

**Ausbreitung von
Island-Schottland-Überstromwasser
im östlichen Nordatlantik**

Dissertation
Uli Fleischmann
2001

Institut für Umweltphysik
Universität Bremen

Tag des öffentlichen Kolloquiums: 19.12.2001

Gutachter: Prof. Dr. Wolfgang Roether

PD Dr. Reiner Schlitzer

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	
Abstract	
Einleitung	8
2 Hydrographische Parameter von Meerwasser	11
2.1 Temperatur	11
2.2 Salzgehalt	11
2.3 Dichte	12
2.4 Nährstoffe und Sauerstoff	12
2.4.1 Sauerstoff	13
2.4.2 Silikat	13
3 Tracer	14
3.1 CFCs	14
3.1.1 Messmethodik	15
3.2 Tritium	16
3.2.1 Messmethodik	18
3.3 Helium (und Neon)	19
3.3.1 Messmethodik	21
3.4 Interpretationsmethoden von Tracerdaten	21
3.4.1 Konzentrationsdatierung	21
3.4.2 Verhältnisdatierung	22
3.4.2.1 Tritium-Helium-Alter	23
3.4.3 Altersverteilungen	23
4 Das Untersuchungsgebiet und seine Wassermassen	26
4.1 Wassermassen des tiefen östlichen Nordatlantiks	28
4.1.1 Das Bodenwasser des östlichen Beckens	28
4.1.2 Island-Schottland-Überstromwasser.....	29
4.1.3 Nordatlantisches Tiefenwasser.....	33
4.1.4 Labradorsee-Wasser	34
4.1.5 Mittelmeer-Wasser	35
4.1.6 Wassertransport in der Gibbs-Bruchzone.....	35
5 ISOW im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken	36
5.1 Daten und Schnitte.....	37
5.2 Methode zur Untersuchung der Ausbreitung von ISOW im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken in den 1990er Jahren.....	38
5.2.1 Beschreibung der Profilgruppen.....	40
5.2.2 Darstellung der Anomalieprofile.....	45
5.3 Anomalieverteilungen im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken in den 1990er Jahren.....	45
5.3.1 Anomalieverteilungen auf A1 1991	45
5.3.2 Anomalieverteilungen auf A1 1990	47
5.3.3 Anomalieverteilungen auf A1 1992	47
5.3.4 Anomalieverteilungen auf A1 1994	50
5.3.5 Anomalieverteilungen auf A1 1997	52
5.3.6 Anomalieverteilungen zwischen Gibbs-Bruchzone und A1 (26° W), 1997.....	52

5.3.7	Anomalieverteilungen nahe der Gibbs-Bruchzone und bei ca. 51° N zonal, 1999	55
5.3.8	Anomalieverteilungen auf A16N, 1988	57
5.3.9	Anomalieverteilungen auf A16N, 1993	57
5.4	<i>Schlussfolgerungen für das Island- und nördliche Westeuropäische Becken</i>	59
5.4.1	Zirkulationsschema für das Island- und nördliche Westeuropäische Becken.....	60
5.4.1.1	Ausbreitung und Vermischung von ISOW im Islandbecken.....	60
5.4.1.2	Zirkulation im nördlichen Westeuropäischen Becken.....	64
5.4.2	Einflussbereich des ISOW.....	66
5.4.3	Zeitliche Variabilität des Einflusses von ISOW.....	66
5.5	<i>Vergleich mit Ergebnissen anderer Untersuchungen</i>	72
5.5.1	Schiffs-ADCP- angepasste geostrophische Transporte von Bersch.....	72
5.5.2	Transporte aus dem Inversmodell von Wölk.....	74
5.5.3	IADCP-Geschwindigkeiten auf METEOR 39.....	76
5.5.4	Direkte Strömungsmessungen in der Umgebung des Mittelatlantischen Rückens auf Positionen der Reise METEOR 45/2	80
5.5.5	Vergleich mit Zirkulationsschemata aus der Literatur	80
5.6	<i>Fazit</i>	84
6	ISOW im zentralen Westeuropäischen Becken und südlich davon	86
6.1	<i>Daten und Schnitte</i>	86
6.2	<i>Methode</i>	88
6.3	<i>Anomalieverteilungen im zentralen Westeuropäischen Becken und südlich davon</i>	91
6.3.1	Anomalieverteilungen auf A2, 1997	91
6.3.2	Anomalieverteilungen auf A2, 1993	92
6.3.3	Anomalieverteilungen auf A2, 1994	94
6.3.4	Anomalieverteilungen auf A2, 1996	96
6.3.5	Anomalieverteilungen auf A2, 1998	96
6.3.6	Anomalieverteilungen auf A2, 2000	99
6.3.7	Anomalieverteilungen auf A24, südlich von A2, 1997	99
6.3.8	Anomalieverteilungen auf A3, 36° N, 1993.....	102
6.3.9	Anomalieverteilungen auf A16N, 20° W, 1988 und 1993	104
6.4	<i>Schlussfolgerungen für das zentrale Westeuropäischen Becken und südlich davon</i>	104
6.4.1	Zirkulation im Westeuropäischen Becken.....	105
6.4.1.1	ISOW-beeinflusstes Wasser	105
6.4.1.2	Einfluss von MW und LSW auf das Tiefenwasser im Westeuropäischen Becken.....	111
6.4.2	zeitliche Variabilität des ISOW-Einflusses	112
6.5	<i>Vergleich mit anderen Untersuchungen</i>	116
6.5.1	geostrophische Transporte von Wölk	116
6.5.2	Vergleich des Zirkulationsschemas mit der Literatur.....	118
6.6	<i>Fazit</i>	121
7	Quantitative Abschätzung des Transportes von frisch belüftetem Tiefenwasser vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken.....	123
7.1	<i>Daten</i>	124
7.2	<i>Methodik</i>	127
7.2.1	Rekonstruktion der Entwicklung der Tracerkonzentrationen in den beiden Quellgebieten	130
7.2.1.1	NEADW _{ISB}	130
7.2.1.2	NEADW _{eWEB}	132
7.2.2	Lösung des Gleichungssystems.....	134
7.3	<i>Ergebnisse</i>	135
7.3.1	Tiefenwassertransport vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken.....	137
7.3.2	Unsicherheit des Transportes	138
7.4	<i>Extrapolation der Ergebnisse auf den klassischen Tiefenwasserbereich</i>	140

7.5	<i>Einbeziehung von Sauerstoff und Silikat in die Mischungs- und Transportanalyse</i>	141
7.6	<i>Fazit</i>	145
8	Ergebnisse und Ausblick	147
9	Anhang 1: Rekonstruktion der Tracerkonzentrationen im NEADW_{eWEB}	151
10	Anhang 2: massenspektrometrische Messung von Grundwasserproben mit stark erhöhten Heliumgehalten	154
10.1	<i>Vorüberlegungen und Vorstudien zur Volumenteilung</i>	154
10.2	<i>Bestimmung von Parametern zur Messung von Hydroproben</i>	157
10.2.1	Extraktion von Hydroproben	158
10.2.2	Bestimmung der Volumina am Hydroeinlass	158
10.2.3	Übertragungszeit Extraktionsgefäß – Hydroeinlass (7.2.2001)	159
10.2.4	Volumenteilungszeit zwischen Mischvolumen und Hydroeinlass (6.2.2001)	161
10.2.5	Bestimmung des Restgases im U-Rohr	162
10.2.6	Überprüfung der Volumenteilung mit Hilfe von Messungen des erhöhten Standardgases	162
10.2.7	Abschätzung der Messgenauigkeit	163
10.3	<i>Weiterbearbeitung der Messergebnisse</i>	164
10.4	<i>Offene Fragen und Ausblick</i>	164
10.4.1	Messung von Proben mit geringen Konzentrationen	164
10.4.2	Diskriminierung	165
10.4.3	Absoluteichung des Hydroeinlasses	165
10.4.4	Zusammenfassung	165
10.5	<i>Kochbuch zur Messung von Grundwasserproben</i>	166
10.6	<i>Volumenteilungsverhältnisse am Hydroeinlass</i>	169
11	Bibliographie	174
	Abbildungsverzeichnis	
	Tabellenverzeichnis	
	Glossar	

Zusammenfassung

Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Ausbreitung von Island-Schottland-Überstromwasser (ISOW) im östlichen Nordatlantik. In einer Vielzahl von Studien wurde gezeigt, dass ISOW auf der Ostseite des Reykjanes Rückens nach Südwesten strömt und den östlichen Nordatlantik durch die Gibbs-Bruchzone verlässt. In dieser Dissertation wird nachgewiesen, dass dieser Ausbreitungspfad nicht der einzige ist. Anhand von Anomalien der Parameter Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat lässt sich der Einfluss von ISOW auf das Wasser im nordöstlichen Nordatlantik (Island- und Westeuropäisches Becken) erkennen. Mit Hilfe der Verteilung der Anomalien wird in Kapitel 5 gezeigt, dass sich der Einfluss von ISOW im Islandbecken weit über den eigentlichen Kern hinaus erstreckt und zwar sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Das Wasser außerhalb des Kerns unterliegt einer starken Vermischung im Islandbecken quer zu dessen Nordost-Südwest-Achse. Das im Islandbecken so gebildete, von ISOW-beeinflusste Tiefenwasser rezirkuliert antizyklonal im nördlichen Westeuropäischen Becken. Der Export von ISOW ins Westeuropäische Becken entlang des Mittelatlantischen Rückens und der weitere Verbleib dieses Wassers wird im 6. Kapitel wiederum anhand von Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalien nachgewiesen.

Anhand von fünf bzw. sechs Wiederholungen eines Schnittes im Islandbecken bzw. im Westeuropäischen Becken wird die zeitliche Variabilität des ISOW-Einflusses auf das Tiefenwasser in dieser Arbeit (Kapitel 5 und 6) erstmalig untersucht. Die östliche Grenze des ISOW-Einflusses ist auf beiden Schnitten die Größe mit der ausgeprägtesten Veränderlichkeit. Die Veränderungen sind stark mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation korreliert (Korrelationskoeffizienten: -0,93 bzw. -0,92, d. h. die statistische Signifikanz liegt über 95 %). Dieser Zusammenhang entsteht durch eine Kopplung der Tiefenwasserzirkulation an die Oberflächenströmung über den barotropen Anteil der Geschwindigkeit im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.

Eine quantitative Bestimmung des Exportes von Tiefenwasser aus dem Islandbecken ins Westeuropäische Becken wird im 7. Kapitel mit Hilfe einer auf transienten Tracern basierenden Mischungs- und Transportanalyse vorgenommen. Der Transport in dem Bereich, in dem die Analyse stabile Ergebnisse liefert ($41,37 < \sigma_3 / (\text{kg}/\text{m}^3) < 41,475$), beträgt $(1,63 \pm 0,32) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ¹. Werden diese Ergebnisse auf verschiedene Arten auf den Bereich, der üblicherweise als Tiefenwasser angesehen wird ($\sigma_\theta > 27,8 \text{ kg}/\text{m}^3$), extrapoliert, ergibt sich ein Transport von $2,4 - 3,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Einbeziehung von Sauerstoff und Silikat in die Mischungs- und Transportanalyse stützt die beschriebenen Ergebnisse, da sie höchstens geringfügige Veränderungen bewirkt. Damit wird in etwa genausoviel Wasser entlang dieser Route transportiert wie durch die Gibbs-Bruchzone.

Im Anhang 2 wird eine Probenaufbereitung für Grundwasserproben vorgestellt, die erheblich höhere Heliumgehalte aufweisen, sowie unter Umständen große Mengen von Begleitgas. Den auftretenden Problemen wurde durch eine Vergrößerung des Extraktionsgefäßes und durch ein neues Probeneinlasselement Rechnung getragen, das eine gezielte quantitative Teilung der Probe ermöglicht. Mit dieser neuen Aufbereitung können Proben gemessen werden, deren Heliumgehalte bis zu 400.000-fach höher sind als die von Wasser, das sich im Gleichgewicht mit der Atmosphäre befindet. Der Fehler für die Absolutkonzentrationen liegt für solche Messungen unter 2 %, der für das ³He / ⁴He-Verhältnis unter 1,5 %.

¹ $10^6 \text{ m}^3/\text{s} = 1 \text{ Sv} = 1 \text{ Sverdrup}$. Sverdrup war die Einheit für Volumentransport in der Ozeanographie. Sie wird heute noch häufig verwendet. Da sie jedoch keine SI Einheit ist wird hier ein SI Äquivalent verwendet.

Abstract

The spreading of Iceland Scotland Overflow Water (ISOW) in the eastern North Atlantic is the focus of this thesis. It has been shown in a lot of studies that ISOW flows southwest along the eastern flank of the Reykjanes Ridge and leaves the eastern North Atlantic through the Gibbs Fracture Zone. It is shown in this thesis that this is not the only way on which ISOW is spreading. Anomalies of salinity, oxygen and silica are used to reveal the influence of ISOW on the northeastern North Atlantic (Iceland and Westeuropean Basin). It can be seen from the anomalies that ISOW has an influence on the water of the Iceland Basin that extends widely over the ISOW core itself as well vertically as horizontally (chapter 5). The water outside the core is subject to vigorous mixing in the Iceland Basin perpendicular to the southwest-northeast axis of the basin. The water formed by this process partially undergoes a anticyclonic recirculation in the northern Westeuropean Basin. Another part is exported to the south along the Midatlantic Ridge. This and the further spreading of this water is shown in chapter 6 using anomalies of salinity, oxygen and silica.

The variability of the ISOW influence on the deep water is shown here for the first time using five repeats of a section in the Iceland Basin and six repeats of a section in the Westeuropean Basin (chapters 5 and 6). The eastern boundary of the ISOW influence is subject to the biggest changes on both sections. The variations are strongly correlated with the index of the North Atlantic Oscillation (correlation coefficients: -0.93 and -0.92, which means they lie above the 95 % level of statistical significance). This emerges from a strong coupling of the deep water spreading to the surface currents via barotropic velocity components in the northern part of the area of investigation.

A quantitative estimate of the transport from the Iceland Basin to the Westeuropean Basin is given in chapter 7. This estimate is based on a mixing and transport analysis relying on transient tracers. The transport is calculated to be $(1.63 \pm 0.32) \cdot 10^6$ m³/s in the density range for which the analysis yields stable results ($41,37 < \sigma_3 / (\text{kg}/\text{m}^3) < 41,475$). The transport for the density range usually considered as deep water ($\sigma_\theta > 27.8 \text{ kg}/\text{m}^3$) is estimated to be $2.4 - 3.5 \cdot 10^6$ m³/s from different extrapolations of the former result. Considering oxygen and silica in the mixing and transport analysis confirms the results, because it leads to no more than minor changes. This means that there is a transport of deep water along this route that is approximately equal to the transport through the Gibbs Fracture Zone.

A new sample preparation system is presented in appendix 2. This is designed for groundwater samples with much more helium eventually accompanied by high burdens of other gases. The related problems are solved by increasing the volume of the extraction vessel and a new inlet to the mass spectrometer that allows a quantitative partition of the sample. Samples containing up to 400,000 times more helium than given by equilibrium with the atmosphere can be measured with this system. The uncertainty is less than 2 % for the absolute values and less than 1.5 % for the ³He / ⁴He ratio.

1 Einleitung

In den letzten zwei Jahrzehnten ist die Erkenntnis, dass menschliche Aktivitäten das Klima verändern, nahezu zur Gewissheit geworden [IPCC, 2001]. Im Rahmen dieser Erkenntnis wurde die Erforschung des Klimas zu einer wissenschaftlichen Aufgabe von hoher Priorität. Dies wirkte sich auch auf die Ozeanographie aus, da der Ozean eine wichtige Klimakomponente darstellt. In den 1990er Jahren wurde deshalb die größte ozeanographische Messkampagne aller Zeiten gestartet, das „World Ocean Circulation Experiment“. Eine der wichtigsten Erkenntnisse aus dieser Forschungsanstrengung war, dass die Variabilität des Ozeans ein nicht vorhergesehenes Ausmaß hat. Zusätzlich nimmt das Interesse an Details der beteiligten Prozesse zu, nachdem viele davon in ihren Grundzügen verstanden wurden. Auch die Modellierung des Ozeans wird zunehmend besser; von daher sind detailliertere experimentelle Vorgaben zunehmend wichtiger.

Einer der Prozesse, die für Klima und Ozean von großer Bedeutung sind, ist die Bildung und Ausbreitung von Tiefenwasser. Dies ist die Pumpe für den weltweiten Umwälzungsprozess von Wasser zwischen Oberfläche und tiefem Ozean, der wiederum starke Auswirkungen auf den Wärmetransport von niedrigen in hohe Breiten hat. Darüberhinaus hat die Umwälzung des Ozeans erhebliche Bedeutung für die Entwicklung der atmosphärischen Konzentrationen des bedeutendsten Treibhausgases CO₂, da dieses größtenteils im Ozean gespeichert wird. Die Nordhalbkugel trägt zum weltweiten Umwälzungsprozess über das Nordatlantische Tiefenwasser bei, das sich vom Nordatlantik aus in den Südatlantik ausbreitet und von dort über den Südlichen Ozean bis in den Indischen Ozean und den Pazifik wirkt. Ein Detail des Bildungsprozesses dieser Wassermasse soll in dieser Arbeit genauer beleuchtet werden. Es handelt sich dabei um die Ausbreitung von Island-Schottland-Überstromwasser (ISOW), einer der Ausgangswassermassen bei der Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser. Die hier vorgestellten Untersuchungen beschäftigen sich allerdings mit dem Teil, der nicht oder zumindest nicht direkt zur Bildung von dem Nordatlantischen Tiefenwassers beiträgt, das nach Süden exportiert wird. Gegenstand der Arbeit ist die Ausbreitung von ISOW im östlichen Nordatlantik.

ISOW entsteht dadurch, dass kaltes, dichtes Wasser von Norden her über den östlichen Teil des Grönland-Schottland-Rückens (Abb. 1.1) strömt und sich anschließend mit umgebenden atlantischen Wassermassen („entrainment“) vermischt. Der Kern des ISOW breitet sich topographisch geführt entlang des Reykjanes-Rückens nach Südwesten aus. Bei 52,5°N wird das mittelatlantische Rückensystem durch die Gibbs-Bruchzone unterbrochen. In den 1980er Jahren wurde zumeist davon ausgegangen, dass das gesamte ISOW den östlichen Nordatlantik durch die Gibbs-Bruchzone nach Westen verlässt. Dieses Bild wurde massiv in Frage gestellt durch Daten aus einem Strömungsmessfeld [Saunders, 1994], die zeigten, dass nur in etwa die Hälfte des ISOW, das im Islandbecken gebildet wird, den östlichen Nordatlantik durch die Gibbs-Bruchzone verlässt [Hansen und Østerhus, 2000]. Daraufhin wurde der Verbleib der anderen Hälfte im östlichen Nordatlantik postuliert [van Aken und Becker, 1996] und gezeigt, dass sich die Eigenschaften des Tiefenwassers im östlichen Nordatlantik unter dieser Annahme erklären lassen [van Aken, 2000]. Offen geblieben ist bisher jedoch welche Prozesse und Ausbreitungswege zu diesem Verbleib führen sowie eine quantitative Abschätzung der Bedeutung dieser Komponente. Diesen Fragestellungen wird in der vorliegenden Arbeit nachgegangen.

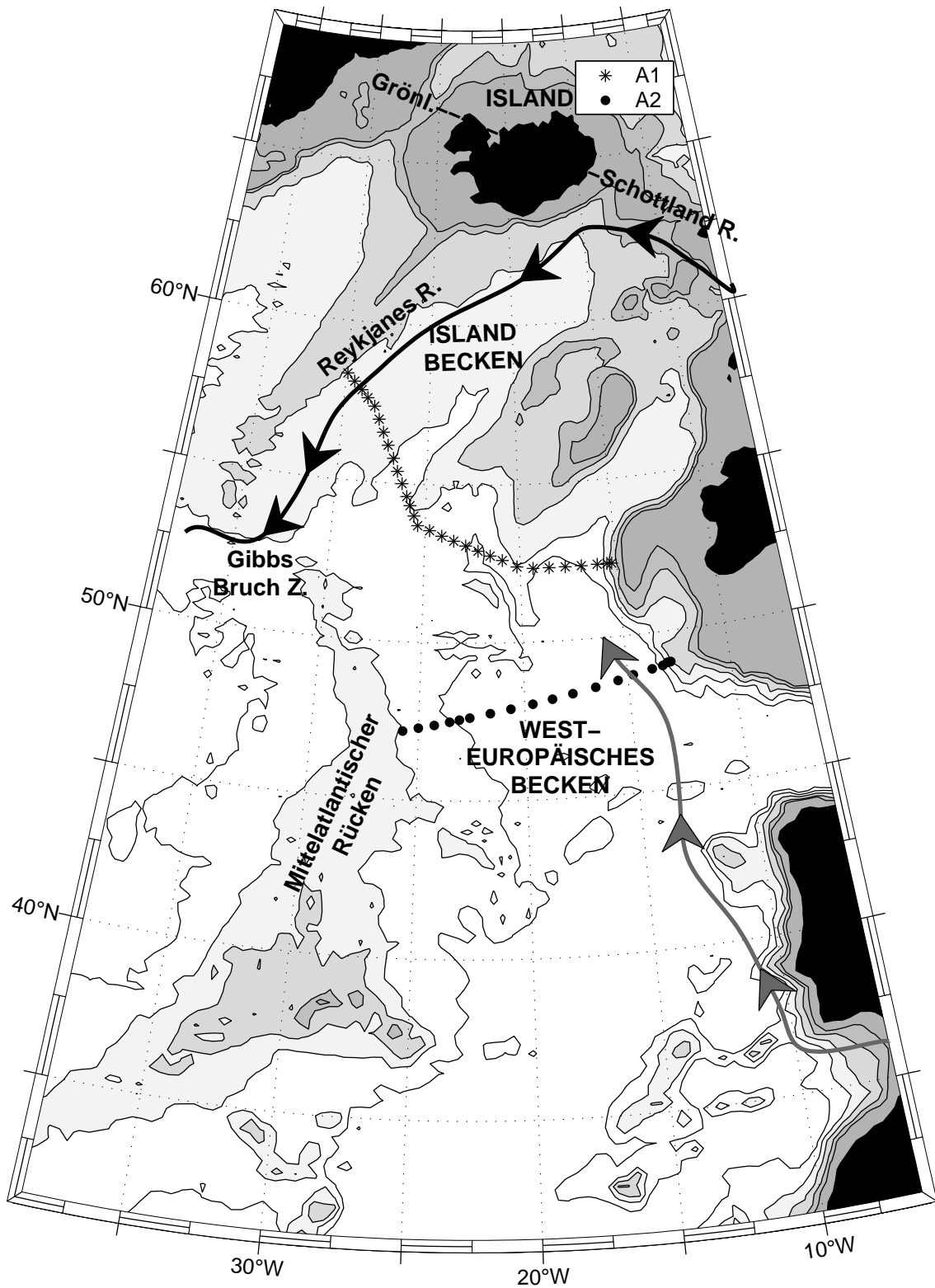


Abbildung 1.1: Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit. (Zur Lage des Untersuchungsgebietes im Atlantischen Ozean siehe Abbildung 1.2) Der schwarze Pfeil zeigt den klassischen Ausbreitungsweg des ISOW an. Der graue Pfeil deutet den Einfluss von Mittelmeer-Wasser auf das Nordostatlantische Tiefenwasser an. Die meisten der verwendeten Daten stammen vom A1 (*) und vom A2 Schnitt (•). Tiefenlinien sind bei 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m und 4000 m eingezeichnet. Bereiche flacher als 2000 m sind schattiert. R. = Rücken; Z. = Zone.

Dazu werden zunächst in Kapitel 2 die verwendeten hydrographischen Parameter beschrieben, während sich Kapitel 3 der Beschreibung der verwendeten Tracer widmet. Das Untersuchungsgebiet und die für diese Arbeit bedeutsamen Wassermassen werden in Kapitel 4 vorgestellt. In Kapitel 5 wird dann die Ausbreitung von ISOW im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken untersucht. In Anlehnung an frühere Studien, die den Einfluss von ISOW auf das Tiefenwasser des östlichen Nordatlantiks anhand von Salzgehaltanomalien untersucht haben ([Lee und Ellett, 1965], [Harvey, 1982]), werden in der vorliegenden Arbeit Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalien betrachtet. Erst die Erweiterung um die beiden letztgenannten Parameter ermöglicht es, den Prozess zu verstehen, der für den ISOW-Einfluss auf das Nordostatlantische Tiefenwasser verantwortlich ist. Im Kapitel 6 wird mit derselben Methode der Einfluss von ISOW auf das zentrale Westeuropäische Becken untersucht. Gleichzeitig wird betrachtet, welche Bedeutung der Beitrag von Mittelmeer-Wasser zum Nordostatlantischen Tiefenwasser hat. Die Tatsache, dass es in beiden Gebieten einen Schnitt (A1 im Islandbecken, A2 im Westeuropäischen Becken, s. Abb. 1.1) gibt, der häufig (fünf bzw. sechs mal) wiederholt wurde, eröffnet die Möglichkeit, die Veränderlichkeit der Tiefenwasserzirkulation zu untersuchen.

In Kapitel 7 wird nach der Klärung, dass sich der ISOW-Einfluss bis ins Westeuropäische Becken ausbreitet, eine quantitative Untersuchung des Phänomens vorgenommen. Dazu eignen sich besonders die zeitabhängigen Tracerkonzentrationen. Sowohl im Islandbecken als auch im Westeuropäischen Becken stehen Aufnahmen des Fluorchlorkohlenwasserstoffs CFC-11 sowie von Tritium und $^3\text{Helium}$ zur Verfügung. Diese werden herangezogen um den Transport zu quantifizieren.

Nach Zusammenfassung und Ausblick im Kapitel 8 folgt der Anhang 1, der sich mit der Rekonstruktion von Tracerwerten früherer Jahre beschäftigt, sowie der Anhang 2, der einer messtechnischen Fragestellung nachgeht: Es geht um die Erweiterung der massenspektrometrischen Messkapazitäten für Helium über ozeanographische Proben hinaus auf hydrologische Proben. Diese Proben stellen neue Anforderungen an den Messablauf, da die Konzentrationen einen viel größeren Bereich überstreichen und eine höhere Variation der Verhältnisse von $^3\text{Helium}$ zu $^4\text{Helium}$ auftritt. Zusätzlich können große Mengen von Begleitgasen die Extraktion und Messung der Probe erschweren.

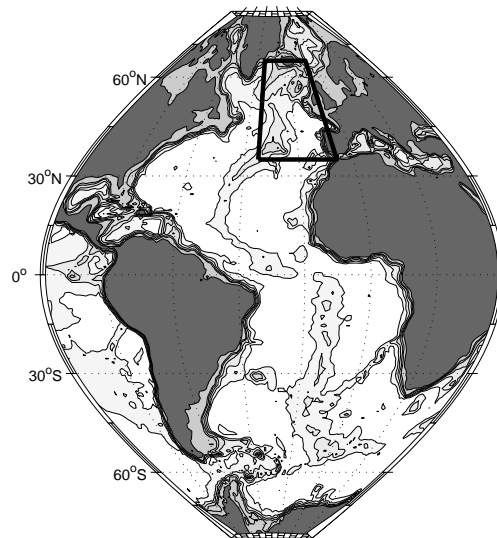


Abbildung 1.2: Die Lage des Untersuchungsgebietes im Atlantischen Ozean.

2 Hydrographische Parameter von Meerwasser

In diesem Kapitel werden die für diese Arbeit bedeutsamen hydrographischen Parameter beschrieben sowie einige Aspekte der zu ihrer Messung notwendigen Verfahren. Im wesentlichen werden hier sogenannte Schöpferdaten verwendet, das heißt Messungen an Wasser, das mit Hilfe eines Kranzwasserschöpfers aus definierten Meerestiefen an Bord des Schiffes geholt wurde. Einige wichtige Größen werden dabei jedoch beim Fieren (Absenken) und Hieven (Hochholen) des Kranzwasserschöpfers quasi kontinuierlich mit Hilfe eines CTD-Sensors gemessen. Ein CTD-Sensor (Conductivity, Temperature, Depth) misst die Leitfähigkeit von Meerwasser, aus der der Salzgehalt abgeleitet wird, die Temperatur und den Druck. Ergebnisse dieser Messungen in der Tiefe der Probennahmen werden den Messungen aus den einzelnen Schöpfern zugeordnet.

2.1 Temperatur

Die Temperatur einer Wasserprobe wird wie oben schon gesagt mit Hilfe des CTD-Sensors gemessen. Zusätzlich sind (bzw. waren) an einigen Schöpfern Kippthermometer angebracht, die zur Eichung des CTD-Sensors verwendet werden. Die Eichung erfolgt heutzutage auch über eine zweite Temperatursonde. Die so gewonnenen Temperaturen sind die sogenannten in-situ Temperaturen, das heißt die Temperaturen, wie sie sich in der Probennahmetiefe finden. Neben der gemessenen in-situ Temperatur ist für die Ozeanographie die daraus abgeleitete potentielle Temperatur (Θ) von großer Bedeutung. Die potentielle Temperatur ist die Temperatur der Wasserprobe, die sie hätte, wenn sie adiabatisch von der Probennahmetiefe zur Meeresoberfläche transportiert würde. Aufgrund des Druckunterschiedes ändert sich die Temperatur dabei erheblich. Beispielsweise hat eine Wasserprobe mit einer in-situ Temperatur von $2,34^{\circ}\text{C}$ in 4000 m Tiefe und einem Salzgehalt von 34,9 eine potentielle Temperatur von 2°C . Die potentielle Temperatur ist für die Ozeanographie von Bedeutung, weil sie eine konservative Größe ist, das heißt das sich ihre Werte nur durch Vermischung von Wasser mit unterschiedlichen Temperaturen (linear) verändern. Streng genommen stimmt das nicht ganz, weil es eigentlich die Wärmemenge ist, die erhalten bleibt. Da die spezifische Wärmekapazität jedoch (schwach) von Temperatur und Salzgehalt des Wassers abhängt, ist die Mischung nicht vollkommen linear. Außerdem wird dem Ozean vom Meeresboden her Erdwärme zugeführt und es wird kinetische Energie durch Reibung im Ozean in Wärmeenergie verwandelt. Diese Effekte spielen jedoch hier keine Rolle. Wenn im folgenden von der Temperatur die Rede ist, ist immer die potentielle Temperatur gemeint.

2.2 Salzgehalt

Der Salzgehalt einer Meerwasserprobe wird ebenfalls mit Hilfe des CTD-Sensors bestimmt. Zusätzlich wird der Salzgehalt von einem Grossteil der Schöpfer mit Hilfe eines Salinometers noch einmal durch Leitfähigkeitsmessungen bestimmt. Die Salinometermessungen dienen wiederum im Wesentlichen zur Eichung des Salzgehalts-Sensors der CTD, wobei letzterer instabiler läuft als der Temperatursensor. Die Leitfähigkeit des Meerwassers hängt von der Anzahl der gelösten Ionen ab, die ihrerseits im Wesentlichen vom Salzgehalt bestimmt wird. Die Konvertierung der Leitfähigkeit in einen Salzgehalt erfolgt gemäß der Praktischen Salzgehalt Skala von 1978 [UNESCO, 1981]. Hierbei wird die Leitfähigkeit einer Meerwasserprobe mit einer definierten Kaliumchloridlösung verglichen. Die Skalierung erfolgt in Anlehnung an die früher verwendete Einheit (Gewichtspromille), so dass die

resultierenden Salzgehalte in etwa den Gramm Salz entsprechen, die pro Kilogramm Wasser gelöst sind. Alle hier angegebenen Salzgehalte wurden gemäß dieser Skala ermittelt. Der Salzgehalt als eine Verhältnissgröße ist einheitenlos.

2.3 Dichte

Die Dichte von Meerwasser ist im Wesentlichen von Temperatur, Salzgehalt und Druck abhängig. Die Dichte von Meerwasser ist der entscheidende Parameter für die Dynamik des Ozeans und die Frage, ob die Wassersäule stabil geschichtet ist. Über die Abhängigkeit der Dichte von Temperatur und Salzgehalt nehmen diese Einfluss auf die Dynamik des Ozeans.

Aufgrund der geringen Kompressibilität unterliegt die Dichte von Meerwasser (ρ) nur relativ geringen Schwankungen. Ihr Wert liegt fast immer im Bereich zwischen 1020 kg/m^3 und 1050 kg/m^3 . Der Praktikabilität halber werden deshalb von der Dichte immer 1000 kg/m^3 abgezogen. Die so entstehenden Größen sind Dichteanomalien und werden mit σ bezeichnet. Bei der Betrachtung von Meerwasserproben erschwert die Abhängigkeit der Dichte vom Druck oft die Interpretation. Trotz der geringen Kompressibilität überwiegen die Druckeffekte die Effekte, die sich durch unterschiedliche Temperaturen und Salzgehalte ergeben, meistens bei weitem. Von daher wird analog zur potentiellen Temperatur auch die potentielle Dichteanomalie (σ_θ) berechnet. Dies ist die Dichteanomalie, die eine Meerwasserprobe hätte, wenn sie adiabatisch zur Meeresoberfläche gebracht würde. Dabei verändert sich die Temperatur von der in-situ Temperatur zur potentiellen Temperatur. Der wesentliche Effekt auf die Dichte entsteht jedoch durch die zwar geringe, aber eben doch vorhandene Kompressibilität von Wasser. Eine Meerwasserprobe mit einer potentiellen Temperatur von 2° C und einem Salzgehalt von $34,9$ hat in 4000 m eine in-situ Dichteanomalie von $45,89 \text{ kg/m}^3$, die zugehörige potentielle Dichteanomalie ist $27,89 \text{ kg/m}^3$. Die potentielle Dichte von Meerwasser schwankt über den größten Teil der Wassersäule um weniger als 2 kg/m^3 .

Da auch die Kompressibilität eine Funktion von Temperatur und Salz ist, werden neben der Anomalie der potentiellen Dichte in Untersuchungen von Tiefenwasser häufig noch Dichteanomalien verwendet, die sich auf ein anderes Druckniveau beziehen als Atmosphärendruck. Diese haben als Subskript das Druckniveau in dbar geteilt durch 1000 , also z. B. σ_3 für die Dichteanomalie einer Wasserprobe bei einem Druck von 3000 dbar ; σ_3 wird in der vorliegenden Arbeit häufig verwendet.

Wenn im folgenden der Begriff Dichte verwendet wird, so ist immer von den Dichteanomalien die Rede. An vielen Stellen macht das keinen Unterschied, bei den Absolutwerten aber natürlich schon. Alle Dichten bzw. Dichteanomalien sind in kg/m^3 angegeben. Die Einheit wird jedoch im Rest der Arbeit weggelassen, da sie eher den Lesefluss stört als dass sie Missverständnisse beseitigt.

2.4 Nährstoffe und Sauerstoff

Im Gegensatz zu Temperatur und Salzgehalt nehmen die Nährstoffe und Sauerstoff kaum Einfluss auf die Dynamik des Ozeans [Millero, 2000], sondern werden mit der durch andere Einflüsse hervorgerufenen Wasserbewegung mitgetragen. Zusätzlich sind diese Parameter nicht konservativ, da sie Teil des biogeochemischen Kreislaufs sind. Lebewesen verbrauchen für ihre Lebensprozesse Nährstoffe. Die Nährstoffe werden aus den Ausscheidungen und beim Zerfall der Lebewesen unter Sauerstoffverbrauch wieder im Wasser gelöst. Dieser Prozess erzeugt das in allen Ozeanbecken zu findende Sauerstoffminimum und Nährstoffmaximum in mittleren Tiefen. Zusätzlich gibt es aber im

tiefen Ozean auch eine großräumige Verteilung dieser Eigenschaften, die sich aus dem Transport von Wasser entlang des „conveyor belt“ (Förderband) ergibt ([Broecker und Peng, 1982], S. 28): Tiefenwasser des Nordatlantik breitet sich nach Süden bis zum Antarktischen Zirkumpolarstrom aus und von dort in den pazifischen Ozean. Auf diesem Weg nehmen die Nährstoffwerte durch Remineralisierung kontinuierlich zu, die Sauerstoffwerte nehmen kontinuierlich ab.

Sauerstoff- und Nährstoffwerte werden aus Schöpferproben bestimmt. Teilweise wird Sauerstoff auch mit einem zusätzlichen Sensor an der CTD quasikontinuierlich bestimmt, aber diese Werte erreichen noch nicht die Zuverlässigkeit der Analysen des Schöpferwassers.

2.4.1 SAUERSTOFF

Sauerstoff ist im Oberflächenwasser im Wesentlichen im Gleichgewicht mit der Atmosphäre. Besteht kein Kontakt mehr mit der Atmosphäre, verringert sich der Sauerstoffgehalt durch die biochemische Zersetzung von Ausscheidungen und Lebewesen. Dieser Prozess findet vornehmlich im Bereich bis 1000 m Wassertiefe statt, ist aber auch für größere Tiefen noch von Bedeutung. Die Zehrung von Sauerstoff wird sichtbar in der Differenz zwischen dem realen Sauerstoffgehalt einer Probe und der Sättigungskonzentration, die das Wasser beim letzten Oberflächenkontakt in ungefähr gehabt hat. Diese Differenz wird mit dem Ausdruck AOU (scheinbare Sauerstoffzehrung) bezeichnet. Aufgrund dieser kontinuierlichen Abnahme sind hohe Sauerstoffwerte ein guter Indikator für Wassermassen, die erst kürzlich in Kontakt mit der Atmosphäre waren.

Sauerstoffwerte werden üblicherweise entweder in ml/l oder in $\mu\text{mol/kg}$ angegeben. Alle Werte in dieser Arbeit sind in $\mu\text{mol/kg}$ angegeben.

2.4.2 SILIKAT

Silikat wird dem Ozean mit den Flüssen und durch hydrothermale Aktivität zugeführt [DeMaster, 1981]. Es verlässt den Ozean wieder, wenn es bei der Sedimentbildung am Ozeanboden abgelagert wird. Es wird jedoch weit weniger als 1 ‰ des Silikats, das sich im Weltozean befindet, jährlich ausgetauscht [Nelson et al., 1995], so dass die Verteilung von Silikat im Weltozean im Wesentlichen von den biologischen Prozessen bestimmt ist und nicht durch die Orte, an denen es eingetragen wird.

Die bestimmenden biologischen Prozesse sind für Silikat - wie auch für Nitrat und Phosphat - der Verbrauch von Silikat als Nährstoff für marine Lebensformen und die Lösung von Silikat im Meerwasser beim Abbau des biologischen Materials. Im Unterschied zu Nitrat und Phosphat variieren die relativen Anteile von Silikat im biologischen Material sehr stark. Solange Silikat als Nährstoff im Wasser vorhanden ist, dominieren Lebensformen, die Silikat verwenden. Ist kein Silikat mehr vorhanden, findet ein Übergang zu Lebensformen statt, die ohne Silikat auskommen.

Im Nordatlantik sind die Silikatwerte geprägt von dem Kontrast zwischen silikatreichem Wasser antarktischen, letztendlich jedoch pazifischen Ursprungs und den silikatarmen Wassermassen des Nordatlantiks. Die hohen Silikatwerte im Pazifik resultieren aus der beständigen Lösung von Silikat im Tiefenwasser entlang des „conveyor belts“. Vom Nordatlantik bis zum Nordpazifik steigen die Werte in 3000 m Tiefe von 20 $\mu\text{mol/kg}$ auf 150 $\mu\text{mol/kg}$ [Levitus et al., 1993]. Im Pazifik wird Tiefenwasser in flachere Horizonte angehoben, so dass der gesamte Pazifik ab 500 m Tiefe durch hohe Silikatwerte geprägt ist.

3 Tracer

Als Tracer werden hier Spurenstoffe bezeichnet, deren Konzentration im Ozean zeitabhängig ist. In den meisten Fällen kommt dies durch einen zeitlich veränderlichen Eintrag in den Ozean zustande, aber ein radioaktiver Tracer ist auch bei konstantem Eintrag von Interesse. Die Tracer gehören - ähnlich wie die Nährstoffe und Sauerstoff - zu den Parametern, die von der Ozeanbewegung mitgetragen werden, ohne einen Einfluss auf die Dynamik zu haben. Diese Stoffe sind im Wesentlichen anthropogenen Ursprungs.

Die gerade erwähnte Zeitabhängigkeit der Tracerkonzentrationen macht sie für ozeanographische Untersuchungen interessant. Ist der Ozean in einem stabilen Gleichgewichtszustand, so verändern sich die hydrographischen Parameter nicht. Eine Information über die Zeitskalen der beteiligten Prozesse ist von daher aus den hydrographischen Parametern nur zu gewinnen, wenn sich das betrachtete System deutlich von seinem mittleren Zustand entfernt, wie es z. B. bei der LSW-Kaskade der Fall war (s. 4.1.4). Ansonsten sind solche Untersuchungen entweder mit Hilfe von direkter Beobachtung der zeitabhängigen Prozesse (Floats, Strömungsmessungen, Zeitreihen) möglich oder eben über Tracer. Der Vorteil der Tracer liegt darin, dass die jeweiligen Phänomene automatisch über einen gewissen Bereich in Zeit und Raum integriert werden, wodurch die Interpretation leichter ist als die direkter Messungen, bei denen entweder die räumliche (verankerte Messungen) oder die zeitliche Skala (Schiffsmessungen) sehr eingeschränkt ist.

3.1 CFCs

Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKW, oder auch CFC) sind Kohlenwasserstoffe, deren Wasserstoffatome sämtlich durch Fluor- bzw. Chloratome ersetzt wurden. Die Halogene komplettieren aufgrund der starken Elektronegativität ihre äußerste Schale quasi durch das Bindungselektron des Kohlenstoffs. Die Bindungen der CFCs sind dadurch sehr stabil und die CFCs als Gesamtmolekül sehr reaktionsträge. Diese Eigenschaft machte sie für viele industrielle Anwendungen interessant. Gleichzeitig ist sie der Grund, warum die CFCs den langen Weg von der Erdoberfläche, wo sie in die Atmosphäre entlassen werden, bis zur oberen Stratosphäre, wo sie zur Zerstörung der Ozonschicht beitragen, überdauern. Von der Atmosphäre aus werden die CFCs in den Ozean eingetragen. Ist Wasser lang genug in Kontakt mit der Atmosphäre, stellt sich im Wasser die zugehörige Gleichgewichtskonzentration ein. Diese hängt von der Löslichkeit des jeweiligen Gases [Warner und Weiss, 1985] der atmosphärischen Konzentration [Walker et al., 2000] sowie von Temperatur und Salzgehalt des Wassers ab.

Von den CFCs findet in dieser Arbeit CFC-11 Verwendung. Dies ist eins der beiden am meisten gemessenen CFCs. CFC-11 ist Trichlorfluormethan (CFCl_3) und wird seit den 1950er Jahren in größerem Ausmaß industriell produziert. Die atmosphärischen Konzentrationen von CFC-11 werden seit Ende der 1970er Jahre gemessen. Für die Zeit davor wurde aus Angaben der Industrie über die jeweiligen Produktionsraten der Verlauf der atmosphärischen Konzentrationen rekonstruiert [Walker et al., 2000]. Der Verlauf der CFC-11 Konzentration in der Atmosphäre ist in Abbildung 3.1 wiedergegeben. An der Verlangsamung des Anstiegs und dem leichten Absinken in den letzten Jahren sind die Bemühungen um die Reduktion der CFCs zu erkennen.

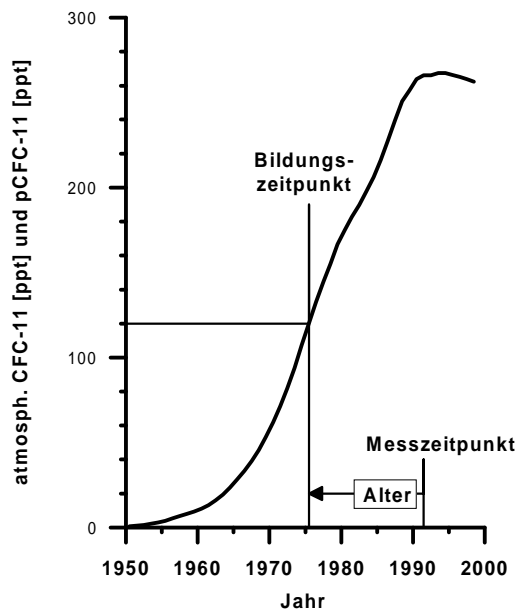


Abbildung 3.1: Verlauf der atmosphärischen CFC-11 Konzentrationen und Demonstration der Konzentrationsdatierung (s.u.) für eine Probe aus dem Jahr 1991, die 2,64 pmol/kg CFC-11 enthält: Bei $\Theta=2,95^\circ\text{C}$ und $S=34,93$ entspricht dies einem pCFC-11 Wert von 120 ppt, der 1975 in der Atmosphäre erreicht wurde. Daraus ergibt sich das Konzentrationsalter zu 16 Jahren

3.1.1 MESSMETHODIK

CFC-11 wird gaschromatographisch nachgewiesen. Aus den Schöpfnern wird Wasser in Ampullen bzw. Spritzen - beide aus Glas - abgefüllt. Dabei wird der Probenbehälter mehrfach mit Probenwasser gespült, damit sich keine Luftbläschen im Probenbehälter befinden. Aufgrund der relativ geringen Löslichkeit hat schon ein kleines Volumen eingeschlossener Luft einen sehr grossen Effekt auf die gemessene Konzentration. Eine wohldefinierte Menge des Probenwassers wird dann entgast und das Gas auf einer Kühlfalle gefangen. Anschließend wird das Gas in den Gaschromatographen eingelassen und am Ausgang mit einem Elektroneneinfangdetektor nachgewiesen. Dieses Verfahren ist ausführlich in Bullister und Weiss [1988] beschrieben. Anstelle der gepackten Säule des Gaschromatographen, wie sie in dem von Bullister und Weiss beschriebenen System verwendet wurde, wird zum Teil auch eine Kapillarsäule verwendet [Bulsiewicz et al., 1998], die es erlaubt, neben CFC-11 und CFC-12 gleichzeitig auch CFC-113 und CCl_4 zu messen. Mit Hilfe eines Standardgases wird das Messsystem geeicht und der Verlauf der Empfindlichkeit über die Zeit ermittelt.

Die Messergebnisse für CFCs werden zumeist als Konzentration in pmol/kg angegeben. In diesen Ergebnissen spiegeln sich auch die Effekte von Temperatur und Salzgehalt auf die Löslichkeit wider. Da diese Effekte die eigentliche ozeanographische Interpretation teilweise stören, werden Messergebnisse häufig als zugehörige Partialdrücke angegeben. Der zu einer Wasserprobe zugehörige Partialdruck wird ermittelt, indem derjenige atmosphärische Partialdruck gesucht wird, der sich im Lösungsgleichgewicht mit Wasser der gegebenen Temperatur und dem gegebenen Salz- und CFC-Gehalt befinden würde. Diese Werte werden in der Literatur auch mit einem vorangestellten kleinen p, also z. B. pCFC-11 [Doney und Bullister, 1992], bezeichnet.

3.2 Tritium

Tritium ist das Wasserstoffisotop mit der Masse 3. Es zerfällt mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren in $^3\text{Helium}$ [Unterweger et al., 1980], was einer Zerfallskonstante τ von $1/(17,93 \text{ Jahren})$ entspricht. Tritium entsteht natürlich unter Einfluss der hochenergetischen kosmischen Strahlung in der oberen Atmosphäre. Von dort gelangt es in tiefere Schichten der Atmosphäre und nimmt als Teil von HTO-Molekülen am Wasserkreislauf teil. So erreicht es schließlich auch den Ozean. Die Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser aufgrund des natürlichen Tritiums wird für den Nordatlantik auf 0,2 TU geschätzt [Dreisigacker und Roether, 1978]. Die Einheit TU („tritium unit“) gibt an, wieviel Tritiumatome auf 10^{18} Wasserstoffatome kommen. Diese natürliche Tritiumquelle ist schwach gegenüber dem Tritiumeintrag in die Atmosphäre als Folge der oberirdischen Tests von Nuklearwaffen, insbesondere von Fusionsbomben. Dieser zeitlich veränderliche, anthropogene Anteil macht die Verwendung von Tritium interessant für die Tracerozeanographie. Der Eintrag in den Ozean ist jedoch wesentlich komplexer als bei den CFCs, da Tritium als Teil des Wasserkreislaufs in den Ozean gelangt, das heißt durch Flüsse, durch Regen und durch Austausch von Wassermolekülen zwischen Ozean und Atmosphäre. Mit der zunehmenden Konzentration von Tritium im Ozean spielt das Aufsteigen von tritiumhaltigem Wasser eine zunehmende Rolle für die Tritium-Konzentrationen des Oberflächenwassers, insbesondere, da gleichzeitig die Tritiumgehalte in der Atmosphäre fast auf den natürlichen Hintergrund abgesunken sind [Rozanski et al., 1991]. Die Tritiumkonzentration ist zudem global gesehen nicht gleich verteilt: Auf der Nordhalbkugel sind höhere Konzentrationen zu finden als auf der Südhalbkugel und die Konzentration in tropischen Breiten ist niedriger als in hohen Breiten [Rozanski et al., 1991]. Die Oberflächenkonzentrationen im Ozean können deshalb nur mit Modellen abgeschätzt werden, die an die (wenigen) Messwerte angepasst wurden. Die einzelnen Studien erfassen dabei immer nur ein bestimmtes Ozeangebiet.

Für den Nordatlantik zwischen 20° N und 60° N wurde die Eintragsfunktion zuerst von Dreisigacker, Roether und Weiss ([Dreisigacker und Roether, 1978], [Weiss et al., 1979]) für den Zeitraum 1950 bis 1974 abgeschätzt (Abb. 3.2). Die Schätzung wurde von Doney und Jenkins ([1988], DJ88) überarbeitet und für die Jahre 1975 bis 1981 fortgeführt. Für die Jahre 1981 bis 1994 wurde die Eintragsfunktion für diese Arbeit mit Hilfe einer Exponentialfunktion fortgeführt, die an Oberflächmessungen angepasst wurde (Abb. 3.2). Dazu wurden Tritiummessungen von Reisen in den Jahren 1988, 1991, 1994 und 1997 verwendet.

1988 wurde Tritium auf der Reise OCEANUS 202 längs des WOCE A16N Schnittes (20° W meridional, Abb. 3.3) gemessen ([Doney et al., 1997], Daten über W. Jenkins, Southampton, pers. Mitt.). Alle Messwerte nördlich von 30° N , die in den oberen 60 m genommen wurden, werden für die Ermittlung des Tritiumwertes verwendet. Die Stationen weiter südlich haben deutlich niedrigere Werte, so dass zumindest für dieses Jahr der Bereich 20° N bis 60° N , den Dreisigacker, Roether und Weiss (s.o.) als Modellgebiet verwendet haben, zu groß erscheint. Aber auch die verbleibenden Tritiumwerte zeigen einen Anstieg zu höheren Breiten ähnlich dem, der in DJ88 beschrieben ist. Die mittlere Steigung der Werte beläuft sich auf 0,69 % pro Breitengrad bezogen auf den Wert, der für $32,5^\circ \text{ N}$ ermittelt wird, was in DJ88 als Referenzbreite verwendet wird. Denselben Anstieg zu höheren Breiten haben DJ88 aus den TTO Daten berechnet. Werden die Tritiumwerte gemäß dieser Korre-

lation auf die Referenzbreite ($32,5^\circ \text{ N}$) projiziert, ergibt sich für 1988 ein mittlerer Wert von $2,47 \pm 0,14 \text{ TU}$.

1991 wurden Tritium-Konzentrationen längs des WOCE A1 Schnittes ($52\text{--}60^\circ \text{ N}$ zonal, Abb.3.3) auf der Reise METEOR 18 durch das IUP Heidelberg gemessen (Daten über R. Bayer, Heidelberg,

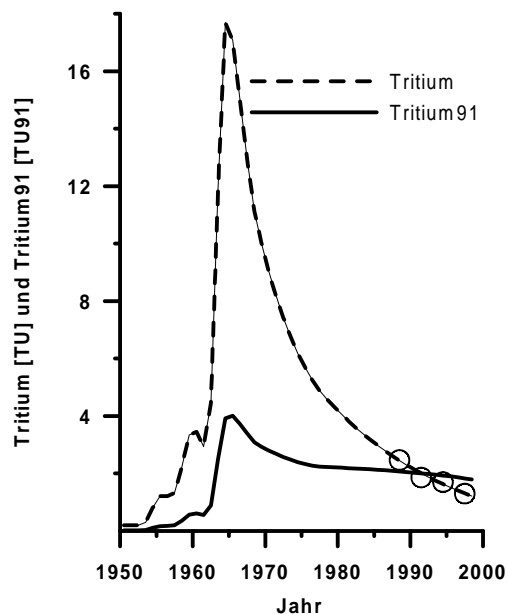


Abbildung 3.2: Verlauf der Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser des Nordatlantiks (gestrichelte Kurve). Diese Kurve dient als Eintragsfunktion für stabiles Tritium (s.u.). Die durchgezogene Linie gibt die auf 1991 zerfallskorrigierten Oberflächenkonzentrationen wieder. Die Kreise zeigen die gemessenen Tritiumwerte der Expeditionen, die zur Verlängerung der Eintragsfunktion verwendet wurden.

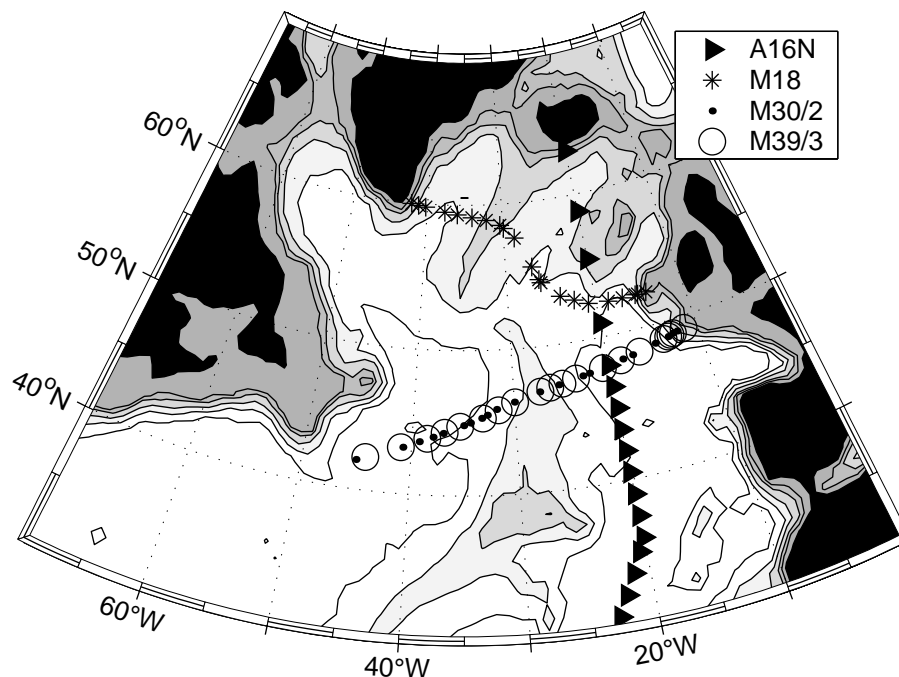


Abbildung 3.3: Schnitte und Stationen, die bei der Fortschreibung der Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser des Nordatlantiks verwendet wurden. Daten vom A2 Schnitt wurden aus den Jahren 1994 (M30/2, ●) und 1997 (M39/3, O) verwendet.

pers. Mitt.). Zur Ermittlung des Tritiumwertes für 1991 wurde die westlichste Station nicht mit einbezogen, da sie deutlich höhere Konzentrationen aufweist, die vom Ostgrönlandstrom und damit von arktischem Wasser geprägt werden. Die hohen Werte sind damit nicht wirklich dem Modellgebiet zugehörig. DJ88 handhaben dies ähnlich: Sie lassen hohe Tritiumwerte, die mit niedrigen Salzgehalten einhergehen, außer Acht. Anhand der oben beschriebenen Breitenabhängigkeit werden hypothetische Tritiumwerte bei der Referenzbreite von $32,5^\circ$ N ermittelt. Die mittlere Konzentration aller Proben aus den oberen 60 m beträgt für diese Breite $1,86 \pm 0,12$ TU.

1994 wurde ebenfalls durch das IUP Heidelberg auf der Reise METEOR 30/2 längs des WOCE A2 Schnittes (ca. 48° N zonal, Abb. 3.3) Tritium gemessen (Daten über R. Bayer, Heidelberg, pers. Mitt.). Drei Stationen im Westen (485, 487 und 488), deren Konzentrationen bei niedrigen Salzgehalten deutlich höher lagen, wurden nicht mitberücksichtigt. Hier spielt wahrscheinlich der Labradorstrom eine Rolle, der seinerseits von arktischem Wasser beeinflusst ist und somit nicht für das Modellgebiet repräsentativ ist. Aus allen Proben der oberen 60 m ergibt sich nach der Projektion auf die Referenzbreite ein Mittelwert von $1,70 \pm 0,09$ TU.

1997 wurde erneut auf dem A2 Schnitt (Abb. 3.3) Tritium gemessen, diesmal durch das IUP Bremen. Aus allen Proben der oberen 60 m unter Auslassung der westlichsten Stationen (ab Stationsnummer 325, $45,6^\circ$ W) ergibt sich ein auf die Referenzbreite projizierter mittlerer Tritiumwert von $1,30 \pm 0,08$ TU.

Zur Fortführung der Eintragsfunktion wird eine Funktion gesucht, die sich glatt an die Werte von DJ88 anschließt. Dazu wird der Wert aus dem Jahr 1977 als Ausgangspunkt für die Funktion genommen und der Wert von 1981 als anzupassender Wert in das Minimierungsverfahren mit einbezogen. Die Funktion wird analog zu DJ88 angesetzt als

$${}^3H(t) = {}^3H_{DJ}(1977) \cdot \exp(a\Delta t) + b\Delta t \quad \text{Gl. 3.1}$$

mit $\Delta t = t - 1977$

wobei ${}^3H_{DJ}(1977) = 3,86$ TU ist. Die Konstanten haben für die Fortsetzung die Werte $a = -1/17,08$ Jahre (DJ88: $a = -1/8,70$ Jahre) und $b = -0,010$ TU/Jahr (DJ88: $b = 0,112$ TU/Jahr). Die mittlere Abweichung der vier neuen Messwerte von dieser Kurve ist 3,4 %.

In der hier ermittelten Funktion spielt der lineare Term nur noch eine sehr geringe Rolle. Die Exponentialfunktion hat eine Zerfallskonstante, die nur geringfügig über der Zerfallskonstanten des Tritiumzerfalls liegt ($1/17,08$ Jahre statt $1/17,93$ Jahre). Das Tritium in der Oberflächenschicht des Nordatlantiks scheint von daher im Wesentlichen ein nach und nach radioaktiv zerfallendes Reservoir zu sein, bei dem der Austausch über die Grenzen (vertikal und horizontal) keine wesentlichen Veränderungen mehr bewirkt, da die ausgetauschten Wasser wohl ähnliche Konzentrationen aufweisen.

3.2.1 MESSMETHODIK

Ozeanographische Tritiumwerte werden heute meistens über das Zerfallsprodukt ${}^3\text{Helium}$ ermittelt. Dazu wird auf See Wasser in 1-Liter Glasflaschen abgefüllt, die mit einer Plastikkappe verschlossen werden [Bayer et al., 1989] bzw. in Kupferrohre mit ca. 45 g Wasser, die mit Hilfe von Schneidklemmen vakuumdicht verschlossen werden [Jenkins, 1987]. Kontaminationsgefahren drohen hier im Wesentlichen von anderen Tritiumquellen, die sich an Bord befinden können, wie z. B. Uhren,

deren Leuchtziffern mit Tritium dotiert sind, oder selbstleuchtenden Notausgangsschilder. Im ersten Schritt der Tritiumanalyse im Labor wird Wasser in einen Kolben überführt, entgast und der Kolben durch Abschmelzen verschlossen. Dieser Kolben wird für sechs Wochen bis sechs Monate gelagert. Anschließend wird das in der Lagerzeit entstandene $^3\text{Helium}$ massenspektrometrisch nachgewiesen (s. u.). Aufgrund der extrem geringen $^3\text{Helium}$ -Mengen, die in diesem Verfahren zum Nachweis des Tritiums dienen, mussten Kontaminationsquellen bei Transport, Lagerung und Extraktion der Proben mit großer Aufmerksamkeit untersucht werden ([Sültenfuß, 1998], [Bayer et al., 1989], [Jenkins, 1987]).

Die Ergebnisse der Tritiummessungen in TU zum Zeitpunkt der Probennahme sind für manche Interpretationen unpraktikabel, weil Tritium nicht nur ein transienter Tracer – also ein Stoff mit zeitlich veränderlichem Eintrag – ist, sondern aufgrund des radioaktiven Zerfalls auch ein instabiler Tracer – also ein Stoff, dessen Werte sich im Ozeaninneren anders als ausschließlich durch Mischung verändern. Die aktuelle Konzentration lässt sich z. B. mit der Eintragskurve oder anderen Fahrten nur vergleichen, wenn der radioaktive Zerfall von Tritium berücksichtigt wird. Dies wird getan, indem alle Werte auf einen gleichen Zeitpunkt hin zerfallskorrigiert werden (s. z. B. [Doney et al., 1993]). In der vorliegenden Arbeit wird als gemeinsamer Bezugszeitpunkt das Jahr 1991 verwendet; solcherart transformierte Werte werden als Tritium91-Werte bezeichnet und haben als Einheit TU91. Die Berechnung eines Tritium91-Wertes erfolgt gemäß Gleichung 3.2:

$$[TU\ 91] = [TU]_{mess} \cdot e^{-\frac{1991 - \text{Messzeitpunkt}}{17.93}} \quad \text{Gl. 3.2}$$

In Abbildung 3.2 ist auch die auf das Jahr 1991 zerfallskorrigierte Eintragsfunktion wiedergegeben. Sie ist Eintragsfunktion für den stabilen, transienten Tracer Tritium91.

Eine weitere Größe, die vom radioaktiven Zerfall unabhängig ist, ist die Summe von Tritium und seinem Zerfallsprodukt tritiogenem $^3\text{Helium}$ [Jenkins, 1998]. Diese Summe wird als stabiles Tritium bezeichnet und ist auch ein stabiler, transienter Tracer. Da sich zum Zeitpunkt der Bildung (fast) kein tritiogenes Helium im Oberflächenwasser befindet, ist die Anfangskonzentration des stabilen Tritiums durch den Verlauf der Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser des Bildungsgebietes gegeben (gestrichelte Linie in Abb. 3.2).

3.3 Helium (und Neon)

Der Schwerpunkt der Betrachtung von Helium im Ozean liegt auf der Interpretation der Verteilungen von $^3\text{Helium}$. Letzteres hat drei Quellen: Der größte Anteil des ozeanischen $^3\text{Helium}$ s wird durch das Gleichgewicht von Ozean und Atmosphäre an der Oberfläche festgelegt. Hinzu kommt $^3\text{Helium}$ aus terrigenen Quellen und aus dem Tritiumzerfall. Zur Trennung der Komponenten aus den verschiedenen Quellen werden teilweise Neon und $^4\text{Helium}$ verwendet und deshalb im folgenden auch beschrieben.

Im Oberflächenwasser der Ozeane stellt sich nach ausreichender Zeit ein Gleichgewicht zwischen den gelösten Gasen im Meerwasser und den Partialdrücken der entsprechenden Gase in der Atmosphäre ein. Die atmosphärischen Mischungsverhältnisse von $^4\text{Helium}$ und Neon sind zeitlich unveränderlich. Sie betragen für trockene Luft $18,18 \cdot 10^{-6}$ für Neon [Kester, 1975] und $5,24 \cdot 10^{-6}$ für Helium [Glueckauf, 1946]. Für $^3\text{Helium}$ wird anstelle des atmosphärischen Mischungsverhältnisses normaler-

weise das $^3\text{Helium} / ^4\text{Helium}$ -Verhältnis der Atmosphäre (R_a) angegeben; dieses hat den Wert $R_a = 1,384 \cdot 10^{-6}$ [Clarke et al., 1976]. Die Gleichgewichtskonzentrationen von Helium und Neon hängen von Temperatur, Salz und Luftdruck ab [Weiss, 1971]. Diese Bedingungen sind für alle 3 Komponenten gleich und da Neon keine weiteren Quellen außer der Atmosphäre hat, kann der Anteil an atmosphärischen Helium über die Neonwerte abgeschätzt werden [Roether et al., 1998a].

$^4\text{Helium}$ hat wie auch $^3\text{Helium}$ einen terrigenen Anteil. Terrigenes Helium wird am Ozeanboden und in geologisch aktiven Gebieten in den Ozean eingetragen. Dabei ist zwischen Mantel- und Krustenhelium zu unterscheiden. In der Kruste wird durch die Alpha-Zerfälle aus der Uran- und Thoriumreihe das $^3\text{Helium} / ^4\text{Helium}$ -Verhältnis zu kleineren Werten hin verschoben [Torgersen, 1989]. Der Eintrag von Krustenhelium macht sich im Wesentlichen nur dort bemerkbar, wo die Kruste besonders dick ist (z. B. im Mittelmeer [Roether et al., 1998a]). In anderen Gebieten sind die Effekte gering [Well et al., 2001].

Das im Erdmantel befindliche Gas hat ein sehr viel höheres $^3\text{Helium} / ^4\text{Helium}$ -Verhältnis als die heutige Atmosphäre [Lupton, 1983]. Dieses primordiale Gas ist geprägt von Helium, wie es zu Zeiten der Erdentstehung vorgefunden wurde. Mantelhelium wird lokal beschränkt in den Ozean eingetragen, und zwar an den Mittelozeanischen Rücken sowie überall da, wo es untermeerische Vulkane, Hot Spots oder Subduktionszonen gibt. Der größte Eintrag von Mantelhelium und auch terrigenem Helium überhaupt findet entlang des Ostpazifischen und des Juan da Fuca Rückens statt, zwei Zonen plattentektonischer Divergenz, die eine besonders hohe Spreizgeschwindigkeit aufweisen. Da diese beiden und viele weitere kleinere Quellen im Pazifik liegen, ist der Pazifik die dominierende Quellregion für terrigenes Helium. Ein weiteres spezifisches Charakteristikum pazifischer Wassermassen unterhalb der Thermokline ist ihr hoher Silikatgehalt. In anderen Ozeanbecken findet sich deshalb eine starke Korrelation zwischen terrigenem Helium und Silikat, die z. B. im Atlantik zur Ermittlung der terrigenen Komponente genutzt wird [Doney und Jenkins, 1994]. Das besondere an terrigenem Helium als Tracer ist die Tatsache, dass es nicht an der Oberfläche in den Ozean eingetragen wird, sondern größtenteils in Tiefen von mehr als 1000 m. Dadurch macht es einen anderen Tiefenhorizont, bzw. andere Wassermassen der Untersuchung zugänglich als die an der Oberfläche eingetragenen Tracer.

$^3\text{Helium}$ hat zusätzlich zu der atmosphärischen und der terrigenen Komponente auch noch einen tritiogenen Anteil. Dieser stammt aus dem Zerfall des im Meerwasser befindlichen Tritiums (s. o.). Nennenswerte Mengen tritiogenen $^3\text{Heliums}$ finden sich jedoch nur in Wasser, das nach 1960 in Kontakt mit der Atmosphäre gewesen ist. Das tritiogene $^3\text{Helium}$ wird zusammen mit Tritium als transienter Tracer für die Untersuchung der Ausbreitung von Oberflächenwasser verwendet. Dazu wird anstelle der üblichen Einheit nmol/kg für das (tritiogene) $^3\text{Helium}$ oft die Einheit TU verwendet, die dann die Anzahl der $^3\text{Helium}$ Atome auf 10^{18} Wasserstoffatome angibt. Dies hat den Vorteil, dass die Werte für tritiogenes $^3\text{Helium}$ dann in derselben Einheit vorliegen wie die Tritiumwerte.

Die üblichste Größe bei der Interpretation von $^3\text{Helium}$ -Werten ist $\delta^3\text{He}$ (delta Helium-3) [Jenkins und Clarke, 1976]. Diese Größe gibt die Abweichung des gemessenen $^3\text{Helium} / ^4\text{Helium}$ -Verhältnisses vom atmosphärischem Verhältnis an:

$$\delta^3\text{He} = \frac{R_{\text{Probe}}}{R_a} - 1 \quad \text{Gl. 3.3}$$

$\delta^3\text{He}$ hat im Oberflächenwasser einen Wert von ca. $-1,8\%$ aufgrund einer geringfügig verschiedenen Löslichkeit der beiden Isotope [Benson und Krause, 1980]. In den $\delta^3\text{He}$ -Werten schlagen sich sowohl die terrigenen als auch die tritiogenen Anteile von $^3\text{Helium}$ nieder.

3.3.1 MESSMETHODIK

Helium und Neon werden massenspektrometrisch nachgewiesen; dies ist ausführlich in Bayer et al. [1989] beschrieben. Besonderheiten des in Bremen verwendeten Verfahrens finden sich in Roether et al [1998a]. Auf See werden Kupferrohre gründlich mit Probenwasser gespült und anschließend auf beiden Seiten mit Metallklemmen luftdicht verschlossen. Im Labor wird aus den gut 40 ml Wasser alles gelöste Gas mit Hilfe eines Wasserdampfstroms quantitativ extrahiert und in eine Glasampulle übertragen [Hallerstede, 1991]. Die Glasampullen werden an den (automatisierten) Einlass des Massenspektrometers angebaut. Das in der Ampulle befindliche Gas wird erneut mit Hilfe eines Wasserdampfstroms in die Probenaufbereitung transferiert. Dort werden die allermeisten Gase an Kühlfallen ausgefroren, bevor $^4\text{Helium}$, $^{20}\text{Neon}$ und $^{22}\text{Neon}$ im Quadrupolmassenspektrometer an einem kleinen Teil der Probe gemessen werden. Anschließend wird der Rest der Probe bei 14 K überfroren. Bei einer Desorptionstemperatur von 45 K werden $^3\text{Helium}$ und $^4\text{Helium}$ vollständig und Neon zu ca. 1 % wieder frei. Diese werden im Sektorfeld-Massenspektrometer gemessen [Glandorf, 1991]. Aufgrund der geringen Mengen an $^3\text{Helium}$, insbesondere wenn das $^3\text{Helium}$ aus dem Tritiumzerfall nachgewiesen wird, werden die $^3\text{Helium}$ -Ionen auf einen Chaneltron-Multiplier gelenkt, der die erforderlichen niedrigen Nachweisgrenzen ermöglicht.

3.4 Interpretationsmethoden von Tracerdaten

Tracer eignen sich gut für die Untersuchung zeitabhängiger Prozesse, da die gemessene Konzentration in Verbindung mit dem veränderlichen Eintrag Rückschlüsse über den Zeitpunkt der Belüftung bzw. Bildung zulässt. Ein wesentlicher Begriff in der Interpretation von Tracerdaten ist dabei das Alter einer Wasserprobe. Darunter wird die Zeit seit der letzten Neusetzung der Eigenschaften des Wassers verstanden. Diese Neusetzung erfolgt zumeist an der Oberfläche durch Wechselwirkung mit der Atmosphäre. Wasserkörper, bei denen die letzte Neusetzung erst vor kurzer Zeit erfolgt ist, werden auch „frisch belüftet“ genannt.

3.4.1 KONZENTRATIONS DATIERUNG

Die einfachste Art der Interpretation insbesondere von CFC-Daten ist die sogenannte Konzentrationsdatierung. Dabei wird davon ausgegangen, dass das vorgefundene Wasser sich zum Zeitpunkt der Bildung im Lösungsgleichgewicht mit der darüber befindlichen Atmosphäre befunden hat. Des Weiteren wird von einem einheitlichen Alter ausgegangen, was impliziert, dass sich das Wasser ohne jede Vermischung vom Ort seiner letzten Belüftung bis zum Ort der Probennahme bewegt hat. Unter dieser Annahme kann das Alter direkt aus der Eintragsfunktion abgelesen werden: Der Zeitpunkt, zu dem die Eintragsfunktion den für die Probe ermittelten pCFC-Wert erreicht, wird als Bildungszeitpunkt angesehen (Abb. 3.1). Das Alter ergibt sich aus der Differenz von Probennahmezeit und Bildungszeitpunkt (s. z. B.: [Beining und Roether, 1996], [Roether et al., 1998b]). Diese Form der Altersbestimmung ist nur für kürzlich gebildetes Wasser eine brauchbare Näherung an das wirkliche Alter. In allen anderen Fällen spielt Vermischung eine wichtige Rolle.

3.4.2 VERHÄLTNISDATIERUNG

Für den immer wieder vorliegenden Fall, dass sich eine kürzlich belüftete Wassermasse mit einer alten Wassermasse mischt, wurde die Verhältnisdatierung entwickelt [Weiss et al., 1985]. Da eine Vermischung mit altem, tracerfreiem Wasser das Verhältnis zweier Tracer zueinander nicht verändert, kann in diesem Fall das Verhältnis anstelle der Konzentration zur Bestimmung des Alters verwendet werden. Dazu wird das Verhältnis zweier Tracer in der Wasserprobe bestimmt und mit dem Verlauf dieses Verhältnisses in der Atmosphäre verglichen (Abb. 3.4).

Analog zum Konzentrationsalter lässt sich daraus das Bildungsjahr und das Alter ermitteln. Zusätzlich kann die Zusammensetzung des Wassers aus altem, tracerfreiem und jungem, tracerführendem Wasser bestimmt werden. Da die Absolutkonzentration der Tracer im Bildungsjahr bekannt ist, ist das Verhältnis von gemessenen Tracern zu im Bildungsjahr vorhandenen Tracern identisch mit dem Anteil jungen, tracerführenden Wassers. Mathematisch wird dies durch Gleichung 3.4 ausgedrückt:

$$Tracer1_{mess} = x_Y \cdot Tracer1(t) \quad Gl. 3.4a$$

$$Tracer2_{mess} = x_Y \cdot Tracer2(t) \quad Gl. 3.4b$$

Tracer1 und *Tracer2* stehen dabei für 2 verschiedene Tracer, deren Verhältnis für den zu untersuchenden Zeitraum eine monotone Funktion sein muss. Am häufigsten lassen sich in der Literatur Verhältnisdatierungen finden, die mit CFC-11 und CFC-12 arbeiten ([Weiss et al., 1985], [Doney et al., 1997]). Da jedoch das Verhältnis dieser beiden CFCs seit den 1980er Jahren quasi konstant ist [Walker et al., 2000], ist die Anwendbarkeit dieser Kombination inzwischen sehr eingeschränkt. Dies gilt selbst für Wassermassen, deren junger Anteil im Mittel noch zu Zeiten gebildet wurde, als das atmosphärische Verhältnis eine monoton steigende Funktion war. Aufgrund von Vermischungsprozessen sind auch in diesem Fall die gemessenen Verhältnisse nahe den atmosphärischen Werten der letzten 20 Jahre.

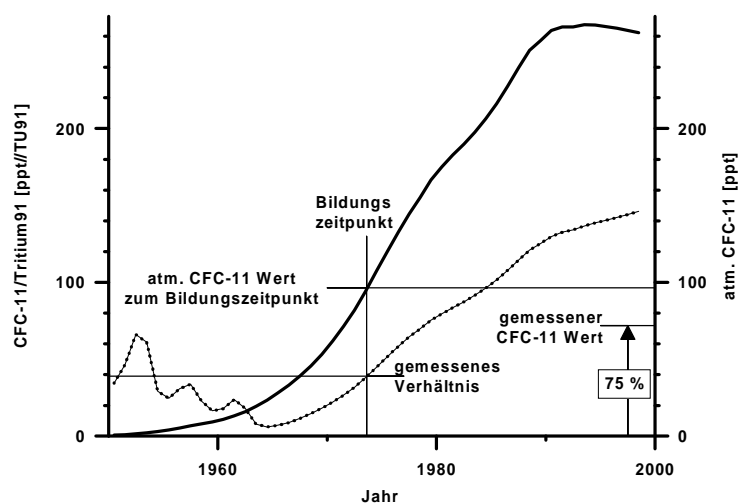


Abbildung 3.4: Verhältnisdatierung am Beispiel von CFC-11/Tritium91. Die gepunktete Linie gibt das Verhältnis von CFC-11/Tritium91 wieder. Für ein Probe mit 72 ppt pCFC-11 und 1,84 TU91 Tritium91 ergibt sich ein Verhältnis von 39,1. Dieses wurde im Oberflächenwasser 1976 erreicht (Bildungszeitpunkt). Zu dieser Zeit lag die atmosphärische CFC-11 Konzentration (durchgezogene Linie) bei 96 ppt, so dass der Anteil von jungem Wasser 75 % betragen muss.

Die Kombination von Tritium und CFCs [Süldenfuß, 1998] hat den Vorteil, dass sie über die letzten Jahrzehnte eine starke Dynamik aufweist. Zu ihrer Verwendung muss der Verlauf der Oberflächenkonzentration für das Quellgebiet bekannt sein. Sie empfiehlt sich auch nur für subduzierte Wassermassen und nicht für konvektiv gebildete Tiefenwassermassen, da eine Verhältnisdatierung nur bei gleicher Sättigung für beide Tracer erfolgreich angewendet werden kann. Für Tritium ist jedoch zu erwarten, dass die Sättigung von neu gebildetem Tiefenwasser bezogen auf den für die Oberfläche gegebenen Wert stark zeitabhängig ist. In den 1960er und 1970er Jahren muss neu gebildetes Tiefenwasser gegenüber Oberflächenwasser stark untersättigt gewesen sein, da das darunterliegende Wasser tritiumarm war und der Ausgleich mit der Atmosphäre im Vergleich zu CFCs eher langsam ist. Die Tritium-Sättigung war von daher wahrscheinlich gering und eher niedriger als die der CFCs. In den 1990er Jahren hat im Gegensatz dazu das Wasser unter der Oberfläche nur etwas geringere Konzentrationen als das Oberflächenwasser und der Ausgleich mit der Atmosphäre spielt keine Rolle mehr, da die Atmosphäre sowieso keine Tritiumquelle mehr darstellt. Die Tritium-Konzentrationen im neu gebildeten Tiefenwasser sind von daher fast so hoch wie die Oberflächenkonzentrationen, die Sättigung also nahezu 100 % und wohl höher als für die CFCs. Diese Unterschiede in der Sättigung lassen sich außer mit Hilfe von Modellen [Steinfeldt, 2001] nicht systematisch berücksichtigen.

3.4.2.1 Tritium-Helium-Alter

Zur Interpretation von Tritium- und ^3He -Daten wird häufig das Tritium-Helium-Alter berechnet [Clarke et al., 1976]. Bei diesem Verfahren wird mit Hilfe des Zerfallsgesetzes aus den Tritium- und tritiogenen ^3He -Werten der Anfangszeitpunkt des Zerfalls bestimmt und damit das Alter, da beim letzten Kontakt mit der Atmosphäre das ^3He auf seinen Gleichgewichtswert mit der Atmosphäre zurückgesetzt wurde. Die Berechnung erfolgt gemäß Gleichung 3.5:

$$t = 17.93 \text{ Jahre} \cdot \ln\left(1 + \frac{^3\text{He}}{^3\text{H}}\right) \quad \text{Gl. 3.5}$$

Da das ermittelte Alter nur vom Verhältnis von ^3He zu Tritium abhängt handelt es sich beim Tritium-Helium-Alter auch um ein Verhältnisalter. Dies ist jedoch im Gegensatz zu anderen Verhältnisaltern unabhängig von Eintragsfunktionen, da es mit seiner Datierung nur auf dem Zerfallsgesetz basiert. Mit Hilfe der Oberflächenkonzentration von Tritium im Quellgebiet kann –mit den oben genannten Problemen– natürlich trotzdem auch in diesem Fall der junge und der alte Anteil bestimmt werden. Klein et al. [Klein et al., 2002] umgehen die Schwierigkeiten bei der Bestimmung der Wasserzusammensetzung, die mit der Tritiumeintragsfunktion und der Sättigung einhergehen, indem sie das Tritium-Helium-Alter nur zur Altersbestimmung verwenden und daraus das Bildungsjahr ermitteln. Die Anteile werden dann aus dem Vergleich der gemessenen pCFC-12-Werte mit dem atmosphärischem Wert im Bildungsjahr bestimmt.

3.4.3 ALTERSVERTEILUNGEN

Auch die Konzentrationsdatierung wird der Komplexität der realen Mischungsprozesse nicht gerecht. Zum einen sind zumeist mehr als zwei Wassermassen miteinander vermischt, von denen auch mehr als eine häufig Tracer mitführt. Zum anderen vermischen sich auch verschieden alte Anteile derselben Wassermasse miteinander. Dies kann nur im Rahmen einer Altersverteilung beschrieben werden ([Beining und Roether, 1996], [Khatilawa et al., 2001], [Klatt et al., 2002]). Eine Altersver-

teilung gibt die Menge von Wasser in einem bestimmten Altersintervall an. Für den eindimensionalen Fall lassen sich Altersverteilungen als analytische Lösungen der Advektions-Diffusions-Gleichung angeben :

$$G(x, t, v, k) = \frac{x}{\sqrt{4\pi kt^3}} \exp\left(-\frac{(x-vt)^2}{4kt}\right) \quad \text{Gl. 3.6}$$

Die Funktion G gibt dabei den Anteil von Wasser pro Zeitschritt an, der zu einer gegebenen Zeit t an einem Ort x unter den Advektions- und Diffusionsbedingungen, die durch v und k beschrieben werden, zu finden ist. Ein Anteil geht aus dieser Funktion erst durch Multiplikation mit einem Zeitintervall dt hervor.

Diese Verteilung ist von vier Variablen abhängig, wovon jedoch nur drei linear unabhängig sind. Für den dreidimensionalen Ozean sind Altersverteilungen auf jeden Fall komplexer. Putzka [Putzka, 1995] nimmt jedoch an, dass sich reale ozeanographische Altersverteilungen durch eine Kombination zweier eindimensionaler Altersverteilungen ausreichend gut darstellen lassen.

4 Das Untersuchungsgebiet und seine Wassermassen

Diese Arbeit befasst sich mit der Ausbreitung von Wassermassen im tiefen östlichen Nordatlantik und der Veränderlichkeit in ihren Ausbreitungsmustern. Deshalb soll hier zunächst eine Übersicht über die Topographie und Geographie des Untersuchungsgebietes gegeben werden (Abb. 4.1), bevor die Tiefenwassermassen des Untersuchungsgebietes im einzelnen vorgestellt werden.

Der östliche Nordatlantik wird nach Westen hin durch den Mittelatlantischen Rücken (MAR) und seine nördliche Fortsetzung, den Reykjanes-Rücken (RR), begrenzt. Dieses untermeerische Gebirge stellt an den meisten Stellen eine wirksame Trennung der Tiefenwässer im östlichen Teil von denjenigen im westlichen Teil des Nordatlantik dar. Von daher haben die tiefen Durchlässe im Mittelatlantischen Rücken eine besondere Bedeutung für die Wassermassen im tiefen östlichen Nordatlantik; dies gilt insbesondere für die Vema-Bruchzone bei ca. 11° N (s. 4.1.1) und die Gibbs-Bruchzone (GFZ) bei ca. 52° N (s. 4.1.2 und 4.1.6). Nach Norden hin wird der Nordatlantik durch den Grönland Schottland Rücken gegen das Europäische Nordmeer und den Arktischen Ozean hin abgegrenzt. Die tiefsten Durchlässe durch dieses Rückensystem sind die Dänemarkstraße (etwas über 600 m) und der Faröer-Bank-Kanal (ca. 850 m, Abb. 4.3). Von diesen beiden mündet nur der Faröer-Bank-Kanal in den östlichen Nordatlantik.

Der Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchung liegt auf den nördlichen Becken, also dem Islandbecken (IsB) und dem Westeuropäischen Becken (WEB). Das Islandbecken erreicht seine maximalen Tiefen im Maury-Kanal (MK), der sich auf der Ostseite des Islandbeckens befindet; er verläuft in Nordost-Südwest-Richtung. Die westliche Begrenzung ist der Reykjanes-Rücken (RR), zu dessen Kamm hin, der fast überall weniger als 2000 m tief liegt, das Islandbecken eher langsam ansteigt. Auf der Ostseite des Islandbeckens befindet sich das Rockall-Hatton-Plateau (RHP). Dieses hat zwei Ausläufer, die weit nach Süden reichen. Der westliche davon steigt bei 26° W, 55° N noch einmal zum Eriador Seamount (ES) auf. Im Osten schließt sich an das Rockall-Hatton-Plateau der Rockall-Graben (RT) an, bevor dann der steile Anstieg am Europäischen Festlandssockel zum Europäischen Schelf hin überleitet. Zwischen dem Islandbecken und dem Westeuropäischen Becken gibt es keine durch die Topographie klar festgelegte Grenze. Nach Südosten hin wird das Westeuropäische Becken durch den Azoren-Biskaya-Rücken (ABR) hin abgeschlossen, während die Westgrenze durch den Mittelatlantischen Rücken und die Ostgrenze durch das Europäische Schelf gegeben ist.

In der Vertikalen erstreckt sich die Untersuchung auf die Wassermassen vom Zwischenwasserbereich bis zum Bodenwasser, das heißt auf das Wasser in Tiefen von 1500 – 2000 m bis zum Boden, der in den tiefsten Bereichen bei gut 4500 m liegt.

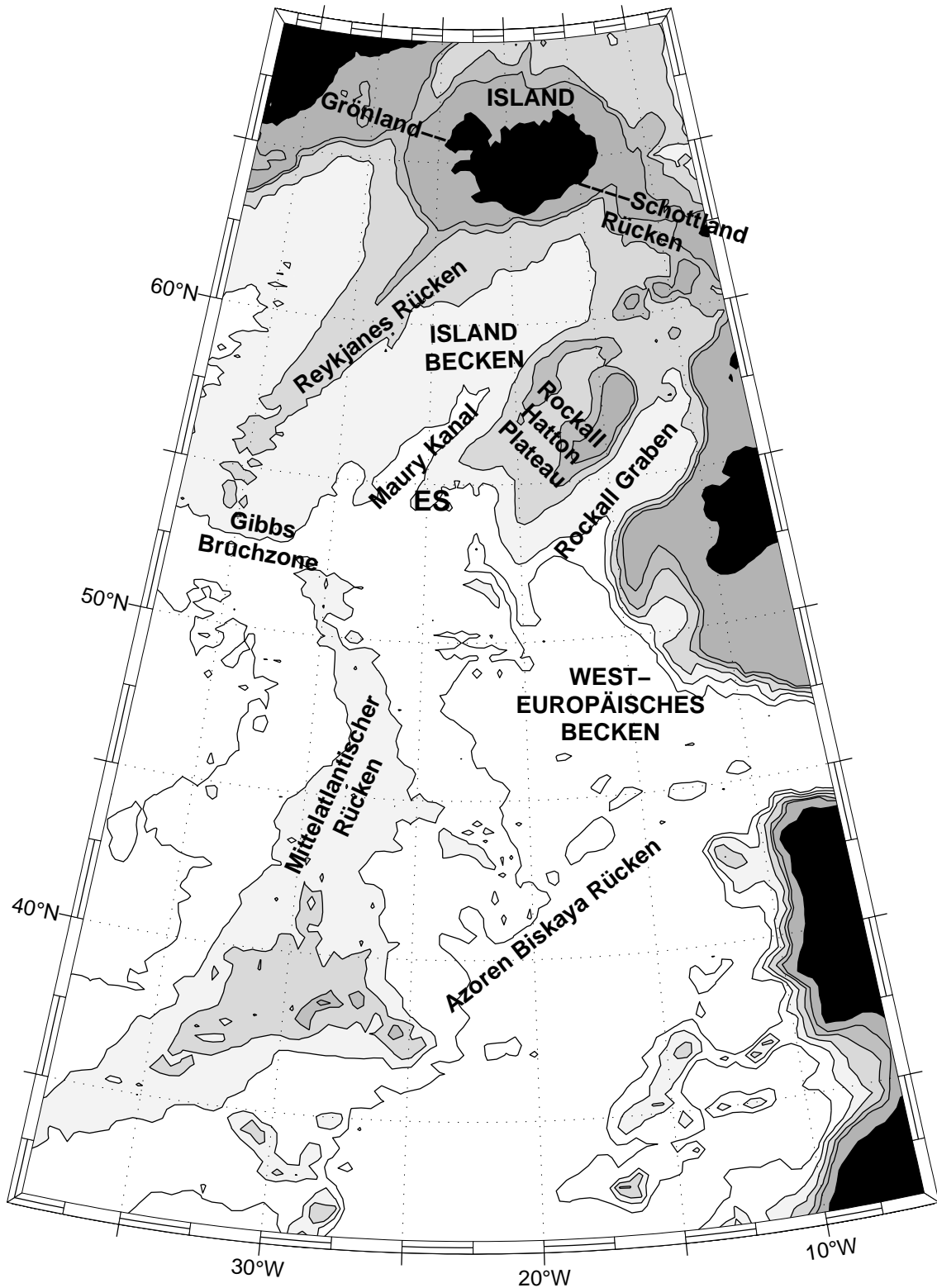


Abbildung 4.1: Das Untersuchungsgebiet mit den in dieser Arbeit verwendeten geographischen Bezeichnungen. Tiefenlinien sind bei 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m und 4000 m eingezeichnet (Topographie, hier und bei fast allen folgenden Abbildungen: Sandwell und Smith [1996]). Bereiche flacher als 2000 m sind schattiert. ES = Eriador Seamount

4.1 Wassermassen des tiefen östlichen Nordatlantiks

4.1.1 DAS BODENWASSER DES ÖSTLICHEN BECKENS

Das Bodenwasser des östlichen Beckens geht aus Antarktischem Bodenwasser (AABW) hervor, dessen Ursprung im Weddelmeer (WS) liegt. Das AABW breitet sich im westlichen Teil des Südatlantik vom Südlichen Ozean her nach Norden aus (Abb. 4.2) und vermischt sich dabei fortlaufend mit dem überliegenden Nordatlantischen Tiefenwasser.

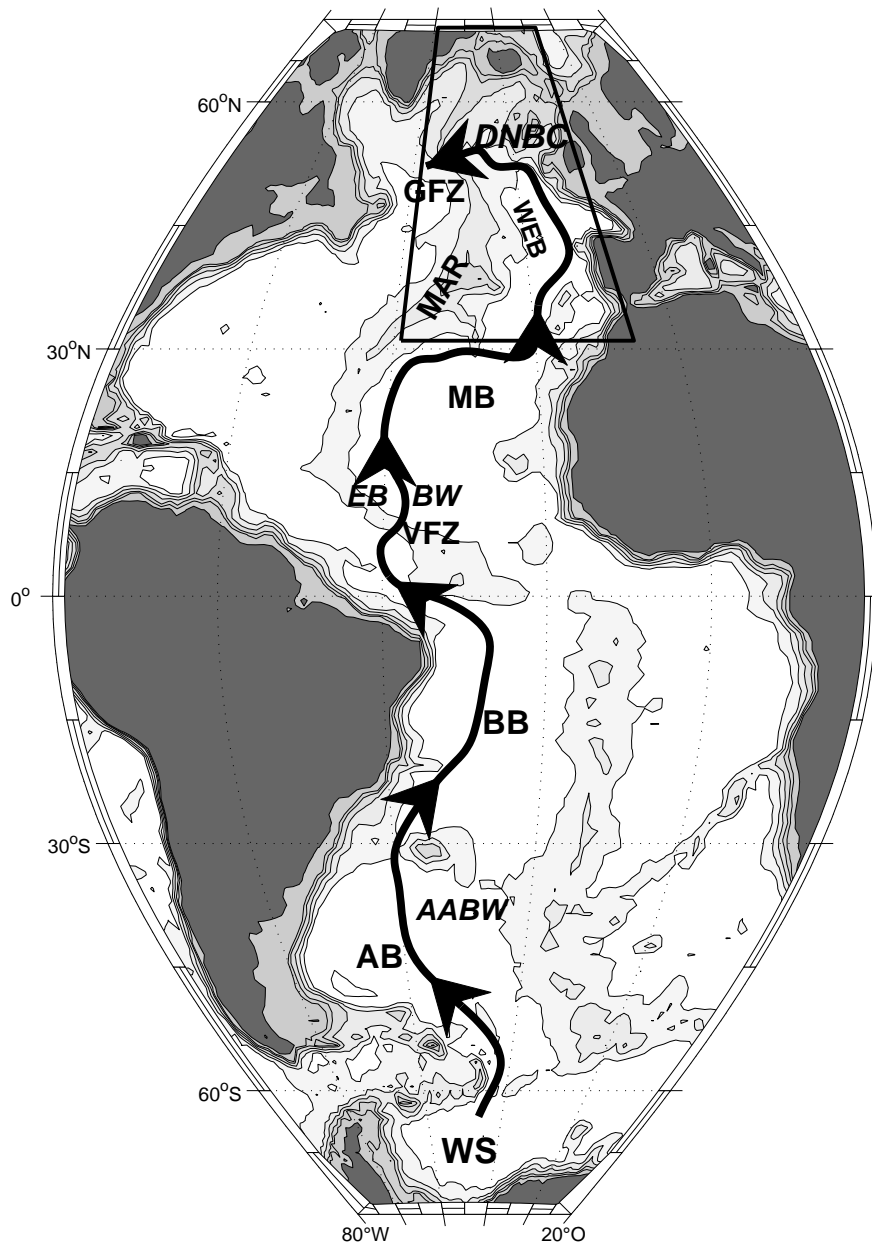


Abbildung 4.2: Ausbreitung von AABW und dem daraus entstehenden EBBW. Am Nordrand des östlichen Nordatlantiks initiiert das EBBW den DNBC. Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ist im nördlichen Teil der Karte durch eine schwarze Box gekennzeichnet. WS = Weddelmeer, AB = Argentinisches Becken, AABW = Antarktisches Bodenwasser, BB = Brasilianisches Becken, VFZ = Vema-Bruchzone, EBBW = Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks, MB = Madeirabecken, MAR = Mittelatlantischer Rücken, WEB = Westeuropäisches Becken, DNBC = Tiefer Nördlicher Randstrom, GFZ = Gibbs-Bruchzone

Dies geschieht insbesondere in engen Passagen, deren Durchlässe zum Teil auch die kältesten und dichtesten AABW Varianten an der weiteren Ausbreitung hindern. Auf diese Art und Weise steigt die Bodentemperatur vom Weddelmeer, wo sie $-0,9$ bis $-0,8^{\circ}\text{C}$ beträgt, auf $-0,3$ bis $-0,2^{\circ}\text{C}$ im Argentinischen Becken (AB) und auf $0,0$ bis $0,3^{\circ}\text{C}$ im Brasilianischen Becken (BB) [McCartney und Curry, 1993] an. Dieses modifizierte AABW strömt teilweise bei 11°N durch die Vema-Bruchzone (VFZ) in den östlichen Nordatlantik [McCartney et al., 1991]. Dort wird es dann als Bodenwasser des östlichen Beckens (EBBW) bezeichnet.

