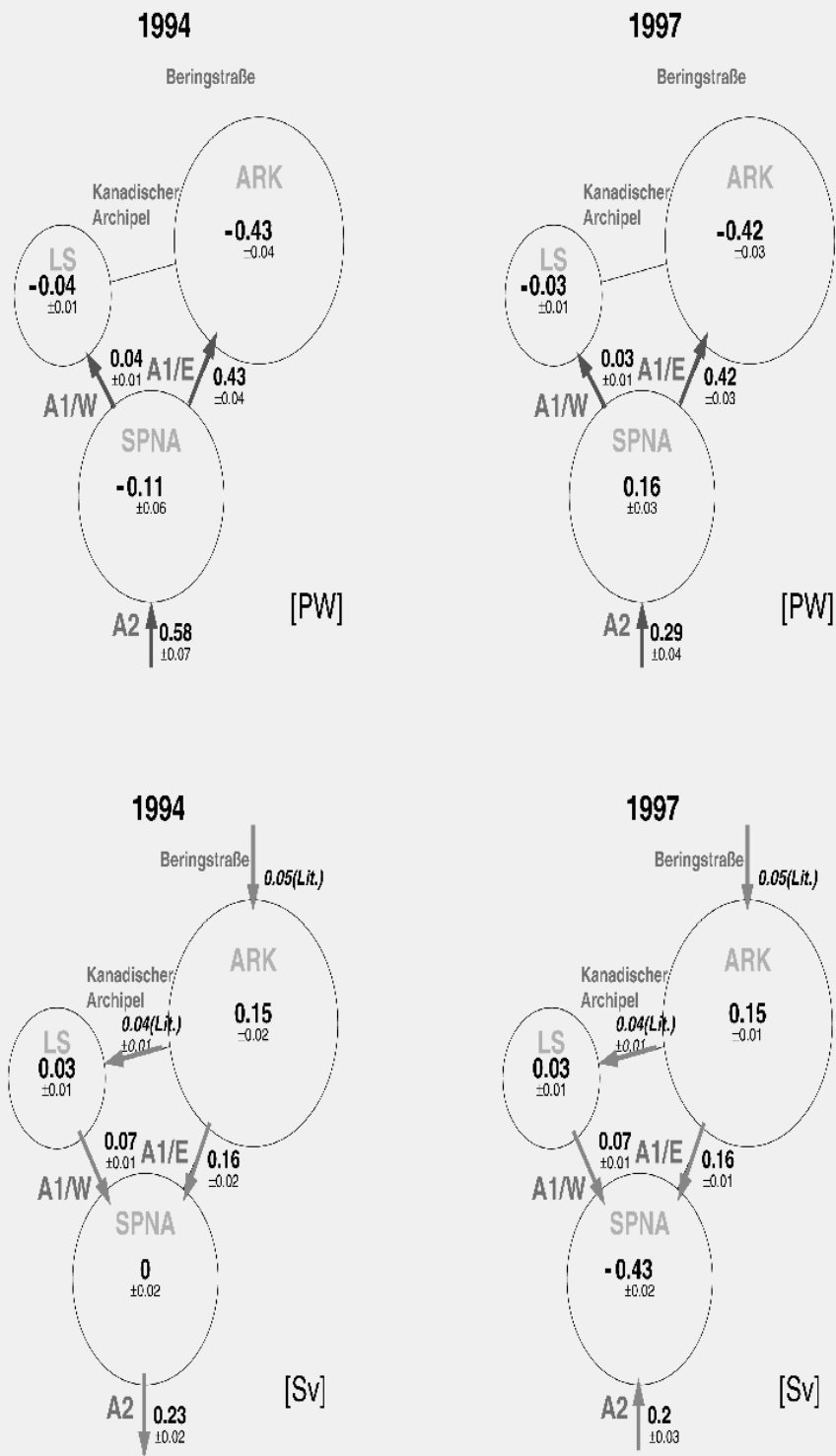


Abb. 7: Wärme- und Süßwasserflüsse über die Schnitte A1W, A1E und A2 und Nettoflüsse bezüglich der SPNA-Box (Region zwischen den 3 Schnitten), der ARK-Box (Region zwischen A1E, der Beringstraße und dem Kanadischen Archipel) und der LS-Box (Region zwischen A1W und dem Kanadischen Archipel).

