

INAUGURAL-DISSERTATION
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Naturwissenschaftlich-Mathematischen
Gesamtfakultät
der
Ruprecht-Karls-Universität
Heidelberg

vorgelegt von
Dipl.-Phys. Hauke Hildebrandt
aus Recklinghausen
Tag der mündlichen Prüfung: 16.7.2001

Spurenstoffuntersuchungen
zur Bildung und Ausbreitung
von Wassermassen im subpolaren Nordatlantik

Gutachter: Prof. Dr. Ulrich Platt
Prof. Dr. Till Kirsten

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde ein umfangreicher Spurenstoffdatensatz aus dem subpolaren Nordatlantik erstellt und ausgewertet, der Tritium-, Helium- und Neon- sowie $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen umfaßt. Das Hauptaugenmerk galt dabei der Bildung und Ausbreitung der tiefen Wassermassen und deren Variabilität auf Zeitskalen von einigen Jahren. Anhand von Tracermittelwerten, die mit Hilfe eines optimierten Interpolationsverfahrens gewonnen wurden, konnte gezeigt werden, daß die konvektive Neubildung des Labradorseewassers (LSW) sowie seine Ausbreitung westlich des Mittelatlantischen Rückens (MAR) in den Jahren 1994 bis 1997 stagnierte, während die Erneuerung der Zwischenschichten östlich des MAR weiter fortschreitet. Eine Abschätzung der Ausbreitungszeit des LSW vom Irminger- ins Islandbecken bzw. vom Islandbecken in den Rockalltrog ergab <3 Jahre bzw. 1–2 Jahre, was in Übereinstimmung mit anderen Veröffentlichungen steht. Für die Überstromwassermassen DSOW und ISOW konnte dagegen keine signifikante Zeitabhängigkeit der Stromstärke festgestellt werden. Eine Multiparameteranalyse für den Bereich des Labrador- und des Irmingerbeckens ergab schließlich, daß Mischprozesse zwischen den einzelnen Wassermassen zu einer signifikanten Änderung der Parametereigenschaften entlang der Ausbreitungspfade führen. Die geringe Dynamik der Tritiumeintragsfunktion und die fortgeschrittene Einmischung des Bombentritiums in die gesamte Wassersäule erschwerten allerdings trotz Berücksichtigung der Mischprozesse die Parametrisierung der Ausbreitungsstärke im DWBC.

Abstract

In the presented thesis an extensive data set originating in the subpolar North Atlantic was compiled and analyzed. This set covers measurements of tritium, helium, neon and $\delta^{18}\text{O}$. The main focus in the analysis was the formation and subsequent spreading of the deep water masses and its variability on time scales of several years. Investigating averaged tracer data that were calculated by use of an optimal interpolation algorithm, it became evident that the convective formation of Labrador Sea Water (LSW) and its spreading west of the Mid Atlantic Ridge (MAR) came almost to an halt in the years between 1994 to 1997, whereas the freshening of the intermediate layer east of the MAR still continues. An estimation of the spreading time between the Irminger and the Iceland Basin as well as between the Iceland Basin and the Rockall Trough yielded < 3 yrs and 1–2 yrs, respectively, well in accordance with results of other publications. The overflows DSOW and ISOW, on the other hand showed no significant temporal trend in their current speed. A multiparameter analysis in the vicinity of the Labrador and Irminger Basin showed clearly that continuous mixing between the various water masses results in an observable modification of the parameter values along their advection paths. However, despite the incorporation of mixing processes in the analysis, the parameterization of the DWBC spreading rate was very much impaired by the currently low gradient of the tritium input function and the substantial inventory of bomb tritium in the whole water column.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	3
2	Hydrographie- und Spurenstoffmethodik	5
2.1	Beprobung	5
2.2	Temperatur	5
2.3	Salzgehalt	6
2.4	Dichte	6
2.5	Sauerstoff	7
2.6	Nährstoffe	7
2.6.1	Phosphat und Nitrat	8
2.6.2	Silikat	8
2.6.3	Redfield-Verhältnisse	8
2.6.4	Abgeleitete Größen	9
2.7	Helium und Tritium	10
2.7.1	Helium	10
2.7.2	Neon	12
2.7.3	Helium-Komponententrennung	13
2.7.4	Tritium	14
2.7.5	Abgeleitete Größen	16
2.7.6	Formale Alter und Mischprozesse	17
2.8	Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW)	19
2.9	Sauerstoffisotope	21
3	Der subpolare Nordatlantik	22
3.1	Topographie	22
3.1.1	Labradorbecken	22
3.1.2	Irmingerbecken	23
3.1.3	Islandbecken	23
3.1.4	Rockall Trog	24
3.2	Wassermassen und Strömungen	24

3.2.1	Die flache Wassersäule	24
3.2.2	Die mittlere Wassersäule	25
3.2.3	Tiefe und bodennahe Schichten	28
3.2.4	Nordatlantische Oszillation (NAO)	30
3.3	Zusammenfassung	33
4	Beschreibung des Datensatzes M39	35
4.1	Die Fahrtabschnitte M39/4 und M39/5	35
4.2	Umfang des Heidelberger Datensatzes	36
4.3	Irmingerbecken	39
4.3.1	Hydrographie und andere Parameter	39
4.3.2	Tritium- und Heliumdaten	45
4.3.3	$\delta^{18}\text{O}$	49
4.4	Labradorbecken	51
4.5	Gibbs-Bruchzone	54
4.6	Östliches Becken	54
5	Auswertung und Diskussion	59
5.1	Optimierte Dateninterpolation	59
5.1.1	Methode	59
5.1.2	Beispiel	61
5.2	Ausbreitung und Variabilität der Wassermassen auf A1E	65
5.2.1	LSW (Irmingerbecken)	67
5.2.2	LSW (Islandbecken und Rockall-Trog)	69
5.2.3	DSOW und ISOW	77
5.3	Süßwasseranteile im Untersuchungsgebiet	81
5.3.1	$\delta^{18}\text{O}$ in den flachen Randströmen	81
5.4	$\delta^{18}\text{O}$ in den tiefen Wassermassen	83
5.5	Tritium- $\delta^{18}\text{O}$ -Korrelation	85
6	Optimum Multiparameter Analyse (OMP)	88
6.1	Methode	88
6.2	OMP für die westlichen Becken	94
6.3	Einbeziehung der biologischen Prozesse	99
6.4	Auswertung der Tracerdaten	101
6.5	Zusammenfassung	106
7	Zusammenfassung und Ausblick	107
A	Parameterschnitte für A1E	109

Kapitel 1

Einleitung

Die wissenschaftliche Untersuchung der Meereszirkulation und deren Variabilität, die physikalische Ozeanographie, hat nicht nur das Wissen um die dynamischen Vorgänge in den Weltmeeren beträchtlich erweitert, sie ist mittlerweile auch zu einem wichtigen Zweig der Klimaforschung geworden. Vor allem in den letzten Jahren, in denen die Sorge um eine dramatische Veränderung des globalen Klimas aufgrund anthropogener Emissionen von immer mehr Wissenschaftlern geteilt wird, ist das Interesse an den groß- und kleinskaligen Prozessen in den Ozeanen stark gewachsen. Mit zunehmendem Wissen sowohl um die innere Struktur der Meere und deren Variabilität als auch um die enge Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre wurde deutlich, daß die Weltmeere integraler Bestandteil des globalen, aber auch des regionalen Klimageschehens sind. Die Ozeane mit ihrer enormen Speicherkapazität führen einen Wärmeaustausch zwischen den äquatorialen Regionen und den Polen herbei, der die heute zu beobachtenden Klimazonen entscheidend mitprägt. Änderungen im Zirkulationsmuster der Meeresströmungen hätten daher gravierende Auswirkungen auf die künftige Klimaentwicklung. Zudem könnte der Gasaustausch an der Grenzschicht Atmosphäre–Ozean einen bedeutenden Einfluß auf die Gashaushalt der Atmosphäre nehmen. So stellt sich mit Blick auf die immer noch stark ansteigende Emission von Treibhausgasen, vor allem des Kohlendioxids, zum Beispiel die Frage, inwieweit die Ozeane einen Teil des atmosphärischen CO₂-Reservoirs aufnehmen und damit den Konzentrationsanstieg dieses Gases in der Atmosphäre dämpfen können.