Es breitet sich zunächst entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Norden aus, strömt im Madeirabecken nach Osten und bildet dann einen östlichen Randstrom [McCartney, 1992]. Auf diesem Weg findet eine weitere Vermischung mit darüberliegendem Wasser statt, so dass sich die Temperatur und der Salzgehalt von knapp $1,7^{\circ}\text{C}$ und $34,86$ beim Eintritt des AABW ins östliche Becken [Conkright et al., 1998] auf $2,1^{\circ}\text{C}$ und $34,90$ (Werte auf der Reise METEOR 30/2, 1994) im Westeuropäischen Becken verändern.

Im weiteren Verlauf initiiert dieses Wasser den Tiefen Nördlichen Randstrom (DNBC), der sich topographisch geführt in Richtung Westen ausbreitet und den östlichen Nordatlantik durch die Gibbs-Bruchzone verlässt [Schmitz und McCartney, 1993].

Das EBBW unterscheidet sich von den anderen Tiefenwässern des Nordatlantiks insbesondere durch seine hohen Nährstoffwerte, die letztlich von seinen Anteilen pazifischen Wassers stammen. Am ausgeprägtesten ist dieses Gefälle in den Silikatwerten. Während die Tiefenwässer der Nordhemisphäre mit Silikatwerten von ungefähr $10\ \mu\text{mol/kg}$ gebildet werden, hat das AABW Silikatwerte von $130 - 140\ \mu\text{mol/kg}$ im Argentinischen Becken [Mantyla und Reid, 1983] und von $53\ \mu\text{mol/kg}$ beim Eintritt ins östliche Becken durch die Vema-Bruchzone [McCartney, 1992]. Selbst im Westeuropäischen Becken liegen die Silikatwerte noch bei $44\ \mu\text{mol/kg}$ (METEOR 30/2, 1994).

4.1.2 ISLAND-SCHOTTLAND-ÜBERSTROMWASSER

Island-Schottland-Überstromwasser (ISOW, Abb. 4.3) und Dänemarkstraßen-Überstromwasser (DSOW) sind die beiden bedeutenden Exportwassermassen des europäischen Nordmeers und des arktischen Ozeans. Sie sind die Ausgangswassermassen für große Teile des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW, s. 4.1.3). DSOW und ISOW entstehen aus kaltem und sehr dichtem Wasser, das die Norwegische See im Wesentlichen durch die Dänemarkstraße und den Faröer-Bank-Kanal (FBC), zum Teil auch über den Island Faröer Rücken, verlässt und sich anschließend mit umliegendem Wasser vermischt. Beide Wassermassen haben einen relativ hohen Salzgehalt, hohe Sauerstoff- und CFC-Werte und sind relativ nährstoffarm.

Welche Wassermassen den kalten Ausstrom bilden, der nach modernen Beobachtungen eine Größenordnung von $5 \cdot 10^6\ \text{m}^3/\text{s}$ hat ([Dickson, 1994], [Saunders, 1996]), ist nach wie vor Gegenstand aktueller Forschung. Die Erklärung, die zur Zeit die größte Anerkennung hat, erklärt den Ausstrom durch den Faröer-Bank-Kanal im Wesentlichen durch modifiziertes atlantisches Wasser aus dem Norwegen Strom, das durch Wärmeverluste auf dem Weg durch die Norwegische See und später den Arktischen Ozean so dicht wurde, dass es subduziert wird und durch die Fram Straße wieder in die Grönland See zurückkehrt [Mauritzen, 1996]. Von dort gelangt es ohne größere Vermischung in die Norwegische See, wo es das obere Tiefenwasser der Norwegischen See bildet. Der wesentliche Teil

der Wassermassentransformation geht in diesem Schema beim Transport des Atlantischen Wassers durch die Norwegische See vonstatten.

Das kalte Wasser aus der Norwegischen See durchströmt den Faröer-Bank-Kanal mit Strömungsgeschwindigkeiten von etwa 1 m/s [Østerhus et al., 1999]. Dabei wird zumeist das Wasser mit einer Temperatur von weniger als 3° C als Überstromwasser betrachtet, alternativ wird eine Dichte von $\sigma_\theta > 27,8$ gefordert. Der Ausstrom an kaltem Wasser aus der Norwegischen See durch den Faröer-Bank-Kanal wurde von verschiedenen Autoren ermittelt, deren Ergebnisse zwischen 1,2 und $1,9 \cdot 10^6$ m³/s liegen (Übersicht in [Hansen und Østerhus, 2000]). Zusätzlich gelangt auch kaltes Wasser zwischen Island und den Faröer Inseln über den Island Schottland Rücken. Es wird jedoch aus flacheren Horizonten gespeist und erreicht nicht immer die hohen Dichten, die für die Definition als Überstromwasser erforderlich sind. Der Island Faröer Überstrom ist nur temporär, aber regelmäßig wiederkehrend anzutreffen. Seine Größenordnung ist von daher schwieriger abzuschätzen. Während einerseits eine Zahl von $1 \cdot 10^6$ m³/s häufig als die beste Schätzung gehandelt wird [Meincke, 1983], schlussfolgert Saunders [1996], dass dieser Anteil kleiner als $0,2 \cdot 10^6$ m³/s und damit von untergeordneter Bedeutung ist.

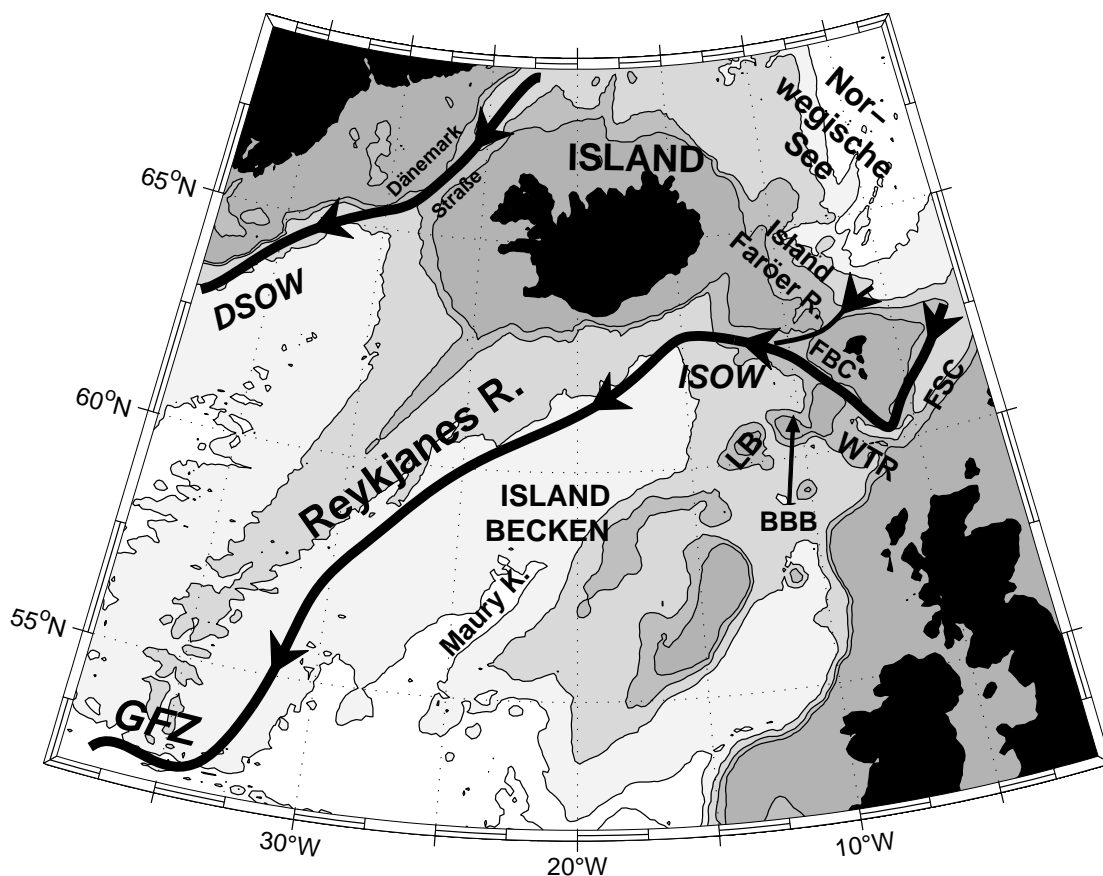


Abbildung 4.3: Das Überstromgebiet mit geographischen Gegebenheiten, die für diese Arbeit von Bedeutung sind. Im Westen ist die Entstehung von Dänemarkstraßen-Überstromwasser (DSOW) durch den Ausfluss von kaltem Wasser durch die Dänemarkstraße angedeutet. Im östlichen Bereich ist der Weg des kalten Wassers aus der Norwegischen See, durch den Faröer-Shetland-Kanal (FSC) und den Faröer-Bank-Kanal (FBC) ins Islandbecken gezeigt sowie ein Ausstrom über den Island Faröer Rücken. Aus diesem Wasser geht das Island-Schottland-Überstromwasser (ISOW) hervor, das sich weiter bis zur Gibbs-Bruchzone (GFZ) ausbreitet. Im Bereich des östlichen Ausstroms sind in der weiteren Diskussion auch der Wyville-Thomson-Rücken (WTR), die Bill-Bailey-Bank (BBB) und die Lousy-Bank (LB) von Bedeutung.

Das Überstromwasser ist dichter als das dichteste Wasser im östlichen Nordatlantik und sinkt von daher hinter der Schwelle ab. Die Ausbreitung des Kerns erfolgt topographisch geführt zunächst nordwestwärts entlang des Island Schottland Rückens und dann nach Südwesten entlang des Reykjanes-Rückens (s. z. B. [Worthington und Volkmann, 1965], [Worthington, 1976]). Entlang dieses Ausbreitungspfades können regelmäßig ein oder auch mehrere ISOW-Kerne beobachtet werden, die sich durch ihren hohen Salzgehalt von anderen Messungen bei gleicher Temperatur absetzen. Des Weiteren sind hohe Sauerstoff- und niedrige Nährstoffwerte für dieses Wasser charakteristisch ([Steele et al., 1962], [Lee und Ellett, 1965], [Harvey und Theodorou, 1986], [van Aken und de Boer, 1995], [Saunders, 1996]). Diese Kerne befinden sich zum Teil noch auf dem Hang, zum Teil aber auch am Fuß des Hanges. Der ISOW-Kern bzw. die ISOW-Kerne bilden dabei kein von der Schwelle aus durchgehendes Stromband mit sich kontinuierlich verändernden Eigenschaften, sondern werden durch einzelne zeitlich und damit auch räumlich voneinander getrennte Überstromereignisse gespeist. Dies ist gut in der von Hansen und Kristiansen [1999] gezeigten Verteilung der Bodentemperatur in der Umgebung des Ausgangs des Faröer-Bank-Kanals zu sehen. Dort findet sich von der Schwelle aus gesehen zunächst ein Anstieg der Bodentemperatur auf über 3° C, die danach wieder auf unter 1° C abfällt. Wie weit stromabwärts die Auswirkungen dieses gepulsten Ausstroms noch eine Rolle spielen, kann anhand der Literatur nicht beantwortet werden.

Das kalte Wasser, das durch den Faröer-Bank-Kanal strömt, hat einen Salzgehalt von etwa 34,9 [Borenäs und Lundberg, 1988] und ist damit weniger salzhaltig als das Wasser im östlichen Nordatlantik unterhalb von etwa 1500 m. Beim Einmünden in den östlichen Nordatlantik und dem Absinken in größere Tiefen wird es mit umliegendem Wasser vermischt. Eine starke Vermischung erfolgt dabei kurz hinter dem Faröer-Bank-Kanal aufgrund der hohen Geschwindigkeit und der grossen Dichtedifferenz ([Hansen und Østerhus, 2000], [Baringer und Price, 1997]). Diese Beimischung besteht zum einen Teil aus Wasser des Nordatlantik-Stroms, zum anderen aus lokal gebildetem Subpolarem Modewasser [McCartney und Talley, 1982]. Dieses wird im nördlichen Islandbecken durch Konvektion gebildet, die dort bis zu knapp 1000 m erreicht [van Aken und Becker, 1996]. Erst die Beimischung dieser Wassermassen verleiht dem ISOW seine typische Charakteristik einer salzhaltigen Wassermasse. Die Beimischung reduziert außerdem den Sauerstoffgehalt von einem sehr hohen auf ein immer noch hohes Niveau und umgekehrt für die Nährstoffe. Die Beimischung trägt auch den größeren Teil der CFCs im ISOW bei. Beim weiteren Absinken wird auch LSW hinzugemischt, das sich in Tiefen von 1000 bis 2000 m findet [van Aken und de Boer, 1995].

Südlich von Island, also etwa 500 km stromabwärts vom Faröer-Bank-Kanal aus, hat sich eine weitgehend homogene Mischung herausgebildet die ISOW genannt wird [van Aken und de Boer, 1995]. Dieses Wasser breitet sich weiterhin topographisch geführt aus und fließt entlang des Reykjanes Rückens nach Südwesten. Dabei wird zunehmend EBBW beigemischt. Dieser Prozess spiegelt die Einbindung des Überstromwassers in den Tiefen Nördlichen Randstrom wider, der vom EBBW initiiert wird. McCartney [1992] zufolge verlässt der Tiefe Nördliche Randstrom das östliche Becken durch die Gibbs-Bruchzone. Im westlichen Becken wird dieses Wasser regelmäßig beobachtet und als Gibbs-Bruchzonen Wasser bezeichnet. Es bildet dort wiederum ein Salzmaximum. Im Widerspruch zu dieser Annahme wird von anderen Autoren davon ausgegangen, dass das ISOW einen wesentlichen Beitrag zur Bildung des östlichen Nordatlantischen Tiefenwassers leistet ([Lee und Ellett, 1965], [van

Aken, 2000], s. 4.1.3), wozu es offensichtlich zumindest zum Teil im östlichen Becken verbleiben muss.

Im nördlichen Islandbecken wurde Überstromwasser immer wieder außer in den Kernen auch im östlichen Teil des Beckens beobachtet. Im Rahmen des Overflow '73 Projektes [ICES, 2000] wurde auf einer Reise mit dem Forschungsschiff SHAKELTON im nördlichen Islandbecken bei Wassertiefen von über 1500 m ein Anstieg des Salzgehaltes, verbunden mit einem deutlichen Absinken der Temperatur, beobachtet. Müller et al. [1979] berechnen für diesen Kern einen Anteil von Überstromwasser ($\Theta = -0,5^\circ \text{C}$, $S = 34,92$) von über 70 %. Weiter südlich, auf einem Zonalschnitt bei ungefähr 60°N , wird von de Boer [1998] ein deutlicher Einfluss von Überstromwasser ($\Theta = 2,0^\circ \text{C}$, $S = 34,985$) auf die Bodenschicht im Islandbecken bzw. Maury-Kanal nachgewiesen. In einer Multiparameter-Analyse wird ein Anteil von über 70 % in zwei aufeinanderfolgenden Jahren berechnet. Dabei sind die Konzentrationen im tiefsten Bereich des Islandbeckens, also im Maury-Kanal, in etwa gleich hoch wie die Konzentrationen in den Kernen, die an den Hang des Reykjanes-Rückens angelehnt sind.

Hansen und Østerhus [2000] diskutieren verschiedene Möglichkeiten für das Zustandekommen des Einflusses von Überstromwasser im östlichen Teil des Islandbeckens: Es kann sich dabei um Wasser handeln, das am Ende des Farøer-Bank-Kanals nicht Richtung Nordwesten entlang des Island Farøer Rückens strömt, sondern entlang des steilsten Abstiegs nach Südwesten fließt. Des Weiteren kann Wasser, das den Farøer-Shetland-Kanal über den Wyville-Thomson-Rücken (WTR in Abb. 4.3) verläßt, zwischen der Bill-Bailey-Bank und der Lousy-Bank in das Islandbecken einströmen. Die Existenz eines solchen Strompfades lässt sich anhand von geologischen Untersuchungen zeigen ([Boldreel et al., 1998] [Kuijpers et al., 1998]). Eine dritte Möglichkeit besteht in der Rezirkulation von Überstromwasser, das den Rockall-Graben über den Wyville-Thomson-Rücken erreicht hat und anschließend das Rockall-Hatton-Plateau umrundet hat. Diese Variante ist aufgrund des langen Strompfades und der damit einhergehenden Verdünnung jedoch unwahrscheinlich. Bei den beiden anderen Varianten, in denen das Wasser von Norden her anströmt, bleibt offen, was weiter mit diesem Wasser geschieht. Zumeist wird für den östlichen Teil des Islandbeckens eher von einer nordwärtigen Strömung ausgegangen ([Schmitz und McCartney, 1993], [McCartney, 1992], [van Aken und de Boer, 1995]). Sollte das Wasser wirklich nordwärts strömen, müßte es schon rezirkuliert sein. Diese Rezirkulation muss dann sehr kleinskalig sein, damit die ISOW Anteile im östlichen Teil des nördlichen Islandbeckens noch dieselbe Größenordnung haben können wie in den Kernen am nordwestlichen Hang. Eine andere Interpretationsmöglichkeit besteht in der Annahme eines Wechselspiels von Wasser, das von Norden her kommt, und solchem, das von Süden her einströmt. Dies wird unterstützt von der Verteilung der Wassermassenanteile im Jahr 1991 [de Boer, 1998], als sich am Boden hohe Anteile von ISOW mit erhöhten Anteilen von Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks (LDW bei de Boer) abwechselten.

Bei 60°N , 20°W analysieren de Boer et al. [1998] die Veränderungen von Temperatur, Salzgehalt und Silikat anhand von sechs Realisierungen in den Jahren 1989 (1x), 1990 (3x) und 1991 (2x). Die Station liegt, in Nord-Süd-Richtung betrachtet, d. h. quer zur topographisch geführten Strömung des ISOW gesehen, am Fuß des Reykjanes-Rückens. An dieser Stelle beobachteten die Autoren eine starke Variabilität von Silikat und Salzgehalt insbesondere im Bereich von 350 m bis 50 m über dem Boden. Die bodennächsten 50 m sind jedoch ziemlich gleichbleibend. Die Schwankungen zwischen den Jahren betragen $8 \mu\text{mol/kg}$ im Silikat und 0,03 im Salzgehalt. Aber auch zwischen den drei Reali-

sierungen im Jahre 1990 schwanken die Silikatwerte innerhalb von wenigen Tagen schon um $3 \mu\text{mol/kg}$. Die variable Schicht über der Bodenschicht ist also gekennzeichnet von einem Wechselspiel einerseits von Wasser, das von Süden her ins Islandbecken einströmt und Anteile von antarktisch beeinflusstem Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks (EBBW) enthält, und andererseits dem Überstromwasser.

Die ISOW Bildung ist ein dynamischer Prozess, der eine Variabilität auf verschiedenen Zeitskalen aufweist. Ein saisonales Signal wurde von einigen Forschern aufgrund der Beteiligung von lokal gebildeten Wassermassen erwartet, ist jedoch nicht gefunden worden ([Saunders, 1990], [Østerhus et al., 1999]). Saunders [1990] ermittelt anhand von drei Verankerungen, die 50, 139 bzw. 363 Tage lang Daten geliefert haben, eine starke Variabilität. Im Frequenzraum liegt das Maximum der Verteilung im Zeitraum von zwei bis acht Tagen, aber dieses ist aufgrund der großen Unsicherheiten bei der Bestimmung statistisch nicht signifikant. In dem sehr viel umfangreicheren Datensatz, den Østerhus et al. [1999] ausgewertet haben, ist eine Schwankung des Transportes zwischen knapp $1,5$ und gut $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ zu finden. Eine Frequenzanalyse wird nicht vorgestellt, die Schwankungen liegen jedoch eindeutig auf einer Skala deutlich unter einem Jahr. Weiter stromabwärts, südöstlich von Island, findet Saunders [1996] anhand eines Strömungsmessfeldes, das 13 Monate ausgelegt war zwei Maxima im Frequenzspektrum bei 7 und 20 Tagen. Strömungsmessungen am Reykjanes-Rücken im südlichen Islandbecken zeigen wiederum eine starke Schwankung. Die vorherrschende Zeitskala liegt im Bereich von 4 bis 6 Wochen [Zenk und Siedler, 1999]. In der Gibbs-Bruchzone fand Saunders [1994] dann einen vorherrschenden Frequenzbereich von 30 bis 100 Tagen.

Neben diesen eher kurzfristigen Schwankungen des Überstroms berichten Turrell et al. [1999] von einer Abnahme des Salzgehaltes des Boden- und Zwischenwassers im Faröer Shetland Kanal, aus dem das Überstromwasser hervorgeht. Der Salzgehalt des Bodenwassers ist über die letzten 40 Jahre in der Größenordnung von 0,01 pro Dekade gesunken, im Zwischenwasser ist der Effekt in etwa doppelt so groß. Die Veränderungen im Tiefenwasser des Faröer Shetland Kanals korrespondieren dabei nicht mit Veränderungen des Tiefenwassers der Norwegischen See. Die Autoren schlussfolgern deshalb, dass es sich um eine veränderte Zusammensetzung handelt, bei der die Anteile von Tiefenwasser der Norwegischen See von ca. 60 % auf ca. 40 % zurückgegangen sind zugunsten einer entsprechenden Zunahme des Zwischenwasseranteils. Van Bennekom [1985] berichtet von ähnlichen Langzeittrends im Salzgehalt des ISOW anhand von Beobachtungen direkt südlich von Island und weiter südlich am östlichen Hang des Reykjanes-Rückens.

4.1.3 NORDATLANTISCHES TIEFENWASSER

Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) ist ein Oberbegriff für Tiefenwasser des Nordatlantiks mit relativ hohen Salzgehalten. Es bildet ein charakteristisches vertikales Salzmaximum in Tiefen von ca. 3000 m im Nordatlantik, außer dort, wo Mittelmeer-Wasser die vorherrschende Zwischenwasser-masse ist. NADW wird vom Nordatlantik in den weltweiten thermohalinen Wasserkreislauf (conveyor belt) eingespeist und ist auch in großen Teilen des Südatlantiks und im südlichen Ozean noch an seinen hohen Salzgehalten zu erkennen [Broecker, 1991]. NADW entsteht durch Vermischung verschiedener Wassermassen, wobei die Zusammensetzung für verschiedene Bereiche des Nordatlantiks variiert [Dickson, 1994]. So hat z. B. das NADW des östlichen Nordatlantiks (NEADW) im Allgemeinen einen höheren Salzgehalt als das NADW des westlichen Nordatlantiks. Dies wird von Lee

und Ellet [1965] auf einen Beitrag von ISOW zurückgeführt. Eine indirekte Bestätigung für diesen Beitrag findet sich auch in einer Multiparameteranalyse von van Aken [2000] für den östlichen Nordatlantik. Er ermittelt z. B. für das Westeuropäische Becken bei 20° W einen ISOW Anteil von knapp 30 % in der Umgebung des Salzmaximums.

4.1.4 LABRADORSEE-WASSER

Labradorsee-Wasser (LSW) entsteht in der Labradorsee durch tiefe Konvektion. Es wird auch als letzte Stufe der Subpolaren Modewasser Bildung bezeichnet [McCartney und Talley, 1982]. Die Konvektionstiefen von bis zu 2000 m sind für ein Modewasser jedoch sehr hoch, so dass LSW auf der Grenze zwischen den Tiefenwässern und den Zwischenwässern steht. Von der Labradorsee breitet sich LSW im Wesentlichen auf drei Pfaden aus: direkt in die Irminger See, mit dem Tiefen Westlichen Randstrom nach Süden entlang des amerikanischen Kontinents und bei ca. 50° N nach Osten (Abb. 4.4, [Talley und McCartney, 1982], [Schmitz und McCartney, 1993], [Sy et al., 1997]). Dieser letzte Ausbreitungsweg bringt LSW in den östlichen Nordatlantik.

Die Bildung von LSW unterliegt sehr starken Schwankungen [Lazier, 1988]. Dies bezieht sich sowohl auf das Volumen neu geformten LSWs [Rhein et al., 2001] als auch auf seine hydrographischen Eigenschaften. Für die vorliegende Untersuchung ist insbesondere die Phase starker LSW Produktion zwischen 1988 und 1994 von Bedeutung [Sy et al., 1997]. In dieser Zeit wurden regelmäßig Konvektionstiefen von mindestens 1500 m erreicht. Der Salzgehalt des LSW gemittelt über den Bereich von 1000 - 1500 dbar verringerte sich dabei von 34,85 auf 34,83, während die potentielle Temperatur in diesem Bereich von ca. 3,1° C auf 2,8° C sank. Die Ausbreitungszeit von der Labradorsee ins Islandbecken bzw. ins Westeuropäische Becken ist von Sy et al. [1997] mit Hilfe von Tracern revidiert worden. Sie beträgt demzufolge 2 - 3,5 Jahre bis ins Islandbecken und 4 - 5,5 Jahre bis ins westliche Westeuropäische Becken.

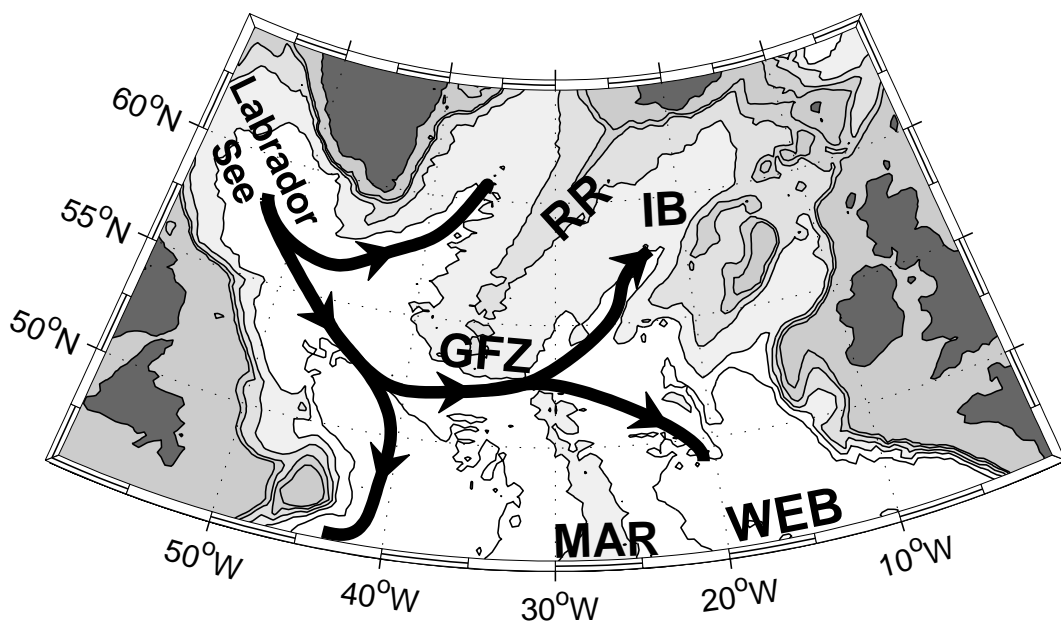


Abbildung 4.4: Die Ausbreitungswege des LSW. Der direkte Ausbreitungsweg in die Irmingersee geht auf Sy et al. [1997] zurück.

4.1.5 MITTELMEER-WASSER

Das Mittelmeer-Wasser (MW) fließt durch die Straße von Gibraltar in den östlichen Nordatlantik. Die Ausstromschwelle hat eine Tiefe von ca. 300 m. Aufgrund des hohen Salzgehaltes ist das Wasser trotz seiner relativ hohen Temperatur dichter als das umgebende Wasser und sinkt unter Vermischung mit Atlantischem Wasser bis in eine Tiefe von 1200 m, auf der es die eigene Isopykne erreicht und sich ausbreitet.

Der größte Teil des MW wird in eine meridionale Zirkulationszelle gespeist, die sich bis 60° W, also über fast den gesamten Nordatlantik, erstreckt. Ein anderer Teil fließt als östlicher Randstrom entlang des europäischen Festlandssockels nach Norden. Reid [1979] zufolge gelangt dieses Wasser sogar über den Faröer-Shetland-Kanal bis in den Arktischen Ozean.

Die Ausbreitung des MW erfolgt dabei teilweise in Meddys (Mittelmeer Eddys), also mesoskaligen Wirbeln. In diesen Meddys kann die außergewöhnliche Charakteristik des MW über große Strecken weitgehend unvermischt erhalten bleiben [Käse und Zenk, 1996].

4.1.6 WASSERTRANSPORT IN DER GIBBS-BRUCHZONE

Die Gibbs-Bruchzone (GFZ) ist der nördlichste tiefe Einschnitt in das mittelatlantische Rückensystem (Abb. 4.1 und 4.3). Sie ist der Durchlass, durch den der Tiefe Nördliche Randstrom (DNBC) vom östlichen in den westlichen Nordatlantik überwechselt. Dieser setzt sich nach Schmitz und McCartney [1993] wie folgt zusammen: Zum einen $3 \cdot 10^6$ m³/s EBBW, die im Nordosten des Westeuropäischen Beckens nach Westen strömen, zum anderen $4 \cdot 10^6$ m³/s ISOW, die im Islandbecken hinzustoßen. Daraus ergibt sich ein Tiefenwassertransport durch die Gibbs-Bruchzone in Richtung Westen von $7 \cdot 10^6$ m³/s. Im Widerspruch dazu hat Saunders [1994] aus Strömungsmesserdaten nur einen Transport von $2,4 \cdot 10^6$ m³/s ermittelt. Seine Arbeit beruht auf Daten aus einem Verankerungsfeld, mit dem ein Jahr lang die Strömung in der Gibbs-Bruchzone direkt gemessen wurde. Hansen und Østerhus [2000] zerlegen den Transport durch die Gibbs-Bruchzone in 50 % reines Überstromwasser und 50 % Beimischungen bzw. Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks. Auf diese Weise ergibt sich für das Überstromwasser ein Einstrom von ca. $2,7 \cdot 10^6$ m³/s [Hansen und Østerhus, 2000] in das Islandbecken, aber nur ein Ausstrom von $1,2 \cdot 10^6$ m³/s. Die Autoren deuten als mögliche Wege, die dieses Wasser nehmen könnte, ein Überwechseln von einem Teil des Wassers in den westlichen Nordatlantik schon nördlich der Gibbs-Bruchzone an und einen Ausbreitungsweg entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden in das Westeuropäische Becken.

5 ISOW im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken

In diesem und im nächsten Kapitel wird die Zirkulation von Island-Schottland-Überstromwasser (ISOW) und ihre Variabilität anhand der Verteilungen von Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat untersucht. Dazu werden in diesem Kapitel Daten von neun verschiedenen Reisen verwendet (s. Abschn. Daten, 5.1). Die Analyse basiert auf der Einteilung der auf den jeweiligen Schnitten gemessenen Profilen in verschiedene Gruppen je nachdem, in welchem Bereich und wie stark sie von ISOW-beeinflusst sind (s. Abschn. Methode, 5.2). Dabei werden im Wesentlichen die Anomalien der einzelnen Parameter bezogen auf ein nicht ISOW-beeinflusstes Vergleichsprofil verwendet. Die Anomalieverteilungen sind in Abschnitt 5.3 gezeigt, in dem auch die Einteilung der Profile in Gruppen durchgeführt wird. Die Verteilung dieser Gruppen im Islandbecken bzw. im nördlichen Westeuropäischen Becken (WEB) wird in Abschnitt 5.4 genutzt, um zu zeigen, dass sich der ISOW-Einfluss deutlich über den eigentlichen Kern hinaus erstreckt und um Schlussfolgerungen zu ziehen für das Zirkulationsmuster im untersuchten Bereich. Anhand der fünf Realisierungen des A1 Schnittes wird deutlich, dass die Ausbreitung des ISOW-beeinflussten Wassers einer starken Veränderlichkeit unterliegt (Abschn. 5.4.3), die - höchstwahrscheinlich über den Nordatlantik-Strom - eng an den Nordatlantischen Oszillations Index gekoppelt ist. Die Ergebnisse dieser Analyse werden am Ende des Kapitels (Abschn. 5.5) mit anderen Bearbeitungen von Daten der gleichen Schnitte und Zirkulationsschemata anderer Studien verglichen, bevor eine Diskussion der Ergebnisse in Abschnitt 5.6 das Kapitel abschließt.

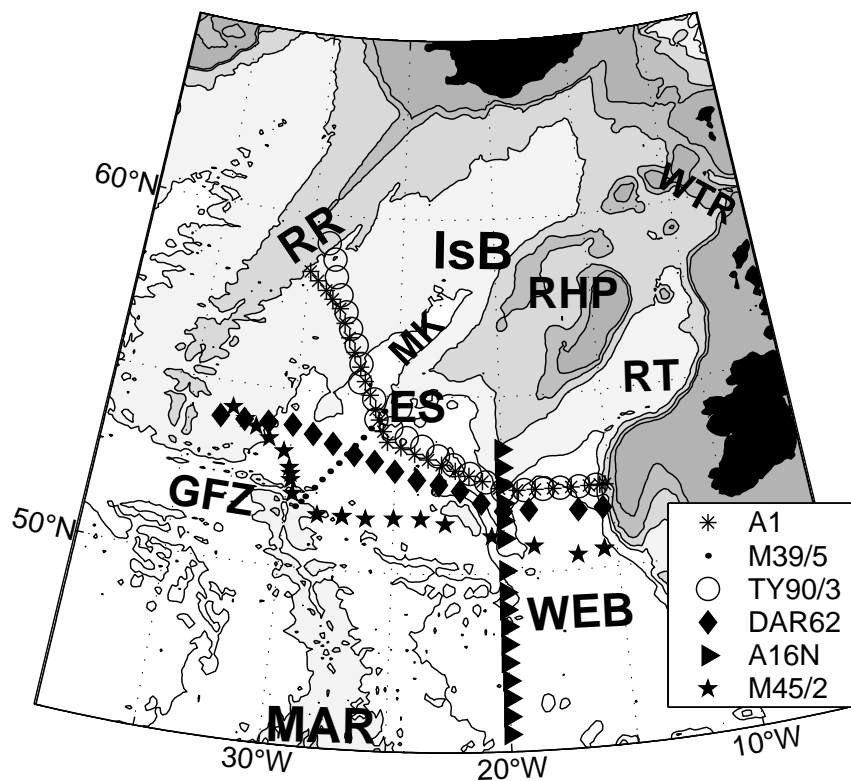


Abbildung 5.1: Untersuchungsgebiet des Kapitels 5 mit den verwendeten Fahrten (Abkürzungen der Reisen: s. Tab. 5.1). Topographische Gegebenheiten von Nord nach Süd: WTR: Wyville-Thomson-Rücken; RR: Reykjanes-Rücken; IsB: Islandbecken; RHP: Rockall-Hatton-Plateau; MK: Maury-Kanal; RT: Rockall-Graben; ES: Eriador Seamount; GFZ: Gibbs-Bruchzone; WEB: Westeuropäisches Becken; MAR: Mittelatlantischer Rücken.

5.1 Daten und Schnitte

Die Ausbreitung von ISOW im Islandbecken wird im folgenden Kapitel anhand der Verteilung von Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat untersucht. Zu diesem Zweck werden die Daten von fünf Realisierungen (1990, 1991, 1992, 1994, 1997) des A1 Schnittes und von drei weiteren Schnitten in seiner Nähe verwendet (Abb. 5.1). Der Schwerpunkt der Untersuchung in diesem Kapitel liegt auf den Daten des A1 Schnittes. Dabei wurden alle Realisierungen herangezogen, deren Daten frei verfügbar sind. Darüberhinaus wurden aus den vielen Schnitten, die in diesem Gebiet realisiert wurden, nur so viele ausgewählt, wie zur Abstützung des abgeleiteten Zirkulationsschemas von Nöten waren. Die genaue Auswahl ist dementsprechend etwas willkürlich, aber sie erfüllt die an sie gestellten Anforderungen.

Über den A1 Schnitt hinaus wird ein Teilschnitt der Reise METEOR 39/5 (M 39/5) aus dem Jahre 1997 verwendet, der vom A1 Schnitt bei 26° W zur Gibbs-Bruchzone verläuft, des Weiteren ein Teilschnitt der METEOR Reise 45/2, 1999 (M 45/2), der südlich von A1 liegt, sowie zwei Realisierungen (1988, 1993) eines Teils des WOCE Schnittes A16N, der meridional bei 20° W verläuft. Der

Schnitt	Jahr	Schiff Reise/Abschn.	Salzgehalt	Sauerstoff	Silikat
fast A1	1990	TYRO (TY)90/3 bezogen über:	NIOZ v. Aken WHPO (2001)	NIOZ v. Aken WHPO (2001)	NIOZ v. Aken WHPO (2001)
A1	1991	METEOR (M)18 bezogen über:	BSH Sy WHPO (2000)	BSH Sy WHPO (2000)	BSH Sy WHPO (2000)
nahe A1	1991	DARWIN (DAR)62 bezogen über	SOC Bacon SAC	SOC Holley SAC	SOC Holley SAC
A1	1992	VALDIVIA (V)129 bezogen über:	BSH Sy SAC	BSH Sy SAC	
A1	1994	METEOR (M)30/3 bezogen über:	BSH Sy H. Hildebrandt (99)	BSH Sy H. Hildebrandt (99)	BSH Sy H. Hildebrandt (99)
A1, Stich z. GFZ	1997	METEOR (M)39/5 bezogen über:	BSH Sy M. Rhein (2000)	BSH Sy SAC	BSH Sy SAC
GFZ und 51,5° N	1999	METEOR (M)45/2 bezogen über:	IfMK Zenk T. Müller (1999)	IfMK Zenk T. Müller (1999)	IfMK Zenk T. Müller (1999)
A16N	1988	OCEANUS (OC)202 bezogen über:	WHOI McCartney WHPO (2000)	WHOI McCartney WHPO (2000)	WHOI McCartney WHPO (2000)
A16N	1993	BALBRIDGE (BA)93-03/IIB bezogen über:	AOML Wanninkhof SAC	AOML Wanninkhof SAC	AOML Berberian SAC

Tabelle 5.1: Daten und Fahrten im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken. In der Tabelle ist für die verwendeten Fahrten zusammengestellt, wann sie mit welchem Schiff realisiert wurden, welche Institution und welcher PI (principal investigator) die Daten erhoben hat und von wo sie bezogen wurden. Institutsabkürzungen sind im Glossar nachzuschlagen.

WHPO: WOCE Hydrographic Programme Office [WOCE, 2000/2001]; SAC: WOCE Special Analysis Center (V. Gouretski, Hamburg, pers. Mitt.), Hamburg; ist bei „bezogen über“ ein Name eingetragen, wurden die Daten persönlich mitgeteilt, das Jahr ist in Klammern angegeben. Genauere Angaben zur Erstellung des Datensatzes von M45/2 finden sich in Schott et al. [2000].

Verlauf der Schnitte ist in Abbildung 5.1 wiedergegeben und in Tabelle 5.1 ist ersichtlich, welche Größen auf welchem Schnitt verfügbar sind, wer die Daten erhoben hat und von wo sie bezogen wurden.

Im östlichen Nordatlantik verläuft der A1 Schnitt (Abb. 5.1) zunächst vom Reykjanes-Rücken (RR) aus nach Südosten und schneidet somit die Wassermassen, die sich längs des Rückens nach Südwesten ausbreiten, ungefähr senkrecht. Dies gilt in ähnlicher Weise für den Maury-Kanal (MK), dessen Hauptachse in etwa parallel zum Reykjanes-Rücken verläuft und zu der der Schnitt ebenfalls senkrecht steht. Die östliche Begrenzung des Maury-Kanals wird bei 26° N durch einen Ausläufer des Rockall-Hatton-Plateaus (RHP) markiert, auf dem etwas nördlich des Schnittes auch der Eriador Seamount (ES) zu finden ist. Von dort an verläuft der Schnitt quasi zonal bis zum europäischen Festlandsockel, zunächst vor dem Rockall-Hatton-Plateau bis zu dessen östlichem Ausläufer bei 20° W. Dieser Bereich ist nach Norden hin unterhalb von etwa 2900 m und damit für Wasser mit Dichten größer als $\sigma_3 = 41,45$ eine Sackgasse. Östlich davon schließt sich der Bereich vor dem Rockall-Graben (RT) an, auf dem die größten Wassertiefen erreicht werden. Der Rockall-Graben wird nach Norden hin durch den Wyville-Thomson-Rücken (WTR) abgeschlossen und stellt seinerseits ebenfalls eine Sackgasse für Tiefenwasser dar. Die Reisen METEOR 18, 30/2, 39/5 und VALDIVIA 129 verlaufen alle gleich. Exemplarisch sind die Stationen aus dem Jahr 1997 in Abbildung 5.1 (A1, ✱) wiedergegeben. Die Reise TYRO 90/3 hat einen etwas anderen Verlauf (TY90/3, o).

Von der Reise METEOR 39/5 wurde außer den Stationen auf dem A1 Schnitt auch noch ein Teilschnitt verwendet, der vom A1 Schnitt bei 26° W zum Mittelatlantischen Rücken direkt südlich der Gibbs-Bruchzone führt (M39/5, • in Abb. 5.1).

Die verwendeten Teilschnitte der Reise METEOR 45/2 (M45/2, ★ in Abb. 5.1) stellen von West nach Ost gesehen zunächst einen Bogen um die Gibbs-Bruchzone dar, der vom Reykjanes-Rücken ausgeht und beim Mittelatlantischen Rücken endet. Von dort verläuft der Schnitt quasi zonal bei $51,5^\circ$ N.

Der verwendete Teil des A16N Schnittes (► in Abb. 5.1) beginnt auf den flacheren Bereichen des Rockall-Hatton-Plateaus, schneidet dann bei 52° N den A1 Schnitt und quert das Westeuropäische Becken (WEB), in dem er bei 48° N auf den A2 Schnitt stößt (s. Kapitel 6). Bei 42° N wird der Azoren-Biskaya-Rücken überquert, der auch die südliche Begrenzung des Westeuropäischen Beckens darstellt. Die Sauerstoffdaten der Realisierung von 1993 wurden um $7 \mu\text{mol/kg}$ hochgesetzt, da sie im Bereich des EBBW, also ganz am Boden, im Kreuzungsbereich mit der A2 Realisierung von 1993 (GAUSS 226) um diesen Betrag größer waren. Die GAUSS 226 Daten stimmen dagegen im Bereich des EBBW gut mit den anderen A2 Realisierungen überein.

5.2 Methode zur Untersuchung der Ausbreitung von ISOW im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken in den 1990er Jahren

Wie in Kapitel 4 schon beschrieben wird ISOW durch hohe Salzgehalte und Sauerstoffwerte sowie durch niedrige Nährstoffwerte charakterisiert. Ein Einfluss von kürzlich gebildetem ISOW auf das Tiefenwasser lässt sich von daher mit Hilfe vieler Parameter detektieren. Hier werden Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat verwendet. Weitere denkbare Parameter wären Nitrat und Phosphat oder transiente Tracer gewesen. Die ersten beiden hätten kaum Information geliefert, die über die in Sauerstoff

und Silikat enthaltene hinaus gegangen wäre. Zusätzlich ist der Kontrast zwischen den Wassermassen in Nitrat und Phosphat kleiner als in Sauerstoff und Silikat. Transiente Tracer hätten durchaus zusätzliche Information enthalten [Fleischmann und Rhein,2001]. Da sie jedoch so viel spärlicher beprobt wurden, ist ihre Berücksichtigung für dieses und das folgende Kapitel verworfen worden. Bei der Analyse werden für alle Reisen die einzelnen Profile dieser Parameter betrachtet. Da sich der ISOW-Einfluss am besten im Vergleich mit einem nicht ISOW-beeinflussten Profil erkennen lässt, wird jedes Profil mit einem nicht ISOW-beeinflussten Vergleichsprofil zusammen dargestellt (Abb. 5.2), so dass die Differenzen einfach zu sehen sind. Es werden also im Wesentlichen Anomalien diskutiert und nicht die Absolutwerte.

Sowohl die Betrachtung von Anomalien als auch die Betrachtung einzelner Profile schließt dabei an eine Tradition an, die sich bei der Untersuchung des Nordostatlantischen Tiefenwassers (NEADW) bis vor zwei Jahrzehnten einer gewissen Beliebtheit erfreute, heute dagegen eher unüblich ist. Steele et al. [1962] analysieren z. B. einen Schnitt südlich von Island, indem sie die T-S Kurven der einzelnen Stationen jeweils um einen festen Betrag versetzt und jeweils zusammen mit einer für alle Stationen gleichen Referenzlinie zeigen, was der in dieser Dissertation verwendeten Darstellung recht nahe kommt. Lee und Ellet [1965] verwenden Salzgehaltanomalien gegenüber einer Standard T-S Kurve für den westlichen Nordatlantik, um den Einfluss von ISOW im östlichen Nordatlantik zu zeigen. Harvey [1982] verwendet ebenfalls Salzgehaltanomalien, aber er bezieht sich in seiner Untersuchung auf eine lokal definierte T-S Kurve, die eine sicherere Identifizierung der Effekte einzelner Wassermassen ermöglicht. Eine solche gezielte Auswahl des Vergleichsprofils wird auch in der vorliegenden Arbeit vorgenommen. Neben diesen drei Studien gibt es einige weitere aus diesem Zeitraum, die Anomalien verwenden um Wassermassen zu verfolgen (z. B. [Worthington und Metcalf, 1961], [McCartney et al., 1980]). In einer neueren Studie [Paillet et al., 1998], wird die Ausbreitung von Labradorsee-Wasser im östlichen Nordatlantik mit Salzgehaltanomalien untersucht, die sich auf eine Standard T-S-Kurve beziehen

Anknüpfend an diese durchaus machtvolle Methode wird der Einfluss von ISOW anhand von Anomalien untersucht: In Salzgehalt und Sauerstoff (Abb. 5.2 (a) und (b)) ist der ISOW-Einfluss an positiven Anomalien zu erkennen, in Silikat (Abb. 5.2c) an negativen Anomalien. Die Parameterwerte werden gegen die Anomalie der potentiellen Dichte bei 3000 dbar (σ_3) aufgetragen. Gezeigt werden die Profile für $\sigma_3 > 41,3^{\text{II}}$. Auf die Wassermassen bezogen bedeutet dies, dass sich die Profile vom Kern des Labradorsee-Wassers (LSW, $\sigma_3 = 41,3-41,35$, je nach Jahr) über das Tiefenwasser des östlichen Nordatlantiks (NEADW, $\sigma_3 \approx 41,45$) bis zum Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks (EBBW, $\sigma_3 > 41,5$) hin erstrecken.

^{II} Die Einheit von σ_3 (potentielle Dichteanomalie bei 3000 dbar) ist kg/m^3 . Da die Werte hier jedoch so oft auftauchen wird im weiteren Verlauf der Arbeit auf das Mitführen der Einheit verzichtet. Des gleichen wird beim Bezug auf σ_3 oft einfach nur von Dichte gesprochen.

Dabei unterscheide ich 3 Gruppen von Profilen:

Gruppe 1: Profile, die keinen Einfluss von (frischem) ISOW aufweisen (610-618 in Abb. 5.2).

Gruppe 2: Profile, die im Bereich zwischen LSW und Boden einen deutlichen Einfluss von ISOW aufweisen, auf denen jedoch kein ISOW-Kern zu finden ist (596-604 in Abb. 5.2).

Gruppe 3: Profile mit ISOW-Kern und damit auch mit Bodenmaxima bzw. -minima (580-591 in Abb. 5.2).

Der wesentliche Befund, der in diesem Kapitel erhoben wird, ist die Verteilung dieser Profilgruppen auf den jeweils betrachteten Schnitten. Aus dieser Verteilung und ihrer Variabilität werden Schlussfolgerungen für die Zirkulation des ISOW-beeinflussten Wassers und die Veränderlichkeit dieser Zirkulation gezogen. Für die hier vorgenommene Analyse kommt es von daher nicht auf den genauen Wert der Anomalie an, sondern im Wesentlichen auf die Zuordnung eines Profils zu einer bestimmten Gruppe.

5.2.1 BESCHREIBUNG DER PROFILGRUPPEN

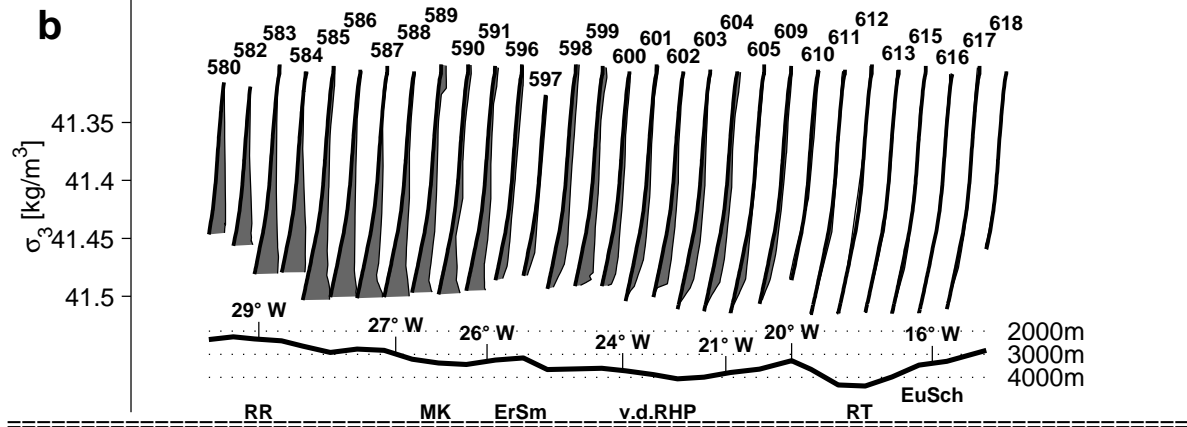
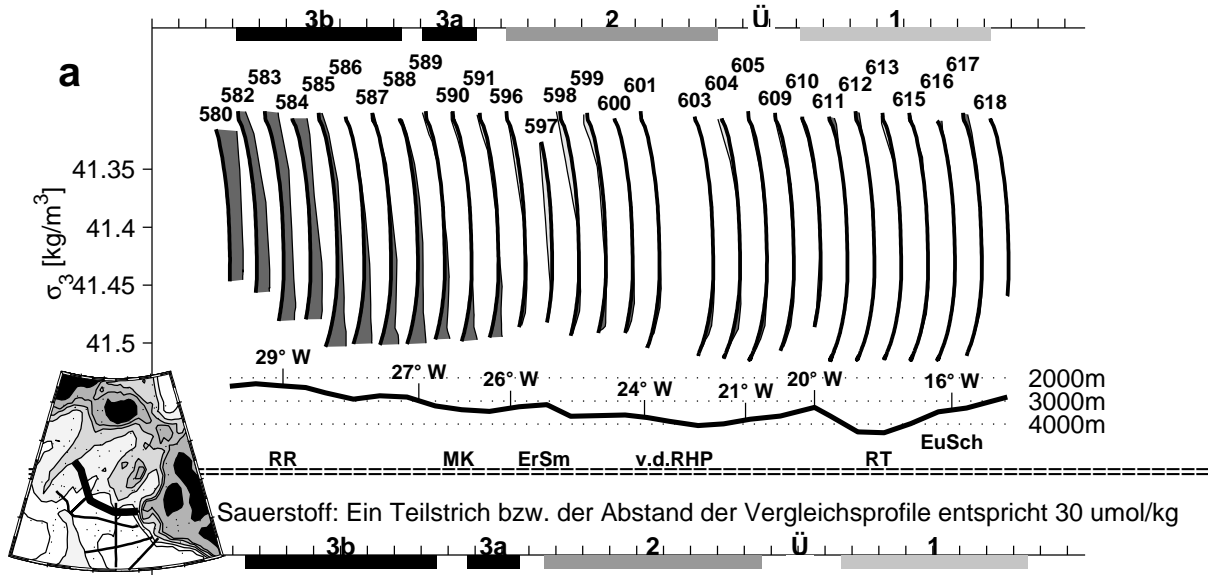
In diesem Abschnitt werden die Profilgruppen detailliert beschrieben. Beispielhaft sind Profile der einzelnen Gruppen aus dem Jahr 1991 für jeden Parameter in Abbildung 5.3 gemeinsam wiedergegeben. Die Profile sind auch in Abbildung 5.2 gezeigt, wo ihre jeweiligen Anomalien dargestellt sind.

Gruppe 1: Die Profile der Gruppe 1 finden sich auf der Ostseite des nordöstlichen Nordatlantiks. Sie haben im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,5$ die niedrigsten Sauerstoffwerte und die höchsten Silikatwerte auf dem gesamten A1 Schnitt östlich des Reykjanes-Rückens (Profil 616 in Abb. 5.3). Dies kommt, je nach Betrachtungsweise, durch den höheren Anteil an EBBW oder niedrigeren Anteil an (frischem) ISOW gegenüber den anderen Profilen weiter (nord)westlich zustande. Das EBBW wird von Süden her zum A1 Schnitt transportiert. Es findet sich mit fast gleicher Charakteristik auch am östlichen Ende des A2 Schnittes im Westeuropäischen Becken wieder. Die Wassermasse in der Umgebung des Salzmaximums mit niedrigen Sauerstoff- und hohen Silikatwerten wird im folgenden als Nordostatlantisches Tiefenwasser des östlichen Westeuropäischen Beckens bezeichnet ($NEADW_{eWEB}$).

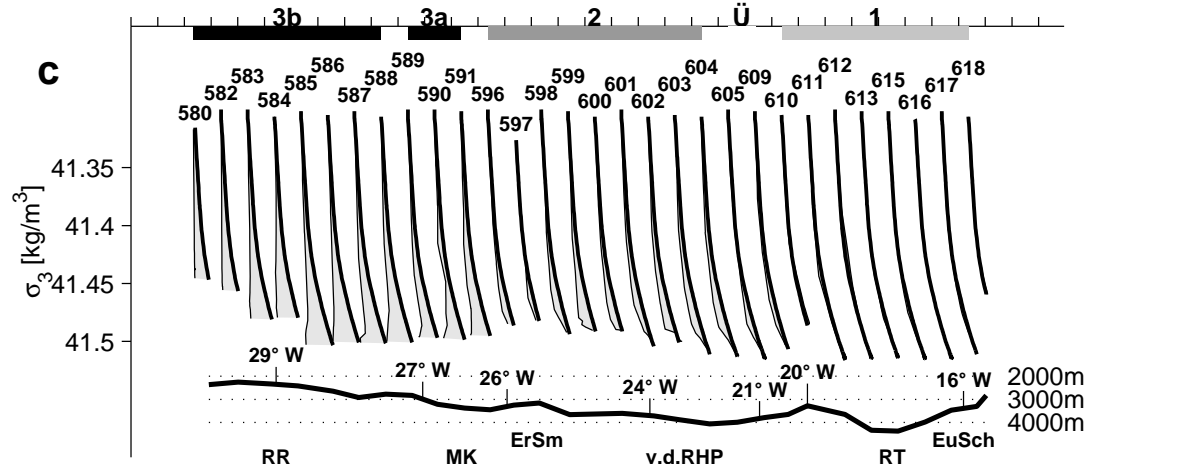
Abbildung 5.2 (nebenstehend): Salzgehalt- (5.2a), Sauerstoff- (5.2b) und Silikatanomalieprofile (5.2c) der Stationen auf A1, 1991, bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 aus 1991. Die dicken schwarzen Linien sind jeweils das Vergleichsprofil. Die Abweichungen, des auf einer Station gemessenen Profils (dünne Linie) vom Vergleichsprofil, sind durch die gefüllten (positive Anomalie) bzw. leeren Flächen (negative Anomalie) dargestellt. Zur Einteilung der Profilgruppen: siehe unten im Text. Am oberen Rand sind die Bereiche der verschiedenen Profilgruppen als Balken eingezeichnet, darunter folgen die Profildnummern, am unteren Rand ist der Verlauf der Stationstiefen jeweils unterhalb des Vergleichsprofils angegeben. Die Profile sind mit gleichmäßigen Abständen gezeichnet, so dass ihr Abstand kein Maß für die wirkliche geographische Ausdehnung eines Bereichs widerspiegelt. Zur Orientierung bezüglich der Ausdehnung sind an der Topographie einige Längen und geographische Bereiche vermerkt (RR = Reykjanes-Rücken; MK = Maury-Kanal; ErSm = Eriador Seamount; v.d.RHP = vor dem Rockall-Hatton-Plateau; RT = Rockall-Graben; EuSch = Europäisches Schelf). In der kleinen Karte ist der Verlauf des gezeigten Schnittes als dicke Linie wiedergegeben, während alle anderen in dieser Arbeit untersuchten Schnitte als dünne Linien hinzugefügt sind.

A1, 1991. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.07



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 25 umol/kg



In dieser wie in allen anderen Abbildungen sind die Dezimalstellen durch Punkte und nicht wie im Deutschen üblich durch Kommata abgetrennt. Dies ist bedingt durch die englische Notation in den Computerprogrammen, die zur Erstellung der Bilder verwendet wurden.

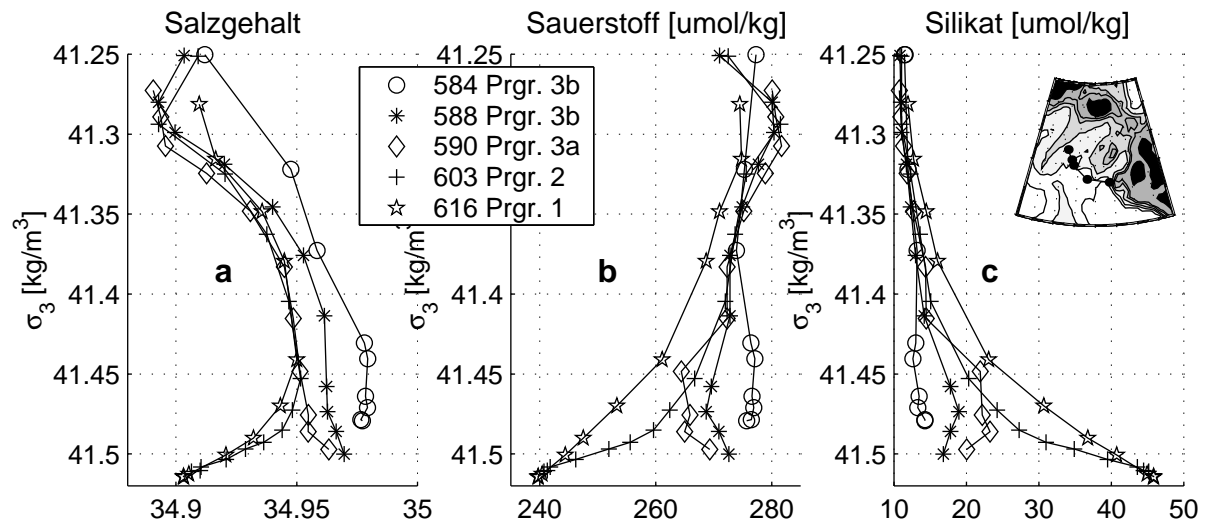


Abbildung 5.3: Beispielprofile für die verschiedenen Profilgruppen. 584 und 588 sind Profile der Gruppe 3b (direkter Anstrom von ISOW), wobei Profil 584 stellvertretend für Profile mit einer durchgehend positiven Salzgehaltanomalie steht. Die anderen Profile stehen für die Profilgruppen 3a (590, verringerte Bodenmaxima), 2 (603, NEADW_{ISB}) und 1 (616, NEADW_{eWEB}). In der Karte ist die Position der Profile gezeigt. Die Stationsnummern steigen von West nach Ost.

Gruppe 2: Die Profile der Gruppe 2 (Profil 603 in Abb. 5.3) durchlaufen im Prinzip dieselben Wassermassen (LSW, NEADW, EBBW) wie die Profile der Gruppe 1, allerdings sind sie durch eine andere Variante des NEADW von diesen abgehoben. Sie unterscheiden sich deshalb jedoch im Idealfall am oberen und unteren Rand des gezeigten σ_3 Bereichs nicht von den Profilen der Gruppe 1. Ein Unterschied am Boden findet sich bei dieser Gruppe jedoch oft dann, wenn die Profile nicht dieselben hohen Dichten erreichen wie das Vergleichsprofil. Die Profile der Gruppe 2 weisen im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,5$ gegenüber Profilen der Gruppe 1 deutlich höhere Sauerstoff- und niedrigere Silikatwerte auf. Am einzelnen Profil lässt sich dieser Einfluss an einer relativ starken Zunahme von Sauerstoff (603, Abb. 5.3b) bzw. Abnahme von Silikat (603, Abb. 5.3c) bei Dichteanomalien etwas oberhalb von $\sigma_3 = 41,5$ erkennen. Danach ist die Veränderung der Sauerstoff- und Silikatwerte mit abnehmenden σ_3 Werten sehr viel langsamer. Die Wassermasse in der Umgebung des Salzmaximums mit den Eigenschaften der Profilgruppe 2 wird im folgenden Nordostatlantisches Tiefenwasser des Islandbeckens (NEADW_{ISB}) genannt, da sich diese Charakteristik durch die Beimischung von ISOW ins NEADW ausbildet, die im Islandbecken stattfindet.

Eine andere Wassermasse kommt für die Ausbildung dieser Profile als Ursache nicht in Frage. Eine denkbare Alternative wäre eine verstärkte vertikale Vermischung über rauher Topographie, so dass sich LSW Charakteristika bis in größere Tiefen fortpflanzen können. Eine solche Vermischung müsste jedoch zu einer größeren Vermischungslänge in der (exponentiellen) Abnahme des LSW-Einflusses bei den Profilen der Gruppe 2 gegenüber denen der Gruppe 1 führen. Dies würde bedeuten, dass sich der Unterschied etwas unterhalb des LSW am stärksten bemerkbar macht und mit steigenden σ_3 Werten kontinuierlich zu Null hin abnimmt. Diese Struktur steht im Widerspruch zur Charakteristik der Profile der Gruppe 2, bei der die Anomalien sehr plötzlich bei $\sigma_3 = 41,5$ einsetzen und danach häufig überhaupt nicht mehr zunehmen. Im Θ -O₂ Diagramm (Abb. 5.4b) bilden LSW, NEADW_{eWEB} und EBBW für

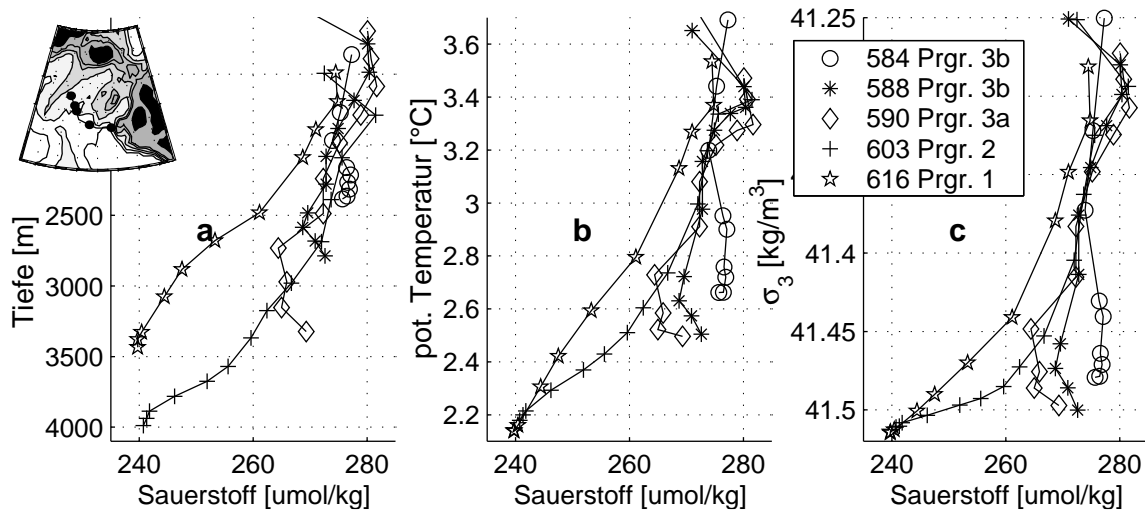


Abbildung 5.4: Sauerstoffprofile der Beispielstationen unter Verwendung verschiedener vertikaler Parameter (Tiefe, Θ , σ_3). Es ist deutlich zu erkennen, dass die Tiefe zur Unterscheidung der Profilgruppen nicht geeignet ist, da gleiche Wassermassen in verschiedenen Bereichen des Schnittes sehr unterschiedlich tief liegen. In der Temperatur lassen sich die unterschiedlichen Profilgruppen zwar erkennen, aber der Dichteparameter hat den Vorteil, dass auch erkennbar ist, welche Wasserfraktionen isopyknisch miteinander in Kontakt treten können.

die Profilgruppe 1 eine Linie. Würde keine neue Wassermasse hinzukommen, dürfte sich in diesem Diagramm nichts ändern. Tatsächlich ist aber eine deutliche Abweichung zu höheren Sauerstoffwerten von der Linie, die die Profilgruppe 1 charakterisiert, zu beobachten. Es ist also auf jeden Fall der Einfluss einer weiteren Wassermasse, der die Anomalien der Profilgruppe 2 hervorruft. Diese Abweichungen von der LSW-NEADW_{eWEB}-EBBW Linie im Θ -O₂ Diagramm führt zu einer positiven Krümmung der Sauerstoffprofile der Gruppe 2. Die Krümmung wird durch den Übergang von Θ auf σ_3 als vertikalem Parameter noch etwas verstärkt.

Die einzige Wassermasse außer ISOW, die die gefundenen Einflüsse erklären könnte, wäre Dänemarkstraßen-Überstromwasser (DSOW). Dieses wird im westlichen Nordatlantik aus dem Überstrom von kaltem Wasser aus der Norwegischen See westlich von Island gebildet. Damit dieses einen erheblichen Einfluss auf den Nordatlantik haben kann, müßte es durch die Gibbs-Bruchzone in ostwärtiger Richtung einströmen. Dagegen spricht zum einen, dass sich das DSOW entlang der westlichen Begrenzung des westlichen Nordatlantik ausbreitet und zum anderen, dass alle Untersuchungen der Strömung in der Gibbs-Bruchzone ([Saunders, 1994], [Harvey und Theodorou, 1986], [Worthington und Volkmann, 1965]) im Wesentlichen westwärtige Transporte gefunden haben, auch wenn es zeitweise eine ostwärtige Durchströmung gibt ([Schott et al., 1999], [Saunders, 1994]).

Gruppe 3: Bei Profilen der Gruppe 3 folgt von oben nach unten betrachtet auf LSW und NEADW am Boden nicht das EBBW, sondern der ISOW-Kern. Das heißt, die Profile weisen in der Regel ein Bodenmaximum in Salzgehalt und Sauerstoff auf sowie häufig ein Bodenminimum im Silikat (Profile 584, 588 und 590 in Abb. 5.3). Auf jeden Fall haben diese Profile in allen drei Parametern Bodenmaxima in den Anomalien (Abb. 5.2). Bei diesen Profilen lässt sich darüberhinaus noch eine Unterscheidung treffen zwischen Profilen, die so ausgeprägte Maxima bzw. Minima aufweisen, dass es sich um einen direkten Anstrom von Überstromwasser han-

deln muss (Gruppe 3b, Profile 584 und 588 in Abb. 5.3), und Profilen mit weniger ausgeprägten Maxima, die auch schon rezirkuliert sein können (Gruppe 3a, Profil 590 in Abb. 5.3). Die Profile der Gruppe 3a stimmen über der Bodenschicht in der Regel mit den Profilen der Gruppe 2 überein. Bei den Profilen der Gruppe 3b ist mit unterschiedlich starker Ausprägung meist zusätzlich eine positive Salzgehaltanomalie zu beobachten, die sich über den gesamten betrachteten σ_3 Bereich erstreckt (Profil 584 in Abb. 5.2a). Hier ist meines Erachtens wiederum ISOW-Einfluss zu erkennen. Dieses Phänomen lässt sich in den Sauerstoff- und Silikatanomalien nicht wiederfinden, da sich in diesen Größen LSW und ISOW zu ähnlich sind, so dass eine Verschiebung gegenüber dem Vergleichsprofil zwischen Anteilen dieser beiden Wassermassen keine Anomalien hervorruft.

Wie sich in Abbildung 5.2 erkennen lässt ist es möglich, die Profilgruppe 3 anhand aller drei Parameter von den anderen beiden Profilgruppen zu unterscheiden. Die Profilgruppen 1 und 2 unterscheiden sich in Sauerstoff und Silikat deutlich voneinander. Der Unterschied im Salzgehalt ist gering und kann nicht zuverlässig zur Unterscheidung verwendet werden.

Als vertikaler Parameter wurde die Dichteanomalie σ_3 gewählt, da sich in dieser Darstellung gegenüber Profilen, die gegen die potentielle Temperatur oder die Tiefe aufgetragen werden, leichter ablesen lässt, wo sich Wasser einschichtet und welche Wasseranteile sich isopyknisch miteinander mischen können. Wie sehr sich diese drei Darstellungen unterscheiden, ist in der Abbildung 5.4 zu erkennen, in der die fünf Sauerstoffprofile aus Abbildung 5.3b gegen Tiefe, potentielle Temperatur und σ_3 aufgetragen sind. Während bei der Verwendung von Tiefe als vertikalem Parameter (Abb. 5.4a) sich vertikale Verschiebungen von Wassermassen stärker ausdrücken als die durch das ISOW hervorgerufenen Unterschiede, ist bei der Wahl von potentieller Temperatur (Abb. 5.4b) die Unterscheidung der Gruppen möglich. Die potentielle Temperatur hätte von daher auch als vertikaler Parameter verwendet werden können. Sie hat den Vorteil, dass eine Vermischung von zwei Wassermassen in den Diagrammen eine gerade Linie zur Folge hat. Bei der Frage, wo sich eine Wassermasse einschichtet suggeriert diese Darstellung jedoch eine falsche Lage des ISOW-Kerns bezogen auf die NEADW_{eWEB} Profile, weshalb σ_3 bevorzugt wurde.

Das Vergleichsprofil für diese Untersuchung soll so gewählt sein, dass der ISOW-Einfluss daran gut abzulesen ist. Deshalb werden alle Profile mit einem Profil der Gruppe 1 verglichen. Diese Profile haben den geringsten Einfluss von (frischem) ISOW im untersuchten Gebiet. Die größte Allgemeingültigkeit hätte der Vergleich mit einem Profil, das aus der Mittelung aller Profile der Gruppe 1 hervorgeht. Da sich jedoch insbesondere die Salzgehaltprofile der Gruppe 1 im LSW-Bereich aufgrund des Eintreffens der frischeren Varianten des LSW [Sy et al., 1997] im untersuchten Zeitraum stark verändern, erscheint diese Mittelung nicht sinnvoll. Statt dessen werden alle Profile der Gruppe 1 aus dem Jahr 1991 gemittelt und als Vergleichsprofil verwendet. Die Daten von 1991 wurden gewählt, da sie die ersten sind die mit hoher Dichte in guter Qualität vorliegen. Bei den 1990er Daten war jeder zweite Sauerstoffwert auf einer Mehrzahl der Station unbrauchbar.

5.2.2 DARSTELLUNG DER ANOMALIEPROFILE

Alle Anomalieprofile einer Reise werden jeweils gemeinsam dargestellt (s. Abb. 5.2). Der Ursprung hat dabei für die einzelnen Profile einen zunehmenden Offset, so dass sich die Profile (fast) nicht überschneiden. Die an der jeweiligen Station gemessenen Profile sind durch eine dünne schwarze Linie dargestellt. Das Vergleichsprofil, das die Nulllinie der Anomalie bezeichnet, ist jeweils als dicke schwarze Linie hinzugefügt. Die dazwischenliegenden Bereiche stellen die Anomalien dar, die die Grundlage für die Einteilung in Profilgruppen sind. Positive Anomalien sind (grau) gefüllt, während für negative Anomalien die aufgespannte Fläche leer bleibt. Die Einteilung der Profile in Profilgruppen ist durch Balken am Oberrand des jeweiligen Diagramms gezeigt. Die Balken beginnen und enden jeweils am ersten bzw. letzten Profil, das noch zur Gruppe dazugehört. Umfasst eine Gruppe nur ein Profil, wird ein kleiner Balken mittig über dem Profil platziert.

Die zu einem Profil gehörige Profilnummer ist mittig über dem zugehörigen Vergleichsprofil (dicke Linie) angegeben. Die Tiefen am Unterrand der Abbildung geben den Verlauf der Topographie auf dem jeweiligen Schnitt grob wieder. Dabei sind nur die Tiefen auf den jeweiligen Stationen verwendet worden, die jeweils unter dem Vergleichsprofil (dicke Linie) eingezeichnet sind. Dies führt dazu, dass die Topographie für verschiedene Parameter u. U. etwas verschieden aussieht. Die Profile sind aus Gründen der Darstellung immer gleichmäßig über die zur Verfügung stehende Breite verteilt. Die Abstände entsprechen von daher nicht den räumlichen Abständen der Profile zueinander; zum anderen sind die Breiten der Anomalien (in mm auf dem Papier) in den Abbildungen auch bei gleich großen Anomalien nicht gleich, da die Anzahl der Profile und die maximalen Werte der Anomalien unterschiedlich sind. Zur Orientierung ist im Titel der Abbildung der Abstand der Profile angegeben. Entlang der Topographie sind zur besseren Orientierung über den geographischen Verlauf der Profilgruppen ausgewählte Längen- oder Breitengrade angegeben sowie Kürzel für die wichtigsten topographischen Erscheinungen.

5.3 *Anomalieverteilungen im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken in den 1990er Jahren*

5.3.1 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A1 1991

Die oben schon als Beispiel verwendeten Anomalieprofile aus dem Jahr 1991 sollen jetzt in Hinblick auf die Einteilung der Profile in Gruppen diskutiert werden. Bei den Salzgehaltprofilen (Abb. 5.2a) kommen von Westen nach Osten gesehen zunächst vier Profile (580-584), die über den gesamten dargestellten Bereich eine stark positive Salzgehaltanomalie aufweisen. Hier zeigt sich der ISOW-Einfluss selbst bei einem σ_3 Wert von 41,35 noch deutlich. Die folgenden vier Profile (585-588) zeigen ein starkes Maximum im Salzgehalt und in der Salzgehaltanomalie am Boden, darüber ist die Anomalie nur noch schwach ausgeprägt, aber doch vorhanden. Zusammen bilden die Profile 580-588 die Gruppe 3b, da sie jeweils Anomalien aufweisen, die so stark sind, dass sie nicht durch Rezirkulation erklärt werden können. Denn Rezirkulation geht fast zwangsläufig mit Vermischung einher und Profile mit noch ausgeprägteren Anomalien existieren nicht. Die folgenden drei Profile (589-591) zeigen noch immer ein deutliches Maximum der Salzgehaltanomalie und ein leichtes Maximum des Salzgehaltes am Boden, sind also dort noch deutlich von ISOW-beeinflusst. Die Ausprägung der

Anomalie ist jedoch schwächer als auf den vorhergehenden Profilen, die der Gruppe 3b angehören und auch schon dieselben Dichten erreichen. Es kann sich von daher bei dem Wasser auf diesen Profilen auch schon um rezirkuliertes und vermischtes Wasser handeln. Über der Bodenschicht ist bei diesen Profilen (fast) keine positive Salzgehaltanomalie mehr zu erkennen. Diese drei Profile bilden die Gruppe 3a und decken den Bereich des Maury-Kanals ab.

Danach haben alle Salzgehaltprofile im Wesentlichen den gleichen Verlauf wie das Vergleichsprofil und weisen keine signifikanten Anomalien mehr auf. Die Profilgruppen 1 und 2 lassen sich also anhand des Salzgehaltes zumindest 1991 nicht deutlich unterscheiden. Wie gleich aus den anderen Parametern zu erkennen ist bilden die Profile 596-604 die Gruppe 2, 605 und 609 sind der Übergang zur Gruppe 1, die sich über die Profile 610-618 erstreckt. Mit diesem Wissen lassen sich die minimalen positiven Salzgehaltanomalien im Bereich $41,45 < \sigma_3 < 41,5$ der Profile 596-604 als Indiz für einen Einfluss von salzhaltigem ISOW in diesem Dichtebereich interpretieren.

In Abbildung 5.2b sind die Sauerstoffanomalien gezeigt. Bezogen auf die Bodenmaxima ergibt sich für die Gruppen 3b und 3a dasselbe Bild wie aus den Salzgehaltprofilen. Im Unterschied zu diesen zeigen die ersten vier Profile (580-584) jedoch keine positiven Anomalien die sich über den gesamten Dichtebereich erstrecken. Da LSW und ISOW deutlich verschiedenen Salzgehalte, aber sehr ähnliche Sauerstoffwerte haben, ist eine Verschiebung von LSW- zu ISOW-Anteilen gegenüber dem Vergleichsprofil im Sauerstoff nicht zu erkennen. Im Gegensatz zu den Salzgehaltanomalieprofilen eignen sich die Sauerstoffanomalieprofile jedoch auch zur Unterscheidung von Gruppe 2 und Gruppe 1. Die Profile 596-604 zeigen eine deutlich positive Sauerstoffanomalie, die relativ plötzlich bei σ_3 Werten von etwa 41,5 oder am Boden einsetzt, auf ein Maximum ansteigt und dann bis $\sigma_3 = 41,4$ kontinuierlich abnimmt. Aus der Verteilung dieser Anomalien lässt sich ablesen, dass der Einfluss des ISOW auf das NEADW sich im Wesentlichen über den σ_3 Bereich von 41,4 - 41,5 erstreckt. Dieser Bereich wird im folgenden oft kurz ISOW-Bereich genannt. Die Profile 605 und 609 weisen verglichen mit den Profilen 596-604 eine erheblich kleinere, aber doch sichtbare Anomalie auf, so dass sie weder zur Profilgruppe 1 noch zur Profilgruppe 2 zugeordnet werden können. Sie werden als Übergangprofile definiert.

In Abbildung 5.2c sind die Silikatanomalien gezeigt. Sie zeigen in etwas schwächerer Ausprägung das Negativ zu den Sauerstoffanomalien: Dort, wo die Sauerstoffanomalien positiv sind, sind die Silikatanomalien negativ und umgekehrt. Anhand von Silikat lässt sich analog zu Sauerstoff kein Austausch von LSW durch ISOW erkennen, da sich auch deren Silikatwerte nicht wesentlich voneinander unterscheiden. Die Silikatanomalieprofile 580-584 zeigen von daher auch keine Anomalie, die sich über den gesamten Bereich erstreckt.

Die bedeutendste Schlussfolgerung aus der Betrachtung der Anomalien in diesem Jahr ist die Tatsache, dass sich der Einfluss des ISOW weit über den Bereich des eigentlichen Kerns hinaus erstreckt. Dies gilt sowohl in der Vertikalen, wo sich die ISOW bedingten Anomalien bis $\sigma_3 = 41,4$ deutlich erkennen lassen, als auch in der Horizontalen, wo die Ausdehnung des ISOW-Einflusses fast bis 20° W reicht und damit weit in das nördliche Westeuropäische Becken hinein. Dieser Befund bestätigt sich bei der Betrachtung aller weiterer Reisen.

In den nachfolgenden Abschnitten werden die Anomalieverteilungen für die verschiedenen Reisen vorgestellt. Dabei werden einleitend die wesentlichen Aspekte der Verteilung benannt, bevor anschließend eine detaillierte Betrachtung der Profile und ihrer Einteilung in Gruppen erfolgt.

5.3.2 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A1 1990

1990 erstreckt sich der Bereich, der vom ISOW-beeinflusst wird, nicht so weit nach Osten wie 1991 (Abb. 5.5). Dabei ist es im Wesentlichen die Profilgruppe 2, die einen kleineren Umfang hat.

Die Profile 21-25 haben Bodenmaxima in Salzgehalt (Abb. 5.5a) und Sauerstoff (Abb. 5.5b) sowie Extrema in den Anomalien aller drei Parameter (Abb. 5.5). Diese Anomalien sind so stark ausgeprägt, dass es sich nicht um rezirkuliertes Wasser handeln kann. Bei Profil 26 und 27 kommt es in der Sauerstoff- und Silikatanomalie zu fast keinem Unterschied mehr. Sie sind aber im Salzgehalt genau wie Profil 25 durchgehend erhöht analog zu den Profilen 580-584 in 1991. Gemeinsam bilden die Profile 21-27 von daher die Profilgruppe 3b. Die zwei nachfolgenden Profile (19, 20) weisen auch noch Bodenmaxima im Salzgehalt auf, der σ_3 Bereich der Salzgehaltanomalien ist aber schon wesentlich kleiner als bei den Profilen der Gruppe 3b. Beim Sauerstoff gibt es nur noch ein Maximum der Anomalie, nicht mehr jedoch eines der Absolutwerte. Beim Silikat ist ein Minimum der Anomalie zu finden. Diese Profile formen die Profilgruppe 3a.

Die sich nach Osten anschließenden Profile 15-18 haben zunächst noch Anomalien, die am Boden nicht auf Null zurückgehen, aber sie haben ihre Extrema nicht mehr am Boden und gehören deshalb gemeinsam mit Profil 14 zur Profilgruppe 2. Bemerkenswert sind die Salzgehaltanomalien, die in diesem Jahr auch in der Profilgruppe 2 noch eindeutig zu erkennen sind. Die Profile 10-13 weisen auch noch leichte Anomalien auf, diese sind aber deutlich schwächer, so dass sie nicht mehr der Gruppe 2 zugeordnet, sondern als Übergangsprofile bezeichnet werden. Die Profile 4-9 zeigen keine signifikanten Anomalien gegenüber dem Vergleichsprofil und sind damit Profile der Gruppe 1. Im obersten Teil des betrachteten σ_3 Bereichs zeigt sich bei diesen Profilen eine leicht positive Salzgehaltanomalie. Wahrscheinlich ist dort LSW durch salzhaltigeres Wasser ersetzt, das von Süden her kommt und unter Umständen von Mittelmeer-Wasser beeinflusst wurde.

5.3.3 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A1 1992

Ähnlich wie 1990 dringen die Profile der Gruppe 2 im Jahre 1992 nicht so weit nach Osten vor wie 1991 (Abb. 5.6). Die Gruppe 3 füllt in diesem Jahr den Maury-Kanal nicht vollständig aus, sondern wird an der Ostseite schon von einem Profil (Nr. 34) mit einer sehr schwachen Sauerstoffanomalie abgelöst, die sogar niedriger ausfällt als die der weiter östlich gelegenen Profile. Im LSW-Bereich macht sich das Eintreffen jüngerer Jahrgänge der LSW-Kaskade bemerkbar. Die Koinzidenz der Übergänge im LSW-Bereich und im ISOW-Bereich weist auf eine Kopplung zwischen diesen beiden Tiefenschichten hin

Für das Jahr 1992 stehen keine Silikatdaten zur Verfügung, die Analyse erfolgt deshalb nur anhand der Salzgehalt- (Abb. 5.6a) und Sauerstoffanomalien (Abb. 5.6b). Die Profile 23-33 gehören zur Profilgruppe 3, was sich leicht an den Bodenmaxima der Salzgehalt- und Sauerstoffanomalien erkennen lässt. Dabei bilden die Profile 23-30 die Gruppe 3b; sie haben in den Absolutwerten sowohl von Salzgehalt wie auch von Sauerstoff Bodenmaxima. Die Profile 31-33, die die Profilgruppe 3a aus-

A1, 1990. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.07

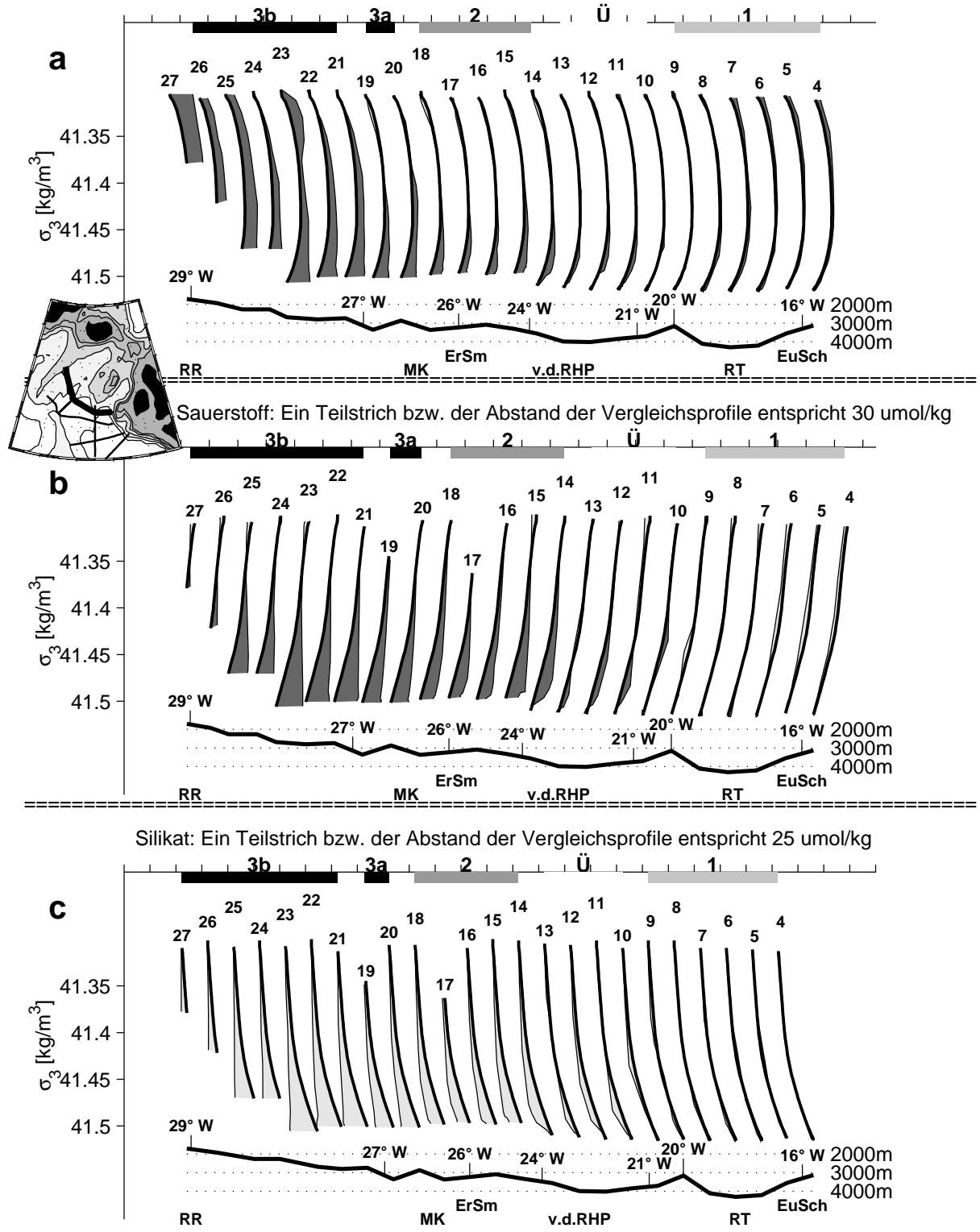


Abbildung 5.5: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1990 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2.

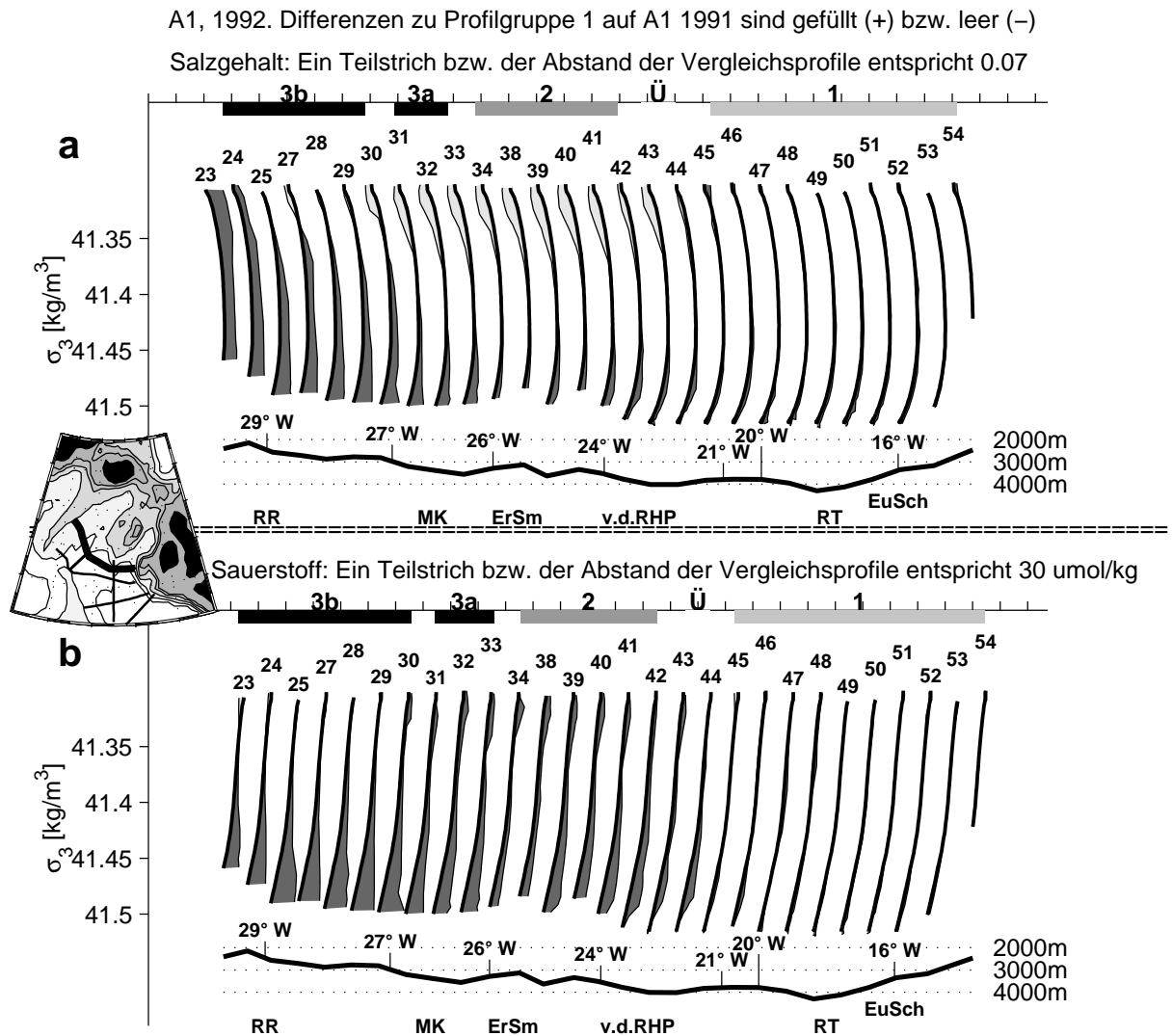


Abbildung 5.6: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1992 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2.

machen, haben im Sauerstoff nur noch Bodenmaxima der Anomalie. Dies geht auch 1992 wieder mit einer nicht mehr vorhandenen Salzgehaltanomalie über der Bodenschicht einher (Abb. 5.6a).

Die Profile 34-42 gehören zur Gruppe 2. Alle Profile haben deutliche Sauerstoffanomalien und auch die Salzgehaltanomalien sind offensichtlich, wenn auch nicht sehr stark ausgeprägt. Die Vertikalstruktur der Sauerstoffanomalieprofile der Gruppe 2 ist für höhere Dichten wiederum geprägt von einem langsamen Anstieg ab $\sigma_3 = 41,4$ bis zu einem Maximum knapp über $\sigma_3 = 41,5$, von dem aus sie rapide zurückgehen. Allerdings verschwindet nur bei Profil 42 die Anomalie am Boden vollständig. Auf den anderen Profilen werden die entsprechenden Dichten nicht erreicht. Eine Besonderheit in der Profilgruppe 2 sind dabei die sehr schwach ausgeprägten Sauerstoffanomalien der Profile 34 und 38. Diese Profile weisen niedrigere Werte auf als die Profile sowohl westlich als auch östlich. Im LSW-Bereich macht sich in den Profilgruppen 2 und 3a das Eintreffen späterer Jahrgänge aus der LSW-Kaskade [Sy et al., 1997] bemerkbar. Die neueren Varianten des LSW sind frischer und sauerstoffreicher als die älteren und bewirken negative Salzgehaltanomalien und leichte positive Sauerstoffanomalien (Profile 30-43 in Abb.5.6). Die östliche Grenze zwischen Profilen, auf denen sich neuere Jahrgänge des LSW bemerkbar machen (bis 43), zu Profilen, wo dies nicht der Fall ist (ab 44), ist fast

identisch mit der Grenze zwischen den Profilgruppen 1 und 2 (zwischen 42 und 45). Dies weist auf eine Kopplung der Phänomene in diesen beiden Schichten hin. Die Profile 45-54 zeigen keine signifikanten Abweichungen vom Vergleichsprofil und formen die Gruppe 1. Die Profile 43 und 44 sind mit ihren schwachen Anomalien der Übergang zwischen den Gruppen 2 und 1.

5.3.4 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A1 1994

1994 reicht der ISOW-Einfluss erneut nicht so weit nach Osten wie 1991 (Abb. 5.7), die Situation ist damit ähnlich wie 1990 und 1992. Dies betrifft in diesem Jahr nicht nur die Profilgruppe 2, sondern auch die Profilgruppe 3 (Profile mit ISOW-Kern). Im gesamten Bereich des Maury-Kanals haben die Profile keine Bodenmaxima, was in der Serie der 5 Realisierungen einzigartig ist. Im LSW-Bereich ist das weitere Vordringen der jüngeren Jahrgänge der LSW-Kaskade zu beobachten, wobei wiederum am Übergang zwischen den Profilgruppen 1 und 2 auch ein Übergang im LSW-Bereich zu beobachten ist.

Die Profile 523-530 lassen sich anhand der starken Bodenmaxima in Salzgehalt (Abb. 5.7a) und Sauerstoff (Abb. 5.7b) der Gruppe 3 zuordnen. Auch die Silikatanomalien (Abb. 5.7c) haben auf diesen Profilen Bodenmaxima. Die Anomalien der Profile 527-530 sind deutlich schwächer als die der Profile 523-526 und können von daher auch schon rezirkuliert sein. Damit sind sie Profile der Gruppe 3a; die Gruppe 3b wird von den Profilen 523-526 gebildet. Die in vorherigen Jahren beobachteten, über den gesamten σ_3 Bereich durchgehenden Salzgehaltanomalien finden sich 1994 nur auf einem einzigen Profil (525). Dies hängt aber wahrscheinlich im Wesentlichen mit dem zunehmenden Einfluss der jüngeren Jahrgänge des LSW zusammen. Dieser Effekt überdeckt den immer noch vorhandenen Salzeffekt des ISOW auf den westlichsten Profilen. Dieser macht sich jetzt nur noch dadurch bemerkbar, dass die Salzgehaltanomalien im Bereich der Profilgruppe 3b deutlich geringer sind als in der Gruppe 3a.