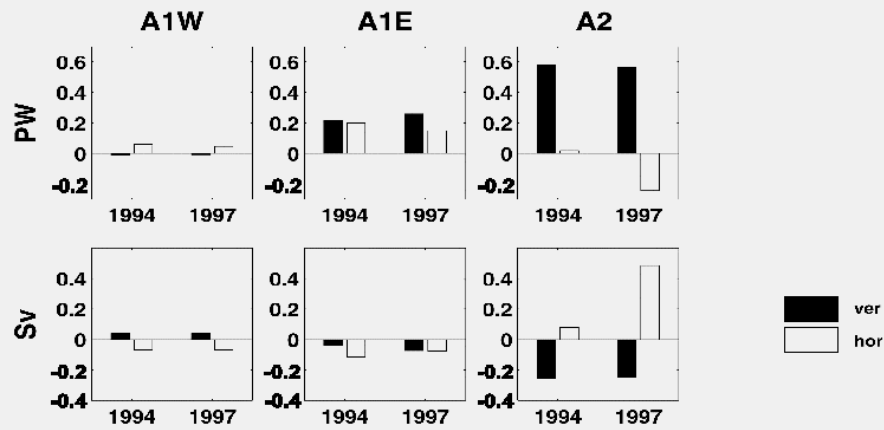


Abb. 8: Wärme- (oben) und Süßwasserflüsse (unten) der vertikalen und der horizontalen Zirkulationskomponente über die WOCE-Schnitte A1W, A1E und A2 in den Jahren 1994 und 1997.

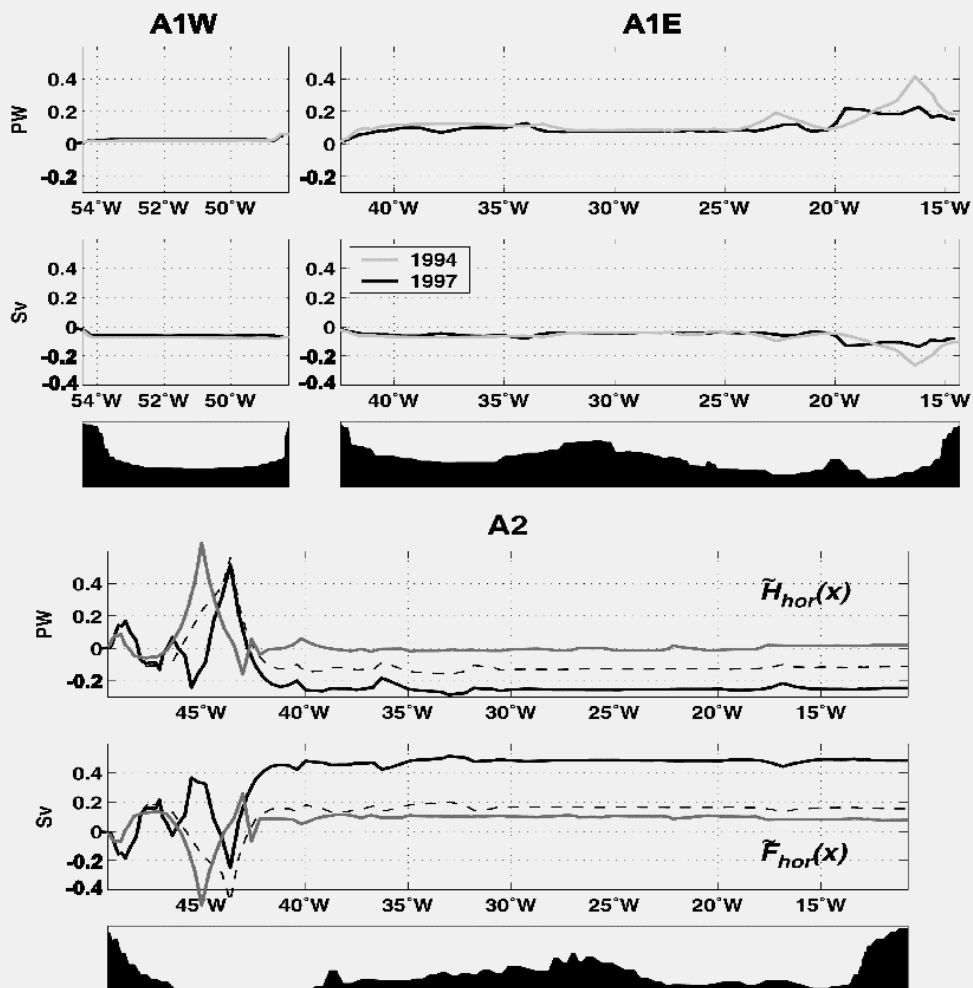


Abb. 9: Kumulative Summen der Horizontalkomponente des Wärme- (H) und Süßwasserflusses (F) auf den Schnitten A1W, A1E und A2. Die gestrichelte Linie zeigt den Verlauf für 1997 ohne den "kalten Wirbel".