Der Nordatlantik sowie die angrenzenden polaren Regionen gehören sicherlich zu den Hauptschwerpunkten der ozeanographischen Forschung. Hier findet ein Teil der Transformation statt, bei der einströmende warme Wassermassen tropischen und subtropischen Ursprungs nach intensiver Abkühlung in die Tiefe absinken und als kalte, tiefe Strömungen zurück in die anderen Weltmeere fließen. Die Forschungsaktivitäten vor allem des letzten Jahrzehnts haben gezeigt, daß dieser Transformationsprozeß, der gewissermaßen den Motor der globalen Zirkulation darstellt, nicht mit konstanter Intensität abläuft, sondern zeitlichen Schwankungen unterworfen ist. Hier stellt sich die Frage, in welchem Umfang das sogenannte *overturning* auf eine Änderung des atmosphärischen Zustandes reagiert und inwieweit eine derartige Änderung Auswirkungen

auf das Klimageschehen hat.

Derartige Fragestellungen lassen sich mit Hilfe numerischer Zirkulationsmodelle, den *general circulation models* (GCMs) untersuchen, indem Szenarien mit verschiedenen Vorgaben gerechnet und die Auswirkungen auf die Modellierungsergebnisse betrachtet werden. Trotz stark gesteigerter Rechenkapazitäten sind die GCMs aber immer noch nicht in der Lage, wichtige kleinskalige Prozesse wie die konvektive Erneuerung des Ozeans in polaren und subpolaren Breiten direkt einzubeziehen. Stattdessen müssen derartige Prozesse in parametrisierter Form vorgegeben und daher auf Basis anderer Methoden ermittelt werden. Weiterhin ist die Aussagekraft der Modelle an ihrer Fähigkeit zu messen, den vergangenen und gegenwärtigen Strömungszustand der Ozeane korrekt wiederzugeben, was nur durch einen Vergleich mit den Ergebnissen der empirischen Forschung geschehen kann.

Als wichtiger Zweig der Ozeanographie hat sich die Untersuchung von transienten Spurenstoffen etabliert. Hierbei wird die Verteilung von Stoffen meist anthropogenen Ursprungs im Ozean betrachtet, die mit zeitlich variierender Intensität in die Meere gelangen bzw. mit bekannter Rate zerfallen und somit eine Zeitinformation über die untersuchten Prozesse liefern, die aus den konservativen Parametern wie Temperatur und Salzgehalt nicht zu erhalten ist. Diese sogenannten transienten Tracer sind somit gut geeignet, zeitabhängige Prozesse wie die konvektive Erneuerung von Wassermassen und deren Ausbreitungsgeschwindigkeit zu quantifizieren. Gleichzeitig kann ihre Verteilung im Ozean bzw. deren zeitliche Entwicklung zur Kalibration der Zirkulationsmodelle und zum Vergleich mit den modellierten Resultaten dienen. Ein wichtiger derartiger Tracer, das radioaktive Tritium, wurde im Rahmen dieser Arbeit verwendet, um Aussagen über den Zustand des nordatlantischen Overturnings und dessen Variabilität treffen zu können. Gleichzeitig wurden die Ergebnisse in eine Form gebracht, die einen einfacheren Vergleich mit numerischen Ergebnissen ermöglichen.

Nach einer Vorstellung der in dieser Arbeit verwendeten Parameter und ihrer Meß- und Auswertemethodik in Kapitel 2 gibt Kapitel 3 zunächst einen Überblick über den gegenwärtigen Stand der Forschung im Bereich des subpolaren Nordatlantiks. Der im Rahmen dieser Arbeit gewonnene Datensatz wird in Kapitel 4 vorgestellt und in Beziehung zu den Vorstellungen über die Struktur der Wassermassen und ihre Ausbreitung gesetzt. In Kapitel 5 erfolgt eine quantitative Auswertung der Daten entlang des WOCE-Schnittes A1E, wobei die mit Hilfe eines optimierten Interpolationsverfahrens berechneten Parametermittelwerte in den einzelnen Wassermassen als wichtiges Hilfsmittel dienen. Eine Multiparameteranalyse und deren Verbindung mit den Spurenstoffdaten liefert in Kapitel 6 Aussagen über die Wassermassenausbreitung im westlichen Teil des subpolaren Nordatlantiks, bevor schließlich in Kapitel 7 die Ergebnisse dieser Arbeit zusammengefaßt und einige Vorschläge für künftige Forschungsaktivitäten gemacht werden.

Kapitel 2

Hydrographie- und Spurenstoffmethodik

Hauptgegenstand dieser Arbeit war die Erstellung und Auswertung eines umfangreichen Datensatzes von Tritium-, Helium- und Sauerstoffisotopenmessungen. Die Analyse dieser Daten erfolgt unter Berücksichtigung der Wassermassenstruktur, wie sie sich in der Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und den anderen hydrographischen Parametern äußert. Die Beschreibung von Meß- und Auswerteverfahren in diesem Kapitel beschränkt sich daher nicht nur auf die selbst durchgeführten Arbeiten, sondern gibt ebenso einen Überblick über die Methodik der anderen verwendeten Daten.

2.1 Beprobung

Auf einer ozeanographischen Forschungsfahrt wird an festgelegten geographischen Positionen (den Stationen) vom Schiff ein Stahlkranz in die Tiefe gelassen, an dem eine Reihe von Wasserschöpfern (Niskin-Flaschen) befestigt ist. Diese Schöpfer können per Fernauslöser in definierten Tiefen geschlossen werden und liefern auf diese Art das Probenwasser für die verschiedenen Messungen. Außerdem ist an der Rosette eine sogenannte CTD-Sonde (*Conductivity-Temperature-Depth*) befestigt, die neben dem Druck (und damit der Wassertiefe) auch Temperatur und Leitfähigkeit des Wassers bestimmt¹.

2.2 Temperatur

Die Wassertemperatur als Funktion der Tiefe wird durch die CTD-Sonde bestimmt, die während des Hievens bzw. Fierens ein Temperaturprofil in Intervallen von typischerweise 1 dbar aufzeich-

¹Daneben werden oft auch noch andere Geräte mit der Rosette in die Tiefe gelassen, so z.B. der LADCP (*Lowered Acoustic Doppler Current Profiler*, ein Strömungsmesser). Diese Daten werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit jedoch nicht untersucht.

net. Der Fehler der Temperaturmessung beträgt $\pm 0,002$ °C. Die Temperatursonde wird vor der Fahrt im Labor gegen einen internationalen Standard geeicht (momentan gegen den ITS-90²).

Wie bei allen kompressiblen Medien steigt auch die Temperatur von Wasser stetig mit zunehmendem Druck (d.h. steigender Tiefe). Zwecks besseren Vergleichs von verschiedenen Wasserpaketen wird die Temperatur daher oft auf den theoretischen Wert an der Oberfläche umgerechnet. Diese sogenannten potentielle Temperatur θ bezeichnet somit die Temperatur, die ein Wasserpaket an der Oberfläche hatte, bevor es (adiabatisch) in die beobachtete Tiefe verfrachtet wurde. Sie wird mithilfe eines Algorithmus³, wie er von Bryden [1973] ermittelt wurde, errechnet.