Die nachfolgenden Profile (531-539) haben zum Boden hin schon abnehmende Salzgehalte und Sauerstoffwerte und auch die Anomalien weisen keine Bodenextrema mehr auf. Von daher bilden sie die Profilgruppe 2. Insbesondere in den Salzgehaltanomalien ist diese Gruppe 1994 heterogener als in den anderen Jahren: Die Boden-anomalien auf den Profilen 531-534 sind merklich größer als die der Profile 535-539. In abgeschwächter Weise trifft das auch für die Sauerstoff- und Silikatanomalien zu. Offensichtlich ist die Wasserzusammensetzung in Bodennähe westlich und östlich des Eriador Seamounts etwas unterschiedlich. Nach einem Übergangprofil (540) mit einer nur noch sehr schwachen Sauerstoff- bzw. Silikatanomalie im ISOW-Bereich beginnt die Profilgruppe 1, die die Profile 541-547 umfasst.

Die positiven Salzgehaltanomalien im LSW-Bereich sind 1994 noch stärker ausgeprägt als 1992. Der damit einhergehende Einfluss auf die Sauerstoffanomalien führt 1994 in der Profilgruppe 2 zu über den gesamten σ_3 Bereich durchgehenden positiven Sauerstoffanomalien. Anhand der Salzgehaltanomalien ist zu erkennen, dass die frischeren LSW Varianten bis in den Bereich des Rockall-Grabens vorgedrungen sind. Es ist aber analog zu dem, was für 1992 beschrieben wurde ein deutlicher Sprung zu niedrigeren Salzgehaltanomalien im LSW-Bereich zu beobachten dort, wo im ISOW-Bereich der Übergang von Profilgruppe 2 zu Profilgruppe 1 liegt. Erneut liegt also offensichtlich eine Kopplung der beiden Schichten vor.

A1, 1994. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.07

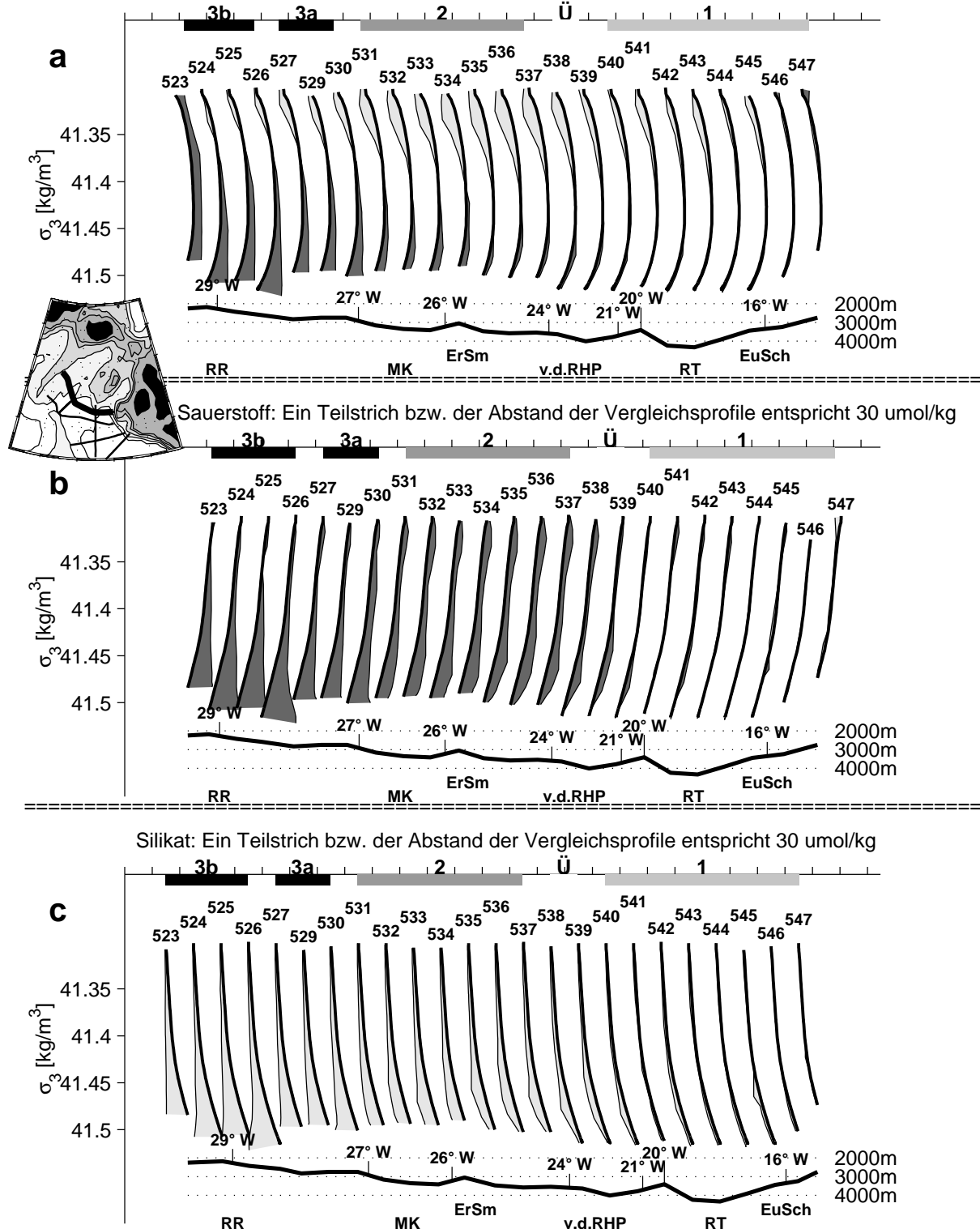


Abbildung 5.7: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1994 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2.

5.3.5 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A1 1997

1997 dehnt sich der ISOW-Einfluss weiter nach Osten hin aus als in allen vorherigen Jahren (Abb. 5.8). Einmaligerweise lässt sich noch östlich des Eriador Seamounts ein Profil mit Bodenextrema in allen drei Parametern finden. Auch die Profilgruppe 2 deckt den gesamten Bereich vor dem Rockall-Hatton-Plateau ab und endet damit noch weiter im Osten als 1991. Die jüngeren Jahrgänge des LSW haben 1997 den Ostrand des untersuchten Gebietes erreicht, wobei wiederum im LSW und im ISOW-Bereich an den gleichen Stellen Übergänge zu finden sind. Dies bestätigt erneut die Kopplung der beiden Schichten.

Die Profilgruppe 3b erstreckt sich 1997 über die Profile 525-534 mit sehr deutlich ausgeprägten Bodenextrema in Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalien (Abb. 5.8). Bei Profil 534 gibt es für Sauerstoff keinen Wert aus dem tiefsten Schöpfer; das führt zu der wesentlich schwächeren Ausprägung des Bodenmaximums im Sauerstoff für dieses Profil gegenüber Salzgehalt und Silikat. Die zwei verbleibenden Profile (535, 536) im Maury-Kanal gehören mit ihren etwas schwächer ausgeprägten Bodenextrema in Salzgehalt und Sauerstoff zur Gruppe 3a. Dies trifft ebenfalls für das Profil 551 auf der Ostseite des Eriador Seamounts zu. Die zwei dazwischenliegenden Profile (538, 550) erreichen nicht die σ_3 Werte, bei denen sich die Profile der Gruppe 3a deutlich von denen der Gruppe 2 unterscheiden. Sie befinden sich damit nicht im Widerspruch zu der Annahme, dass die Profilgruppe 3a die Profile 535-551 umfasst. Diese Profilgruppe dehnt sich damit einmaligerweise bis auf die Ostseite des Eriador Seamounts aus.

Die Profilgruppe 2 erstreckt sich dann über die Profile 552-558. Die Profile der Gruppe 2 breiten sich damit 1997 sogar noch etwas weiter nach Osten aus als 1991. 1997 sind die Salzgehaltanomalien (Abb. 5.8a) im ISOW-Bereich wieder sehr gering bis überhaupt nicht vorhanden, ähnlich wie es 1991 der Fall war. Nach den Übergangsprofilen 564 und 565 mit schwachen Anomalien folgt die Profilgruppe 1 (566-570).

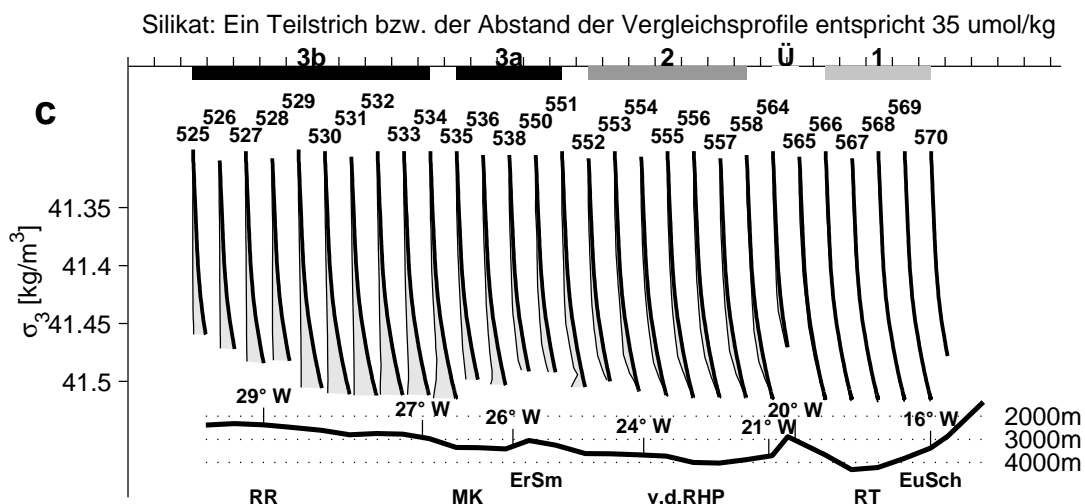
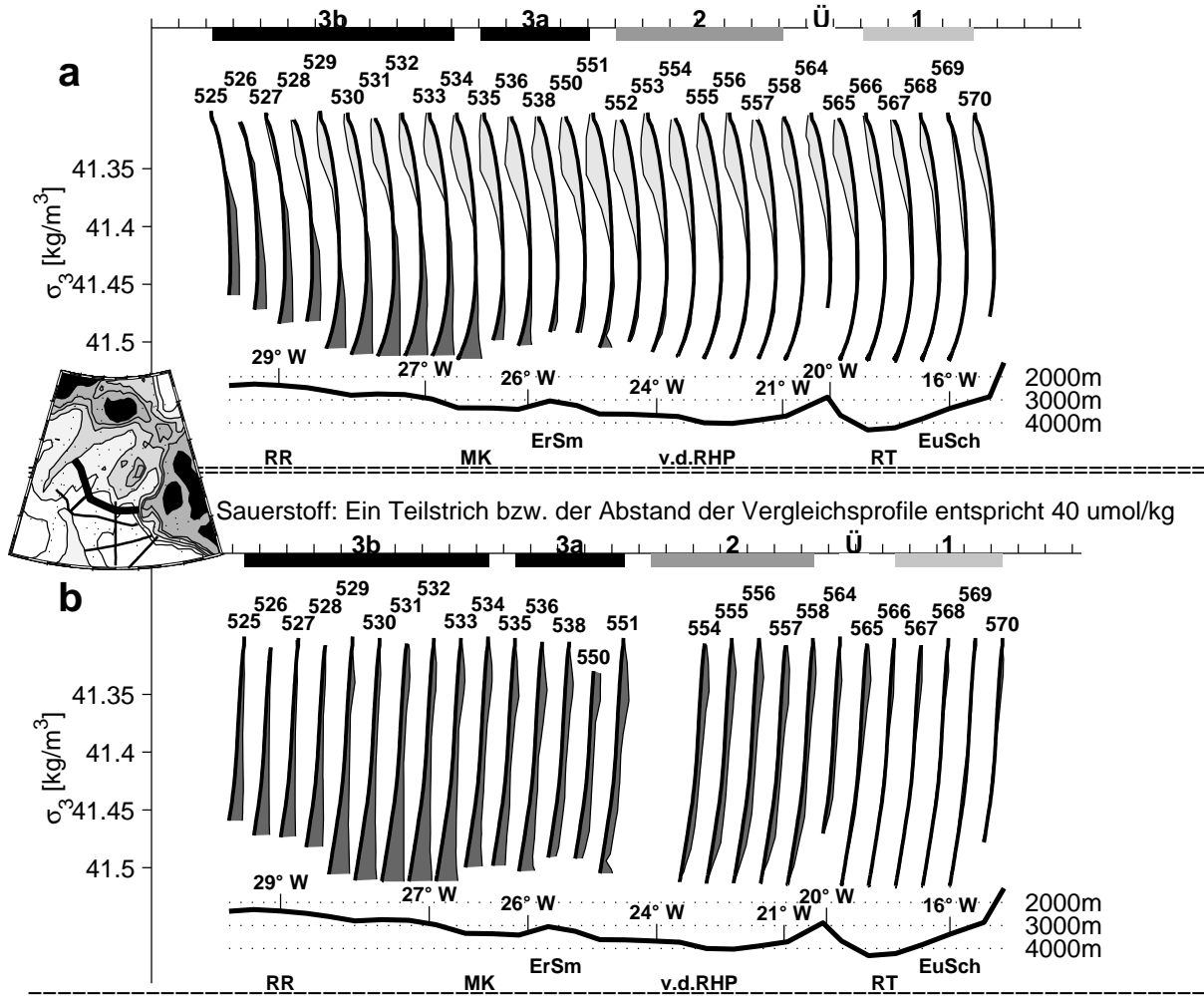
Im LSW-Bereich erstreckt sich die negative Salzgehaltanomalie 1997 über fast den gesamten Schnitt. Die Signatur der frischeren Varianten der LSW-Kaskade ist bis zur östlichsten hier gezeigten Station vorgedrungen. Aber ähnlich wie 1994 ist die negative Salzgehaltanomalie nicht einheitlich auf dem gesamten Schnitt: Sie sinkt sprunghaft zwischen Station 565 und 566 und damit wieder im Übergangsbereich von Profilgruppe 2 zu Profilgruppe 1 und bestätigt damit eine starke Kopplung der beiden Tiefenschichten.

5.3.6 ANOMALIEVERTEILUNGEN ZWISCHEN GIBBS-BRUCHZONE UND A1 (26° W), 1997

Dieser Teilschnitt wurde ebenfalls mit METEOR auf dem Abschnitt 39/5 vermessen (Abb. 5.1, „M39/5“). Der Schnitt verläuft vom Mittelatlantischen Rücken (MAR) direkt südlich der Gibbs-Bruchzone (GFZ) in nordöstlicher Richtung bis zum A1 Schnitt, den er auf der Ostseite des Maury-Kanals nahe dem Eriador Seamount (ErSm) trifft. Auf diesem Schnitt kann analysiert werden, in welcher Form der ISOW-Einfluss aus dem Islandbecken in den weiter südöstlich gelegenen östlichen Nordatlantik exportiert wird. Dies ist nur unwesentlich das Wasser aus dem ISOW-Kern, sondern eher das ISOW-beeinflusste NEADW_{IsB} (Abb. 5.9).

A1, 1997. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.07



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 35 $\mu\text{mol/kg}$



Abbildung 5.8: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1997 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2.

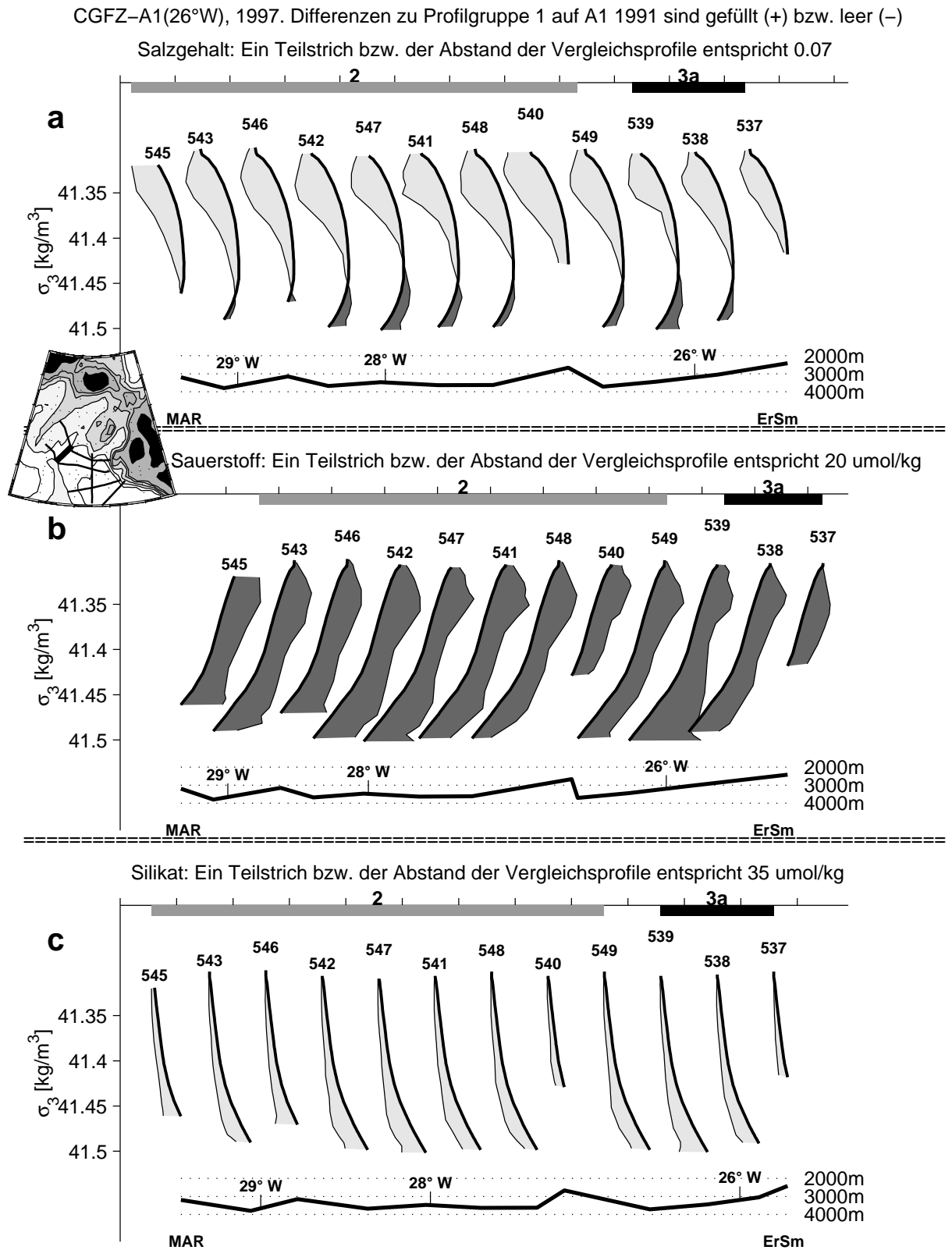


Abbildung 5.9: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt der Reise METEOR 39/5, 1997, vom A1 Schnitt bei 26° W zum Mittelatlantischen Rücken direkt südlich der Gibbs-Bruchzone bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2. MAR = Mittelatlantischer Rücken.

Im nordöstlichen Bereich des Schnittes liegt das Profil 538, das auch Teil des A1 Schnittes ist und dort aufgrund seiner Nachbarprofile der Gruppe 3a zugeordnet wurde (s. 5.3.5). Das nächste Profil in Richtung Südwesten hat Bodenextrema in allen drei Parametern (Abb. 5.9), wenn auch keine sehr starken, und bestätigt, dass dort der Bereich der Profilgruppe 3a ist. Alle anderen Profile haben am Boden keine oder nur sehr schwach ausgeprägte Extrema. Sie werden deshalb der Profilgruppe 2 zugeordnet. Im LSW-Bereich ist eine massive negative Salzgehalt- (Abb. 5.9a) und positive Sauerstoffanomalie (Abb. 5.9b) zu beobachten, die durch das Vordringen der frischen Varianten der LSW-Kaskade verursacht werden. Es ist deutlich zu sehen, dass der Effekt des veränderten LSW, das seinen Kern bei $\sigma_3 = 41,35$ hat, bis zu σ_3 Werten von 41,45 reicht.

5.3.7 ANOMALIEVERTEILUNGEN NAHE DER GIBBS-BRUCHZONE UND BEI CA. 51° N ZONAL, 1999

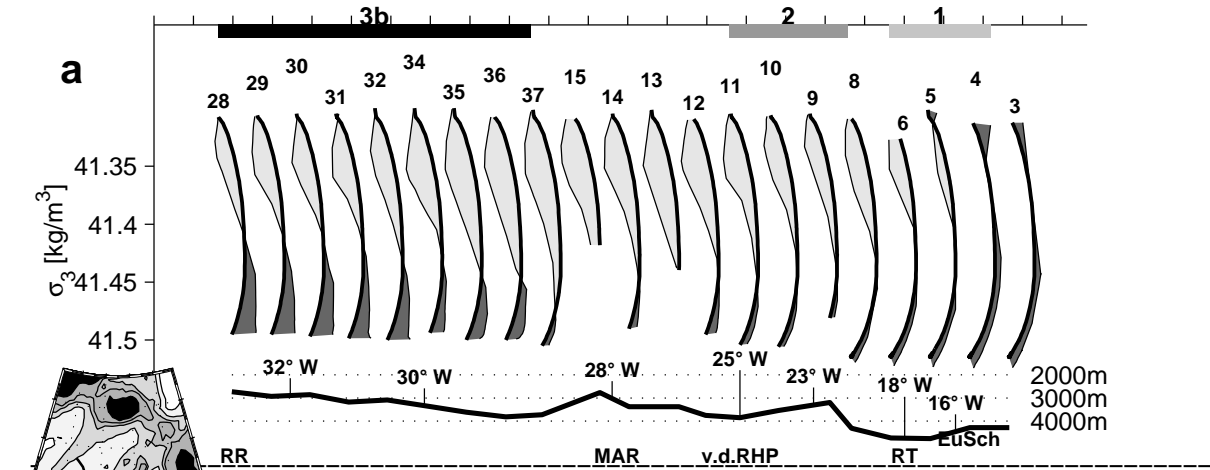
Auf der METEOR Reise 45/2 wurde 1999 im Rahmen des Kieler SFB 460 ein Teilschnitt realisiert, der vom Reykjanes-Rücken aus direkt nördlich und östlich der Gibbs-Bruchzone bis zum Mittelatlantischen Rücken bei 28° W führt (Abb.5.1). Von dort aus verläuft der Teilschnitt quasi zonal bis zum Europäischen Schelf. Der westliche Teil des Schnittes, der die Gibbs-Bruchzone umrundet, repräsentiert das Wasser, das über die Gibbs-Bruchzone mit dem westlichen Nordatlantik in Kontakt steht. In diesem Bereich dominiert Wasser, das vom ISOW-Kern geprägt ist (Abb. 5.10). Der Teil östlich des Mittelatlantischen Rückens zeigt wiederum, wie das ISOW den östlichen Nordatlantik beeinflusst. Dies geschieht im Wesentlichen durch den Export von $NEADW_{ISB}$. Eine relativ weit im Osten gemessenes Profil (8) fällt durch hohe Anomalien auf. Dieser Schnitt ist auch interessant, weil auf der Position von 3 der gezeigten Stationen (13, 12 und 10) für ein Jahr Verankerungen auslagen [Schott et al., 2000], deren Ergebnisse weiter hinten (5.5.4) diskutiert werden.

In Sauerstoff (Abb. 5.10b) und Silikat (Abb. 5.10c) zeigen die Profile 28 bis 37 mit ihren ausgeprägten Bodenextrema deutlich die Charakteristik der Gruppe 3b. Der gesamte Bereich nördlich des Mittelatlantischen Rückens und östlich der Gibbs-Bruchzone ist also von Wasser aus dem ISOW-Kern geprägt. Im Salzgehalt bzw. in der Salzgehaltanomalie (Abb. 5.10a) fallen die Bodenmaxima der Profile 34-37 deutlich schwächer aus als die der weiter westlich gelegenen Profile. In den Anomalien von Sauerstoff und Silikat ist ein solcher Effekt nicht zu beobachten. Dies könnte auf einen LSW-Einfluss zurückzuführen sein, der sich im Salzgehalt stark bemerkbar macht, bei den Sauerstoff- und Silikatwerten jedoch kaum. Östlich des Mittelatlantischen Rückens, auf dem westlichen Teil des Zonalschnittes, zeigt das erste tiefe Profil (14) keine Bodenextrema in den Absolutwerten der betrachteten Parameter und ist von daher ein Profil der Gruppe 2. Das folgende Profil (12) hat jedoch Maxima am Boden, wenn auch nicht sehr starke, und gehört von daher zur Profilgruppe 3a. Damit lässt sich der Bereich vom Mittelatlantischen Rücken bis zu Profil 12 weder der Profilgruppe 3a noch der Profilgruppe 2 zuordnen.

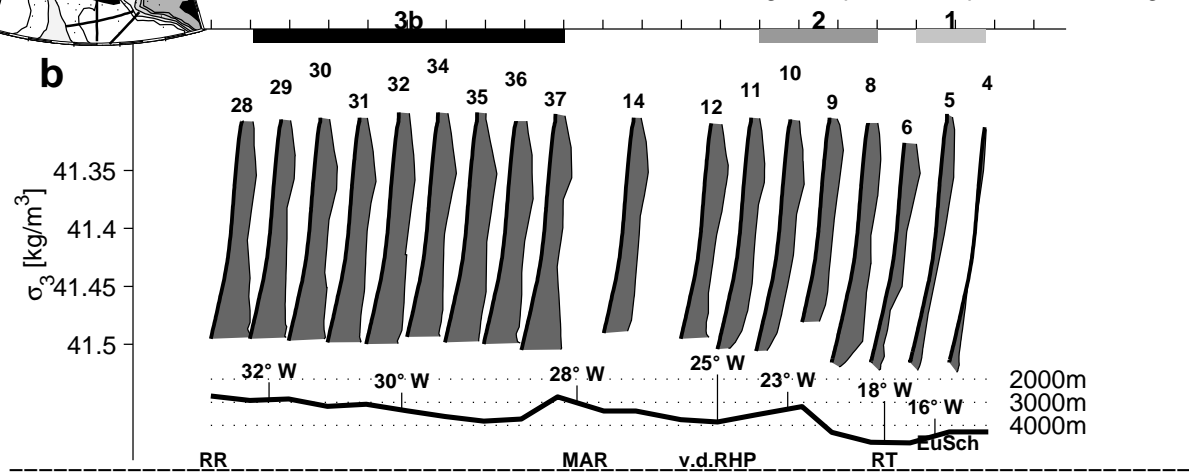
Ab Profil 11 beginnt dann die Profilgruppe 2 mit den für sie charakteristischen Abnahmen der Absolutwerte und Anomalien zum Boden hin. Eine Besonderheit stellt das Profil 8 dar, das durch besonders starke Sauerstoff- und Silikatanomalien aus der Gruppe 2 hervorsteht. Dieses Profil befindet sich in einem Graben der in Nordwest-Südost-Richtung südlich des Rockall-Hatton-Plateaus verläuft. Entlang dieses Grabens findet offensichtlich ein verstärkter Transport von ISOW-beeinflusstem Wasser statt. Östlich von diesem Profil beginnt die Profilgruppe 1, die die Profile 3-6 umfasst. Die

M 45/2, zwischen A1 und A2, 1999. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.07



Sauerstoff: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 40 umol/kg



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 25 umol/kg

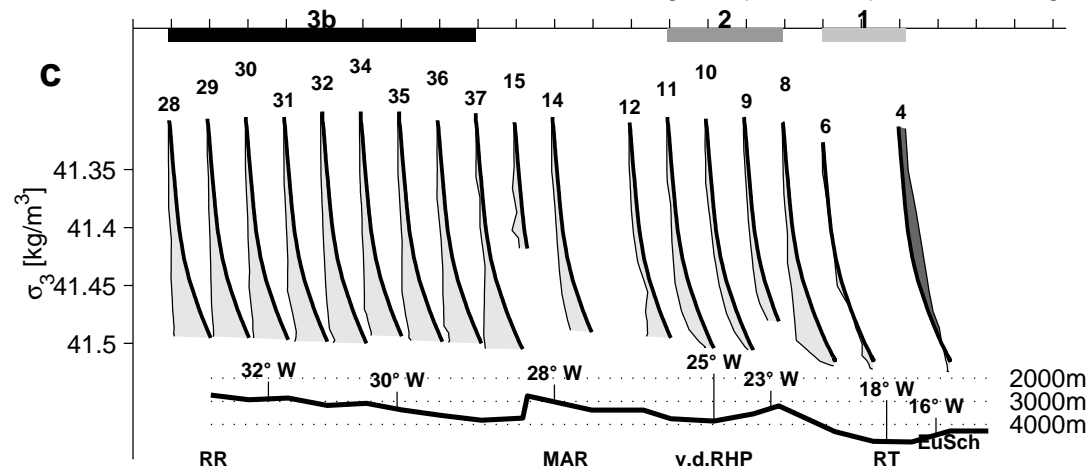


Abbildung 5.10: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt der Reise METEOR 45/2, 1999, direkt nördlich bzw. östlich der Gibbs-Bruchzone und vom Mittelatlantischen Rücken zum Europäischen Schelf entlang 51,5° N bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2.

Profile 5 und 6 haben zwar noch deutlich sichtbare positive Sauerstoffanomalien, aber dies spiegelt sich nicht in den anderen Parametern wider und wird deshalb ignoriert. Der in der Abbildung 5.10 sehr kleine Bereich der Profilgruppe 1 ist räumlich gesehen nicht wirklich so schmal, sondern erscheint nur durch die Darstellung so schmal, in der die Profile in gleichem Abstand aufeinander folgen unabhängig von der wirklich zwischen ihnen liegenden Distanz. Die westliche Grenze der Profilgruppe 1 liegt relativ weit östlich verglichen mit der Grenze auf A1, nicht jedoch verglichen mit der Lage dieser Grenze auf A2 (s. u.).

Der Einfluss der jüngeren Jahrgänge der LSW-Kaskade macht sich durch negative Salzgehaltanomalien und positive Sauerstoffanomalien bei niedrigeren σ_3 Werten auf fast dem gesamten Schnitt bemerkbar. Nur ganz am Ostrand (Profile 3 und 4) ist von diesem Einfluss nichts zu sehen, wobei das auch daran liegen kann, dass hier ein Mittelmeer-Wasser Einfluss den LSW Effekt kompensiert.

5.3.8 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A16N, 1988

Der A16N Schnitt ist ein Zonalschnitt entlang 20° W. Von daher kann an ihm abgelesen werden, bei welchen Breiten ISOW-beeinflusstes Wasser eine wie große Rolle spielt. Es stellt sich heraus, dass am nördlichsten Ende des Schnittes Wasser ohne ISOW-Einfluss angetroffen wird. Südlich davon ist dieser dann deutlich zu erkennen (Abb. 5.11). Der Einfluss nimmt nach Süden hin dann wieder ab, steigt aber südlich von 45° N noch einmal an. Der Schnitt fällt zum Großteil in das Untersuchungsgebiet des folgenden Kapitels; da aber die Informationen, die den Bereich dieses Kapitels betreffen, mit in die Diskussion einbezogen werden sollen, wird der Schnitt hier schon gezeigt. Die Betrachtung der südlichen Bereiche des Schnittes folgt dann in Kapitel 6.

Im flachen Bereich am Nordrand des Schnittes finden sich zunächst zwei Profile, die keine Anomalien (Abb. 5.11) aufweisen, also der Profilgruppe 1 angehören. Danach folgen 6 Profile (26-32), die eine deutliche Sauerstoff- (Abb. 5.11b) und Silikatanomalie (Abb. 5.11c) im ISOW-Bereich aufweisen und somit eindeutig zur Profilgruppe 2 gehören. Die stärksten Anomalien finden sich beim Profil 29 auf einer Breite von 51° N. Dies ist erneut der Bereich des Grabens, der vor dem Rockall-Hatton-Plateau in Nordwest-Südost-Richtung verläuft (s. 5.3.7). Weiter südlich folgt ein Bereich mit keinen bis sehr geringen Sauerstoffanomalien und etwas besser erkennbaren Silikatanomalien. Dieser und die noch weiter südlich gelegenen Profile werden in Kapitel 6 diskutiert.

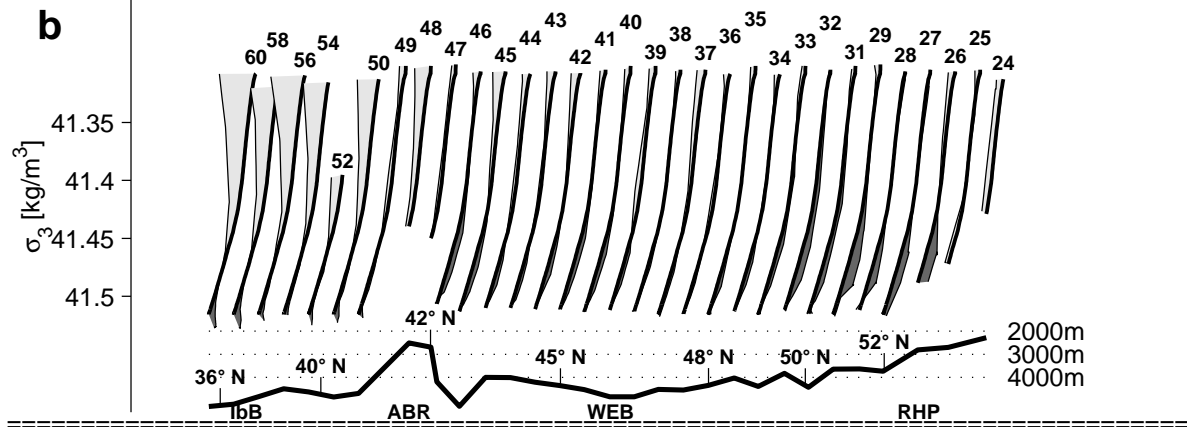
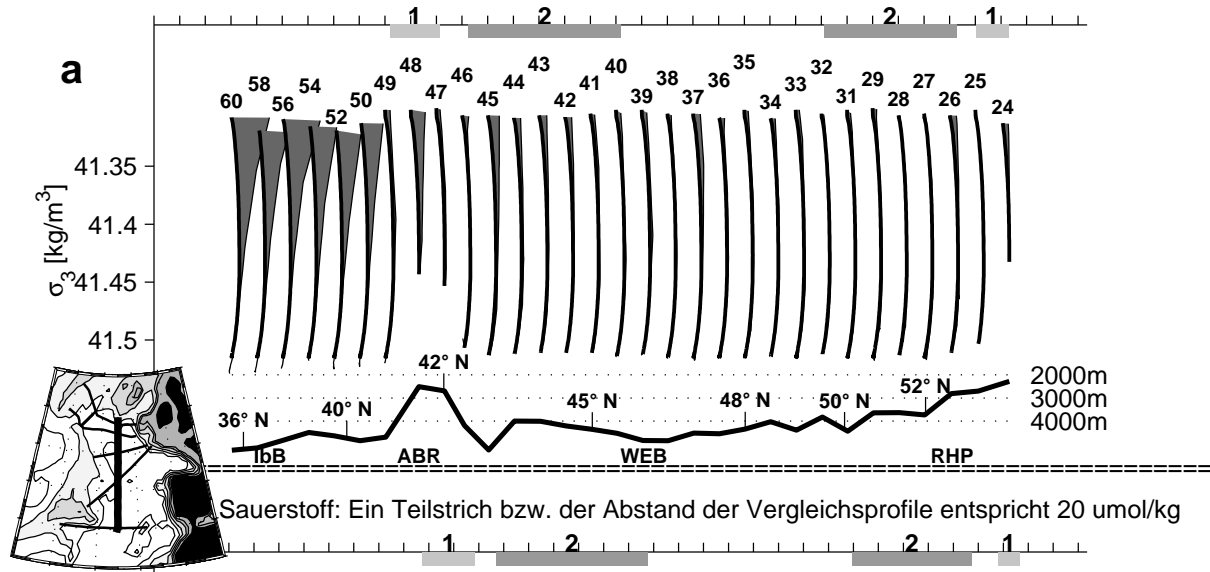
Im LSW-Bereich sind auf den nördlichen Stationen keine wesentlichen Abweichungen vom Vergleichsprofil zu erkennen, was zeigt, dass das gewählte Vergleichsprofil noch nicht von den frischeren Jahrgängen der LSW-Kaskade (ab 1988) beeinflusst ist.

5.3.9 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A16N, 1993

Für das Jahr 1993 liegen auf dem A16N Schnitt keine Silikatdaten vor. Aber auch mit Salzgehalt und Sauerstoff allein lässt sich erkennen, dass die erneute Realisierung des A16N Schnittes im Wesentlichen dasselbe Bild zeigt wie es eben beschrieben wurde (Abb. 5.12). Die Stationen haben jedoch einen sehr viel größeren Abstand, so dass die einzelnen Phänomene durch weniger Profile repräsentiert werden. Als wesentliche Befunde können auch hier wieder ein ISOW unbeeinflusster Bereich ganz im Norden, ein maximaler ISOW-Einfluss bei ca. 51° N und ein Wiederanstieg der Anomalien im südlichen Westeuropäischen Becken genannt werden.

A16N, 20°W, 1988. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.15



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 15 $\mu\text{mol/kg}$

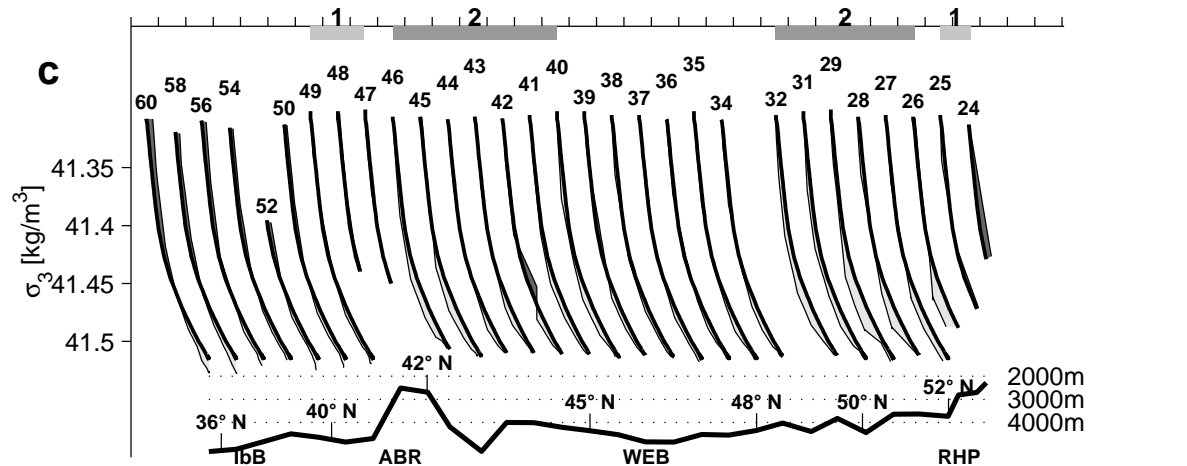


Abbildung 5.11: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt von A16N im östlichen Nordatlantik zwischen 35,6° N und 53,5° N auf der Reise OCEANUS 202, 1988, bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2. ABR: Azoren-Biskaya- Rücken; IbB: Iberisches Becken.

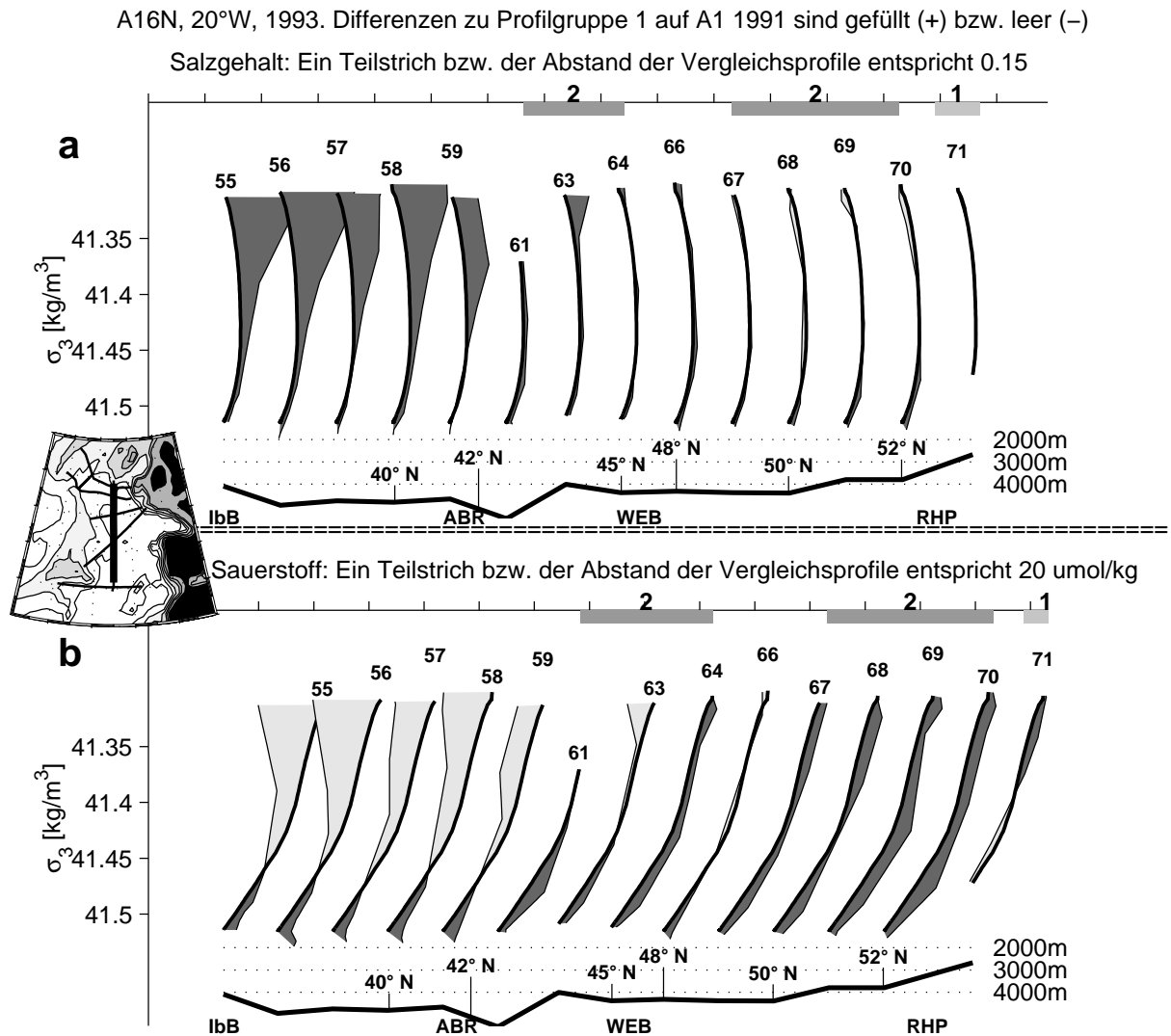


Abbildung 5.12: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt von A16N im östlichen Nordatlantik zwischen 37° N und 53° N auf der Reise BALDRIGE 93-IIb, 1993, bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 5.2.

Nach einem Profil an der nördlichen Begrenzung (71), das keine wesentlichen Anomalien aufweist (Abb. 5.12) und somit zur Profilgruppe 1 gehört, folgen wiederum einige Profile mit deutlichen Sauerstoffanomalien (Abb. 5.12b). Die stärksten Anomalien finden sich auf den Profilen 69 (51° N) und 70 (52° N), also erneut im Bereich des oben schon erwähnten Grabens. Profil 66 zeigt überhaupt keine signifikante Anomalie, wohl aber die nach Süden folgenden Profile 61-64, deren Diskussion Teil des folgenden Kapitels ist.

5.4 Schlussfolgerungen für das Island- und nördliche Westeuropäische Becken

Zunächst wird im Abschnitt 5.4.1 ein Zirkulationsschema für das Tiefenwasser im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken vorgestellt, wie es sich aus der gemeinsamen Interpretation der Verteilung der oben beschriebenen Anomalien ergibt. Das bestehende Bild von einer zyklonalen Rezirkulation von ISOW im Islandbecken wird erweitert um eine antizyklonale Rezirkulationszelle südlich des Rockall-Hatton-Plateaus und einen Exportpfad von ISOW-beeinflusstem Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden. Des Weiteren wird abgeleitet, dass es eine starke hori-

zonale Vermischung im Islandbecken quer zu dessen Achse gibt, die durch den Maury-Kanal definiert wird.

Die vertikale Struktur der Anomalieverteilungen wird in Abschnitt 5.4.2 genutzt, um festzustellen, in welchem σ_3 Bereich der ISOW-Einfluss auf das Wasser im östlichen Nordatlantik nimmt. Der stärkste Einfluss auf das Wasser, das außerhalb des Kernbereichs gefunden wird, liegt bei σ_3 Werten etwas über 41,5 und erstreckt sich mit abnehmender Tendenz bis $\sigma_3 = 41,4$. Aus den Anomalien lässt sich dabei schlussfolgern, dass der Kern selber im Wesentlichen das Islandbecken durch die Gibbs-Bruchzone nach Westen hin verlässt.

Anschließend wird in Abschnitt 5.4.3 die Variabilität der Verteilungen im betrachteten Zeitraum diskutiert. Dabei stellt sich heraus, dass die antizyklonale Rezirkulation von ISOW-beeinflusstem Wasser südlich des Rockall-Hatton-Plateaus den größten Veränderungen unterliegt. Die Ausdehnung dieser Rezirkulationszelle nach Osten ist stark mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation korreliert. Diese Kopplung erfolgt über den Nordatlantik-Strom. Die Zirkulation in diesem Gebiet ist also offensichtlich von starken barotropen Strömungen beherrscht. Dies lässt sich auch aus den gleichzeitigen Veränderungen im LSW und ISOW-Bereich schließen. Eine Bestätigung dieser Annahme aus anderen Daten wird in den Abschnitten 5.5.1 und 5.5.3 vorgestellt.

5.4.1 ZIRKULATIONSSCHEMA FÜR DAS ISLAND- UND NÖRDLICHE WESTEUROPÄISCHE BECKEN

Die Konstruktion eines Zirkulationsschemas (Abb. 5.13) für den untersuchten Bereich basiert auf der Verteilung der Profilgruppen und ihren jeweiligen Ausprägungen der Anomalie. Als Grundlage dient die Tatsache, dass sich die jeweiligen Anomalien durch Vermischung von Wassermassen erklären lassen müssen und dass Rezirkulation eigentlich zwangsläufig mit Vermischung einhergeht. Des Weiteren spielen die absoluten Silikatwerte im Islandbecken eine wichtige Rolle bei der Erstellung eines Zirkulationsschemas: Diese Werte sind so hoch (s. Abb. 5.3c), dass sie nur durch Anteile von Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks (EBBW) zustande kommen können. Dieses Wasser muss auf irgendeine Weise bis zum Islandbecken (IsB) vordringen. Das hier vorgestellte Zirkulationsschema gibt die Muster wieder, die in allen Jahren wiederkehren, auch wenn ihre Ausdehnung von Jahr zu Jahr schwanken mag.

5.4.1.1 Ausbreitung und Vermischung von ISOW im Islandbecken

Am Osthang des Reykjanes-Rückens ist – wie zu erwarten – immer ein ISOW-Kern zu finden. Dies drückt sich durch starke Bodenmaxima aus, die gemäß der obigen Kategorisierung die Profilgruppe 3b definieren. Die Ausdehnung dieser Profilgruppe unterliegt relativ geringen Schwankungen (Abb. 5.14). Sie überdeckt in allen Jahren außer 1994 (Abb. 5.7) den gesamten Hang des Reykjanes-Rückens und endet an dessen Fuß beim Übergang in den Maury-Kanal, außer 1997, wo auch noch eine Station (534, Abb. 5.8) im Maury-Kanal mit einem starken Bodenmaximum zu finden ist. Über dem eigentlichen ISOW-Kern findet sich ganz am westlichen Rand, über den flacheren Bereichen des Reykjanes-Rückens, immer eine positive Salzgehaltanomalie, die sich bis in den LSW-Bereich fortsetzt (s. z. B. Profile 580-584, 1991, Abb. 5.2a). In den Jahren nach 1991 wird dieser Effekt zum Teil durch die negativen Salzgehaltanomalien überdeckt. Es lässt sich jedoch immer erkennen, dass im Bereich der Profilgruppe 3b (mit ISOW-Kern) die Salzgehalte auf einigen Profilen am westlichen

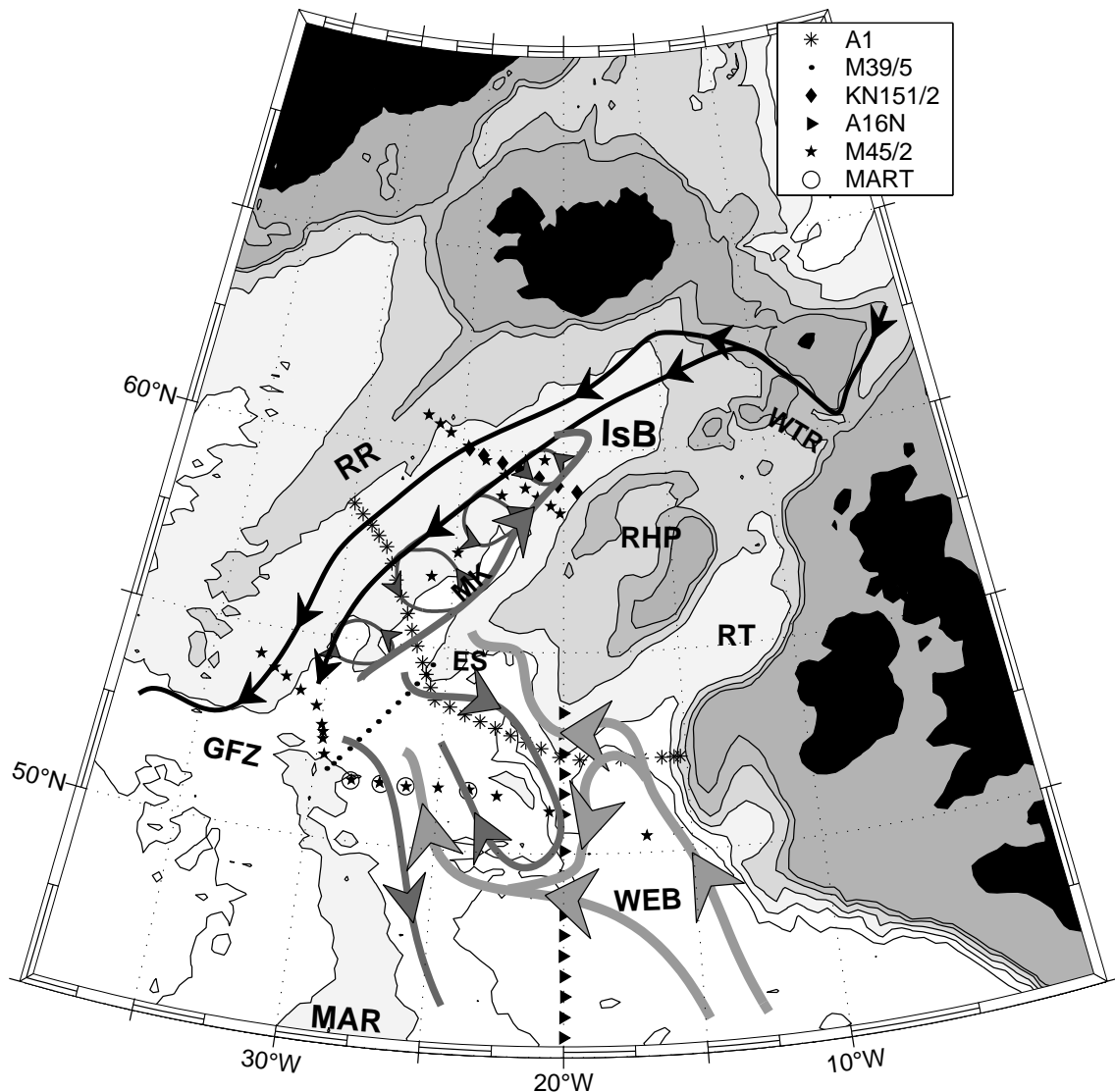


Abbildung 5.13: Zirkulationsschema für das Island- und nördliche Westeuropäische Becken, abgeleitet aus der Verteilung der Anomalieprofile auf den eingezeichneten Schnitten. Die schwarzen dünnen Linien stehen für die Ausbreitung des ISOW-Kerns. Die dicken hellgrauen Linien zeigen die Zirkulationspfade des $\text{NEADW}_{\text{eWEB}}$ und die mittelstarken dunkelgrauen die des $\text{NEADW}_{\text{IsB}}$. Letzteres entsteht durch die Vermischung von ISOW und $\text{NEADW}_{\text{eWEB}}$ im südlichen Islandbecken.

Rand höher liegen als die in den Profilgruppen 3a (mit abgeschwächtem Kern) und 2 (ISOW-Einfluss im NEADW) (s. z. B. Profile 525-528, 1997, Abb. 5.8a).

Die positiven Salzgehaltanomalien außerhalb des ISOW-Kernbereichs sind ebenfalls auf den Überstrom von kaltem Wasser aus der Norwegischen See zurückzuführen. Zum einen kann es sich hier um ISOW handeln, das aus dem Überstrom über den Island-Faröer-Rücken hervorgegangen ist. Dieser Überstrom ist in der Regel weniger dicht und strömt in flacheren Bereichen in das Islandbecken ein, so dass die daraus hervorgehende Wassermasse eine geringere Dichte hat. Zum anderen kann es sich um ISOW handeln, das höhere Anteile von warmer Beimischung hat. Für den Ausstrom von Mittelmeer-Wasser wurde eine deutliche Differenzierung der hydrographischen Eigenschaften und damit der erreichten Dichte und Tiefe beobachtet, die durch unterschiedliche Beimischungen zum ursprünglichen Überstromwasser zustande gekommen ist [Baringer und Price, 1997]. Ein analoger Prozess müsste beim Ausstrom von kaltem Wasser aus dem Faröer-Bank-Kanal zu verschiedenen

ISOW-Varianten führen, wobei – in Übereinstimmung mit den hier beobachteten Anomalien – der flachere Teil höhere Anteile von den Wassermassen nahe der Schwelltiefe haben sollte, also mehr von den salzreichen Wassermassen SPMW und Nordatlantik-Strom-Wasser. Die ISOW bedingten Salzgehaltanomalien lassen sich nur sehr schwach auf den Profilen finden, auf denen der Kern selber nicht angetroffen wird. Daraus lässt sich schlussfolgern, dass der westliche Teil der Profilgruppe 3b (mit den durchgehenden Salzgehaltanomalien) und der Großteil des Wassers aus dem Kern den östlichen Nordatlantik nach Westen hin verlassen. Dies ist durch den westlichen ISOW Transportpfad über der Ostflanke des Reykjanes-Rückens angedeutet, der durch die Gibbs-Bruchzone in den westlichen Nordatlantik führt.

Die Profilgruppe 3a (mit abgeschwächtem Kern) ist in den meisten Jahren im Maury-Kanal zu finden (Abb. 5.14). Die im Vergleich zur Gruppe 3b (mit ISOW-Kern) bei den höchsten σ_3 Werten geringeren Anomalien ermöglichen es, diese Profile als rezirkuliertes Wasser aus der Gruppe 3b zu betrachten. Diese Betrachtung wird nahegelegt durch die Tatsache, dass es einen Einstrom in das Islandbecken von Süden her geben muss, da das Tiefenwasser nicht ausschließlich Überstromwasser ist. Das lässt sich an den Silikatwerten des Tiefenwassers im Islandbecken ablesen: Als Beispiel seien hier die Silikatwerte im Bereich des Maury-Kanals im Jahre 1991 angeführt. Diese betragen maximal knapp $25 \mu\text{mol/kg}$ (Abb. 5.3c). Die Wassermassen, die in der Nordhemisphäre gebildet werden – also in diesem Fall LSW und ISOW mitsamt Beimischungen –, haben jedoch alle Silikatwerte von unter $15 \mu\text{mol/kg}$. Die Silikatwerte im Islandbecken können nur durch einen erheblichen Anteil von Wasser mit hohen Silikatwerten erklärt werden. Solche hohen Werte finden sich weiter südöstlich, nämlich im Westeuropäischen Becken (WEB), wo das EBBW mit seinen Anteilen pazifischen Wassers die Silikatwerte prägt. In diesem Bereich steigen die Silikatwerte unterhalb des LSW kontinuierlich an, bis sie am Boden Maximalwerte von über $40 \mu\text{mol/kg}$ erreichen (Abb. 6.2).

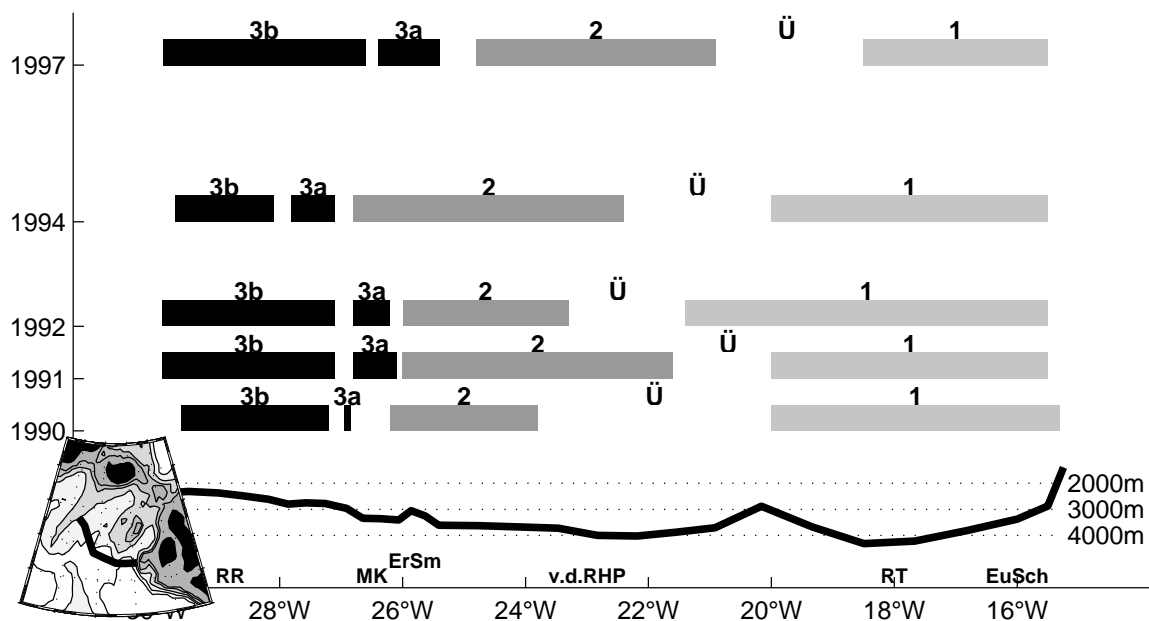


Abbildung 5.14: Ausdehnung der verschiedenen Profilgruppen auf dem A1 Schnitt. Im unteren Bildbereich ist die Topographie längs des A1 Schnittes skizziert. Die Position der Grenze zwischen Profilgruppe 1 und Profilgruppe 2 unterliegt der stärksten Veränderlichkeit. Sie ist stark mit dem NAO Index korreliert (s. 5.4.3).

Erstaunlicherweise unterscheiden sich die Profilgruppen 2 (ISOW-Einfluss im NEADW), 3a (abgeschwächter Kern) und ein Teil der Profilgruppe 3b (derjenige, ohne durchgehende Salzgehalt-anomalien) in ihren Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatwerten im Bereich über dem Kern nur minimal. Sie entsprechen damit nicht dem Bild eines kontinuierlichen Übergangs von Wasser mit sehr starken Anomalien zu Wasser ohne Anomalien. Zudem lassen sich die Anomalien nicht durch Vermischung erklären. Dazu bräuchte es Wasser mit stärkeren und Wasser mit schwächeren Anomalien. Schwächere Anomalien gibt es bezogen auf Silikat und Sauerstoff beim Wasser der Profilgruppe 1, nicht aber beim Salzgehalt. Stärkere Anomalien gibt es dagegen vornehmlich im Salzgehalt, nämlich beim Wasser der Profilgruppe 3b (westlicher Teil), das aber wenn überhaupt nur wenig stärkere Sauerstoff- und Silikatanomalien hat. Die Mischung von Wasser aus diesen Profilgruppen erklärt also nicht das Zustandekommen des Wassers auf den Profilgruppen 2, 3a und östlicher Teil von 3b. Es wird deshalb hier davon ausgegangen, dass es sich bei dem Wasser dieser Profilgruppen im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,45$ im Grunde um dasselbe Wasser handelt. Es bildet sich unabhängig vom Wasser der Profilgruppe 3b und weitgehend unabhängig vom eigentlichen ISOW-Kern.

Das Wasser entsteht vermutlich durch eine starke Vermischung im Islandbecken quer zur Richtung der Achse, die durch den Maury-Kanal gegeben ist. Der in Abbildung 5.13 eingezeichnete Strompfad zeigt damit zwar die prinzipielle Richtung des Wassertransportes richtig an, aber es kommt trotzdem nicht zu den Gradienten quer zur Achse, die mit diesem Bild eigentlich verbunden sein müssten. Die Gradienten sind bei starker horizontaler Vermischung quer zur mittleren Strömung, ähnlich wie bei einem von Diffusion dominierten Vermischungsprozess, eher entlang der Achse zu suchen als quer zur Achse. Dies lässt sich bestätigen durch andere Schnitte, die quer zur Achse des Islandbeckens verlaufen und die auch über dem Bereich des Kerns auf dem Großteil des Schnittes relativ ähnliche Parameterwerte haben. Dies gilt für die Stationen 43-49 auf der Reise METEOR 45/2 bei in etwa 60° N (1999, Positionen in Abb.5.13) und die Stationen 68-71 auf der Reise KNORR 151/2 ebenfalls bei 60° N (1997, Positionen in Abb.5.13). Die Stationen westlich der genannten und in Abb. 5.13 gezeigten (3 für M45/2, 4 für K151/2 in Abb. 5.13) haben durchgehend höhere Salzgehalte und entsprechen damit dem westlichen Teil der Profilgruppe 3b. Sie stimmen nicht mehr so gut mit den anderen Profilen überein. Dagegen ist auf den vier Stationen der Reise METEOR 45/2 entlang der Achse des Islandbeckens von 60° N bis 56° N (59, 61, 63, und 64, Positionen in Abb. 5.13), die sich auf dem unteren Bereich des Hangs des Reykjanes-Rückens befinden, eine Abnahme der Silikatwerte in Richtung Nordosten zu sehen. Die starke Vermischung im Islandbecken ist in Abbildung 5.13 durch kleinskalige Rezirkulationen zwischen dem nordostwärtigen Ausbreitungspfad im Maury-Kanal und dem südwestwärtigen Ausbreitungspfad über dem Reykjanes-Rücken angedeutet. Damit lassen sich die sehr ähnlichen Parameterwerte bzw. Anomalien der Gruppe 3a und des östlichen Teils der Gruppe 3b im Bereich über dem ISOW-Kern erklären.

Im Islandbecken befinden sich zumindest unterhalb der Thermokline auf engem Raum relativ starke gegenläufige Strömungen. Während sich auf der Westseite das ISOW nach Südwesten ausbreitet, strömt auf der Ostseite Wasser des Nordatlantik-Stroms und LSW nach Nordosten. Die jeweilige Strömungsrichtung ist aufgrund der hohen barotropen Geschwindigkeitsanteile im Islandbecken (s. 5.5.1 und 5.5.3) meist in allen Tiefen zu finden, so dass das Islandbecken im Wesentlichen zyklonal durchströmt wird. In Bodennähe wurde dies aus verankerten Strömungsmessern abgeleitet [van Aken, 1998], für das LSW geht es aus Floats hervor ([Zenk, 2000], [Davis und Zenk, 2001]) und auch Ober-

flächendrifter zeigen dieses Muster [Otto und van Aken, 1996]. Durch die räumliche Nähe dieser beiden Strömungen zueinander entsteht eine große Geschwindigkeitsscherung, die wiederum Anlass zu starker Vermischung ist. Im LSW Bereich ist das in Floatdaten als starke mesoskalige Turbulenz im zentralen Islandbecken zu erkennen [Zenk, 2000], und aus Drifterdaten wurde abgeleitet [Otto und van Aken, 1996], dass das Islandbecken ein Bereich mit besonders großer mesoskaliger Turbulenz ist. Im Oberflächenbereich wird diese Turbulenz befördert durch die Aufteilung des Nordatlantik-Stroms in mehrere Strombänder. Dies führt zu einer Vergrößerung der Frontbereiche und damit zu einer vermehrten Umwandlung von barokliner Instabilität, also potentieller Energie, in Turbulenz, also kinetische Energie. Der ISOW-Kern selber ist in diese Vermischung wahrscheinlich aufgrund seiner hohen Dichte wesentlich schwächer miteinbezogen, als der Bereich außerhalb des Kerns. Da die Dichte des Kerns über der von anderem Wasser in der gleichen Tiefe liegt, wäre zur Einbeziehung des Kerns eine diapkyknische Mischung erforderlich, die sehr viel mehr Energie erfordert.

Es verbleibt die Frage, warum es deutliche Sauerstoff- und Silikatanomalien, jedoch nur geringfügige oder überhaupt keine Salzgehaltanomalien auf diesen Profilen gibt. Dies lässt sich eigentlich nur erklären durch einen höheren Beitrag von LSW zu der Beimischung im ISOW in diesem Wasser verglichen mit der Beimischung, die im ISOW-Kern angetroffen wird. Ein größerer Anteil von LSW kann die positiven Salzgehaltanomalien des ISOW durch seine niedrigen Salzgehalte kompensieren, ändert aber nur wenig an den Sauerstoff- und Silikatanomalien, die das ISOW hervorruft, da beide Wassermassen gleichgerichtete Anomalien in diesen Parametern bewirken. Eine mögliche Erklärung für diesen erhöhten Anteil von LSW in der Beimischung des ISOW wäre, dass die starke Turbulenz, die zu der Ähnlichkeit der Profilgruppen 3b und 3a im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,45$ führt, auch eine verstärkte vertikale Vermischung bewirkt. Denkbar ist auch, dass der äußere Bereich des Kerns beim Absinken durch den LSW-Bereich stärker mit LSW vermischt wird. Wird dieses Wasser später durch die starke horizontale Vermischung im Islandbecken vom Kern getrennt und trägt zur Bildung des NEADW_{ISB} bei, sind die Eigenschaften dieser Wassermasse erklärt.

5.4.1.2 Zirkulation im nördlichen Westeuropäischen Becken

Die quasi identischen Werte der Gruppen 3a und 2 im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,45$ bedeuten, dass das Wasser der Profilgruppe 2, das sich im Bereich vor dem Rockall-Hatton-Plateau befindet, ziemlich direkt aus dem südlichen Islandbecken dorthin gelangt sein muss. Ein Einstrom von weiter nördlich kommt aufgrund der Topographie (Ausläufer des Rockall-Hatton-Plateaus) nicht in Frage. Die Profilgruppe 2 erstreckt sich meist über einen großen Teil des Bereichs vor dem Rockall-Hatton-Plateau und wurde auch auf beiden A16N Realisierungen zwischen 48° N und 52° N angetroffen. Die extremsten Sauerstoff- und Silikatwerte auf A16N finden sich etwas nördlich von 50° N, dort wo ein tiefer Graben von 20° W aus in Richtung der Sackgasse beginnt. Die 1999 auf M 45/2 in diesem Graben befindliche Station (8) weist auch eine herausragende positive Sauerstoffanomalie in Bodennähe auf (Abb. 5.10b). Es muss von daher eine (süd)ostwärtige Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem NEADW (NEADW_{ISB}) südlich des Rockall-Hatton-Plateaus geben, die höchstwahrscheinlich im Wesentlichen der Topographie folgt.

Eine solche Topographie-folgende Ausbreitung des Wassers entspricht den Erwartungen unter der Annahme, dass die Strömung im Wesentlichen barotrop ist: Die potentielle Vorticity $(\zeta+f)/h$ ist eine Erhaltungsgröße der Wasserbewegung. Die relative Vorticity ζ hängt von der horizontalen

Stromscherung ab. Eine obere Grenze kann über eine Geschwindigkeitsänderung von 20 cm/s auf 100 km (s. IADCP-Daten in Abb. 5.20) zu $0,2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ abgeschätzt werden. Die planetare Vorticity f beträgt dagegen etwa $6 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ und dominiert von daher die absolute Vorticity ($\zeta+f$). Da sich der hier betrachtete Bereich nur über wenige Breitengrade erstreckt, können die Veränderungen in der planetaren - und damit auch in der absoluten - Vorticity in erster Näherung ganz vernachlässigt werden. Die Dicke der betrachteten Schicht h kann bei einer barotropen Strömung über die Wassertiefe abgeschätzt werden. Unter diesen Voraussetzungen bleibt die potentielle Vorticity nur erhalten, wenn h entlang des Strompfades konstant ist, also dann, wenn die Strömungen im Wesentlichen der Topographie folgen.

Eine südwärtige Fortsetzung dieses Strompfades vom Ende des gerade erwähnten Grabens (51° N , 20° W) ins Westeuropäische Becken und weiter parallel zum Mittelatlantischen Rücken nach Süden würde das Islandbecken von einer Versorgung mit silikathaltigem und sauerstoffärmerem Wasser abschneiden, so dass in Abbildung 5.13 für das südlich des Rockall-Hatton-Plateaus nach Südosten strömende Wasser eine scharfe Wendung nach Nordwesten eingezeichnet ist, zu der der Einstrom von NEADW_{eWEB} parallel verläuft. So ergibt sich für diesen Bereich eine antizyklonale Rezirkulation von NEADW_{IsB}. Diese antizyklonale Rezirkulation im Bereich des A1 Schnittes ist so kurz, dass sie mit den gleichbleibenden Profilen innerhalb der Gruppe 2 gut vereinbar ist. Eine gewisse Vermischung mit dem teilweise parallel strömenden NEADW_{eWEB} erklärt die Übergangprofile zwischen den Gruppen 1 und 2.

Die Annahme, dass eine westwärts gerichtete Strömung von NEADW_{eWEB} beeinflusstem Wasser südlich der antizyklonalen Rezirkulationszelle existiert, wird unterstützt von den geringeren Sauerstoffanomalien der Profile 34 und 38 im Jahr 1992 gegenüber den Profilen östlich und westlich davon (Abb. 5. 6b). Diese müssen schließlich von irgendwoher das sauerstoffärmere Wasser zugeführt bekommen haben, das zu diesen Anomalien geführt hat. Da eine Zufuhr von solchem Wasser nördlich von A1 aufgrund der Topographie nur in einem sehr engen Band und nicht für alle Dichteklassen möglich ist, muss es eine Route geben, auf der sauerstoffärmeres und silikatreicheres Wasser südlich von A1 nach Westen transportiert wird, ähnlich wie es in Abbildung 5.13 gezeigt ist.

Die deutlich schwächeren Anomalien auf den nördlichsten Stationen der A16N Realisierungen legen die Vermutung nahe, dass dort ein Einstrom von NEADW_{eWEB} entlang der Topographie in nordwestlicher Richtung stattfindet wie sie in Abb. 5.13 eingezeichnet ist. Dieser ist wie oben schon erwähnt aufgrund der topographischen Gegebenheiten nicht in der Lage, die dichtesten Fraktionen ins Islandbecken zu bringen. Je nach Ausdehnung der antizyklonalen NEADW_{IsB} Rezirkulationszelle bestimmt dieses Wasser auch einen Teil des Bereichs vor dem Rockall-Hatton-Plateau (Abb. 5.14)

Entlang des Mittelatlantischen Rückens ist ein südwärtiger Transport von NEADW_{IsB} eingezeichnet, der zum einen die Anomalien auf M 45/2 erklärt, zum anderen und wichtigeren Teil aber darin begründet ist, dass NEADW_{IsB} im Westeuropäischen Becken und südlich davon angetroffen wird (s. Kapitel 6).

5.4.2 EINFLUSSBEREICH DES ISOW

Nach der Vorstellung des Zirkulationsschemas soll nun der σ_3 Bereich bestimmt werden in dem das ISOW Einfluss auf die Wassermassenstruktur im östlichen Nordatlantik nimmt. Ausgehend von dem Wasser ohne Einfluss von frischem ISOW, dem NEADW_{eWEB} der Profilgruppe 1, wird zunächst der Einfluss des ISOW auf das NEADW_{ISB} untersucht, also die vertikale Struktur der Anomalien der Profilgruppe 2. Die auffälligsten Unterschiede zwischen den beiden Gruppen sind positive Sauerstoffanomalien (s. z. B. Pr. 596-604, 1991, Abb. 5.2) und negative Silikatanomalien (Abb. 5.2c), wie es bei ISOW-Einfluss auch zu erwarten ist. Die Salzgehaltanomalien fallen schwach bis sehr schwach aus (Abb. 5.2a), was oben schon auf einen möglichen Einfluss von LSW zurückgeführt wurde. Die Anomalien von Sauerstoff und Silikat setzen von unten nach oben betrachtet bei $\sigma_3 \approx 41,5$ sprunghaft ein und setzen sich dann weniger ausgeprägt nach oben hin fort. $\sigma_3 \approx 41,5$ ist von daher im Island bzw. nördlichen Westeuropäischen Becken als eine relativ scharfe Untergrenze für den ISOW-Einfluss anzusehen. Die Silikatanomalien verringern sich mit abnehmenden σ_3 Werten und verschwinden zwischen $\sigma_3 = 41,4$ und $41,35$.

Im Gegensatz dazu unterscheidet sich die Verteilung der Sauerstoffanomalien im Bereich $\sigma_3 < 41,45$ aufgrund des Vordringens von frischeren Varianten aus der LSW-Kaskade deutlich. Zur Abschätzung des Einflussbereichs des ISOW eignen sich also zum einen besonders die Silikatanomalien, da sie im oberen Bereich nicht veränderlich sind und die Anomalien der Jahre 1990 und 1991, in denen geringe oder keine positiven Salzgehaltanomalien im LSW-Bereich zu finden sind. Diese Betrachtung gibt relativ einheitlich ein Bild von einem ISOW-Einfluss, der bei $\sigma_3 = 41,5$ relativ plötzlich einsetzt und schnell sein Maximum erreicht. Danach nimmt der Einfluss kontinuierlich ab und verschwindet im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,4$. Die schwachen positiven Salzgehaltanomalien (s. z. B. Pr. 34-42, 1992, Abb. 5.6a) finden sich immer im Bereich $41,45 < \sigma_3 < 41,5$ und deuten ebenfalls auf diesen Dichtebereich als Bereich des maximalen ISOW-Einflusses hin.

Der ISOW-Kern hat meist maximale Dichten und seine extremsten Werte in den betrachteten Parametern bei σ_3 Werten von über $41,5$. Im ISOW-Kern sind auch immer starke Salzgehaltanomalien zu finden, im westlichen Teil der Profilgruppe 3b auch über dem Kern. Diese Salzgehaltanomalien wirken aber offensichtlich nicht auf die Wassermassen weiter östlich. Dieses Wasser muss von daher zu aller größten Teilen ins westliche Becken transferiert werden.

5.4.3 ZEITLICHE VARIABILITÄT DES EINFLUSSES VON ISOW

Nach der Ableitung eines mittleren Zirkulationsschemas für das Tiefenwasser im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken aus der Verteilung der Profilgruppen sollen nun die Unterschiede zwischen den Jahren diskutiert werden (Abb. 5.14). Die größte Variabilität zeigt die östliche Grenze der Profilgruppe 2. Für diese wird zunächst abgeschätzt, dass es sich um eine Variabilität handelt, die eine Zeitskala von mehr als einigen Wochen und weniger als einem Jahr hat. Anschließend wird anhand der Untersuchung von Grenzen zwischen verschiedenen Regimen im LSW-Bereich und in Oberflächennähe festgestellt, dass eine starke Korrelation zwischen diesen Übergängen und der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 besteht. Die daraus geschlussfolgerte starke Kopplung der Tiefenwasserzirkulation im nördlichen Westeuropäischen Becken an den Nordatlantik-Strom wird zu-

sätzlich erhärtet durch eine erstaunlich starke Korrelation der Position der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation.

Die Ausdehnung der einzelnen Profilgruppen ist in Tabelle 5.2 vergleichend zusammengestellt und in Abbildung 5.14 gezeigt. Aus diesen ist zu ersehen, dass die Ausdehnung der Profilgruppen 3b und 3a eine eher geringe Variabilität zwischen den Jahren zeigt. Im Gegensatz dazu reichen die Profile der Gruppe 2 in den verschiedenen Jahren sehr unterschiedlich weit nach Osten (Abb. 5.14). Diese Grenze und damit auch die Größe oder Lage der antizyklonalen Rezirkulationszelle zeigt die größte Variabilität zwischen den 5 Realisierungen. Während 1997 das östlichste Profil der Gruppe 2 bei 20,9° W zu finden ist, beginnt die Gruppe 2 von Osten her gesehen 1990 erst bei 23,8° W.

Aus den Daten geht nicht direkt hervor, ob es sich bei der beschriebenen Variabilität um eine zwischenjährliche Variabilität oder um eine Veränderlichkeit auf einer (viel) kürzeren Zeitskala handelt. Da sich die Jahre 1990, 1991 und 1992 deutlich voneinander unterscheiden, ist die Zeitskala maximal ein Jahr. Für 1991 stehen aus dem Datensatz des SAC (V. Gouretski, Hamburg, pers. Mitt.) die Messwerte für Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat einer Reise mit dem Forschungsschiff DARWIN zur Verfügung, die von 26° W an ostwärts parallel zum A1 Schnitt verlief und zwar um ein halbes Grad nach Süden versetzt (Abb. 5.1, DAR62). Der zeitliche Versatz zur METEOR 18 Reise auf dem A1 Schnitt beträgt westlich von 20° W in etwa 2 Wochen, während östlich von 20° W etwa 6 Wochen zwischen den Reisen liegen. Die aus dieser Fahrt abgeleitete Verteilung der Profilgruppen (o. Abb.) ergibt ein Bild, das mit der Einteilung anhand der METEOR 18 Profile übereinstimmt. Insbesondere die östliche Grenze der Profilgruppe 2 ergibt sich aus beiden Fahrten mit nur geringer Abweichung.

Das Profil 610 der METEOR Reise und die Profile der DARWIN Reise 10 und 79 sind alle bei 20° W genommen worden. Die Profile 10 und 79 gehören zur Gruppe der Übergangsprofile, während Profil 610 eindeutig noch zur Gruppe 1 gehört. Dies kann darauf hindeuten, dass eine Verschiebung der Gruppengrenzen um ein Profil, das heißt in diesem Fall um bis zu einem Grad westlicher Länge, im Laufe weniger Wochen möglich ist. Allerdings ist zu beachten, dass die DARWIN Reise ein halbes Grad weiter südlich verläuft und auch das zu einer Verschiebung der Grenze führen kann. Insbesondere verläuft der Graben, dem die antizyklonale Rezirkulation zu folgen scheint, in südöstlicher Richtung, was für den südlicheren Schnitt (DARWIN) eine Verschiebung der Übergangsprofile nach Osten erklären könnte. Zumindes für diesen Zeitraum im Jahr 1991 ruft die Variabilität auf der Zeitskala von einigen Wochen keine Unterschiede in der Größenordnung der zwischen den Reisen beobachteten Schwankungen hervor. Eine präzise Antwort auf die Frage, ob die Zeitskala der Variabilität in der

	1990	1991	1992	1994	1997	
Profilgr. 3b	21-29	588-580	30-23	526-523	534-525	Profilnummer
ISOW-Kern	27,2-29,6	27,1-29,9	27,1-29,9	28,1-29,7	26,6-29,9	Länge in °W
Profilgr. 3a	19 20	591-589	33-31	530-527	551-535	Profilnummer
abgeschwächter Kern	26.9	26,1-26,8	26,2-26,8	27,1-27,8	25,4-26,4	Länge in °W
Profilgr. 2	14-18	604-596	42-34	539-531	558-552	Profilnummer
ISOW im NEADW	23,8-26,2	21,6-26	23,3-26	22,4-26,8	20,9-24,8	Länge in °W
Übergang	10-13	609, 605	44, 43	540	565-564	Profilnummer
Prgr. 1⇒2	20,8-23	20,5-20,9	22,2-22,8	21,2	19,3-20,2	Länge in °W
Profilgr. 1	3-9	618-610	54-45	547-541	570-566	Profilnummer
ohne ISOW	15,3-20	15,5-20	15,5-21,4	15,5-20	15,5-18,5	Länge in °W

Tabelle 5.2: Ausdehnung der Profilgruppen auf den Reisen entlang von WHP A1.

Größenordnung von einem Jahr oder darunter liegt, kann aber auch mit dieser Betrachtung nicht wirklich gegeben werden.

Die Grenze zwischen den Profilgruppen 1 und 2 war anhand von Anomalien im Einflussbereich des ISOW definiert worden. Mit diesen so definierten Übergängen gehen in den Jahren 1992, 1994 und 1997 Übergänge im LSW-Bereich einher. Die negativen Salzgehaltanomalien in diesen Jahren (Abb. 5.6a, 5.7a und 5.8a) verändern ihre Stärke immer im Bereich der Übergangsprofile. 1990 stimmt der Übergang nicht ganz überein (Abb. 5.5a), 1991 ist überhaupt kein Übergang vorhanden. Insgesamt ergibt sich aber aus der Parallelität dieser Phänomene das Bild einer gleichgerichteten Strömung im LSW- und ISOW-Bereich.

Auf dem A1 Schnitt findet ein Übergang im oberflächennahen Wasser von kälteren zu wärmeren Wassermassen ebenfalls in der Umgebung der Grenze zwischen den Profilgruppen 1 und 2 statt. Dieser Übergang korrespondiert mit dem, was in Belkin und Levitus [1996] als Süd-Subarktische Front bezeichnet wird. Sie stellt die Südgrenze des Nordatlantik-Stroms dar. Bald nachdem sich dieser vom Amerikanischen Kontinent endgültig gelöst hat und in Richtung Osten strömt, spaltet er sich in zwei oder auch noch mehr Äste [Sy, 1988] auf, die jeweils Anlass zu einer Front geben. Östlich des Mittelatlantischen Rückens knickt der Nordatlantik-Strom in Richtung Norden ab und bildet ein relativ breites Band mit nicht mehr so deutlich ausgeprägten Fronten [Rossby, 1996]. Der hier betrachtete Übergang ist der Übergang vom NAC in den Bereich des Subtropenwirbels. Neben der Ausbildung mehrerer Äste ist das Bild des NAC durch viele Mäander geprägt. Diese erschweren die genaue Bestimmung der Position der Front zusätzlich, da sich unter Umständen Profile, die von kälterem bzw. wärmerem Wasser geprägt sind, abwechseln. Zusätzlich hängt die Frage, wo die Grenze liegt, von dem gewählten Bestimmungskriterium ab. Zur Orientierung werden hier einige Kriterien angegeben, die bei der Bestimmung der (Nord-) Subarktischen Front (Übergang vom Subpolarbereich ins Regime des NAC) verwendet werden: Curry [1999] untersucht Gradienten der potentiellen Dichte bei 400 dbar, Arhan [1990] verwendet Gradienten der Temperatur bei 300 dbar und Belkin und Levitus [1996] arbeiten mit Gradienten von Temperatur und Salzgehalt bei 200 dbar. Allen Untersuchungen gemeinsam ist die Verwendung eines relativ oberflächennahen Bereichs (200-400 dbar) zur Bestimmung der Front, da dort die Gradienten am ausgeprägtesten sind.

Die Gradienten, die mit der Süd-Subarktischen Front verbunden sind, haben ihre stärkste Ausprägung dagegen eher in größeren Tiefen. Ihre Lage wird auf dem A1 Schnitt in den 5 untersuchten Jahren anhand der Gradienten von Temperatur und potentieller Dichte bei 600 dbar bestimmt. In diesem Bereich gibt es in allen Jahren einen Temperaturbereich von mindestens 1 °C und einen σ_θ Bereich von mindestens 0,1, in dem nur ein oder höchstens zwei Profile liegen. In anderen Temperatur- oder σ_θ Bereichen entsprechender Größe liegen dagegen deutlich mehr Profile. Die Absolutwerte, bei denen diese Bereiche zu finden sind, variieren von Jahr zu Jahr. Sie liegen in etwa bei 7,5 °C und 27,45. Der Übergang von kälterem, frischerem und dichterem zu wärmerem, salzhaltigerem und weniger dichtem Wasser findet auch über einen verschiedenen großen Bereich statt. Als Grenze wird hier die geographische Länge der östlichsten Station des NAC-Bereichs angegeben, bevor der Übergangsbereich zum Subtropenwirbel beginnt. Diese Vorgehensweise ist analog zu der Gruppeneinteilung im Tiefenwasser, wo in ähnlicher Weise der Übergang zwischen den Profilgruppen als eigener Bereich definiert wurde.

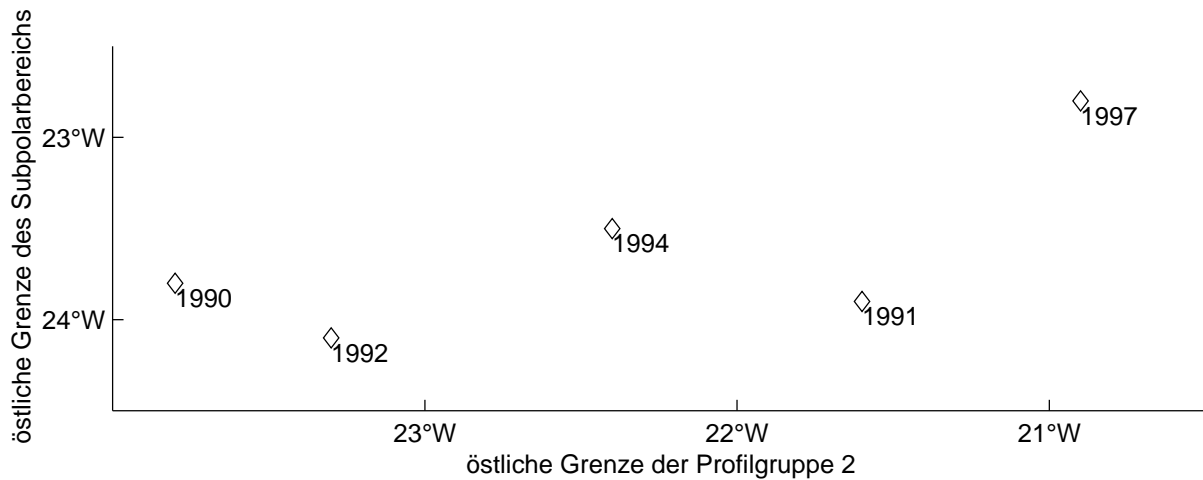


Abbildung 5.15: östliche Grenze des Subpolarbereichs aufgetragen gegen die östliche Grenze des ISOW-Einflusses. Wird 1991 als Ausreißer betrachtet, ist ein Zusammenhang zwischen der Lage der beiden Grenzen erkennbar.

In Abbildung 5.15 ist die Lage dieser Grenze gegen die Position der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 aufgetragen. Ein Zusammenhang zwischen den Positionen der beiden Grenzen ist erkennbar, wobei der Wert von 1991 nicht recht ins Bild passt^{III}. Auf jeden Fall ist die so bestimmte Grenze des NAC Bereichs 1990 identisch mit der Grenze zwischen Profilgruppe 1 und 2. 1992 und 1994 ist die NAC Grenze ein Profil weiter westlich als die Grenze im Tiefenwasser. Bei den weiten Stationsabständen in diesem Bereich bedeutet der Versatz um ein Profil allerdings schon einen relativ großen räumlichen Unterschied ($0,8^\circ$ westlicher Länge 1992 und $1,1^\circ$ 1994). 1991 und 1997 ist die Grenze jeweils um 3 Profile verschoben, das entspricht $2,3^\circ$ bzw. $1,9^\circ$ westlicher Länge. Ein Zusammenhang zwischen der Position der beiden Grenzen erscheint wahrscheinlich, ist jedoch aus diesem Bild nicht mit Sicherheit abzuleiten.

Verschiedene Aspekte der oben angestellten Betrachtungen weisen auf den barotropen Charakter der Strömungen im betrachteten Gebiet hin. Diese Erkenntnis wurde auch über andere Daten gewonnen (s. 5.5.1 und 5.5.3). Aufgrund der relativ geringen Schichtung, die bei diesen Breiten zu finden ist, und in Anbetracht der relativ starken Stromsysteme entspricht das Auftreten barotroper Strömungen den Erwartungen: Bei geringer Schichtung wird dem vertikalen Austausch im Allgemeinen und damit auch dem von Impuls nur ein geringer Widerstand entgegengebracht. Auf diese Art kann eine starke Strömung Einfluss auf die gesamte Wassersäule nehmen.

Die gerade aufgeworfenen Möglichkeit einer Verbindung zwischen der Ausbreitung von Tiefenwasser und dem, was in der Nähe der Oberfläche geschieht (sei es über die Grenze des NAC oder sonstwie), ist Anlass dies noch auf eine andere Art zu betrachten: Es wird eine Kopplung der Veränderungen im Tiefenwasserbereich an die atmosphärischen Randbedingungen des Ozeans, die für die Oberfläche bekanntermaßen von Bedeutung sind, untersucht. Für den Nordatlantik lässt sich die Varianz verschiedener Phänomene zu einem wesentlichen Teil durch großräumige Schwankungen in der Atmosphäre erklären, die durch den Index der Nordatlantischen Oszillation (NAOI) beschrieben werden [Greatbatch, 2000]. Der NAOI (Abb. 5.16) gibt die Anomalie der Druckdifferenz zwischen

^{III} Mensch könnte auch sagen die Grenze bleibt immer gleich und nur der Wert von 1997 passt nicht so recht ins Bild. Dem widerspricht allerdings, dass auch 1996 auf der Reise VALDIVIA 161/2 (Daten über [WOCE, 2000/2001]) längs des A1 Schnittes die NAC-Grenze nach dem hier verwendeten Kriterium bei $23,1^\circ$ W lag.

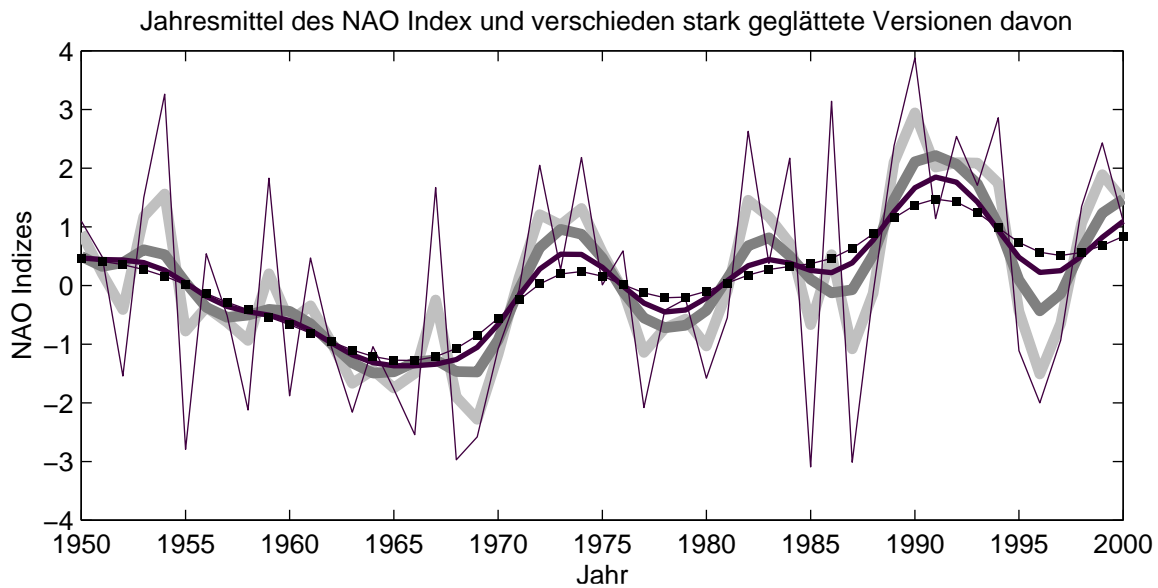


Abbildung 5.16: Verlauf der Jahresmittel des NAOI [Hurrel, 2001] seit 1950 (dünne schwarze Linie). Die anderen Linien geben unterschiedlich stark tiefpassgefilterte Versionen der ursprünglichen Jahresmittel wieder. Sie werden erst später benötigt. Die Filterung erfolgt durch Faltung mit einer Gausskurve mit $\sigma = 1$ Jahr (dicke hellgraue Linie), $\sigma = 2$ Jahren (dicke dunkelgraue Linie), $\sigma = 3$ Jahren (mittelstarke schwarze Linie) und $\sigma = 4$ Jahren (dünne schwarze Linie mit Quadraten).

dem Islandtief und dem Azorenhoch an. Der Praktikabilität halber werden die Druckwerte von Stationen in Stykkisholmur / Reykjavik, Island, und Lissabon, Portugal, verwendet [Hurrel, 1995]. Die NAO nimmt Einfluss auf die Bildung von Tiefen- bzw. Modewasser in der Labradorsee, der Grönland See und der Sargasso See ([Cayan, 1992], [Dickson et al., 1996], [Dickson, 1997]). Darüberhinaus ist aber auch das meridionale „overtuning“, der Wärmetransport [Lorbacher, 2000] und die Lage der Subarktischen Front (SAF) ([Curry, 1999], [Bersch et al., 1999]), mit der NAO verbunden. Insbesondere das letztgenannte ist für die vorliegende Arbeit von Bedeutung, da die SAF mit dem Nordrand des NAC zusammenfällt [Krauss, 1986].

In Abbildung 5.17 ist die Lage der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 gegen den NAOI aufgetragen. Die hier für den NAOI verwendeten Werte sind Jahresmittel des NAOI [Hurrel, 2001] (Abb.

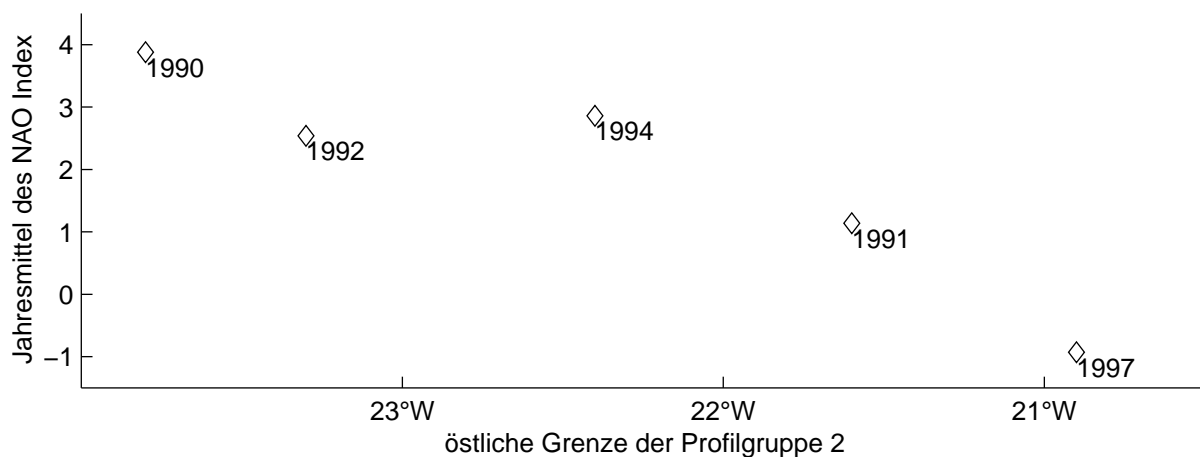


Abbildung 5.17: Grenze des ISOW-Einflusses aufgetragen gegen den NAOI für den A1 Schnitt. Als Grenze des ISOW-Einflusses wurde das östlichste Profil der Profilgruppe 2 verwendet (Abb. 5.14).