2.3 Salzgehalt

Der Salzgehalt des Meereswassers wird ebenfalls mit Hilfe der CTD-Sonde bestimmt. Dabei wird die gemessene Leitfähigkeit des Wassers anhand einer Eichkurve in den Salzgehalt umgerechnet. Der Salzgehalt des Wassers ist definiert über das Verhältnis der gemessenen Leitfähigkeit zu der einer standardisierten KCl-Lösung und ist daher dimensionslos. Er wird nach einem von Fofonoff und Millard [1983] beschriebenen Algorithmus berechnet.

Zusätzlich wird der Salzgehalt des aus den Niskin-Schöpfern entnommenen Wassers im Labor unter Verwendung eines Autosalinometers nachgemessen. Diese Daten werden benutzt, um die Eichung der Sonde zu kalibrieren und die Tiefenzuordnung der Schöpfer bei Fehlauflösungen zu rekonstruieren. Da die Salinometerwerte wie auch die anderen im Labor gewonnenen Daten anhand des Probenwassers gemessen werden, sind die in dieser Arbeit benutzten Werte – sofern nicht anders vermerkt – grundsätzlich Salinometermessungen. Der Fehler der Salzgehaltsmessung liegt bei $\pm 0,002$.

2.4 Dichte

Die Tiefenzirkulation der Meere wird durch laterale und vertikale Dichtegradienten und die hieraus resultierenden Ausgleichsströmungen angetrieben (im Gegensatz zu den Oberflächenströmungen, die vor allem durch Winde verursacht werden). Da die Dichte von Meerwasser durch seine Temperatur- und Salzgehaltswerte (sowie den Druck) bestimmt ist, wird diese Meeresbewegung zumeist als *thermohaline* Zirkulation bezeichnet. Die *in situ*-Dichte σ wird anhand eines empirisch bestimmten Polynoms [Millero et al., 1980] aus den angegebenen Parametern bestimmt und zumeist als Absolutabweichung von einem „Referenzwasser“ mit der Dichte $\sigma(T=0$ °C, $S=35$, $P=0$ dbar) angegeben (also als Dichteanomalie). Ähnlich der potentiellen Temperatur wird auch die Dichte oft auf einen gemeinsamen Referenzdruck umgerechnet, also entweder Oberflächendruck (potentielle Dichte, σ_θ) oder einen beliebigen anderen Druck, wobei dieser meist als Subskript in Einheiten von tausend dbar angegeben wird (also σ_4 für die Dichte bei 4000 dbar).

²International Temperature Scale of 1990

2.5 Sauerstoff

Sauerstoff, die grundlegende Voraussetzung für biologische Aktivität im Ozean, kann ebenfalls zur Charakterisierung von Wassermassen dienen. Er wird an der Meeresoberfläche durch Gasaustausch mit der Atmosphäre entsprechend seiner Löslichkeit vom Wasser aufgenommen. Im Oberflächenbereich sind allerdings oft Überschüsse im Vergleich zur Gleichgewichtskonzentration zu beobachten, die auf dem Eintrag von Luftblasen durch Welleneinschlag und nachfolgender Auflösung beruhen.

Daneben schwankt die Sauerstoffkonzentration im Meerwasser durch den Einfluß biologischer Prozesse. In der euphotischen Zone (in etwa die obersten 200 m) wird Sauerstoff durch Photosynthese freigesetzt, was zu einem Konzentrationsmaximum unterhalb der Meeresoberfläche führt. Der entgegengesetzte Prozeß, die Regeneration, setzt ein, wenn abgestorbene Lebewesen und Ausscheidungen in die Tiefe sinken, auf ihrem Weg reduziert werden und dabei Sauerstoff verbrauchen. Dieser Vorgang äußert sich in einem Sauerstoffminimum, das je nach lokalen Gegebenheiten im Bereich von 150 bis 1500 m liegen kann.

Die regionalen Unterschiede der biologischen Aktivität führen zu charakteristischen Sauerstoffsignaturen in den jeweiligen Wassermassen. Da der Abbau des Sauerstoffs auch in größeren Tiefen mit kleiner, aber relativ konstanter Rate fortschreitet, bietet das Sauerstoffdefizit in einer Probe im Vergleich zum Lösungsgleichgewichtswert einen Anhaltspunkt für die Laufzeit des jeweiligen Wasserpaketes. Zum diesem Zweck definiert man das Defizit als *Apparent Oxygen Utilization*:

$$AOU = O_{Equil} - O_{Probe} \quad (2.1)$$

Der Sauerstoffgehalt einer Probe wird an Bord mit einem modifizierten Titrationsverfahren nach Winkler gemessen [Carpenter, 1965], der die Genauigkeit der Messung liegt bei $\pm 0,5$ %. Daneben besitzen viele CTD-Geräte auch einen O_2 -Sensor, der ein kontinuierliches Tiefenprofil aufnehmen kann. In dieser Arbeit werden allerdings nur die Labormessungen verwendet. Für die Löslichkeit liegen verschiedene Polynomnäherungen an die experimentellen Daten vor [Weiss, 1970, Benson und Krause, 1980b, 1984], die sich vor allem bei typischen ozeanischen Salzgehalten und tiefen Temperaturen ($< 0,5$ °C) aufgrund der in diesem Bereich mangelnden experimentellen Datenbasis unterscheiden. In dieser Arbeit wird der Algorithmus von García und Gordon [1992] verwendet, deren Näherungspolynom auf den Daten von Benson und Krause [1984] beruht.

2.6 Nährstoffe

An dem oben beschriebenen biologischen Zyklus nehmen eine Reihe weiterer Elemente im Ozean teil, unter anderem Stickstoff, Phosphor und Silizium. Sie liegen als Oxyde (also Nitrat, Phosphat und Silikat) in der Wassersäule vor und werden unter Freisetzung von Sauerstoff von den Organismen in der Phase der Synthese in die Zellstruktur eingebaut. Bei der Regeneration von

abgestorbenem bzw. ausgeschiedenem organischen Material werden sie wieder oxidiert und in die Wassersäule freigesetzt.

2.6.1 Phosphat und Nitrat

Die beiden wichtigsten Nährstoffe sind Phosphat (PO_4) und Nitrat (NO_3)³. Phosphat erreicht typischerweise Konzentrationen von 0–2 $\mu\text{mol/kg}$ und kann mit einer Präzision von $\pm 0,04$ % gemessen werden. Die Reproduzierbarkeit der Messungen ist vor allem wegen fehlender Eichstandards deutlich höher und liegt bei ca. 1 %. Nitrat liegt in Konzentrationen von 0–20 $\mu\text{mol/kg}$ vor, seine Meßpräzision beträgt $\pm 0,02$ %, die Reproduzierbarkeit ebenfalls bei 1 %. Stickstoff wird über Zwischenstufen Ammoniak und Nitrit (NO_2) zu Nitrat reduziert. Da PO_4 und NO_3 gleichermaßen für die Zellsynthese benötigt werden und außerdem im Meerwasser in einem Verhältnis vorliegen, das dem Verbrauch beim Zellaufbau entspricht, besteht zwischen den beiden Parametern eine enge lineare Korrelation, sie liefern also für eine Wassermassenanalyse äquivalente Informationen, wobei das *signal-to-noise*-Verhältnis beim Nitrat deutlich günstiger ist.

2.6.2 Silikat

Silizium ist nicht wie Phosphor und Stickstoff wesentlicher Bestandteil bei der Zellsynthese, sein Oxyd (SiO_2 , Silikat) wird jedoch vor allem von den sogenannten Diatomeen (Kieselalgen) zum Aufbau von schützenden Schalen verwendet. Die Silikatkonzentration, die meist in der gelösten Form $\text{Si}(\text{OH})_3$ bzw. $\text{Si}(\text{OH})_4$ gemessen wird, hängt also vom lokalen Anteil der Diatomeen an der Algenpopulation sowie deren Schalenbildung ab. Die globale Kieselalgenverteilung ist sehr variabel, vor allem in sehr kalten Gewässern sind Kieselalgen die dominierende Planktonart. Dies prägt den Wassermassen polaren Ursprungs eine charakteristische Silikatsignatur auf. Die Silikatkonzentration kann daher als zusätzlicher Charakterisierungsparameter dienen. Gemessene Silikatkonzentrationen im Meerwasser liegen im Bereich von 0–24 $\mu\text{mol/kg}$, der Meßfehler liegt bei $\pm 0,02$ %. Die Reproduzierbarkeit der Silikatmessungen beträgt 1–2 %.

2.6.3 Redfield-Verhältnisse

Das Verhältnis von Stickstoff und Phosphor in den verschiedenen Phyto- und Zooplanktonarten, die den größten Teil der Biomasse des Meeres ausmachen, ist sehr konstant. Es wurde von Redfield et al. [1963] zu $N : P = 16 : 1$ bestimmt und wird seither allgemein als Redfield-Verhältnis bezeichnet. Durch die stöchiometrischen Zusammenhänge zwischen Sauerstoffabbau und Nährstoffanreicherung läßt sich das Redfield-Verhältnis auch ausdrücken als $-\Delta\text{O}_2 : \Delta\text{NO}_3 : \Delta\text{PO}_4 = 138 : 16 : 1$. Dieses Verhältnis unterliegt aber regionalen und jahreszeitlichen Schwankungen. So erhalten Takahashi et al. [1985] bzw. Minster und Boulahdid [1987]

³Daneben spielt auch der Kohlenstoff eine bedeutende Rolle, dessen Kreislauf aber in dieser Arbeit nicht einbezogen wird.

Werte von $-\Delta\text{O}_2 : \Delta\text{NO}_3 : \Delta\text{PO}_4 = 165 : 17,6 : 1$ bzw. $-\Delta\text{O}_2 : \Delta\text{NO}_3 : \Delta\text{PO}_4 = 161 : 17,1 : 1$ für den östlichen Nordatlantik. Ebenfalls für dieses Gebiet ermittelten Perez et al. [1993] aus ihren Daten ein Verhältnis von $-\Delta\text{O}_2 : \Delta\text{NO}_3 : \Delta\text{PO}_4 = 163 : 16,3 : 1$.

Für Silikat läßt sich wegen der Variabilität der Diatomeenverteilung keine eindeutige Korrelation angeben. So schwanken die Werte in der Literatur für $-\Delta\text{O}_2 : \Delta\text{Si}(\text{OH})_4$ auch zwischen 9 und 20 [Spencer, 1975]. Zusätzlich ist bei tiefen Wassern die oft erhebliche Remineralisierung von Silikaten biogenen Ursprungs zu berücksichtigen.

2.6.4 Abgeleitete Größen

Die quantitative Verbindung zwischen Nährstoffproduktion und Sauerstoffverbrauch durch die jeweilige stöchiometrische Gleichung legt die Einführung von theoretisch konservativen Rechengrößen aus diesen Stoffen nahe. Eine Möglichkeit, wie sie von Broecker [1974] initiiert wurde, ist die Bildung einer additiven Größe aus gemessener Sauerstoff- und Nährstoffkonzentration mit dem Redfield-Verhältnis als Wichtungsfaktor. Aus dem Verhältnis von Perez et al. [1993] ergibt sich, daß pro Mol O_2 1/10 Mol Stickstoff als Nitration freigesetzt wird, weswegen

$$\text{“NO“} = 10 \text{NO}_3 + \text{O}_2 \quad (2.2)$$

annähernd konstant sein sollte. Das Einschließen dieser rechnerischen Größe in Anführungsstriche soll eine Verwechslung mit dem Monoxid verhindern. Analog wird die konservative Größe für Phosphor definiert, nämlich

$$\text{“PO“} = 163 \text{PO}_4 + \text{O}_2 \quad (2.3)$$

Durch die mangelnde Kenntnis der Redfield-Verhältnisse und deren etwaige Schwankungen sind diese Größen natürlich mit einem Fehler behaftet. Da die in die Gleichung eingehende Sauerstoffkonzentration von der Löslichkeit und damit der potentiellen Temperatur bestimmt wird, hängen “NO” und “PO” von der Temperatur beim Bildungsprozeß der jeweiligen Wassermasse ab.

Eine andere Möglichkeit zur Formulierung einer quasi-konservativen Größe besteht in der Berechnung der Nährstoffkonzentration bei der Wassermassenbildung an der Oberfläche. Unter Verwendung der gemessenen AOU werden daher folgende Parameter definiert (auf Basis der Redfield-Verhältnisse nach Perez et al. [1993]):

$$\text{NO}_3^0 = \text{NO}_3 - \text{AOU}/10 \quad (2.4)$$

$$\text{PO}_4^0 = \text{PO}_4 - \text{AOU}/163 \quad (2.5)$$

Diese „potentiellen“ Konzentrationen (*preformed nitrate* bzw. *preformed phosphate*) sind unabhängig von der Wassertemperatur. Sie beruhen allerdings auf der Annahme einer vollständigen Sauerstoffsättigung bei der Bildung, was für einige Wassermassen nicht gewährleistet sein muß.

2.7 Helium und Tritium

Das Tracerpaar Tritium und Helium ist Gegenstand einer Spurenstoffmethode, die sich gut zur Untersuchung der konvektiven Erneuerung von Wassermassen sowie deren Ausbreitung eignet. Im folgenden werden die geochemischen und physikalischen Hintergründe dieser Methode vorgestellt und einige Hinweise über ihre Möglichkeiten und Grenzen gegeben.

2.7.1 Helium

Helium ist nach Wasserstoff das zweithäufigste Element des Universums. Es besitzt zwei stabile Isotope, ^3He und ^4He , von denen das letztere deutlich häufiger vorkommt. Die terrestrischen Heliumvorräte stammen zum größten Teil aus der Entstehungszeit unseres Planeten vor etwa 4,5 Milliarden Jahren, als Gas aus der protoplanetarischen Scheibe bei der Bildung von Erdkern und -mantel im Erdinneren eingeschlossen wurde. Durch den damals noch sehr starken Sonnenwind wurde die frühe Erdatmosphäre weggeblasen, weswegen unsere heutige Atmosphäre überwiegend aus der Ausgasung des Erdkörpers resultiert.

Das Edelgas Helium ist so leicht, daß es aus den oberen Schichten der Erdatmosphäre in das All entweichen kann. Zwischen der Ausgasung des Erdkörpers und dem Entweichen aus der oberen Atmosphäre hat sich ein stabiles Gleichgewicht herausgebildet, das durch eine atmosphärische Heliumkonzentration von 5,24 ppm gekennzeichnet ist [Glückauf, 1946]. Der größte Teil hiervon besteht aus ^4He , das atmosphärische $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis beträgt $1,384 \cdot 10^{-6}$ [Clarke et al., 1976]. Auch dieser Wert wird allgemein als räumlich und zeitlich konstant angesehen.

Neben diesem Reservoir an sogenanntem *primordialen* Helium existieren für beide Isotope einige Produktionsprozesse nuklearer Art, die lokal zu deutlich differierenden $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnissen führen können. ^4He wird durch den radioaktiven Zerfall von Elementen der Uran- und Thoriumreihen in Form von α -Teilchen freigesetzt. Dieses sogenannte *radiogene* Helium findet sich vor allem in der Radionuklid-reichen Erdkruste, wo Isotopenverhältnisse in der Größenordnung von 10^{-8} gemessen wurden [Mamyrin und Tolstikhin, 1984]. Beim radioaktiven Zerfall wird über Sekundärreaktionen mit leichten Elementen (vor allem Li, Be und B) auch ^3He gebildet, jedoch wegen der geringen Prozeßwahrscheinlichkeit nur in kleinen Mengen. Bedeutsamer dagegen ist die Produktion von ^3He durch Spallationsreaktionen der energiereichen kosmischen Höhenstrahlung mit den leichten Elementen. Weiterhin wichtig ist der radioaktive Zerfall von Tritium in ^3He (s. Abschnitt 2.7.4).