5.16). Im Gegensatz zu vielen anderen Untersuchungen, die nur den Winter NAOI betrachten, wird hier das Jahresmittel verwendet, da es sich bei der Lage des NAC um eine Größe handelt die den Sommer- wie Winterbedingungen gleichermaßen unterworfen ist und folgen kann. Die Verwendung der Winter NAOI Werte anstelle der Jahresmittel führt im folgenden allerdings zu einem fast identischen Ergebnis. Die östliche Grenze der Profilgruppe 2 gibt die Ausdehnung des ISOW-beeinflussten Bereichs im nördlichen Westeuropäischen Becken an. Die Verschiebung dieser Grenze ist stark mit dem NAOI (anti-) korreliert (Korrelationskoeffizient -0,93).

Die Frage, ob und in welchem Maße eine Korrelation statistisch signifikant ist hängt von der Zahl der Freiheitsgrade ab. Da 2 Punkte eine Gerade festlegen und deshalb immer einen Korrelationskoeffizienten von ± 1 aufweisen, ist die Anzahl der Freiheitsgrade gleich der Anzahl der Messungen minus zwei. Bei drei Freiheitsgraden (fünf Messungen) wird das Level von 95 % Wahrscheinlichkeit für einen statistisch signifikanten Zusammenhang bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,88 erreicht [Emery und Thomson, 1998]), was von dem Korrelationskoeffizienten zwischen NAOI und der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 noch überschritten wird.

Wird ein hypothetischer zeitlicher Versatz von ein bis zehn Jahren angenommen, findet sich für einen Versatz von fünf Jahren ein Korrelationskoeffizient von +0,89, alle anderen liegen zwischen -0,6 und 0,7. Die Tatsache allein, dass der Korrelationskoeffizient statistisch signifikant ist, beweist also offensichtlich noch gar nichts. Es muss zusätzlich plausible Erklärungen geben, wie diese Korrelation zustande kommen kann. Ein zeitlicher Versatz von 5 Jahren würde bedeuten, dass die Kopplung des ISOW-Einflusses im nördlichen Westeuropäischen Becken an den NAOI ein ganzes Stück stromaufwärts zu erfolgen hätte. Denkbar wären Variationen in der Produktion der Ausgangswassermassen oder beim Prozess der Vermischung im Islandbecken (entrainment und Ausmischung). Bei einer Verzögerung von fünf Jahren würden sich die Effekte aus verschiedenen Jahren mit Sicherheit überlagern, so dass eher eine der tiefpassgefilterten Versionen des NAOI (Abb. 5.16) verwendet werden müsste. Der Korrelationskoeffizient sinkt bei Verwendung der mit $\sigma = 1$ Jahr gefilterten Kurve auf 0,77, bei stärkerer Filterung ist der Koeffizient noch niedriger, was eher gegen einen zeitlichen Versatz von 5 Jahren spricht. Hinweise auf eine NAOI korrelierte Veränderung der ISOW Bildungsrate finden sich in der Literatur nicht, obwohl es Untersuchungen zur Veränderlichkeit dieser Prozesse auch über einen Zeitraum von bis zu einem Jahrzehnt gibt [Hansen und Kristiansen, 1999]. Zudem ist eine Zeitreihe die 7 Jahre überdeckt zur Bestimmung einer Kopplung mit einem zeitlichen Versatz von fünf Jahren eigentlich zu kurz. Auch wenn all diese Argumente eine Reaktion des Tiefenwassers auf den NAOI mit 5 Jahren Verzögerung nicht wirklich ausschließen, so erscheint sie doch eher unwahrscheinlich.

Die starke Korrelation der Ausbreitung des ISOW-Einflusses im nördlichen Westeuropäischen Becken mit dem NAOI ohne jeden zeitlichen Versatz muss über eine sehr direkte Kopplung der Tiefenwasserzirkulation an die Oberflächenzirkulation erklärt werden, da alle anderen Prozesse zu lange dauern. Die Kopplung der Grenze des ISOW-Einflusses an die Süd-Subarktische Front war oben schon diskutiert worden. Allerdings ist diese Kopplung wesentlich schwächer als die Kopplung an den NAOI (Korrelationskoeffizient der beiden Grenzen zueinander: 0,70). Dies kann teilweise mit den Schwierigkeiten zusammenhängen, die Lage der Front zu bestimmen; aber auch wenn andere Kriterien verwendet werden, um diese Front zu bestimmen, ergeben sich höchstens geringe Verbesserungen der Korrelation. Von daher müssten weitere Mechanismen vorhanden sein, die die starke NAOI

Abhängigkeit erklären. Als solche käme eine Veränderung der Strömungsgeschwindigkeiten im NAC in Frage oder eine Verschiebung des NAC an einer anderen Stelle seines Weges, die für die Verschiebung der betrachteten Grenze von Bedeutung ist. Dafür käme beispielsweise das südliche Islandbecken in Frage, von wo aus das Wasser der Profilgruppe 2 vermutlich in den Bereich vor dem Rockall-Hatton-Plateau transportiert wird, oder auch die Gibbs-Bruchzone, in der der Ausstrom von ISOW durch den NAC blockiert werden kann wie es 1997 zeitweise der Fall war [Schott et al., 1999]. Sollte dieser Zustand eine Weile andauern, so ist der Ausstrom von ISOW aus dem Islandbecken blockiert und es muss von daher zu einer verstärkten Rezirkulation kommen. Diese Möglichkeiten können hier nicht weiter überprüft werden. Als resultierendes Ergebnis verbleibt ein deutlicher Hinweis auf eine Kopplung von Oberflächen- und Tiefenwasserzirkulation. Das heißt, dass in dieser Region barotrope Transporte von großer Bedeutung sind.

Die hier ermittelte Verlagerung der Süd-Subarktischen Front nach Osten im Jahr 1997 (und 1996), das den niedrigsten NAO Index aufweist, bedeutet eine Gegenbewegung zur Verlagerung der (Nord-) Subarktischen Front, die sich mit sinkendem NAOI nach Westen verlagert [Bersch et al., 1999]. Dies bedeutet, dass sich der Bereich des NAC im Islandbecken und nördlichen Westeuropäischen Becken massiv vergrößert.

5.5 Vergleich mit Ergebnissen anderer Untersuchungen

Die im vorherigen Abschnitt gewonnenen Ergebnisse sollen in diesem Abschnitt mit anderen Bearbeitungen von Daten der gleichen Reisen und mit Zirkulationsschemata anderer Autoren verglichen werden. Auf dem A1 Schnitt wurden für 1991 Transporte mit Hilfe von Geostrophie und Schiffs ADCPs (ADCP: Strömungsmessgeräte, die den akustischen Dopplereffekt nutzen) berechnet, für 1994 und 1997 wurde dies mit einem Inversmodell durchgeführt. Für 1997 stehen darüberhinaus IADCP (ein an der Rosette gefahrenes ADCP) Daten von der Reise METEOR 39/5 zur Verfügung und 1999 wurden verankerte Strömungsmesser am Ort einiger Stationen der Reise METEOR 45/2 geborgen und ausgewertet.

5.5.1 SCHIFFS-ADCP- ANGEPASSTE GEOSTROPHISCHE TRANSPORTE VON BERSCH

Für 1991 hat Bersch [1995] Geschwindigkeiten und Transporte aus Schiffs-ADCP-Daten und Geostrophie berechnet. Das heißt, dass zunächst mit Hilfe der Geostrophie^{IV} Geschwindigkeitsprofile berechnet werden. Diese werden im Bereich der Tiefen, bis zu denen das Schiffs-ADCP messen kann, an die absoluten Geschwindigkeiten des ADCP^V angepasst.

^{IV} Die Berechnung von Geschwindigkeiten mit Hilfe der geostrophischen Methode erfolgt über die Vernachlässigung aller Terme der Navier Stokes Gleichung außer dem Druckgradiententerm und des Coriolisterms. Dies bedeutet, dass die Geschwindigkeit berechnet wird unter der Annahme, dass sich der betrachtete Wasserkörper in einem Gleichgewichtszustand befindet, in dem sich die Corioliskraft und die Druckgradientkraft balancieren. Mit dieser Methode können ohne weitere Informationen oder Annahmen nur Differenzen von Geschwindigkeiten senkrecht zur Ebene, die von zwei Profilen aufgespannt wird, ermittelt werden.

^V Die mit dem ADCP gemessenen Geschwindigkeiten sind momentane Geschwindigkeiten. In diesen sind neben den geostrophischen Geschwindigkeiten auch barotrope (d.h. über die ganze Wassersäule konstante) Geschwindigkeitsanteile enthalten oder solche die auf Zeitskalen ablaufen, die unterhalb des Mittelungszeitraums liegen, der mit der geostrophischen Näherung implizit verbunden ist (z. B. Gezeiten, kleine Wirbel).

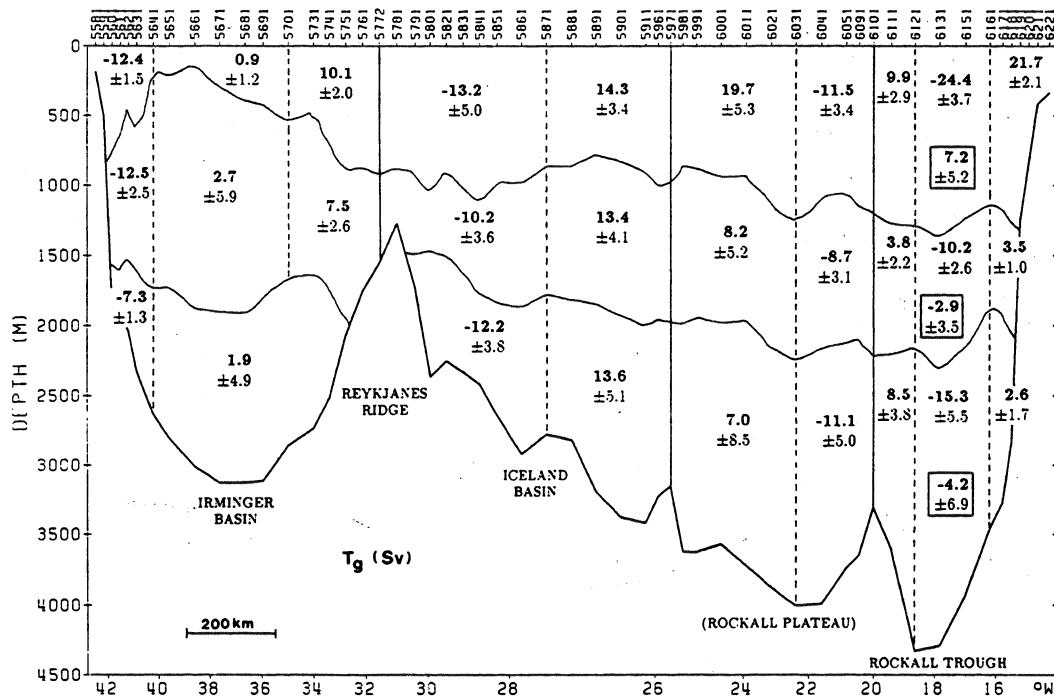


Abbildung 5.18: Figure 15 aus Bersch [1995]. Dargestellt sind die Volumentransporte in $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ senkrecht zum A1 Schnitt in 1991. Grundlage der Berechnungen sind die auf METEOR 18 gewonnenen Daten. Negative Werte bedeuten einen Transport in süd(west)liche Richtungen. Die obere Grenze der untersten Schicht ist $\sigma_\theta = 27,8$, was in ungefähr $\sigma_3 = 41,35$ entspricht.

Bis zum Maury-Kanal ($26 - 28^\circ \text{ W}$) gibt Bersch einen starken südwardigen Transport über dem Reykjanes-Rücken an (Abb. 5.18). Dies entspricht den Profilen mit hohen Bodenmaxima (Gruppe 3b), für die geschlossen worden war, dass sie von Norden her belüftet sein müssen. Im Maury-Kanal gibt Bersch eine starke nordwardige Strömung an, die mit den rezirkulierten Bodenmaxima (Gruppe 3a) korrespondiert. Direkt östlich des Eriador Seamounts (Erhebung bei 26° W) folgt bei ihm erneut ein nordwardiger Transport, danach bis zum östlichen Ausläufer des Rockall-Hatton-Plateaus (Erhebung bei 20° W) ein südwardiger Transport. Dies korrespondiert mit der antizyklonalen Rezirkulationszelle (Gruppe 2). Im Rockall-Graben schließt sich ein Wechsel von süd- und nordwardigen Transporten an. Die Bilanzierung dieser Transporte erfordert, dass $8 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, die im Bereich des Maury-Kanals nach Nordosten geströmt sind, östlich des Eriador Seamounts wieder über den Schnitt nach Süden fließen. Das bedeutet ebenfalls, dass Wasser nördlich des A1 Schnittes antizyklonal rezirkulieren muss. Allerdings findet der Austausch von Wasser zwischen dem Maury-Kanal und den östlicheren Teilen seine Schranke in dem westlichen Ausläufer des Rockall-Hatton-Plateaus. Bersch räumt ein, dass es möglich ist, dass die Transportwerte durch eine relativ starke mesoskalige Variabilität im Bereich von Rockall-Graben und Rockall-Hatton-Plateau verzerrt sind. Im Rahmen der groben Auflösung, in der die Daten von Bersch vorgelegen haben, ist die Übereinstimmung mit dem oben angegebenen Zirkulationsschema für das Island- und nördliche Westeuropäische Becken gut.

Die Transporte in den beiden Tiefenschichten über dem Tiefenwasser weisen auf dem gesamten Schnitt jeweils in die gleiche Richtung wie die Transporte im Tiefenwasserbereich. Dies wird hervorgerufen durch hohe barotrope Geschwindigkeitsanteile. Diese fließen in die Analyse von Bersch über die Anpassung der geostrophischen Geschwindigkeiten an die Schiffs-ADCP Messungen ein und verändern die Ergebnisse seiner Analyse massiv (zu sehen in Fig. 12 [Bersch, 1995], die hier nicht

wiedergegeben ist). Die starken barotropen Transporte bestätigen, die oben abgeleitete Schlussfolgerung einer starken Kopplung zwischen der Tiefenwasserzirkulation und derjenigen an der Oberfläche. Ein Hinweis in der Literatur darauf, dass diese Kopplung verschiedener Tiefenschichten nicht nur momentan vorhanden ist, findet sich z. B. bei Speer et al. [1999], die in ihren Floatdaten höhere Geschwindigkeiten im LSW unterhalb des Nordatlantik-Stroms finden.

5.5.2 TRANSPORTE AUS DEM INVERSMODELL VON WÖLK

Für 1994 hat Wölk in ihrer Dissertation [Wölk, 2000] die Transporte für eine Box bestimmt, die vom A1E (Irland –Grönland), A1W (Grönland - Neufundland) und dem A2 (Irland - Neufundland) Schnitt gebildet wird. Diese Box umschließt damit einen großen Teil des Subpolaren Nordatlantiks. Wölk verwendet geostrophische Ausgangsgeschwindigkeiten, berechnet mit einem „level of no motion“ (LNM) auf einer neutralen Dichtefläche, die in etwa $\sigma_3 = 41,38-41,39$ entspricht. Zu diesen Geschwindigkeiten werden mit Hilfe eines Inversmodells kleinstmögliche barotrope Korrekturen berechnet, die dafür sorgen, dass die Salzbilanz für 4 Schichten in der Modellbox sowie die zwei angrenzenden Boxen in der Labradorsee und im Arktischen Ozean ausgeglichen sind.

In Abbildung 5.19 sind die kumulativen Transporte auf dem A1E Schnitt östlich des Reykjanes-Rückens (RR) für vier verschiedene σ_3 Bereiche (41,35-41,4; 41,4-41,45; 41,45-41,5; >41,5) wiedergegeben. Die Transporte, die Wölk für 1994 berechnet hat, sind in der obersten σ_3 Schicht (schwarze

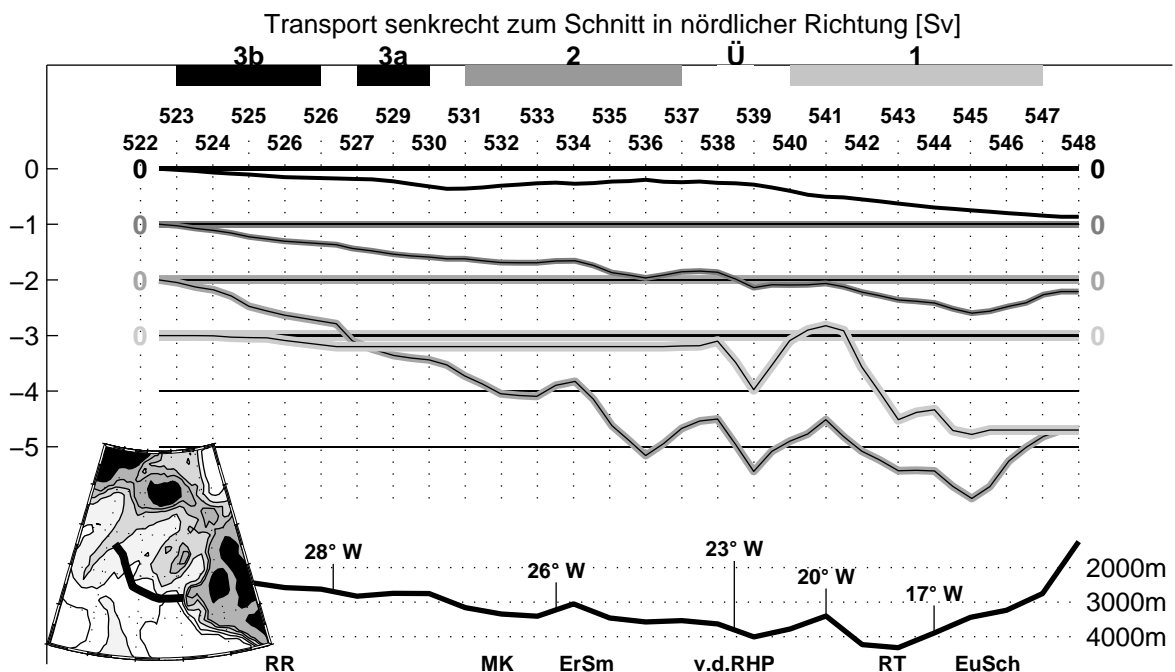


Abbildung 5.19: kumulative Transporte berechnet aus den Geschwindigkeiten, die Wölk [2000] mit Hilfe eines Inversmodells für 1994 auf dem A1 Schnitt (METEOR 30/3) ermittelt hat. Der Transport ist getrennt für vier verschiedene σ_3 Bereiche dargestellt (schwarz 41,35-41,4; dunkelgrau 41,4-41,45; mittelgrau 41,45-41,5; hellgrau >41,5). Jeder Bereich hat seine eigene, gegenüber der Skala am linken Rand verschobene Nulllinie, die in der jeweiligen Graustufe durchgezogen ist. Im oberen Bereich des Bildes sind Balken aufgetragen, die die Ausdehnung der Profilgruppen in diesem Jahr wiedergeben. Im unteren Bildbereich ist die Topographie längs des A1 Schnittes skizziert. Die Verbindung zwischen den geostrophischen Transporten und den Profilgruppenbereichen ist nicht sehr ausgeprägt. Dies liegt wahrscheinlich im Wesentlichen an zu geringen barotropen Transporten in den Ergebnissen von Wölk.

Linie in Abb. 5.19), die auch das LNM beinhaltet, sehr schwach ausgeprägt. Sie summieren sich vom Reykjanes-Rücken (RR) bis zum Europäischen Schelf (EuSch) ohne größere Schwankungen zu einem Transport von knapp $1 \cdot 10^6$ m³/s nach Süden auf, was einer durchschnittlichen Geschwindigkeit senkrecht zum Schnitt nach Süden bzw. Südwesten von etwa 0,1 cm/s entspricht. Dies resultiert aus dem Optimierungskriterium des Inversmodells, das die kleinstmöglichen barotropen Geschwindigkeitskorrekturen berechnet, die die Erhaltungsgleichungen erfüllen können.

Die darunterliegende σ_3 Schicht (dunkelgraue Linie in Abb. 5.19) zeigt einen ähnlichen Verlauf und weist auch keine sehr viel größeren Transporte auf. Erst im Bereich $41,45 < \sigma_3 < 41,5$ (mittelgraue Linie in Abb. 5.19) finden sich größere Geschwindigkeiten und damit auch Transporte. Diese zeigen einen südwardigen Transport vom Reykjanes-Rücken bis etwas östlich des Eriador Seamounts (ErSm) von etwa $3 \cdot 10^6$ m³/s. Weiter im Osten ist der Transport von wechselnden, in etwa gleich starken süd- und nordwardigen Transporten in der Größenordnung von $1 \cdot 10^6$ m³/s geprägt. Der resultierende kumulative Transport bleibt deshalb bei den $3 \cdot 10^6$ m³/s senkrecht zum Schnitt nach Süd(west)en, die von westlich des Eriador Seamounts her stammen. Die σ_3 Werte der untersten Schicht ($\sigma_3 > 41,5$, hellgraue Linie in Abb. 5.19) werden im Wesentlichen erst östlich von 24° W erreicht. Parallel zur darüberliegenden Schicht beginnt der Transport mit einem gleich großen nord- und südwardigen Transport, um dann im Bereich des Rockall-Grabens (RT) auf insgesamt $2 \cdot 10^6$ m³/s südwardigen Transport abzufallen.

Übereinstimmend mit dem oben abgeleiteten Zirkulationsschema findet sich in den von Wölk berechneten Transporten ein südwestwardiger Transport über dem Reykjanes-Rücken. Ein Wiedereinstrom in nordöstlicher Richtung im Bereich des Maury-Kanals fehlt jedoch gänzlich. Im Bereich der oben vorgeschlagenen antizyklonalen Rezirkulation vor dem Rockall-Hatton-Plateau sind die Transporte nicht erkennbar mit dem vorgeschlagenen Rezirkulationsmuster (Abb. 5.13) korreliert. Im Bereich des Rockall-Grabens werden in der untersten Schicht $2 \cdot 10^6$ m³/s nach Süden transportiert, was verglichen mit Angaben in der Literatur ([Ellett und Roberts, 1973], [Ellett, 1998], [Holliday et al., 2000]) zur Bildung von Tiefenwasser im Rockall-Graben sehr hoch ist.

Die Transporte von Wölk beruhen auf der Annahme eines LNM bei $\sigma_3 \approx 41,39$ und vorherrschenden geostrophischen, also baroklinen Transporten, gegenüber den barotropen Transporten. Das verwendete LNM, das sich am unteren Rand der LSW-Schicht befindet, widerspricht dem Befund, der bei der Analyse der Profile erwähnt wurde, dass sich die Grenze zwischen den Profilgruppen 1 und 2 sowohl in der LSW-Schicht als auch im ISOW-beeinflussten Bereich bemerkbar macht. Läge wirklich ein LNM zwischen diesen beiden Schichten, gäbe es für eine solche korrelierte Veränderung keine einleuchtende Erklärung. Die bei Bersch angegebenen Transporte (Abb. 5.18) weisen ebenfalls daraufhin, dass es kein LNM gibt, da sie in allen 3 Schichten in die gleiche Richtung weisen. Dieser Befund kann auch bei Betrachtung der IADCP-Daten von 1997 festgestellt werden (s. Abschn. 5.5.3). Verglichen mit den Transporten, die Bersch für 1991 aus ADCP-Daten abgeleitet hat sind die Transporte von Wölk für 1994 sehr schwach. Während Bersch im betrachteten σ_3 Bereich zwischen dem Reykjanes-Rücken und dem Europäischen Schelf einen kumulierten absoluten Transport (also die Beträge aufsummiert egal in welcher Richtung) von ca. $70 \cdot 10^6$ m³/s findet, liegt dieser bei Wölk für 1994 nur bei knapp $18 \cdot 10^6$ m³/s. Es lässt sich von daher ableiten, dass die mit dem Inversmodell berechneten Korrekturen den barotropen Transport bei weitem unterschätzen.

Aufgrund der Schwächen der von Wölk berechneten Transporte werden die Widersprüche zwischen diesen und dem oben vorgeschlagenen Zirkulationsschema (Transport im Maury-Kanal, anti-zyklonale Rezirkulationszelle) nicht als Grund zur Revidierung des Schemas verstanden. Die von Wölk berechneten geostrophischen Transporte ließen sich mit barotropen Korrekturen in realistischen Größenordnungen mit dem aufgestellten Zirkulationsschema vereinbar machen. Die Betrachtung der von Wölk berechneten Transporte kann damit das Zirkulationsschema weder stützen noch in Frage stellen. Das einzige Resultat der Betrachtung ist von daher ein Hinweis auf die Fraglichkeit der von Wölk berechneten Transporte.

Die kumulativen Transporte von Wölk für 1997 (S. Wölk, Hamburg, pers. Mitt.) (o. Abb.) zeigen erneut südwärtigen Transport über dem Reykjanes-Rücken in allen vier σ_3 Schichten. Im Bereich des Maury-Kanals finden sich in der zweiten und dritten σ_3 Schicht nordwärtige Transporte, deren Beginn mit der Grenze zwischen den Profilgruppen 3a (525-534) und 3b (535-551) übereinstimmt. Dieser nordwärtige Einstrom wird allerdings noch innerhalb derselben Profilgruppe durch einen südwärtigen Ausstrom (über)kompensiert. Östlich der Station 551 kompensieren sich im Wesentlichen nord- und südwärtige Transporte, wobei kein Bezug zu den Profilgruppen und ihren Grenzen zu finden ist.

Die für 1994 diskutierten Probleme beim Vergleich der Transporte aus dem Inversmodell und dem hier abgeleiteten Zirkulationsschema gelten für 1997 gleichermaßen, weshalb auf eine Darstellung und eine ausführlichere Betrachtung verzichtet wurde.

5.5.3 LADCP-GESCHWINDIGKEITEN AUF METEOR 39

Die LADCP-Geschwindigkeiten (Daten: M. Rhein, Bremen, pers. Mitt.) geben den momentanen Strömungszustand am Ort der Messung wieder. Sie sind damit auch von kleinskaligen und schnell veränderlichen Bewegungen beeinflusst, die in die bisher besprochenen Transporte nicht eingehen. Die Messungen lassen sich aufgrund des starken Rückstreusignals vom Boden erst ab etwa 150 m über dem Boden verwenden. Die hier verwendeten Werte sind mit Hilfe eines Gezeitenmodells [Lohmann, 1999] um das Gezeitensignal bereinigt. Dies führt zu Geschwindigkeitsänderungen in der Größenordnung von 1 cm/s. Auf den Profilen 555-557 stehen keine LADCP-Geschwindigkeiten zur Verfügung.

In Abbildung 5.20b sind die vektoriell gemittelten Strömungen für das Wasser mit $\sigma_3 > 41,35$ dargestellt. Über dem Reykjanes-Rücken finden sich im Wesentlichen westwärtige Geschwindigkeiten, aber auch einige südwärtige. Insgesamt entsteht so ein Bild von einem mittleren Transport in etwa längs der Achse des Reykjanes-Rückens. Allerdings können die westwärtigen Transporte auch ein Hinweis darauf sein, dass in flacheren Horizonten schon deutlich vor der Gibbs-Bruchzone ein Wechsel von ISOW-beeinflusstem Wasser vom östlichen Teil des Nordatlantiks in den westlichen stattfindet, so wie es in Hansen und Østerhus [2000] angedeutet ist. Dies war für das Wasser der Profilgruppe 3b mit durchgehend positiven Salzgehaltanomalien (z. B. 584 in Abb. 5.2a) auch bei der Ableitung des Zirkulationsschemas gefordert worden.

Ein nordwärtiger Transport entlang des Maury-Kanals findet sich nur ganz an der Westseite eher noch auf dem Hang des Reykjanes-Rückens und damit nicht im Bereich der Profilgruppe 3a wie oben postuliert. Das oben vorgestellte Schema darf aber auch nicht als ein zeitlich invariantes Schema einer permanent vorhandenen steady state Situation missverstanden werden. Das Schema gibt grobe Zirkulationspfade wieder, die mit Sicherheit starken Schwankungen in ihrer jeweiligen Ausformung unterliegen. Des Weiteren war aus den sehr ähnlichen Anomalien der Profilgruppen 3a und östlicher Teil

von 3b schon geschlussfolgert worden, dass es eine starke Vermischung von Wasser im Islandbecken quer zur durch den Maury-Kanal definierten Achse geben muss. Diese Interpretation wird durch das starke Hin und Her von Geschwindigkeiten im Islandbecken gestützt. Von daher wird der nicht vorhandene nordwärtige Transport als Ergebnis einer kurzfristigen Wasserbewegung verstanden und nicht als Zeichen für die generelle Revisionsbedürftigkeit des vorgestellten Zirkulationsschemas interpretiert. Nach wie vor gilt, dass die Wassermasseneigenschaften im Islandbecken nur erklärbar sind, wenn es eine Zufuhr von Wasser gibt, das die $NEADW_{eWEB}$ Charakteristik mitbringt.

Die antizyklonale Rezirkulation von ISOW-beeinflusstem Wasser scheint den IADCP-Geschwindigkeiten zu Folge im Bereich vor dem Rockall-Hatton-Plateau im Wesentlichen parallel zum Schnitt in Richtung Osten zu verlaufen und dann dem tiefen Kanal nach Südosten hin zu folgen. Dieser war oben schon aufgrund der Station auf M 45/2 in diesem Kanal und den stärksten Ausprägungen der $NEADW_{ISB}$ Charakteristik auf den A16N (20° W) Schnitten bei 51° N als Rezirkulationspfad für die antizyklonale Rezirkulation beschrieben worden.

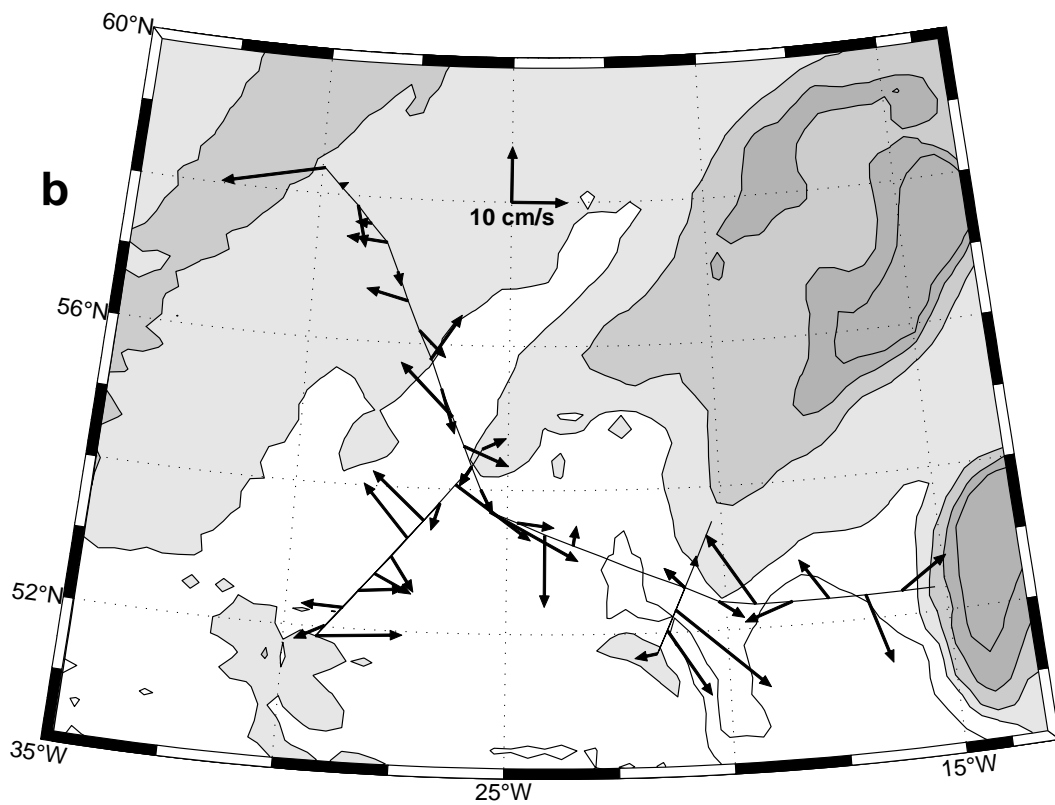
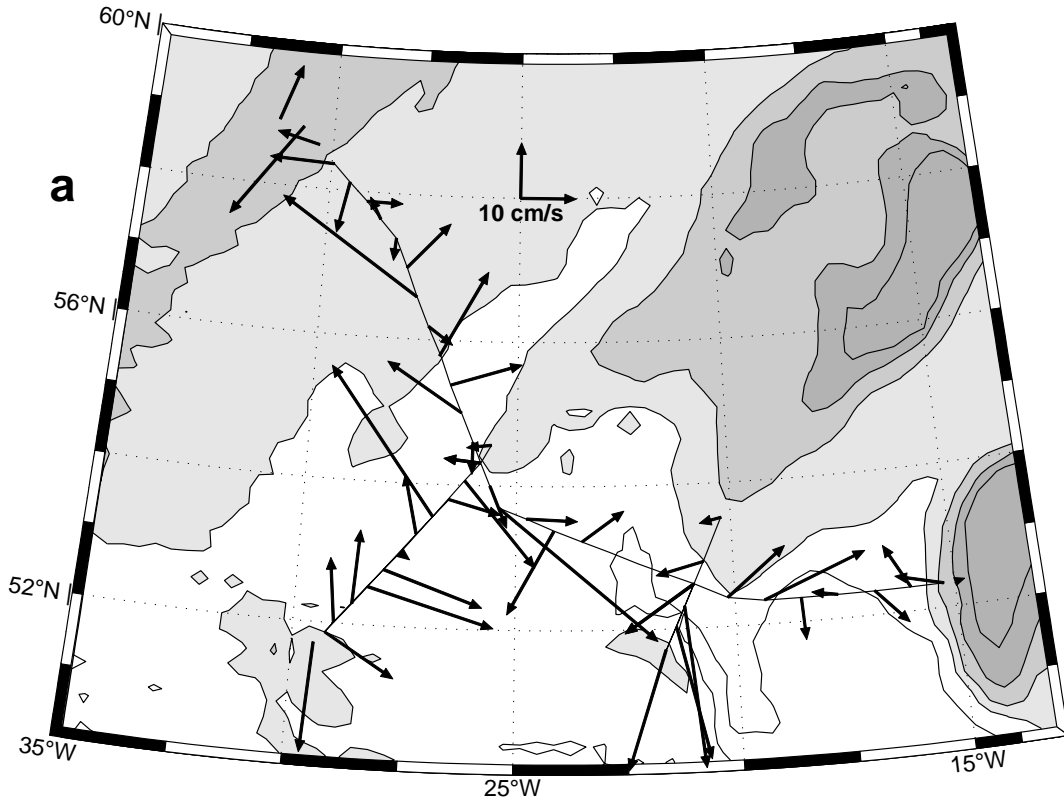
Auf dem und nördlich vom A1 Schnitt finden sich vor dem östlichen Ausläufer des Rockall-Hatton-Plateaus nordwestwärts gerichtete IADCP-Geschwindigkeiten im Bereich $41,4 < \sigma_3 < 41,45$ (ca. 21° W, Abb. 5.20d). Diese unterstützen die aus den Anomalieverteilungen auf A16N abgeleitete Schlussfolgerung, dass zumindest für die etwas niedrigeren σ_3 Werte $NEADW_{eWEB}$ nördlich des A1 Schnittes einströmen könnte. Dieses Wasser würde der Topographie in Richtung Westen folgen und dann nördlich des Eriador Seamounts in das Islandbecken vordringen.

Auf dem Teilschnitt vom Eriador Seamount zur Gibbs-Bruchzone finden sich bei Profil 539, direkt südlich von A1, starke südostwärts gerichtete Geschwindigkeiten, die der antizyklonalen Rezirkulationszelle zugeordnet worden waren. Dies korrespondiert mit der stärksten Boden-anomalie im Sauerstoff (Abb. 5.9b). Weiter südwestlich schließen sich nordwestwärts gerichtete Geschwindigkeiten an, die mit dem Einstrom von $NEADW_{eWEB}$ beeinflusstem Wasser aus dem Zirkulationsschema korrespondieren. Das Profil 548, das als einziges auch in der Schicht $41,4 < \sigma_3 < 41,45$ einen solchen Transport zeigt (Abb. 5.20d), ist auch dasjenige, das die geringste Sauerstoffanomalie aufweist (Abb. 5.9b). Zum Mittelatlantischen Rücken hin finden sich dann südostwärtige Geschwindigkeiten, die mit dem postulierten Export von ISOW-beeinflusstem $NEADW_{ISB}$ übereinstimmen.

Insgesamt ergeben sich viele Übereinstimmungen und keine unauflösbaren Widersprüche aus dem Vergleich der IADCP-Daten mit dem hier entwickelten Zirkulationsschema. Die große Ähnlichkeit der Strömungsgeschwindigkeiten im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,4$ (Abb. 5.20c) und dem darunterliegenden Bereich ($41,4 < \sigma_3 < 41,45$, Abb. 5.20d) deuten erneut darauf hin, dass es kein „level of no motion“ am Unterrand des LSW-Bereichs gibt. Dies stellt die Transporte von Wölk in Frage, die auf genau dieser Annahme (LNM bei $\sigma_3 \approx 41,39$) beruhen.

Einen Hinweis auf die starke Korrelation der Tiefenwasserzirkulation mit der Oberflächenzirkulation lässt sich aus dem Vergleich der Geschwindigkeiten in den oberen 1000 m (Abb. 5.20a) und denjenigen im Tiefenwasser (Abb. 5.20b) ablesen. Beispielhaft seien hier der Wechsel von ost- und westwärtigen Strömungen auf dem Teilschnitt vom Eriador Seamount (26° W) zur Gibbs-Bruchzone genannt oder die südlichen Geschwindigkeiten über dem tiefen Kanal bei 52° N, 21° W. Letztere

weisen auch daraufhin, dass der Verlauf des NAC sich an der darunterliegenden Topographie orientiert, obwohl diese kein Hindernis im Bereich des NAC selbst darstellt. Ein solches Verhalten ist auch aus anderen Bereichen des NAC bekannt [Rossby, 1996]. So folgt der NAC z. B. östlich der Grand Banks von Neufundland in einem grossen Bogen der 4000 m Tiefenkontur [Krauss et al., 1987].



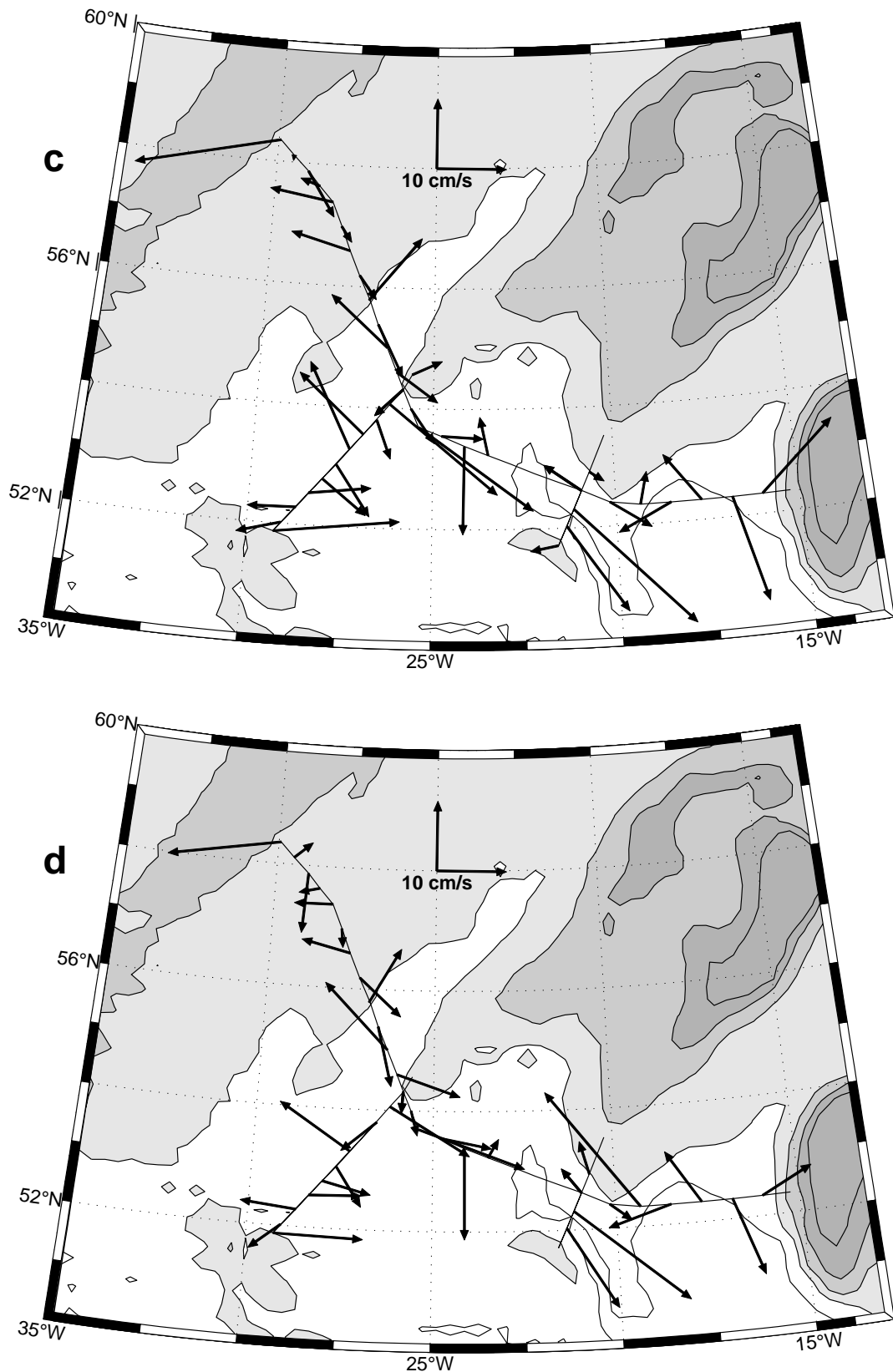


Abbildung 5.20: IADCP-Geschwindigkeiten auf METEOR 39/5, 1997. Abb. 5.20a zeigt die vektoriell gemittelten Geschwindigkeiten in den oberen 1000 m, Abb. 5.20b die im Bereich $\sigma_3 > 41,35$. Abb. 5.20c und 5.20d zeigen dasselbe für den unteren LSW- ($41,35 < \sigma_3 < 41,4$) und den NEADW-Bereich ($41,4 < \sigma_3 < 41,5$). Wassertiefen unter 2000 m Tiefe sind schattiert. Besonders auffällig ist die starke Übereinstimmung der Geschwindigkeiten in allen gezeigten Tiefenschichten, was auf große barotrope Strömungsanteile hinweist.

5.5.4 DIREKTE STRÖMUNGSMESSUNGEN IN DER UMGEBUNG DES MITTELATLANTISCHEN RÜCKENS AUF POSITIONEN DER REISE METEOR 45/2

Längs des beschriebenen M 45/2 Schnittes sind vom Mittelatlantischen Rücken ausgehend 4 verankerte Strömungsmesser ausgelegt worden (Sterne mit Kreisen in Abb. 5.13; MART), die jeweils in fünf Tiefen knapp ein Jahr Daten geliefert haben [Schott et al., 2000]. Die Strömungsmesser waren auf den Positionen der Profile 15, 13, 12 und 10 verankert. Sie zeigen direkt am Mittelatlantischen Rücken einen nord- bzw. nordwestwärts gerichteten Transport. Erst die dritte Verankerung bei 26,3° W zeigt einen deutlichen südwardigen Transport. Die östlichste Verankerung zeigt ebenfalls einen südwardigen Transport, der jedoch deutlich schwächer ausfällt als der vorherige. Müller und Zenk [Müller und Zenk, 2001] interpretieren die nordwärtige Strömung am Mittelatlantischen Rücken als eine Rezirkulation von Wasser, das weiter östlich nach Süden geströmt ist. Über die horizontale Skala dieser Rezirkulation kann jedoch keine Aussage getroffen werden. Die starke südwardige Strömung an der Position von Profil 12 könnte den südwardigen Transport von NEADW_{LSB} entlang des Mittelatlantischen Rückens darstellen, der im folgenden Kapitel weiter südlich nachgewiesen wird. Dies korrespondiert mit der positiven Sauerstoff- und Salzgehaltanomalie bzw. negativen Silikatanomalie (Abb. 5.10), die bei Profil 12 zu finden sind und auf eine ziemlich direkte Verbindung zum ISOW-Signal hindeuten. Gegenüber dem Zirkulationsschema, wie es aus den Anomalien abgeleitet wurde (Abb. 5.13), bedeutet das eine Verschiebung des südwardigen Transportes nach Osten. Damit wird auch der südliche Teil der antizyklonalen Rezirkulationszelle und der dazu parallele Einstrom von NEADW_{eWEB} weiter nach Osten gedrängt.

Im Bereich des vierten Strömungsmessers (Prof. 10) ist entgegen der dokumentierten Strömung im Zirkulationsschema ein nordwärtiger Transport eingezeichnet. Die insbesondere im Silikat schwachen Anomalien auf Profil 10 und weniger ausgeprägt auf Profil 9, unterstützen die These, dass dort Wasser von Süden zu finden ist, dass einen Einstrom ins Islandbecken darstellt. Eine Möglichkeit, diesen Widerspruch aufzulösen liegt darin, einen sehr engen nordwestwardigen Strom anzunehmen, der zwischen den beiden Verankerungen hindurch fließt. Die südwardigen Geschwindigkeiten an der Verankerung könnten durch einen ortsfesten kleinskaligen Wirbel zustande kommen, der Geschwindigkeiten nach Süden entgegen der großräumigen Strömungsrichtung hervorruft. Diese Erklärung passt zu den gemessenen Befunden, ist aber nicht mehr als eine Hypothese.

In den verankerten Strömungsmessern lässt sich kein „level of no motion“ am Unterrand des LSW erkennen. Bei der westlichsten Verankerung sind die Geschwindigkeiten im LSW-Bereich zwar deutlich verschieden von den Geschwindigkeiten der tieferen Messinstrumente, bei den Verankerungen auf den Positionen der Profile 13 und 10 ist dagegen eine weitgehend übereinstimmende Strömung von dem Sensor im LSW-Bereich und dem darunterliegenden erfasst worden. Die Verankerung auf der Position von Profil 12 hat keinen Sensor im LSW-Bereich gehabt. Insgesamt bestätigt die Auswertung der Verankerungen erneut die enge Verbindung zwischen dem LSW-Bereich und dem Tiefenwasserbereich.

5.5.5 VERGLEICH MIT ZIRKULATIONSSCHEMATA AUS DER LITERATUR

Die Tatsache, dass kaltes Wasser, das die Norwegische See verlässt, sich der Topographie folgend im Islandbecken bis zur Gibbs-Bruchzone ausbreitet und durch diese dann den östlichen Nordatlantik verlässt, ist seit langem bekannt (s. [Hansen und Østerhus, 2000] für eine Übersicht). Harvey

und Theodorou ([1986]) unternahmen eine großangelegte Untersuchung speziell des hier untersuchten Gebietes, in der sie das Bild um einige Details erweitert (Abb. 5.21) und die Transporte quantifiziert haben. Sie verwendeten dabei geostrophische Transporte und eine quantitative Wassermassenanalyse.

Das nächste hier gezeigte Schema ist von Schmitz und McCartney ([1993], Abb. 5.22). Es ist entstanden aus dem Versuch, eine Synthese verschiedener regionaler Arbeiten zu finden und aus ihnen eine schlüssige Zirkulation für den gesamten Nordatlantik abzuleiten. Im Untersuchungsgebiet flossen dabei insbesondere die Arbeiten von McCartney und Talley [1984] (Box Modell), McCartney [1992] (Geostrophie und Parameterverteilungen) und Tsuchiya et al. [1992] (Parameterverteilungen) ein. Da das Untersuchungsgebiet von Schmitz und McCartney einen sehr viel größeren Bereich umfasste, zeigt dieses Schema nicht so viele Details im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken wie die anderen.

Dickson und Brown ([1994], o. Abb.) fassen alle direkten Transportbeobachtungen und die Transportschätzung des DNBC von McCartney [1992] zusammen und erkennen klar, dass es eine erhebliche Lücke gibt in dem Transporteschema für den östlichen Nordatlantik. Sie deuten an, dass möglicherweise ein Teil des Wassers aus dem Westeuropäischen Becken, das den Tiefen Nördlichen Randstrom initiiert, entlang des Mittelatlantischen Rückens zurück ins Westeuropäische Becken fließen könnte. Außer diesem Ansatz, der die Lücke bei weitem nicht schließen kann, unternehmen sie keine Versuche, das Schema zu vervollständigen.

Van Aken und Becker ([1996], Abb. 5.23) haben ihr Zirkulationsschema wiederum anhand von geostrophischen Transporten erstellt, während dasjenige von Hansen und Østerhus ([2000], Abb. 5.24) eine Synthese vieler Arbeiten ist, die sich mit der Ausbreitung von Überstromwasser beschäftigen.

Allen Schemata, inklusive dem hier vorgestellten (Abb. 5.25 / Abb. 5.13), ist der Transport des ISOW auf der Westflanke des Reykjanes-Rückens gemein, genau wie eine zyklonale Zirkulation im Islandbecken und ein Einstrom von Tiefenwasser aus dem östlichen Westeuropäischen Becken.

Im Islandbecken ist die wesentliche Neuerung, die hier eingeführt wird, die starke Vermischung der Wassermassen, die als Teil der zyklonalen Zirkulation im Maury-Kanal nach Nordosten bzw. über dem Reykjanes-Rücken nach Südwesten fließen. Diese betrifft nicht den Kern des ISOW selber, der im Wesentlichen an den Hang des Reykjanes-Rückens gebunden bleibt und zum größeren Teil wohl den klassischen Weg durch die Gibbs-Bruchzone nimmt. Dies kann insbesondere aus dem geringen Einfluss des ISOW auf die Salzgehalte geschlossen werden. Die starke Vermischung betrifft die Wassermassen oberhalb des Kerns und diese sind auch erheblich von ISOW-beeinflusst. Die Tatsache, dass sich ISOW auch außerhalb des Kerns findet, ist bei Hansen und Østerhus [2000] (Abb. 5.24) durch einen zweiten Pfeil über dem Reykjanes-Rücken angedeutet, dessen Verbleib offengelassen wurde. Eine Andeutung des Austauschs zwischen den beiden Zweigen der zyklonalen Zirkulation gibt es bei Harvey und Theodorou [1986] (Abb. 5.21) in Form von zwei Transportpfaden, die $0,2$ bzw. $0,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ aus dem südwestwärtigen Stromband über dem Reykjanes-Rücken auf die Ostseite des Islandbeckens befördern.

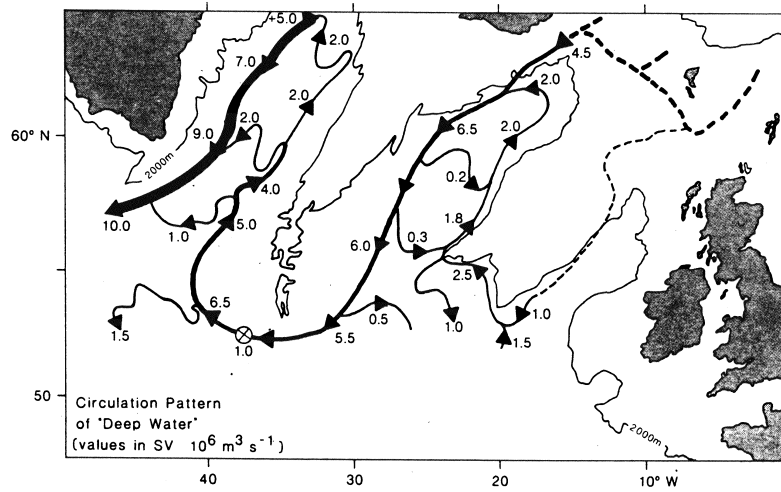


Abbildung 5.21: Zirkulationsschema von Harvey und Theodorou [1986] (Fig. 12). Der Kreis mit Kreuz in der Gibbs- Bruchzone zeigt die Beimischung von LSW an.



Abbildung 5.22: Zirkulationsschema aus Schmitz und McCartney [1993] (Fig. 12).

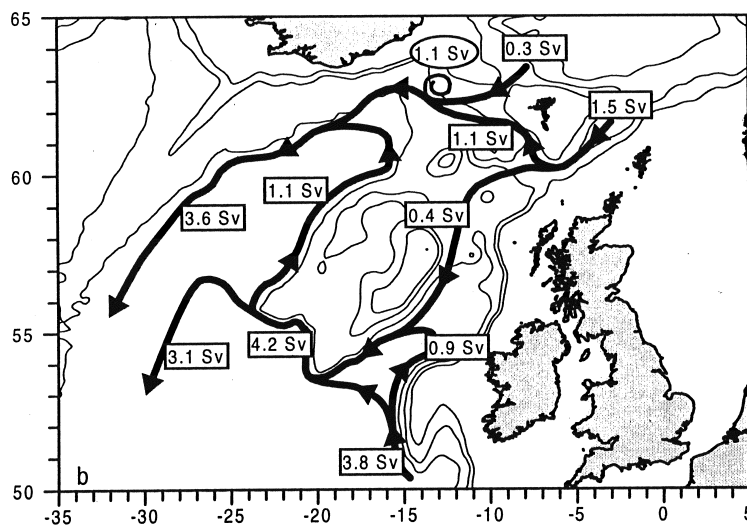


Abbildung 5.23: Zirkulationsschema von van Aken und Becker [1996] (Fig. 17).

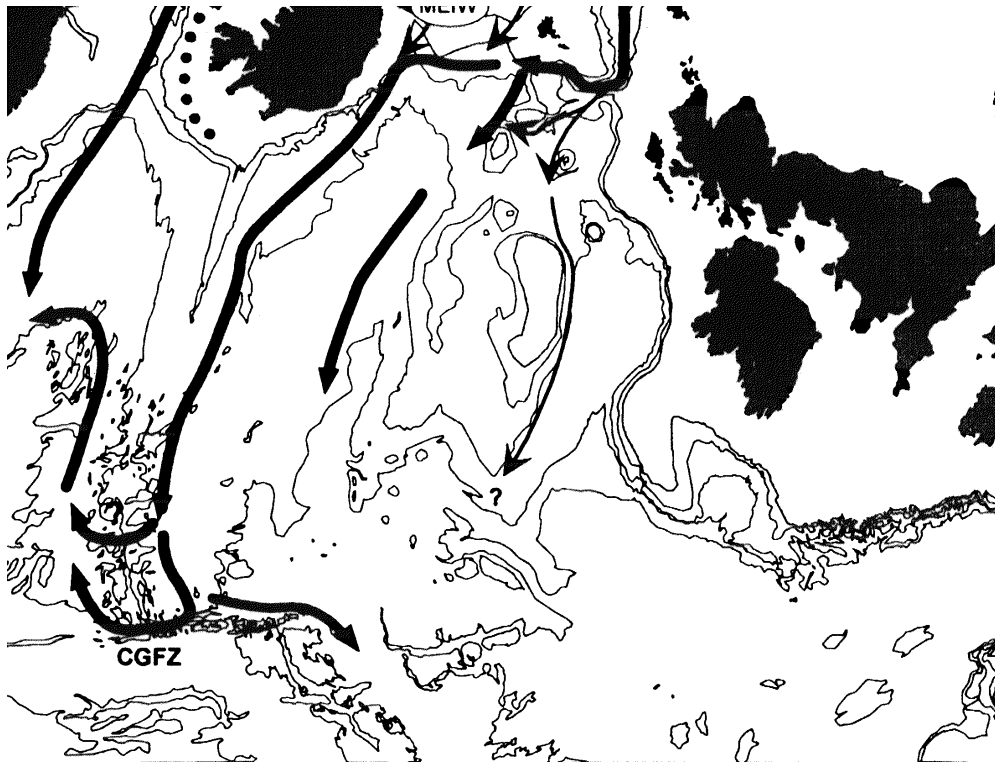


Abbildung 5.24: Zirkulationsschema von Hansen und Østerhus [2000] (Fig. 6).

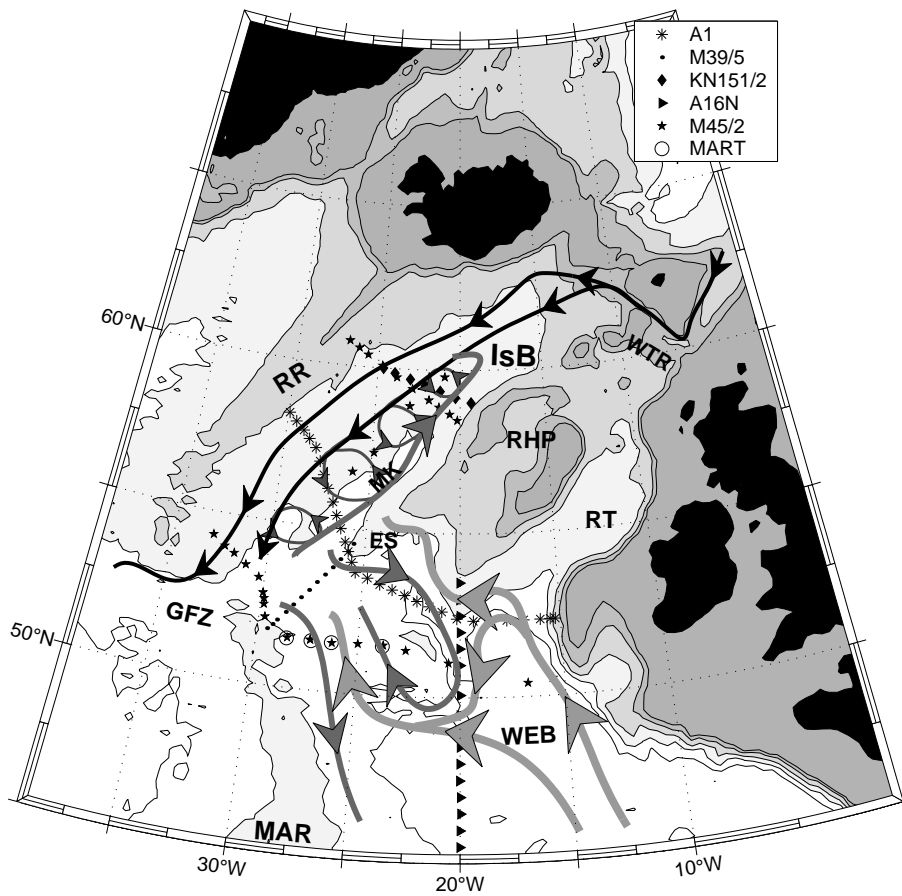


Abbildung 5.25: Zirkulationsschema aus dieser Arbeit zum Vergleich (Abb. 5.13)

Die in dieser Arbeit eingeführte antizyklonale Zirkulationszelle findet sich in keinem der anderen Schemata. Für diesen Bereich wird meist nur die zyklonale Strömung des tiefen nördlichen Randstroms angegeben. Diese ist dem hier eingebrachten Schema in zwei Äste aufgeteilt, die die antizyklonale Rezirkulationszelle im Norden und im Süden umströmen. Doch es handelt sich hierbei - zumindest auf die Studie von McCartney [1992] bezogen - nicht einfach um das Hinzufügen eines weiteren Details zu den vorhandenen Zirkulationsschemata, sondern um einen direkten Widerspruch: McCartney diskutiert den tiefen Kanal, der auf der Ostseite des Rockall-Hatton-Plateaus in Nordwest-Südost-Richtung verläuft, als einen möglichen Einstrompfad für das silikathaltige Wasser aus dem östlichen Westeuropäischen Becken. Dieses soll dann natürlich in Richtung Nordwesten strömen. Er stützt sich dabei auf Dickson et al. [1985], die in diesem Kanal von zwei Verankerungen berichten, die starke nordwärtige Transporte im Bereich unterhalb 2000 m aufwiesen. Dieser Widerspruch kann eventuell auf die hier ebenfalls festgestellte Variabilität zurückzuführen sein. In Jahren, in denen sich der ISOW-Einfluss nur weniger weit nach Osten ausdehnt, könnte die antizyklonale Rezirkulationszelle so klein ausfallen, dass der Weg durch den Kanal frei ist für nach Nordosten strömendes silikathaltiges Wasser. In den anderen Jahren könnte dann der andere von McCartney [1992] diskutierte Strompfad für das silikathaltige Wasser den nordostwärtigen Transport übernehmen. Dieser liegt in etwa dort, wo der südliche Strompfad für silikathaltiges Wasser in dem hier entwickelten Zirkulationsschema (Abb. 5.25) eingezeichnet ist. Eine weitere Bestätigung für die antizyklonale Rezirkulationszelle findet sich in einem Inversmodell des östlichen Nordatlantiks, das von 24° N bis 54° N reicht. Paillet und Mercier [1997] zeigen für eine Tiefe von 3500 m ein Geschwindigkeitsfeld (deren Fig. 7f), das eine antizyklonale Rezirkulation beinhaltet, die ziemlich genau an der Stelle liegt wie die hier angenommene. Diese Zelle reicht bei ihnen bis etwa 48° N, was sich wiederum mit der im nächsten Kapitel abgeleiteten südwärtigen Ausdehnung der antizyklonalen Rezirkulationszelle bis zum A2 Schnitt deckt.

Der in dieser Untersuchung gezeigte Strompfad entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden taucht in der Literatur zum ersten Mal bei Harvey und Theodorou [1986] (Abb. 5.21) mit einem sehr geringfügigen Transport auf. Da es sich bei diesem Strompfad jedoch im Wesentlichen um ein Ergebnis des nächsten Kapitels handelt, wird eine eingehendere Diskussion dort erfolgen.

5.6 Fazit

In diesem Kapitel wurde die Zirkulation von Tiefenwasser im Island und im nördlichen Westeuropäischen Becken untersucht. Dazu wurden für 9 verschiedene Reisen Anomalien von Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat gegenüber einem Vergleichsprofil dargestellt. Diese Anomalien wurden verwendet, um die Profile jeder Reise in verschiedene Gruppen einzuteilen, die einen unterschiedlichen Einfluss von ISOW aufweisen. Aus der Verteilung dieser Gruppen wurde ein Zirkulationsschema für den betrachteten Bereich abgeleitet und die Variabilität der Zirkulation untersucht.

Das hier vorgestellte Zirkulationsschema ist sehr viel detaillierter als die bisher in der Literatur angegebenen. Dabei sind die wesentlichen neuen Merkmale eine starke Vermischung des Wassers im Islandbecken quer zu seiner Achse und eine antizyklonale Rezirkulation von ISOW-beeinflusstem NEADW (NEADW_{ISB}) südlich des Rockall-Hatton-Plateaus. Der in Hansen und Østerhus [Hansen und Østerhus, 2000] erstmals gezeigte Exportpfad für ISOW-beeinflusstes Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden wurde bestätigt. Diese Merkmale lassen sich im Wesentlichen mit den in

der Literatur wiedergegebenen Befunden vereinbaren, des öfteren jedoch nicht mit deren Interpretation.

Ein wesentliches Ergebnis dieser Arbeit ist es, die Bedeutung des ISOW-Einflusses auf das Tiefenwasser außerhalb des ISOW-Kernbereichs herausgearbeitet zu haben. Der Einfluss des ISOW auf das NEADW ist nicht so offensichtlich wie die Tatsache, dass es sich als Kern ausbreitet. Nichtsdestotrotz liegt gerade in diesem Wasser der Schlüssel zum Einfluss des ISOW auf den östlichen Nordatlantik, da es zu erheblichen Teilen im östlichen Nordatlantik verbleibt.

Ein gänzlich neuer Aspekt wird durch die Untersuchung der Variabilität der Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem Wasser erschlossen. Zu diesem Thema gab es für dieses Gebiet und diesen Tiefenbereich noch überhaupt keine Untersuchungen. In der vorliegenden Arbeit wurde eine Korrelation der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation gefunden. Es kann sein, dass die hier gefundene, fast schon uneingeschränkte, lineare Abhängigkeit unter Umständen eine zu starke Abhängigkeit vom NAOI suggeriert. Mit Sicherheit verbleibt aber die Aussage, dass die Ausbreitung des Tiefenwassers im Island und im nördlichen Westeuropäischen Becken stark und direkt mit der Oberflächenzirkulation in Verbindung steht.

6 ISOW im zentralen Westeuropäischen Becken und südlich davon

Die Anomalieverteilungen auf den Schnitten METEOR 45/2 (s. 5.3.7) und 39/5 (Teilschnitt zur GFZ, s. 5.3.6) haben, spätestens in Kombination mit den Strömungsmesserdaten (s. 5.5.3 und 5.5.4), gezeigt, dass ISOW-beeinflusstes Wasser über diese Schnitte hinaus nach Süden gelangt. Der weitere Verbleib dieses Wassers ist der Hauptgegenstand dieses Kapitels. Analog zur Vorgehensweise des vorherigen Kapitels soll jetzt die Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem Wasser im Westeuropäischen Becken untersucht werden. Dazu werden wiederum Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalien analysiert. Die einzelnen Profile werden in verschiedene Profilgruppen (Abschn. Methode, 6.2) mit einem jeweils unterschiedlich starken ISOW-Einfluss eingeteilt. Die Verteilung der Gruppen auf insgesamt zehn Reisen entlang vier verschiedener Schnitte (Abschn. Daten, 6.1) wird für die Untersuchung des ISOW-Einflusses im betrachteten Gebiet herangezogen. In Abschnitt 6.3 werden die Anomalieverteilungen präsentiert und die Einteilung der Profile in die verschiedenen Gruppen vorgenommen.

Die Anomalien zeigen, dass sich der Einfluss von ISOW entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ausbreitet (Abschn. Schlussfolgerungen, 6.4). Etwas abseits vom Mittelatlantischen Rücken findet sich auf dem A2 Schnitt in den meisten Jahren auch noch Wasser mit ISOW-Einfluss. Dieses wird jedoch nicht nach Süden exportiert, sondern ist Teil der antizyklonalen Rezirkulationszelle, deren Existenz im vorherigen Kapitel abgeleitet wurde (s. 5.4.1). Erneut wird anhand von Wiederholungen – in diesem Fall des A2 Schnittes – auch die Variabilität des ISOW-Einflusses untersucht (s. 6.4.2). Die östliche Grenze des ISOW-Einflusses weist auch auf dem A2 Schnitt eine (um drei bis vier Jahre versetzte) starke Korrelation mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation auf. Diese Schlussfolgerungen werden in Abschnitt 6.5 mit anderen Ergebnissen, die auf den gleichen Schnitten gewonnen wurden, und mit Ergebnissen aus der Literatur verglichen. Abschließend erfolgt eine Zusammenfassung der Ergebnisse (Abschnitt 6.6).

6.1 Daten und Schnitte

Zur Untersuchung der Ausbreitung von ISOW im zentralen Westeuropäischen Becken stehen sechs Realisierungen des A2 Schnittes zur Verfügung. Darüberhinaus wird jeweils eine Realisierung des A24 Schnittes durch das Westeuropäische Becken südlich von A2 und des A3 Schnittes bei 36° N betrachtet. Auch die oben schon diskutierten A16N Schnitte werden wieder herangezogen. Der Schwerpunkt der Untersuchung in diesem Kapitel liegt auf den Daten des A2 Schnittes, von dem alle Realisierungen herangezogen werden, deren Daten frei verfügbar sind, sowie die Daten von zwei Realisierungen, die vom BSH, Hamburg, überlassen wurden. Darüberhinaus werden einige Schnitte herangezogen, um das Zirkulationsschema zu komplettieren. Die Anzahl der Schnitte in diesem Bereich ist nicht so groß, wie die im nördlicheren Teil des Untersuchungsgebietes, der im vorigen Kapitel untersucht wurde, so dass der größte Teil der zuverlässigen Daten hier verwendet wird. Von der Einbeziehung historischer Daten wurde im Wesentlichen Abstand genommen, um die Probleme mit der Vergleichbarkeit der Daten zu umgehen. Der Verlauf der verwendeten Schnitte ist in Abbildung 6.1 wiedergegeben und in Tabelle 6.1 ist zusammengestellt, welche Größen zur Verfügung stehen, wer sie erhoben hat und von wo sie bezogen wurden.

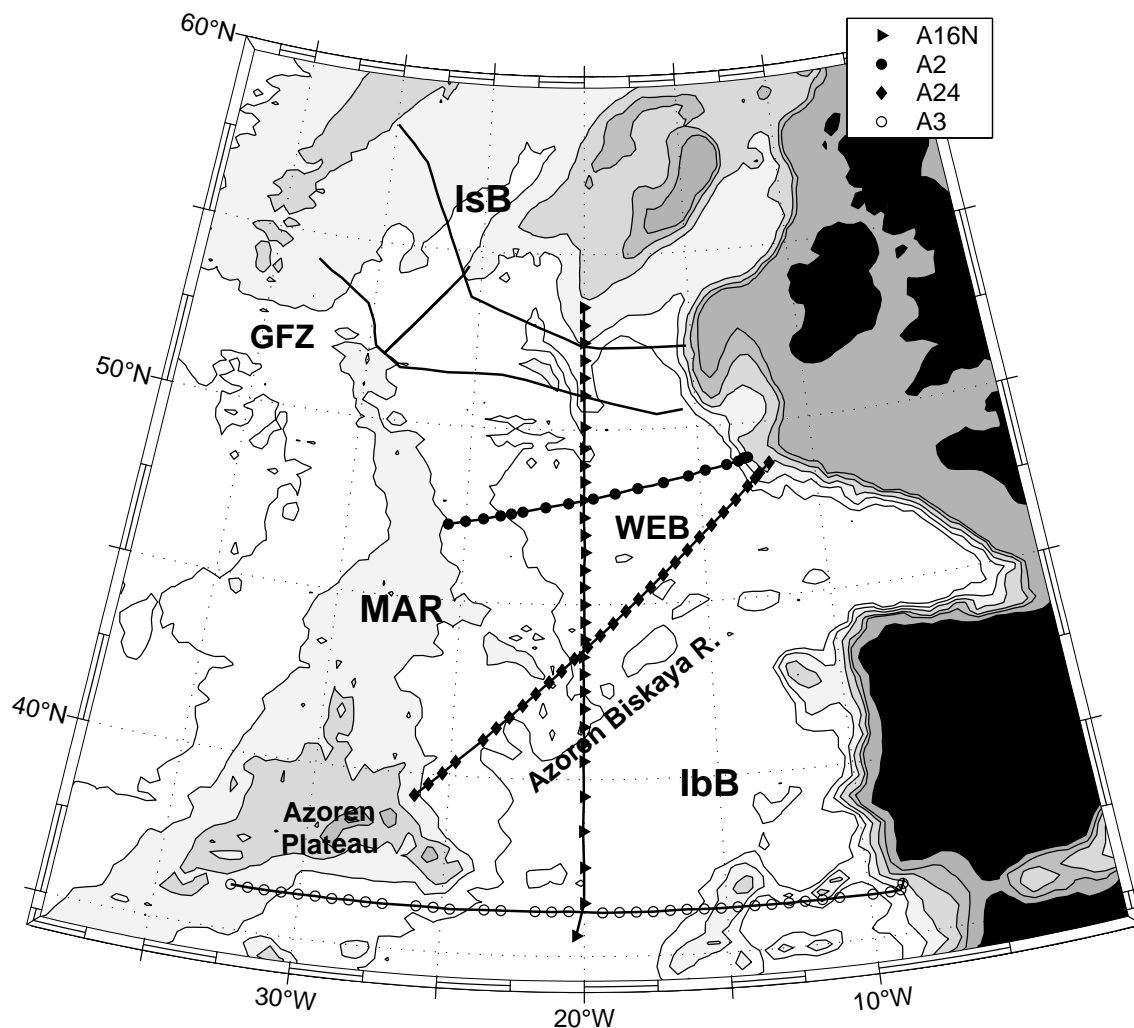


Abbildung 6.1: Untersuchungsgebiet des Kapitels 6 mit den verwendeten Schnitten (s. a. Tab. 6.1). Als dünne durchgezogene Linien sind im Norden die im vorherigen Kapitel untersuchten Schnitte dargestellt. Topographische Gegebenheiten von Nord nach Süd: IsB: Islandbecken; GFZ: Gibbs-Bruchzone; WEB: Westeuropäisches Becken; MAR: Mittelatlantischer Rücken; IbB: Iberisches Becken. Bei 45° N, 25° W zweigt „der Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens“ in Richtung Südosten ab.

Im östlichen Nordatlantik verläuft der A2 Schnitt (Abb. 6.1) im Wesentlichen zonal durchs zentrale Westeuropäische Becken vom Europäischen Festlandssockel bis zum Mittelatlantischen Rücken. Das Becken hat überall Bodentiefen von mindestens 4000 m, die größten Tiefen werden nahe dem Europäischen Schelf erreicht. Die sechs Realisierungen des A2 Schnittes folgen alle bis auf minimale Abweichungen dem in Abbildung 6.1 gezeigten Verlauf.

Der verwendete Teil des A24 Schnittes (Abb. 6.1), hat in etwa den gleichen östlichen Startpunkt wie der A2 Schnitt. Er verläuft dann jedoch in Richtung Südwesten durch den südöstlichen Teil des Westeuropäischen Beckens. Bei ca. 22° W überquert er einen Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens und schneidet anschließend durch den nordwestlichen Teil des Iberischen Beckens. Der hier betrachtete Teil endet am Azoren-Plateau.

Der A3 Schnitt verläuft zonal bei 36° N. Hier gezeigt ist nur der Teil, der durch das östliche Becken des Nordatlantiks verläuft. Von Osten her gesehen beginnt der Teilschnitt im Seinebecken (bis 15° W), das von den Horseshoe Seamounts eingefasst wird. In dieses Becken mündet der Ausstrom von Mittelmeer-Wasser (MW) durch die Straße von Gibraltar. Östlich von 15° W verläuft der Schnitt

Schnitt	Jahr	Forschungsschiff Fahrt/Abschnitt	Salzgehalt	Sauerstoff	Silikat
A2	1993	GAUSS (G)226 bezogen über	BSH Sy SAC	BSH Sy SAC	BSH Sy SAC
A2	1994	METEOR (M)30/2 bezogen über	BSH Koltermann Stelter (1998)	BSH Koltermann Stelter (1998)	BSH Koltermann Stelter (1998)
A2	1996	GAUSS (G)276 bezogen über	BSH Koltermann SAC	BSH Koltermann SAC	BSH Koltermann SAC
A2	1997	METEOR (M)39/3 bezogen über	BSH Koltermann Stelter (2000)	BSH Koltermann Stelter (2000)	BSH Koltermann Stelter (2000)
A2	1998	GAUSS (G)316 bezogen über	BSH Koltermann Lorbacher (2001)	BSH Koltermann Lorbacher (2001)	
A2	2000	GAUSS (G)350 bezogen über	BSH Koltermann Lorbacher (2001)	BSH Koltermann Lorbacher (2001)	BSH Koltermann Lorbacher (2001)
A24	1997	KNORR (KN)151/2 bezogen über	SIO Talley SAC	SIO Talley SAC	SIO Talley SAC
A3	1993	MULTANOVSKY (MU)40 bezogen über	SOI Tereschenkov SAC	IORAN Borodkin SAC	IORAN Konnov SAC

Tabelle 6.1: In der Tabelle ist für die Fahrten, die für die Untersuchung des zentralen Westeuropäischen Beckens und des Bereichs südlich davon verwendet werden, zusammengestellt, wann sie mit welchem Schiff realisiert wurden, welches Institut und welcher PI (principal investigator) die Daten erhoben hat und von wo sie bezogen wurden. Institutsabkürzungen sind im Glossar nachzuschlagen.

Bezugsquellen: WHPO: WOCE Hydrographic Programme Office [WOCE, 2000/2001]; SAC: WOCE Special Analysis Center, Hamburg (V. Gouretski, Hamburg, pers. Mitt.); ist bei „bezogen über“ ein Name eingetragen, wurden die Daten persönlich mitgeteilt, das Jahr ist in Klammern angegeben.

durchs nördliche Madeirabecken. Dieser Teil beginnt mit dem Abfall zu den größten Tiefen, die auf dem Schnitt erreicht werden. Danach folgt ein langsamer Anstieg zu den Ausläufern des Azoren-Plateaus, die bei ca. 25° W und 27° W gequert werden. Zuletzt folgt noch ein etwas flacherer Bereich (etwas mehr als 3000 m) bis zum Mittelatlantischen Rücken.

Außer diesen drei Schnitten wird in die Diskussion auch noch der A16N Schnitt (Abb. 6.1) mit einbezogen, der meridional bei 20° W verläuft. Die Informationen zu den Daten dieses Schnittes finden sich im vorigen Kapitel (s. 5.1). Der Schnitt quert das Westeuropäische Becken einmal von Norden nach Süden und wird dann südlich des Azoren-Biskaya-Rückens im Iberischen Becken fortgesetzt.

6.2 Methode

Es werden wie bei der Untersuchung im Islandbecken Anomalien bezogen auf ein Vergleichsprofil dargestellt. Die Unterteilung der Profile in Gruppen folgt den Kriterien, die im vorherigen Kapitel beschrieben wurden. Die einzelnen Profilgruppen werden hier nicht noch einmal ausführlich beschrieben; dies erfolgte schon in Abschn. 5.2.1. Es sei nur daran erinnert, dass sich bei den Profilen der Gruppe 2 der ISOW-Einfluss durch positive Sauerstoff- und negative Silikatanomalien insbeson-

dere im Bereich $41,4 < \sigma_3 < 41,5$ bemerkbar macht^{VI}. Ganz am Boden und im LSW-Bereich stimmen sie mit der Profilgruppe 1 im Wesentlichen überein.

Beispielprofile der einzelnen Profilgruppen vom A2 Schnitt, 1997, sind in Abbildung 6.2 zusammen gegen σ_3 aufgetragen, die Anomalien der Beispielprofile sind in der Darstellung, die schon in Kapitel 5 verwendet wurde, in Abbildung 6.3 wiedergegeben. Im Westeuropäischen Becken gibt es keine Profile der Gruppe 3, also solche mit einem ISOW-Kern. Die Profile der Gruppe 2 werden für dieses Kapitel noch einmal unterteilt. Die Gruppe 2b umfasst Profile, bei denen die NEADW_{IsB} Charakteristik (also ISOW-Einfluss im Bereich des Salzgehaltmaximums und darunter) stark ausgeprägt ist (Pr. 294 in Abb. 6.2); diese finden sich am Mittelatlantischen Rücken und in seiner unmittelbaren Nähe. Die Gruppe 2a enthält Profile, bei denen die NEADW_{IsB} Eigenschaften eindeutig erkennbar sind, aber schwächer als in der Gruppe 2b ausfallen (Pr. 292 in Abb. 6.2). Für diese wird in den Schlussfolgerungen gezeigt, dass es sich wahrscheinlich um Wasser handelt, das mit der antizyklonalen Rezirkulationszelle des NEADW_{IsB} im nördlichen Westeuropäischen Becken (s. Kapitel 5) auf den A2 Schnitt gelangt. Außer den Profilen der Gruppe 1 (ohne ISOW-Einfluss, Pr. 286 in Abb. 6.2) wird für dieses Kapitel noch die Profilgruppe 0 definiert, die Profile umfasst die verstärkt von MW beeinflusst sind (Pr. 276 in Abb. 6.2). Als solche werden Profile betrachtet, die am oberen Rand des betrachteten Bereichs eine stark positive Salzgehaltanomalie aufweisen. Neben diesen Profilen sind häufig noch Profile vorhanden, die im Bereich des Salzmaximums deutliche positive Salzgehalt- und negative Sauerstoffanomalien aufweisen, am oberen Rand aber dieselben Werte haben wie die Profile der Gruppe 1. Diese werden als Übergangprofile zwischen den Gruppen 1 und 0 klassifiziert.

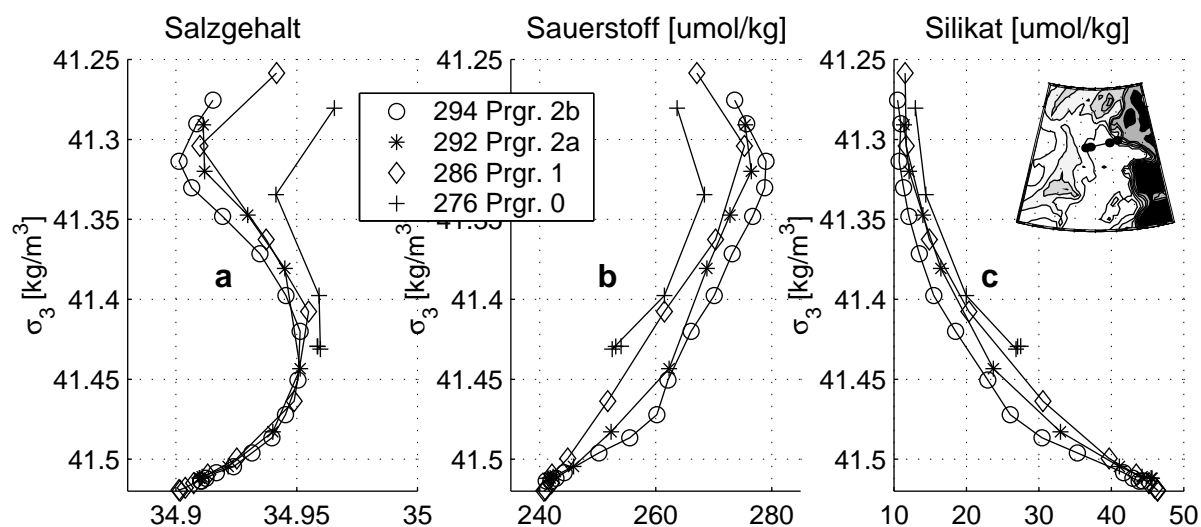


Abbildung 6.2: Beispielprofile (A2 Schnitt, 1997) für die in diesem Kapitel vorkommenden Profilgruppen. Profil 294 repräsentiert die Profilgruppe 2b (starker ISOW-Einfluss im Bereich des Salzmaximums und darunter), Profil 292 die Gruppe 2a (schwächerer ISOW-Einfluss), Profil 286 die Gruppe 1 (ohne ISOW-Einfluss) und Profil 276 die Gruppe 0 (mit MW-Einfluss bis in den LSW-Bereich). In der Karte ist die Position der vier Beispielprofile gezeigt, wobei die Stationsnummern von Ost nach West aufsteigen.

^{VI} Die Einheit der potentiellen Dichteanomalie bei 3000 dbar (σ_3) ist kg/m^3 . Sie wird in diesem wie im vorherigen Kapitel grundsätzlich nicht angegeben, da sie den Lesefluss mehr stört, als das sie Missverständnisse beseitigt.

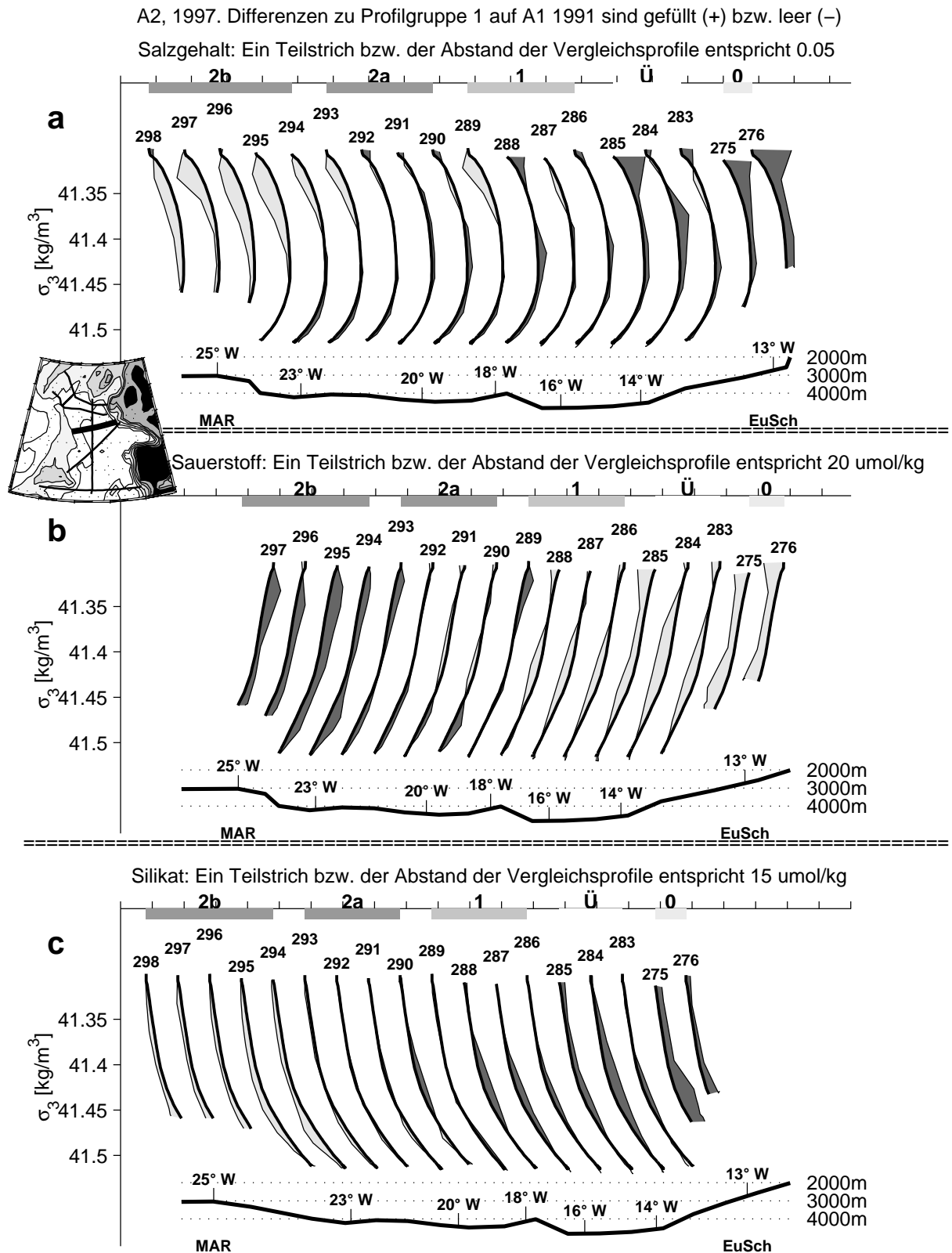


Abbildung 6.3: Salzgehalt- (6.3a), Sauerstoff- (6.3b) und Silikatanomalieprofile (6.3c) auf A2, 1997, bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 auf A1 im Jahr 1991. Die dicken schwarzen Linien sind jeweils das Vergleichsprofil. Das auf einer Station gemessenen Profil ist mit einer dünnen Linie wiedergegeben. Die Abweichungen vom Vergleichsprofil sind durch die gefüllten (positive Anomalie) bzw. leeren Flächen (negative Anomalie) dargestellt. Zur Einteilung der Profilgruppen: siehe Text. Am oberen Rand sind die Bereiche der verschiedenen Profilgruppen als Balken eingezeichnet, darunter folgen die Profilnummern, am unteren Rand ist der Verlauf der Stationstiefen jeweils unterhalb des Vergleichsprofils angegeben. Die Profile sind mit gleichmäßigen Abständen gezeichnet, so dass ihr Abstand kein Maß für die wirkliche geographische Ausdehnung \rightarrow

Als Vergleichsprofil wird wie im vorherigen Kapitel das mittlere Profil der Gruppe 1 auf dem A1 Schnitt 1991 verwendet. Auch wenn das Wasser, das im Bereich vor dem Rockall-Graben angetroffen wird, vom östlichen Westeuropäischen Becken aus dorthin gelangt, so ist nicht zu erwarten, dass sich an beiden Stellen genau das gleiche Wasser wiederfindet. Der bedeutendste Unterschied zwischen dem Wasser der Profilgruppe 1 auf A1 und demjenigen auf A2 liegt im Bereich des Salzmaximums. Das Vergleichsprofil ist im Salzmaximum etwas salzärmer und sauerstoffreicher als die meisten Profile, die in diesem Kapitel der Profilgruppe 1 zugeordnet werden. Dies ist wahrscheinlich auf einen Einfluss von MW zurückzuführen, was in den Schlussfolgerungen (Abschn. 6.4) ausführlicher betrachtet wird.

Zunächst werden die Anomalien aus dem Jahre 1997 gezeigt und die Einteilung in die verschiedenen Profilgruppen für dieses Jahr ausführlich dargelegt. Die Darstellung ist analog zu derjenigen in Kapitel 5; sie wurde dort ausführlich beschrieben (s. 5.2.2). Anschließend folgen in chronologischer Folge die fünf weiteren Realisierungen des A2 Schnittes, dann der A24 und der A3 Schnitt.

6.3 Anomalieverteilungen im zentralen Westeuropäischen Becken und südlich davon

6.3.1 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A2, 1997

Direkt am Mittelatlantischen Rücken lässt sich, am besten in den Sauerstoffanomalien, der Einfluss des ISOW erkennen (Abb. 6.3, 294-298). Auf diese Profile mit deutlichen Anomalien folgt ein Bereich mit nur noch schwach ausgeprägten Anomalien (290-293). Am Ostrand gibt es zwei Profile (275, 276), die sehr stark von MW beeinflusst sind. Ein weiteres isoliertes Profil mit MW-Einfluss (285) könnte auf einen Meddy hinweisen. Im LSW-Bereich ist im westlichen Teil des Schnittes das Eintreffen jüngerer Jahrgänge der LSW-Kaskade zu beobachten. Ein Wechsel in den Anomalien im LSW-Bereich und im ISOW-Bereich an fast der gleichen Stelle weist auf Parallelen in der Zirkulation dieser beiden Bereiche hin.

Nun zu der Einteilung der Profile in die jeweiligen Gruppen im Detail. Zur Verdeutlichung dessen, was in den einzelnen Parametern zu erkennen ist, werden sie für dieses Jahr im Gegensatz zu den folgenden Abschnitten getrennt analysiert. Die Salzgehaltanomalien auf den Profilen 275, 276 und 285 (Abb. 6.3a) zeigen den oben erwähnten MW-Einfluss. Die positive Salzgehaltanomalie erstreckt sich dabei bis zu σ_3 Werten von etwa 41,45. Die Anomalie erreicht im LSW Salzminimum einen Wert von ca. 0,04. Dies legt die Schlussfolgerung nahe, dass es sich um MW-Einfluss handelt. Die Profile 275 und 276 bilden die Profilgruppe 0. Das Profil 284 hat ebenfalls noch eine deutliche Anomalie, die allerdings auf den mittleren Bereich der hier betrachteten σ_3 Werte beschränkt ist. Die Salzgehaltanomalie des Profils 283 dagegen ist nur gering. Die Profile 283-285 bilden den Übergangsbereich zwischen den Gruppen 0 und 1. Ein Bereich mit deutlichen Salzgehaltanomalien tritt im weiteren

eines Bereichs widerspiegelt. Zur Orientierung bezüglich der Ausdehnung sind an der Topographie einige Längen und geographische Bereiche vermerkt (MAR = Mittelatlantischer Rücken; EuSch = Europäisches Schelf). In der kleinen Karte ist der Verlauf des gezeigten Schnittes als dicke Linie wiedergegeben, während alle anderen in dieser Arbeit untersuchten Schnitte als dünne Linien hinzugefügt sind.

In dieser wie in allen anderen Abbildungen sind die Dezimalstellen durch Punkte und nicht wie im Deutschen üblich durch Kommata abgetrennt. Dies ist bedingt durch die englische Notation in den Computerprogrammen, die zur Erstellung der Bilder verwendet wurden.

Verlauf erst wieder ab Profil 293 auf. Dieses und die folgenden Profile haben einen geringeren Salzgehalt im LSW-Bereich als das Vergleichsprofil. Das Maximum der Anomalie findet sich bei $\sigma_3 = 41,35$, der Dichte des neu gebildeten LSW. Hier handelt es sich also wie schon auf dem A1 Schnitt um spätere Jahrgänge aus der LSW-Kaskade. Einen deutlichen Sprung in der Stärke der Anomalie im LSW-Bereich lässt sich zwischen Profil 294 und 295 beobachten. Dieser Sprung ist um ein Profil versetzt gegenüber dem Wechsel von Profilgruppe 2b zur Profilgruppe 2a (s. u.). Einen ISOW-Einfluss kann man in den Salzgehalten wenn überhaupt nur an den schwachen positiven Anomalien der Profile 288-294 im Bereich $41,45 < \sigma_3 < 41,5$ erkennen. Diese Anomalien sind von der schwachen Ausprägung und dem σ_3 Bereich analog zu den Salzgehaltanomalien der Gruppe 2 auf dem A1 Schnitt.

Die Sauerstoffanomalien (Abb. 6.3b) zeigen an den Stellen, wo eine Salzgehaltanomalie zu finden ist, eine Anomalie mit umgekehrtem Vorzeichen. Darüberhinaus sind positive Sauerstoffanomalien auf den Profilen 290-297 im Bereich höherer σ_3 Werte zu sehen. Diese Anomalien zeigen das ISOW-Signal an. Die Profile 290-297 weisen die Charakteristik des NEADW_{LSB} auf und bilden somit die Profilgruppe 2. Die Stärke der Anomalien nimmt von Westen nach Osten hin ab, wobei die Profile 294-297 mit stark ausgeprägten Anomalien die Gruppe 2b bilden, während die Anomalien auf den Profilen 289-293 deutlich schwächer sind und diese deshalb die Gruppe 2a ausmachen. Dabei ist es wichtig den σ_3 Bereich unterhalb 41,45 zu betrachten, da sonst nicht der ISOW-Einfluss, sondern der LSW-Einfluss maßgeblich wird. Der Wechsel von starken zu schwachen Salzgehaltanomalien im LSW-Bereich liegt gegenüber dem Wechsel von Profilgruppe 2b zu 2a um ein Profil nach Westen versetzt, also fast an derselben Stelle. Auch hier scheint, ähnlich wie es im vorherigen Kapitel beschrieben wurde, eine Kopplung der Zirkulation in den beiden Tiefenschichten vorzuliegen.