Helium gelangt vor allem durch die Ausgasung von Erdkruste und Erdmantel (von letzterem in der Umgebung tektonisch aktiver Zonen, z.B. mittelozeanischen Rücken) in den Ozean. Da infolge der globalen Meereszirkulation alle Wasserkörper periodisch in Kontakt mit der Atmosphäre stehen und hierbei eine Abgabe überschüssiger Gase an die Luft stattfindet, ist die ozeanische Heliumkonzentration abseits der aktiven Regionen im wesentlichen durch das Lösungsgleichgewicht von Meerwasser mit der atmosphärischen Luft charakterisiert. Die Löslichkeit von Helium wurde von mehreren Autoren im Labor bestimmt [Weiss, 1971, Top et al., 1987], wobei

das Näherungspolynom von Weiss [1971] allgemein als Referenz akzeptiert ist. Das leichtere ^3He ist allerdings etwas schlechter löslich als ^4He , weswegen das Isotopenverhältnis von gelöstem Helium um 1,8 % unterhalb des atmosphärischen Wertes liegt [Benson und Krause, 1980a].

Neben einer eventuellen Abweichung der Konzentration vom Lösungsgleichgewicht durch terrigenes Helium beobachtet man meist einen Heliumüberschuß von ca. zwei Prozent. Dieser Effekt rührt (wie beim Sauerstoff, s.o.) aus dem Eintrag von Luftblasen durch Welleneinschlag in eine Tiefe von einigen Metern und einer Auflösung der Blasen infolge des dort herrschenden höheren Druckes (siehe z.B. [Jenkins und Clarke, 1976]). Außerdem führt die Anwesenheit von tritogenem Helium in der Wassersäule zu Isotopenverhältnissen, die um mehrere Prozent über dem atmosphärischen Verhältnis (bzw. dem kleineren Wert im Lösungsgleichgewicht) liegen können.

Notation

Für die Angabe von Edelgaskonzentrationen und Isotopenverhältnissen hat sich in der Literatur eine besondere Schreibweise etabliert. Die Absolutkonzentration eines Stoffes wird als prozentuale Abweichung von der Konzentration im Lösungsgleichgewicht notiert, z.B. für ein Heliumisotop ^xHe

$$\Delta^x\text{He} = \left(\frac{{}^x\text{He}_{Probe}}{{}^x\text{He}_{Equil}} - 1 \right) \cdot 100\% \quad (2.6)$$

Hierbei ist die Gleichgewichtskonzentration auf die Temperatur und den Salzgehalt der untersuchten Probe bezogen. Das Isotopenverhältnis zweier Elemente wird als prozentuale Abweichung von einem Referenzwert angegeben. Für das Heliumisotopenverhältnis dient hierzu das Konzentrationsverhältnis in der Atmosphäre von $[^3\text{He}/^4\text{He}]_{Luft} = 1,384 \cdot 10^{-6}$ [Clarke et al., 1976]:

$$\delta^3\text{He} = \left(\frac{[^3\text{He}/^4\text{He}]_{Probe}}{1,384 \cdot 10^{-6}} - 1 \right) \cdot 100\% \quad (2.7)$$

Messung

Die Bestimmung der Heliumkonzentration in einer Meerwasserprobe und des Isotopenverhältnisses geschieht aufgrund der geringen absoluten Mengen mithilfe eines Massenspektrometers. Die Proben werden hierzu auf See direkt aus dem Schöpfer in gasdicht verschließbare Kupferrohre mit einem Volumen von etwa 40 ml gefüllt. Im Heidelberger Labor werden die im Wasser gelösten Gase durch ein Extraktionsverfahren in Glasampullen transferiert und bis zur Messung in Gefrierschränken gelagert, um die Diffusion von Helium durch die Glaswände der Ampullen zu reduzieren (das vollständig entgaste Wasser wird zur Messung des Tritiumgehaltes verwendet, siehe unter 2.7.4). Für die Messung im Sektorfeld-Massenspektrometer (einem MM3000 der Firma Vacuum Generators) wird das Gas aus den Ampullen zunächst in ein Aufbereitungsteil

eingelassen, in dem das Helium durch mehrere Kühlfallen von den anderen Gasen getrennt wird. Die Messung der beiden Heliumisotope im Spektrometer geschieht gleichzeitig, wobei ^4He direkt als Ionenstrom durch einen Faraday-Detektor gemessen wird, während das um einen Faktor von etwa 10^{-6} kleinere ^3He -Signal zunächst durch einen Elektronenmultiplier verstärkt und dann in Form diskreter Impulse von einem Universalzähler registriert wird.

Zur Kalibrierung des Meßsystems werden Konzentrationsmessungen an Luftproben vorgenommen. Da die Heliumkonzentration einer Wasserprobe und damit auch die sinnvolle Standardgröße sehr gering ist, lassen sich Eichstandards aus reinen Heliumgasen nicht mit der benötigten Genauigkeit herstellen (wegen der extremen Verdünnung potenzieren sich die unvermeidlichen Fehler in der Volumenbestimmung der verwendeten Teilgefäße). Die räumliche wie zeitliche Konstanz der Heliumkonzentration in der Atmosphäre sowie ihres Isotopenverhältnisses ermöglicht stattdessen die Verwendung von Vorratsbehältern, die unter definierten Bedingungen (Temperatur, Luftdruck, Wasserdampfdruck) mit Luft befüllt werden und deren Gasgehalt mit Hilfe des allgemeinen Gasgesetzes berechnet werden kann. Aus diesem Luftbehälter werden durch Volumenteilung mit Pipetten bekannter Größe die für die Eichung des Meßsystems benötigten Gasmengen entnommen. Die Kontrolle der Luftstandards wird unter Verwendung Referenzbehältern sowie durch Interkalibration mit anderen Laboren vorgenommen. Die Messung des Isotopenverhältnisses von Luftproben ist mit einem Fehler von $\leq 0,2$ % reproduzierbar, die Bestimmung der Heliumabsolutkonzentration ist mit einer typischen Genauigkeit von 0,5 % möglich.

2.7.2 Neon

Nach Argon ist Neon das zweithäufigste Edelgas in der Luft, seine atmosphärische Konzentration beträgt 18,18 ppm [Ozima und Podosek, 1983]. Es besitzt die drei stabilen Isotope ^{20}Ne , ^{21}Ne und ^{22}Ne mit relativen Häufigkeiten in der Atmosphäre von 90,5 %, 0,268 % bzw. 0,23 % [Dickin, 1995]. Da der Gasaustausch mit der Atmosphäre die einzig relevante Neonquelle für den Ozean darstellt, kann die Neonkonzentration einer Probe genutzt werden, um den Anteil an Helium, der aus dem Eintrag von Luft herrührt, zu ermitteln.

Die Neommessung am Institut für Umweltphysik in Heidelberg wird mit Hilfe eines Quadrupolspektrometers (QMS), einem QMG112 der Firma Balzers, vorgenommen, das an die gleiche Aufbereitungslinie wie das Helium-Massenspektrometer angeschlossen ist. Für die Neommessung wird die letzte Kühlfalle nach dem Einlaß ins Sektorfeld-Massenspektrometer auf die Desorptionstemperatur des Neons (etwa 115 K) eingestellt und die Probe durch Volumenteilung in das QMS eingelassen. Gemessen werden die Konzentrationen von ^{20}Ne und ^{22}Ne , aus denen auf die gesamte Neonkonzentration in der Probe geschlossen wird.