Die Silikatanomalien (Abb. 6.3c) zeigen ebenfalls deutlich den ISOW-Einfluss an. Sie legen auch dieselbe Unterscheidung von stark (294-298, Gruppe 2b) und schwächer ISOW-beeinflussten Profilen (289-293, Gruppe 2a) nahe wie die Sauerstoffanomalien. Sie haben den Vorteil, dass der Wechsel in der LSW-Schicht zu späteren Jahrgängen der LSW-Kaskade sich im Silikat kaum niederschlägt.

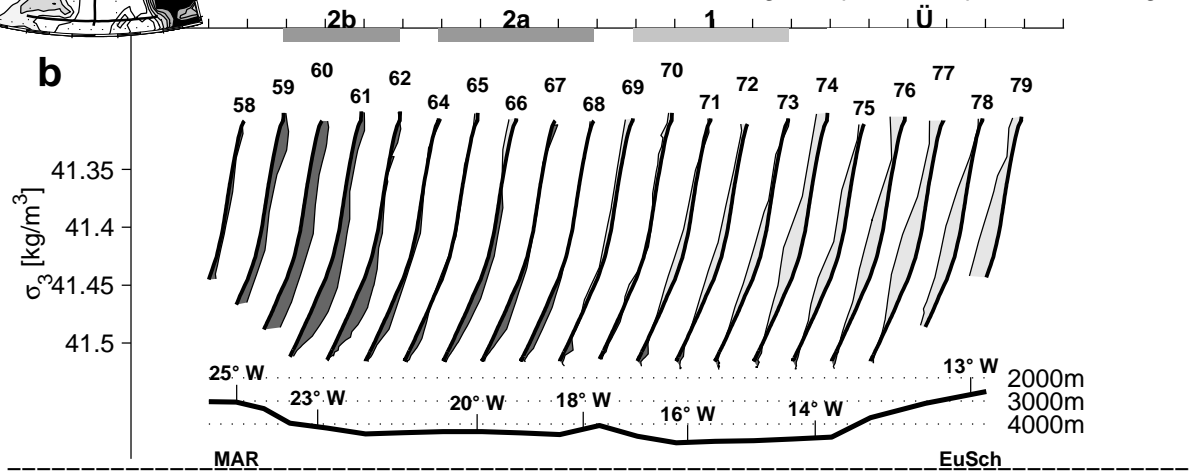
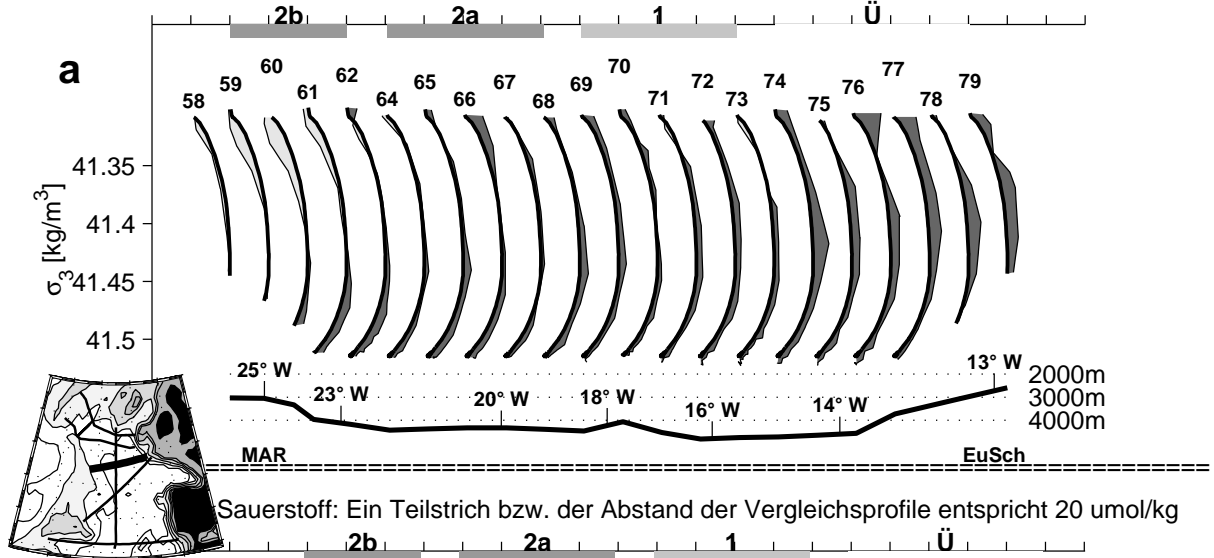
6.3.2 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A2, 1993

Wie 1997 finden sich direkt am Mittelatlantischen Rücken Profile mit deutlichen Sauerstoff- und Silikatanomalien im ISOW-Bereich; östlich davon folgen schwächere Anomalien. Am Ostrand gibt es einen relativ großen Bereich mit Profilen, die im Bereich des Salzmaximums einen MW-Einfluss aufweisen. Am Westrand machen sich erste Anzeichen des Vordringens von frischem LSW bemerkbar, wobei der Übergang zu diesen Profilen wiederum fast an derselben Stelle liegt wie der Übergang zwischen stark und schwach ISOW-beeinflussten Profilen.

Der ISOW-Einfluss ist deutlich an positiven Sauerstoff- (Abb. 6.4.b) und negativen Silikatanomalien (Abb. 6.4c) abzulesen. Starke Anomalien und somit die Gruppe 2b finden sich bei den Profilen 59-62. Die Gruppe 2a mit schwächeren Anomalien wird von den Profilen 64-68 gebildet. Die Profilgruppe 1 mit leichten positiven Salzgehaltanomalien (Abb. 6.4a) und ebenso leichten negativen Sauerstoffanomalien erstreckt sich über die Profile 69-73. Im Osten schließen sich dann Profile mit stärker ausgeprägten positiven Salzgehalt- und Silikat- sowie negativen Sauerstoffanomalien an. Diese reichen jedoch in vielen Fällen nicht bis zum oberen Rand des betrachteten Bereichs, weshalb diese Profile nur als Übergangsprofile zur Profilgruppe 0 klassifiziert werden.

A2, 1993. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.05



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 15 umol/kg

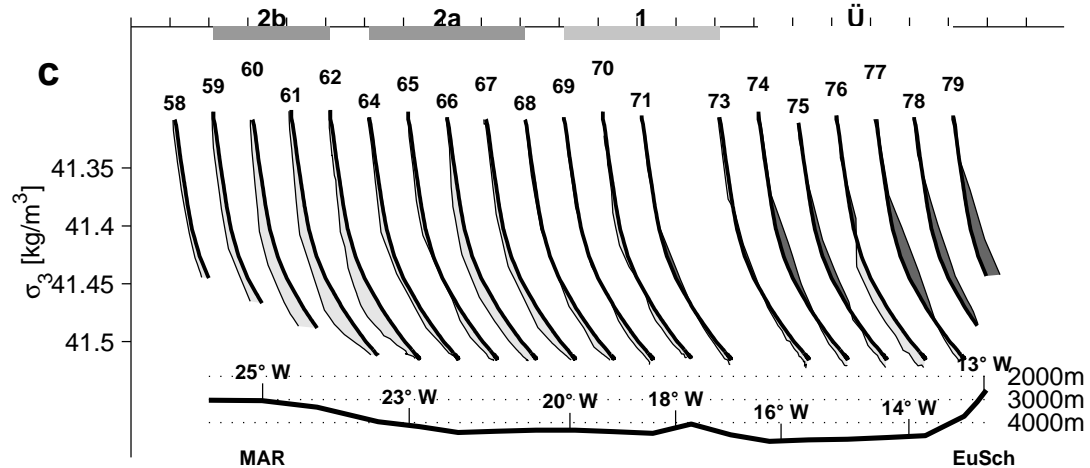


Abbildung 6.4: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1993 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

Die Salzgehaltanomalien im Bereich niedriger σ_3 Werte am Westrand fallen schwächer aus als 1997, was zu erwarten war, da bis zu dieser Reise erst 5 Jahre seit dem Beginn der neuen LSW-Kaskade vergangen sind. Dass sich dieser Einfluss trotzdem schon bemerkbar macht, steht in Übereinstimmung mit den revidierten Ausbreitungszeiten für LSW im Nordatlantik [Sy et al., 1997]. Das Einsetzen der LSW bedingten Anomalien stimmt von Osten her gesehen erneut fast mit dem Übergang zur Profilgruppe 2b überein.

6.3.3 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A2, 1994

1994 ist über die Profile mit starkem ISOW-Einfluss hinaus nur noch ein Profil mit schwachem ISOW-Einfluss vorhanden. Damit ist auch der Bereich, der unter ISOW-Einfluss steht, insgesamt deutlich kleiner als in den beiden zuvor gezeigten Jahren. Die Profile unter MW-Einfluss am Ostrand sind in diesem Jahr sehr deutlich ausgeprägt. Auffällig ist, dass die Sauerstoff- und Silikatanomalien in diesem Bereich tiefer reichen als die Salzgehaltanomalie. Am Westrand ist ein leichter Einfluss von jüngerem LSW zu sehen.

1994 ist an den Salzgehaltanomalien (Abb.6.5a) deutlich ein Einfluss von MW zu erkennen. Die positiven Salzgehaltanomalien haben ganz am Ostrand (Profile 443 und 444) Werte von mehr als 0,1. Die Salzgehaltanomalie nimmt vom oberen Rand des betrachteten σ_3 Bereichs aus gesehen relativ gleichmäßig ab und verschwindet ungefähr bei $\sigma_3 = 41,45$ ganz. Profil 446 zeigt eine deutliche Salzgehaltanomalie, die auch auf MW-Einfluss zurückzuführen ist. Da jedoch ein Profil (445) dazwischen liegt, das am oberen Rand des untersuchten Bereichs keine Anomalien mehr aufweist, wird es mit diesem zusammen zu den Übergangsprofilen gezählt. Auf den vier östlichsten Profilen (443-446) reicht die negative Sauerstoff- (Abb. 6.5b) und positive Silikatanomalie (Abb. 6.5c) deutlich tiefer als die Salzgehaltanomalien. Sie zeigen zwar auch eine kontinuierlich von oben nach unten hin abnehmende Tendenz, aber sie reichen in allen Fällen (fast) bis zum Boden. Wenn das unter dem MW befindliche Wasser mit diesem zusammen von Süden her gekommen ist, könnte es Wasser sein, das durch eine stärkere Remineralisierung gesenkte Sauerstoff- und erhöhte Nährstoffwerte hat. Dieser Prozess muss nicht zwangsläufig auf dem Weg von der Straße von Gibraltar bis zum A2 Schnitt abgelaufen sein. Er kann auch schon in dem Wasser stattgefunden haben, mit dem das MW vermischt wird.

Von Profil 447 an westwärts folgen dann bis zu Profil 451 die Profile der Gruppe 1. Die Gruppe erscheint 1994 relativ heterogen mit einer größeren Schwankungsbreite als in den anderen Jahren. Da die Anomalien der jetzt zur Gruppe 1 gezählten Profile 447-451 jedoch nicht die Charakteristik des NEADW_{ISB} zeigen (positive Sauerstoff- und negative Silikatanomalien insbesondere im Bereich $41,45 < \sigma_3 < 41,5$), wird diese Zuordnung als die bestmögliche angesehen. Die Sauerstoffanomalie des Profils 452 hat dieselbe Größenordnung wie die einiger Anomalien der Profile, die der Gruppe 1 zugeordnet wurden. Die Anomalie von 452 ist jedoch vom σ_3 Bereich her typisch für NEADW_{ISB} und ist im Silikat auch etwas deutlicher ausgeprägt, so dass Profil 452 als Profil der Gruppe 2a definiert wird. Bei Profil 453 beginnt dann schon die Gruppe 2b, die sich bis zum Mittelatlantischen Rücken (Profil 458) fortsetzt.

Die negative Salzgehaltanomalie bei geringeren Dichten im Bereich des Mittelatlantischen Rückens ist wie 1993 schwach ausgeprägt. Die jüngeren Jahrgänge der LSW-Kaskade sind also im Verlauf des vorangegangenen Jahres nicht wesentlich weiter nach Osten vorgedrungen.

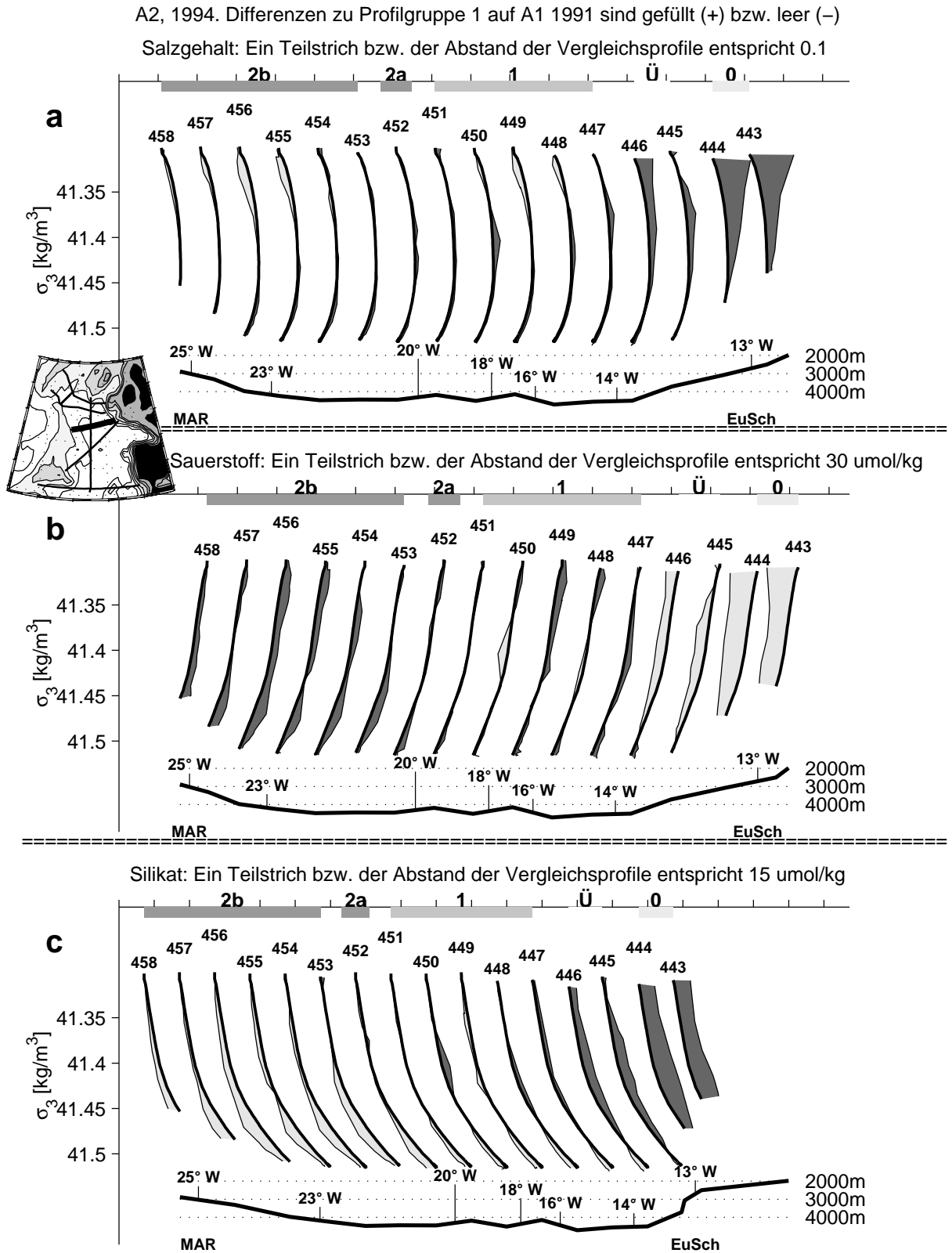


Abbildung 6.5: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1994 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

6.3.4 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A2, 1996

1996 haben sich die jüngeren Jahrgänge der LSW-Kaskade wesentlich weiter nach Osten ausgebreitet als zwei Jahre zuvor. Dies ist deutlich an negativen Salzgehaltanomalien im Bereich niedriger σ_3 Werte zu erkennen. Ein Übergang von starken zu schwachen LSW bedingten Anomalien liegt jedoch auch 1996 an der Stelle, wo der Übergang zwischen stark und schwach ISOW-beeinflussten Profilen ist. Der MW-Einfluss fällt wieder schwächer aus, allerdings ist der Bereich der Übergangsprofile in diesem Jahr wieder relativ groß. Bezogen auf den ISOW-Einfluss ähnelt die Verteilung derjenigen von 1994 mit einem kleinen Bereich von schwach ISOW-beeinflussten Profilen und einer relativ geringen Ausdehnung des ISOW-Einflusses nach Osten.

Die Salzgehaltanomalien (Abb. 6.6a) zeigen 1996 ähnlich wie 1993 eher schwachen MW-Einfluss im östlichen Teil des Westeuropäischen Beckens. Profil 21 und 19 haben eine etwas stärkere Anomalie, die zwar unter 0,04 bleibt, aber bis zum oberen Rand durchgeht. Sie werden deshalb der Profilgruppe 0 zugeordnet. Es ist deutlich zu beobachten, dass die schwachen Salzgehaltanomalien von ebenfalls schwachen, aber sehr viel tiefer reichenden Sauerstoffanomalien (Abb. 6.6b) begleitet werden, ähnlich wie es für die Profile unter MW-Einfluss aus 1994 beschrieben worden war. Nach Westen schließen sich fünf Profile mit einer deutlich sichtbaren positiven Salzgehalt- und negativen Sauerstoffanomalie im Bereich des Salzmaximums an. Von daher handelt es sich bei diesen Profilen (23-31) um Übergangsprofile zwischen den Gruppen 1 und 0.

Im westlichen Teil des Westeuropäischen Beckens finden sich 1996 wieder negative Salzgehaltanomalien im LSW-Bereich, die nach unten hin abnehmen und zumeist bei $\sigma_3 = 41,45$ ganz verschwinden. Dies ist der Einfluss des jüngeren LSW, der erstmals über die Profilgruppe 2b nach Osten hinausreicht. Am Übergang zwischen den Profilgruppen 2b und 2a ist aber auch in diesem Jahr ein Übergang im LSW-Bereich zu schwächeren Anomalien zu beobachten. Die Zirkulationsmuster in den beiden Tiefenbereichen sind also offensichtlich gekoppelt.

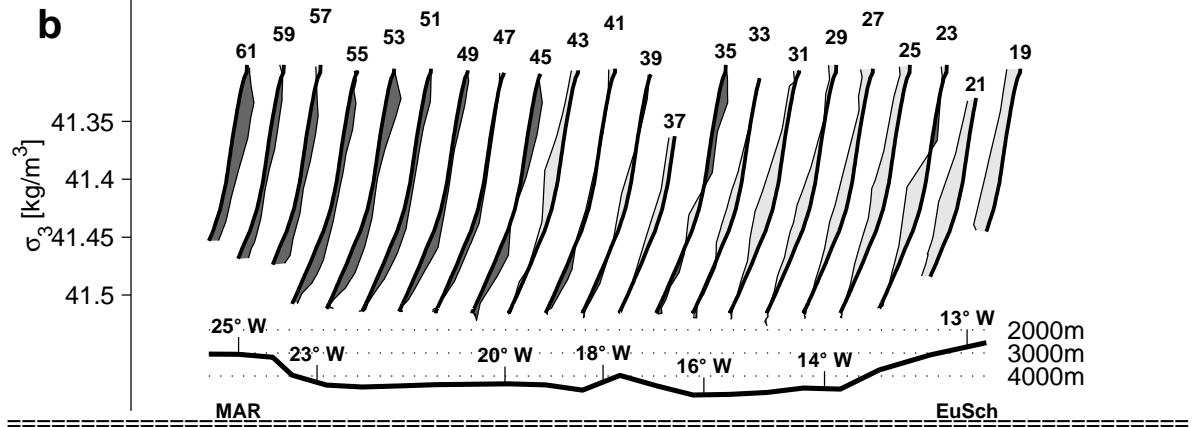
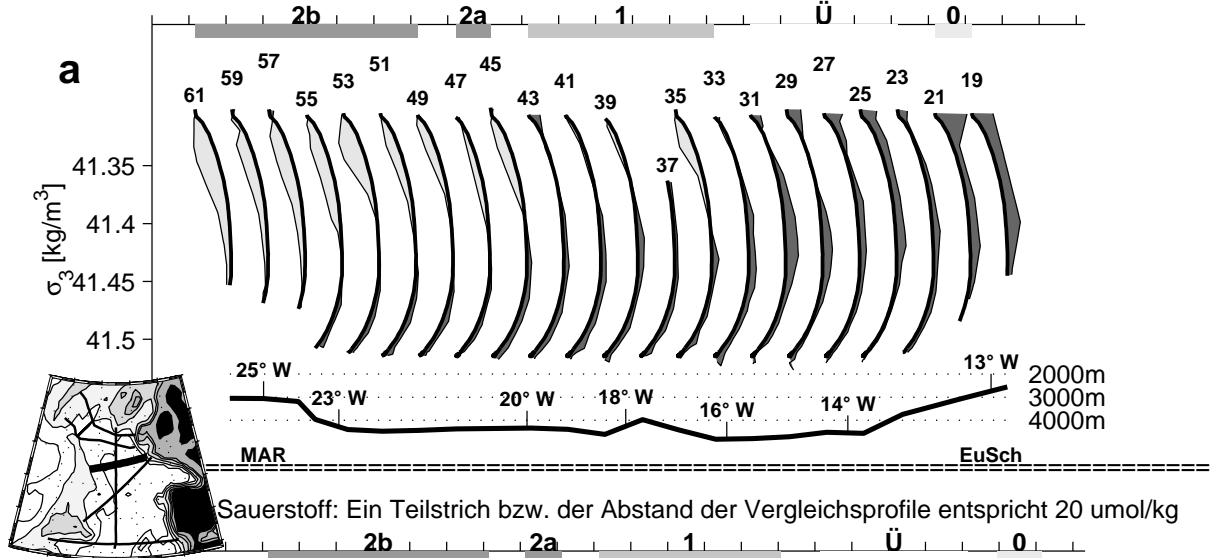
Die positiven Sauerstoffanomalien im westlichen Teil des Schnittes nehmen von oben nach unten zu und enden erst bei $\sigma_3 = 41,5$. Die Stärke der Sauerstoffanomalien bei $\sigma_3 = 41,45$ nimmt vom Mittelatlantischen Rücken nach Osten hin über viele Profile (49-61, Profilgruppe 2b) kaum ab und ist dann nach zwei Profilen (45, 47, Profilgruppe 2a) mit nur etwas geringeren Anomalien ganz verschwunden (43), womit dann die Gruppe 1 beginnt. Letztere erstreckt sich über die Profile 33-43. Die Aufteilung der Profile 45-61 in die Profilgruppe 2b (49-61) und 2a (45, 47) wird auch durch die auf Profil 45 schwächeren Silikatanomalien (Abb. 6.6c) unterstützt.

6.3.5 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A2, 1998

1998 ist wieder ein relativ stark ausgeprägter MW-Einfluss am Ostrand zu beobachten. Der Einfluss des jungen LSW reicht zwar kaum weiter als 1996, ist aber deutlich stärker ausgeprägt. Ein Übergang zwischen starken und schwachen LSW bedingten Anomalien liegt genau bei der Grenze zwischen den stark und schwach ISOW-beeinflussten Profilen. Der stark ISOW-beeinflusste Bereich ist wie in den Vorjahren am Osthang des Mittelatlantischen Rückens anzutreffen. Darüberhinaus gibt es in diesem Jahr einen recht großen Bereich mit nur schwach ISOW-beeinflussten Profilen.

A2, 1996. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.05



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 15 umol/kg

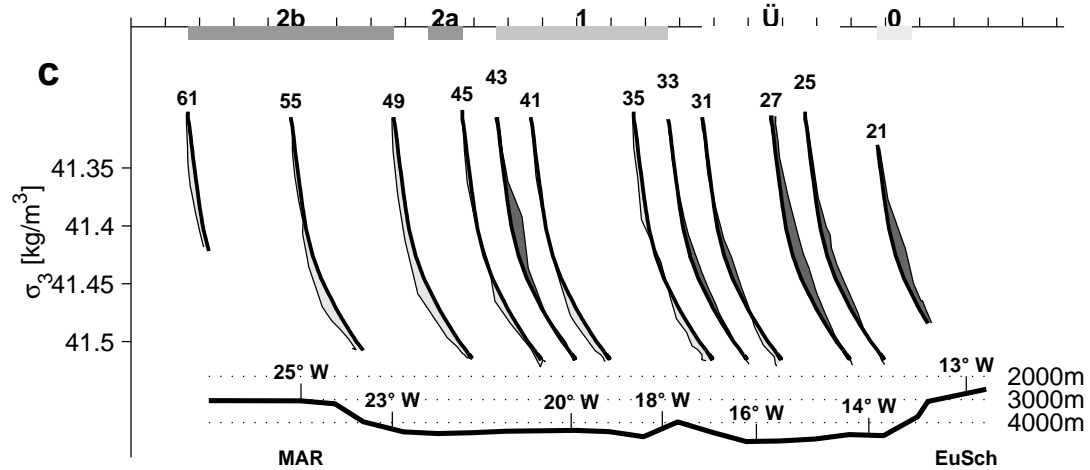


Abbildung 6.6: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1996 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

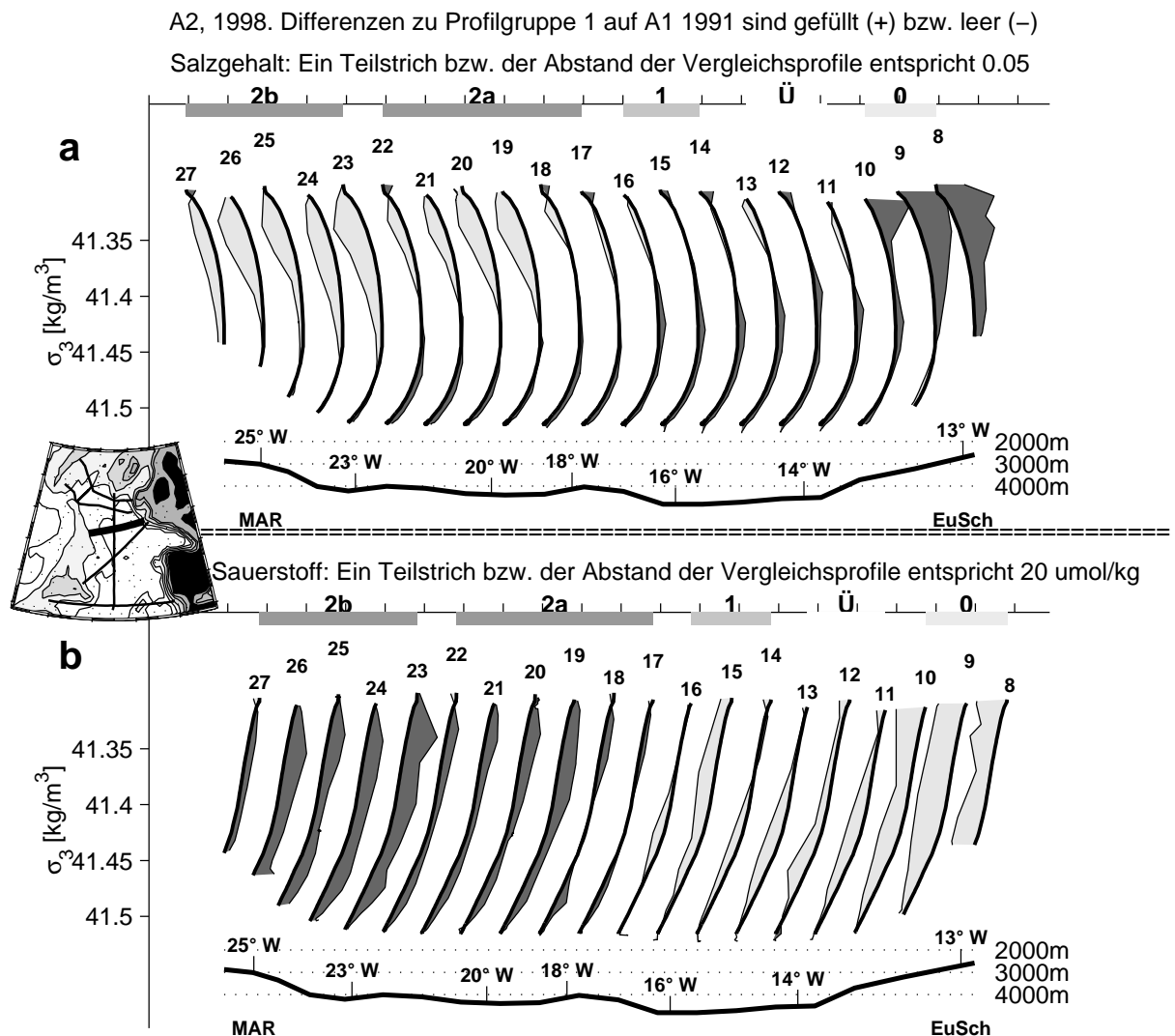


Abbildung 6.7: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1998 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

Deutlich ausgeprägt sind in diesem Jahr wieder die positiven Salzgehaltanomalien (Profile 8-10, Abb. 6.7a) im Ostteil des Westeuropäischen Beckens zu finden, die einen starken MW-Einfluss bedeuten. Sie gehen wiederum mit tiefergreifenden negativen Sauerstoffanomalien (Abb. 6.7b) einher. Silikatdaten stehen für dieses Jahr nicht zur Verfügung. Darüberhinaus ist auf den Profilen 11-13 insbesondere im Sauerstoff noch eine deutlich Anomalie zu erkennen, die anzeigt, dass diese Profile noch nicht zur Gruppe 1 gehören, sondern den Übergangsbereich zu den Profilen der Gruppe 0 bilden. Die Profilgruppe 1 fällt 1998 sehr klein aus; sie umfasst nur 3 Profile (14-16).

Die anschließenden Profile (17-27) zeigen alle die NEADW_{ISB} Charakteristik, allerdings überlagert mit einem LSW-Effekt. 1998 sind deutlich negative Salzgehaltanomalien bei niedrigen σ_3 Werten im Westteil des Westeuropäischen Beckens zu sehen, die mit entsprechenden positiven Sauerstoffanomalien einhergehen. Ein deutlicher Sprung in der Stärke der Anomalien lässt sich zwischen den Profilen 22 und 23 beobachten. An derselben Stelle ist auch eine sprunghafte Abnahme der positiven Sauerstoffanomalie im ISOW-Bereich zu beobachten, so dass die Profile 17-22 der Profilgruppe 2a zugehören und die Profilgruppe 2b die Profile 23-27 umfasst. Das erneute Zusammenfallen einer Grenze im ISOW und im LSW-Bereich weist auf die Kopplung der beiden Schichten hin

6.3.6 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A2, 2000

Wie 1998 ist auch im Jahr 2000 die Ausdehnung des ISOW-Einflusses nach Osten wieder relativ groß. Dies gilt in diesem Jahr sowohl für die stark als auch für die schwach ISOW-beeinflussten Profile. Der Einfluss der jüngeren LSW Jahrgänge hat sich bis zum Jahr 2000 über das gesamte Becken ausgebreitet. Dies ist selbst ganz am Ostrand trotz eines gewissen MW-Einflusses noch zu erkennen. Am Übergang zwischen den stark und schwach ISOW-beeinflussten Profilen ist wiederum eine Abnahme der LSW bedingten positiven Sauerstoffanomalien zu erkennen.

Ein starker MW-Einfluss ist nur auf Profil 10 anhand der stark ausgeprägten Salzgehaltanomalie (Abb. 6.8a) zu beobachten, die sich bis zum oberen Rand des betrachteten σ_3 Bereichs fortsetzt. Da die zwei Profile östlich davon jedoch keine bis oben durchgehenden Anomalien zeigen, bilden sie zu dritt die Gruppe der Übergangprofile zwischen den Profilgruppen 1 und 0. Ein schwächer MW-beeinflusstes Profil ist Nr. 14, das sich isoliert wesentlich weiter westlich befindet. Hierbei wird es sich um einen Meddy handeln, also eine Linse von MW, die durch ihre Eigenrotation vom umgebenden Wasser effektiv getrennt ist, so dass die MW-Eigenschaften über große Strecken deutlich erkennbar bleiben [Käse und Zenk, 1996]. In diesem Jahr sind die Sauerstoffanomalien (Abb. 6.8b) im MW-Bereich auf dieselben σ_3 Werte beschränkt wie die Salzgehaltanomalien. Hier kommt aber unter Umständen der bis nach Osten fortgesetzte Einfluss des LSW zum Tragen, der diesen Effekt verdecken könnte.

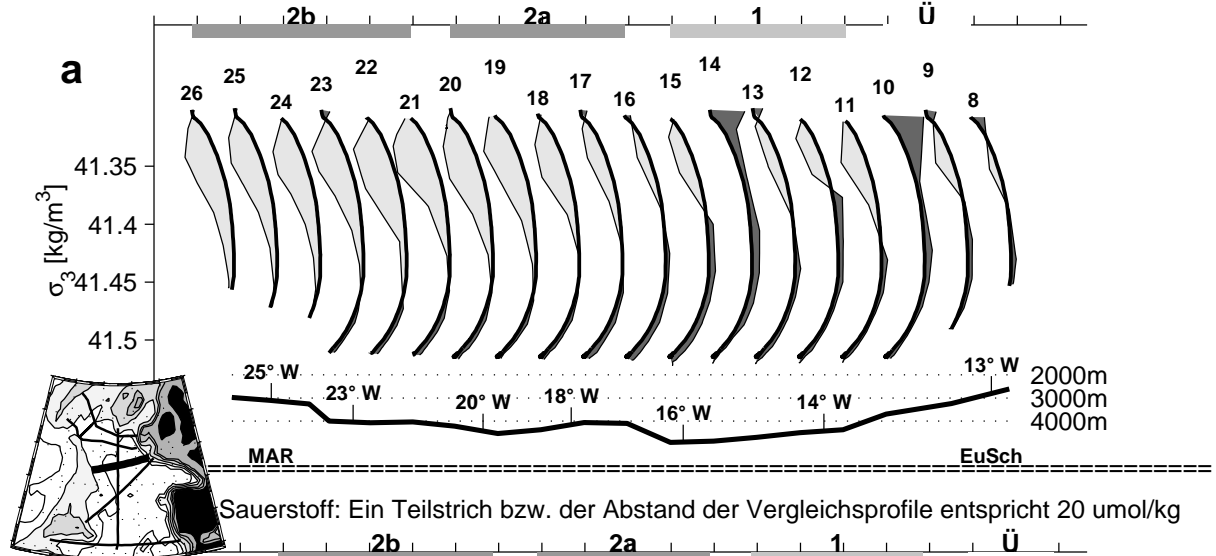
Ansonsten ist die Realisierung im Jahr 2000 der 1998er sehr ähnlich. Es gibt erneut einen sehr weiten Bereich der Profilgruppe 2 (Profile 16-26). Anhand der Stärke der Sauerstoff- (Abb. 6.8b) und Silikatanomalien (Abb. 6.8c) werden die Profile 17-20 der Gruppe 2a zugeordnet und die Profile 21-26 der Gruppe 2b. Die positiven Salzgehaltanomalien im LSW-Bereich sind auf allen Profilen außer 10 und 14 zu finden. Diese waren besonders stark MW-beeinflusst, was den LSW Effekt überkompensiert. Zwischen 1998 und 2000 haben sich die jüngeren Jahrgänge des LSW damit schlagartig über einen sehr großen Bereich ausgebreitet. In den LSW bedingten positiven Sauerstoffanomalien ist zwischen Profil 20 und 21 ein deutlicher Sprung zu beobachten. Dies ist auch der Ort, an dem der Wechsel zwischen Profilgruppe 2b und 2a stattfindet.

6.3.7 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A24, SÜDLICH VON A2, 1997

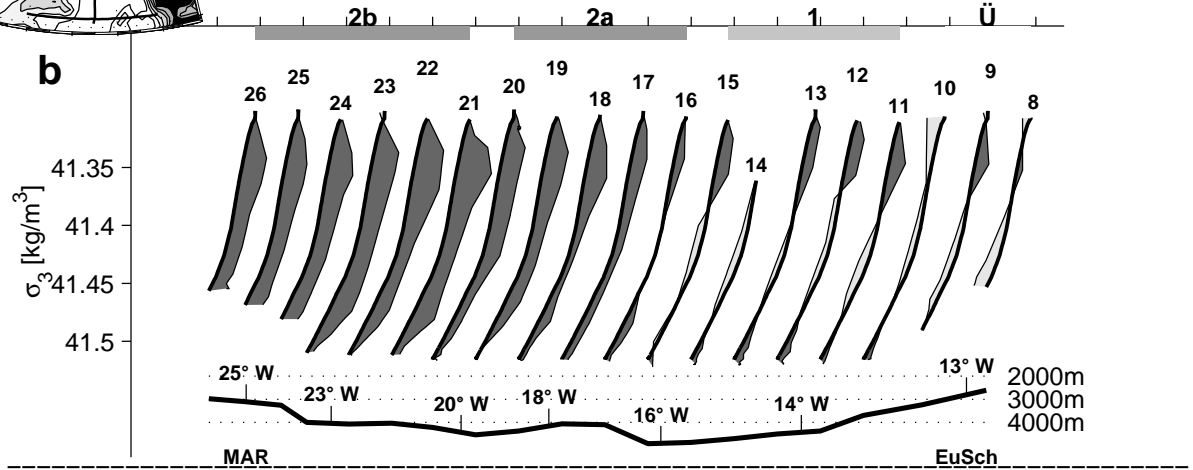
Der A24 Schnitt hat etwa denselben östlichen Ausgangspunkt wie A2, verläuft aber von dort in Richtung Südwesten (Abb. 6.1). Er quert zunächst durch das südöstliche Westeuropäische Becken und erreicht dann bei etwa 22° W einen Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens, der bei etwa 45° N von diesem in Richtung Südosten abzweigt (Wenn im folgenden vom Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens die Rede ist so ist immer der eben beschriebene gemeint). Anschließend wird der nordöstliche Teil des Iberischen Beckens gequert, bis das Azoren-Plateau und damit der Mittelatlantische Rücken erreicht wird. Auf diesem Schnitt kann untersucht werden, was mit dem ISOW-beeinflussten Wasser geschieht, nachdem es über den A2 Schnitt geströmt ist. Die Klärung wird erschwert, da die Silikat und Sauerstoffanomalien verschiedene Rückschlüsse nahelegen. Werden CFC-11 Werte hinzugenommen lässt sich jedoch zeigen, dass eine Ausbreitung entlang des Mittelatlantischen Rückens weiter nach Süden sehr wahrscheinlich ist.

A2, 2000. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.05



Sauerstoff: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 20 umol/kg



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 15 umol/kg

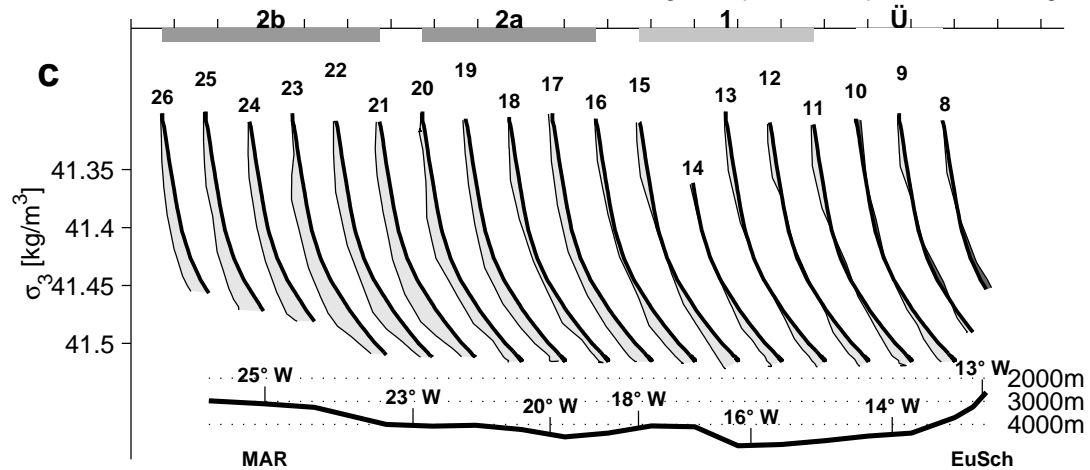
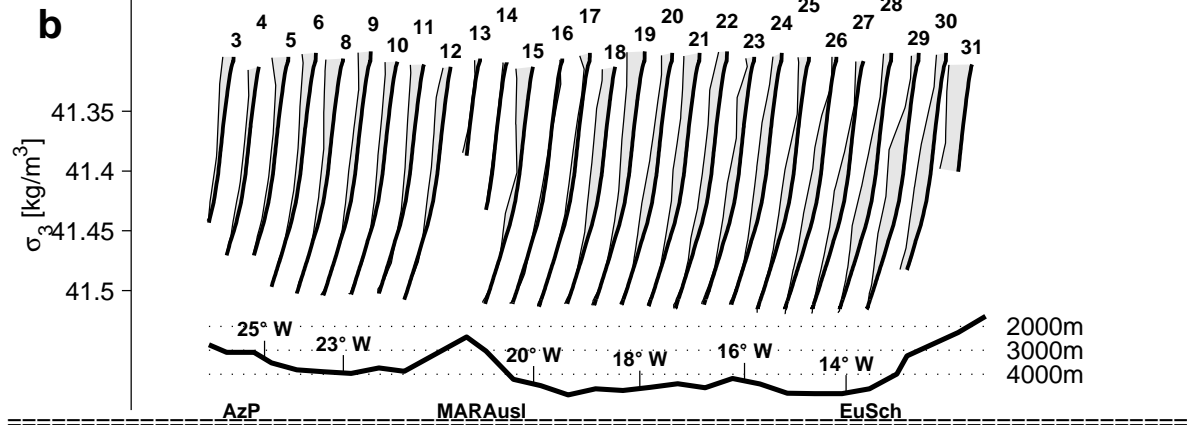
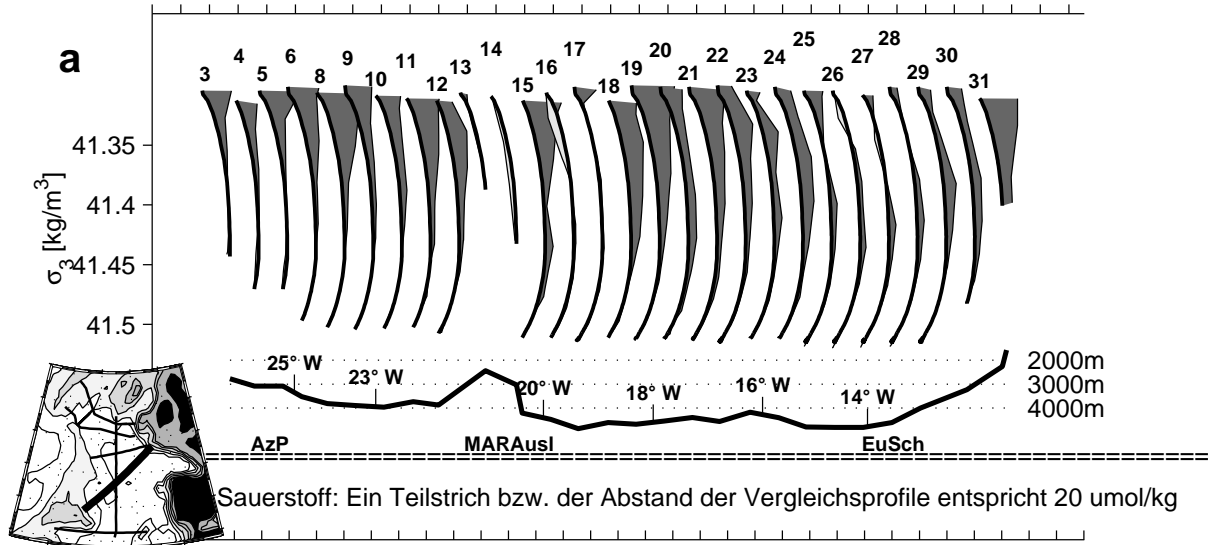


Abbildung 6.8: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 2000 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

A24, südlich von A2, 1997. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.05



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 10 umol/kg

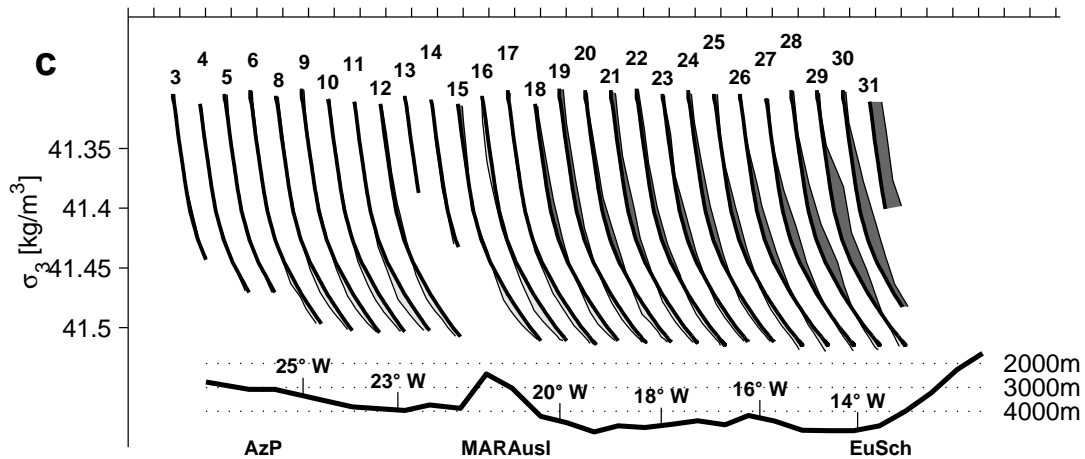


Abbildung 6.9: Anomalieprofile auf dem A24 Schnitt 1997 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

Für diesen und den A3 Schnitt wird keine Einteilung der Profile in Profilgruppen vorgenommen. Die anders verteilten Einflüsse der verschiedenen Wassermassen führen hier zum Teil zu der Vermischung von Merkmalen verschiedener Profilgruppen auf ein und demselben Profil. Eine sinnvolle Zuordnung ist dann nicht mehr möglich.

Fast alle Profile auf diesem Schnitt zeigen eine deutlich positive Salzgehaltanomalie (Abb. 6.9a) im oberen Bereich, das heißt sie sind von MW beeinflusst. Ein Hinweis auf einen ISOW-Einfluss ist in den Sauerstoffanomalien (Abb. 6.9b) überhaupt nicht zu sehen. Alle Anomalien sind negativ und korrespondieren mit den positiven Salzgehaltanomalien. Sie legen von daher nahe, dass der ISOW-Einfluss den A24 Schnitt überhaupt nicht erreicht. Im Gegensatz dazu gibt es auf den Stationen 6-20 negative Silikatanomalien (Abb. 6.9c) im Bereich $41,45 < \sigma_3 < 41,5$, also dem Haupteinflussbereich des ISOW. Dies ermutigt zu der Schlussfolgerung, dass die geringen negativen Silikatanomalien ein Hinweis auf einen Einfluss von ISOW sind. Die Position, an der sie zu finden sind, nämlich nördlich und südlich des Ausläufers des Mittelatlantischen Rückens, würde dabei auch zu einem ISOW-Einfluss passen. Bei einer Ausbreitung längs des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ist im südlichen Westeuropäischen Becken nordöstlich des Ausläufers des Mittelatlantischen Rückens ein Effekt zu erwarten, genau wie er sich auf den Profilen 15-20 zeigt. Die Tatsache, dass sich auch zwischen dem Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens und dem Azoren-Plateau noch negative Silikatanomalien finden (Profile 6-12), würde dann darauf hindeuten, dass sich ISOW-beeinflusstes Wasser über das Westeuropäische Becken hinaus noch weiter entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ausbreitet.

Eine Unterstützung dieser Deutung lässt sich in den auf dieser Reise gemessenen CFC-11 Werten finden. Diese sind insbesondere im Bereich $41,4 < \sigma_3 < 41,5$ für die Profile 4-16 deutlich höher als auf den östlicheren Stationen. Ganz im Osten stimmen sie gut mit den Profilen der Reise METEOR 39/3 überein, auf der 1997 auf dem A1 Schnitt ebenfalls CFC-11 gemessen wurde. Eine fortgesetzte Ausbreitung des ISOW-Einflusses über das Westeuropäische Becken hinaus bis ins Iberische Becken wird von daher als wahrscheinlich angesehen.

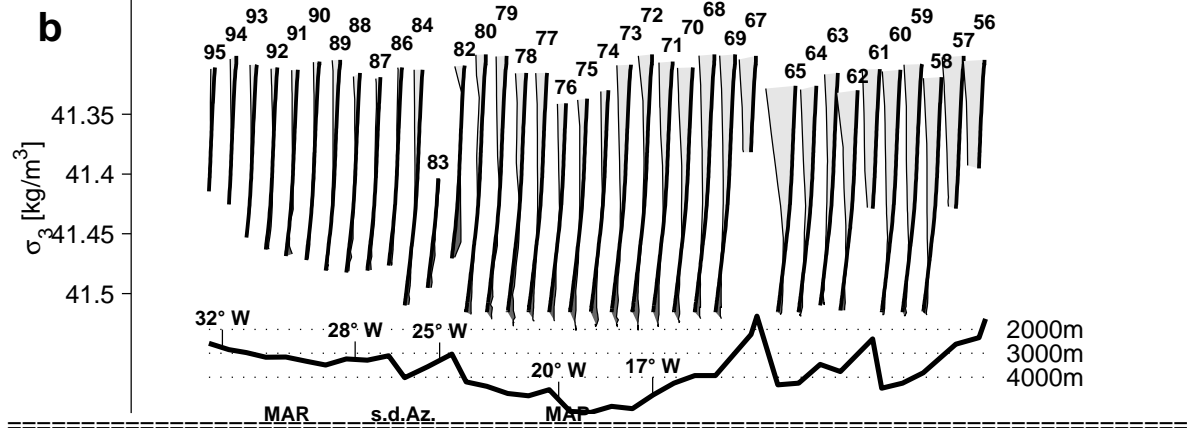
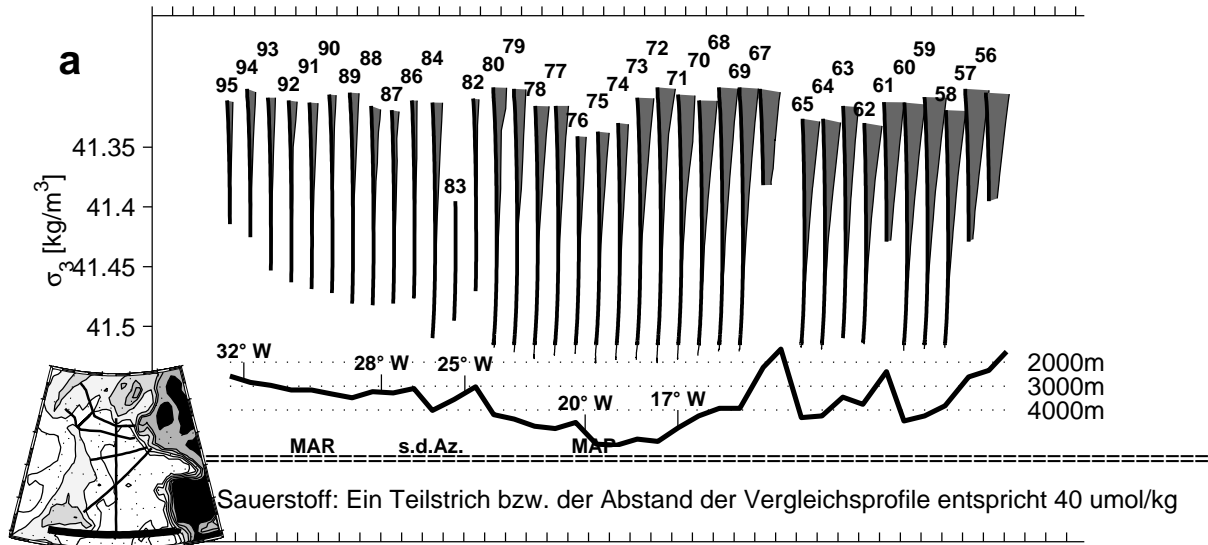
6.3.8 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A3, 36° N, 1993

Der A3 Schnitt bei 36° N quert den östlichen Nordatlantik im nördlichen Madeirabecken. Nachdem im vorigen Abschnitt gezeigt werden konnte, dass ein Vordringen von ISOW-beeinflusstem Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens ins Iberische Becken wahrscheinlich ist, bietet sich mit dem A3 Schnitt die Möglichkeit, zu untersuchen, ob auch im nächst südlicheren Becken, nämlich dem Madeirabecken, noch ein ISOW-Einfluss nachzuweisen ist. Dies ist jedoch mit den hier untersuchten Anomalien nicht möglich. Auf dem östlichen Teil des A3 Schnittes kann der Einfluss des MW auf das Tiefenwasser an der Stelle untersucht werden, wo er am stärksten ist.

Ein ISOW-Einfluss ist dort, wo er am ehesten zu erwarten wäre, nämlich am Westrand des Schnittes, nicht zu sehen. Es gibt weder positive Sauerstoffanomalien (Abb. 6.10b) noch negative Silikatanomalien (Abb. 6.10c). Leider liegen für diese Fahrt keine CFC-11 Messungen vor. Diese hatten sich im vorigen Abschnitt als sensibleres Werkzeug zur Untersuchung der Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem Wasser herausgestellt. Da der Nachweis des ISOW-Einflusses im Iberischen Becken schon nur mit Hilfe von CFC-11 gelungen war, ist es nicht erstaunlich, dass der Nachweis im Madeirabecken anhand der Anomalien von Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat allein nicht gelungen ist.

A3, 36°N, 1993. Differenzen zu Profilgruppe 1 auf A1 1991 sind gefüllt (+) bzw. leer (-)

Salzgehalt: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 0.3



Silikat: Ein Teilstrich bzw. der Abstand der Vergleichsprofile entspricht 15 $\mu\text{mol/kg}$

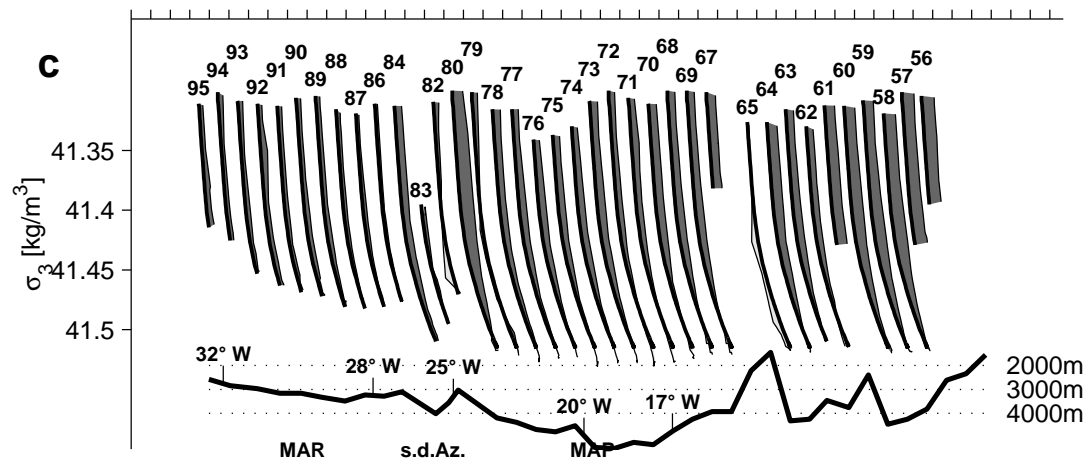


Abbildung 6.10: Anomalieprofile auf dem A3 Schnitt 1993 bezogen auf das mittlere Profil der Gruppe 1 im Jahr 1991. Gestaltung analog zu Abbildung 6.3.

Ganz im Osten ist der massive Einfluss des MW zu sehen. Die Salzgehalt- (Abb. 6.10a) bzw. Sauerstoffanomalien (Abb. 6.10b) überschreiten am oberen Rand des betrachteten Bereichs einen Wert von +0,3 bzw. -40 $\mu\text{mol/kg}$. Die Silikatanomalien (Abb. 6.10c) sind nicht so stark von der Tiefe abhängig und liegen in der Größenordnung von 10 $\mu\text{mol/kg}$. Die Salzgehaltanomalien reichen in σ_3 bis knapp 41,45, die Sauerstoff- und Silikatanomalien reichen bis etwas über $\sigma_3 = 41,45$ hinaus. Es findet sich hier also genau die Struktur, die in vorherigen Abschnitten als charakteristisch für die Profilgruppe 0 bezeichnet worden war. Die Profile der Übergangsguppe, die nur noch im Bereich des Salzmaximums positive Salzgehalt- und Silikatanomalien sowie negative Sauerstoffanomalien zeigen, gehen aus den Profilen der Gruppe 0 hervor, wenn LSW das MW bei σ_3 Werten um 41,3-41,35 verdrängt und nur noch in dem Bereich darunter die Spuren der Einmischung von MW bis in das Tiefenwasser erhalten bleiben.

Für den A3 Schnitt lagen auch die Daten der Realisierung von 1981 vor. Da diese jedoch auch keinen ISOW-Einfluss erkennen lassen und bezogen auf das MW ein ähnliches Bild ergeben, wurde auf die Wiedergabe der Anomalien verzichtet.

6.3.9 ANOMALIEVERTEILUNGEN AUF A16N, 20° W, 1988 UND 1993

Die Anomalieprofile dieser Fahrt sind in Kapitel 5 wiedergegeben worden (Abb. 5.11 in Abschn. 5.3.8 und Abb. 5.12 in 5.3.9). Die Anomalieverteilung auf diesem Schnitt gibt Aufschluss über die meridionale Verteilung des ISOW-Einflusses. Der nördlichste Teil war im vorherigen Kapitel schon genutzt worden, um zu zeigen, dass es eine antizyklonale Rezirkulation von NEADW_{ISB} im nördlichen Westeuropäischen Becken gibt. Nun sollen auch die Anomalien im südlicheren Teil betrachtet werden.

Die stärksten ISOW bedingten Anomalien finden sich bei etwa 51° N. Von dort nehmen sie bei beiden Realisierungen nach Süden hin ab und sind im Bereich um 48° N, also am Schnittpunkt mit dem A2 Schnitt, am schwächsten. Noch weiter südlich nehmen sie dann wieder zu. Definitiv kein ISOW-Einfluss ist dann südlich des Azoren-Biskaya- Rückens (42° N) zu beobachten. Auch wenn CFC-11 hinzugezogen wird, was für die Realisierung im Jahr 1988 zur Verfügung stand, kann kein ISOW-Einfluss mehr detektiert werden.

6.4 *Schlussfolgerungen für das zentrale Westeuropäischen Becken und südlich davon*

In diesem Abschnitt wird zunächst ein Zirkulationsschema für das Westeuropäische Becken entwickelt, das auch einige Phänomene enthält, die über dieses Becken hinausgehen. Als bedeutende Elemente sind dabei die Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens und der Einstrom von MW-beeinflusstem Wasser entlang des Europäischen Festlandssockels zu nennen. Es wird gezeigt, dass dieser MW-Einfluss für die Herausbildung des Salzmaximums des Nordatlantischen Tiefenwassers im östlichen Becken von entscheidender Bedeutung ist. Im zweiten Teil des Abschnittes wird analog zu Kapitel 5 die Variabilität des ISOW-Einflusses untersucht. Seine östliche Ausdehnung ist auf dem A2 Schnitt erneut stark mit dem NAO Index korreliert wenn mensch eine geglättete Version verwendet und einen zeitlichen Versatz von 3 bis 4 Jahren berücksichtigt.

6.4.1 ZIRKULATION IM WESTEUROPÄISCHEN BECKEN

Das hier vorgeschlagene Zirkulationsschema (Abb. 6.11) beruht auf der Untersuchung der Anomalien auf 6 Realisierungen des A2 Schnittes, je einer Realisierung des A3 und des A24 Schnittes sowie zwei Realisierungen des A16N Schnittes. Die auf den jeweiligen Schnitten beobachteten Anomalien müssen sich erklären lassen durch eine veränderte Zusammensetzung des Wassers auf dem untersuchten Profil gegenüber dem Vergleichsprofil. Eine solche Beimischung führt in Richtung der Quelle zu einem Gradienten in der Anomalie, das heißt, dass nahe der Quelle die Anomalien am stärksten sind und von da aus abnehmen. Auch für das Zirkulationsschema im Westeuropäischen Becken stellt die Notwendigkeit, auf irgendeinem Weg silikathaltiges Wasser ins Islandbecken zu transportieren [van Bennekom, 1985], eine bedeutungsvolle Nebenbedingung dar.

6.4.1.1 ISOW-beeinflusstes Wasser

Die erste Schlussfolgerung, die aus der Existenz von Profilen der Gruppe 2 auf dem A2 Schnitt und noch südlich davon gezogen werden kann und muss, ist die Existenz eines Transportpfades von ISOW-beeinflusstem Wasser ($NEADW_{ISB}$) an der Gibbs-Bruchzone vorbei weiter nach Süden (Abb. 6.11). Da die stärksten Anomalien (Gruppe 2b) immer über dem Hang des Mittelatlantischen Rückens bzw. in dessen unmittelbarer Nähe angetroffen werden, breitet sich das $NEADW_{ISB}$ offensichtlich als westlicher Randstrom im Westeuropäischen Becken entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden hin aus. Dieses Wasser ist in allen Jahren über einen ausgedehnten Bereich zu finden (Abb. 6.12). Es handelt sich von daher sicher nicht um ein einmaliges Ereignis, sondern um ein stabiles Strömungsmuster. Dass dies auch über den Zeitraum von Jahrzehnten gültig ist, bestätigen Daten einer DISCOVERY (1957) und einer HUDSON Reise (1982) in unmittelbarer Nähe zu dem A2 Schnitt. Die Sauerstoffanomalien dieser beiden Reisen (o. Abb.) zeigen ebenfalls deutlich, dass $NEADW_{ISB}$ im Westeuropäischen Becken anzutreffen ist.

Die Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem Wasser als westlicher Randstrom im östlichen Nordatlantik folgt dem Muster der Ausbreitung von Tiefenwasser in anderen Teilen des Weltozeans. Die naheliegendste Parallele ist die Ausbreitung des NADW nach Süden entlang der amerikanischen Küste. Die Existenz der tiefen westlichen Randströme wurde aus der Erhaltung der potentiellen Vorticity im tiefen Ozean gefolgert noch bevor sie experimentell nachgewiesen wurden [Stommel und Arons, 1960]. Die Theorie sagt dabei für den Bereich nördlich von 30° N in jedem Fall nach Süden gerichtete Randströme voraus. Sie sind im Wesentlichen eine Folge der Erhaltung der potentiellen Vorticity. Solche Randströme treten dieser Theorie zufolge auch in Teilbecken auf, wenn eine Trennung eingezogen wird, die vom nördlichen Rand bis zu einer südlichen Grenzbreite geht. Allerdings sind die Vereinfachungen so stark (z. B. flacher Boden, einheitliche Dichte, also rein barotropes Strömungsfeld), dass eine verlässliche Vorhersage aus diesen Betrachtungen nicht abgeleitet werden kann.

In einer Erweiterung der ursprünglichen Stommel-Arons-Theorie [Pedlosky, 1994] wird ein Becken betrachtet, das durch ein Rückensystem mit einigen Lücken getrennt wird. In diesem Fall ergibt sich für die Stromfunktion ohne eine Quelle südlich der Lücke ein nordwärtiger westlicher Randstrom auf der Ostseite des Rückens. Inwieweit dieses Ergebnis für die Ausbreitung von ISOW relevant ist, ist fraglich, da der Transport durch die Gibbs-Bruchzone durch deren Form stark eingeschränkt ist. Es ist von daher sinnvoller, die Gibbs-Bruchzone als Senke zu behandeln, was es auch

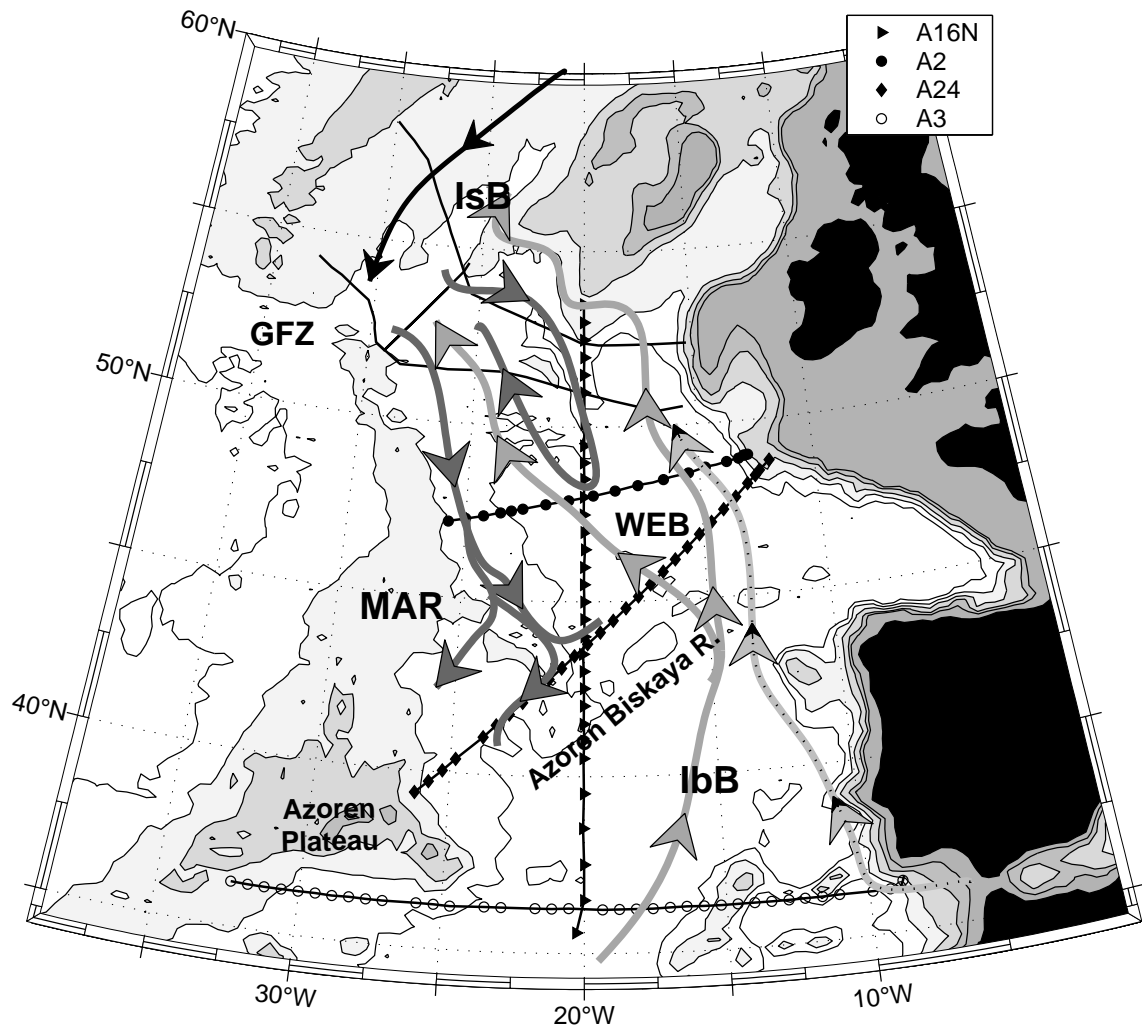


Abbildung 6.11: Zirkulationsschema für das Westeuropäische Becken abgeleitet aus den Anomalieprofilen auf den eingezeichneten Schnitten mit Stationspositionen. Als dünne Linien sind im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken die Schnitte des vorherigen Kapitels mit eingezeichnet. Im Islandbecken ist als schwarze Linie der Transport von ISOW eingezeichnet. Die dunkelgrauen dickeren Linien zeigen die Zirkulationspfade des NEADW_{ISB} und die dicken grauen Linien diejenigen des NEADW_{WEB}. Als hellgraue Linie mit schwarzen Punkten ist der Beitrag des MW zum Tiefenwasser des östlichen Nordatlantiks eingezeichnet.

ermöglicht, das östliche Becken als ein geschlossenes Becken entsprechend der Stommel-Arons-Theorie zu betrachten [Pedlosky, 1996] (Abb. 6.13a). Dieses einfache Becken hat einen Einstrom bei 11° N (ca. $2 \cdot 10^6$ m³/s EBBW) und einen weiteren bei etwa 60° N (etwa $4 \cdot 10^6$ m³/s ISOW mit Beimischungen) sowie eine Senke bei 52,5° N (etwa $2,5 \cdot 10^6$ m³/s Ausstrom durch die Gibbs-Bruchzone). Das Wasser verschwindet aus dem Tiefenwasserbereich durch eine nach oben gerichtete Vertikalgeschwindigkeit, die einen Export von Tiefenwasser in die Oberflächenschicht darstellt. Werden die $3,5 \cdot 10^6$ m³/s auf diese Art aus der Bodenschicht geschaffen, ergibt sich eine Vertikalgeschwindigkeit von etwa $3 \cdot 10^{-7}$ m/s, was in etwa dreimal soviel ist wie die mittlere Auftriebsgeschwindigkeit, die sich aus dem Aufstieg von $30 \cdot 10^6$ m³/s Tiefenwasser durch 2/3 der Weltoberfläche ergibt. Der Randstrom-Transport im östlichen Becken ist für diesen einfachen Fall in Abbildung 6.13b gezeigt. Südlich der Gibbs-Bruchzone ist ein starker westlicher Randstrom zu finden ($5 \cdot 10^6$ m³/s), der zum einen Wasser enthält, das durch das Becken zirkuliert, und zum anderen Wasser aus der nördlichen Quelle.

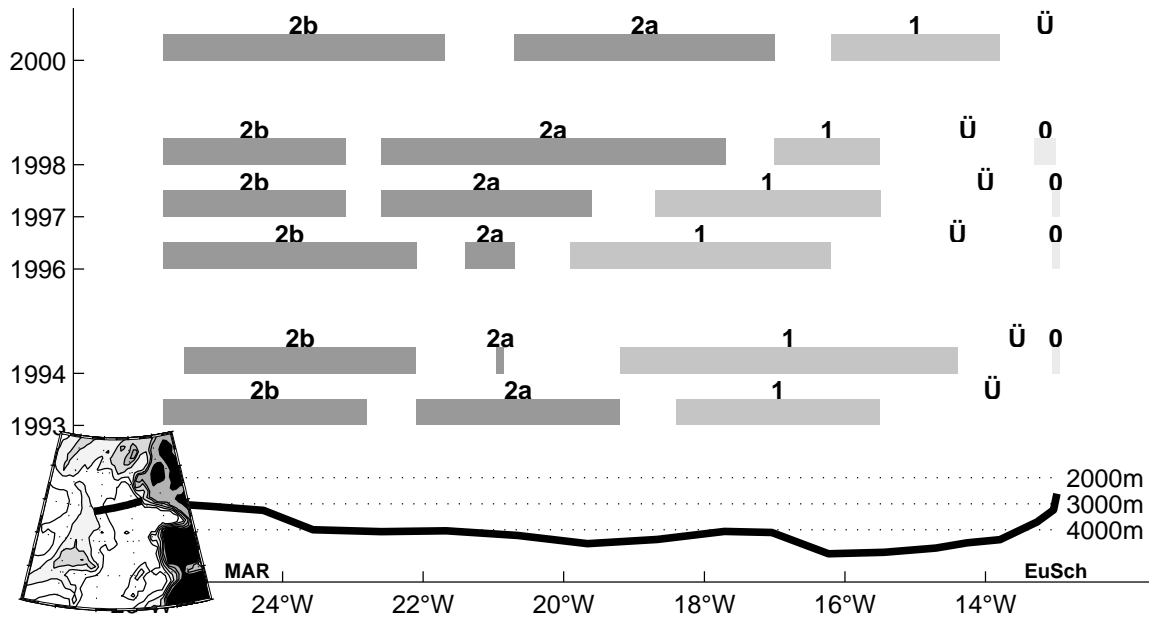


Abbildung 6.12: Ausdehnung der verschiedenen Profilgruppen auf dem A2 Schnitt. Am unteren Rand ist die Topographie des Schnittes skizziert (MAR = Mittelatlantischer Rücken; EuSch = Europäisches Schelf). Während Profilgruppe 2b eine relativ gleichbleibende Ausdehnung hat, ist die östliche Ausdehnung von Profilgruppe 2 sehr variabel. Auch der Einflussbereich des MW zeigt starke Schwankungen.

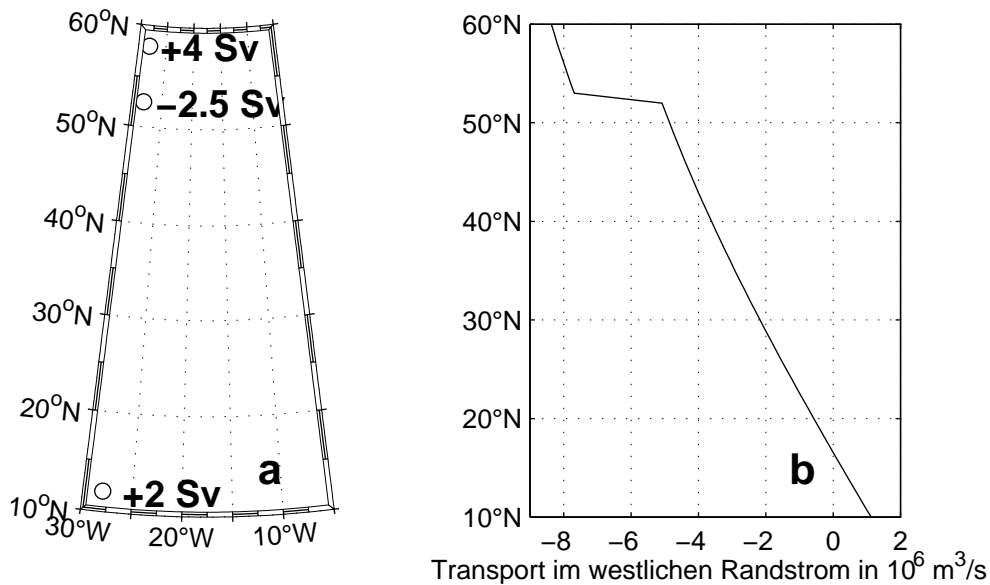


Abbildung 6.13: Gebiet (a), für das der Transport im westlichen Randstrom (b) nach der Stommel-Arons-Theorie berechnet wurde.

Der weitere Verbleib des NEADW_{ISB} ist nicht ganz so einfach zu klären. Die A16N Schnitte (1988 und 1993) zeigen, dass das Wasser sich zumindest bis in den südlichen Teil des Westeuropäischen Beckens ausbreitet. Auf diesen Schnitten steigen die Sauerstoff- (Abb. 5.11b und 5.12b) und Silikatanomalien (Abb. 5.11c und 5.12c) nach einem Minimum bei ca. 48° N nach Süden hin wieder an. Da der Mittelatlantische Rücken in diesem Bereich einen Ausläufer hat, der bei ca. 45° N in Richtung Südosten abzweigt (im weiteren heißt dieser einfach nur „der Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens“), sind die Anomalien auf A16N in guter Übereinstimmung mit der Annahme, dass sich das

ISOW-beeinflusstes Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ausbreitet. Die Anomalien auf dem A24 Schnitt (Abb. 6.9) in derselben Gegend (Schnittpunkt mit A16N bei 43° N, noch im Westeuropäischen Becken) zeigen ein deutlich anderes Bild. Die Sauerstoffanomalien geben überhaupt keinen Hinweis auf einen ISOW-Einfluss, die Silikatanomalien (Abb. 6.9c) einen leichten. CFC-11 Daten von diesem Schnitt zeigen jedoch, dass es ISOW-beeinflusstes Wasser im südlichen Westeuropäischen Becken gibt. Aus allen drei Reisen zusammen kann mit ziemlicher Sicherheit geschlossen werden, dass der ISOW-Einfluss regelmäßig im südlichen Westeuropäischen Becken anzutreffen ist. Die Unterschiede in der Eindeutigkeit, mit der dieser sich bemerkbar macht, können ein Hinweis darauf sein, dass der ISOW-Einfluss an dieser Stelle eine deutlich merkbare zeitliche Variabilität aufweist.

Vom südlichen Westeuropäischen Becken aus muss sich mindestens ein Teil des ISOW-beeinflussten Wassers weiter entlang des Mittelatlantischen Rückens bis ins Iberische Becken ausbreiten, das heißt, dass dieses Wasser den Ausläufer des Mittelatlantischen Rückens entweder umrundet oder durchquert. Der Einfluss des ISOW im Iberischen Becken ist jedoch auf jeden Fall auf den Bereich westlich von 20° W begrenzt. Dies leitet sich aus den A16N Realisierungen ab, auf denen südlich des Azoren-Biskaya-Rückens, der das Westeuropäische Becken vom Iberischen Becken trennt, kein ISOW-Einfluss mehr zu erkennen ist. Noch weiter südlich, nämlich auf dem A3 Schnitt im nördlichen Madeirabecken, ist der ISOW-Einfluss nicht mehr zu detektieren.

Die Profile der Gruppe 2a mit ihrer etwas schwächeren Ausprägung der $NEADW_{ISB}$ Charakteristik sind in sehr unterschiedlich starker Ausdehnung auf dem A2 Schnitt zu finden. 1994 sind sie auf nur ein Profil zusammengeschrumpft (Abb. 6.12). Die Anomalien dieser Profile werden hier auf Wasser aus der antizyklonalen Rezirkulationszelle vor dem Rockall-Hatton-Plateau zurückgeführt. Dieses Wasser strömt also ziemlich direkt von Norden ein (Abb. 6.11). Zwei weitere Möglichkeiten, das Zustandekommen dieser Profile zu erklären, sollen kurz diskutiert werden: Zum einen kann es sich um weiter südlich rezirkuliertes $NEADW_{ISB}$ handeln (Abb. 6.14a). Des Weiteren kann es sich um Wasser handeln, das ähnlich wie das Wasser der Profilgruppe 2b vom südlichen Islandbecken her ins Westeuropäische Becken geströmt ist. Bei der Ausbreitung nach Osten könnte es sich durch weitere Vermischung in seiner Ausprägung abgeschwächt haben (Abb. 6.14b). Da die Profilgruppe 2a in den meisten Jahren über 20° W nach Osten hinaus reicht (Abb. 6.12), muss bei beiden Möglichkeiten ein westwärtiger Strom von Wasser der Profilgruppe 1, oder zumindest solchem, das erheblich von $NEADW_{eWEB}$ beeinflusst ist, nördlich des A2 Schnittes und südlich der antizyklonalen Rezirkulationszelle den Längengrad 20° W queren. Dieser muss das Islandbecken mit den weiter südöstlich gefundenen Wassermasseneigenschaften versorgen, die in der Wassermassenstruktur im Islandbecken offensichtlich eine Rolle spielen.

Ein deutlicher Hinweis, dass diese Schemata falsch sind, ergibt sich allerdings aus der Betrachtung der A16N Schnitte. Diese weisen in beiden Realisierungen horizontale Zwischenminima der positiven Sauerstoff- und negativen Silikatanomalien auf der Breite des A2 Schnittes auf. Dies deutet daraufhin, dass der stärkste $NEADW_{eWEB}$ Einfluss sich auf der Höhe von 48° N befindet, so dass ein Einstrom von weniger ISOW-beeinflusstem Wasser zwischen den beiden Schnitten wohl nicht vorhanden ist. Die Profile der Gruppe 2a müssen von daher durch einen Anstrom von Norden unter Einfluss von Wasser aus der antizyklonalen Rezirkulationszelle entstehen, wie es in Abbildung 6.11 dargestellt wurde. Der südöstliche Strom von Wasser der antizyklonalen Rezirkulationszelle entlang

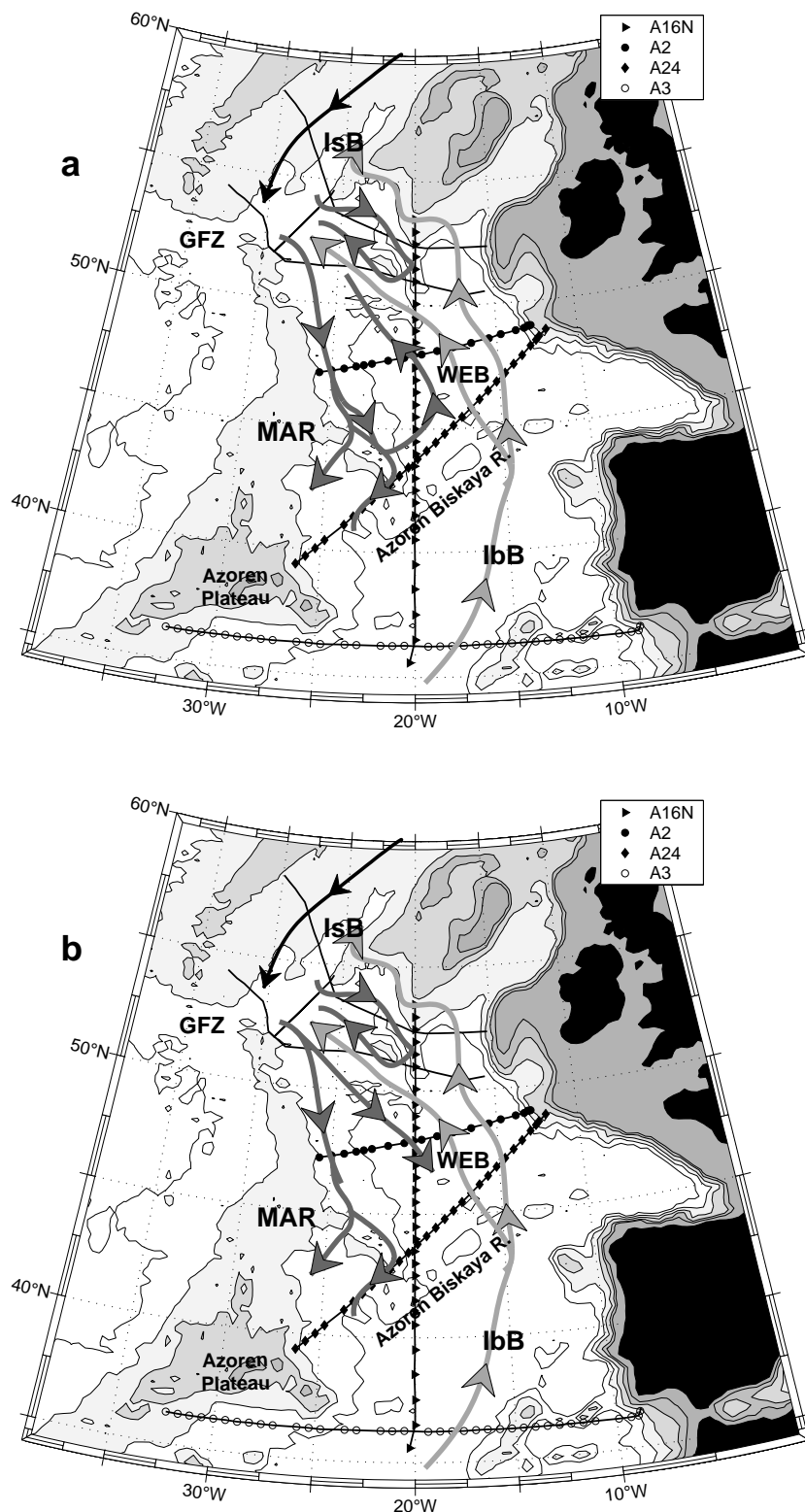


Abbildung 6.14: Zirkulationsschemata zur Erklärung, wie die Profilgruppe 2a zustande kommen könnte. In (a) wird sie durch eine Rezirkulation des NEADW_{ISB} (dunkelgraue Linien) erklärt, das zuvor entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden geströmt ist. In (b) wird die Gruppe 2a - wie auch die Profile direkt am Mittelatlantischen Rücken - aus dem Islandbecken gespeist. Ihre niedrigeren Anomalien erklären sich dann über eine Vermischung mit dem entgegenströmenden NEADW_{eWEB} (hellgraue Linien). Bei beiden Varianten wäre ein Einstrom von NEADW_{eWEB} (hellgraue Linie) nördlich des A2 Schnittes erforderlich, was den Befunden vom A16N Schnitt widerspricht.

eines tiefen Kanals (s. z. B. Abschn. 5.3.7-9, 5.5.3) trifft zwei Grad weiter nördlich auf den A16N Schnitt, so dass ein Erreichen des A2 Schnittes gut möglich ist. Die eine Realisierung des A16N Schnittes stammt aus dem Jahr 1993, in dem auch der A2 Schnitt beprobt wurde. Auf der Höhe des A2 Schnittes erreicht die Sauerstoffanomalie auf dem A16N Schnitt ihr Zwischenminimum (Abb. 5.12b). Auf dem A2 Schnitt findet sich am Kreuzungspunkt Wasser der Profilgruppe 2a (Abb. 6.4b). Dieses Wasser ist also die naheliegendste Erklärung für die Versorgung des Islandbeckens mit NEADW_{eWEB} beeinflusstem Wasser. Es muss auf dem A2 Schnitt zumindest teilweise in Richtung Nordosten fließen. Der Einfluss des Wassers aus der antizyklonalen Rezirkulationszelle nimmt nach Südwesten hin ab, so dass die auf dem A2 Schnitt 1993 weiter westlich liegenden Profile 64 und 65 mit schwächeren Anomalien (Abb. 6.4b) auf diese Weise gut verstanden werden können. Eine solche Wiederabnahme der Anomalie findet sich allerdings nur in einer weiteren Realisierung, nämlich 1996, wo Profil 47 eine deutlich schwächere Sauerstoffanomalie zeigt als das weiter östlich gelegene Profil 45 (Abb. 6.6b).

Bezogen auf das ISOW-beeinflusste Wasser bleibt jetzt noch offen, was letztendlich damit geschieht. Dies bezieht sich im Wesentlichen auf das Wasser, das entlang des Mittelatlantischen Rückens fließt (Profilgruppe 2b), da das andere ISOW-beeinflusste Wasser (Profilgruppe 2a) zurück ins Islandbecken strömt. Da sicher nicht alles ISOW-beeinflusste Wasser aus dem Westeuropäischen Becken ins westliche Iberische Becken fließt, stellt sich die Frage sowohl für das Iberische Becken als auch für das Westeuropäische Becken. Eine beckenweite Rezirkulation im Westeuropäischen Becken bei gleichzeitiger weiterer Vermischung von Wasser mit entgegengesetzten Anomalien, z. B. solchem mit MW-Einfluss, ist vorstellbar. Auch auf dem Vergleichsprofil aus dem Bereich vor dem Rockall-Graben ist NEADW zu finden. Dieses hat Anteile von (altem) ISOW, das inzwischen mit anderen Wassermassen vermischt wurde. Altes ISOW in der Art, wie es auch auf dem Vergleichsprofil zu finden ist, kann von daher in Anomalien gegenüber diesem Vergleichsprofil nicht erkannt werden. Unter der Annahme einer beckenweiten Rezirkulation könnten zwar die Ausbreitungswege fortgesetzt werden, aber es gibt dann immer noch einen Überschuss von Wasserimport in den östlichen Nordatlantik gegenüber dem Wasserexport durch die Gibbs-Bruchzone.

Dieser Überschuss kann entweder noch auf anderen Pfaden exportiert werden oder muss durch vertikalen Auftrieb aus dem Tiefenwasserbereich verschwinden. Ein möglicher zusätzlicher Exportpfad sind kleine Gräben im Reykjanes Rücken nördlich der Gibbs-Bruchzone, die unter Umständen einen Export von Tiefenwasser zulassen [Hansen und Østerhus, 2000]. Der vertikale Auftrieb findet im Gegensatz zu der Annahme, die in die Stommel-Arons-Theorie eingeht, nicht gleichmäßig über die gesamte Grenzfläche zwischen Tiefenwasser und Oberflächenwasser statt. Mikrostrukturmessungen und Tracer-Freisetzungs-Experimente ([Ledwell et al., 1993], [Toole et al., 1994]) haben gezeigt, dass der vertikale Austausch im Inneren der großen Ozeanbecken viel geringer ist als der Wert, der sich als globales Mittel ergibt, wenn die Tiefenwasserproduktion gleichmäßig durch die Grenzfläche auftrieben würde. Über rauher Topographie finden sich dagegen sehr viel größere Austauschkoefizienten [Toole et al., 1994]. Dies spricht für einen vertikalen Auftrieb des Wassers entweder entlang des Mittelatlantischen Rückens oder am Europäischen Festlandsockel. Für das LSW wird analog zur erstgenannten Möglichkeit ein Verschwinden seiner charakteristischen Eigenschaften durch vertikale Vermischung über dem Mittelatlantischen Rücken und insbesondere am Azoren-Plateau diskutiert [Speer et al., 1999]. Der vertikale Auftrieb entlang des Europäischen Festlandsockels ist nach einer

groben Überschlagsrechnung [van Aken, 2000] aber auch ausreichend, um $2,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ aus dem Tiefenwasserbereich hinaus nach oben zu transportieren.

Ein vertikaler Auftrieb von $3,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ im östlichen Nordatlantik würde einen gegenüber dem globalen Mittel sehr hohen Auftrieb pro Flächeneinheit (etwa die 3-fache Rate) bedeuten. Dies könnte ein Hinweis darauf sein, dass andere Exportpfade, seien es die Gräben nördlich der GFZ oder Bruchzonen südlich der Azoren (z. B. Oceanographer-Bruchzone, 35° N ; Atlantis-Bruchzone, 30° N) für die Tiefenwasserbilanz von Bedeutung sind.

6.4.1.2 Einfluss von MW und LSW auf das Tiefenwasser im Westeuropäischen Becken

Am Ostrand des Schnittes ist in allen Jahren der Einfluss des MW zu erkennen (Abb. 6.12). In einigen Jahren ist er so stark, dass es Profile gibt, auf denen überhaupt kein LSW bedingtes Salzgehaltminimum mehr zu finden ist (z. B. 443 und 444 in 1994, Abb. 6.5a). Aber auch dann wenn sich im LSW-Kernbereich kein MW-Einfluss bemerkbar macht, ist auf den östlichsten Profilen immer eine deutlich bemerkbare positive Salzgehaltanomalie zu sehen. In abgeschwächter Form findet sie sich zum Teil auch noch auf den Profilen der Gruppe 1 wieder. Diese Anomalien beweisen einen direkten Einfluss des MW auf das Tiefenwasser des östlichen Nordatlantiks. Das zum Vergleich verwendete Profil wurde im Bereich vor dem Rockall-Graben auf dem A1 Schnitt definiert. Wenn sich gegenüber diesem Profil positive Salzgehaltanomalien ergeben, heißt das, dass entweder auf dem Profil mit der Anomalie eine salzreiche Wassermasse stärker vertreten ist als auf dem Vergleichsprofil, oder, dass das Vergleichsprofil unter dem Einfluss einer salzärmeren Wassermasse steht. Für diese letzte Variante käme nur ein Einfluss von LSW in Frage. Es gäbe allerdings keinen einsichtigen Grund, warum sich dieser Unterschied unter dem Bereich des LSW-Kerns deutlicher bemerkbar macht als im Kernbereich selber.

Bei der Erklärung der Anomalie über einen MW-Einfluss auf die Profile am Ostrand vom A2 Schnitt lässt sich für dieses Phänomen jedoch eine gute Erklärung finden: Wie auf dem östlichsten Teil des A3 Schnittes zu sehen ist, gibt es Bereiche des Nordatlantiks in denen das NEADW vom MW nicht durch eine LSW-Schicht getrennt ist. Das NEADW lässt sich als eigene Wassermasse im T-S Diagramm (o. Abb.) kaum noch erkennen, aber es macht sich noch durch ein leichtes Sauerstoffmaximum bemerkbar. Die positiven Salzgehalt- und Silikatanomalien sowie die negativen Sauerstoffanomalien auf dem östlichsten Teil des A3 Schnittes (Abb. 6.10) reichen bis zu σ_3 Werten von etwa 41,45, das heißt noch ein Stück über das Salzmaximum des NEADW bei $\sigma_3 \approx 41,42$ hinaus. In diesem Bereich ist also offensichtlich ein MW-Einfluss vorhanden, der bis ins Tiefenwasser Wirkung hat. Die immer wieder auf dem A2 Schnitt angetroffenen MW-Profile bestätigen, dass es eine nordwärtige Ausbreitung von MW entlang des Europäischen Festlandsockels gibt. Damit befindet sich diese Schlussfolgerung in Übereinstimmung mit Ergebnissen anderer Autoren (s. z. B. [Reid, 1979], [Schmitz und McCartney, 1993]). Bei den Übergangprofilen, die im LSW-Bereich keine Anomalien haben, konnte sich das MW-beeinflusste Wasser in diesem Dichtebereich nicht weiter nach Norden ausbreiten, weil es vom LSW verdrängt wurde. Aber das darunter als östlicher Randstrom nach Norden transportierte Tiefenwasser trägt den MW-Einfluss trotzdem weiter.

Eine erhebliche Bedeutung von MW für das Salzgehaltmaximum des NEADW erklärt auch die Lage des Maximums besser als wenn dieses Maximum durch ISOW hervorgerufen würde. Zum einen

war der Effekt des ISOW auf das NEADW im Salzgehalt sehr schwach (s. Kapitel 5) und zum anderen ist der stärkste Einfluss des ISOW bei σ_3 Werten knapp über 41,5 zu beobachten, das heißt deutlich unterhalb des Salzmaximums. Auf dem A2 Schnitt sind dementsprechend auch keine positiven Salzgehaltanomalien im ISOW-Bereich zu beobachten. Dies alles spricht dafür, dass noch eine weitere Erklärung für das Zustandekommen bzw. die Lage des Salzmaximums erforderlich ist. Ein Einfluss von MW erklärt alle genannten Phänomene überzeugend; deshalb wurde in das Tiefenwasserzirkulationsschema für das Westeuropäische Becken (Abb. 6.11) ein Einstrompfad für MW eingezeichnet.

Der Übergang zu späteren Jahrgängen der LSW-Kaskade macht sich durch mit den Jahren zunehmende negative Salzgehaltanomalien bemerkbar. Dabei ist bei allen Realisierungen des A2 Schnittes außer 1994 am Übergang von der Profilgruppe 2b zur Profilgruppe 2a ein deutlicher Sprung in den LSW bedingten Salzgehalt– bzw. Sauerstoffanomalien zu beobachten. Das deutet daraufhin, dass sich auch LSW als westlicher Randstrom entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ausbreitet. Die parallelen Übergänge sprechen dabei für eine starke Kopplung zwischen den beiden Tiefenschichten. Auch an den LSW bedingten Anomalien wird deutlich, wie stark Effekte aus einer Schicht eine andere beeinflussen. Die LSW bedingten Salzgehaltanomalien reichen im Jahr 2000 (Abb. 6.8a), wo sie am stärksten ausgeprägt sind, ebenfalls bis $\sigma_3 \approx 41,45$. Ein Verständnis des NEADW ist also ohne die Betrachtung der darüberliegenden Wassermassen unmöglich.