Die Genauigkeit der Messung, wie sie aus Standardmessungen ermittelt wurde, beträgt etwa $\pm 0,5$ %. Untersuchungen an Wasserproben haben jedoch gezeigt, daß der Fehler für ozeanische Proben deutlich höher liegt (um die 2 %), wofür vermutlich Aufbereitungseffekte erforderlich

sind [Hildebrandt, 1997]. Die Angabe der Neonkonzentration erfolgt analog zum Helium als Abweichung vom Lösungsgleichgewicht, das ebenfalls durch einen von Weiss [1971] bestimmten Algorithmus gegeben ist.

2.7.3 Helium-Komponententrennung

Wie oben dargelegt setzt sich die Heliummenge einer Probe aus mehreren Komponenten zusammen, von denen für die Tritium-/Heliummethode nur das tritiogene ^3He von Bedeutung ist. Daher müssen alle anderen Anteile mengenmäßig bestimmt und von der gemessenen Konzentration subtrahiert werden. Nach Abzug der Konzentration im Lösungsgleichgewicht bleibt für den ^3He -Überschuß

$$^3\text{He}_{exz} = ^3\text{He}_{tritiogen} + ^3\text{He}_{terrigen} + ^3\text{He}_{Blasen} \quad (2.8)$$

sowie für den entsprechenden ^4He -Wert

$$^4\text{He}_{exz} = ^4\text{He}_{terrigen} + ^4\text{He}_{Blasen} \quad (2.9)$$

Die Heliumkonzentration durch Blaseneinschlag läßt sich entweder durch Abziehen eines typischen Wertes (meist $\approx 2\%$) annähern oder mit Hilfe der gemessenen Neonkonzentration berechnen. Unter der Annahme, daß beide Edelgase den gleichen Blasenüberschuß aufweisen, erfolgt diese Berechnung über die Gleichung

$$\begin{aligned} ^3\text{He}_{Blasen} &= ^4\text{He}_{Blasen} \cdot \left[\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right]_{Blasen} \\ &= (\text{Ne}_{Probe} - \text{Ne}_{Equil}) \cdot \left[\frac{\text{He}}{\text{Ne}} \right]_{Blasen} \cdot \left[\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \right]_{Blasen} \end{aligned} \quad (2.10)$$

Die korrekten Isotopenverhältnisse hängen vom Auflösungsgrad der eintragenen Luftblasen ab. Während bei vollständiger Auflösung vom atmosphärischen Verhältnis ausgegangen werden kann, liegt der entsprechende Wert bei teilweiser Auflösung zwischen Lösungsgleichgewichtswert und atmosphärischem Verhältnis. Der Unterschied zwischen beiden ist bei den beiden Heliumisotopen nur gering (1,8 %), beim He/Ne-Verhältnis jedoch weitaus deutlicher (0,288 in der Atmosphäre gegenüber 0,223 im Lösungsgleichgewicht). Da zudem der Fehler der Neonbestimmung recht groß war (siehe Abschnitt 2.7.2), wurde in dieser Arbeit auf eine durchgehende Korrektur unter Verwendung des Neons verzichtet.

Der terrigene ^3He -Anteil in einer Probe läßt sich unter Kenntnis seines $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses herausrechnen. Für Wasserschichten in der Nähe von mittelozeanischen Rücken läßt sich näherungsweise ein typisches MORB-Verhältnis (*Mid Ocean Ridge Basalt*) annehmen (etwa $9 \cdot R_{Luft}$). Außerdem existieren für die praktisch tritiumfreien Wasser der Südhemisphäre empirische Korrelationen zwischen Silikat- und terrigener ^3He -Konzentration (siehe z.B. [Doney

und Jenkins, 1994]). Die meisten Proben dieser Arbeit können als frei von terrigenem Helium angesehen werden, für die Wasserschichten in der Nähe des Mittelozeanischen Rückens wurde ein Vergleich der beiden Verfahren durchgeführt (vgl. Kap. 4.3.2).

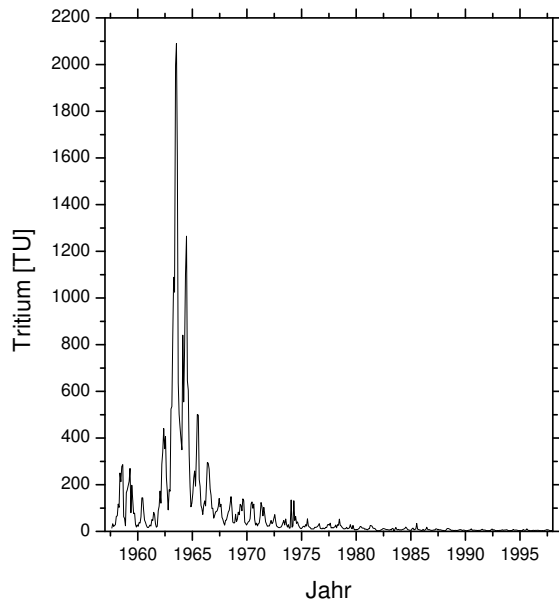
2.7.4 Tritium

Tritium (^3H) ist ein radioaktives Isotop des Wasserstoffs, das über einen β^- -Zerfall in das stabile Heliumisotop ^3He zerfällt. Die Halbwertszeit des Tritiums haben Unterweger et al. [1980] zu 12,43 Jahren ermittelt. Es wird in der oberen Atmosphäre durch Wechselwirkung von Sekundärneutronen der kosmischen Höhenstrahlung mit Stickstoff und Sauerstoff gebildet, von wo es durch Gasaustausch in Troposphäre gelangt. Hier wird es zu $^3\text{H}^1\text{HO}$ oxidiert und nimmt anschließend als radioaktiv markiertes Molekül am globalen Wasserkreislauf teil. Seine Dynamik unterscheidet sich nur unwesentlich von der des „normalen“ Wassermoleküls, weswegen Tritium als praktisch idealer Tracer für den Wasserkreislauf angesehen werden kann. Die natürliche Produktionsrate von Tritium beträgt $0,5 \pm 0,3$ Atome/cm²s [Craig und Lal, 1961], was zu einem natürlichen Wasserstoffisotopenverhältnis in der Größenordnung von 10^{-18} führt. Daher wurde zur Angabe der Tritiumkonzentration die Einheit TU (*Tritium Unit*) eingeführt:

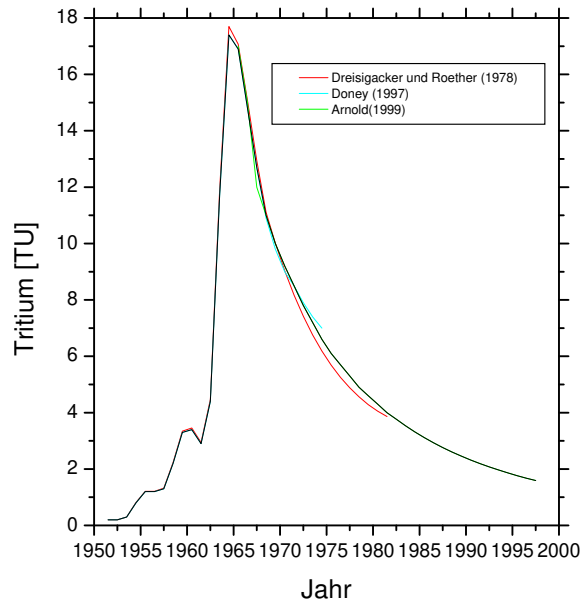
$$1\text{ TU} \equiv \frac{[^3\text{H}]}{[^1\text{H}]} = 10^{-18} \quad (2.11)$$

Neben der natürlichen Produktion wurde Tritium auch durch oberirdische Kernwaffentests vor allem in den sechziger Jahren in die Atmosphäre eingebracht, wobei die hierbei ausgestoßene Menge das natürliche Tritiuminventar um mehr als zwei Größenordnungen übertraf [Jenkins, 1980]. Dieser extreme Anstieg der atmosphärischen Tritiumkonzentration führte zu einer ebenfalls deutlichen Erhöhung der Tritiumwerte in allen Wasserreservoirien, die im direkten Kontakt mit der Atmosphäre stehen. Bedingt durch die Größe der beteiligten Reservoirie (Wasserdampfgehalt der Atmosphäre gegenüber gut durchmischter Deckschicht der Ozeane) ist das Tritumeintrags-signal im Oberflächenwasser der Meere allerdings geringer als das der Atmosphäre.