6.4.2 ZEITLICHE VARIABILITÄT DES ISOW-EINFLUSSES

Nach der Ableitung eines mittleren Zirkulationsschemas aus der Verteilung der Profilgruppen sollen nun die Unterschiede zwischen den Jahren diskutiert werden.

Die Ausdehnung der einzelnen Profilgruppen ist in Tabelle 6.2 vergleichend zusammengestellt und in Abbildung 6.12 dargestellt.

Die Ausdehnung der Profilgruppe 2b unterliegt nur relativ geringen Schwankungen (Abb. 6.12). Über dem Hang des Mittelatlantischen Rückens ist also immer ein ISOW-Einfluss zu sehen, der dort eine ausgeprägte $NEADW_{ISB}$ Charakteristik hervorruft. Die Profilgruppe 2a (Abb. 6.12), von der oben gezeigt wurde, dass sie durch die antizyklonalen Rezirkulationszelle bedingt ist, unterliegt sehr starken Schwankungen. Während sie sich 1998 über einen Bereich von fünf Längengraden, also über mehr als 350 km erstreckt, ist sie 1994 fast ganz verschwunden. 1996 ist sie ebenfalls sehr schwach ausgeprägt, die anderen Jahre ähneln dem Muster aus dem Jahr 1998. Analog zur Situation auf dem A1 Schnitt ist damit auch auf dem A2 Schnitt die Grenze zwischen den $NEADW_{ISB}$ und den $NEADW_{eWEB}$ Profilen

	1993	1994	1996	1997	1998	2000	
Profilgr. 0		443-444	19-21	276, 275	8-10		Profilnr.
		13	13	13	13-13,3		Länge in °W
Übergang	79-74	445-446	23-31	283-285	11-13	8-10	Profilnr.
0 ⇒ 1	13-14,8	13,3-13,8	13,3-15,5	13,3-14,7	13,8-14,7	13-13,3	Länge in °W
Profilgr. 1	73-69	447-451	33-43	286-289	14-16	11-15	Profilnr.
	15,5-18,4	14,4-19,2	16,2-19,9	15,5-18,7	15,5-17	13,8-16,2	Länge in °W
Profilgr. 2a	68-64	452	45, 47	290-293	17-22	16-20	Profilnr.
	19,2-22,1	20,9	20,7-21,4	19,6-22,6	17,7-22,6	17-20,7	Länge in °W
Profilgr. 2b	62-58	453-458	49-61	294-297	23-27	21-26	Profilnr.
	22,8-25,7	22,1-25,4	22,1-25,7	23,1-25,7	23,1-25,7	21,7-25,7	Länge in °W

Tabelle 6.2: Ausdehnung der Profilgruppen auf den Reisen entlang von WHP A2

die Größe mit der stärksten Variabilität. Am Ostrand ist insbesondere die Ausdehnung des Übergangsbereichs zu den MW-Profilen zwischen den Jahren recht unterschiedlich. Die MW-Profile selber tauchen – wenn überhaupt – immer nur in einem sehr eingeschränkten Bereich ganz am Rand des Schnittes auf. Ein direkter Zusammenhang ist zwischen den ISOW-Phänomenen am Westrand des Beckens und dem Auftreten oder der Stärke der MW-bedingten-Phänomene am Ostrand nicht zu beobachten.

Die Tatsache, dass die östliche Grenze der Profilgruppe 2 auf dem A2 Schnitt die am stärksten veränderliche Größe ist, ist nicht verwunderlich, da die Ausdehnung der antizyklonalen Rezirkulationszelle diese Grenze bestimmt. Die hatte jedoch schon auf dem A1 Schnitt eine starke Variabilität gezeigt. Es stellt sich dann die Frage, ob es zwischen dem Auftauchen der Phänomene einen Zusammenhang gibt und wenn ja, wie groß der zeitlichen Versatz ist. Der direkte Vergleich kann jeweils nur anhand von wenigen Realisierungen erfolgen.

Für den Fall eines zeitlichen Versatzes deutlich unter einem Jahr können die zwei Jahre analysiert werden, in denen sowohl eine Realisierung des A1 als auch des A2 Schnittes vorliegt (1994, 1997). Diese Jahre stellten auf dem A1 Schnitt die beiden extremsten Varianten in der Verteilung der Profilgruppen dar (Abb. 5.14). 1997 zeigte der ISOW-Einfluss auf A1 seine weiteste östliche Ausdehnung, 1994 die geringste. Auch auf dem A2 Schnitt (Abb. 6.12) stellen diese beiden Jahre einen starken Gegensatz dar. 1994 ist auch hier das Jahr mit der geringsten Ausdehnung der rezirkulierten Profile; sie werden nur durch ein Profil repräsentiert. 1997 dagegen gehört zu den Jahren, in denen die Profilgruppe 2a stark ausgeprägt ist. Die Phänomene verlaufen auf den beiden Schnitten für diese beiden Jahre also parallel. Die Anomalieverteilungen sind mit der These einer sehr schnellen Ausbreitung des Phänomens kompatibel.

Zur Überprüfung der Annahme eines zeitlichen Versatzes des Phänomens von etwa einem Jahr können die Verteilungen in 1992 und 1997 auf dem A1 Schnitt und in 1993 und 1998 auf dem A2 Schnitt verglichen werden. Die weite Ausdehnung der antizyklonalen Rezirkulationszelle auf A1 1997 korrespondiert gut mit der Verteilung der Profilgruppen auf A2 in 1998, die von einem sehr großen NEADW_{ISB} Bereich geprägt ist. Die eher schwache Ausprägung des NEADW_{ISB} auf dem A1 Schnitt 1992 findet sich dagegen in den Verteilungen auf dem A2 Schnitt 1993 nicht wieder. 1993 ist ein Jahr, in dem die Profilgruppe 2a auf dem A2 Schnitt weder besonders stark noch besonders schwach ist. Es ergibt sich also bei dieser Kombination keine starke Korrespondenz, aber auch kein starker Widerspruch zu der Annahme eines zeitlichen Versatzes von einem Jahr. Insgesamt wird diese Verzögerung also durch eine Realisierung gestützt und von der anderen nicht klar widerlegt.

Bei einem Versatz von zwei Jahren müssen die A1 Realisierungen von 1991, 1992 und 1994 mit den A2 Realisierungen von 1993, 1994 und 1996 verglichen werden. Die Verteilungen 1991 auf A1 und 1993 auf A2 bedeuten ein Aufeinandertreffen einer starken Ausprägung auf A1 mit einer mittleren auf A2. 1992 ist eine schwache Ausprägung auf A1 zu finden, der eine fast nicht existente Profilgruppe 2a auf A2 gegenübersteht. 1994 ist die schwächste Ausprägung der Profilgruppe 2 auf A1 zu finden, die dann eine schwache Ausprägung der Profilgruppe 2a auf A2 1996 bedingen müsste. Bei einem Versatz von 2 Jahren ergeben sich also keine eklatanten Widersprüche, aber auch keine starken Übereinstimmungen.

Bei einem Versatz von drei Jahren treffen eine starke Ausprägung in 1991 auf A1 auf die schwächste Ausprägung in 1994 auf A2 und die schwächste Ausprägung in 1994 auf A1 auf eine sehr starke in 1997 auf A2. Dieser zeitliche Versatz kommt von daher nicht in Frage. Auch für noch größere Zeiträume ergibt sich keine gute Übereinstimmung mehr. Auch die Variante, dass der A2 Schnitt führend ist und der A1 Schnitt ein Jahr später folgt, führt zu keiner Übereinstimmung. Mit den hier analysierten Möglichkeiten ist also eine quasi gleichzeitige Veränderung auf A1 und A2 oder eine auf dem A2 Schnitt ein Jahr später als auf dem A1 Schnitt zu beobachtende Veränderung am besten in Übereinstimmung zu bringen. Da sich dies jedoch nur auf jeweils zwei Paare stützt, ist diese Aussage nicht sehr verlässlich und es wäre äußerst wünschenswert, dies zukünftig anhand von mehr Realisierungen vergleichen zu können.

Aus der starken Korrelation der Position der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses auf A1 mit dem NAOI (s. 5.4.3, Abb. 5.17) ergibt sich eine weitere Möglichkeit, die Kopplung der Phänomene auf dem A1 und dem A2 Schnitt zu untersuchen. Sollte diese Korrelation einen wirklichen Zusammenhang widerspiegeln, wäre bei einem starken Zusammenhang der Phänomene auf A1 und A2 ebenfalls eine Kopplung der Lage der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses auf A2 an den NAOI zu erwarten. Es wird also wieder nach (relativ) hohen, statistisch signifikanten Korrelationskoeffizienten gesucht, deren Zustandekommen plausibel ist. Solche Korrelationskoeffizienten werden zum einen mit verschiedenen zeitlichen Versätzen berechnet und zusätzlich auch mit verschiedenen stark geglätteten Versionen des NAOI Jahresmittels (Abb. 5.16). Dazu wurde eine Faltung der NAOI Jahresmittel mit Gausskurven verschiedener Breite ($\sigma = 1; 2; 3$ und 4 Jahre) vorgenommen. Die resultierenden Korrelationskoeffizienten sind in der Tabelle 6.3 wiedergegeben.

Für einen zeitlichen Versatz von drei oder vier Jahren finden sich bei den stärker geglätteten Kurven ($\sigma \geq 2$ Jahre) (Anti-) Korrelationskoeffizienten über 0,88, die eine statistische Signifikanz von über 95 % haben (Grenzwert bei 4 Freiheitsgraden ist 0,81 [Emery und Thomson, 1998]). Die Korrelation ist in Abbildung 6.15 gut zu erkennen. Auch hier finden sich allerdings ähnlich wie bei A1 hohe Werte für andere zeitliche Verzögerungen. Bei einem zeitlichen Versatz von 9 Jahren finden sich Korrelationskoeffizienten von bis zu +0,97 ($\sigma = 2$ bzw. 0 Jahre) und bei 16 bzw. 17 Jahren liegen sie über 0,90 ($\sigma \geq 3$ Jahre). Ein so langer zeitlicher Versatz erscheint nicht plausibel, ganz abgesehen von der Tatsache, dass die Zeitreihe zum Nachweis eines solchen Versatzes recht kurz ist. Darüberhinaus ist wenn dann eine Antikorrelation zu erwarten und nicht eine Korrelation, da die östliche Grenze für dasselbe Wasser auf A1 auch schon eine Antikorrelation aufgewiesen hat (Es sei denn hier sind gänz-

Verzögerung	keine	1 Jahr	2 Jahre	3 Jahre	4 Jahre	5 Jahre	6 Jahre
NAOI, Jahresmittel	0,20	0,22	-0,54	-0,60	-0,71	-0,59	0,20
Filterbreite 1 Jahr	0,38	0,07	-0,51	-0,82	-0,80	-0,56	0,15
Filterbreite 2 Jahre	0,45	-0,06	-0,54	-0,88	-0,92	-0,59	0,04
Filterbreite 3 Jahre	0,27	-0,23	-0,60	-0,88	-0,95	-0,60	0,01
Filterbreite 4 Jahre	-0,05	-0,42	-0,68	-0,89	-0,95	-0,59	0,02

Tabelle 6.3: Korrelationskoeffizienten für den Zusammenhang zwischen der Position der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 und dem NAOI in den 1990er Jahren. In den Spalten stehen Koeffizienten zu gleichen zeitlichen Versätzen, in den Zeilen sind jeweils Werte zu gleichen NAOI Kurven angegeben. Die NAOI Kurven unterscheiden sich durch verschieden starke Glättungen des ursprünglichen Jahresmittels (s. Text). In dem umrahmten Kästchen finden sich die hohen Korrelationskoeffizienten, die alle bei einem zeitlichen Versatz von 3 oder 4 Jahren liegen und für die der NAOI deutlich geglättet wurde.

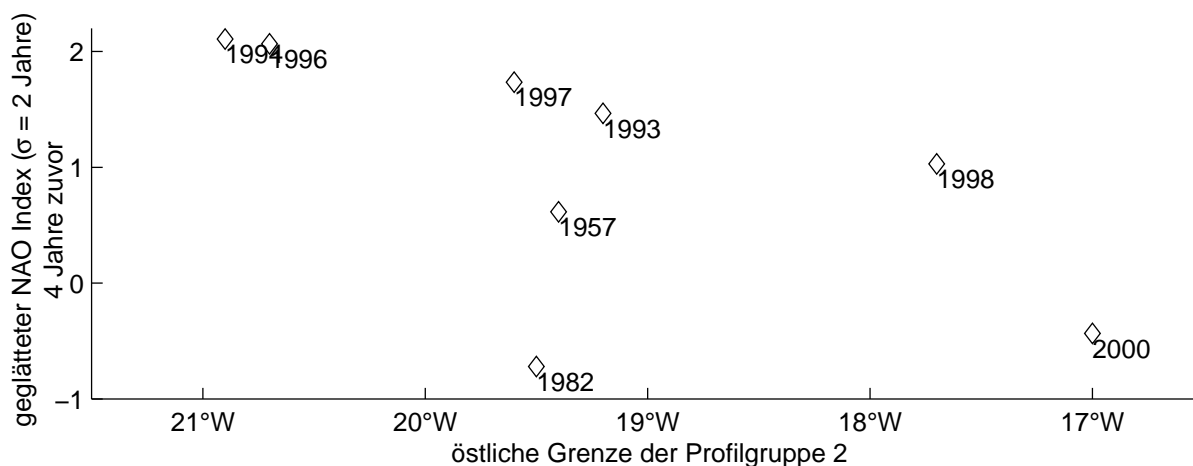


Abbildung 6.15: Grenze des ISOW-Einflusses auf dem A2 Schnitt aufgetragen gegen die mit einem Gaussfilter ($\sigma = 2$ Jahre) geglätteten Jahresmittel des NAOI bei einem zeitlichen Versatz von 4 Jahren.

lich andere als die vermuteten Mechanismen am Werk; aber welche?). Der einzig plausible Wert ist von daher die Antikorrelation mit einem zeitlichen Versatz von drei Jahren unter Verwendung einer geglätteten Version der NAOI Jahresmittel. Dieses Ergebnis steht in direktem Widerspruch zu dem oben abgeleiteten zeitlichen Zusammenhang zwischen der Ausbreitung von $NEADW_{ISB}$ auf dem A1 und dem A2 Schnitt. Aus den Anomalieprofilen wurde geschlussfolgert, dass der zeitliche Versatz null oder ein Jahr betragen könnte, auf keinen Fall aber drei oder mehr.

Dieser Unterschied kommt durch die Glättung des NAOI zustande wie das folgende Beispiel erläutert: Das Jahr 1991 weist den niedrigsten NAOI der Jahre 1989 bis 1994 auf (Abb. 5.16) und damit geht eine große östliche Ausdehnung des $NEADW_{ISB}$ auf dem A1 Schnitt einher. Auf dem A2 Schnitt ist der NAOI Wert von 1991 korreliert mit der Ausdehnung in 1994, die besonders schwach ist. In der Kurve der gemittelten NAOI Werte ist 1991 aber für $\sigma \leq 2$ Jahre ein Maximum des Zeitraums 1989 bis 1994, da die vorher und nachher liegenden Jahre höhere Werte hatten (Abb. 5.16).

Es bleibt die Frage, ob sich ein zeitlicher Versatz von drei Jahren und die Glättung des NAOI plausibel begründen lassen. Der zeitliche Versatz von drei Jahren kommt mir groß vor in Anbetracht der relativ geringen Entfernung zum A1 Schnitt und der Tatsache, dass die Änderungen der Position der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 auf dem A1 Schnitt dem NAOI unmittelbar folgen. Gegenüber dieser schnellen Reaktion wäre ein zeitlicher Versatz von drei Jahren eine sehr langsame Reaktion. Andererseits passt dieser zeitliche Versatz zu der im nächsten Kapitel aus Tracerdaten bestimmten effektiven Ausbreitungszeit für $NEADW_{ISB}$ vom A1 zum A2 Schnitt von etwa zweieinhalb Jahren. Wenn die Reaktion allerdings so langsam ausfällt, ist eine Vermischung der Auswirkung aus verschiedenen Jahren gut vorstellbar. Eine solche Vermischung wird durch die Glättung des NAOI beschrieben, so dass diese zumindest zu dem zeitlichen Versatz passt.

Da in der Nähe des A2 Schnittes schon 1957 und 1982 Forschungsreisen durchgeführt wurden, lässt sich die Frage, ob die gefundene (Anti-) Korrelation einen wirklichen Zusammenhang widerspiegelt, durch die Hinzunahme der Daten aus diesen Jahren überprüfen. In Abbildung 6.15 ist zu sehen, dass der Wert von 1957 gut mit der dargestellten Korrelation vereinbar ist (4 Jahre Verzögerung, NAOI Glättung mit einer Gausskurve mit $\sigma = 2$ Jahren). Durch die Hinzunahme sinkt der (Anti-)

Korrelationskoeffizient zwar von 0,92 auf 0,86, aber er liegt noch genauso deutlich über dem 95 % Level der statistischen Signifikanz (0,75 bei 5 Freiheitsgraden [Emery und Thomson, 1998]).

Die Position der östlichen Grenze 1982 liegt im Gegensatz dazu um etwa $2,5^\circ$ weiter westlich als es nach der (Anti-) Korrelation zu erwarten wäre. Dementsprechend sinkt der (Anti-) Korrelationskoeffizient auf 0,62, wenn der Wert von 1982 hinzugenommen wird. Für einen Versatz von 3 Jahren und für $\sigma = 2$ Jahre liegt er bei 0,68, aber höhere Werte tauchen im Bereich bis zu maximal 6 Jahren Verzögerung nicht auf. Der Korrelationskoeffizient sinkt damit auf jeden Fall unter das 95 % Level (0,71 für sechs Freiheitsgrade [Emery und Thomson, 1998]). Bei einem zeitlichen Versatz von 9 Jahren ($\sigma = 1$ oder 2 Jahre) ist der Korrelationskoeffizient auch bei Hinzunahme der beiden historischen Werte noch 0,94 bzw. 0,93. Das macht diesen zeitlichen Versatz nicht glaubwürdig, aber zeigt deutlich, wie gefährlich es ist sich alleine auf ein mathematisches Werkzeug zu verlassen. Durch die Hinzunahme der beiden Fahrten von 1957 und 1982 ist nicht viel klarer geworden, ob die Korrelation als plausibel gelten darf. Wegen eines Wertes (1982) sollte die Korrelation nicht als unplausibel eingestuft werden, insbesondere wo der andere Wert (1957) passend erscheint. Andererseits ist dieses widersprüchliche Bild auch nicht geeignet, die vorher geäußerten Zweifel auszuräumen.

6.5 Vergleich mit anderen Untersuchungen

Für das hier untersuchte Gebiet stehen nur wenige Untersuchungen zur Verfügung, mit denen die Schlussfolgerungen verglichen werden können, die aus den Anomalien gezogen wurden. Vorhanden sind die Geschwindigkeiten und Transporte, die Wölk [Wölk, 2000] für die Jahre 1994 und 1997 mit Hilfe eines Inversmodells bestimmt hat, und wenige Hinweise auf Zirkulationsmuster in der veröffentlichten Literatur.

6.5.1 GEOSTROPHISCHE TRANSPORTE VON WÖLK

Grundlage der Transporte aus dem Inversmodell von Wölk sind wie auf A1 (s. 5.5.2) geostrophische Geschwindigkeiten, denen eine barotrope Korrektur hinzugefügt wird. Mit diesen wird das Salzbudget in den 4 Schichten der geschlossenen Box im Subpolaren Nordatlantik ausgeglichen sowie das Salzbudget in den zwei angrenzenden Boxen, die Labradorsee und Arktischen Ozean umfassen. Das „level of no motion“ (LNM) der ursprünglichen geostrophischen Geschwindigkeitsprofile liegt zwischen dem LSW und dem NEADW bei einem σ_3 Wert von etwa 41,39.

In Abbildung 6.16 sind die kumulativen Transporte vom Mittelatlantischen Rücken bis zum Europäischen Schelf für vier σ_3 Bereiche wiedergegeben (41,35-41,4 // 41,4-41,45 // 41,45-41,5 // >41,5). Die Geschwindigkeiten in den ersten beiden Schichten (schwarze und dunkelgraue Linie in Abb. 6.16) sind sehr klein und führen zu einem geringen südwardigen Transport, der über den Schnitt von West nach Ost kontinuierlich zunimmt. Da das initiale LNM in etwa zwischen diesen beiden Schichten lag, sind die schwachen Transporte in diesem Bereich auch eine Folge der Wahl des LNM. In den darunterliegenden Schichten ist eine größere Dynamik zu beobachten. Im σ_3 Bereich 41,45-41,5 (mittelgraue Linie in 6. 15) findet sich zunächst am Mittelatlantischen Rücken ein südwardiger Transport, wie er in dem aus den Anomalien abgeleiteten Zirkulationsschema auch eingezeichnet ist. Aber noch innerhalb des Bereichs der Profilgruppe 2b (linker mittelgrauer Balken am oberen Rand von Abb. 6.16) kehrt sich das Vorzeichen des Transportes um und am östlichen Ende der Profilgruppe ist der kumulative Transport sogar leicht nordwärts. In der darunterliegenden Schicht (hellgraue Linie

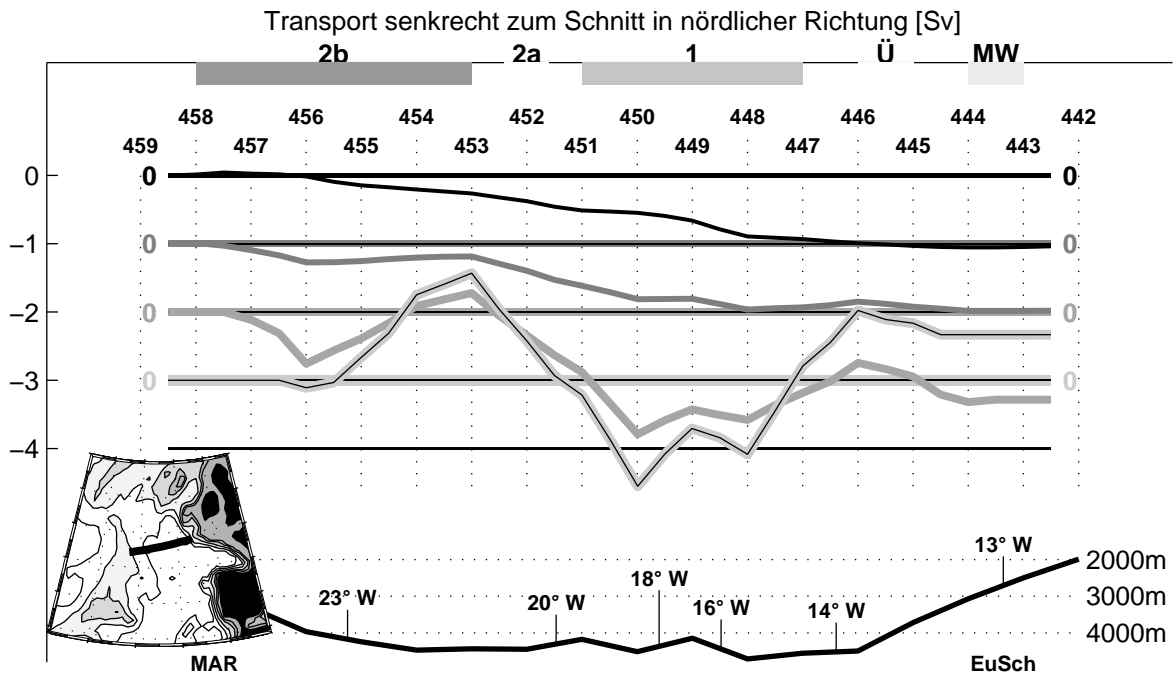


Abbildung 6.16: kumulative Transporte berechnet aus den Geschwindigkeiten, die Wölk [2000] mit Hilfe eines Inversmodells für 1994 (METEOR 30/2) auf dem A2 Schnitt ermittelt hat. Der Transport ist getrennt für vier verschiedene σ_3 Bereiche dargestellt (schwarz 41,35-41,4; dunkelgrau 41,4-41,45; mittelgrau 41,45-41,5; hellgrau mit Strich $> 41,5$). Jeder Bereich hat seine eigene, gegenüber der Skala am linken Rand verschobene Nulllinie, die in der jeweiligen Graustufe durchgezogen ist. Im oberen Bereich des Bildes sind Balken aufgetragen, die die Ausdehnung der Profilgruppen in diesem Jahr wiedergeben. Die Graustufen entsprechen denen in Abbildung 6.12. Im unteren Bildbereich ist die Topographie längs des A2 Schnittes skizziert.

mit Strich) findet sich über diesem Bereich sogar ein ausgeprägter nordwärtiger Transport von gut $1,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Weiter nach Osten hin setzt dann in den beiden tieferen Schichten ein südwärtiger Transport ein, der ab ca. 18° W wieder von einem entgegengerichteten Transport abgelöst wird. Diese entgegengesetzten Strömungen überdecken die Bereiche der Profilgruppen 2a und 1. Sie korrespondieren mit der im Zirkulationsschema angedeuteten Möglichkeit einer Rezirkulation von $\text{NEADW}_{\text{eWEB}}$ im Westeuropäischen Becken. Ganz am Ostrand im Bereich der MW-beeinflussten Profile findet sich für $\sigma_3 > 41,45$ ein geringer Transport in Richtung Süden.

Ein wesentlicher Widerspruch zwischen den Transporten von Wölk und dem oben abgeleiteten Zirkulationsschema besteht in dem Transport im Bereich der Profilgruppe 2b. Während aus den Anomalien auf einen südwärtigen Transport geschlossen wurde, ist der Nettotransport bei Wölk in diesem Bereich nahezu Null. Darüberhinaus findet sich in diesem Bereich für $41,45 < \sigma_3 < 41,5$ sogar Transport nach Norden. Mit diesem Schema wäre nur ein Zurückströmen des $\text{NEADW}_{\text{ISB}}$ nach Norden vereinbar, wobei dieses Wasser dann auch nur zu geringen Teilen weiter östlich nach Süden strömen kann, weil dort der ISOW-Einfluss nur noch schwach oder gar nicht mehr zu finden ist. Das Wasser müsste also in die Rezirkulation im Islandbecken oder die antizyklonale Rezirkulationszelle eingespeist werden. Dann gäbe es allerdings so gut wie überhaupt keinen Export von $\text{NEADW}_{\text{ISB}}$ nach Süden über den A2 Schnitt hinaus, was im Widerspruch steht zu dem weiter südlich noch nachweisbaren Einfluss von ISOW.

Der Widerspruch lässt sich durch zusätzliche barotrope Geschwindigkeitskorrekturen auflösen. Diese sind bei Wölk so berechnet, dass die geforderte Salzerhaltung bei minimaler Korrektur erfüllt

wird. Damit ist die Skala auf der die Zwangsbedingung gestellt wurde (gesamter Nordatlantik nördlich von A2) und die, auf der jetzt die Ergebnisse des Inversmodells betrachtet werden (tiefer östlicher Nordatlantik), sehr unterschiedlich. Es können sich von daher auf diesen sehr viel kleineren Skalen Fehler einschleichen, die bei der Betrachtung des gesamten Modellgebietes nicht ins Gewicht fallen, da sie an anderer Stelle wieder ausgeglichen werden. Bei der Betrachtung einzelner Teilgebiete können solche Fehler gravierend sein und zu falschen Schlüssen führen. Um die kumulativen Transporte von Wölk mit dem Zirkulationsschema vereinbar zu machen, müssten zusätzliche barotrope Geschwindigkeiten in der Größenordnung von 1 cm/s eingeführt werden, was den Rahmen des Üblichen nicht sprengen würde.

Auf A1 hatte sich die Annahme eines LNM zwischen LSW und NEADW als fraglich herausgestellt. Auch auf dem A2 Schnitt sind in fast allen Jahren die Übergänge zwischen den Profilgruppen 2b und 2a, die anhand von ISOW-Einfluss festgelegt wurden, nahe bei Übergängen im LSW-Bereich. Dies deutet auf eine Kopplung der beiden Tiefenschichten hin und spricht gegen ein LNM zwischen diesen beiden Bereichen.

Die Transporte von Wölk können, ähnlich wie es auf dem A1 Schnitt geschlussfolgert worden war, das Zirkulationsschema weder stützen noch in Frage stellen, da sie selber mit zu großer Unsicherheit behaftet sind. Sicher ist nur, dass die Annahme eines „level of no motion“ am unteren Rand des LSW auch auf diesem Schnitt eine sehr fragliche Annahme ist.

Die kumulativen Transporte von Wölk (Hamburg, pers. Mitt.) für 1997 geben ein ähnliches Bild wie diejenigen von 1994. Sie zeigen kumulative Transporte in nordwärtiger Richtung im Bereich der Profilgruppe 2b, also dort, wo der ISOW-Einfluss am stärksten ist und anschließend einen Wechsel von zunächst süd- und dann nordwärtigen Transporten. Die Übereinstimmung dieser Transporte mit dem hier vorgeschlagenen Zirkulationsschema ist ähnlich wie bei den 1994er Daten wenig überzeugend. Da jedoch die Grundannahme eines „level of no motion“ im unteren LSW-Bereich sehr fraglich ist, wird hier auf eine eingehendere Diskussion der Ergebnisse und einen detaillierten Vergleich mit dem vorgeschlagenen Zirkulationsschema verzichtet.

6.5.2 VERGLEICH DES ZIRKULATIONSSCHEMAS MIT DER LITERATUR

Die Analyse der Anomalieprofile im zentralen Westeuropäischen Becken und dem Bereich südlich davon zeigt, dass sich ISOW-beeinflusstes Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ausbreitet und dass ISOW, LSW und MW zur Bildung von NEADW beitragen. Darüberhinaus wurde abgeleitet, dass sich die im vorigen Kapitel beschriebene antizyklonale Rezirkulation des NEADW_{isB} in vielen Jahren bis zum A2 Schnitt erstreckt. Diese Ergebnisse sollen nun mit Ergebnissen anderer Autoren verglichen werden.

Die zuletzt genannte antizyklonale Rezirkulationszelle ist schon im vorigen Kapitel (s. 5.5.5) diskutiert worden und wird deshalb hier nicht noch einmal behandelt.

Der Transport von ISOW-beeinflusstem Wasser ins Westeuropäische Becken und der Einfluss von MW auf das NEADW wird seit vielen Jahrzehnten kontrovers diskutiert. Eine sehr frühe Arbeit, die für einen Einstrom von ISOW plädiert, stammt von Lee und Ellet [1965]. Sie schlussfolgern aus Salzgehaltanomalien gegenüber dem mittleren Profil des westlichen Nordatlantiks, dass es einen Einfluss von ISOW im östlichen Nordatlantik bis mindestens 47° N geben muss. Diese Schlussfol-

gerung ist aber nicht zwangsläufig, da auch ein Einfluss von MW eine solche Anomalie hervorrufen kann. Einen solchen Einfluss dokumentieren die Autoren auch für zwei Schnitte südlich von 47° N, wo die positiven Salzgehaltanomalien, die sicher zum MW gehören, bis an den Bereich heranreichen, der als NEADW betrachtet wird, so dass sie die Anomalie im NEADW nicht mehr eindeutig zu einem ISOW oder MW-Einfluss zuordnen können. Im Licht der Erkenntnisse dieser Arbeit haben sie wahrscheinlich die richtige Schlussfolgerung, nämlich die Ausbreitung von ISOW ins Westeuropäische Becken, aus der falschen Evidenz gezogen, da die Salzgehaltanomalien wohl eher auf einen MW-Einfluss zurückzuführen sind. Ellett und Martin [1973] versuchen ebenfalls, der Frage nach dem MW-Einfluss auf den Grund zu gehen und verneinen die Möglichkeit, dass das Salzmaximum durch das MW erzeugt wird, weil die Sauerstoffwerte dafür zu hoch sind.

Eine andere Methode zur Klärung eines ISOW-Einflusses verwendeten Broecker et al. [1985]. Sie suchten nach meridionalen Gradienten in Sauerstoff und Nährstoffen. In Anbetracht der Tatsache, dass das ISOW niedrige Nährstoff- und hohe Sauerstoffwerte hat, während das EBBW hohe Nährstoff- und niedrige Sauerstoffwerte hat, erwarteten sie, auf diese Art einen Einfluss von ISOW entdecken zu können. Da sie jedoch keinen Trend fanden, der sich aus der Streuung der Daten abhob, schlussfolgerten sie, dass alles ISOW den östlichen Nordatlantik durch die Gibbs-Bruchzone wieder verlässt. Die Untersuchung beschränkte sich jedoch auf Wasser mit Temperaturen von 1,9 bis 2,6° C, und alle berücksichtigten Stationen nördlich von 35° N lagen auf der Ostseite des östlichen Beckens. Der Temperaturbereich in dem hier der ISOW-Einfluss gezeigt wurde, beginnt dagegen erst bei 2,4° C. Zudem ist auf der Ostseite des Beckens zumindest kein frisches ISOW mehr vorhanden, was den Nachweis erschwert. Des Weiteren wird dieser Fehlschluss durch die Vernachlässigung jeglicher biogeochemischer Prozesse auf dem Weg des Bodenwassers des östlichen Nordatlantiks (EBBW) nach Norden bedingt.

Harvey und Theodorou [1986] untersuchen die Zirkulation von Überstromwasser der Norwegischen See im östlichen Nordatlantik mit Hilfe einer quantitativen T-S-Sauerstoff Analyse und geostrophischen Transporten. In der gezeigten Verteilung von Sauerstoff auf neutralen Flächen ist der Einfluss von ISOW deutlich zu erkennen und zwar auf der Ostflanke des Mittelatlantischen Rückens im Westeuropäischen Becken. Sie ermitteln dementsprechend auch südlich der Gibbs-Bruchzone noch Anteile von ISOW von über 15 %. Ihr Zirkulationsschema für reines Überstromwasser enthält dagegen nur einen minimalen Transport ins Westeuropäische Becken. Die Grundlage dieses Schemas sind geostrophische Transporte auf einem Satz von 12 Schnitten, die allerdings alle nördlich der GFZ liegen. Die zunächst berechneten Transporte wurden dann im Rahmen der Fehlergrenzen noch so verändert, dass die Wasserbilanz für geschlossene Boxen ausbalanciert ist. Da alle für die Transportanalyse berücksichtigten Schnitte nördlich der Gibbs Bruch Zone liegen, dient der Transport entlang des Mittelatlantischen Rückens nur zum Ausgleich von Unstimmigkeiten. Die geostrophischen Transporte sind mit einem „level of no motion“ knapp unter dem LSW berechnet. Dass dies in Anbetracht der relativ großen barotropen Geschwindigkeitskomponente schnell zu fraglichen Ergebnissen führt, wurde schon bei der Besprechung der Transporte von Wölk [Wölk, 2000] gezeigt. Offensichtlich wurden hier vorhandene Hinweise auf einen ISOW Export ins Westeuropäische Becken (hoher Sauerstoff am Mittelatlantischen Rücken, Anteile von ISOW aus der T-S-Sauerstoff Analyse) zugunsten anderer Ergebnisse und eventuell auch vorgefasster Meinungen (in welche Richtung wurde die Freiheit beim „balancing within the error“ genutzt?) vernachlässigt. Harvey und Arhan [1988] schließen

aus Salzgehalten, die auf der Isopykne $\sigma_3 = 41,44$ nach Süden hin steigen, auf einen Einfluss von MW. Aus der Tatsache, dass die Sauerstoffwerte auf dieser Isopykne bei 50° N stark sinken folgern sie dann, dass das ISOW nur nördlich der Gibbs-Bruchzone von Bedeutung ist, während südlich davon der tiefe Einfluss von MW das NEADW dominiert.

Tsuchiya et al. [1992] analysieren die auch in dieser Arbeit verwendete Realisierung des A16N Schnittes (20° W meridional) aus dem Jahre 1988, um die Wassermassen des östlichen Nordatlantiks zu untersuchen. Bezogen auf das NEADW zeigen sie den Einfluss des MW mit Hilfe der meridionalen Verteilung des Salzgehaltes auf der Isopykne $\sigma_2 = 37,0$ (das entspricht $\sigma_3 \approx 41,42$), die sich im nördlichen Teil des Schnittes im Salzmaximum befindet. Der Salzgehalt steigt von Norden aus gesehen zunächst an und erreicht dann bei etwa 30° N ein Maximum von dem aus er wieder sinkt. Dies deuten sie als einen Einfluss von MW auf das NEADW. Bezogen auf das ISOW sagen sie jedoch, dass sie keines südlich des Islandbeckens beobachten konnten, wobei sie damit anscheinend sagen wollen, dass sie dort keine außergewöhnlich hohen Salzgehalte beobachtet haben. Die Zusammensetzung des NEADW untersuchen sie anhand eines Salzgehalt-Sauerstoff-Diagramms. Weil die Salzgehalte des NEADW sowohl unter denen des ISOW als auch denen des MW liegen, verweisen sie darauf, dass noch ein salzarmes Tiefenwasser als Beitrag zum NEADW fehlt. Als solches berücksichtigen sie Bodenwasser des westlichen Nordatlantiks. Da das NEADW in etwa auf der Linie vom MW zum Bodenwasser des westlichen Nordatlantiks liegt, schlussfolgern sie auf minimale Beiträge von ISOW. Unerklärt (und unerklärlich) bleibt, wie dieses Wasser in den östlichen Nordatlantik kommt, der bei diesen Dichten durch den Mittelatlantischen Rücken ziemlich effektiv vom westlichen Nordatlantik getrennt ist. Eine plausiblere Erklärung für das gezeigte Phänomen ergibt sich aus Beiträgen von LSW zum NEADW. Dass der Einfluss bis in diesen Dichtebereich herunter reicht, ließ sich in den in dieser Arbeit gezeigten Anomalieprofilen beim Eintreffen der jüngeren Jahrgänge des LSW beobachten.

Die Ansicht, dass das ISOW den östlichen Nordatlantik durch die Gibbs-Bruchzone verlässt, war in den 1980ern und Anfang der 1990er mehrfach publiziert worden; das war die damals vorherrschende Meinung. Sie fand auch Eingang in die Übersichtsarbeiten zur Zirkulation im Nordatlantik ([McCartney, 1992], [Schmitz und McCartney, 1993]). In Frage gestellt wurde diese Ansicht durch ein Strömungsmessfeld, dessen Ergebnisse Saunders [1994] publizierte. Er dokumentiert einen westwärtigen Transport von Tiefenwasser, der nur $2,4 \cdot 10^6$ m³/s beträgt und damit viel zu gering ist, um all das Wasser, das angeblich durch die Gibbs-Bruchzone fließen soll (s. a. 4.1.6), aufzunehmen. Van Aken und Becker [1996] sowie Hansen und Østerhus [2000] plädieren deshalb erneut für einen Einstrom von ISOW ins östliche Becken südlich der Gibbs-Bruchzone.

Van Aken [2000] zeigt mit Hilfe einer Multiparameteranalyse für das Tiefenwasser des östlichen Nordatlantiks östlich von 20° W, dass sich das NEADW gut durch eine Mischung aus LSW, ISOW, MW und Bodenwasser des östlichen Nordatlantiks (EBBW) erklären lässt. Er zeigt anhand von meridionalen Gradienten in der scheinbaren Sauerstoffzehrung (AOU), dass der NEADW-Bereich von Norden her belüftet werden muss, was er auf einen Einfluss von ISOW zurückführt. Diese Analyse kommt im Ergebnis zu derselben Schlussfolgerung wie die hier vorgelegte Arbeit, nämlich, dass MW, ISOW und LSW alle eine nicht zu vernachlässigende Rolle bei der Bildung von NEADW spielen. Die Frage, ob die einzelnen Wassermassen wirklich einen Beitrag leisten wird jedoch bei van Aken nicht explizit untersucht. Mensch könnte versuchen, die Belüftung von Norden über eine vertikale Vermischung des NEADW mit darüberliegendem LSW zu erklären oder das MW ganz aus der Wasser-

massenanalyse heraus zu lassen. Mensch könnte auch als zusätzliche Wassermasse das NADW aus dem südlichen Ostatlantik einführen. Eine Wassermassenanalyse setzt immer voraus, dass man schon weiß, welche Wassermassen zur Mischung beitragen. Konsistente Ergebnisse sind ermutigend, aber sie zeigen nur, dass die Ergebnisse nicht im offensichtlichen Widerspruch zu den Annahmen stehen. Ein direkter Beweis für die Beiträge der einzelnen Wassermassen zum NEADW ist damit noch nicht erbracht. Van Aken [2000] macht sich bezogen auf das Tiefenwasser auch Gedanken zum letztendlichen Verbleib: Er überschlägt, dass das Aufsteigen von Tiefenwasser entlang des Kontinentalabhangs einen Transport von etwa $2,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ balancieren kann. Auf diese Art wäre das Tiefenwasser in flachere Schichten „entsorgt“ und würde nicht mehr die Transportbilanz in der Gibbs-Bruchzone „belasten“.

Der direkteste Beweis für einen ISOW-Einfluss könnte wohl mit Floats erbracht werden, die im Islandbecken ausgesetzt werden müssten und von dort ins Westeuropäische Becken treiben (oder auch nicht). Solche Daten sind nicht vorhanden. Das verankerte Strömungsmessfeld MART (s. 5.5.4) ist mit seinen südwärtigen Transporten ein erster direkter Beweis für einen südwärtigen Transport von Tiefenwasser aus dem Islandbecken nach Süden. Allerdings ist dann immer noch offen, was mit diesem Wasser weiter geschieht.

6.6 Fazit

In diesem Kapitel wurden die Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalien von 10 Reisen entlang vier verschiedener Schnitte genutzt, um die Ausbreitung von ISOW-beeinflusstem Wasser im zentralen Westeuropäischen Becken und südlich davon zu untersuchen. Die Profile wurden dazu anhand charakteristischer Merkmale in den Anomalien, die durch einen Einfluss von ISOW oder MW hervorgerufen werden, in Gruppen zusammengefasst.

Bezogen auf ISOW konnte so gezeigt werden, dass und wie es zur Bildung von NEADW beiträgt. Die Verfolgung des von frischem ISOW-beeinflusstem Wassers vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken und darüber hinaus ist ein ziemlich direkter Beweis für den ISOW-Einfluss auf das NEADW im östlichen Nordatlantik. Die verwendete Methode ist dabei besonders geeignet, das ISOW zu detektieren, solange es nicht allzu vermischt ist. Der letztendliche Verbleib des NEADW kann mit der hier gewählten Methode nicht geklärt werden. Van Aken [2000] zufolge ist das Aufsteigen von Tiefenwasser längs des Europäischen Festlandssockels zumindest in der Lage das Schema zu schließen.

Die Bedeutung von MW für das Tiefenwasser lässt sich aus den Anomalien ebenfalls ableiten und bestätigt den bei Tsuchiya et al. [1992] gezeigten Einfluss des MW, der bis ins Salzmaximum des NEADW reicht. Dieser Einfluss erodiert auf dem Weg vom A2 zum A1 Schnitt durch die fortlaufende Vermischung mit den darüber und darunter liegenden salzärmeren Wassermassen. Ziemlich direkt beobachten lässt sich die Bedeutung niedriger Salzgehalte im LSW an den Anomalien der Profile, auf denen die jungen Jahrgänge des LSW angetroffen werden. Die Verringerung des Salzgehaltes pflanzt sich in diesen Fällen bis über das Salzmaximum hinaus nach unten fort. Das LSW übt also über vertikale Vermischung einen erheblichen Einfluss auf die Charakteristik des NEADW aus. Der Salzeffekt des ISOW reicht anscheinend so grade aus, um die weitere Erosion des Salzmaximums zu verhindern.

Die Variabilität im Tiefenwasser auf dem A2 Schnitt ist beträchtlich. Zu diesem Themenkomplex stellt die vorliegende Arbeit ein Novum dar. Die Lage der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses ist dabei wie im vorherigen Kapitel stark mit dem NAO Index korreliert, wenn dieser geglättet und ein

zeitlicher Versatz von drei bis vier Jahren angenommen wird. Es soll offen bleiben, ob diese Korrelation wirklich so existiert. Was aber auf jeden Fall bleibt ist die Feststellung, dass die Variabilität im Tiefenwasser auf dem A2 Schnitt erheblich ist.

7 Quantitative Abschätzung des Transportes von frisch belüftetem Tiefenwasser vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken

Wie im ersten Teil dieser Arbeit gezeigt wurde, wird ISOW-beeinflusstes Wasser im Westeuropäischen Becken angetroffen. Direkt am Mittelatlantischen Rücken (MAR) befindet sich Wasser, das sich als westlicher Randstrom entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden hin ausbreitet und über den A2 Schnitt hinaus nach Süden exportiert wird (Abb. 7.1). Außerdem war ein ISOW-Einfluss auf dem A2 Schnitt auch weiter östlich zu sehen, der auf Wasser aus der antizyklonalen Rezirkulationszelle zurückgeführt wurde. Dieses Wasser strömt wahrscheinlich wieder zurück in Richtung Islandbecken und stellt von daher keinen Nettoexport von ISOW-beeinflusstem Wasser nach Süden dar. Mit Hilfe der Tracer CFC-11, Tritium und $^3\text{Helium}$ soll in diesem Kapitel der Export von NEADW_{IsB} über den A2 Schnitt (M30/2 in Abb. 7.1) nach Süden ermittelt werden. Das vorliegende Kapitel ist im Wesentlichen die Wiedergabe der Studie „Transport of newly ventilated deep water from the Iceland basin to the Westeuropean Basin“ [Fleischmann et al., 2001]. Am Ende des Kapitels folgt eine Diskussion der Ergebnisse im Licht der (später gewonnenen) Erkenntnisse des ersten Teils dieser Arbeit.

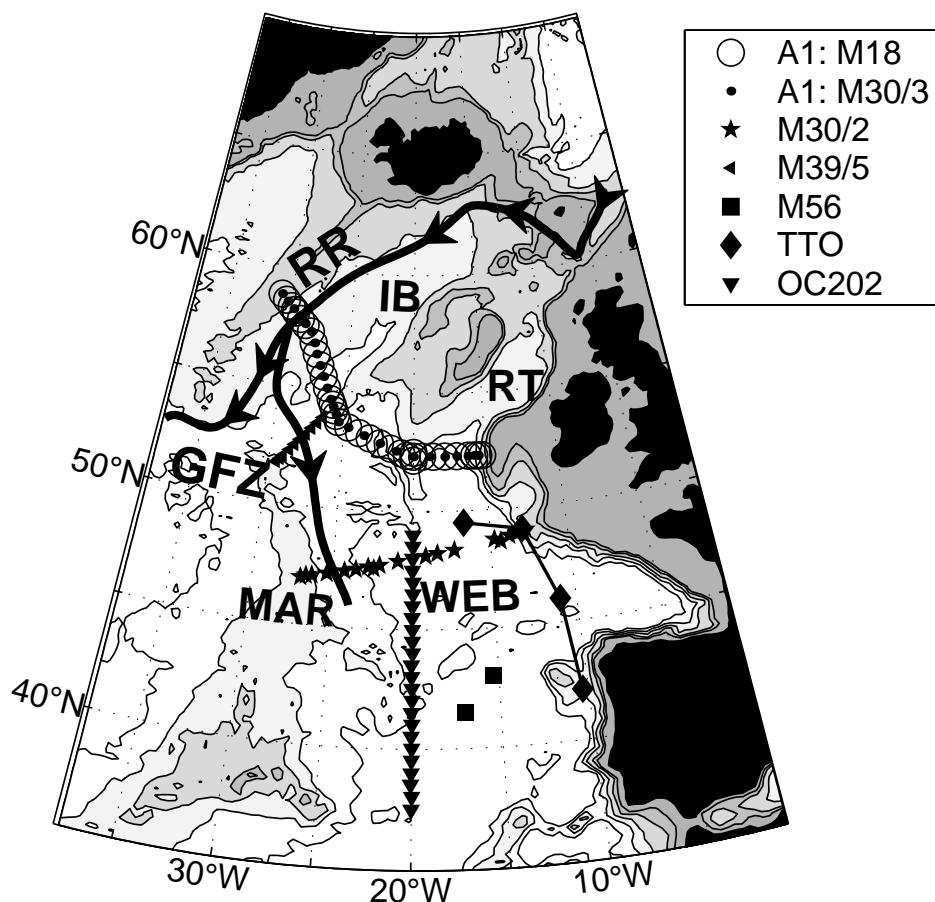


Abbildung 7.1: Abbildung des Untersuchungsgebietes dieses Kapitels mit den Stationen der verwendeten Fahrten. Für das ISOW sind der klassische Ausbreitungsweg durch die Gibbs-Bruchzone (GFZ) und der hier untersuchte Ausbreitungsweg entlang des Mittelatlantischen Rückens (MAR) ins Westeuropäische Becken (WEB) wiedergegeben (dicke durchgezogene Linien). IsB = Islandbecken; RR = Reykjanes-Rücken; RT = Rockall-Graben.

7.1 Daten

Die Arbeit basiert auf Daten der drei verwendeten Tracer vom A2 Schnitt von 1994 (METEOR 30/2), vom A1 Schnitt aus den Jahren 1991 (METEOR 18) und 1994 (METEOR 30/3) sowie von einer Realisierung des A16N Schnittes (OCEANUS 202, 1988). Des Weiteren werden Tritium- und Heliumdaten der TTO Kampagne (1981) und CFC-11 Werten der Reise METEOR 56 (1981, alte METEOR) im östlichen Nordatlantik (Abb. 7.1) verwendet.

CFC-11 wurde an Bord der jeweiligen Schiffe gemessen (s.a. 3.1). Auf den meisten Fahrten kam ein System in Einsatz wie es in Bullister und Weiss [1988] beschrieben ist. Auf dem A2 Schnitt (1994) wurde eine abgewandelte Version dieses Systems verwendet (s. [Bulsiewicz et al., 1998]). Die CFC-11 Daten der Reisen METEOR 18 und 30/2 wurden vom IUP Bremen, Abt. Tracer-Ozeanographie, ermittelt. Die CFC-11 Werte auf der Reise METEOR 30/3 sind vom IfM Kiel (M. Rhein, Bremen, pers. Mitt.) bestimmt worden. Die Daten der Reise OCEANUS 202 wurden vom Chemistry Department der WHOI erhoben [Doney und Bullister, 1992] und über John Bullister, Seattle bezogen. Die CFC-11 Werte sind alle auf die SIO93 Skala bezogen [Cunnold et al., 1994]. Die Messgenauigkeit für CFC-11 ist in Tabelle 7.1 wiedergegeben.

Für die Helium- und Tritiummessung wurden an Bord Wasserproben genommen, zum Labor überführt und dort zur späteren Messung gelagert (s. 3.2 und 3.3). Der größte Teil der Proben wurde am IUP der Universität Heidelberg gemessen (METEOR 18, 30/2 und 30/3, H. Hildebrandt, R. Bayer, Heidelberg, pers. Mitt.). Die Proben von OCEANUS 202 und TTO wurden vom Chemistry Department der WHOI analysiert ([Jenkins, 1987] [Doney et al., 1997]) und über W. Jenkins bezogen. In dieser Studie werden Tritium und ³Helium nicht selber verwendet, sondern die daraus abgeleiteten Größen Tritium91 und stabiles Tritium (s. 3.2.1). Die Messgenauigkeit für Tritium und Helium bzw. der daraus abgeleiteten Größen ist in der Tabelle 7.1 wiedergegeben.

In Abbildung 7.2 sind ein T-S Diagramm und σ_3 -Tracer Diagramme gezeigt. Daraus lässt sich ersehen, dass auf den Stationen nahe der Ostflanke des Mittelatlantischen Rückens (Abb. 7.2, +) im Bereich zwischen $41,35^{\text{VII}} < \sigma_3 < 41,5$ höhere Tracerwerte zu finden sind als auf den Stationen weiter östlich. Der Dichtebereich entspricht Tiefen zwischen gut 2000 m und knapp 4000 m (Abb. 7.2a). Die erhöhten Tracerwerte finden sich auf den Stationen der oben definierten Profilgruppe 2b (s. 6.2) und zeigen das Vordringen von ISOW-beeinflusstem Wasser in das Westeuropäische Becken.

CFC-11	Tritium91	³ He	stabiles Tritium
das jeweils größere von 0,01 pmol/kg oder 1 %	das jeweils größere von 0,01 TU oder 4 %	0,5 %	0,1 TU

Tabelle 7.1: Messgenauigkeiten für CFC-11, Tritium, ³Helium und stabiles Tritium

^{VII} Die Einheit der potentiellen Dichteanomalie bei 3000 dbar (σ_3) ist kg/m³. Sie wird in diesem wie in den beiden vorherigen Kapiteln grundsätzlich nicht angegeben, da sie den Lesefluss mehr stört als das sie Missverständnisse beseitigt.

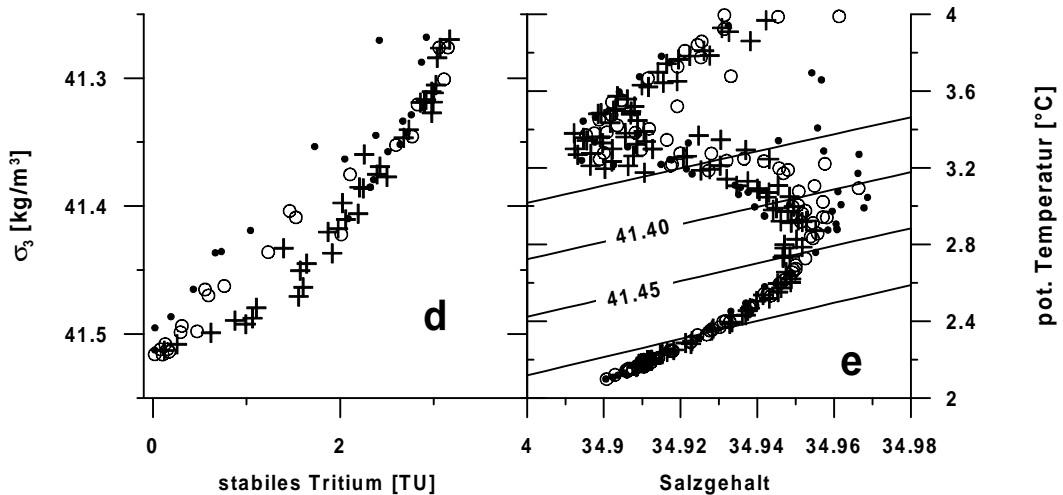
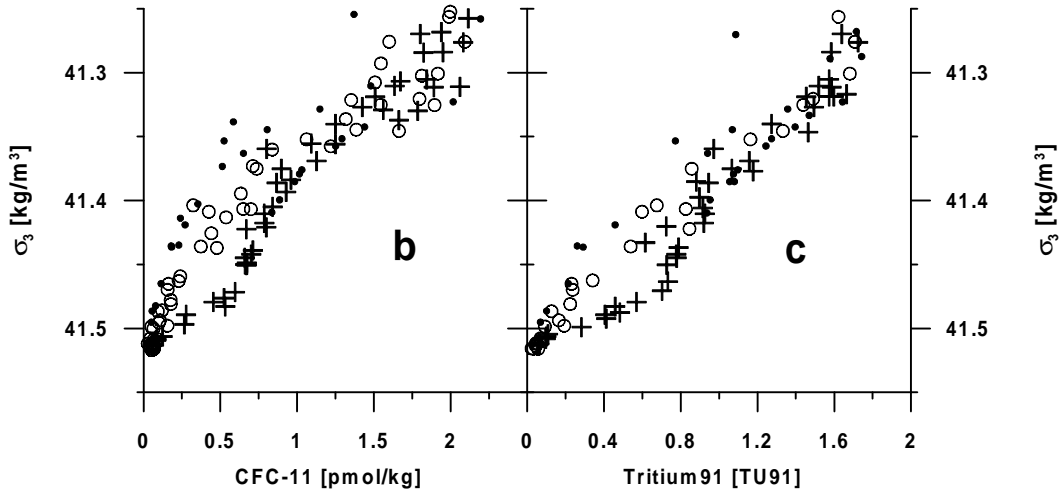
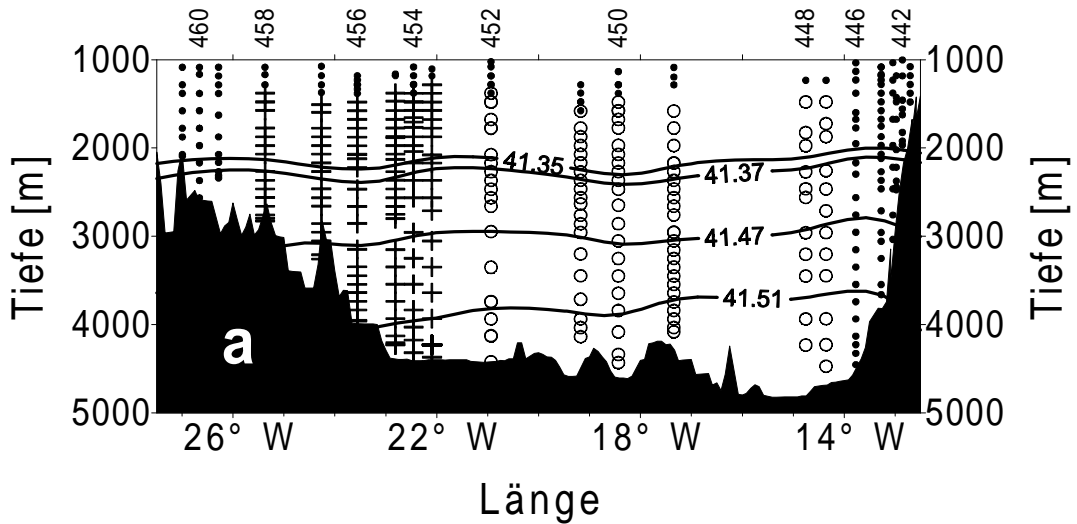


Abbildung 7.2: Korrelationsdiagramme für σ_3 -CFC-11 (b), σ_3 -Tritium91 (c) und σ_3 -stabiles Tritium (d) sowie T-S Diagramm (e) für den tiefen östlichen Teil des Nordatlantiks auf der Reise METEOR 30/2 längs des WOCE Schnittes A2. Die Stellen, an denen Messungen vorgenommen wurden, sowie die Stationsnummern sind in (a) wiedergegeben. Die Messungen nahe beim Mittelatlantischen Rücken (+, Stat.nr. 453-458 \Rightarrow NEADW_{wWEB}) haben deutlich höhere Tracerwerte als die Stationen im östlichen Westeuropäischen Becken (o, Stat.nr. 447-452 \Rightarrow NEADW_{eWEB}). σ_3 Isolinien sind in (a) und (e) eingezeichnet, um die geeigneten Phänomene räumlich und in Bezug auf die Wassermassen einordnen zu können.

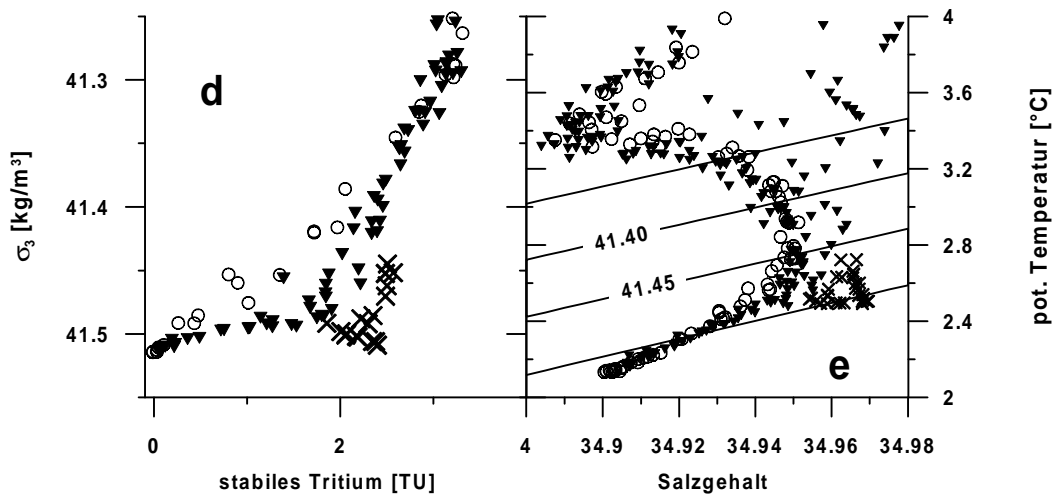
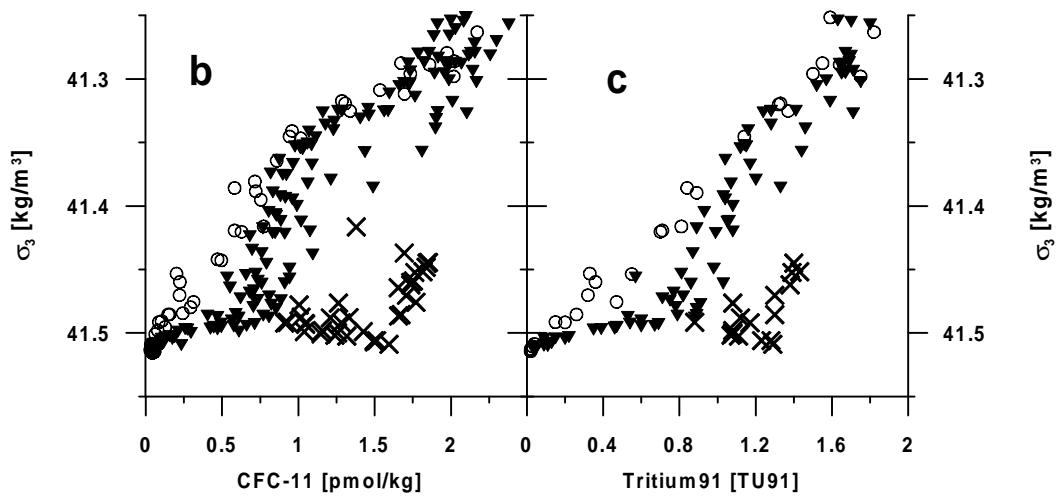
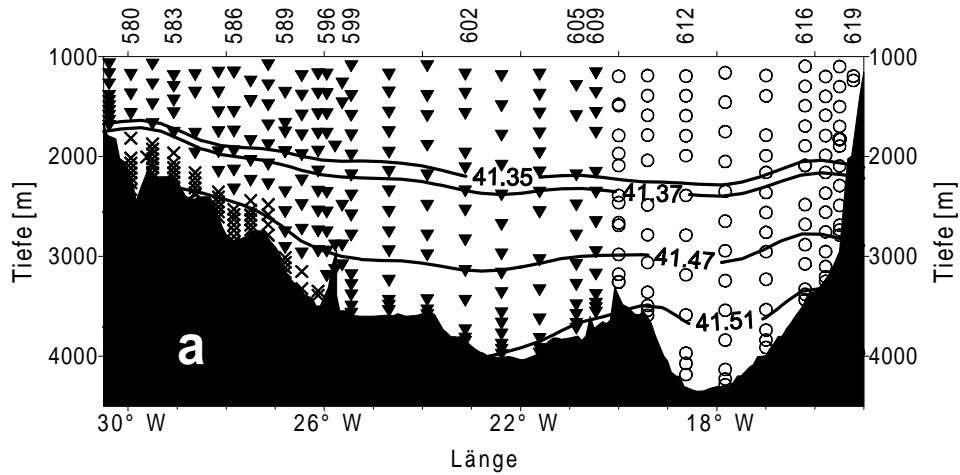


Abbildung 7.3: Korrelationsdiagramme für σ_3 -CFC-11 (b), σ_3 -Tritium91 (c) und σ_3 -stabiles Tritium (d) sowie T-S Diagramm (e) für den tiefen östlichen Teil des Nordatlantiks auf der Reise METEOR 18 längs des WOCE Schnittes A1. Die Stellen, an denen Messungen vorgenommen wurden, sowie die Stationsnummern sind in (a) wiedergegeben. Am Hang des Reykjanes-Rückens liegt der ISOW-Kern (x), der in allen Parametern leicht zu erkennen ist. Der Einfluss des ISOW auf das NEADW_{lsB} (▼) ist gut an den Tracerwerten zu erkennen, die gegenüber den Messungen weiter östlich vor dem Rockall-Graben (o) deutlich erhöht sind. σ_3 Isolinien sind in (a) und (e) eingezeichnet, um die gezeigten Phänomene räumlich und in Bezug auf die Wassermassen einordnen zu können.

Bruchzone nach Nordosten führt. Die stärksten Anomalien sind im Bereich knapp über $\sigma_3 = 41,5$ zu finden, Bodenmaxima gibt es dagegen fast keine. Der Export von ISOW erfolgt also hauptsächlich über die Beimischung zum NEADW und nicht über eine Fortsetzung der Ausbreitung des Kerns am Boden. Ein wesentlicher Beitrag von ISOW-Kern Wasser zum NEADW_{wWEB} unabhängig vom Beitrag des ISOW zum NEADW_{IsB} müsste sich außerdem durch erhöhte Salzgehalte des NEADW_{wWEB} gegenüber dem NEADW_{eWEB} bemerkbar machen. Da ein solcher Effekt gänzlich fehlt, erscheint die Annahme einer isopyknischen Mischung gerechtfertigt.

Die Anteile der beiden Komponenten können nicht mit Hilfe von Temperatur und Salzgehalt bestimmt werden. Unterschiede zwischen den beteiligten Wassermassen finden sich im Wesentlichen im LSW-Bereich, wo sich die LSW-Kaskade durch abnehmende Salzgehalte bemerkbar macht. Im NEADW-Bereich zeigen sich dagegen über große Strecken keine Variationen zwischen den betrachteten Wassermassen (Abb. 7.5). In den Tracern hingegen gibt es deutliche Unterschiede zwischen den verschiedenen NEADW Varianten. Deshalb werden diese herangezogen um die Anteile der Wassermassen und die Transportzeiten vom jeweiligen Quellgebiet bis zum westlichen Westeuropäischen Becken zu bestimmen.

Sauerstoff und die Nährstoffe, insbesondere Silikat, eignen sich ebenfalls, um die Zusammensetzung des NEADW_{wWEB} zu bestimmen. Dies stellte sich im Rahmen der Studien zur Ausbreitung von ISOW im östlichen Nordatlantik (erster Teil der Arbeit) heraus, also erst als die Arbeiten zur quantitativen Bestimmung des Transportes vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken schon abgeschlossen waren. Von daher wird hier zunächst eine Analyse vorgestellt, in der Sauerstoff und die Nährstoffe nicht berücksichtigt sind. In Abschnitt 7.5 wird jedoch gezeigt, dass die Ergebnisse im Wesentlichen mit den Sauerstoff- und Silikatwerten kompatibel sind.

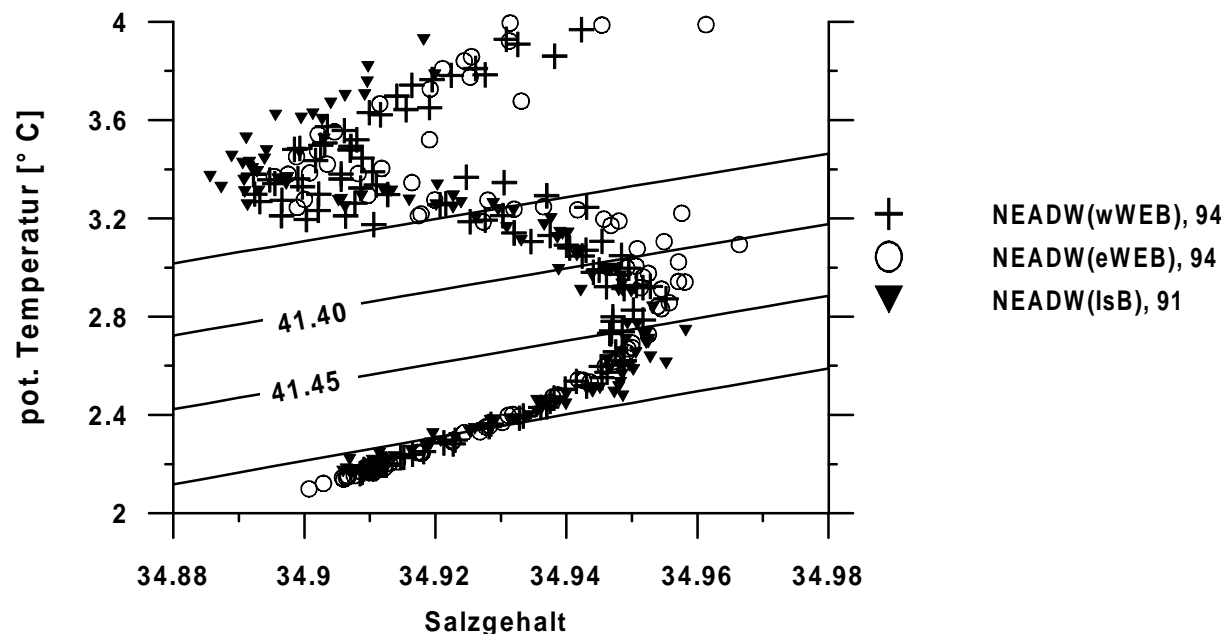


Abbildung 7.5: T-S Diagramm für NEADW Messungen im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken (A1, 1991, ▼), im westlichen Westeuropäischen Becken (A2, 1994, +) und im östlichen Westeuropäischen Becken (A2, 1994, o).

Um einen Transport von $NEADW_{IB}$ aus dem Islandbecken ins Westeuropäische Becken zu bestimmen, muss zum einen der Anteil dieses Wassers im $NEADW_{wWEB}$ bestimmt werden und zum anderen die Zeit, die es benötigt um den Weg zurückzulegen. Zusammen mit der Entfernung lässt sich dann ein effektiver Transport berechnen. Dieser Transport ist nicht identisch mit momentanen Transporten, da er nur die durchschnittliche Bewegung erfasst, nicht aber etwaige Rezirkulationen oder Umwege [Jenkins, 1988]. Die benötigten Größen (Anteile: x_{IB} und x_{eWEB} und Transportzeiten: t_{IB} und t_{eWEB}) sind als Information in den Tracerwerten, die 1994 im westlichen Westeuropäischen Becken gemessen wurden ($Tr_{wWEB}(1994)$), enthalten wie sich aus der nachfolgenden Gleichung 7.1 ersehen lässt.

$$Tr_{wWEB}(1994) = x_{IB} \cdot Tr_{IB}(1994 - t_{IB}) + (1 - x_{IB}) \cdot Tr_{eWEB}(1994 - t_{eWEB}) \quad \text{Gl. 7.1}$$

mit $x_{IB} + x_{eWEB} = 1$ (Massenerhaltung)

In dieser Gleichung kann für Tr jeder der drei verwendeten Tracer (CFC-11, Tritium91, stabiles Tritium) eingesetzt werden. Somit steht ein System von drei Gleichungen zur Verfügung zur Bestimmung der drei Unbekannten x_{IB} , t_{IB} und t_{eWEB} . Die vierte Unbekannte (x_{eWEB}) ist mit Hilfe der Massenerhaltung eliminiert worden. Konkret wird die Bestimmung von Anteilen und Transportzeiten der beitragenden Wassermassen für jedes σ_3 Intervall von 0,01 im Bereich $41,35 < \sigma_3 < 41,52$ getrennt vorgenommen. Dazu werden mittlere Profile in Abhängigkeit von σ_3 aus den oben beschriebenen Datensätzen bestimmt.

Zur Lösung des Gleichungssystems, das die drei Tracergleichungen bilden, müssen die Tracerwerte von 1994 im westlichen Westeuropäischen Becken bekannt sein sowie die Tracerwerte im Islandbecken und im östlichen Westeuropäischen Becken zu den noch unbekanntem Startzeitpunkten ($1994 - t_{IB}$ bzw. $1994 - t_{eWEB}$). Es ist also notwendig, ausreichend lange Zeitreihen für die Tracerkonzentrationen an diesen beiden Orten zu erstellen. Bei der Konzentrations- und Verhältnisdatierung wird zumeist davon ausgegangen, dass die zeitliche Entwicklung der Tracer durch die Eintragsfunktionen gegeben ist. Manchmal werden diese noch modifiziert, indem die Mischung von verschiedenen Wassermassen und Verzögerungen berücksichtigt werden. Der Verlauf der Tracerkonzentrationen im $NEADW_{IB}$ und im $NEADW_{eWEB}$ ist sicher nicht direkt proportional zu den Eintragsfunktionen. Die Zusammensetzung dieser Wassermassen und die zugehörigen Verzögerungszeiten, bis sie Teil der jeweiligen Mischung werden, sind sehr unsicher. Die Abschätzung der Tracerkonzentrationen zu früheren Zeitpunkten mit Hilfe der Eintragsfunktionen ist von daher unangebracht. Im Anhang 1 wird dies für des $NEADW_{eWEB}$ explizit gezeigt.

Sinnvoller kann die Entwicklung der Tracerwerte für die beiden Wassermassen aus früheren Messungen rekonstruiert werden. Dies ist im Prinzip die beste Möglichkeit, aber ihre Anwendbarkeit ist beschränkt, weil nur wenige Daten aus der Vergangenheit verfügbar sind. Trotzdem wird dieser Ansatz hier für beide Wassermassen verwendet.

7.2.1 REKONSTRUKTION DER ENTWICKLUNG DER TRACERKONZENTRATIONEN IN DEN BEIDEN QUELLGEBIETEN

7.2.1.1 NEADW_{ISB}

Die CFC-11 Werte des NEADW_{wWEB} auf A2 1994 sind ungefähr gleich hoch wie die NEADW_{ISB} Werte 1991 (Abb. 7.7). Da eine Vermischung mit NEADW_{eWEB} die CFC-11 Werte verringert, kann das NEADW_{ISB}, das 1994 zum NEADW_{wWEB} beiträgt, nicht oder nur unwesentlich von vor 1991 stammen. Es reicht also im Fall des NEADW_{ISB} aus, für den Zeitraum von 1991 bis 1994 die zeitliche Entwicklung der Tracer zu kennen. Diese wird anhand der 2 Realisierungen des A1 Schnittes aus den Jahren 1991 und 1994 abgeschätzt. Aus den Messwerten der verwendeten Tracer werden mittlere Profile erstellt (Details dazu in Abschn. 7.3.2), die in Abbildung 7.6(a)-(c) wiedergegeben sind. Zwischen 1991 und 1994 stehen jedoch keine weiteren Tracermessungen zur Verfügung, so dass -in Abwesenheit weiterer Information- ein linearer Trend zwischen den Werten von 1991 und 1994 als die beste Annäherung an den Verlauf der Konzentrationen in diesem Zeitraum angesehen wird.

Die Veränderung der Werte zwischen den Jahren ist für die drei Tracer recht unterschiedlich. Tritium91 (Abb. 7.6b) steigt für $41,34 \leq \sigma_3 \leq 41,48$ um den Faktor $1,26 \pm 0,04$. Die Eintragsfunktion für Tritium91 ist ziemlich konstant für den Zeitraum zwischen Mitte der 1960er und den 1990er Jahren (Abb. 3.2). Daraus folgt, dass ein Anstieg der Tritium91 Werte auf eine Zunahme des Anteils von Wasser aus diesem Zeitraum hindeutet.

CFC-11 (Abb. 7.6a) zeigt einen starken Anstieg in der gesamten Wassersäule über den Zeitraum der drei betrachteten Jahren. Für $41,34 \leq \sigma_3 \leq 41,48$ sind die Werte von 1994 $1,88 \pm 0,07$ mal so hoch wie die Werte von 1991. Dies korrespondiert mit dem starken Anstieg der CFC-11 Eintragsfunktion (Abb. 3.1). Der stärkere Anstieg der CFC-11 Werte verglichen mit den Tritium91 Werten zeigt, dass sich (erwartungsgemäß) nicht nur der Anteil von Wasser, das nach Mitte der 1960er gebildet wurde, vergrößert hat, sondern auch der mittlere Bildungszeitpunkt des Wassers von 1994 später liegt als der des Wassers von 1991.

Stabiles Tritium (Abb. 7.6c) steigt im Bereich hoher σ_3 Werte ($41,43 \leq \sigma_3 \leq 41,48$) um das $1,14 \pm 0,05$ fache an, aber nur um das $1,05 \pm 0,02$ fache bei niedrigeren Werten ($41,34 < \sigma_3 < 41,42$). Die Eintragsfunktion für stabiles Tritium ist nach dem Maximum Mitte der 1960er Jahre stark abgefallen (Abb. 3.2). Bei gemeinsamer Betrachtung der Veränderungen der Werte aller drei Tracer kann mensch Informationen über die Zusammensetzung der jungen (also nach Mitte der 1960er Jahre gebildeten) Komponente aus verschiedenen Zeitbereichen erhalten. Ein geringer Anstieg von stabilem Tritium bei gleichzeitigem stärkeren Anstieg von Tritium91 - so wie es für die niedrigeren σ_3 Werte angetroffen wurde - kann nur durch eine Verringerung des Anteils von Wassers aus der Zeit der hohen Werte vom stabilen Tritium (also der 1960er) kombiniert mit einer stärkeren Erhöhung des Anteils von Wasser aus späterer Zeit (z. B. der 1980er) erklärt werden. Bei hohen σ_3 Werten ist dieser Effekt weniger ausgeprägt, so dass hier die Abnahme der Anteile aus den 1960er Jahren offensichtlich eine kleinere Rolle spielt.

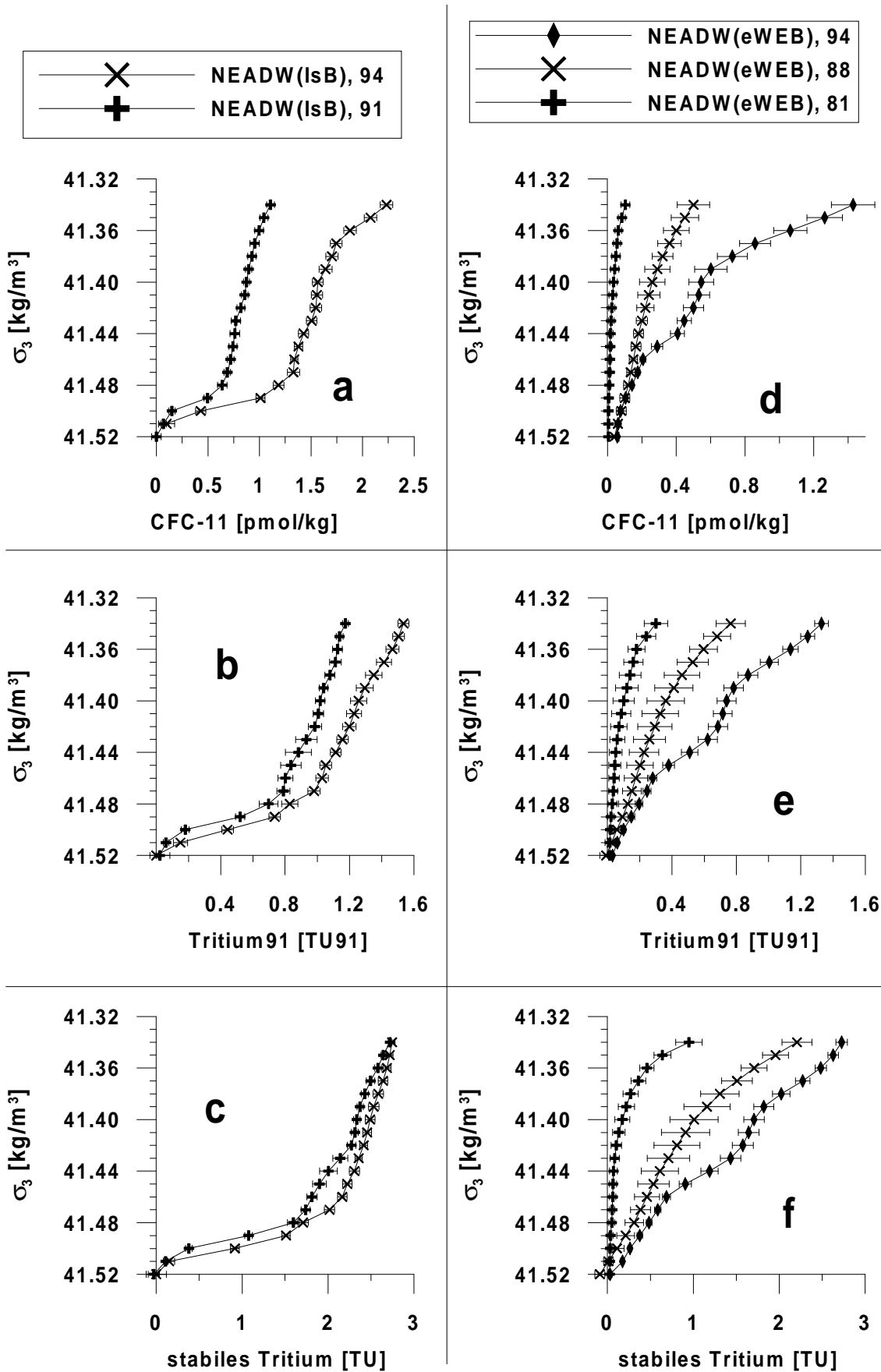


Abbildung 7.6: Verlauf der mittleren Tracer Profile für das NEADW_{IsB} (a-c) und das NEADW_{eWEB} (d-f) für verschiedene Jahre. Die Fehlerbalken geben eine Standardabweichung an, so wie sie in 7.3.2 bestimmt wird.

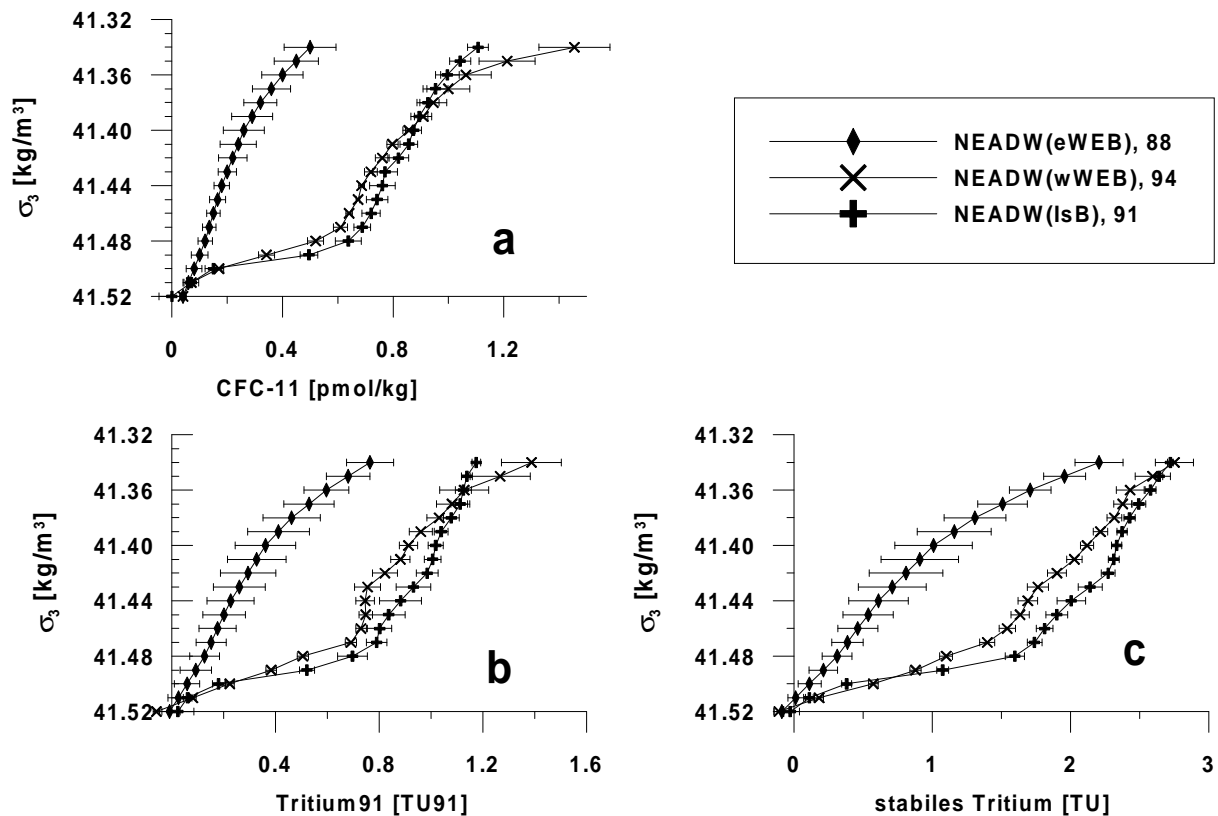


Abbildung 7.7: Mittlere Profile für CFC-11 (a), Tritium91 (b) und stabiles Tritium (c) für NEADW_{wWEB} (1994, x), NEADW_{IsB} (1991, +) und NEADW_{eWEB} (1988, ♦). Das NEADW_{IsB} und NEADW_{eWEB} Profil haben einen zeitlichen Versatz zum NEADW_{wWEB} Profil, der in etwa ihrer jeweiligen Transportzeit ins westliche Westeuropäische Becken entspricht, so wie sie in dieser Arbeit bestimmt wird.

Der rekonstruierte Verlauf der Tracerkonzentrationen für das NEADW_{IsB} ist relativ eindeutig festgelegt, weil es möglich ist, den Zeitraum, in dem das Wasser im Islandbecken gestartet sein muss, auf die Zeit nach 1991 (und natürlich vor 1994, dem Zeitpunkt der Messungen auf A2) einzugrenzen. Dieser relativ kurze Zeitraum wird umfasst von zwei Realisierungen des A1 Schnittes, auf dem Tracer Messungen vorliegen.

7.2.1.2 NEADW_{eWEB}

Die Situation beim NEADW_{eWEB} stellt sich deutlich schlechter dar als beim NEADW_{IsB}, weil es überhaupt keine vorhergehenden Realisierungen des A2 Schnittes gibt, auf denen Tracer gemessen wurden. Darüberhinaus kann es auch keine Beschränkung auf einen Startzeitraum im östlichen Westeuropäischen Becken geben. Da das NEADW_{eWEB} die Komponente ist, die wenig Tracer mitbringt, ist der minimale Beitrag durch überhaupt keine Tracer gegeben. Der Verlauf der Tracerkonzentrationen muss also bis zu der Zeit rekonstruiert werden, in der es noch keine Tracer im NEADW_{eWEB} gab. Dies erfolgt anhand von Fahrten, auf denen in der Nähe von A2 Tracermessungen durchgeführt wurden. Die Rekonstruktion ist relativ mühselig und ungenau, weil es notwendig ist, Daten zu interpolieren, lineare Korrelationen zwischen Tracern zu verwenden und Daten von deutlich südlich des A2 Schnittes mit einzubeziehen. Die Ergebnisse haben von daher eine ziemlich große Unsicherheit, aber sie sind trotzdem besser als Abschätzungen, die auf den Eintragsfunktionen basieren (s. Anhang 1). Zudem zeigt sich, dass die Ergebnisse der Mischungs- und Transportanalyse nur wenig von den Tracerwerten

des $NEADW_{eWEB}$ abhängen, so dass die größere Unsicherheit bei ihrer Bestimmung nicht stark ins Gewicht fällt.

In der Nähe des A2 Schnittes stehen Daten vom A16N Schnitt, 1988 (OCEANUS 202, ▼ in Abb. 7.1, [Doney und Bullister, 1992], [Doney et al., 1997]), Tritium- und Heliumdaten der TTO Kampagne (◆ in Abb. 7.1) von 1981 [Jenkins, 1988] und CFC-11 Daten der METEOR Reise 56 (■ in Abb. 7.1, [Thiele, 1985]) zur Verfügung. A16N und A2 schneiden sich bei $48^\circ N$, $20^\circ W$. Dies ist auf dem A2 Schnitt 1994 die westliche Grenze des $NEADW_{eWEB}$. Auf A16N findet sich im Jahr 1988 dagegen ein gewisser $NEADW_{ISB}$ Einfluss am Schnittpunkt. Wie in Kapitel 5 gezeigt wurde, ist dieser Einfluss erst südlich des Azoren-Biskaya-Rückens gänzlich verschwunden (s. Silikatanomalien auf OC202, A16N, 1988, Abb. 5.11c), so dass erst südlich von $42^\circ N$ $NEADW_{eWEB}$ zu finden ist. Diese Profile haben aber zumeist auch schon keinen LSW-Einfluss am oberen Rand mehr (Abb. 5.11(a) und (b)), so dass sie keine gute Abschätzung für die Vergangenheit des $NEADW_{eWEB}$ darstellen. Es gibt auf dem A16N Schnitt 1988 nur ein Profil (49), das LSW-Einfluss hat, aber keinen $NEADW_{ISB}$ Einfluss aufweist. Auf diesem Profil wurden weder Tritium noch Helium gemessen und die CFC-11 Messungen sind nur spärlich vorhanden. Der tiefere Teil des mittleren CFC-11 Profils ist deshalb in Anlehnung an die südlicheren Profile (49-57 auf $41-37^\circ N$) konstruiert worden, während für den flacheren Teil eine Orientierung an den Stationen mit einem LSW Maximum ($33-49$, $49-41^\circ N$) erfolgt (Abb. 7.6d, x). Die mittleren Tritium91 (Abb. 7.6e, x) und stabiles Tritium Profile (Abb. 7.6f, x) für 1988 werden aus dem CFC-11 Profil abgeleitet unter Ausnutzung der quasi linearen Korrelation, die zwischen diesen beiden und CFC-11 besteht. Diese Korrelation besteht für alle Messungen mit $\sigma_3 < 41,35$ egal, ob sie zu den Profilen nördlich oder südlich von Station 49 gehören (Abb. 7.8).

Zur Erstellung mittlerer Profile von Tritium91 (Abb. 7.6e, +) und stabilem Tritium (Abb. 7.6f, +) für das Jahr 1981 wurden die vier TTO/NATS Stationen westlich von $20^\circ W$ und nördlich von $40^\circ N$ (114-117, ◆ in Abb. 7.1) herangezogen. CFC-11 wurde im Rahmen dieser Kampagne nicht gemessen. Es wird zur Abschätzung der CFC-11 Werte für 1981 davon ausgegangen, dass es wiederum eine quasi lineare Beziehung zwischen den CFC-11 Werten und Tritium91 gibt, so wie sie für 1988 in Abbildung 7.8 dargestellt wurde und wie sie auch für 1994 im $NEADW_{eWEB}$ auf dem A2 Schnitt besteht. Das Verhältnis der beiden Tracer zueinander wird aus der Extrapolation der Veränderung des Verhältnisses zwischen 1994 und 1988 ermittelt. Die Steigung einer Ursprungsgeraden unter Verwen-

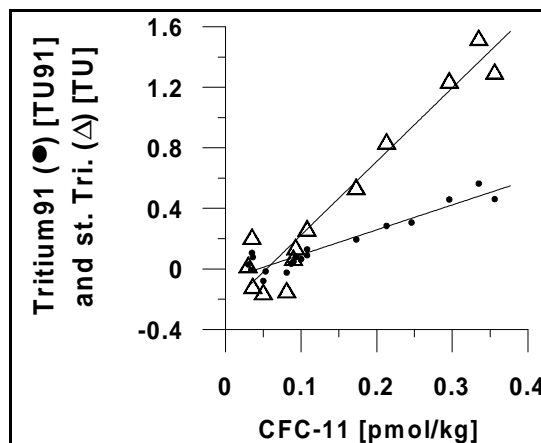


Abbildung 7.8: Tritium91 (Δ) und stabiles Tritium (●) auf A16N für $\sigma_3 > 41,35$ aufgetragen gegen CFC-11. Die linearen Regressionsgeraden der beiden Tracer sind ebenfalls dargestellt.

dung von Tritium91 als unabhängiger und CFC-11 als abhängiger Variable ergibt für den Bereich mit $\sigma_3 < 41,35$ 1994 bzw. 1988 Steigungen von 0,78 bzw. 0,69. Wird der abnehmende Trend bis 1981 fortgeschrieben ergibt, sich ein Verhältnis von 0,59. Das CFC-11 Profil geht also aus dem Tritium91 Profil durch Multiplikation mit 0,59 pmol/(kg•TU91) hervor. Um die zeitliche Entwicklung zu komplettieren wird unterstellt, dass weitere 10 Jahre zuvor, also 1971, überhaupt keine Tracer im NEADW_{eWEB} zu finden gewesen sind. Eine kontinuierliche Funktion wird erstellt indem davon ausgegangen wird, dass die Tracer zwischen den Reisen linear angestiegen sind.

Alternativ zu der hier erklärten Vorgehensweise zur Bestimmung der CFC-11 Werte für 1981 ist versucht worden, die CFC-11 Werte des Tiefenwassers aus den CFC-11 Messungen der Reise (alte) METEOR 56 zu konstruieren, die nur bis in eine Tiefe von maximal 1500m herab reichten. Zusätzlich wurde untersucht, inwieweit eine Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der Tracerkonzentrationen des NEADW_{eWEB} mit Hilfe von Verhältnisdatierungen und den Eintragsfunktionen sinnvoll ist. Beide Betrachtungen stellten sich als schlechtere Alternativen zur hier gewählten Vorgehensweise heraus. Aus Vollständigkeitsgründen und da sich aus der Unmöglichkeit die Tracerwerte mit Hilfe der Eintragsfunktionen zu rekonstruieren, interessante Schlüsse über die Verhältnisdatierung und die Eintragsfunktionen ergeben, sind die angestellten Betrachtungen im Anhang 1 dokumentiert.

7.2.2 LÖSUNG DES GLEICHUNGSSYSTEMS

Für die Lösung des Gleichungssystems werden nun, nachdem die mittleren Profile für das NEADW_{eWEB} und das NEADW_{IsB} ermittelt worden sind, noch die mittleren Profile für das NEADW_{wWEB} benötigt. Sie werden mit Hilfe der METEOR 30/2 Daten in der Nähe des Mittelatlantischen Rückens definiert (+ in Abb. 7.2). Diese Konzentrationen müssen durch die Mischungs- und Transportzeitanalyse erklärt werden. Die NEADW_{wWEB} Profile sind zusammen mit einem Satz von NEADW_{eWEB} Profilen (1988) und einem Satz von NEADW_{IsB} Profilen (1991) in Abbildung 7.7 gezeigt.

Wie oben schon gesagt können die drei Unbekannten aus den drei Gleichungen bestimmt werden. Um einen besseren Überblick über die Sensibilität der Lösung zu bekommen, wird jedoch t_{eWEB} (die Transportzeit des NEADW_{eWEB}) nicht als Teil der Lösung bestimmt, sondern zwischen 0 und 23 Jahren variiert. Noch längere Transportzeiten sind von dem Lauf mit $t_{eWEB} = 23$ Jahre ununterscheidbar, da unterstellt wurde, dass die Tracerwerte 1971 alle Null waren.