Unter Verwendung von Tritiummessungen an Oberflächenproben des Nordatlantiks, der Tritiumkonzentration im Niederschlag (als Beispiel s. Abb. 2.1(a)) sowie ^3H - ^{90}Sr -Verhältnismessungen rekonstruierten Dreisigacker und Roether [1978] mit Hilfe eines Boxmodells den zeitlichen Verlauf der Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser des Nordatlantiks, die sogenannte *Dreisigacker-Roether-Funktion* (DRF, siehe Abb. 2.1(b)). Aufgrund des mit der geographischen Breite stark variierenden Tritiumgehaltes im atmosphärischen Wasserdampf (für eine parametrisierte Form siehe Doney et al. [1992]) hat diese Funktion nur eine regionale Gültigkeit. Da zudem in den Süßwasserreservoirien kontinentalen Ursprungs (insbesondere sibirischem Flußwasser und Eisschmelzwasser) deutlich höhere Tritiumkonzentrationen gemessen wurden (siehe z.B. Östlund [1982]), kann es in Abhängigkeit von der Zusammensetzung der betrachteten Wassermassen zu lokalen Abweichungen von den modellierten Oberflächenwerten kommen. In dieser Arbeit wird die von Arnold [1999] konstruierte DRF verwendet, die sich aus einer von Doney



(a) Tritiumkonzentration im Niederschlag, gemessen in Valentia (Irland) [IAEA, 1998]



(b) Tritiumkonzentration im Oberflächenwasser des Nordatlantiks, sog. Dreisigacker-Roether-Funktion. Die schwarze Kurve kennzeichnet die in dieser Arbeit verwendete Form der DRF (s. Text).

Abbildung 2.1: Tritiumeintragsfunktion

et al. [1997] modifizierten Dreisigacker-Roether-Funktion sowie für die Jahre ab 1968 aus einem exponentiellen Fit an gemessene Oberflächenkonzentrationen zusammensetzt.

Die Bestimmung der Tritiumkonzentration kann prinzipiell direkt über den β -Zerfall mit Hilfe von Proportionalzählrohren erfolgen (z.B. Grothe [1992]). Die Genauigkeit dieses Verfahrens liegt im Bereich von ± 5 bis 7% , die Nachweisgrenze beträgt etwa $0,08$ TU [Weiss et al., 1976]. Höhere Genauigkeit, eine niedrigere Nachweisgrenze sowie ein höherer Probendurchsatz lassen sich durch die ^3He -Anwachsmethode und den Einsatz eines massenspektrometrischen Meßverfahrens erreichen [Clarke et al., 1976, Bayer et al., 1989]. Hierfür wird vollständig entgastes Wasser in Glaskolben abgefüllt und in Gefrierschränken gelagert. Dieses Wasser stammt meist aus der Heliumextraktion (s. 2.7.1). Bei geringen Tritiumkonzentrationen wird zusätzlich eine größere Menge Probenwasser (typischerweise 200-500 ml), das aus den Niskin-Schöpfern in Glasflaschen gefüllt wurde, in eigenen Kolben extrahiert, um eine Vergrößerung der Probenmenge und somit eine Verkleinerung des Meßfehlers zu erreichen. Das während der Lagerzeit in ^3He zerfallene Tritium kann anschließend durch eine analog der in Kap. 2.7.1 beschriebenen Heliummessung unter Verwendung des radioaktiven Zerfallsgesetzes ermittelt werden. Die Fehlergrenzen dieses Verfahrens sind abhängig von der Probenmenge und -lagerzeit, typische Werte für die Genauigkeit

sowie die Nachweisgrenze liegen für die vorliegende im Bereich von $\pm 2\%$ bzw. 0,03 TU.

2.7.5 Abgeleitete Größen

Tritium-Helium-Alter

Der radioaktive Zerfall des Tritiums kann benutzt werden, um eine Zeitinformation über Prozesse in der Wassersäule zu erhalten. Tritium gelangt nur über Wasseraustausch mit der Atmosphäre in den Ozean. Gleichzeitig stellt sich an der Meeresoberfläche die Heliumgleichgewichtskonzentration entsprechend der Temperatur und dem Salzgehalt des Wassers ein. Nach dem Absinken eines Wasserpaketes von der Meeresoberfläche ändert sich die Tritiumkonzentration nur durch den Zerfall in ^3He , so daß unter Zuhilfenahme des radioaktiven Zerfallsgesetzes der Zeitpunkt, an dem das Wasserpaket von der Atmosphäre isoliert wurde, errechnet werden kann:

$$\tau = \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \cdot \ln \left(1 + \frac{{}^3\text{He}_{\text{trit}}}{{}^3\text{H}} \right) \quad (2.12)$$

Hierin bezeichnet $T_{1/2}$ die Halbwertszeit des Tritiums (12,43 a) und ${}^3\text{He}_{\text{trit}}$ die tritiogene ${}^3\text{He}$ -Konzentration (in TU). Die Umrechnung der ${}^3\text{He}$ -Konzentration von Nml/g in TU erfolgt gemäß

$${}^3\text{He} [TU] = \frac{{}^3\text{He} [Nml/g]}{2,4889 \cdot 10^{-15} \frac{Nml/g}{TU} \cdot \left(1 - \frac{S}{1000} \right)} \quad (2.13)$$

wobei S der Salzgehalt der Probe ist.

Das derart berechnete Tritium-Helium-Alter stimmt nur dann mit der Isolationszeit von der Atmosphäre überein, wenn das Wasserpaket seit dem Absinken von der Oberfläche keinen Mischungsprozessen unterlag. Zum einen wird τ auf nicht-lineare Weise aus den Stoffkonzentrationen errechnet, so daß die Mischung zweier Wasserpakete ein rechnerisches Alter ergibt, das nicht mit dem (gewichteten) Mittel der Ausgangsalter übereinstimmt. Zum anderen ist ein derart „gemischtes Alter“ natürlich nur eine formale Größe, die als Lageparameter der zugrunde liegende Altersverteilung dient.

Das Absinken von Wasserpaketten, vor allem von der Oberfläche in größere Tiefen, ist jedoch meist mit Einmischung der umliegenden Wasserschichten verbunden. Die Konvektion im offenen Ozean führt zu einer Homogenisierung der Wassersäule, d.h. der praktisch vollständigen Vermischung von abgesunkenem Oberflächenwasser und Umgebungswasser. Aber auch die isopyknische Ausbreitung von Wasserkörpern hat oft die Einmischung anderen Wassers durch turbulente Diffusion, z.B. bei rauher Bodentopographie, zur Folge. Eine quantitative Interpretation des ${}^3\text{H}$ - ${}^3\text{He}$ -Alters bedarf daher meist der Berücksichtigung von Mischprozessen.