Die Profile sind für den Bereich $41,34 < \sigma_3 < 41,52$ definiert worden; da sich für 1994 jedoch nur im Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,51$ eine signifikante Differenz zwischen den NEADW_{eWEB} und NEADW_{wWEB} findet, wird die weitere Analyse auf diesen σ_3 Bereich beschränkt.

Durch das Festhalten des Wertes von t_{eWEB} bilden die drei Tracergleichungen ein überbestimmtes Gleichungssystem, aus dem der Anteil (x_{IsB}) und die Transportzeit des NEADW_{IsB} (t_{IsB}) mit dem Verfahren der kleinsten Abweichungsquadrate für die jeweils gegebenen Werte von t_{eWEB} bestimmt werden. Als Nebenbedingung wird für die Lösung gefordert, dass keine negativen Anteile und keine Anteile über 100 % vorkommen dürfen. Die Lösung wird separat für jedes σ_3 Intervall der Breite 0,01 zwischen 41,37 und 41,51 ermittelt, indem die Summe der gewichteten quadratischen Abweichungen ($d \bullet d'$) minimiert wird. Die Abweichung ist dabei die Differenz zwischen dem gemessenen Tracerwert (Tr_{mess}) und demjenigen, der aus der Mischungs- und Transportzeitanalyse resultiert ($Tr(x_{IsB}, t_{IsB})$):

$$e = \sqrt{d \bullet d' / 3}$$

$$\text{wobei } d = \left[\begin{array}{c} (CFC - 11) \\ {}^3H91 \\ st.Tri \end{array} \right]_{mess} - \left[\begin{array}{c} (CFC - 11(x_{IsB}, t_{IsB})) \\ {}^3H91(x_{IsB}, t_{IsB}) \\ st.Tri(x_{IsB}, t_{IsB}) \end{array} \right] \bullet W \quad \text{Gl. 7.2}$$

$$\text{und mit } W = \begin{pmatrix} 1/\text{mittel}(\sigma_{CFC}) & 0 & 0 \\ 0 & 1/\text{mittel}(\sigma_{{}^3H91}) & 0 \\ 0 & 0 & 1/\text{mittel}(\sigma_{st.Tri}) \end{pmatrix}$$

Die Elemente der diagonalen Gewichtungsmatrix (W) sorgen für eine Normierung der Differenz der Tracer auf ihre zugehörige Unsicherheit. Als solche wird das Mittel der Varianzen der beteiligten Wassermassen für den jeweiligen Tracer im betrachteten σ_3 Niveau verwendet. Um eine einfach zu interpretierende Maßzahl (e) für die Qualität des Fits zu erhalten, wird die Summe der quadratischen Abweichungen ($d \bullet d'$) durch die Anzahl der beitragenden Abweichungen dividiert (also drei) und daraus die Wurzel gezogen. e stellt so die mittlere Abweichung der simulierten von den gemessenen Tracerwerten in Einheiten ihrer jeweiligen Fehler dar. Sind alle zugrunde liegenden Annahmen korrekt, ist der Wert von e maximal eins. Werte über eins weisen auf andere Beiträge zur Mischung, eine größere Varianz oder die Fehlerhaftigkeit einer anderen zugrundeliegenden Annahme hin. Leider ist ein Wert von e unter eins allein noch kein Beweis für die Richtigkeit der Annahmen.

7.3 Ergebnisse

Die Profile für den Anteil (x_{IsB}) und die Transportzeit (t_{IsB}) von NEADW_{IsB}, wie sie sich aus den Läufen mit $t_{eWEB} = 3, 6$ und 23 Jahre ergeben, sind in Abbildung 7.9 gezeigt. Beide Größen zeigen in dem berücksichtigten σ_3 Intervall keine starke Schwankung. Die Anteile sinken etwas mit zunehmender Tiefe, während die Alter etwas zunehmen. Zusammen mit einer Entfernung zwischen dem A1 und dem A2 Schnitt von ungefähr 650 km ergeben diese Transportzeiten effektive Ausbreitungsgeschwindigkeiten von etwa 0,8 cm/s. Eine gleichzeitige Erhöhung oder eine gleichzeitige Verringerung der Transportzeit und des Anteils verändert an den Tracerkonzentrationen nur relativ wenig, da die beiden Veränderungen einander entgegenwirken.

Der Quotient der beiden Ergebnisgrößen ($T = x_{IsB} / t_{IsB}$, Abb. 7.9c) ist von diesen Veränderungen sehr viel weniger betroffen. T hat eine geringere Streuung sowie eine kleinere Unsicherheit und ist von daher ein stabileres Ergebnis der Analyse als die Transportzeiten und Anteile selber. T ist ein Maß für den Transport von NEADW_{IsB} (Gl. 7.3) und damit die eigentlich interessante Ergebnisgröße dieser Analyse. T sinkt kontinuierlich mit zunehmenden σ_3 Werten und zeigt damit sinkende NEADW_{IsB} Flusssichten an. Das kontinuierliche Absinken von T endet bei $\sigma_3 = 41,48$. Ab $\sigma_3 = 41,48$ zeigen die Anteile und Transportzeiten starke Schwankungen, die nicht plausibel erscheinen. Bei den niedrigeren Absolutwerten der Tracer machen sich die Fehler deutlicher bemerkbar und führen so vermutlich zu diesen starken Schwankungen. Insbesondere die Bestimmung des tritiogenen ${}^3\text{Heliums}$ ist im Bereich kleiner Konzentrationen sehr unsicher. In der weiteren Analyse werden von daher nur noch die Ergebnisse für $41,37 < \sigma_3 < 41,47$ verwendet. Die Abweichungsgröße e hat in diesem Bereich Werte kleiner oder nahe bei eins (Maximum: 1,06).

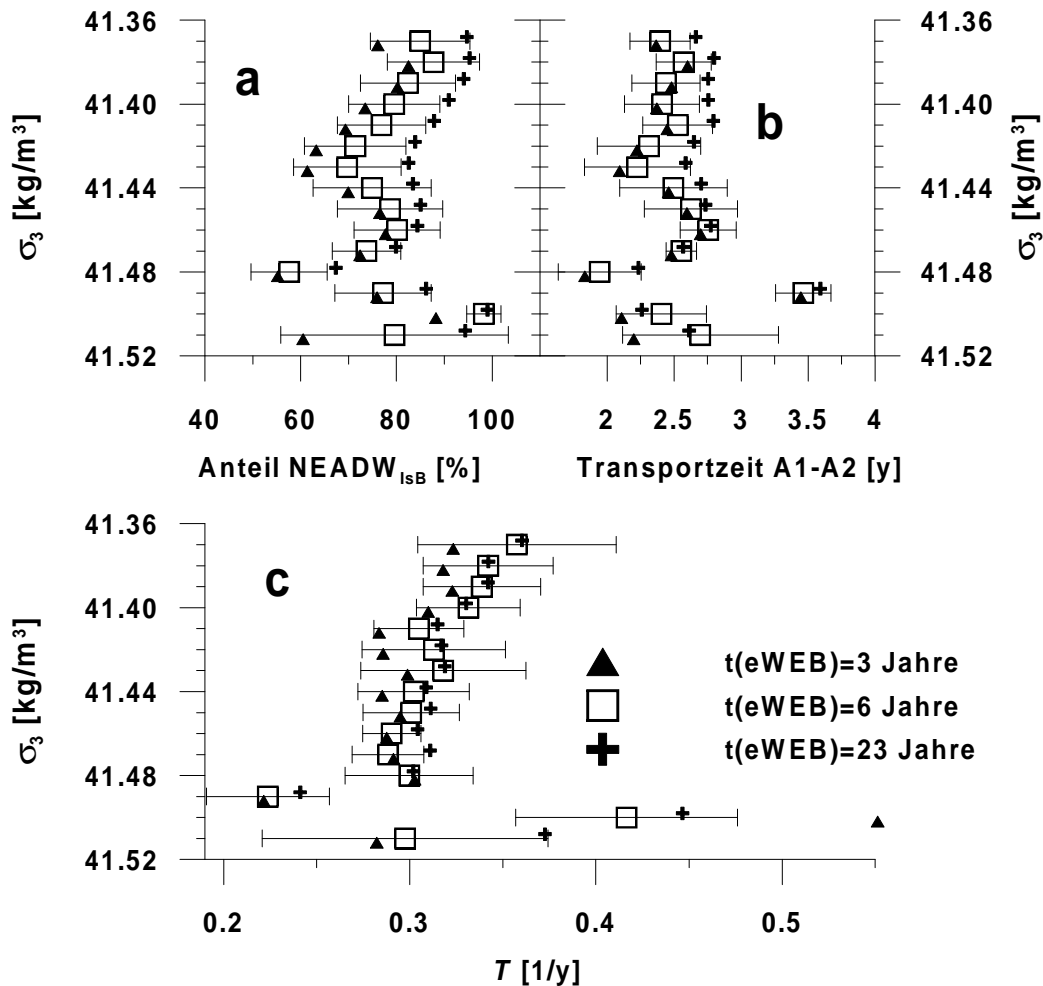


Abbildung 7.9: Ergebnisse der Mischungs- und Transportanalyse: In (a) sind die Anteile und in (b) die Transportzeiten des NEADW_{ISB} für die Werte $t_{eWEB}=3$ (▲), 6 (□) und 23 Jahre (+) gegen σ_3 aufgetragen. Der Quotient (T) aus Anteil und Transportzeit ist in (c) gezeigt. T stellt ein Maß für den Transport dar und ist ein stabileres Ergebnis der Analyse (s. Text). Die Fehlerbalken geben eine Standardabweichung (s. 7.3.2) an und gehören zu den Ergebnissen mit $t_{eWEB}=6$ Jahren.

Die Ergebnisse für Werte von $t_{eWEB} \geq 3$ Jahre sind sich untereinander sehr ähnlich. Bei kleineren Werten von t_{eWEB} sind die Werte von T im Bereich $\sigma_3 < 41,45$ wesentlich kleiner. Ein Wert von $t_{eWEB} = 3$ Jahren entspricht einer effektiven Ausbreitungsgeschwindigkeit des NEADW_{eWEB} von 1 cm/s unter der Annahme eines etwa 1000 km langen Rezirkulationsweges (das entspricht einem Halbkreis mit einem Radius von etwa vier Längengraden und drei Breitengraden). Bei einer Transportzeit von weniger als drei Jahren würde sich das NEADW_{eWEB} schneller ausbreiten als das NEADW_{ISB} und selbst im Tiefen Westlichen Randstrom sind Smethie et al. [2000] zufolge die effektiven Ausbreitungsgeschwindigkeiten nicht höher als 1-2 cm/s. Das NEADW_{eWEB} ist nicht Teil einer ähnlich starken Zirkulation und effektive Ausbreitungsgeschwindigkeiten von mehr als 1 cm/s werden von daher als unrealistisch erachtet; die Ergebnisse von Läufen mit $t_{eWEB} < 3$ Jahren werden im folgenden deshalb nicht mehr berücksichtigt. Der über den gesamten σ_3 Bereich gemittelte Wert von e erreicht sein Minimum bei $t_{eWEB} = 6$ Jahren (Tabelle 7.2). Die Minima in einzelnen σ_3 Schichten liegen zwischen 5 und 8 Jahren. Sie zeigen einen leichten, aber stark verrauschten Anstieg mit steigenden σ_3 Werten. Die Minima der Restabweichung e bei Werten von t_{eWEB} um die 6 Jahre sind ein weiterer Grund dafür, Transportzeiten für das NEADW_{eWEB} von mindestens drei Jahren anzunehmen.

t_{eWEB}	3 Jahre	6 Jahre	9 Jahre	13 Jahre	18 Jahre	23 Jahre
Transport [$10^6 \text{ m}^3/\text{s}$]	1,58±0,27	1,66±0,27	1,67±0,25	1,69±0,25	1,70±0,25	1,70±0,25
σ_T [$10^6 \text{ m}^3/\text{s}$]	0,17	0,16	0,11	0,10	0,10	0,10
Mittleres e	0,359	0,303	0,353	0,495	0,601	0,754

Tabelle 7.2: Ergebnisse für den Transport von NEADW_{ISB} in $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (erste Zeile) im Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ für unterschiedliche Werte von t_{eWEB} . Die angegebene Unsicherheit entspricht einer Standardabweichung, wobei Unsicherheiten in der Entfernung von A1 und A2 (7,7 %), der Bestimmung der Fläche (10,7 %) und des Transportparameters T (zweite Zeile) berücksichtigt sind (Berechnung s. 7.3.2). In der dritten Zeile ist das Mittel der Restabweichungsgröße über den gesamten verwendeten σ_3 Bereich wiedergegeben.

7.3.1 TIEFENWASSERTRANSPORT VOM ISLANDBECKEN INS WESTEUROPÄISCHE BECKEN

Die ermittelten Profile für die Transportzeit und die Anteile von NEADW_{ISB} im westlichen Westeuropäischen Becken sollen nun verwendet werden, um daraus einen effektiven südwardigen Tiefenwassertransport (T) vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken zu berechnen. Aus dem Quotienten der Distanz zwischen A1 und A2 (d) und der Transportzeit (t_{ISB}) ergibt sich die effektive Ausbreitungsgeschwindigkeit (v). Diese ist kleiner als die momentane Geschwindigkeit, wie sie zum Beispiel ADCPs messen, weil nur der Versatz während eines Zeitraums betrachtet wird und so alle Abweichungen vom direktesten Weg ignoriert werden [Jenkins, 1988]. Die Geschwindigkeit v muss dann noch mit der Fläche (A) multipliziert werden, die von den Messungen mit NEADW_{ISB} Anteilen ausgemacht wird. Die Distanz d und die Fläche A sind Eigenschaften der einzelnen Messungen. Deshalb werden jeder einzelnen Messung über ihren σ_3 Wert Werte für die Transportzeit (t_{ISB}) und den Anteil (x_{ISB}) bzw. ein Wert für deren Quotienten T zugewiesen. Der Transport $v \bullet A$ muss abschließend noch mit dem Anteil von NEADW_{ISB} multipliziert werden, da nur der Transport von NEADW_{ISB} über den Schnitt berechnet werden soll. Dieser macht aber am berechneten Transport $v \bullet A$ nur den durch x_{ISB} gegebenen Anteil aus. Der Transport von NEADW_{ISB} (T) ergibt sich dann aus der Summe über den Transport, der den einzelnen Messpunkten zugeordnet wurde:

$$\Gamma = \sum_i A_i \bullet v_i \bullet x_{IB,i} = \sum_i A_i \bullet d_i / t_{IB,i} \bullet x_{IB,i} = \sum_i A_i \bullet d_i \bullet T_i \quad \text{Gl. 7.3}$$

wobei i über alle Messungen läuft, die in den NEADW_{wWEB} Bereich fallen.

Es wird angenommen, dass die effektive Ausbreitung in Richtung Süden erfolgt, so dass als Distanz d die meridionale Entfernung zwischen der jeweiligen Messung auf A2 und dem A1 Schnitt bei der entsprechenden Länge für d verwendet wird. Als Fläche wird dementsprechend nur die Fläche senkrecht zur Ausbreitungsrichtung berücksichtigt; das heißt, dass die Fläche für einen Messpunkt berechnet wird, indem die Hälfte des zonalen Abstands zu den benachbarten Stationen mit der Hälfte der Tiefenabstände zu den darüber- und darunterliegenden Messungen multipliziert wird. Alle Messungen mit $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ auf Stationen mit erhöhten Tracerwerten (453-458) wurden in diese Berechnung mit einbezogen (Abb. 7.2a).

Die Ergebnisse für diesen Transport sind in Tabelle 7.2 wiedergegeben. Sie liegen zwischen 1,58 und $1,7 \bullet 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Die geringe Schwankungsbreite zeigt, dass die Ergebnisse für den Transport von der Wahl einer Transportzeit für das NEADW_{eWEB} (t_{eWEB}) fast unabhängig sind.

7.3.2 UNSICHERHEIT DES TRANSPORTES

In diesem Abschnitt wird die Unsicherheit des oben ermittelten Transportes diskutiert. Die Unsicherheit des Transportes, der für den Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ berechnet wurde setzt sich zusammen aus Unsicherheiten im Transportparameter T , in der Distanz zwischen A1 und A2, d , und Unsicherheiten bei der Bestimmung der Fläche A (Gl. 7.3). Die Unsicherheiten in T werden verursacht durch die Varianz der Tracer in den jeweiligen σ_3 Niveaus. Diese Varianz beinhaltet sowohl die Messfehler der jeweiligen Größe als auch die natürliche Variabilität. Aus den Varianzen der Tracer in den jeweiligen σ_3 Niveaus wird die Unsicherheit des mittleren Profils abgeleitet, woraus dann über eine 500-fache Neuberechnung der Transportzeiten und Anteile die Unsicherheit des Transportparameters T folgt.

Die mittleren Profile werden bestimmt, indem ein gewichtetes Mittel der Messungen in der Nähe des betrachteten σ_3 Wertes (ein Beispiel ist in Abb. 7.10 gezeigt) gebildet wird. Die Gewichtung wird festgelegt durch eine Gausskurve, deren Sigma zwischen 0,005 und 0,02 liegt. Die Standardabweichung für eine Einzelmessung (gestrichelte Linie in Abb. 7.10) wird festgelegt durch das gewichtete Mittel der Abweichungen der Messungen vom mittleren Profil. Dabei kommen die Abweichungen mit dem Gewicht zum Tragen, mit dem der zugehörige Messwert in die Berechnung des Profils bei diesem σ_3 Wert eingegangen ist. Die Standardabweichung des mittleren Profils (gepunktete Linie in Abb. 7.10) geht aus der Standardabweichung für eine Einzelmessung hervor, indem letztere durch die Wurzel der effektiv beitragenden Messungen minus eins geteilt wird.

Diese Prozedur wurde auf die dicht beprobten Bereiche aus den Jahren 1991 und 1994 angewendet. Für die Bestimmung der NEADW_{eWEB} Profile im Jahr 1988 (A16N, OCEANUS 202) und 1981 (TTO) muss anders vorgegangen werden. Für die CFC-11 Daten aus 1988 wird angenommen, dass die relative Unsicherheit einer Einzelmessung die gleiche ist wie diejenige, die 1994 ermittelt wurde. Dies passt gut zu den zugrundeliegenden Daten. Da jedoch nur wenige Daten zu dem mittleren Profil beitragen, wird davon ausgegangen, dass die Standardabweichung des mittleren Profils gleich der der Einzelmessungen ist. Es wird hier also nicht durch die Wurzel der Anzahl der beitragenden Messungen minus eins dividiert. Die relativen Unsicherheiten des mittleren Profils für 1988 sind des-

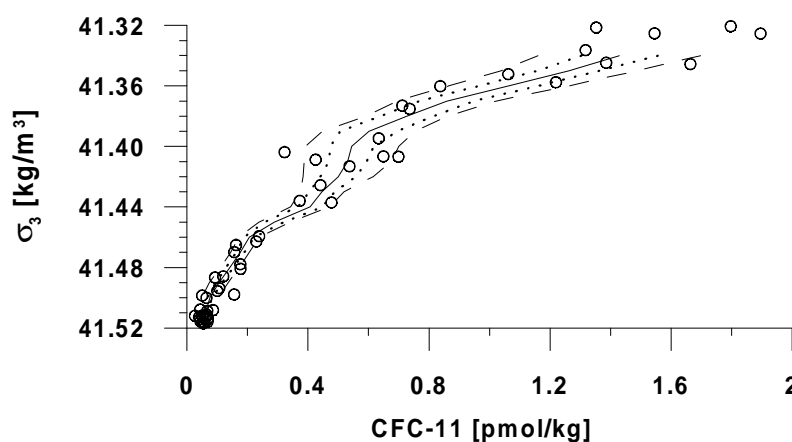


Abbildung 7.10: Abschätzung der Varianz der mittleren Profile: Mittleres CFC-11 Profil (durchgezogene Linie) und Messungen (o) für NEADW_{eWEB}, 1994. Der Abstand der gestrichelten Linien vom mittleren Profil entspricht der Standardabweichung einer Einzelmessung, die gepunktete Linie gibt die Standardabweichung für das mittlere Profil wieder.

halb in ungefähr doppelt so hoch wie für 1994. Die Tritium91 und stabiles Tritium Profile sind mit Hilfe einer linearen Regression aus dem CFC-11 Profil abgeleitet worden. Weil dieses Verfahren eine zusätzliche Unsicherheit mit sich bringt, wurden die relativen Unsicherheiten einer Einzelmessung aus 1994 verdoppelt, um eine Abschätzung für 1988 zu erhalten. Die relativen Unsicherheiten der mittleren Tritium91 und stabiles Tritium Profile in 1988 sind damit in etwa viermal so hoch wie die Werte von 1994. Für die mittleren Profile des Jahres 1981 wurden die vierfachen relativen Fehler für alle drei Tracer als Standardabweichungen der mittleren Profile verwendet. Die so abgeschätzten Unsicherheiten sind mit den jeweils vorhandenen spärlichen Daten in guter Übereinstimmung.

Die Berechnung des Transportparameters T wurde für jedes σ_3 Niveau und jeden Wert der Transportzeit des NEADW_{eWEB} (t_{eWEB}) 500 mal durchgeführt, wobei die Tracer unabhängig voneinander zufällig variiert wurden. Die Variation erfolgte so, dass die variierten Werte denselben Mittelwert und dieselbe Standardabweichung hatten wie sie für den zugehörigen Tracerwert bestimmt worden war. Auf diese Art und Weise wurde die Varianz der Tracerwerte in eine Unsicherheit von T propagiert (Fehlerbalken in Abb. 7.9). Die nur durch die Unsicherheit von T hervorgerufene Unsicherheit des Transportes ist in Zeile 2 von Tabelle 7.2 wiedergegeben. Sie beträgt nur 6 – 10 % der jeweiligen Transportwerte und ist damit in derselben Größenordnung wie die beiden anderen berücksichtigten Fehler (s. u.).

Die meridionale Distanz zwischen A1 und A2 (d) variiert in dem betrachteten Längenbereich zwischen 600 und 750 km. Um den Transport zu berechnen, der zu einer bestimmten Messung gehört, wird die Entfernung bei der jeweiligen Länge verwendet, obwohl nicht klar ist, von welchem Ort auf A1 das Wasser, das auf A2 zu sehen ist, wirklich gestartet ist. Die Unsicherheit von d wird von daher abgeschätzt durch die Standardabweichung der meridionalen Distanz zwischen A1 und A2 (645 ± 50 km oder eine relative Unsicherheit von 7,7 %). Da der effektive südwärtsige Transport des NEADW_{isB} berechnet wird, kommt es nicht darauf an, ob sich das Wasser auch in Ost-West-Richtung bewegt oder vor und zurück..

Die wesentliche Unsicherheit bei der Ermittlung der Fläche entsteht durch die Annahme, dass sich die Grenze des NEADW_{wWEB} Bereichs auf der Mitte zwischen dem letzten Profil innerhalb des NEADW_{wWEB} und dem ersten außerhalb befindet. Lagen die Grenzen direkt bei den ersten Profilen außerhalb des NEADW_{wWEB}, würde sich die Fläche um 10,7 % vergrößern, lägen die Grenzen direkt bei den letzten Profilen im NEADW_{wWEB} Bereich, würde sie sich um denselben Betrag verringern. Der Unsicherheit der Fläche wird von daher ein Wert von 10,7 % zugewiesen. Kleinere Beiträge zur Unsicherheit der Fläche entstehen durch die Zuordnung der Fläche zu den jeweiligen Messungen. Hier ist wiederum die Annahme, dass die einem Messpunkt zuzuordnende Fläche jeweils auf der Hälfte zwischen den Stationen und den darunter- oder darüberliegenden Messungen liegt, nicht sicher. Da sich der Transportparameter T jedoch nur relativ wenig ändert, ist eine Verschiebung in der Flächenzuordnung zwischen einzelnen Messpunkten unerheblich. Die Gesamtunsicherheit des Transportes folgt aus den oben ermittelten drei einzelnen Unsicherheiten (T , d , A) mit Hilfe des Fehlerfortpflanzungsgesetzes. Die so ermittelte Unsicherheit ist als Standardabweichung des Transportes in der ersten Zeile von Tabelle 7.2 angegeben.

Eine weitere Unsicherheit entsteht durch die Annahme, dass sich die Tracerwerte im NEADW_{isB} und NEADW_{eWEB} zwischen den Zeitpunkten, die durch Messungen festgelegt sind, linear verändern. Dies ist zwar die beste Annahme, solange keine weiteren Informationen vorliegen, aber sie muss

trotzdem nicht wahr sein. Der Bereich der größten Unsicherheit befindet sich jeweils in der Mitte zwischen den festgelegten Punkten, während die Randbereiche davon nur schwach betroffen sind. Da für das $NEADW_{ISB}$ eine Transportzeit von $2\frac{1}{2}$ Jahren ermittelt wurde, liegen die verwendeten Tracerwerte sehr nah bei denen von 1991 und damit in einem Bereich, wo durch diese Annahme kein großer Fehler zu erwarten ist. Im Fall des $NEADW_{eWEB}$ ist schon allein deshalb kein großer Fehler zu erwarten, da es nur einen sehr geringen Teil der Tracer beiträgt. Zum einen hat es geringere Tracerwerte als das $NEADW_{ISB}$ und zum andern liegt der Anteil nie über 25 %. Fehlerhafte Schätzungen der niedrigen Tracerwerte haben deshalb nur einen geringen Effekt auf die Ergebnisse. Dies gilt gleichermaßen für die Annahme eines linearen Trends zwischen den Messungen wie auch für mögliche Fehler bei der Bestimmung der mittleren Profile mit Hilfe entfernter Datenpunkte, durch lineare Regressionen oder Extrapolation. Diese Tatsache wird unterstrichen durch die geringen Unterschiede im ermittelten Transport für verschiedene Transportzeiten des $NEADW_{eWEB}$ (Tabelle 7.2 und Abb. 7.9) und damit auch für verschiedene, aber immer geringe Tracerkonzentrationen.

Als abschließendes Ergebnis werden alle Transporte für die verschiedenen Werte von t_{eWEB} mit ihren jeweiligen Unsicherheiten zusammengefasst, so dass sich ein Transport von $(1,63 \pm 0,32) \cdot 10^6$ m³/s für den Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ ergibt.

7.4 Extrapolation der Ergebnisse auf den klassischen Tiefenwasserbereich

Die Berechnung des Transportes musste auf den Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ eingeschränkt werden, weil die Ergebnisse der Analyse für größere σ_3 Werte instabil wurden. Trotzdem wird wahrscheinlich auch im Bereich größerer σ_3 Werte ein Transport von Tiefenwasser vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken stattfinden. Auch wenn die Ergebnisse der Mischungs- und Transportzeitanalyse instabil waren, so ist doch im Bereich $41,475 < \sigma_3 < 41,50$ noch eindeutig eine Differenz in den Tracern zu erkennen. Um die hier gewonnenen Ergebnisse mit anderen Studien, in denen zumeist alles Wasser mit $\sigma_\theta > 27,8$ (das entspricht $\sigma_3 > 41,35$) als Tiefenwasser angesehen wird, vergleichen zu können, wird der Transport in den fehlenden Bereichen abgeschätzt. Die Annahme, dass es auch bei größeren σ_3 Werten noch einen Transport vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken gibt, wird unterstützt durch direkte Strommessungen mit IADCPs (s. 5.5.3) oder Transporte, die an Schiffs-ADCPs angepasst wurden ([Bersch, 1995], s. 5.5.1). Diese zeigen regelmäßig Geschwindigkeiten und damit Transporte, die über die gesamte Wassersäule in die gleiche Richtung weisen.

Um eine Vorstellung von der Spannbreite für diesen Transport zu erhalten wird der Transport für die σ_3 Bereiche, in denen er nicht berechnet werden konnte, auf verschiedene Arten abgeschätzt. Im ersten Fall wird davon ausgegangen, dass das mittlere T aus dem berechneten Bereich für alle Messungen mit $\sigma_3 > 41,35$ gilt (Abb. 7.11a). Auch wenn der Verlauf von T diesen Wert für die tieferen Bereiche nicht nahelegt, könnte es dennoch im Falle einer Strömung, die sich zum Boden hin verstärkt, eine Unterschätzung des realen Transportes darstellen. Analog zum oben beschriebenen Verfahren wird aus den Werten von T mit den Abständen und Flächen zusammen ein Transport berechnet der über den gesamten Bereich aufsummiert wird. Dies ergibt $3,5 \cdot 10^6$ m³/s für alle Messungen mit $\sigma_3 > 41,35$. Im zweiten Fall wird die lineare Abnahme von T mit zunehmender Dichte (Abb. 7.9c) über den gesamten Bereich mit $\sigma_3 > 41,35$ extrapoliert (Abb. 7.11b). So ergibt sich ein Transport von $3,2 \cdot 10^6$ m³/s. Im dritten Fall wird davon ausgegangen, dass dort, wo keine Tracerdifferenz mehr zu

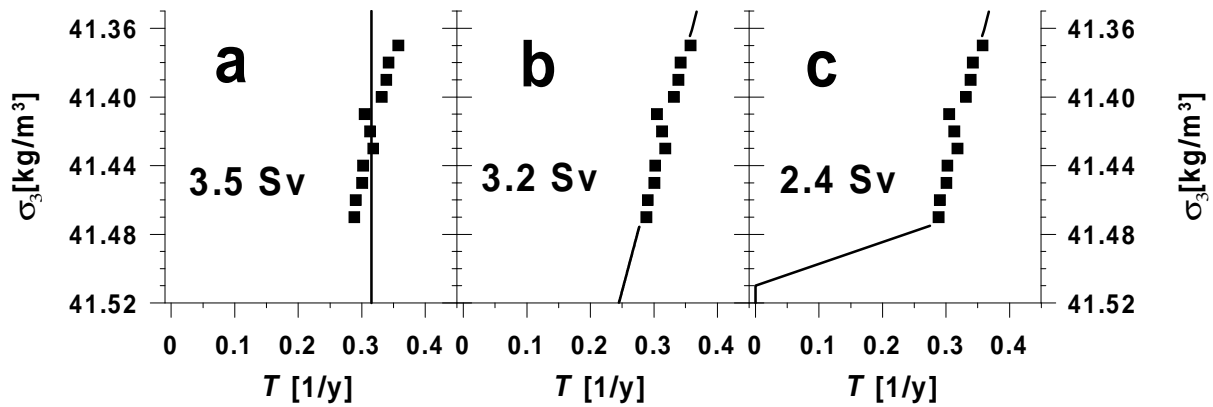


Abbildung 7.11: Tiefenwassertransport vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken unterhalb von $\sigma_0 = 27,8$ für verschiedene Arten, den berechneten Transport zu extrapolieren. In (a) wurde der mittlere Transport auf den gesamten Bereich extrapoliert, in (b) wurde der lineare Trend von T fortgesetzt und in (c) wurde angenommen, dass bei $\sigma_3 = 41,51$ kein Transport vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken mehr stattfindet.

finden ist ($\sigma_3 = 41,51$), auch kein Einstrom von Wasser aus dem Islandbecken mehr zu finden ist. Für diesen Fall wurde angenommen, dass der Anteil von $NEADW_{ISB}$ bei $\sigma_3 = 41,51$ den Wert Null hat und von dort linear zum ersten ermittelten Wert bei $\sigma_3 = 41,47$ ansteigt. T wurde für diesen Fall mit dem mittleren Alter von $2 \frac{1}{2}$ Jahren berechnet (Abb. 7.11c). In diesem Fall ergibt sich ein Transport von $2,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ unterhalb von $\sigma_3 = 41,35$.

Eine weitere Abschätzung ergibt sich, wenn auch die Ergebnisse der Mischungs- und Transportzeitanalyse zur Berechnung des Transportes herangezogen werden, die als zu unsicher verworfen worden waren (Abb. 7.9). Dies führt ebenfalls zu einem Transport von $3,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Für diejenigen Messungen, die im $NEADW_{wWEB}$ Bereich liegen, aber nicht zum Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ gehören, kann die Unsicherheit im Transport nicht wie oben formal berechnet werden. Die Unsicherheit in diesem Bereich wird im Wesentlichen durch die Unsicherheit der zugrundegelegten Annahmen bestimmt und nicht durch die Varianz von verwendeten Messungen oder Unsicherheiten bei den benötigten Parametern. Ein Fehler von ca. 20 %, wie er für $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ ermittelt wurde, ist bei jeder errechneten Zahl für den gesamten Bereich $\sigma_0 > 27,8$ auf jeden Fall zu berücksichtigen. Darüberhinaus kann nur der Bereich zwischen $2,4$ und $3,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ als Spannbreite angegeben werden, der aus der Verwendung verschiedener Annahmen für die Extrapolation von T über $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ hinaus folgt.

7.5 Einbeziehung von Sauerstoff und Silikat in die Mischungs- und Transportanalyse

Wie im ersten Teil der Arbeit gezeigt wurde unterscheiden sich $NEADW_{ISB}$ und $NEADW_{eWEB}$ deutlich in ihren Sauerstoff- und Silikatwerten. Diese Parameter sind also geeignet um in die Mischungs- und Transportanalyse mit einbezogen zu werden. Dazu müssen zunächst wieder mittlere Profile für Silikat und Sauerstoff für alle drei Wassermassen definiert werden. Im Falle einer „steady state“ Situation sind Sauerstoff und Silikat zeitunabhängige Größen. Die zusätzlichen Gleichungen im Gleichungssystem lauten dann:

$$\begin{aligned} Si_{wWEB} &= x_{IsB} \cdot Si_{IsB} + (1 - x_{IB}) Si_{eWEB} \\ O_{2wWEB} &= x_{IsB} \cdot O_{2IsB} + (1 - x_{IB}) O_{2eWEB} \end{aligned} \quad \text{Gl. 7.4}$$

Bei Betrachtung der Silikat- und Sauerstoffwerte in den beteiligten Wassermassen stellt sich jedoch heraus, dass sich diese zum Teil zwischen den Jahren verändern (Abb. 7.12). Die Sauerstoffwerte im LSW-Bereich ($\sigma_3 \approx 41,3$) nehmen in allen drei Wassermassen über die Jahre hin zu (Abb. 7.12 (a), (c) und (e)). Dies ist auf das Vordringen des LSW zurückzuführen, das in den Jahren 1988 bis 1994 mit höheren Sauerstoffkonzentrationen gebildet wurde als in den Jahren zuvor. Die LSW bedingten Unterschiede pflanzen sich in vielen Fällen bis in den Bereich des Salzmaximums bei $\sigma_3 = 41,45$ fort. Die Silikatwerte (Abb. 7.12 (b), (d) und (e)) im EBBW Bereich ($\sigma_3 \approx 41,5$) und im LSW-Bereich stimmen innerhalb der jeweiligen Wassermassen für alle Jahre weitgehend überein. Systematische Differenzen finden sich wenn dann im Bereich $41,4 < \sigma_3 < 41,5$, also dort, wo sich ein ISOW-Einfluss bemerkbar macht. Die größten systematischen Unterschiede in den Silikatwerten zwischen den Jahren sind beim NEADW_{IsB} (Abb. 7.12b) zu erkennen, beim NEADW_{eWEB} (Abb. 7.12d) und NEADW_{wWEB} (Abb. 7.12e) sind sie schwächer ausgeprägt.

Zunächst wird diese Veränderung als eine Schwankung um ein langfristiges Mittel interpretiert, danach werden die Sauerstoff- und Silikatwerte ebenfalls als transient angesehen. Verglichen werden die Ergebnisse mit einem Referenzfall. Für diesen wurde der Transport bzw. T ohne eine Variation der Tracer (also nur einmal) berechnet (\square in Abb. 7.13) und nur noch für $t_{eWEB} = 6$ Jahre, also den Wert der in der vorherigen Analyse den geringsten Restfehler aufwies. Die Lösung für diesen Referenzfall unterscheidet sich vom Mittel der 500 Lösungen mit gleichem Wert für t_{eWEB} nur geringfügig: Während das Mittel der variierten Berechnungen einen Transport von $1,66 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ergab, ergeben sich bei der Berechnung des Transportes mit den mittleren Werten nur $1,60 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Bei der Lösung des Gleichungssystems mit den zusätzlichen Gleichungen für Sauerstoff und Silikat wird ebenfalls keine Variation der Parameter durchgeführt, sondern nur einmal die Lösung des Gleichungssystems für die gegebenen Parameterwerte gesucht. Die Gewichtung für die Sauerstoff- und Silikatabweichungen erfolgt auf die gleiche Art und Weise wie für die Tracer. Je nach σ_3 Niveau und Parameter liegen die zur Gewichtung verwendeten Verhältnisse von mittlerer Varianz der beteiligten Wassermassen und dem von den Parametern überdeckten Wertebereich zwischen 10 und 40. Sauerstoff und Silikat gehen dabei in den meisten Fällen mit mindestens so hohen Gewichten in die Lösung ein wie die Tracer.

Als erstes wird für das mittlere Profil von Sauerstoff und Silikat das Mittel über alle Jahre verwendet. Die Ergebnisse für diesen Lauf unterscheiden sich nur unwesentlich von den oben beschriebenen Ergebnissen. Die Profile des Anteils von NEADW_{IsB} (x_{IsB}), der Transportzeit für das NEADW_{IsB} (t_{IsB}) und des Transportparameters T sind in Abb. 7.13 dargestellt (\blacktriangle). Gegenüber dem Referenzfall finden sich in den meisten σ_3 Niveaus etwas kürzere Transportzeiten (Abb. 7.13a) und auch etwas geringere Anteile von NEADW_{IsB} (Abb. 7.13b). Auf den Transportparameter T bezogen (Abb. 7.13c) rufen diese gleichzeitigen Veränderungen quasi überhaupt keine Abweichungen vom Referenzfall hervor. Werden die Ergebnisse für T in derselben Art wie oben beschrieben auf die Messungen projiziert, ergibt sich in diesem Fall ein Transport von $1,62 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

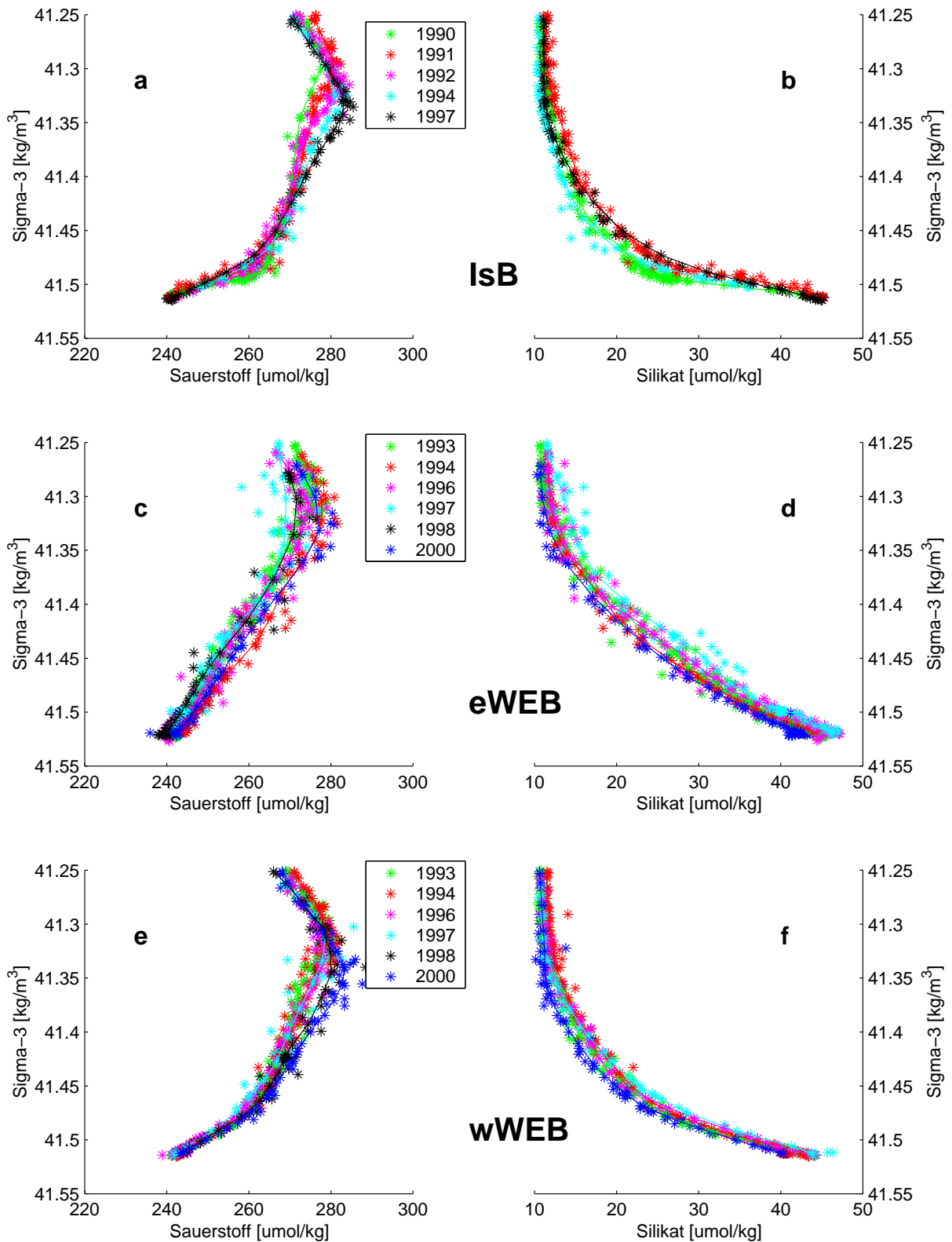


Abbildung 7.12: Varianz der Sauerstoff- und Silikatwerte in den 1990er Jahren für die drei untersuchten Wassermassen. Im Sauerstoff zeigt sich deutlich der Einfluss der LSW-Kaskade (zunehmende Konzentrationen mit den Jahren). Systematische Unterschiede im Silikat sind eigentlich nur für das Wasser im Islandbecken zu erkennen.

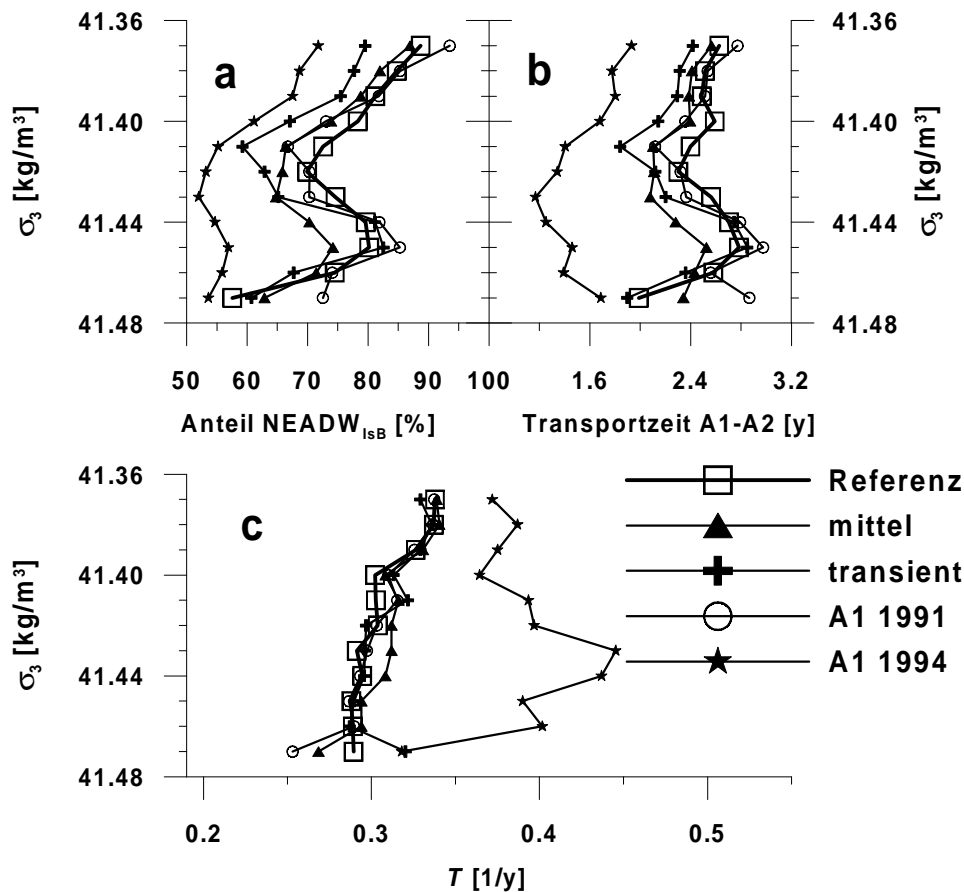


Abbildung 7.13: Ergebnisse der Mischungs- und Transportanalyse für den Anteil (a) und die Transportzeit (b) von NEADW_{ISB} unter Einbeziehung von Sauerstoff und Silikat. Die Transportzeit vom östlichen Westeuropäischen Becken ins westliche Westeuropäische Becken (t_{eWEB}) wurde auf 6 Jahre gesetzt. Der Verlauf des Transportparameters T in Abhängigkeit von σ_3 ändert sich durch die Berücksichtigung von Sauerstoff und Silikat so gut wie überhaupt nicht, außer wenn die Sauerstoff- und Silikatwerte von 1994 für das NEADW_{ISB} verwendet werden.

Da sich die Sauerstoff- und Silikatwerte insbesondere für das NEADW_{ISB} von Jahr zu Jahr systematisch ändern, wurde als zweite Variante ein Fall berechnet, in dem sie wie transiente Parameter behandelt werden; das heißt, dass auch für die Sauerstoff- und Silikatwerte des NEADW_{ISB} davon ausgegangen wird, dass sie sich linear über die drei Jahre zwischen 1991 und 1994 vom 1991er Wert auf den 1994er Wert verändern. Für die Sauerstoff- und Silikatwerte im NEADW_{wWEB} werden dann auch die mittleren Profile von 1994 zugrundegelegt. Für das NEADW_{eWEB} werden die über die gesamte Zeit gemittelten Profile verwendet, da die systematischen Variationen von Silikat und Sauerstoff im NEADW_{eWEB} relativ gering sind. Ähnlich wie im vorherigen Fall ergeben sich etwas niedrigere Anteile und etwas kürzere Transportzeiten für das NEADW_{ISB} (+), die sich aber in ihren Effekten auf T gegenseitig aufheben. Der resultierende Transport ist für diesen Fall $1,63 \cdot 10^6$ m³/s.

Um sich Klarheit über den Bereich zu verschaffen, in dem die Transporte auf Grund unterschiedlicher Silikat- und Sauerstoffwerte variieren können, werden als letztes noch zwei Berechnungen vorgenommen, wo für das NEADW_{ISB} einmal besonders hohe Silikatwerte verwendet werden (1991, s. Abb. 7.12b) und einmal besonders niedrige (1994). Für das NEADW_{wWEB} und das NEADW_{eWEB} werden in diesem Fall wieder die über alle Jahre gemittelten Profile verwendet. Während bei der Verwendung der 1991er Profile (o, in Abb. 7.13) die Ergebnisse erneut kaum von den bisherigen Berechnungen zu unterscheiden sind (Transport: $1,58 \cdot 10^6$ m³/s), ergeben sich mit den 1994er Profilen

(★) deutlich andere Ergebnisse. Die mittlere Transportzeit sinkt von etwa 2 ½ Jahren auf gut 1 ½ und der Anteil sinkt von ca. 75 % auf ungefähr 60 %. Obwohl die beiden Effekte wie in den vorherigen Fällen in entgegengesetzter Richtung auf T wirken, heben sie sich in diesem Fall nicht auf, sondern führen zu deutlich größeren Werten von T und damit auch zu einem deutlich höheren Transport von $2,04 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Die Restabweichung, die als Maß definiert wurde, ob die Ergebnisse mit den Voraussetzungen und Annahmen vereinbar sind, bleibt in fast allen Fällen auch bei der Hinzunahme von Sauerstoff und Silikat unter eins. Lediglich der letzte Fall hat in mehr als einem σ_3 Niveau einen Wert, der deutlich über eins liegt. Im Bereich $41,43 < \sigma_3 < 41,46$ steigt die Restabweichung von 1,26 auf 1,90. Dies ist ein Hinweis darauf, dass die in diesem Fall ermittelten Transporte weniger glaubhaft sind als die Ergebnisse der anderen Fälle.

Das Miteinbeziehen von Silikat und Sauerstoff unterstützt also die gefundenen Ergebnisse in dem Bereich, in dem die Mischungs- und Transportanalyse erfolgreich durchgeführt werden konnte. Für die Extrapolation auf den Bereich des klassischen Tiefenwassers ($\sigma_\theta > 27,8$) waren auch die Ergebnisse mit Silikat und Sauerstoff nicht viel stabiler. Von daher bleibt das gewählte Verfahren zur Bestimmung der Transporte in diesem Bereich (Extrapolation unter verschiedenen Annahmen) das bestmögliche. Die Ergebnisse bleiben unverändert, da sie auf den Ergebnissen für den Transportparameter T im Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$ basierten, die sich nur weit unterhalb der Fehlergrenze durch die Hinzunahme von Silikat und Sauerstoff geändert haben.

7.6 Fazit

In diesem Kapitel wurden verschiedene Werte für den Transport von Tiefenwasser aus dem Islandbecken ins westliche Westeuropäische Becken ermittelt, wobei die Transportzeit für das Wasser aus dem östlichen ins westliche Westeuropäische Becken (t_{eWEB}) zwischen 0 und 23 Jahren variiert wurde. Da jedoch $t_{eWEB} < 3$ Jahre eine effektive Transportgeschwindigkeit für das NEADW_{eWEB} von mehr als 1 cm/s impliziert, die die des NEADW_{ISB} überschreitet, wurden die mit diesen Werten ermittelten Ergebnisse nicht berücksichtigt. Das Optimum der Lösung wird bei einem Wert von $t_{eWEB} = 6$ Jahren erreicht, aber alle anderen Lösungen sind dieser Lösung sehr ähnlich. Für die optimale Lösung wurde untersucht, wie sich die Hinzunahme von Sauerstoff und Silikat bei der Mischungs- und Transportanalyse auswirkt. Trotz verschiedenster Arten dies zu tun ergaben sich in drei von vier Fällen nur minimale Unterschiede. Die Analyse unter Berücksichtigung von Silikat und Sauerstoff stützt die Ergebnisse aus der Traceranalyse also in hohem Maße. Mit diesen Parametern entsteht nämlich ein stark überbestimmtes Gleichungssystem (fünf Gleichungen (CFC-11, ³Helium, Tritium, Silikat, Sauerstoff) für zwei Unbekannte (t_{ISB}, x_{ISB})).

Die hohen Anteile von NEADW_{ISB} deuten an, dass die direkte Rezirkulation von NEADW_{eWEB} vom östlichen ins westliche Westeuropäische Becken nur schwach ausgeprägt ist. Die Ergebnisse legen die Vermutung nahe, dass das NEADW_{eWEB} sich weiter nach Norden ausbreitet und dort mit dem ISOW und seinen Beimischungen vermischt wird. Aus diesen Vermischungsprozessen geht dann das NEADW_{ISB} hervor. Ein Teil davon wird entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden transportiert. Die hier durchgeführte Mischungs- und Transportanalyse ergibt einen mittleren Transport von NEADW_{ISB} im Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$, der sich auf $(1,63 \pm 0,32) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ beläuft, wenn mensch

alle Ergebnisse und ihre Unsicherheiten für verschiedene Transportzeiten t_{eWEB} berücksichtigt, die in Tabelle 7.2 wiedergegeben sind.

Die eben beschriebenen Ergebnisse wurden für einen Dichtebereich gewonnen, der deutlich kleiner ist als das, was sonst als Tiefenwasser ($\sigma_\theta > 27,8$) definiert wird. Von daher wurden die Ergebnisse mit verschiedenen Methoden auf diesen Bereich extrapoliert. Dies führt im Minimum zu einem Transport von $2,4 \cdot 10^6$ m³/s und im Maximum zu einem Transport von $3,5 \cdot 10^6$ m³/s.

Nachdem im vorherigen Kapitel anhand der Anomalieprofile schon klar gezeigt werden konnte, dass es einen Transport von ISOW-beeinflusstem Wasser vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken geben muss, ist in diesem Kapitel die Größenordnung des Tiefenwassertransportes, der an der Gibbs-Bruchzone vorbei in das Westeuropäische Becken strömt, ermittelt worden. Beim Transport durch die Gibbs-Bruchzone ergibt sich ein Widerspruch zwischen den Strömungsmessungen von Saunders in der Gibbs-Bruchzone ($2,4 \cdot 10^6$ m³/s Richtung Westen, [Saunders, 1994]) und den Transporten, die für den Tiefen Nördlichen Randstrom (DNBC) angegeben werden, der angeblich durch die Gibbs-Bruchzone fließt ($6,6 \cdot 10^6$ m³/s + warme Beimischung [McCartney, 1992], $7 \cdot 10^6$ m³/s [Schmitz und McCartney, 1993], $9 \cdot 10^6$ m³/s [Bersch, 1995]). Der hier ermittelte Transport beträgt $(1,63 \pm 0,32) \cdot 10^6$ m³/s für den Bereich $41,37 < \sigma_3 < 41,475$. Wird der Transport auf den gesamten Bereich mit $\sigma_\theta > 27,8$ erweitert, so ergeben sich je nach Extrapolationsmethode $2,4$ - $3,5 \cdot 10^6$ m³/s. Der Strompfad entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden ist also für den Export von Tiefenwasser aus dem Islandbecken in ungefähr so wichtig wie der Export durch die Gibbs-Bruchzone und ist geeignet, den Widerspruch bezüglich des Transportes durch die Gibbs-Bruchzone zu einem guten Teil aufzulösen.

8 Ergebnisse und Ausblick

Die vorgelegte Arbeit befasst sich mit der Ausbreitung von Island-Schottland-Überstromwasser (ISOW) im östlichen Nordatlantik. Im ersten Teil (Kapitel 5 und 6) werden Zirkulationsmuster für den Tiefenwasserbereich mit Hilfe der Anomalien von Salzgehalt, Sauerstoff und Silikat abgeleitet. Als Vergleichsprofil wird dabei ein mittleres Profil vom A1 Schnitt aus dem Bereich vor dem Rockall-Graben gewählt. Dieses enthält höchstens einen minimalen Einfluss von frischem ISOW. Alle anderen Profile werden aufgrund ihrer Anomalien in Gruppen eingeteilt, die sich durch einen unterschiedlich starken Einfluss von ISOW bzw. Mittelmeer-Wasser (MW) voneinander unterscheiden.

Erwartungsgemäß zeichnet sich der ISOW-Kern gegenüber diesem Profil durch positive Anomalien in Salzgehalt und Sauerstoff aus, sowie durch negative Silikatanomalien. Außerhalb des Kerns hat das Tiefenwasser im Islandbecken zwischen dem Labradorsee-Wasser (LSW) und dem Bodenwasser des östlichen Nordatlantik (EBBW) deutliche positive Sauerstoff- und negative Silikatanomalien. Die Salzgehaltanomalien sind verschwindend gering, was auf einen erhöhten Anteil von LSW in diesem Wasser hinweist, da nur LSW die Salzgehaltanomalie kompensieren kann ohne die Sauerstoff- und Silikatanomalien stark zu ändern. Die gerade beschriebenen Anomalien sind im gesamten Islandbecken außerhalb des Kerns in fast identischer Ausprägung zu finden. Eine solche gleichmäßige Verteilung des ISOW-Einflusses lässt sich nur über eine erhebliche horizontale Vermischung im Islandbecken erklären, die für einen starken Austausch zwischen dem Wasser außerhalb des Kerns auf der Westseite des Beckens und demjenigen auf der Ostseite sorgt.

Da sich die Anomalien im Bereich vor dem Rockall-Hatton-Plateau auch nicht stark von denen im Islandbecken unterscheiden, gibt es offensichtlich einen ziemlich direkten Strompfad vom südlichen Islandbecken in diesen Bereich. Dieses Wasser fließt dann im Wesentlichen topographisch geführt nach Südwesten. Es muss jedoch ins Islandbecken zurückströmen, da sonst der notwendige Einstrom von Wasser mit hohen Silikatwerten ins Islandbecken nicht mehr möglich wäre.

Im zentralen Westeuropäischen Becken finden sich am Osthang des Mittelatlantischen Rückens deutliche positive Sauerstoff- und negative Silikatanomalien, also Wasser mit der gleichen Charakteristik, wie sie im Islandbecken außerhalb des Kerns beobachtet wurde. Es existiert also offensichtlich eine Art westlicher Randstrom, der dieses Wasser entlang des Mittelatlantischen Rückens nach Süden befördert. Darüberhinaus ist die Ausdehnung der oben beschriebenen Rezirkulation von ISOW-beeinflusstem Wasser bis zum A2 Schnitt bei 48° N zu beobachten. Auch im südlichen Westeuropäischen Becken ist das Signal nahe beim Mittelatlantischen Rücken noch in den Sauerstoff- und Silikatanomalien zu sehen. Im nordwestlichen Iberischen Becken gelingt der Nachweis dann nur noch mit Hilfe von CFC-11.

Da sich außer im ISOW-Kern selber kaum ISOW-bedingte positive Salzgehaltanomalien finden, muss dieses Wasser den östlichen Nordatlantik im Wesentlichen verlassen. Der Kern folgt also offensichtlich der altbekannten Route durch die Gibbs-Bruchzone in den westlichen Nordatlantik.

Darüberhinaus wird anhand der Anomalien deutlich, dass das Salzmaximum des Nordostatlantischen Tiefenwassers (NEADW) stark von MW beeinflusst ist. Dies folgt aus den nicht vorhandenen Salzgehaltanomalien, dort wo der ISOW-Einfluss am stärksten ist und den sehr wohl vorhandenen Salzgehaltanomalien im östlichen Teil des Westeuropäischen Beckens. Diese Anomalien können nur

durch das MW erzeugt worden sein, was unterstützt wird durch die Zurückverfolgung der Anomalie bis fast zur Quelle mit Hilfe eines Schnittes nahe dem Einstrom des MW in den Nordatlantik.

An oder in der Nähe der Stelle, wo der Übergang vom ISOW-beeinflusstem Wasser zum ISOW-freien Wasser liegt, ist im Islandbecken auch ein Übergang im LSW-Bereich in der Stärke der Anomalien zu beobachten. Dies deutet auf eine starke Kopplung zwischen den beiden Tiefenbereichen hin. In der Umgebung dieses Übergangs befindet sich im Oberflächenbereich die Süd-Subarktische Front. Die Koppelung der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses an diese Front ist nicht so deutlich, aber doch wahrscheinlich. Insgesamt legen diese Zusammenhänge nahe, dass es im Islandbecken und im nördlichen Westeuropäischen Becken starke barotrope Geschwindigkeitsanteile gibt, was aus anderen Daten noch deutlicher hervorgeht.

Neben der Ableitung eines Zirkulationsschemas stellt die Untersuchung der Variabilität den zweiten Schwerpunkt des ersten Teils dar. Zu diesem Zweck wird die Ausdehnung der Profilgruppen in den verschiedenen Jahren miteinander verglichen. Dabei stellt sich heraus, dass die östliche Grenze des ISOW-Einflusses die Größe mit der höchsten Variabilität ist. Diese Grenze spiegelt die Ausdehnung der Rezirkulationszelle im Bereich südlich des Rockall-Hatton-Plateaus wider. Eine starke Kopplung (Korrelationskoeffizient: $-0,93$, d. h. mehr als 95 % statistische Signifikanz) scheint es zwischen dem Index der Nordatlantischen Oszillation (NAOI) und der Verschiebung der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses auf dem A1 Schnitt zu geben. Die genannte Grenze folgt dem NAOI ohne zeitlichen Versatz, so dass der Kopplungsmechanismus sehr direkt sein muss. Da der NAOI primär nur auf Oberflächenphänomene in diesem Gebiet wirken kann (Lage und Geschwindigkeit des Nordatlantik-Stroms) ist dies ein weiterer Hinweis auf die Kopplung von Oberfläche und Tiefenwasserbereich.

Im Westeuropäischen Becken ist die Variabilität der östlichen Grenze des ISOW-Einflusses nicht so leicht zu verstehen. Da das Wasser aus der antizyklonalen Rezirkulationszelle die Lage dieser Grenze bestimmt, könnte die weiter nördlich verursachte Veränderung bis ins zentrale Westeuropäische Becken advehiert werden. Eine starke Korrelation mit dem NAOI (Korrelationskoeffizient: $-0,92$, d. h. mehr als 95 % statistische Signifikanz) findet sich unter der Annahme eines zeitlichen Versatzes um drei bis vier Jahre und bei Verwendung von geglätteten Versionen des NAOI. Eine solch lange Verzögerung würde effektive Ausbreitungsgeschwindigkeiten in der Größenordnung von $0,5$ cm/s bedeuten, was in Anbetracht der hohen Geschwindigkeiten, die weiter nördlich beobachtet wurden, sehr gering erscheint. Allerdings fehlt auf dem Weg nach Süden die antreibende Kraft des Nordatlantik-Stroms, so dass eine langsamere Ausbreitung des Signals in diesem Teil des Untersuchungsgebietes und eine um drei bis vier Jahre verzögerte Reaktion auch im Rahmen der Möglichkeiten liegt.

Die vorgenommene Untersuchung ist insbesondere im Islandbecken auf die Anzahl von Schnitten begrenzt, die zur Erstellung des Zirkulationsschemas von Nöten sind. Eine sinnvolle Erweiterung der hier vorgenommenen Analyse wäre die Betrachtung der Anomalien auf Isopyknen für synoptische Datensätze. Dafür würden die Jahre 1991 und 1997 in Frage kommen, in denen jeweils eine große Anzahl von Schnitten im Untersuchungsgebiet realisiert wurden. Klimatologien bieten eine weitere Möglichkeit isopyknische Verteilungen der Anomalien zu erstellen. Aufgrund der Mittelung von Daten aus verschiedenen Jahren kann es wegen der starken Variabilität in einigen Bereichen zu unzuverlässigen Ergebnissen kommen. Einige herausragende Eigenschaften des Zirkulationsschemas (Ausbreitung des ISOW-beeinflussten Wassers entlang des Mittelatlantischen Rückens, ISOW-Ein-

fluss auf das Tiefenwasser im gesamten Islandbecken und auf den Bereich südlich des Rockall-Hatton-Plateaus) müssten aber auch in klimatologischen Daten noch gut zu erkennen sein. Für eine solche Arbeit stellen die hier gewonnen Erkenntnisse über die Variabilität im Tiefenwasser eine notwendige Voraussetzung für ein wirkliches Verständnis der Ergebnisse dar.

Der direkteste Nachweis der Ausbreitungspfade von ISOW-beeinflusstem Wasser (antizyklonale Rezirkulation südlich des Rockall-Hatton-Plateaus, Export nach Süden entlang des Mittelatlantischen Rückens) könnte mit Floats erbracht werden. Da der Exportpfad entlang des Mittelatlantischen Rückens ein zeitlich eher invariantes Phänomen ist, sollte der Nachweis mit Floats im Prinzip gut möglich sein. Die antizyklonale Rezirkulation mit der ihr eigenen starken zeitlichen Veränderlichkeit dagegen kann nur mit sehr vielen Floats abgesichert oder auch falsifiziert werden.

Der endgültige Verbleib des ISOW-beeinflussten Wassers konnte in dieser Arbeit nicht geklärt werden. Im Westeuropäischen Becken wird die weitere Identifizierung des ISOW-beeinflussten Wassers mit Hilfe der Sauerstoff- und Silikanomalien wahrscheinlich dadurch verhindert, dass MW hinzugesetzt wird, welches zum ISOW entgegengesetzte Anomalien aufweist. Anders ist die Situation für CFC-11. In diesem Fall ist keine Kompensation durch MW möglich, da der Bezugspunkt hier die Nulllinie ist. Nach zukünftigen weiteren Realisierungen des A2 Schnittes, auf denen CFC-11 gemessen wird, lässt sich diese Frage dann besser beantworten. Schon jetzt ist ein leichter Anstieg der CFCs im Tiefenwasser des östlichen Westeuropäischen Beckens zu beobachten. Die Tracerwerte sind allerdings noch sehr niedrig und es lässt sich nicht unterscheiden, ob sie eher auf eine vertikale Vermischung zwischen dem (fast) tracerfreien Bodenwasser und dem tracerreichen LSW zurückzuführen sind oder auf eine eigene Quelle im Tiefenwasser. Sollte wirklich ISOW-beeinflusstes Wasser im Westeuropäischen Becken rezirkulieren, müsste sich das in der Charakteristik der CFC-11 Profile in den nächsten Jahren bemerkbar machen. Ähnliches gilt für das Iberische Becken. Hier hatte sich ja schon bei der betrachteten Realisierung des A24 Schnittes CFC-11 als machtvolles Werkzeug zum Aufspüren des ISOW-Einflusses herausgestellt.

Weitere Aufnahmen der hydrographischen Parameter entlang des A1 und des A2 Schnittes, die es in Zukunft geben wird, werden helfen zu klären wie die Kopplung des Tiefenwassers an die Oberfläche funktioniert. Die hier gefundenen Korrelationen mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation bedürfen auf jeden Fall der Erhärtung durch längere Zeitreihen. Da die Verschiebung der östlichen Grenze ursächlich durch Veränderungen im Bereich des Nordatlantik-Stroms bedingt zu sein scheint, wäre eine ausführlichere Untersuchung der Lage des Nordatlantik-Stroms von Interesse. Dies könnte zum einen mit Schiffsdaten unternommen werden, die insbesondere in dem Bereich des Islandbeckens in großem Maße zur Verfügung stehen. Da sich der Nordatlantik-Strom gut anhand von Temperatur, Salzgehalt und Dichte erkennen lässt, ist es für eine Untersuchung die den Nordatlantik-Strom als Schwerpunkt hat, im Gegensatz zu dieser Arbeit auch nicht erforderlich, dass Sauerstoff und Silikat gemessen wurden. Eine andere Möglichkeit, die Lage des Nordatlantik-Stroms zu untersuchen, bieten Satellitendaten. Solche Untersuchungen sind für begrenzte Zeiträume schon erfolgreich durchgeführt worden [White und Heywood, 1995], aber eine einheitliche, langfristige Studie steht noch aus.

Der Transport von Tiefenwasser aus dem Islandbecken ins Westeuropäische Becken, der anhand der Anomalieprofile nachgewiesen wurde, ist mit Hilfe von Tracermessungen quantifiziert worden. Dazu wurde eine Mischungs- und Transportanalyse durchgeführt, die auf der zeitlichen Entwicklung von drei verschiedenen Tracern basiert. Die Abschätzung der zeitlichen Entwicklung mit Hilfe zum

Teil auch nur spärlicher Daten früherer Reisen ist dabei einer Rekonstruktion dieser Werte auf der Grundlage der Eintragsfunktionen überlegen. Die Mischungs- und Transportanalyse liefert für $41,37 < \sigma_3 / (\text{kg/m}^3) < 41,475$ stabile Ergebnisse. Der Transport vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken, der aus diesen Ergebnissen abgeleitet wurde, beträgt $(1,63 \pm 0,32) \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Wird eine Extrapolation der stabilen Ergebnisse auf den klassischen Tiefenwasserbereich ($\sigma_\theta > 27,8 \text{ kg/m}^3$) auf verschiedene Arten vorgenommen ergibt, sich ein Tiefenwassertransport zwischen $2,4$ und $3,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. Der Transportpfad entlang des Mittelatlantischen Rückens hat also für die Wasserbilanz des Islandbeckens in etwa die gleiche Bedeutung wie der Transport durch die Gibbs-Bruchzone.

Die genannten Ergebnisse wurden durch die Einbeziehung von Sauerstoff und Silikat in die Mischungs- und Transportanalyse abgesichert. Da zumindest im Islandbecken die Werte dieser Größen über die Zeit nicht konstant sind, wurden sie in der erweiterten Analyse sowohl als stationäre wie auch als transiente Parameter behandelt. Unabhängig von der Art, wie sie einbezogen werden, ergeben sich höchstens geringfügige Veränderungen der Ergebnisse.

In dieser Arbeit ist es gelungen zu zeigen, dass es eine erhebliche Variabilität im Tiefenwasser gibt. Es wäre gut, diese qualitative Aussage zu quantifizieren. Dazu könnte die Mischungs- und Transportanalyse, die anhand der Daten vom A2 Schnitt aus dem Jahr 1994 durchgeführt wurde, mit den Daten von 1997 wiederholt werden. Weitere Realisierungen, auf denen alle drei verwendeten Tracer gemessen wurden, gibt es bisher leider nicht, wären aber wünschenswert. Darüberhinaus könnte versucht werden, die Mischungs- und Transportanalyse nur mit Sauerstoff, Silikat und CFC-11 durchzuführen, da diese Größen öfter gemessen werden.

Insgesamt ist es gelungen, ein konsistentes Bild von der Bildung des Nordostatlantischen Tiefenwassers zu geben, das auf einem ziemlich direkten Nachweis der einzelnen Entstehungsprozesse beruht.

9 Anhang 1: Rekonstruktion der Tracerkonzentrationen im NEADW_{eWEB}

Bei der Ermittlung der Tracerwerte für das NEADW_{eWEB} wurde alternativ zu der verwendeten Extrapolation der CFC-11 / Tritium91 Verhältnisse über die Zeit versucht, die Tracerwerte über die CFC-11 Messungen der Reise METEOR 56 [Thiele, 1985] zu konstruieren. Auf dieser Reise wurden Wasserproben in evakuierte Edelstahlbehälter gefüllt, die anschließend im Labor des IUP der Uni Heidelberg analysiert wurden. Der Messfehler dieser Proben ist deutlich höher als der für die anderen Reisen. Auf METEOR 56 gibt es auch nur zwei Stationen nördlich von 40° N und die CFC-11 Profile reichen nur bis in 1500 m Tiefe. Die Schwierigkeit besteht nun darin, so sinnvoll wie möglich auf die Profile im hier interessierenden Bereich unterhalb 2500 m zu schließen. Der Tiefenbereich von 1000-1500 m ist der Übergangsbereich zwischen LSW und Zwischenwasser. Dort finden sich in den drei betrachteten Jahren fast konstante CFC-11 und Tritium91 Werte. Für 1994 und 1988 ergeben sich aus diesen Werten Verhältnisse von 1,11 bzw. 0,79. Diese liegen also um 42 bzw. 14 % über den Steigungen der Ursprungsgerade (0,78 bzw. 0,69, s. 7.2.1.2), wobei die Tendenz zur Überschätzung abnehmend ist. 1981 ergibt sich für diesen Tiefenbereich aus den fünf CFC-11 Messungen auf METEOR 56 ($0,37 \pm 0,05$ pmol/kg) und den 14 Tritium91 Werten im Rahmen von TTO ($1,07 \pm 0,18$ TU91) ein Verhältnis von 0,35.

Das Verhältnis, das aus den flacheren Messungen abgeschätzt wurde (0,37), ist damit sehr viel niedriger als das Verhältnis von 0,59, das sich aus der Extrapolation der Daten von 1994 und 1988 ergibt. Oben war schon erwähnt worden, dass die Bestimmung des Verhältnisses im Bereich 1000-1500 m zu einer Überschätzung des in der Tiefe gemessenen Verhältnisses geführt hat. Allerdings lag die Überschätzung 1994 bei 42 % und 1988 nur noch bei 14 %. Wird dieser Trend linear fortgeschrieben, ergibt sich für 1981 schon eine Unterschätzung um 20 %, was für einen Wert über 0,35 spricht. Des Weiteren ist das Verhältnis der Eintragsfunktionen über lange Zeiten hin ziemlich gleichmäßig gestiegen (Abb. 3.4) und zeigt keine so drastischen Veränderungen wie sie ein Verhältnis von 0,35 für 1981 implizieren würde. Von daher wird der aus der Extrapolation der Werte von 1994 und 1988 ermittelte Wert als die bessere Schätzung angesehen.

Anstelle der Rekonstruktion der Tracerwerte des NEADW_{eWEB} mit Hilfe spärlicher historischer Daten wurde versuchsweise auch ein Verfahren durchgeführt, das nur auf den dicht beprobten Daten von 1994 und dem Verlauf der Eintragsfunktionen der verschiedenen Tracer beruht. Dazu wird aus den Daten von 1994 ein Verhältnisalter (stabiles Tritium / Tritium91 oder CFC-11 / Tritium91, z. B.: 21,3 Jahre) berechnet (s. a. 3.4.2). Damit einhergehend ist dann auch der Anteil von jungem Wasser (z. B. 27 %) bekannt. Tracerkonzentrationen zu früheren Zeitpunkten werden daraus abgeleitet, indem davon ausgegangen wird, dass der Anteil an jungem Wasser und sein Alter unveränderliche Größen sind. Der Tracerwert für einen früheren Zeitpunkt (z. B. 1988) ergibt sich, indem der Wert der Eintragsfunktion bei Messzeitpunkt minus Alter (also $1988 - 21,3 = 1966,7$) abgelesen wird und mit dem Bruchteil von jungem Wasser multipliziert wird (also $\bullet 0,27$). Zur Demonstration ist der mit Hilfe von CFC-11 / Tritium91 Datierung (dicke durchgezogene Linie) und mit Hilfe von stabiles Tritium / Tritium91 Datierung (dünne durchgezogene Linie) rekonstruierte Verlauf von Tritium91 für das Niveau $\sigma_3 = 41,42$ in Abbildung A1.1 dargestellt. Die beiden unterscheiden sich voneinander in den ermittelten Altern um ungefähr 4 Jahre, was zu einer Art Offset zwischen den beiden Kurven führt.

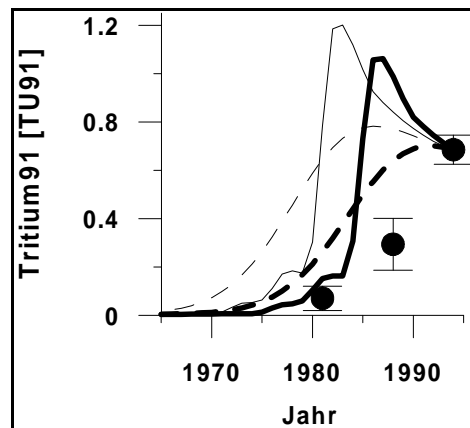


Abbildung A1.1: zeitliche Entwicklung der Tritium91 Konzentration des NEADW_{eWEB} im Niveau $\sigma_3 = 41,42$. Dargestellt sind Abschätzungen mit Hilfe der Verhältnisse von stabilem Tritium zu Tritium91 (dünne Linien) und von CFC-11 zu Tritium91 (dicke Linien). Die durchgezogenen Linien geben Abschätzungen wieder, die auf klassischer Verhältnisdatierung beruhen, die gestrichelten Linien kommen bei Verwendung von tiefpassgefilterten ($\sigma = 5$ Jahre) Eintragsfunktionen zustande. Die gefüllten Kreise sind die Tritium91 Werte dieser Wassermasse in den Jahren 1994 (M30/2), 1988 (A16N) und 1981(TTO). Die Fehlerbalken entsprechen einer Standardabweichung (s. 7.3.2).

Aber beide Kurven sind insbesondere für 1988 weit entfernt von dem aus den Daten ermittelten Tritium91 Wert. Dies liegt insbesondere daran, dass das Maximum der Tritium91 Konzentrationen von Mitte der 1960er Jahre durchlaufen wird. Für CFC-11 ist die Rekonstruktion besser, weil dafür auch die Eintragskurve für frühere Zeiten immer geringere Werte hat. Bei stabilem Tritium dagegen ist die Abweichung noch größer als bei Tritium91, weil dort das Maximum von Mitte der 1960er sehr stark ausgeprägt ist.

Diese Ergebnisse wurden mit Hilfe der klassischen Verhältnisdatierung gewonnen, das heißt unter der Annahme, dass alle Tracer auf einen Beitrag von einem jungen Wasser zurückzuführen sind, das zu einem ganz bestimmten Zeitpunkt gebildet wurde. Insbesondere die letzte Annahme ist mit Sicherheit nicht richtig. Gerade in einer Wassermasse, die so weit von der Tracerquelle entfernt ist, findet sich ein Spektrum von vielen verschiedenen Altern. Um dem Rechnung zu tragen wurde die Eintragsfunktion modifiziert, indem sie mit einem Gaussfilter mit der Breite 5 Jahre gefaltet wurde. Wird die Rekonstruktion der Tracerwerte anhand der Verhältnisdatierung mit diesen modifizierten Eintragsfunktionen vorgenommen, ergeben sich für CFC-11/Tritium91 Datierung (dicke gestrichelte Linie) und stabiles Tritium/Tritium91 Datierung (dünne gestrichelte Linie) die in Abbildung A1.1 gezeigten Verläufe. Die tiefpassgefilterten Eintragsfunktionen ergeben eine bessere Annäherung an die Daten, aber auch sie sind noch keine brauchbare Rekonstruktion.

Eine weitere problematische Annahme in dieser Art der Rekonstruktion der Tracerwerte ist es davon auszugehen, dass der junge tracerführende Anteil über die Zeit konstant ist. Dieser Anteil gibt an, wieviel Wasser aus der Zeit nach 1960 zu der Mischung beiträgt. In einer „steady-state“ Situation ist es aber der Anteil von Wasser, der ein bestimmtes Alter hat, der konstant ist. Der junge Anteil, der aus den 1994er Daten ermittelt wird erfasst, in ungefähr das Wasser, das in den letzten 34 Jahren gebildet wurde. Für 1988 müsste von daher der richtige junge Anteil –nämlich Wasser das nach 1960 gebildet wurde– geringer sein als für 1994 und zwar um den Teil der ein Alter zwischen 28 und 34 Jahren hat. Die modifizierten Eintragsfunktionen berücksichtigen diesen Effekt teilweise, weil ein zunehmender Teil der Gausskurve schon in die tracerfreie Zeit reicht. Das führt auch zu einer deut-

lichen Verbesserung für Tritium91. Allerdings muss mensch sich vergegenwärtigen, dass hier nur einer von drei Tracern betrachtet wurde und zwar derjenige, der zumindest für 1994 in allen Fällen angepasst wurde. Stabiles Tritium ist bei der CFC-11/Tritium91 Datierung und CFC-11 bei der stabiles Tritium/Tritium91 Datierung schon für 1994 deutlich zu hoch.

Zur Untersuchung, ob die Zusammensetzung des Wassers aus verschiedenen alten Anteilen wirklich die Ursache der Schwierigkeiten bei der Anpassung ist, wurde versucht, eine Altersverteilung (s. 3.4.3) an alle gemessenen bzw. konstruierten Werte anzupassen. Dabei wurden sowohl Lösungen der eindimensionalen Advektions-Diffusions-Gleichung verwendet (s. Gl. 3.6) wie auch die Linearkombination zweier solcher Lösungen. Trotz der großen Vielfalt möglicher Verteilungen stellt sich bei allen Optimierungen heraus, dass die rekonstruierten Werte von Tritium91 und stabilem Tritium zu hoch sind, während die von CFC-11 zu niedrig liegen. Dies ist eine Bestätigung für die in Abschnitt 3.4.2 erwähnte Problematik der zeitabhängigen Sättigung von Tritium bei der Tiefenwasserbildung. Das Kernproblem bei der Verwendung der Eintragsfunktion von Tritium für die Rekonstruktion von Tracerwerten liegt also am ehesten in der unbekanntem Sättigung des Tiefenwassers zum Zeitpunkt seiner Bildung. Wird eine fiktive, mit der Zeit zunehmende Sättigung angenommen, so ist eine sehr viel bessere Anpassung möglich. Da der Verlauf der Sättigung mit der Zeit jedoch unbekannt ist, ist diese Vorgehensweise praktisch nicht durchführbar.

Die obigen Betrachtungen zeigen deutlich, dass eine wie auch immer geartete rückwärtige Extrapolation der Tracerwerte mit Hilfe der Werte von 1994 und den Eintragsfunktionen keine brauchbaren Ergebnisse liefert. Als zeitlicher Verlauf der Tracerkonzentrationen im NEADW_{eWEB} wurde deshalb in der Transport- und Mischungsanalyse derjenige verwendet, der aus den (spärlichen) Daten abgeleitet worden war.

10 Anhang 2: massenspektrometrische Messung von Grundwasserproben mit stark erhöhten Heliumgehalten

Während der Zeit in der ich für die Bearbeitung der Helium-Messungen zuständig war, erreichte uns die Anfrage eines Instituts, ob wir das $^3\text{He} / ^4\text{He}$ Verhältnis an Grundwasserproben mit deutlich erhöhten ^4He Gehalten messen könnten. Die Konzentrationen lagen bis zu 10.000-fach über der Konzentration, die sich beim Gleichgewicht mit atmosphärischer Luft einstellt. Dieses Gleichgewicht bestimmt im Wesentlichen den ^4He Gehalt der sonst bearbeiteten Ozeanproben und damit auch die ^4He Menge, auf die das hiesige Massenspektrometer optimal eingestellt ist. Die Bearbeitung dieser Proben sollte von uns aus so konzipiert werden, dass auch die Absolutmenge an ^4He zumindest auf 5 % genau bestimmt werden kann und so, dass die Messungen mit dem Routinebetrieb gut zu vereinbaren sind.

Das Problem, dass die Stoffmengen dieser Proben außerhalb des Bereichs liegen, auf den das Massenspektrometer eingestellt ist, kann auf mehrere grundsätzlich verschiedene Arten zu lösen versucht werden. Die großen Stoffmengen können bei der Extraktion so weit herunter geteilt werden, dass die extrahierte Probe einen ^4He Gehalt hat, der in der Größenordnung der sonst üblichen Proben liegt. Ein Vorteil dieser Vorgehensweise ist, dass sie den Routinebetrieb der eigentlichen Messungen am Massenspektrometer überhaupt nicht verändert. Wegen der Schwierigkeiten, die beim Versuch, eine solche Anlage zu bauen, aufgetaucht sind [Runge, 1997], wurde dieser Weg jedoch nicht beschritten. Eine andere Möglichkeit besteht darin, die Empfindlichkeit des Massenspektrometers an die (hohen) Konzentrationen anzupassen. Bei diesem Vorgehen können jedoch unerträglich große Memoryeffekte im Massenspektrometer auftauchen, da die vollen Mengen an ^4He eingelassen werden. Zudem muss bei jeder Veränderung der Empfindlichkeit eine neue Eichkurve gemessen werden. Wird die Empfindlichkeit für die Messung aller Proben so eingestellt, dass auch hohe Konzentrationen gemessen werden können, wird die Messgenauigkeit für niedrige Konzentrationen unnötig verschlechtert. Dieses Verfahren ist kaum mit dem Routinebetrieb zu vereinbaren. Die hier gewählte Möglichkeit besteht darin, die Proben im Wesentlichen normal zu extrahieren und dann die hohen Konzentrationen per Volumenteilung am Massenspektrometer zu reduzieren. Dies geschieht mit Hilfe einer zusätzlichen vorgeschalteten Probenaufbereitung, so dass die Veränderungen am Massenspektrometer und der bestehenden Probenaufbereitung gering sind.

10.1 Vorüberlegungen und Vorstudien zur Volumenteilung

Die angestrebte Volumenteilung ist nur dann möglich, wenn im gesamten System nur Gase vorhanden sind. Dies ist zunächst nicht der Fall: Bei der Extraktion werden die im Wasser gelösten Gase mit Hilfe von Wasserdampf in das Extraktionsgefäß (Ampulle oder Kolben) überführt. Anschließend befinden sich die Gase größtenteils im Gasraum des Extraktionsgefäßes. In diesem befinden sich aber auch ca. 2 g Wasser. Wird eine Volumenteilung vorgenommen, an der die Extraktionsampulle direkt beteiligt ist, kommt es zu einem Wasserdampfschubeffekt: Im Extraktionsgefäß stellt sich vor der Messung ein Gleichgewicht zwischen Wasser und Wasserdampf ein, so dass dort der für die entsprechende Temperatur gegebene Sättigungsdruck von Wasserdampf (von ca. 20-30 mbar) zu finden ist. Wird nun das Volumen bei der Volumenteilung vergrößert, sinkt gemäß dem (idealen) Gasgesetz der Druck und damit auch der Wasserdampfpartialdruck. Da jedoch noch flüssiges Wasser vorhanden ist, verdampft Wasser, bis der Wasserdampfpartialdruck wieder den Sättigungsdruck erreicht hat. Auf

diese Weise wird von der Flüssigkeit her Wasserdampf nachgeschoben, was zu erhöhten Konzentrationen in den Teilen des Volumens führt, die vom flüssigen Wasser entfernt sind. Dieser Effekt wurde bei Messungen, bei denen die Ampulle direkt an der Volumenteilung beteiligt war, beobachtet (Hydroisotop Proben 753 und 566, gemessen 2.12. und 10.12.1999). Die Absolutkonzentrationen der ersten Messung (größter Effekt, da geringste Ausgleichszeit) war etwa doppelt so hoch wie die der nachfolgenden. Von daher muss das Wasser auf jeden Fall entfernt werden.

Eine direkte Kühlung des Extraktionsgefäßes mit flüssigem Stickstoff oder CO₂ ist keine Lösung, da es durch Thermodiffusion zu einer Verschiebung von Isotopenverhältnissen kommt, wenn Volumina mit sehr verschiedenen Temperaturen miteinander in Verbindung stehen. Dieser Effekt führt bei einer Temperatur von 77 K (IN₂) rechnerisch ([Landolt-Börnstein, 1968], [Grew und Ibs, 1952]) zu einem ca. 7 % niedrigerem ³He / ⁴He Verhältnis als bei Raumtemperatur. Testmessungen, bei denen die Ampulle mit IN₂ gekühlt war (31.1. und 1.2.2000), haben einen deutlichen Effekt beim Verhältnis gezeigt je nachdem, ob nur Gas aus dem ungekühlten Teil gemessen wurde oder ob eine Volumenteilung auch mit dem gekühlten Gasraum vorgenommen wurde. Die Verschiebung des Verhältnisses lag dabei in der Größenordnung von 10 %. Die genaue Bestimmung ist nicht möglich, da viele Messungen außerhalb des Bereichs liegen, in dem die Eichkurve noch gestützt ist und das in einer Messphase, wo die Nichtlinearität der Eichkurve sehr stark war (bis 25 % für ³He bei einem kleinen Standard).

Das verwendete Verfahren besteht von daher in einer Überführung der Gase aus dem Extraktionsgefäß in einen gesonderten Bereich, den Hydroeinlass, unter Ausfrierung des Wassers und anderer bei IN₂-Temperatur flüssiger oder fester Gase. Die neue Aufbereitung wird am Massenspektrometer an der Stelle angebaut, wo sonst der Tritiumstandard oder Luftproben angeschlossen werden. Die Hydroprobenaufbereitung ist in Abb. A2.1 mit ihren einzelnen Komponenten wiedergegeben. Einige der Grundwasserproben haben sehr hohe Gehalte an Begleitgasen, insbesondere an CO₂. Zur Absicherung gegen einen Überdruck beim Auftauen der Proben nach der Extraktion wird wenn nötig statt einer Ampulle (ca. 23 ml) ein Kolben (ca. 175 ml) als Extraktionsgefäß verwendet.

Bei dem gewählten Verfahren wird das Extraktionsgefäß (Ampulle oder Kolben) über ein in IN₂ getauchtes U-Rohr mit dem Hydroeinlass verbunden und dann geknackt. Der Wasserdampfschubeffekt führt zu einem vollständigen Transport aller Gase bis an die Stelle, wo das Wasser ausfriert. Alle Permanentgase bei 77K breiten sich gleichmäßig im gesamten dahinter zur Verfügung stehenden Volumen aus. Nach ausreichend langer Zeit wird ein Eckventil am Ende des U-Rohrs (VUR) geschlossen. Der Teil des Gases, der sich im Volumen zwischen der Stelle, wo das Wasser ausfriert, und dem VUR befindet, ist für die folgenden Messungen verloren. Jetzt befindet sich der Grossteil der Probe als reines Permanentgas gleichmäßig verteilt im gesamten Hydroeinlass und kann per Volumenteilung zu einem brauchbaren Teil in das Massenspektrometer eingelassen werden. Die maximal mögliche Einlassmenge ist allerdings ein Viertel der Probenmenge, da auch der Einlass ins Massenspektrometer über eine Volumenteilung erfolgt und das Mischvolumen der Aufbereitung am Massenspektrometer ca. ein Drittel des Volumens des Hydroeinlasses hat.

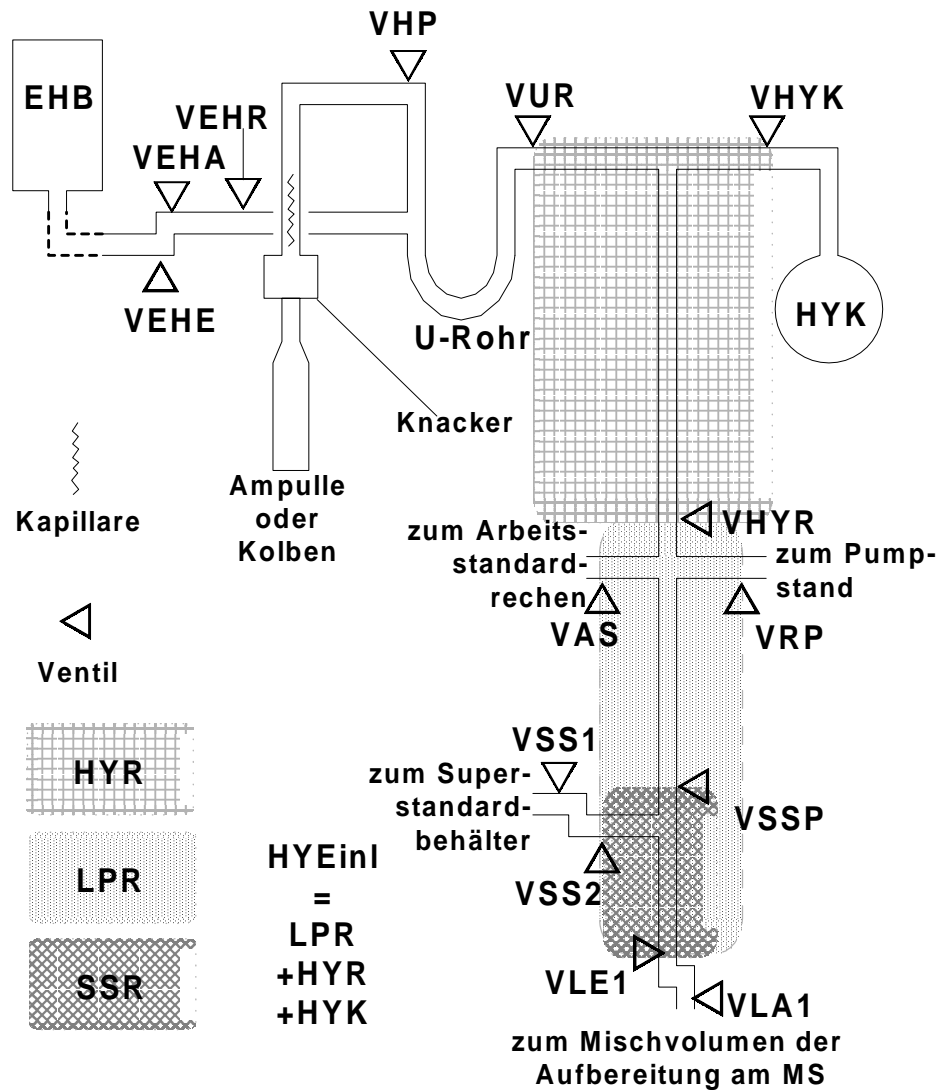


Abbildung A2.1: Schematische Skizze der Hydroprobenaufbereitung. Abkürzungen (außer Ventile) siehe Tabelle A2.1

Bereich	Kürzel	eingrenzende Ventile	Volumen in ml
Superstandardpipette	SSP	VLA1, VLE1	0,38335±0,0002
Superstandardrechen	SSR	VLE1, VSS2, VSSP	5,81±0,15
Luftprobenrechen	LPR	VLE1, VSS2, VAS, VRP, VHYP	20,6±0,25
Hydroprobenrechen	HYR	VHYP, VHYP, VUR	12,77±0,1
Hydrokolben	HYK	VHYP	172,5±0,1
U-Rohr	URO	VUR, VEHR, VHP	5,77±0,02
Erhöhter Standard Rechen	EHR	VEHR, VEHA	4,64±0,01
Erhöhter Standard Behälter	EHB	VEHE	813,75±?
Erhöhter Standard Pipette	EHP	VEHE, VEHA	0,38455±0,0002
Hydro-Einlass	HYEinl	VLA1, VSS2, VAS, VRP, VUR	206,3±0,3

Tabelle A2.1: Die für die Arbeiten an der Hydroprobenaufbereitung wichtigen Bereiche. Die hier nicht bestimmten Volumina außer EHP und EHB sind Well [1995] entnommen. EHP ist die Pipette HPP2 (s. Ventilbuch, W. Plep, Bremen, pers. Mitt.), das Volumen von EHB war auf dem Behälter vermerkt.

Die Volumenteilungsverhältnisse bei der Messung von Grundwasserproben sind so konzipiert, dass bei der endgültigen Messung die ins Massenspektrometer eingelassene Stoffmenge an ^4He im Bereich von knapp ein bis maximal vier Standard-Stoffmengen liegt, wobei Mengen abgeteilt werden können, die zwischen $\frac{1}{4}$ und $\frac{1}{94.000}$ der ursprünglichen Probe liegen. Das genaue Vorgehen bei der Messung einer Probe ist im Anschluss an die wissenschaftliche Erörterung der Hydroprobenaufbereitung in Abschnitt 10.5 zu finden, Details zu den einzelnen Teilungsverhältnissen in Abschnitt 10.6. Der genannte Bereich, in dem die Stoffmenge der endgültigen Messung liegen soll, wurde gewählt, um am einen Ende der Skala Problemen mit der Nicht-Linearität des Massenspektrometers im Bereich kleiner Stoffmengen aus dem Wege zu gehen, und am anderen Ende der Skala das Massenspektrometer vor einer zu starken Belastung mit zu messenden Gasen zu schützen, die einen Memoryeffekt hervorrufen könnten. Die Nicht-Linearität bei kleinen Stoffmengen besteht in einer verminderten Empfindlichkeit, die je nach Einstellung des Massenspektrometers verschieden stark ausgeprägt ist. Sie kann für eine kleine Pipette Arbeitsstandard - also $\frac{1}{3}$ der normalen Standardstoffmenge - mindestens bis auf 75 % im ^3He absinken ($\alpha > 1,35$). SMS ^4He zeigt ebenfalls eine - nicht ganz so stark ausgeprägte - Abnahme der Empfindlichkeit. Die verschiedene Stärke führt dabei zu einer Nicht-Linearität im $^3\text{He} / ^4\text{He}$ -Verhältnis. In Verbindung mit den wenigen Stützstellen der Linearität in dem Bereich unterhalb von 85 % eines Standards kann auf diese Weise das Ergebnis für das $^3\text{He} / ^4\text{He}$ Verhältnis unerwünschterweise stark von der Auswertung der Eichkurve abhängig werden. Die Empfindlichkeit von drei und vier Standards, die in der erweiterten Eichkurve zusätzlich gemessen werden, zeigt keine sehr großen Abweichung vom linearen Verhalten. Bei der Verwendung von Ausgleichspolynomen zum Anpassen der Linearität stellt sich dabei manchmal die geringe Anzahl der Stützstellen im Bereich größer als zwei Standards als Problem heraus. Hier wären zusätzliche Stützpunkte als Lösung denkbar, aber meiner Ansicht nach im Moment nicht wirklich nötig.

10.2 Bestimmung von Parametern zur Messung von Hydroproben

Um die Messungen mit Hilfe der Hydroprobenaufbereitung durchführen zu können, mussten verschiedene Größen ermittelt werden. Trivialerweise ist eine Kenntnis der beteiligten Volumina für die Durchführung einer Volumenteilung unumgänglich. Des Weiteren mussten auch die Menge an Gas, die im U-Rohr verbleibt, sowie sinnvolle Zeiten für die Übertragung der Gase aus dem Kolben in den Hydroeinlass und für den Druckausgleich zwischen dem Hydroeinlass und der Aufbereitung des Massenspektrometers bestimmt werden. Vor der eigentlichen Messung der Probe mit dem Massenspektrometer müssen die Proben extrahiert werden. Hier musste der Effekt hoher Begleitgaskonzentrationen untersucht werden.

Zur Durchführung der Testmessungen an der Hydroprobenaufbereitung war es nötig, große Stoffmengen in diese einbringen zu können. Dazu wurde der EHB (Erhöhter Standard Behälter) mit einem Gasgemisch gefüllt, das einen sehr viel (etwa 50 mal) höheren Anteil an Helium pro Volumeneinheit hat als atmosphärische Luft. Der EHB wurde zunächst evakuiert und dann mit einer Pipette (ca. 0,4 ml) voll handelsüblichem Heliumgas gefüllt. Das $^3\text{He} / ^4\text{He}$ Verhältnis dieses Gases ist sehr viel niedriger (etwa $\frac{1}{10}$) als das in der Atmosphäre. Dieses Gas wird im folgenden als erhöhtes Standardgas bezeichnet.

Im letzten Teil dieses Abschnittes wird die Volumenteilung noch anhand aller dafür brauchbaren Messungen des erhöhten Standardgases überprüft. Anhand der Volumenteilungsverhältnisse bei der

Messung und beim Einlass des erhöhten Standardgases in die Hydroprobenaufbereitung kann aus allen Messungen die Menge an Helium im Behälter des erhöhten Standardgases berechnet werden. Wenn die Volumenteilung funktioniert und die Volumina korrekt bestimmt werden, muss sich für diese Heliummenge im Rahmen der Messgenauigkeit aus allen Messungen derselbe Wert ergeben.

10.2.1 EXTRAKTION VON HYDROPROBEN

Die Hydroproben haben zum Teil neben hohen Gehalten an Helium auch hohe Gehalte an Begleitgasen aufzuweisen. Die größten Stoffmengen können dabei durch CO₂ zustande kommen. Liegen die Proben am oberen Ende der vorkommenden CO₂ Konzentrationen (4500 Nml/l laut L. Eichinger, Schweitenkirchen, pers. Mitt.), enthält ein Kupferrohr mit etwa 40 ml Wasser 180 Nml an CO₂. Bei der Extraktion wird all dieses Gas effektiv in das Extraktionsgefäß überführt, da dieses mit IN₂ gekühlt wird. Taut dieses nach der Extraktion auf, entsteht, wenn das Volumen des Gefäßes kleiner ist als die Menge an gefrorenem Gas in Normalmilliliter (das ist das Volumen dieses Gases bei 1013 mbar und 293 K), ein Überdruck im Extraktionsgefäß, der auch zur Explosion desselben führen kann. Die Größe der zur Extraktion verwendeten Kolben ist so gewählt, dass auch bei Proben, die CO₂ Konzentrationen am oberen Ende der vorkommenden CO₂ Gehalte aufweisen, kein Überdruck beim Auftauen der Probe entsteht. Die Kolben müssen immer dann verwendet werden, wenn eine hohe CO₂ Konzentration nicht anderweitig ausgeschlossen werden kann (z. B. über Informationen von dem probennehmenden Institut).

Zur Absicherung gegen große Mengen an eingefrorenem Gas, das über eventuell vorhandene Leckstellen in das Extraktionsgefäß gelangt ist, wird nach der Extraktion ein Lecktest durchgeführt (Druckstossmessung hinter einer IN₂ Kühlfalle bei Öffnung der Extraktionsstelle zum Pumpstand). Ist der Druckstoss zu hoch („Bombe“), wird die Probe von Hand geknackt und damit zerstört. Da bei der Extraktion der Hydroproben vermehrt erhöhte Lecktests und Bomben aufgetreten sind, wurde überprüft, ob hohe Mengen an CO₂ die Aussagekraft des Lecktests verändern. Dazu wurde handelsüblicher Sprudel der Marke Vilsa (CO₂ Gehalt: 2600 Nml/l, telefonische Auskunft durch das chemische Labor der Firma) in Kupferrohre abgefüllt und extrahiert. Ein Einfluss auf den Lecktest war nicht zu erkennen. Da in Runge [1997] jedoch Probleme aufgrund von Begleitgasen (H₂S und andere) beschrieben sind, wurde die Extraktionszeit dennoch von 30 Minuten auf 45 Minuten erhöht.

10.2.2 BESTIMMUNG DER VOLUMINA AM HYDROEINLASS

Die Volumina am Hydroeinlass wurden durch Befüllen mit entgastem Wasser bestimmt. Die Bestimmung erfolgte nach dem Verfahren wie es z. B bei Ingo Rau ([Rau, 1993], S. 54) beschrieben ist. Die Befüllung des Hydrorechens, des U-Rohrs und des Erhöhter-Standard-Rechens wurde nach der Durchlaufmethode gemacht, wobei die Füllgewichte durch Differenz des Wassers auf der Waage bestimmt wurden. Der Hydrokolben wurde trocken und leer gewogen, dann evakuiert und befüllt und anschließend wieder gewogen.

Bei der Befüllung des Hydrokolbens war, da er aus Glas ist, zu sehen, dass trotz der Verwendung von entgastem Wasser sich noch einige Gasblasen gebildet haben. Diese wurden herausgelassen und die Befüllung anschließend fortgesetzt. Beim Hydrokolben machte das Volumen, das von Gasblasen eingenommen wurde, etwa 1 % des Volumens aus. Es wurde von daher bei den anderen Volumina, die nicht nachgefüllt werden konnten, eher der obere Rand der bestimmten Werte verwendet als der Mittelwert.

Hydrokolben:

leer: 512,50 g, 512,48 g, 512,57 g \Rightarrow 512,52 \pm 0,05 g

voll: 683,15 g, 683,19 g, 683,23 g \Rightarrow 683,19 \pm 0,04 g

Differenz: 170,7 \pm 0,1 g \Rightarrow 172,5 \pm 0,1 ml

Hydrorechen:

Massendifferenz im Wasserbehälter auf der Waage:

12,62 g, 12,63 g, 12,60 g, 12,56 g, 12,55 g, 12,65 g, 12,64 g, 12,65 g

12,64 \pm 0,10 g \Rightarrow 12,77 \pm 0,10 ml

U-Rohr:

Massendifferenz im Wasserbehälter auf der Waage:

5,72 g, 5,69 g; 5,69 g, 5,72 g

5,71 \pm 0,02 g \Rightarrow 5,77 \pm 0,02 ml

Erhöhter-Standard-Rechen:

Massendifferenz im Wasserbehälter auf der Waage:

4,607 g, 4,587 g, 4,581 g, 4,601 g

4,59 \pm 0,01 g \Rightarrow 4,64 \pm 0,01 ml

Bei der Umrechnung der Gewichte in Volumina wurde die Dichte von aqua dest. bei 20° C verwendet und es wurde der Auftrieb des Zuleitungsrohrs im Wasser auf der Waage berücksichtigt.

10.2.3 ÜBERTRAGUNGSZEIT EXTRAKTIONSGEFÄß – HYDROEINLASS (7.2.2001)

Im ersten Schritt der Hydroprobenaufbereitung soll das Gas aus dem Extraktionsgefäß so vollständig wie möglich in den Hydroeinlass übertragen werden. Dazu wird ein Wasserdampfstrom verwendet, der alle Gase effektiv bis an die Stelle transportiert, wo das Wasser ausfriert. Die Zeit, in der dieser Wasserdampfstrom aufrecht erhalten wird, muss ausreichend lang sein, um alles Gas mitzureißen. Ist er jedoch zu lang, kann das U-Rohr gänzlich zufrieren, woraufhin der Wasserdampfstrom beendet oder zumindest stark verlangsamt wird und eventuell Gas durch das Eis wieder zurück in schon gespülte Bereiche diffundiert. Um die Übertragungszeit überhaupt regulieren zu können, wurde eine Kapillare in den Weg zwischen Extraktionsgefäß und U-Rohr eingebaut (s. Abb. A2.1).

Zur Abschätzung der benötigten Übertragungszeit wurde angenommen, dass ein Extraktionskolben (ca. 175 ml) ausreichend heliumfrei ist, wenn das 8-fache seines Volumens an Wasserdampf vom Kolben zum U-Rohr geströmt ist. Zur Berechnung des Wasserdampfstroms wurden alle Strömungswiderstände außer der Kapillare vernachlässigt. Für die Kapillare (Innendurchmesser: 0,75 mm) wurde mit Hilfe des Hagen Poisseuillschen Gesetzes der Wasserdampfstrom berechnet. Daraus folgt,

dass der Kolben nach 30 Sekunden von 1500 ml Wasserdampf durchströmt worden ist. Für die kleineren Ampullen (ca. 23 ml) ist diese Übertragungszeit natürlich erst recht ausreichend. Bei dieser Übertragungszeit wird eine Wassermenge übertragen, die einem Eisvolumen von 0,06 ml entspricht. Damit könnten 2,7 mm des U-Rohrs (Innendurchmesser: 4,5 mm) solide gepackt gefüllt werden. Dies ist weniger als der Innendurchmesser des Rohrs und sollte von daher noch nicht zum Zufrieren des U-Rohrs führen.

Die praktische Bestimmung einer ausreichenden Übertragungszeit vom Extraktionsgefäß (Ampulle oder Kolben) in den Hydroeinlass wurde mit Hilfe des erhöhten Standardgases durchgeführt. Dazu wurden zwei Pipetten erhöhten Standardgases in das U-Rohr eingelassen. Dann wurde das U-Rohr zu einer vorher entgasten Probe hin geöffnet (VHP), so dass Wasserdampf durch die Kapillare ins U-Rohr gedrungen ist. Anschließend wurde der Extraktionskolben zehn Minuten mit IN_2 gekühlt, so dass aller Wasserdampf dorthin zurückgezogen wurde. Dies hat zum einen den Effekt, dass ein Teil des Gases vom Wasserdampf mitgerissen wird, zum anderen kann danach ein Druckausgleich über die Kapillare stattfinden anstelle einer Diffusion von Helium in Wasserdampf. Nach 10 Minuten wurde der Kolben abgetrennt (VHP zu), auf Labortemperatur erwärmt und das U-Rohr bepumpt. Wenn die Kapillare den Ausgleich nicht zu effektiv behindert hat, ist nun der Großteil des Gases aufgrund der Volumenverhältnisse im Kolben. Auf diese Weise wurde eine ähnliche Situation geschaffen wie sie für echte Proben auch vorliegt: Im Kolben befindet sich eine geringe Menge Wasser und zu messende Gas, das durch Wasserdampf überführt werden muss. Die Überführungszeit wurde zwischen 10 und 120 Sekunden variiert (10, 15, 20, 40, 60, 120). Nach Abschluss der Messung der Probe wurde der Hydroeinlass für eine erneute Messung vorbereitet und dann noch einmal 60 Sekunden lang das Gas aus dem Kolben in den Hydroeinlass überführt (2. Überführung). Dabei wird der Rest der Probe größtenteils (zu ca. 98 %) in den Hydroeinlass überführt. Dieser Rest besteht aus dem unvermeidlichen Teil, der aufgrund des effektiven Volumens des U-Rohrs bis zum Beginn des Hydroeinlasses (VUR) nicht überführt werden kann, und dem eventuell noch vorhandenen Rest aufgrund einer zu kurzen Überführungszeit.

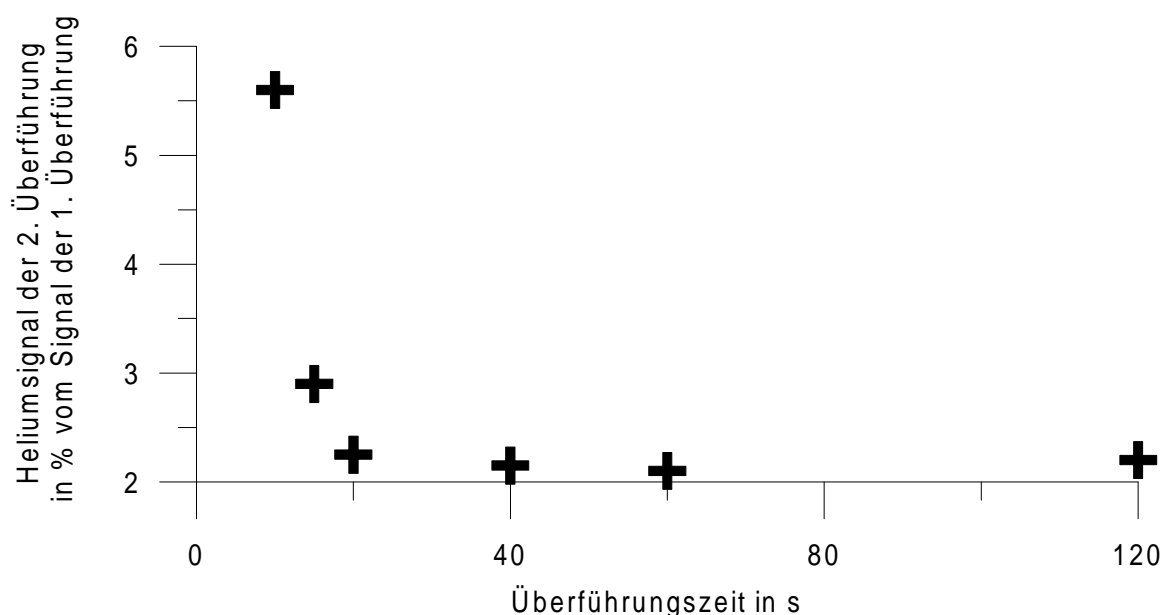


Abbildung A2.2: Messungen zur Bestimmung der Überführungszeit der Probe aus dem Kolben in den Hydroeinlass

Die Ergebnisse sind in Abb. A2.2 wiedergegeben. Bei 10 und 15 Sekunden Überführungszeit ist eine deutlich größere Restmenge in der 2. Überführung zu erkennen. Auch der Wert für 20 Sekunden ist noch leicht erhöht. Die Werte für 40, 60 und 120 Sekunden sind dagegen alle von der gleichen Größe und liegen bei gut 2 %. Der Standardwert für die Überführungszeit wurde aufgrund dieser Ergebnisse auf 40 s festgelegt.

Diese Messungen liegen von der Stoffmenge her in einem Bereich, der durch die Linearität nicht mehr erfasst wird. Der Absolutwert des Überführungsrests ist von daher aus diesen Messungen nur von der Größenordnung her zu bestimmen.

10.2.4 VOLUMENTEILUNGSZEIT ZWISCHEN MISCHVOLUMEN UND HYDROEINLASS (6.2.2001)

Bei der Messung einer Hydroprobe wird eine Volumenteilung zwischen dem Hydroeinlass bzw. Teilen davon und dem Mischvolumen der Aufbereitung A1 (MV) am Massenspektrometer vorgenommen. Diese Volumina müssen genügend lang miteinander verbunden werden, damit eine ausreichende Gleichverteilung des Gases vorliegt. Der kritische Punkt ist dabei die Öffnung des Ventils VLA1, das die Trennung zwischen Hydroeinlass und Mischvolumen darstellt und im Hydrobetrieb weiterhin über den Computer angesteuert wird. Die längste Zeit benötigt die Volumenteilung, wenn der gesamte Hydroeinlass mit dem Mischvolumen geteilt wird. Für diese Konfiguration wurde die Volumenteilungszeit bestimmt.

Es wurde für die Messungen eine Pipette erhöhten Standardgases zwischen dem Hydroeinlass ohne den Hydrokolben, dem U-Rohr und dem Erhöhter-Standard-Rechen geteilt. Verwendet wird davon nur das im U-Rohr befindliche Gas. Der Hydroeinlass wird für eine Messung vorbereitet also bepumpt und anschließend das Gas aus dem U-Rohr mit Hilfe eines Wasserdampfstroms, der aus einer zuvor entgasten Probe gespeist wird, überführt. Anschließend wurde immer eine Messung durchgeführt, die auf einer Volumenteilung zwischen dem Hydroeinlass und dem Mischvolumen basiert. Die Öffnungszeit von VLA1 war fest auf 60 Sekunden eingestellt, die Volumenteilungszeit wurde jedoch

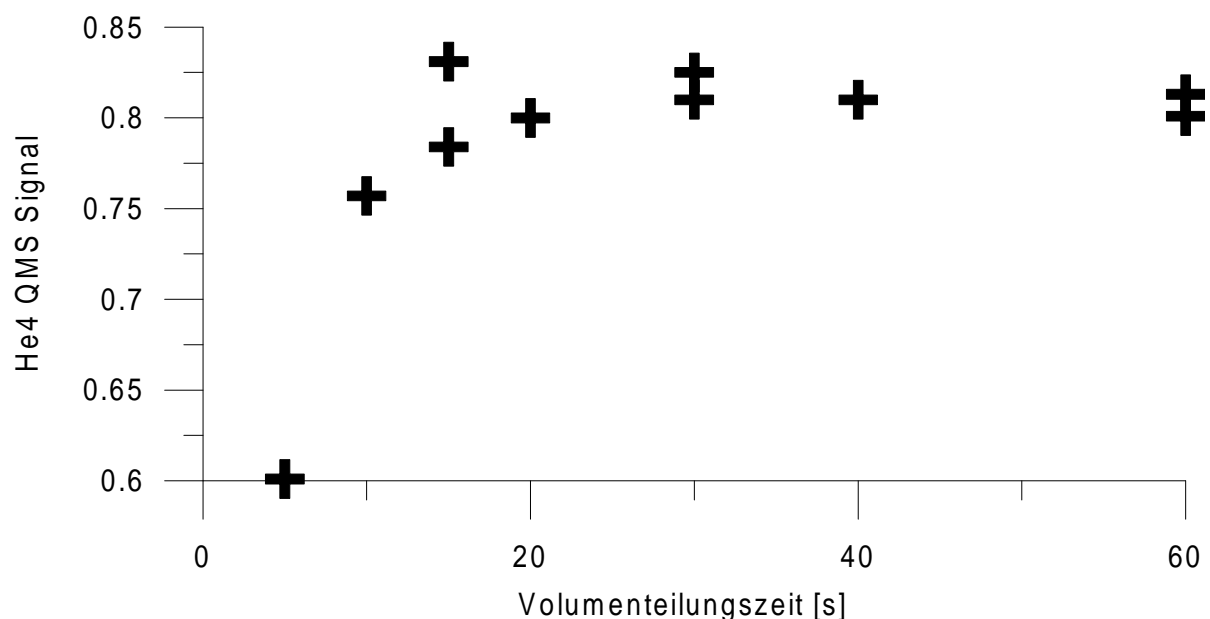


Abbildung A2.3: Messungen zur Bestimmung der Öffnungsdauer des automatischen Ventils VLA1.

durch Schließen von VLE1 per Hand zwischen 5 und 60 Sekunden (5, 10, 15, 15, 20, 30, 30, 40, 60) reguliert.

Die Ergebnisse dieser Messungen sind in Abb. A2.3 wiedergegeben. Es ist im Wesentlichen eine Sättigungskurve zu sehen, wobei 2 Messungen (je ein mal 15s bzw. 30s) als Ausreißer betrachtet und nicht berücksichtigt werden. Unter Auslassung dieser Messungen sind ab 30 Sekunden gleichbleibende Messergebnisse zu beobachten. Die automatische Öffnungszeit von VLA1 wird von daher für den Hydrobetrieb auf 40 Sekunden gesetzt. Dies wurde in der sucos-Software im Programmteil msa1hyd1 (Satz 18, Zeile 4) einprogrammiert. Ansonsten ist dieser Programmteil identisch mit msa1aut1. Das ausführbare Programm mspiphyd ist identisch mit mspipaut bis auf die Verwendung eines include msa1hyd1 anstelle von msa1aut1.

10.2.5 BESTIMMUNG DES RESTGASES IM U-ROHR

Im U-Rohr verbleiben von der Stelle an, wo das Wasser ausfriert bis zum VUR, (s. o.) Restmengen an Gas. Das effektive Volumen dieses Teils geht über das tatsächliche hinaus, da es zum Teil auf 77 K herabgekühlt ist. Zur Bestimmung des Restgases im U-Rohr wurde aus dem EHB ein Erhöhter-Standard-Rechen Gas entnommen und überführt. Diese große Menge ist erforderlich, damit auch der Rest im U-Rohr bei dem maximal möglichen Einlass von $\frac{1}{4}$ der Gesamtmenge der Probe in dem Bereich der Kalibration liegt, der durch Messungen gestützt und noch ziemlich linear ist. Die zwei Messungen, die mit dem erhöhten Standardgas (8.2.2001) auf diese Weise durchgeführt wurden, ergeben eine Restmenge von 1,97 bzw. 2,04 %.

Aus einer stark überhöhten Probe (ca. Faktor 9000, 9.2.2001) wurde die Restmenge bei der 2. und 3. Überführung bestimmt. Die 2. Überführung lag bei 2,3 % der ersten Messung, die 3. bei 2,4 % der 2. Überführung. Zusammenfassend wird eine Restmenge von $(2,2 \pm 0,2)$ % bei der Berechnung der Ergebnisse angenommen. Die ermittelten Resultate werden deshalb in syskohyd mit $1,0225=1/0,978$ multipliziert. Das effektive Volumen im U-Rohr bei der Überführung lässt sich mit dem Volumen des Hydroeinlasses von $(206,3 \pm 0,3)$ ml damit auf $(4,54 \pm 0,01)$ ml bestimmen. Das reale Volumen dieses Bereichs ist mindestens 2,4 ml (ca. 15 cm Rohr)

Der Rest im U-Rohr ist prinzipiell auch eine Fehlerquelle für das Verhältnis, da im tiefgekühlten Bereich das Verhältnis aufgrund der Thermodiffusion niedriger ist. Dieser Effekt wird abgeschätzt, indem davon ausgegangen wird, dass das effektive Volumen zustande kommt durch einen Bereich, der auf 77K gekühlt ist, und einen mit Raumtemperatur. Der Bereich mit 77K macht dann in etwa die Hälfte des effektiven Volumens aus also ca. 1 % des Gesamtvolumens. Für diesen wird die volle Verschiebung (7 % niedrigeres Verhältnis) angenommen. Das ergibt einen Effekt auf das nachher gemessene Gas von knapp 0,1 %. Dies kann als systematische Korrektur angebracht werden.

10.2.6 ÜBERPRÜFUNG DER VOLUMENTEILUNG MIT HILFE VON MESSUNGEN DES ERHÖHTEN STANDARDGASES

Wie oben schon angedeutet wurde kann aus verschiedensten Messungen des erhöhten Standardgases jeweils die Heliummenge im EHB bestimmt werden. Sind alle Volumina korrekt bestimmt und funktioniert die Volumenteilung, ist die so bestimmte Heliummenge für alle Messungen im Rahmen der Messungenauigkeit identisch. Die Überführungszeit-Messreihe kann nicht mitverwendet werden, weil ein kleiner, aber nicht berechenbarer Teil des eingelassenen erhöhten Standardgases nicht mitge-

messen wurde (Abpumpen des U-Rohrs). Die daraus berechneten Stoffmengen im EHB liegen erwartungsgemäß niedriger als die anderen. Außerdem wurden nur Messungen berücksichtigt, die nicht weniger als $\frac{1}{2}$ und nicht mehr als 4 Standards ^4He enthielten. Die Heliummenge im EHB ist aus der Herstellung des erhöhten Standardgases nur in ungefähr abzuschätzen (s.u.). Von daher lassen sich mit den hier verwendeten Messungen keine Aussagen über die Absolutgenauigkeit der Volumenteilung treffen.

Bei den verbleibenden Messungen (5.2 – 8.2.2001) gibt es zwei verschiedene Mengen die aus dem EHB in die Hydroprobenaufbereitung transferiert wurden (eine Pipette, ein Erhöhter Standardrechen) und drei verschiedene Stoffmengen, die in den Hydroeinlass übertragen wurden. Die Einlassmengen sind eine Erhöhter-Standard-Pipette (an allen vier Tagen) sowie die in den Abschnitten 10.2.4 (Volumenteilungszeit-Messreihe) und 10.2.3 (8.2.2001 Überführungsrest-Messungen) beschriebenen. Die Ergebnisse für die Stoffmenge im EHB weisen eine Standardabweichung von 1,8 % auf. Werden die 4 Messungen mit grossen Stoffmengen und deshalb hohen Messfaktoren von den anderen getrennt, so ergibt sich für die niedrigen Messfaktoren (12 Messungen) $(0,1687 \pm 0,0018)$ Nml und für die höheren (4 Messungen) $(0,1735 \pm 0,0034)$ Nml. Die Differenz beträgt also $(0,0048 \pm 0,0039)$ Nml oder 2,8 % des Mittels. Die Differenz ist damit im Rahmen einer Standardabweichung nicht gleich Null. Da aber nur 4 Messungen zum höheren Wert beitragen, ist diese Aussage mit äußerster Vorsicht zu genießen. Insgesamt zeigen diese Messungen jedoch die prinzipielle Tauglichkeit des Volumenteilungsverfahrens an der Hydroprobenaufbereitung. Eine Wiederholung mit mehr Messpunkten wäre anstrebenswert.

Die bestimmte Stoffmenge an Helium liegt bei etwa 0,2 Nml, also in der Größenordnung, die aufgrund des Herstellungsverfahrens (Einlass einer Pipette von ca. 0,4 ml Helium in den EHB) zu erwarten gewesen wäre. Dass nur in etwa die Hälfte der Menge bestimmt wurde, ist erklärbar darüber, dass bei der Befüllung der Pipette nicht gewährleistet werden konnte, dass nur Helium hineingelangt.

10.2.7 ABSCHÄTZUNG DER MESSGENAUIGKEIT

Die Messgenauigkeit wird bestimmt durch die Unsicherheit bei der Bestimmung des Rests, der im U-Rohr verbleibt und die Unsicherheit der beteiligten Volumina. Der Rest trägt nur 0,2 % Unsicherheit bei, während die Unsicherheit der beteiligten Volumina maximal 1% ist, meist jedoch wesentlich weniger. Die üblichen Ozeanproben haben einen Fehler in der Größenordnung von 0,5 % für ^4He . Mit diesem zusammen müsste der Gesamtfehler der Absolutwerte unter 2 % liegen. Dass dies die richtige Größenordnung ist, wird durch die Messungen verschiedenster Mengen des erhöhten Standardgases bestätigt.

Für das $^3\text{He} / ^4\text{He}$ Verhältnis spielt eine Unsicherheit in der Bestimmung der Volumina keine Rolle, da die Volumenteilung das Verhältnis sowieso nicht beeinflusst. Das Restgas im U-Rohr bringt eine systematische Verschiebung in der Größenordnung von 0,1 % mit sich. Damit dürfte das Verhältnis insgesamt bei diesen Messungen im Wesentlichen mit derselben Genauigkeit bestimmt werden können wie für ozeanische Proben, also mit einer Unsicherheit in der Größenordnung von einem halben bis zu maximal einem Prozent. Von den Messungen am erhöhten Standardgas fallen zwei im $^3\text{He} / ^4\text{He}$ Verhältnis deutlich heraus. Bei diesen liegt wahrscheinlich eine Kontamination vor. Eine davon ist der Ausreißer in der Überführungszeit-Messreihe bei 30 s. Werden diese nicht berücksichtigt, ergibt sich aus allen Messungen eine Standardabweichung im Verhältnis von 1,4 %, also eine

etwas größere Unsicherheit. Die Ursachen dafür sind nicht klar und wären ein sinnvoller Gegenstand weiterer Untersuchungen.

10.3 Weiterbearbeitung der Messergebnisse

Die Messungen der Hydroproben durchlaufen zunächst die ganz normale Auswertungsprozedur (Programm „helium“ unter matlab), in der mit Hilfe der Eichkurve und dem zeitlichen Verlauf der Empfindlichkeit die Messergebnisse in Stoffmengen umgewandelt werden. Nach Durchführung der Auswertung sind die so berechneten Stoffmengen, die wegen der Volumenteilung noch nicht die wirklichen Stoffmengen der Proben sind, in der Variable „sonder“ gespeichert. Zur Weiterbearbeitung der Hydroproben wurde die Funktion „syskohyd“ erstellt, die eine Überführung der Messungen in das Format der Variable „wasser“ durchführt, zur Eingabe der zugehörigen Extraktionsdaten auffordert und die notwendigen Korrekturen durchführt. Anhand der ebenfalls abgefragten Volumenteilungsverhältnisse dieser sowie vorhergehender Messungen an der gleichen Probe ermittelt die Funktion auch die resultierenden Stoffmengen und Konzentrationen der ursprünglichen Probe.

10.4 Offene Fragen und Ausblick

10.4.1 MESSUNG VON PROBEN MIT GERINGEN KONZENTRATIONEN

Wird eine Grundwasserprobe über den Hydroeinlass eingelassen, die Heliumgehalte hat, die einem Gleichgewicht mit der Atmosphäre entsprechen, so ist die maximal mögliche Einlassmenge von einem Viertel der Probe zu klein, um den durch Messungen gestützten Bereich der Linearität zu erreichen. Die Extrapolation der Linearität ist extrem fehlerbehaftet, insbesondere, weil die Empfindlichkeit im Bereich ganz kleiner Stoffmengen vermutlich wieder zunimmt (darauf weisen zumindest einige Messungen hin und es wäre sinnvoll, dies systematisch nachzuprüfen). Es ist von daher wünschenswert, solche Proben möglichst ganz in das Messsystem einzulassen. Dies ist im Prinzip auch möglich, wenn beim Einlass der Probe ins QMS und beim Öffnen der 10K-Falle der gesamte Weg bis zum Hydrokolben geöffnet ist, also VLA1 erst wieder geschlossen wird, wenn V10K wieder schließt. Dann wird die gesamte Probe überfrozen. Das System ist in diesem Zustand „verletzlicher“ als es im Routinebetrieb je zugelassen wird. Ein Abbrechen des Hydrokolbens würde die 10K-Falle mit der Atmosphäre in Kontakt bringen. Von daher ist es empfehlenswert, nach anderen Methoden zu suchen, solche Proben zu bearbeiten.

Erste Versuche mit dieser Methode wurden im Herbst 2000 vorgenommen. Da die Messungen im QMS auf einer Volumenteilung des QMS-Einlasses mit dem (erweiterten) Mischvolumen beruhen, fallen für diese Proben die Messergebnisse am QMS geringer aus. Die ermittelte Reduzierung lag in der Größenordnung von 30 % (bei Bedarf neu bestimmen, wenn die Zeiten (s. u.) festgelegt sind). Da die gesamte Probe auf der 10K-Falle aufgefrozen wird, muss für die SMS-Messungen kein Faktor berücksichtigt werden. Eine 2. Messung der gleichen Art direkt im Anschluss ohne jegliches Bepumpen des Hydroeinlasses hat jedoch gezeigt, dass ca. 5 % der Probe im Hydroeinlass verblieben waren. Dies ist höchstwahrscheinlich auf eine unzureichende Öffnungszeit von V10K für diese Konfiguration zurückzuführen. Die adäquate Öffnungszeit des Überfriervorgangs muss für diese Konfiguration neu bestimmt werden, am besten indem der Überfriervorgang mit Hilfe des QMS aufgezeichnet wird ([Glandorf, 1991], S.92). In ähnlicher Weise muss bedacht werden ob die Zeit bis zum Einlass der

Probe ins QMS (Öffnung von VQME) ausreichend ist oder eventuell zur Zeit, wo der Einlass stattfindet, auch hier noch dynamische Effekte ablaufen (Reihe mit verschiedenen Zeiten).

Eine Möglichkeit, dieses Problem ganz zu umgehen, besteht darin, bei der Überführung aus dem Extraktionsgefäß den Hydrokolben abzuklemmen, also in ein kleineres Volumen zu überführen. Dieses Volumen hätte dann in ungefähr 25 ml, so dass bei einer Teilung des verkleinerten Hydroeinlasses mit dem Mischvolumen der Aufbereitung am Massenspektrometer etwa drei Viertel der Probe ins Massenspektrometer übertragen würden. Das Problem bei dieser Vorgehensweise ist, dass die im U-Rohr verbleibende Restmenge und ihre Unsicherheit dann eine viel größere Bedeutung bekommt. Der verlorene Teil der Probe wäre dann nicht mehr 2 %, sondern 20 % und die Unsicherheit bei der Bestimmung dieses Anteils würde 2 % der gesamten Probenmenge ausmachen. Selbst der Thermo-diffusionseffekt beim Restgas im U-Rohr würde das gemessene Verhältnis um knapp 1 % verschieben. Dies würde sich auf alle Proben auswirken, da ihre Konzentration ja im Vorhinein nicht bekannt ist. Nicht nur aus diesem Grund sollte künftig von allen kooperierenden Instituten die Bereitstellung von jeweils 2 gleichen Proben erbeten werden. Stellt sich dann heraus, dass die Probe für eine Messung über die Hydroprobenaufbereitung zu geringe Konzentrationen hat, kann sie immer noch über den normalen Einlass gemessen werden.

10.4.2 DISKRIMINIERUNG

Well ([1995], S. 51ff) hat Diskriminierungseffekte bei den Messungen von Ozeanproben ermittelt, die bis in den Prozentbereich gingen. Im Fall der Grundwasserproben ist auch die Spannbreite der Ne/He und $^3\text{He} / ^4\text{He}$ - Verhältnisse sehr viel größer als bei Ozeanproben. Von daher wäre es sinnvoll, zu überprüfen, ob Diskriminierungseffekte für den Bereich dieser Proben von Bedeutung sind.

10.4.3 ABSOLUTEICHUNG DES HYDROEINLASSES

Eine Absoluteichung des Hydroeinlasses sollte durchgeführt werden. Dazu werden zwei Messungen vorgeschlagen: Zum einen eine Interkalibration mit anderen Laboren, die solche Proben messen (ETH Zürich, Prof. Roether hat schon mal eine Voranfrage gemacht und sie haben sich grundsätzlich bereit erklärt). Dies könnte mit einigen der nicht verwendeten Hydroisotop Proben realisiert werden.

Zum zweiten könnte mensch, wenn ein sinnvoller Weg zur Messung von Proben, die im Bereich eines Standards liegen, gefunden ist, sicherstellen, dass die Hydroprobenaufbereitung im Bereich kleiner Messfaktoren gut ist. Dazu können Spielproben verwendet werden, die dann auch regelmäßig mitgemessen werden sollten. Dann kann mensch mit Hilfe des erhöhten Standardgases zeigen, dass die großen Messfaktoren mit den kleinen konsistent sind.

Wenn es mal wieder Doppelproben zu Grundwasserproben gibt, die im Bereich von 1,5 bis 4 Standards liegen, ließe sich die absolute Tauglichkeit des Hydroeinlasses für niedrige Faktoren testen indem die eine als normale Wasserprobe eingelassen wird und die andere über den Hydroeinlass.

10.4.4 ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Anhang wurde eine neu entwickelte Hydroprobenaufbereitung vorgestellt, die es erlaubt, Wasserproben mit Heliumgehalten zu messen, die bis zu 400.000-mal höher liegen als die der üblicherweise gemessenen ozeanischen Proben. Das verwendete Verfahren beruht auf einer Volumenteilung der zu messenden Gase direkt vor dem Einlass in das Massenspektrometer. Die Messung

dieser Proben geht mit einem größeren Fehler von etwa 2 % bei den Absolutwerten und gutv 1 % beim $^3\text{He} / ^4\text{He}$ Verhältnis. Die neue Hydroprobenaufbereitung erfüllt damit die in sie gesetzten Erwartungen.

10.5 Kochbuch zur Messung von Grundwasserproben

Der Normalzustand des Systems bei der Messung von Proben über das „Hydroeinlassteil“ ist:

Das Programm streusel muss im Heliummodus mit dem Programm mspiphyd (sucos3) betrieben werden. In der Initialisierung (Menü Parameter) von streusel muss der Schwellwert Upper_Limit_QMSHE4 auf 5 gesetzt werden. Alle Messungen, die über den Hydro-Einlass laufen, haben den mode „254“ und das menu „supr_std“. Zum Messen der erweiterten Linearität muss wieder auf das Programm „mshe“ gewechselt werden.

Die Linearität muss zusätzlich zu den normalen Stützpunkten noch 3 und 4 große Standards beinhalten (mode 15 bzw. 20, blanks zum Nachspülen nicht vergessen).

Das Ventil VLE1 ist an eine der handschaltbaren Pressluftleitungen (der Konvention halber S2) angeschlossen und dauerhaft geöffnet, es sei denn, es wird eine Superstandardpipette gemessen; dann wird es von Hand (über S2) geschlossen.

Das Ventil VEH ist immer geschlossen.

Ablauf:

Anfangsprogramm als Massenspektrometer-Zustandscheck (5 / 5 / 0 / 5 / 0 am Tag vorher mit Timer starten)

Hydroblank

Blöcke mit je 3-5 Messungen
 1 Standard
 3-5 Messungen
 1 Standard
 1 Hydroblank

Hydroblank (falls nicht im Rahmen der Blöcke gemessen)

Endprogramm als Massenspektrometer-Zustandscheck (5 / 0 / 5 / 0 / 5)

Einzelne Arbeitsschritte:

Überführung einer Probe aus Ampulle/Kolben in den Hydro-Einlass:

Die Ampulle oder der Kolben werden in den Knacker eingeführt. Dann wird das System bis zur Probe als ganzes bepumpt, d. h. der gesamte Hydroeinlass sowie das U-Rohr und der Knacker, zunächst mit der Vorpumpe wegen Wasser im Knackerbereich (dessen Verschwinden mit dem Fön beschleunigt werden kann), dann mit der Diffusionspumpe. Bei ausreichend niedrigem Druck ($< 2 \cdot 10^{-5}$ mbar) wird die Übertragung der Probe vorbereitet. Zunächst wird die Pumpe am Kreuz abgeklemmt (VRP schließen). Dann wird der Dewar unter das U-Rohr gestellt. Dabei soll das U-Rohr den Dewar nicht berühren, damit es nachher komplett im flüssigen Stickstoff steht. Der Dewar wird nun mit Stickstoff gefüllt, bis das U-Rohr bis zum unteren Ende der Schweissnaht auf der linken Seite eingetaucht ist. Die Probe wird jetzt mit dem Knacker, der an die Druckluftleitung (der Konvention halber S1) angeschlossen ist, geknackt, 40 Sekunden später wird VUR geschlossen. Jetzt ist die Probe zu 98 % im Hydroeinlass als reines Permanentgas eingeschlossen.

Scanmessung einer Probe, die in den Hydroeinlass überführt wurde:

Ist die Konzentration gänzlich unbekannt (keine Angaben vom Auftraggeber, keine Proben, die laut Auftraggeber ähnliche Werte haben sollten), muss von der sicheren Seite her angefangen werden, also mit der Messung von 0,01 Promill der Probe (Faktor 94260). Ist die Messung von einem Blank nicht zu unterscheiden, wird als nächstes eine Superstandardpipette gemessen (Faktor 542,1). Diese beiden Arten der Messung sind Scan-Messungen und können mit 20 He3-onpeak- und 5 He3-offpeak-Messungen durchgeführt werden (einstellbar im Probeneditor unter edit record), damit sie schneller gehen. Das QMS-He4-Ergebnis einer vom Blank unterscheidbaren Messung wird genommen, um die richtige Volumenteilung für die endgültige Messung zu bestimmen. Dazu wird das QMS-He4-Messergebnis mit dem Faktor, der zur angewandten Volumenteilung gehört, multipliziert (das ergibt das geschätzte Ergebnis einer Messung der gesamten Probe). Dies wird durch den QMS-He4-Messwert eines Standards geteilt (die resultierende Zahl ergibt in etwa den Faktor, um den das He überhöht ist). Nun wird der größte Faktor gesucht, der kleiner ist als derjenige, der gerade für die Probe berechnet wurde. Die zu diesem Faktor gehörige Volumenteilung wird zur endgültigen Messung der Probe verwendet.

Endgültige Messung einer Probe, die in den Hydroeinlass überführt wurde:

Die genaue Beschreibung der einzelnen Messabläufe für eine Probe ist im Faktorenblatt erklärt. Grundsätzlich ist es wichtig auf dem Hydro-Tagesmessprotokoll zu vermerken, was getan wird, d. h. die Probennummern zu übertragen und auf jeden Fall den Faktor zu notieren, mit dem die Messung durchgeführt wurde. Eine Probe darf auf keinen Fall abgepumpt werden, bevor nicht gesichert ist, dass die vorgenommene Messung wirklich im Bereich zwischen 0,9 und 4 Standards liegt. Also am besten den ersten QMS-Zyklus abwarten.

Ist sicher, dass die im System befindliche Probe nicht mehr gebraucht wird, kann die Probe abgepumpt und das U-Rohr „entwässert“ werden. Dazu wird der gesamte Hydroeinlass und das U-Rohr mit der Vorpumpe bepumpt, bis alles Wasser verdunstet ist (u. U. mit dem Fön beschleunigen). Jetzt geht es weiter bei den Anleitungen für das Überführen einer Probe, bzw. eines Hydroblanks.

Überführung und Messung eines Hydroblanks:

Eine schon gemessene Probe wird eine Minute mit der Vorpumpe bepumpt, damit alles Gas, was durch Undichtigkeiten eingetreten ist oder noch aus dem Probenwasser ausgegast ist, entfernt wird. VHP wird geschlossen und das restliche System bepumpt, bis der Druck unter $2 \cdot 10^{-5}$ mbar gefallen ist. Nun wird die Überführung vorbereitet wie unter „Probe überführen“ beschrieben. Anstelle des Knackens der Probe steht beim Hydroblank das Öffnen von VHP. Der Hydroblank wird immer als eine Faktor 4,12 Messung durchgeführt.

Probe überführen

Probe in den Knacker
System beumpfen
VRP schließen
U-Rohr in IN₂
Probe knacken
nach 40s VUR schließen
VHP schließen
Stickstoff entsorgen

Hydroblank

gemessene Probe beumpfen
VHP schließen
System beumpfen
VRP schließen
U-Rohr in IN₂
VHP öffnen
nach 40s VUR schließen
VHP schließen
Stickstoff entsorgen
254 starten

Probe scannen

20 x He3 onpeak, 5x He3 offpeak

Faktor 94260 messen, d. h.:

- VLE1 schließen
- SSP ins MV expandieren (Konsole)
- 254 starten
- wenn Probe im MS: VLE1 auf

wenn Faktor 94260 = Blank

Faktor 542,1 messen, d. h.:

- SSP abklemmen
- 254 starten
- wenn Probe im MS: VLE1 auf

Probe messen

Vol.teilung aus Scanmessung ableiten:

Probenfaktor =

$$\frac{\text{QMSHe4 (Scan)} \cdot \text{Scanfaktor}}{\text{QMSHe4 (Standard)}}$$

grössten Messfaktor kleiner Probenfaktor suchen

Messung gemäss Anweisung auf dem Faktorblatt durchführen

Probe **sicher** gemessen? ⇒ Probe abpumpen + U-Rohr entwässern

10.6 Volumenteilungsverhältnisse am Hydroeinlass

Teilungsverhältnisse am Hydroeinlass

Wenn das Hydroeinlassteil in Betrieb ist, wird VLE1, das Einlassventil der Superstandardpipette, auf Handbetrieb umgestellt, also an eine der manuell schaltbaren Druckluftleitungen (der Konvention halber: S2). Das Ventil steht im Normalfall auf "auf" und wird nur geschlossen, wenn eine Superstandardpipette gemessen werden soll.

Messung heißt immer Abtrennung des jeweiligen Teils des Hydroeinlasses und starten einer "254". Diese teilt dann das Volumen mit dem Mischvolumen (mv) des Aufbereitungsteils am Massenspektrometer.

Die angegebenen Teilungsverhältnisse sind auf 4 Stellen genau als Faktoren angegeben, die besagen, das Wievielfache des Messergebnisses die gesamte Probe haben würde (berechnet mit d:\msenddat\vol.mat am 7.2.2001); des weiteren ist wichtig, welcher Bruchteil der Probe nach Durchführung der Volumenteilung noch im Hydroeinlass verbleibt. Um komplizierte Rückteilungen nicht berücksichtigen zu müssen, werden vor einer weiteren Messung alle Rechen komplett ausgepumpt, die im Verlauf einer Rückexpansion des Superstandardrechens oder der Superstandardpipette benutzt wurden.

Abkürzungen, der in vol.mat gespeicherten Volumina

- apg: Ampulle, gross (ungefähr)
- apk: Ampulle klein (ungefähr)
- asb: Arbeitsstandardbehälter
- aspg: Arbeitsstandardpipette, gross
- aspk: Arbeitsstandardpipette, klein
- asr: Arbeitsstandardrechen
- hyk: Hydrokolben
- hyr: Hydrorechen
- kna: Knacker für die Hydroproben (ungefähr)
- lpr: Luftprobenrechen (bei diesem Volumen ist das Superstandardrechenventil geöffnet)
- mv: Mischvolumen der A1 am Massenspektrometer
- spv: Spindelvolumen (Differenz zwischen Ventilvolumen in geöffnetem und geschlossenem Zustand)
- ssp: Superstandardpipette
- ssr: Superstandardrechen
- uro: U-Rohr-Bereich am Hydroeinlass
- zuv: Zusatzvolumen der A1 am Massenspektrometer

Hydroeinlass: gesamtes Volumen zwischen VUR und VLA1 bei geöffnetem VHYK.

Der Hydroeinlass umfasst also den Hydrokolben, den Hydrorechen, den Luftprobenrechen (und damit auch den Superstandardrechen) sowie die Superstandardpipette

Ausgangspunkt der folgenden Beschreibungen ist immer der Zustand nach Überführung einer Probe in den Hydroeinlass (d. h. VUR geschlossen, alle Ventile zwischen VUR und VLA1 geöffnet, VHYK ebenfalls auf).

=====

Faktor: 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120
Messen des gesamten Hydroeinlasses (alle Ventile im Hydroeinlass geöffnet).
Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: alles so lassen,
wie es ist.

Faktor: 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120 4,120

=====

Faktor: 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175
Abteilen (VHYK geschlossen) und anschließendes Messen von Hydrorechen
und Luftprobenrechen.
Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der
Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) den Hydroeinlass wieder komplett mit-
einander verbinden (VHYK öffnenen).

Faktor: 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175 9,175

=====

Faktor: 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88
Abteilen (VHYR schließen) und anschließendes Messen des Luftprobenrechen.
Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der
Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) den Hydroeinlass wieder komplett mit-
einander verbinden (VHYR öffnenen).

Faktor: 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88 12,88

=====

Faktor: 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56
Abteilen (VSSP schließen) und anschließendes Messen des Superstandardrechen.
Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der
Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) den Hydroeinlass wieder komplett mit-
einander verbinden (VSSP öffnenen).

Faktor: 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56 35,56

=====

Faktor: 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2
Abteilen des Superstandardrechen (VSSP schließen), auspumpen des Luftproben-
rechen (VHYR schließen, VRP öffnen, warten, VRP schließen), expandieren des
Superstandardrechen in den Luftprobenrechen (VSSP öffnen, min 40s warten),
Superstandardrechen abteilen (VSSP schließen) und messen.
Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der
Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben- und Superstandardrechen aus-
pumpen (VSSP öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass
wieder komplett miteinander verbinden (VHYR öffnenen).

Faktor: 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2 117,2

=====

=====

Faktor: 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5

Abteilen des Superstandardrechen (VSSP schließen), auspumpen des Luftproben- und des Hydrorechen (VHYK schließen, VRP öffnen, warten, VRP schließen), expandieren des Superstandardrechen in den Luftproben- und den Hydrorechen (VSSP öffnen, min 40s warten), Superstandardrechen abteilen (VSSP schließen) und messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben-, Hydro- und Superstandardrechen auspumpen (VSSP öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VHYK öffnen).

Faktor: 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5 189,5

=====

Faktor: 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1

Superstandardpipette abteilen (VLE1 schließen) und anschließend messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VLE1 öffnen).

Faktor: 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1 542,1

=====

Faktor: 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737

Abteilen des Superstandardrechen (VSSP schließen), auspumpen des Luftprobenrechen (VHYR schließen, VRP öffnen, warten, VRP schließen), expandieren des Superstandardrechen in den Luftprobenrechen (VSSP öffnen, min 40s warten), Superstandardpipette abteilen (VLE1 schließen) und messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben- und Superstandardrechen auspumpen (VLE1 öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VHYR öffnen).

Faktor: 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737 1737

=====

Faktor: 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809

Abteilen des Superstandardrechen (VSSP schließen), auspumpen des Luftproben- und des Hydrorechen (VHYK schließen, VRP öffnen), expandieren des Superstandardrechen in den Luftproben- und den Hydrorechen (VRP schließen, VSSP öffnen, min 40s warten), Superstandardpipette abteilen (VLE1 schließen) und messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben-, Hydro- und Superstandardrechen auspumpen (VLE1 öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VHYK öffnen).

Faktor: 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809 2809

=====

=====

Faktor: 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757

Abteilen einer Superstandardpipette (VLE1 schließen), auspumpen des Superstandardrechen (und damit zwangsläufig auch des Luftprobenrechen) (VHYR schließen, VRP öffnen, warten, VRP schließen), expandieren der Superstandardpipette in den Superstandardrechen (VSSP schließen, VLE1 öffnen), Superstandardpipette abteilen (VLE1 schließen) und messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben- und Superstandardrechen auspumpen (VLE1 öffnen, VSSP öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VHYR öffnen).

Faktor: 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757 8757

=====

Faktor: 29670 29670 29670 29670 29670 29670 29670 29670 29670

Abteilen einer Superstandardpipette (VLE1 schließen), auspumpen des Luftprobenrechen (VHYR schließen, VRP öffnen, warten, VRP schließen), expandieren der Superstandardpipette in den Luftprobenrechen (VLE1 öffnen), Superstandardpipette abteilen (VLE1 schließen) und messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben- und Superstandardrechen auspumpen (VLE1 öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VHYR öffnen).

Faktor: 29670 29670 29670 29670 29670 29670 29670 29670 29670

=====

Faktor: 47970 47970 47970 47970 47970 47970 47970 47970 47970

Abteilen einer Superstandardpipette (VLE1 schließen), auspumpen des Luftproben- und des Hydrorechen (VHYK schließen, VRP öffnen, warten, VRP schließen), expandieren der Superstandardpipette in den Luftproben- und den Hydrorechen (VLE1 öffnen), Superstandardpipette abteilen (VLE1 schließen) und messen.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) Luftproben-, Hydro- und Superstandardrechen auspumpen (VLE1 öffnen, VRP öffnen, warten, VRP schließen) und den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VHYK öffnen).

Faktor: 47970 47970 47970 47970 47970 47970 47970 47970 47970

=====

Faktor: 94260 94260 94260 94260 94260 94260 94260 94260 94260

Abteilen einer Superstandardpipette (VLE1 schließen), expandieren der Superstandardpipette in das Mischvolumen der A1 am MS (s. u.), abpumpen des Mischvolumens (s. u.) und messen einer Superstandardpipette.

Um die Superstandardpipette in das Mischvolumen zu expandieren muss die Ventile-schalttafel benutzt werden. Nachdem die Superstandardpipette über den Pressluftschalter (S2) vom Hydro-Einlass abgetrennt wurde, wird an der Konsole weitergearbeitet. Dazu darf keine Messung mehr laufen, da sonst alle Ventile ausschließlich über den Computer gesteuert werden. Läuft also keine Messung, wird der Schalter PC (rechte Seite, Mitte) aus- und der Schalter Menü Hand (rechts, oben) eingeschaltet. Nun wird im Menü A1 (obere Zeile, Mitte) geschaltet: Res aus, Vorb ein, Vorb aus, Lkl ein, abwarten (knapp 90 sec), Lkl aus und Res wieder an. Jetzt muss noch auf der rechten Seite Menü Hand wieder aus- und PC wieder angeschaltet werden. Es befindet sich nun die zu messende Gasmenge in der Superstandardpipette.

Falls weitere Messungen an der Probe vorgenommen werden sollen: Nach Einlass der Probe ins MS (VLA1 wieder geschlossen) den Hydroeinlass wieder komplett miteinander verbinden (VLE1 öffnen).

Faktor: 94260 94260 94260 94260 94260 94260 94260 94260 94260

11 Bibliographie

- Arhan, M.** (1990). The North Atlantic Current and Subarctic Intermediate Water. *Journal of Marine research*, 48(1), Seite 109-144.
- Baringer, M.O. und Price, J.F.** (1997). Mixing and Spreading of the Mediterranean Outflow. *Journal of Physical Oceanography*, 27(8), Seite 1654-1677.
- Bayer, R., Schlosser, P., Bönisch, G., Rupp, H., Zaucker, F. und Zimmek, G.** (1989). Performance and Blank Components of a Mass Spectrometric System for Routine Measurements of Helium Isotopes and Tritium by the ^3He Ingrowth Method. *Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Mathematisch -naturwissenschaftliche Klasse*, 5. Abhandlung, Seite 241-279.
- Beining, P. und Roether, W.** (1996). Temporal evolution of CFC 11 and CFC 12 concentrations in the ocean interior. *Journal of Geophysical Research*, 101, Seite 16.455-16.464.
- Belkin, I.M. und Levitus, S.** (1996). Temporal variability of the Subarctic Front near the Charlie-Gibbs Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 101(C12), Seite 28317-28324.
- Benson, B.B. und Krause, D.** (1980). Isotopic fractionation of helium during solution: a probe of the liquid state. *J. Sol. Chem.*, 9, Seite 895-909.
- Bersch, M.** (1995). On the Circulation of the Northeastern North Atlantic. *Deep-Sea Research*, 42(9), Seite 1583-1607.
- Bersch, M., Meincke, J. und Sy, A.** (1999). Interannual thermohaline changes in the northern North Atlantic 1991-1996. *Deep Sea Research II*, 46, Seite 55-75.
- Boldreel, N.O., Andersen, M.S. und Kuijpers, A.** (1998). Neogene seismic facies and deep water gateways in the Faroe Bank Area, NE Atlantic. *Marine Geology*, 152, Seite 129-140.
- Borenäs, K.M. und Lundberg, P.A.** (1988). On the Deep-Water Flow through the Faroe Bank Channel. *Journal of Geophysical Research*, 93(C2), Seite 1281-1292.
- Broecker, W.S.** (1991). The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4(2), Seite 79-89.
- Broecker, W.S. und Peng, T.-H.** (1982). Tracers in the sea. Eldigio Press, New York, 690 Seiten.
- Broecker, W.S., Rooth, C. und Peng, T.-H.** (1985). Ventilation of the deep North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 90(C4), Seite 6940-6944.
- Bullister, J.L. und Weiss, R.F.** (1988). Determination of CCl_3F and CCl_2F_2 in seawater and air. *Deep-Sea Research*, 35, Seite 839-853.
- Bulsiewicz, K., Rose, H., Klatt, O., Putzka, A. und Roether, W.** (1998). A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluorocarbon measurement in ocean waters. *Journal of Geophysical Research*, 103(C8), Seite 15959-15970.
- Cayan, D.R.** (1992). Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperatures. *Journal of Physical Oceanography*, 22, Seite 859-881.
- Clarke, W.B., Jenkins, W.J. und Top, Z.** (1976). Determination of Tritium by Mass Spectrometric Measurement of ^3He . *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27, Seite 515 - 522.
- Conkright, M.E., Levitus, S., O'Brien, T., Boyer, T.P., Stephens, C., Johnson, D., Stathoplos, L., Baranova, O., Antonov, J., Gelfeld, R., Burney, J., Rochester, J. und Forgy, C.** (1998). World Ocean Database 1998, CD-ROM Data Set Documentation. , *National Oceanographic Data Center*, Silver Spring, MD.
- Cunnold, D.M., Fraser, P.J., Weiss, R.F., Prinn, R.G., Simmonds, P.G., Miller, B.R., Alyea, F.N. und Crawford, A.J.** (1994). Global trends and annual releases of CCl_3F and CCl_2F_2 estimated from ALE/GAGE and other measurements from July 1978 to June 1991. *Journal of Geophysical Research*, 99(D1), Seite 1107-1126.
- Curry, R.** (1999). Decadal Variability of water masses and circulation in the subpolar North Atlantic. *WOCE North Atlantic Workshop, Kiel* download from <http://www.ifm.uni-kiel.de/ro/nawsr/session1.html>.
- Davis, R.E. und Zenk, W.** (2001). Subsurface Lagrangian Observations during the 1990s. *Ocean Circulation and Climate, Observing and Modelling the Global Ocean* International Geophysical Series 77. G. Siedler, J. Church and J. Gould, Academic Press. San Diego Seite 123-137.
- de Boer, C.J.** (1998). Water mass distribution in the Iceland Basin calculated with an Optimal Parameter Analysis. *ICES Cooperative Research Report*, 225, Seite 228-246.

- de Boer, C.J., van Aken, H.M. und van Bennekom, A.J.** (1998). Hydrographic variability of the overflow water in the Iceland Basin. *ICES Cooperative Research Report*, 225, Seite 136-149.
- DeMaster, D.** (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, Seite 1715-1732.
- Dickson, R.** (1997). From the Labrador Sea to global change. *Nature*, 386, Seite 649-650.
- Dickson, R., Lazier, J., Meincke, J., Rhines, P. und Swift, J.** (1996). Long term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 38, Seite 241-295.
- Dickson, R.R.** (1994). The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *Journal of Geophysical Research*, 99(C6), Seite 12319-12341.
- Dickson, R.R., Gould, W.J., Müller, T.J. und Maillard, C.** (1985). Estimates of the mean circulation in the deep (>2,000m) layer of the Eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 14, Seite 103-127.
- Doney, S.C. und Bullister, J.L.** (1992). A chlorofluorocarbon section in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research*, 39(11/12), Seite 1857-1883.
- Doney, S.C. und Jenkins, W.J.** (1988). The effect of boundary conditions on tracer estimates of thermocline ventilation rates. *Journal of Marine Research*, 46, Seite 947-965.
- Doney, S.C. und Jenkins, W.J.** (1994). Ventilation of the Deep Western Boundary Current and Abyssal Western North Atlantic: Estimates from Tritium and ³He Distributions. *Journal of Physical Oceanography*, 24(March), Seite 638-659.
- Doney, S.C., Jenkins, W.J. und Bullister, J.L.** (1997). A comparison of ocean tracer dating techniques on a meridional section in the eastern North Atlantic. *Deep-Sea Research Part I*, 44, Seite 603-626.
- Doney, S.C., Jenkins, W.J. und Östlund, H.G.** (1993). A Tritium Budget for the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10), Seite 18,069-18,081.
- Dreisigacker, E. und Roether, W.** (1978). Tritium and ⁹⁰Sr in north Atlantic surface water. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, Seite 301-312.
- Ellett, D.J.** (1998). Norwegian Sea Deep Water overflow across the Wyville Thomson Ridge during 1987-88. *ICES Cooperative Reserch Report*, 225, Seite 195-205.
- Ellett, D.J. und Martin, H.A.** (1973). The physical and chemical oceanography of the Rockall Channel. *Deep Sea Research*, 20, Seite 585-625.
- Ellett, D.J. und Roberts, D.G.** (1973). The overflow of Norwegian Sea Deep Water across the Wyvill-Thomson Ridge. *Deep-Sea Research*, 20, Seite 819-835.
- Emery, W.J. und Thomson, R.E.** (1998). Data analysis methods in physical oceanography. *1st edition*, Pergamon / Elsevier, Oxford, 615 Seiten.
- Fleischmann, U. und Rhein, M.** (2000). The contribution of Iceland Scotland Overflow Water to the formation of North East Atlantic Deep Water in the Iceland Basin and the West-European Basin. *International WOCE Newsletter*, 38, Seite 20,22,25-26.
- Fleischmann, U., Hildebrandt, H., Putzka, A. und Bayer, R.** (2001). Transport of newly ventilated deep water from the Iceland Basin to the Westeuropean Basin. *Deep Sea Research I*, 48, Seite 1793-1819.
- Glandorf, J.** (1991). Massenspektrometrische Messung von Helium- und Neonisotopen: Kryogene Probenaufbereitung und Parameterbestimmung des Messverfahrens. *Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 146 Seiten.
- Glueckauf, E.** (1946). A microanalysis of the helium and neon contents of air. *Proceedings of the Royal Society of London*, 185, Seite 98-119.
- Greatbatch, R.J.** (2000). The North Atlantic Oscillation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14(4-5), Seite 213-242.
- Grew, K.E. und Ibbs, T.L.** (1952). Thermal diffusion in gases. *Cambridge monographs on physics*, XI. Cambridge University Press, London, 143 Seiten.
- Hallerstede, R.** (1991). Gasextraktion und massenspektrometrische Helumisotopen-Messung an Seewasserproben. *Diplomarbeit, Institiut für Umweltphysik, Universität Bremen*.
- Hansen, B. und Kristiansen, R.** (1999). Variations of the Faroe Bank Channel overflow. *Rit Fiskideildar*, 16, Seite 13-22.
- Hansen, B. und Østerhus, S.** (2000). North Atlantic - Nordic Seas exchanges. *Progress in Oceanography*, 45, Seite 109-208.

- Harvey, J.** (1982). Theta-S relationship and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Research*, 29(8A), Seite 1021-1033.
- Harvey, J.G. und Arhan, M.** (1988). The water masses of the central North Atlantic in 1983-84. *Journal of Physical Oceanography*, 18, Seite 1855-1875.
- Harvey, J.G. und Theodorou, A.** (1986). The circulation of Norwegian Sea overflow water in the eastern North Atlantic. *Oceanologica Acta*, 9, Seite 393-402.
- Holliday, N.P., Pollard, R.T., Read, J.F. und Leach, H.** (2000). Water mass properties and fluxes in the Rockall Trough, 1975-1988. *Deep Sea Research I*, 47(7), Seite 1303-1332.
- Hurrell, J.** (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, Seite 676-679.
- Hurrell, J.** (2001). North Atlantic Oscillation (NAO) Indices Information. download from <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>.
- ICES** (2000). Overflow '73, data report. *International Council for the Exploration of the Sea* download from <http://www.ices.dk/ocean/project/data/ov73.htm> 28.5.2001 .
- IPCC** (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Summary for Policymakers. Seite 20.
- Jenkins, W.J.** (1987). ^3H and ^3He in the Beta Triangle: Observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates. *Journal of Physical Oceanography*, 17(6), Seite 763 - 783.
- Jenkins, W.J.** (1988). The use of anthropogenic tritium and helium-3 to study subtropical gyre ventilation and circulation. *Philosophical Transaction of the Royal Society, London*, A 325, Seite 43 - 61.
- Jenkins, W.J.** (1998). Studying subtropical thermocline ventilation and circulation using tritium and ^3He . *Journal of Geophysical Research*, 103(C8), Seite 15817-15831.
- Jenkins, W.J. und Clarke, W.B.** (1976). The distribution of ^3He in the western Atlantic Ocean. *Deep-Sea Research*, 23, Seite 481-494.
- Käse, R.H. und Zenk, W.** (1996). Structure of the Mediterranean Water and Meddy Characteristics in the Northeastern Atlantic. *The Warmwatersphere of the North Atlantic Ocean*. W. Krauss, Gebrüder Bornträger. Berlin, Stuttgart Seite 365-395.
- Kester, D.R.** (1975). Dissolved gases other than CO_2 . *Chemical Oceanography 1* Ausgabe, Academic Press, New York, Seite 497-556.
- Khatilawa, S., Visbeck, M. und Schlosser, P.** (2001). Age tracers in an Ocean GCM. *Deep Sea Research Part I*, 48(6), Seite 1423-1441.
- Klatt, O., Roether, W., Hoppema, M., Bulsiewicz, K., Fleischmann, U., Rodehacke, C., Fahrbach, E., R.F., W. und Bullister, J.L.** (2002). Repeated CFC sections at the Greenwich Meridian in the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, in press.
- Klein, B., Kress, N., Roether, W., Manca, B., Souvermezoglou, K., Theocharis, A., d'Alcala, M.R., Civitarese, P., Luchetta, A., Avril, B. und B., L.** (2002). Accelerated oxygen consumption rates in the Eastern Mediterranean Deep Water. in preparation.
- Krauss, W.** (1986). The North Atlantic Current. *Journal of Geophysical Research*, 91, Seite 5061-5074.
- Krauss, W., Fahrbach, E., Aitsam, A., Elken, J. und Koske, P.** (1987). The North Atlantic Current and its associated eddy field southeast of Flemish Cap. *Deep Sea Research, Part A*, 34(7), Seite 1163-1185.
- Kuijpers, A., Andersen, M.S., Kenyon, N.H., Kunzendorf, H. und van Weering, T.C.E.** (1998). Quaternary sedimentation and Norwegian Sea overflow pathways around Bill Bailey Bank, northeastern Atlantic. *Marine Geology*, 152, Seite 101-127.
- Landolt-Börnstein** (1968). Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik. II. Band, 5. Teil, Bandteil b. Springer, Berlin.
- Lazier, J.R.N.** (1988). Temperature and salinity changes in the deep Labrador Sea, 1962-1986. *Deep Sea Research*, 35, Seite 1247-1253.
- Ledwell, J.R., Watson, A.J. und Law, C.S.** (1993). Evidence for slow mixing across the pycnocline from an open ocean tracer-release experiment. *Nature*, 364, Seite 701-703.
- Lee, A. und Ellett, D.** (1965). On the contribution of overflow water from the Norwegian Sea to the hydrographic structure of the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research*, 12, Seite 129-142.
- Levitus, S., Conkright, M.E., Reid, J.L., Najjar, R.G. und Mantyla, A.** (1993). Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world ocean. *Progress in Oceanography*, 31, Seite 245-273.

- Lohmann, K.** (1999). Gezeitenkorrektur von schiffsgestützten Strömungsmessungen. *Diplomarbeit, Institut für Meereskunde, Universität Kiel*, 76 Seiten.
- Lorbacher, K.** (2000). Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels - der WOCE-Schnitt A2. *Dissertation, Institut für Meereskunde, Universität Hamburg*.
- Lupton, J.E.** (1983). Terrestrial inert gases: isotope tracer studies and cues to primordial components in the mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 11, Seite 371-414.
- Mantyla, A.W. und Reid, J.L.** (1983). Abyssal characteristics of the world ocean waters. *Deep-Sea Research*, 30(8), Seite 805-833.
- Mauritzen, C.** (1996). Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme. *Deep Sea Research I*, 43(6), Seite 769-806.
- McCartney, M.S.** (1992). Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 29, Seite 283-383.
- McCartney, M.S., Bennett, S.L. und Woodgate-Jones, M.E.** (1991). Eastward flow through the Midatlantic Ridge at 11°N and its influence on the abyss of the eastern basin. *Journal of Physical Oceanography*, 14, Seite 922-935.
- McCartney, M.S. und Curry, R.A.** (1993). Transequatorial Flow of Antarctic Bottom Water in the Western Atlantic Ocean: Abyssal Geostrophy at the Equator. *Journal of Physical Oceanography*, 23(6), Seite 1264 - 1276.
- McCartney, M.S. und Talley, L.D.** (1982). The Subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 12, Seite 1169-1188.
- McCartney, M.S. und Talley, L.D.** (1984). Warm-to-cold water conversion in the northern North Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 14, Seite 922-935.
- McCartney, M.S., Worthington, L.V. und Raymer, M.E.** (1980). Anomalous water mass distributions at 55°W in the North Atlantic in 1977. *Journal of Marine Research*, 38, Seite 147-171.
- Meincke, J.** (1983). The modern current regime across the Greenland Scotland Ridge. *M.H.P. Bott, S. Saxov, M. Talwani und J. Thiede . Proceedings of Structure and Development of the Greenland Scotland Ridge, new methods and concepts. Proceedings of the NATO Advanced Research Institute*. Plenum Press, Padua University, May 11-15, Seite 637-650.
- Millero, F.J.** (2000). Effect of changes in the composition of seawater on the density-salinity relationship. *Deep Sea Research I*, 47, Seite 1583-1590.
- Müller, T.J., Meincke, J. und Becker, G.A.** (1979). Overflow '73: The Distribution of water Masses on the Greenland-Scotland Ridge in August/September 1973. 62, 172pp, *Berichte des Institut für Meereskunde an der Universität Kiel*.
- Müller, T.J. und Zenk, W.** (2001). Branches and Transports of the Iceland Scotland Overflow east of the CGFZ. *Geophysical Research Abstracts 3, CD-ROM edition*.
- Nelson, D.M., Tréguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A. und Quéguiner, B.** (1995). Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: Revised global estimates, comparison with regional data and relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles*, 9(3), Seite 359-372.
- Østerhus, S., Hansen, B. und Kristiansen, R.** (1999). The Overflow Through the Faroe Bank Channel. *International WOCE Newsletter*, 35, Seite 35-37.
- Otto, L. und van Aken, H.** (1996). Surface circulation in the northeast Atlantic as observed with drifters. *Deep Sea Research I*, 43(4), Seite 467-499.
- Paillet, J., Arhan, M. und McCartney, M.S.** (1998). Spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 103(C5), Seite 10223-10239.
- Paillet, J. und Mercier, H.** (1997). An inverse model of the eastern North Atlantic general circulation and thermocline ventilation. *Deep Sea Research I*, 44(8), Seite 1293-1328.
- Pedlosky, J.** (1994). Ridges and Recirculations: Gaps and Jets. *Journal of Physical Oceanography*, 24(12), Seite 2703-2707.
- Pedlosky, J.** (1996). *Ocean Circulation Theory*. Springer, Berlin, 453 Seiten.
- Putzka, A.** (1995). Age distributions and transient tracer dating of ocean waters. *unpublished manuscript*, Seite .
- Rau, I.** (1993). Untersuchung systematischer Fehler bei der massenspektrometrischen Messung von Helium und Neon. *Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 156 Seiten.

- Reid, J.L.** (1979). On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep-Sea-Research*, 26A, Seite 1199-1223.
- Rhein, M., Fischer, J., Smethie, W.M., Smythe Wright, D., Weiss, R.F., Mertens, C., Min, D.H., Fleischmann, U. und Putzka, A.** (2001). Labrador Sea Water: Pathways, CFC-Inventory and Formation Rates. *Journal of Physical Oceanography*, accepted.
- Roether, W., Klein, B., Beitzel, V. und Manca, B.B.** (1998b). Property distributions and transient-tracer ages in Levantine Intermediate Water in the Eastern Mediterranean. *Journal of Marine Systems*, 18, Seite 71-87.
- Roether, W., Well, R., Putzka, A. und Rüth, C.** (1998a). Component separation of oceanic helium. *Journal of Geophysical Research*, 103(C12), Seite 27931-27946.
- Rosby, T.** (1996). The North Atlantic Current and surrounding waters: at the crossroads. *Reviews of Geophysics*, 34(4), Seite 463-481.
- Rozanski, K., Gouffon-Bratton, R. und Aragaus-Aragaus, L.** (1991). Tritium in the Global Atmosphere: Distribution Patterns and Recent Trends. *Journal of Physics G: Nuclear Particle Physics*, 17, Seite 523-536.
- Runge, M.** (1997). Molekulare Diffusion von Tracern in hypersalinen anoxischen Tiefseebecken: Eine Abschätzung des Salzeintrags aus hydrothermalen Quellen in die Bodenströmung des östlichen Mittelmeeres. *Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 101 Seiten.
- Sandwell, D.T. und Smith, W.H.F.** (1996). Global Bathymetric Prediction for Ocean Modelling and Marine Geophysics. download from http://topex.ucsd.edu/marine_topo/text/topo.html.
- Saunders, P.M.** (1990). Cold Outflow from the Faroe Bank Channel. *Journal of Physical Oceanography*, 20, Seite 29-43.
- Saunders, P.M.** (1994). The flux of overflow water through the Charlie-Gibbs Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 99(C6), Seite 12,343-12,355.
- Saunders, P.M.** (1996). The flux of dense cold overflow water southeast of Iceland. *Journal of Physical Oceanography*, 26, Seite 85-95.
- Schmitz, W.J.J. und McCartney, M.S.** (1993). On the North Atlantic circulation. *Reviews of Geophysics*, 31(1), Seite 29-49.
- Schott, F., Meincke, J., Meinecke, G., Neuer, S. und Zenk, W.** (2000). North Atlantic 1999, Cruise No. 45, 18 May - 4 November 1999. *METEOR Berichte 00-4, Leitstelle METEOR, IfM der Uni Hamburg*, 161 Seiten.
- Schott, F., Stramma, L. und Fischer, J.** (1999). Interaction of the North Atlantic Current with the deep Charlie Gibbs Fracture Zone throughflow. *Geophysical Research Letters*, 26(3), Seite 369-372.
- Smethie Jr., W.M., Fine, R.A., Putzka, A. und Jones, E.P.** (2000). Tracing the flow of North Atlantic Deep Water using chlorofluorocarbons. *Journal of Geophysical Research*, 105(C6), Seite 14297-14323.
- Speer, K., Gould, J. und LaCasce, J.** (1999). Year-long float trajectories in the Labrador Sea Water of the eastern North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research II*, 46, Seite 165-179.
- Steele, J.H., Barrett, J.R. und Worthington, L.V.** (1962). Deep Currents South of Iceland. *Deep Sea Research*, 9, Seite 465-474.
- Steinfeldt, R.** (2001). Realistische Modellierung der tiefreichenden Zirkulation des Mittelmeers durch Simulation von Tracerwerten. *Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 156 Seiten.
- Stommel, H. und Arons, A.B.** (1960). On the abyssal circulation of the world ocean - I. Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep Sea Research*, 6, Seite 140-154.
- Sültenfuß, J.** (1998). Das Radionuklid Tritium im Ozean: Messverfahren und Verteilung von Tritium im Südatlantik und im Weddelmeer. *Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 200 Seiten.
- Sy, A.** (1988). Investigation of large-scale circulation patterns in the central North Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current and the Mediterranean Water plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge. *Deep Sea Research*, 35(3), Seite 383-413.
- Sy, A., M. Rhein, Lazier, J.R.N., Koltermann, K.P., Meincke, J., Putzka, A. und Bersch, M.** (1997). Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature*, 386, Seite 675-679.

- Talley, L.D. und McCartney, M.S.** (1982). Distribution and Circulation of Labrador Sea Water. *Journal of Physical Oceanography*, 12, Seite 1189-1205.
- Thiele, G.** (1985). Ein kinematisches Boxmodell zur Auswertung der Verteilung anthropogener Spurenstoffe in der Warmwasserspäre des Nordostatlantik. *Dissertation, Naturwissenschaftlich-Mathematische Gesamtfakultät, Ruprecht-Karls-Universität, Heidelberg*, 92 Seiten.
- Toole, J.M., Polzin, K.L. und Schmitt, R.W.** (1994). Estimates of Diapycnal Mixing in the Abyssal Ocean. *Science*, 264, Seite 1120-1123.
- Torgersen, T.** (1989). Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget: Implications with respect to the degassing processes of the continental crust. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 79, Seite 1-14.
- Tsuchiya, M., Talley, L.D. und McCartney, M.S.** (1992). An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. *Deep Sea Research*, 39, Seite 1885-1917.
- Turrell, W.R., Slessor, G., Adams, R.D., Payne, R. und Gillibrand, P.A.** (1999). Decadal variability in the composition of Faroe Shetland Channel bottom water. *Deep Sea Research I*, 46, Seite 1-25.
- UNESCO** (1981). The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980. *Technical Papers in Marine Science*, 36. UNESCO Division of Marine Sciences, Paris, 25 Seiten.
- Unterwiesing, M.P., Coursey, B.M., Schima, F.J. und Mann, W.B.** (1980). Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standard tritiated water standards. *International Journal of Appl. Radiat. Isot.*, 31, Seite 611-614.
- van Aken, H.M.** (1998). Current measurements in the Iceland Basin. *ICES Cooperative Research Report*, 225, Seite 215-227.
- van Aken, H.M.** (2000). The Hydrography of the Mid-Latitude Northeast Atlantic Ocean: I, The Deep Water Masses. *Deep Sea Research*, 47(5), Seite 757-788.
- van Aken, H.M. und Becker, G.** (1996). Hydrography and through-flow in the north-eastern North Atlantic Ocean: the NANSEN Project. *Progress in Oceanography*, 38, Seite 297-346.
- van Aken, H.M. und de Boer, C.J.** (1995). On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin. *Deep-Sea Research*, 42(3), Seite 165-189.
- van Bennekom, A.J.** (1985). Dissolved silica as an indicator of Antarctic Bottom Water penetration and the variability in the bottom layers of the Norwegian and Iceland Basins. *Rit Fiskideildar*, 9, Seite 101-109.
- Walker, S.J., Weiss, R.F. und Salameh, P.K.** (2000). Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113, and carbon tetrachloride. *Journal of Geophysical Research*, 105(C6), Seite 14285-14296.
- Warner, M.J. und Weiss, R.F.** (1985). Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Research*, 32, Seite 1485-1497.
- Weiss, R.F.** (1971). Solubility of helium and neon in water and seawater. *J. Chem. and Engin. Data*, 16, Seite 235-241.
- Weiss, R.F., Warner, M.J., Salameh, P.K., van Woy, F.A. und Harrison, K.G.** (1985). South Atlantic Ventilation Experiment: SIO chlorofluorocarbon measurements. *SIO Reference Series 93-49, Scripps Institution of Oceanography*, La Jolla, California, 466 Seiten.
- Weiss, W., Roether, W. und Dreisigacker, E.** (1979). Tritium in the North Atlantic Ocean. *Proceedings of IAEA-SM-232/98*. International Atomic Energy Agency, Wien, Seite 315-336.
- Well, R.** (1995). Analyse der Meßgüte eines massenspektrometrischen Meßsystems zur Helium- und Neon-Bestimmung an Meerwasserproben. *Dissertation, Institut für Umweltphysik, Universität Bremen*, 168 Seiten.
- Well, R., Lupton, J. und Roether, W.** (2001). Crustal helium in deep pacific waters. *Journal of Geophysical Research*, 106(C7), Seite 14165-14177.
- White, M.A. und Heywood, K.J.** (1995). Seasonal and interannual changes in the North Atlantic subolar gyre from Geosat and TOPEX/POSEIDON altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12), Seite 24931-24941.
- WOCE** (2000/2001). Public Data. *WOCE Hydrographic Programme Office* download from http://whpo.ucsd.edu/whp_data.htm.

- Wölk, S.** (2000). Über Volumentransporte und Wärme- und Süßwasserflüsse im nördlichen Nordatlantik im Herbst 1994. *Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg*, 149 Seiten.
- Worthington, L.V.** (1976). On the North Atlantic Circulation. *The John Hopkins Oceanographic Studies 6. , The John Hopkins University Press. Baltimore and London* 110 Seiten.
- Worthington, L.V. und Metcalf, W.G.** (1961). The relationship between potential temperature and salinity in deep Atlantic water. *Rapp. Cons. Explor. Mer*, 149, Seite 122-128.
- Worthington, L.V. und Volkmann, G.H.** (1965). The volume transport of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic. *Deep Sea Research*, 12, Seite 667-676.
- Zenk, W.** (2000). Labrador Sea Water in the Iceland basin: An Overview of the Present Kiel RAFOS Float Programme. *International WOCE Newsletter*, 39, Seite 3-6.
- Zenk, W. und Siedler, G.** (1999). Wassermassentransformation im östlichen Becken. *Arbeits- und Ergebnisbericht des SFB 460 "Dynamik Thermohaliner Zirkulationsschwankungen"*, *Christian Albrechts Universität Kiel*, Seite 69-100.

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1: Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit.....	9
Abbildung 1.2: Die Lage des Untersuchungsgebietes im Atlantischen Ozean.....	10
Abbildung 3.1: Verlauf der atmosphärischen CFC-11 Konzentrationen und Konzentrationsdatierung	15
Abbildung 3.2: Verlauf der Tritium-Konzentrationen im Oberflächenwasser des Nordatlantiks	17
Abbildung 3.3: Datengrundlage der Fortschreibung der Tritium-Konzentrationen.....	17
Abbildung 3.4: Verhältnisdatierung am Beispiel von CFC-11/Tritium91.....	22
Abbildung 4.1: Das Untersuchungsgebiet mit geographischen Bezeichnungen.....	27
Abbildung 4.2: Ausbreitung von AABW und dem daraus entstehenden EBBW.....	28
Abbildung 4.3: Das Überstromgebiet mit geographischen Gegebenheiten	30
Abbildung 4.4: Die Ausbreitungswege des LSW.....	34
Abbildung 5.1: Untersuchungsgebiet des Kapitels 5	36
Abbildung 5.2: Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalieprofile der Stationen auf A1, 1991	41
Abbildung 5.3: Beispielprofile für die verschiedenen Profilgruppen.	42
Abbildung 5.4: Sauerstoffprofile der Beispielstationen unter Verwendung verschiedener vertikaler Parameter (Tiefe, Θ , σ_3).....	43
Abbildung 5.5: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1990.....	48
Abbildung 5.6: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1992.....	49
Abbildung 5.7: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1994.....	51
Abbildung 5.8: Anomalieprofile auf dem A1 Schnitt 1997.....	53
Abbildung 5.9: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt der Reise METEOR 39/5, 1997.....	54
Abbildung 5.10: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt der Reise METEOR 45/2, 1999.....	56
Abbildung 5.11: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt von A16N, 1988.	58
Abbildung 5.12: Anomalieprofile auf dem Teilschnitt von A16N, 1993.	59
Abbildung 5.13: Zirkulationsschema für das Island- und nördliche Westeuropäische Becken.....	61
Abbildung 5.14: Ausdehnung der verschiedenen Profilgruppen auf dem A1 Schnitt.....	62
Abbildung 5.15: östliche Grenze des Subpolarbereichs aufgetragen gegen die östliche Grenze des ISOW-Einflusses.....	69
Abbildung 5.16: Verlauf des NAOI seit 1950.....	70
Abbildung 5.17: Grenze des ISOW-Einflusses aufgetragen gegen den NAOI.....	70
Abbildung 5.18: Volumentransporte aus [Bersch, 1995].....	73
Abbildung 5.19: kumulative Transporte auf dem A1 Schnitt, 1994 aus Wölk [2000]	74
Abbildung 5.20: IADCP-Geschwindigkeiten auf METEOR 39/5, 1997.	78
Abbildung 5.21: Zirkulationsschema von Harvey und Theodorou [1986]	82
Abbildung 5.22: Zirkulationsschema aus Schmitz und McCartney [1993].	82
Abbildung 5.23: Zirkulationsschema von van Aken und Becker [1996].....	82
Abbildung 5.24: Zirkulationsschema von Hansen und Østerhus [2000].	83
Abbildung 5.25: Zirkulationsschema aus dieser Arbeit zum Vergleich	83
Abbildung 6.1: Untersuchungsgebiet des Kapitels 6.	87
Abbildung 6.2: Beispielprofile (A2 Schnitt, 1997) für das 6. Kapitel	89
Abbildung 6.3: Salzgehalt-, Sauerstoff- und Silikatanomalieprofile auf A2, 1997	90
Abbildung 6.4: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1993.	93
Abbildung 6.5: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1994.	95
Abbildung 6.6: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1996.	97
Abbildung 6.7: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 1998.....	98
Abbildung 6.8: Anomalieprofile auf dem A2 Schnitt 2000.....	100
Abbildung 6.9: Anomalieprofile auf dem A24 Schnitt 1997.....	101
Abbildung 6.10: Anomalieprofile auf dem A3 Schnitt 1993.....	103
Abbildung 6.11: Zirkulationsschema für das Westeuropäische Becken.....	106
Abbildung 6.12: Ausdehnung der verschiedenen Profilgruppen auf dem A2 Schnitt.....	107
Abbildung 6.13: Transport im westlichen Randstrom nach der Stommel-Arons-Theorie.	107

Abbildung 6.14: Zirkulationsschemata zur Erklärung der Profilgruppe2a.	109
Abbildung 6.15: Grenze des ISOW-Einflusses auf dem A2 Schnitt gegen den NAOI.....	115
Abbildung 6.16: kumulative Transporte aufdem A2 Schnitt nach Wölk [2000].	117
Abbildung 7.1: Abbildung des Untersuchungsgebietes des 7. Kapitels.....	123
Abbildung 7.2: σ_3 -Tracer Korrelationsdiagramme sowie T-S Diagramm für den A2 Schnitt.	125
Abbildung 7.3: σ_3 -Tracer Korrelationsdiagramme sowie T-S Diagramm für den A1 Schnitt.	126
Abbildung 7.4: Schematisches Zirkulationsdiagramm für den nordöstlichen Nordatlantik.	127
Abbildung 7.5: T-S Diagramm für NEADW Messungen.....	128
Abbildung 7.6: Verlauf der mittleren Tracer-Profile für das NEADW _{IsB} und das NEADW _{eWEB}	131
Abbildung 7.7: Mittlere Tracer-Profile für NEADW _{wWEB} (1994), NEADW _{IsB} (1991) und NEADW _{eWEB} (1988).	132
Abbildung 7.8: Tritium91 und stabiles Tritium auf A16N gegen CFC-11.	133
Abbildung 7.9: Ergebnisse der Mischungs- und Transportanalyse.....	136
Abbildung 7.10: Abschätzung der Varianz der mittleren Profile.....	138
Abbildung 7.11: Extrapolierter Tiefenwassertransport vom Islandbecken ins Westeuropäische Becken unterhalb von $\sigma_\theta = 27,8$	141
Abbildung 7.12: Varianz der Sauerstoff- und Silikatwerte in den 1990er Jahren.	143
Abbildung 7.13: Ergebnisse der Mischungs- und Transportanalyse unter Einbeziehung von Sauerstoff und Silikat.	144
Abbildung A1.1: Abschätzungen der zeitlichen Entwicklung der Tritium91 Konzentration des NEADW _{eWEB} im Niveau $\sigma_3 = 41,42$	152
Abbildung A2.1: Schematische Skizze der Hydroprobenaufbereitung.....	156
Abbildung A2.2: Messungen zur Bestimmung der Überführungszeit.....	160
Abbildung A2.3: Bestimmung der Öffnungsdauer des automatischen Ventils VLA1.	161

Tabellenverzeichnis

Tabelle 5.1: Daten und Fahrten im Island- und nördlichen Westeuropäischen Becken.....	37
Tabelle 5.2: Ausdehnung der Profilgruppen auf den Reisen entlang von WHP A1.....	67
Tabelle 6.1: Daten und Fahrten im Westeuropäischen Becken und südlich davon.....	88
Tabelle 6.2: Ausdehnung der Profilgruppen auf den Reisen entlang von WHP A2.....	112
Tabelle 6.3: Korrelationskoeffizienten für den Zusammenhang zwischen der Position der östlichen Grenze der Profilgruppe 2 und dem NAOI.....	114
Tabelle 7.1: Messgenauigkeiten für CFC-11, Tritium, ³ Helium und stabiles Tritium.....	124
Tabelle 7.2: Ergebnisse für den Transport von NEADW _{ISB} in Sv.....	137
Tabelle A2.1: Die für die Arbeiten an der Hydroprobenaufbereitung wichtigen Bereiche.....	156

Glossar

Parameter und Einheiten:

Θ	potentielle Temperatur
σ_{Θ}	Anomalie der potentiellen Dichte an der Meeresoberfläche
σ_3	Anomalie der potentiellen Dichte bei 3000 dbar
μmol	micromol
$^{\circ}\text{C}$	Grad Celsius
^3H	Tritium, seltenes, dreifach schweres Wasserstoffisotop (ein Proton, zwei Neutronen)
^3He	seltenes Heliumisotop (zwei Protonen, ein Neutron)
CFC	Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (auch FCKW) (ChloroFluoroCarbons)
CFC-11	3-Chlor-Fluor-Methan (CCl_3F)
CO_2	Kohlendioxid (Trockeneis)
dbar	dezibar = 0,1 bar = 10^4 N/m^2
EKE	mesoskalige Bewegungsenergie (E ddy K inetic E nergy)
K	Kelvin
kg	Kilogramm
l	Liter
m	Meter
ml	Milliliter
Nml	Normalmilliliter (Gasvolumen bei $T=293,15 \text{ K}$ und $p=1013,5 \text{ mbar}$)
O_2	Sauerstoff
pCFC	CFC Werte ausgedrückt durch die atmosphärische Konzentration in ppt, die im Lösungsgleichgewicht den gemessenen CFC Wert in pmol/kg hervorrufen würde
pmol	picomol
ppt	1 Teil auf 10^{12} (parts per trillion)
s	Sekunde
Si	Silikat
Sv	Sverdrup = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$
TU	Tritiumeinheit (Tritium Unit), 1 Atom ^3H auf 10^{18} Atome ^1H
y	Jahr (year)

Wassermassen und Stromsysteme

AABW	Ant Arktisches B oden W asser
DNBC	Tiefer Nördlicher Randstrom (D eep N orthern B oundary C urrent)
DSOW	Dänemarkstraßen-Überstromwasser (D enmark S trait O verflow W ater)
EBBW	Bodenwasser des östlichen Nordatlantik (E astern B asin B ottom W ater)
ISOW	Island-Schottland-Überstromwasser (I celand S cotland O verflow W ater)
LSW	L abrador S ee- W asser
MW	M ittelmeer- W asser
NADW	Nordatlantisches Tiefenwasser (N orth A tlantic D eep W ater)
NEADW	Nordostatlantisches Tiefenwasser (N orth E ast A tlantic D eep W ater)
NEADW _{eWEB}	NEADW des östlichen Westeuropäischen Beckens
NEADW _{IsB}	NEADW des Islandbeckens
NEADW _{wWEB}	NEADW des westlichen Westeuropäischen Beckens
NAC	Nordatlantik-Strom (N orth A tlantic C urrent)
SAF	S ub A rtische F ront

geographische Bezeichnungen

AB	Argentinisches Becken
ABR	Azoren- Biskaya-Rücken
BB	Brasilianisches Becken
BBB	Bill-Bailey-Bank
ES, ErSm	Eriador Seamount
EuSch	Europäisches Schelf
eWEB	östliches Westeuropäisches Becken (eastern WestEuropean Basin)
FBC	Faröer-Bank-Kanal (Faroe Bank Channel)
FSC	Faröer-Shetland-Kanal (Faroe Shetland Channel)
GFZ	(Charlie-) Gibbs-Bruchzone (Gibbs Fracture Zone)
IbB	Iberisches Becken
IsB	Islandbecken
LB	Lousy-Bank
MAR	MittelAtlantischer Rücken
MB	MadeiraBecken
MK	Maury-Kanal
NA	NordAtlantik
RHP	Rockall-Hatton-Plateau
RR	Reykjanes-Rücken
RT	Rockall-Graben (Rockall Trough)
WEB	WestEuropäisches Becken
WS	Weddelmeer (Weddel Sea)
WTR	Wyville-Thomson-Rücken
wWEB	westliches Westeuropäisches Becken (western WestEuropean Basin)

Institutionen

BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg
IFMK	Institut für Meereskunde, Kiel
IORAN	Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Science, Moskau
SAC	WOCE Special Analysis Center, Hamburg
SOI	State Oceanographic Institute, Moskau
WHOI	Woods Hole Oceanographic Institution, Massachusetts
WHPO	WOCE Hydrographic Programme Office, La Jolla, Kalifornien
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
IUPB	Institut für UmweltPhysik, Bremen

Sonstiges

ADCP	Strömungsmesser auf Basis des akustischen Dopplereffektes (Acoustic Doppler Current Profiler)
CTD	Sensor zur Bestimmung von Salzgehalt (über Leitfähigkeit), Temperatur und Druck (Conductivity, Temperature, Depth)
DJ88	[Doney und Jenkins, 1988]
EC-GC	Gaschromatograph mit Elektroneneinfangdetektor (Electron Capture Gas Chromatograph)
IADCP	mit der Rosette abgesenktes ADCP (lowered ADCP)
IN ₂	flüssiger Stickstoff (Kühlmittel mit einer Temperatur von 77 K)
LN _M	Tiefenniveau, in dem sich das Wasser nicht bewegt (Level of No Motion)
MS	MassenSpektrometer
NAO	NordAtlantische Oszillation
NAOI	NordAtlantische Oszillations Index
QMS	Quadropol MassenSpektrometer
SMS	Sektorfeld MassenSpektrometer
TTO	Transient Tracers in the Ocean, Messkampagne 1981

Danksagung

Mein größter Dank geht an Kathrin Wischnath, die mir in den letzten Monaten den Rücken von vielen anderen Aufgaben freigehalten hat.

Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Roether für die Begutachtung meiner Arbeit und die wertvollen Hinweise, die er mir zur Überarbeitung der Dissertation gegeben hat. Bei der Entwicklung der Hydroprobenaufbereitung stand er mir oft als interessierter Gesprächspartner zur Verfügung. Durch die Arbeit am Massenspektrometer und seine Begleitung habe ich die Gelegenheit gehabt, wertvolle praktische Erfahrungen als Experimentalphysiker zu sammeln.

Ich bedanke mich bei PD Dr. Reiner Schlitzer für die Begutachtung der Arbeit und seine Bereitschaft, meine knappe Terminplanung mitzumachen.

Ich bedanke mich bei Prof. Dr. Monika Rhein für den anregenden Austausch über die Inhalte dieser Dissertation.

An Birgit Klein geht ein herzliches Dankeschön für ihre Bereitschaft, immer wieder klassische ozeanographische Fragen zu beantworten sowie sich Teilprobleme der Arbeit vortragen zu lassen und diese konstruktiv zu kommentieren.

Bei Wilfried Plep und Gerd Fraas möchte ich mich für die gute Zusammenarbeit bei allen technischen Fragen bedanken. Ohne ihre Hilfe wäre ich an vielen Stellen nicht weitergekommen.

Bei der gesamten Arbeitsgruppe bedanke ich mich für die gute Atmosphäre, die das Arbeiten so viel angenehmer macht, und für die Bereitschaft zu helfen, wenn Schwierigkeiten mit dem Computer, den Programmen oder der Ozeanographie auftauchen.

Bei meinem Vater Hans-Kurt Fleischmann möchte ich mich für die Korrektur der Arbeit bezüglich Rechtschreibung und Grammatik bedanken und bei meiner Mutter Gertrud Fleischmann für die Unterstützung bei Umzug und Kinderbetreuung in der Endphase dieser Arbeit.

Der letzte Dank geht an meine Familie - Kathrin Wischnath, Ronja Wöstheinrich und Milan Paul Levi Wischnath – für ihr Verständnis, dass sie mich in letzter Zeit oft entbehren mussten, und für die Kraft, die unser Zusammenleben mir gibt. Sie ist die Grundlage auf der ich diese Arbeit leisten konnte.