Stabiles Tritium

Ein weiterer Parameter, aus dem sich eine Altersinformation rekonstruieren läßt, ist das *stabile Tritium* ζ . Es errechnet sich als Summe von Tritiumkonzentration und tritiogenem ^3He :

$$\zeta [TU] = {}^3\text{H} + {}^3\text{He} \quad (2.14)$$

Es ist eine konservative Größe, aus der sich bei bekannter Tritiumeintragsfunktion das Jahr des letzten Atmosphärenkontaktes ablesen läßt, das natürlich den gleichen Einschränkungen wie das ^3H - ^3He -Alter unterliegt. Zusätzlich ist das ζ -Alter nicht eindeutig definiert, da die Eintragsfunktion nicht monoton verläuft.

2.7.6 Formale Alter und Mischprozesse

Transiente Tracer sind vor allem deshalb für die Untersuchung der globalen Zirkulation interessant, weil sie praktisch ausschließlich über die Oberfläche ins Meerwasser gelangen. Der weitere Transport in tiefere Schichten geschieht durch zwei Prozesse, nämlich diffusiv, was lange dauert und zu einem exponentiellen Abfall der Konzentration mit steigender Tiefe führt, und vertikale Advektion (Konvektion), die deutlich schneller das transiente Signal in die Tiefe verfrachtet. Gerade Wassermassen konvektiven Ursprungs, die ja als Ausgangspunkt der globalen Zirkulation anzusehen sind, tragen somit eine im Vergleich zu anderen tiefen Wässern erhöhte Spurenstoffkonzentration mit sich, die es erlaubt, ihre weitere Ausbreitung zu verfolgen.

Die konvektive Erneuerung geschieht durch das zügige Absinken von Oberflächenwasser in eng begrenzten, oft nur wenige Kilometer Durchmesser umfassenden „Kaminen“ (siehe z.B. Clarke und Gascard [1983]) und eine nachfolgende Homogenisierung der beteiligten Wasserschichten. Aber auch die advektive Ausbreitung eines Wasserkörpers ist mit einer fortschreitenden Vermischung mit den angrenzenden Schichten verbunden. Um die Auswirkung einer derartigen Vermischung zu verdeutlichen, soll an dieser Stelle in Anlehnung an Jenkins [1980] ein einfaches Boxmodell betrachtet werden.

Konvektive Erneuerung

Die konvektive Erneuerung wird hier durch ein Modell mit zwei Boxen simuliert, einer Oberflächen- und einer Tiefenwasserbox. Jedes Jahr wird ein Teil der tiefen Box durch das Wasser der oberen Box ersetzt. Als Erneuerungszeit wird im folgenden die Zeit verstanden, nach der ein gegebenes Volumen vollständig ausgetauscht wurde. Im untersuchten Modell entspricht diese Zeit dem Volumenverhältnis von Tiefen- zu Oberflächenbox. Setzt man nun die Konzentration an der Oberfläche gleich der DRF-Konzentration, so ergibt sich für das rechnerische Tritium-Helium-Alter bzw. für das „stabile Tritium“ ζ ein Verlauf gemäß Abb. 2.2.

Wie in Abb. 2.2(a) zu erkennen ist, wird die tatsächliche Erneuerungszeit eines Reservoirs durch das ^3H - ^3He -Alter systematisch unterschätzt, wobei die Abweichung im transienten Peak

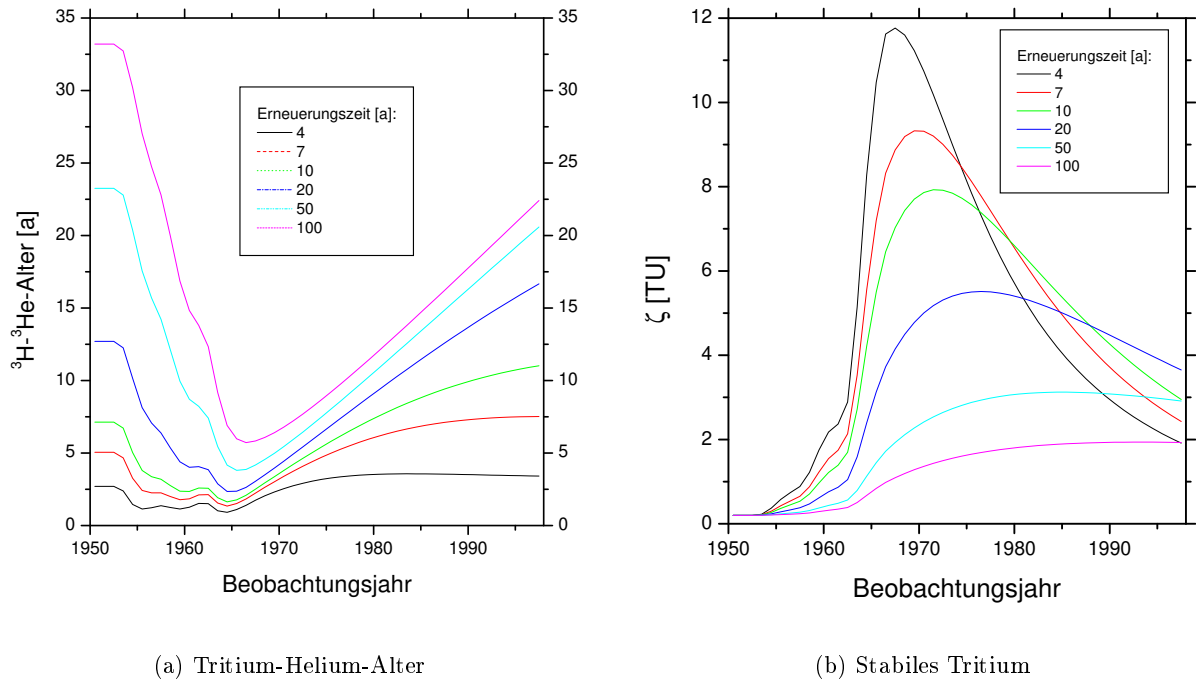


Abbildung 2.2: Zeitlicher Verlauf von formalen Altern im Zwei-Boxmodell

maximal ist. Die junge, tracerreiche Komponente einer Mischung wird somit durch dieses formale Alter übergewichtet. Im heutigen Beobachtungszeitpunkt sind die Reservoirs mit kurzen Erneuerungszeiten im Bereich bis 15 Jahren wieder im Gleichgewicht und daher durch das Tritium-Helium-Alter gut charakterisiert, während die nur langsam erneuerten Wasserkörper noch immer ein deutlich zu geringes Alter aufweisen.

Der zeitliche Verlauf des stabilen Tritiums folgt, wie aus dem Modell leicht ersichtlich, dem transienten Signal mit der Erneuerungszeit als einer Art Dämpfungskonstante. Auch ist zu erkennen, daß ζ nicht mehr zur Abschätzung des Konvektionsvolumens geeignet ist, da die Differenzen nur gering sind und nicht monoton mit der Austauschzeit verlaufen. Sehr schnell erneuerte Wasserkörper, die eine hohe Tritiumkonzentration an der Oberfläche aufgenommen haben, geben diese ebenso schnell wieder ab, während Reservoirs mit trägem Austausch sich die ganze Zeit über in einem engen ζ -Korridor bewegen.

Advektion

Bei der Bewegung einer Wassermasse weg von der Entstehungsregion ändert sich bei nicht-konservativen Parametern wie dem Tritium die Tracerkonzentration, was sich in einem wachsenden formalen Alter äußert. Das Spurenstoffpaar Tritium/Helium ist daher auch geeignet, um die Ausbreitungsgeschwindigkeit eines Wasserkörpers zu untersuchen. Um die absolute Advektionsdauer zu bestimmen, ist allerdings ein Kenntnis über das Startalter nötig. In gewissen Grenzen

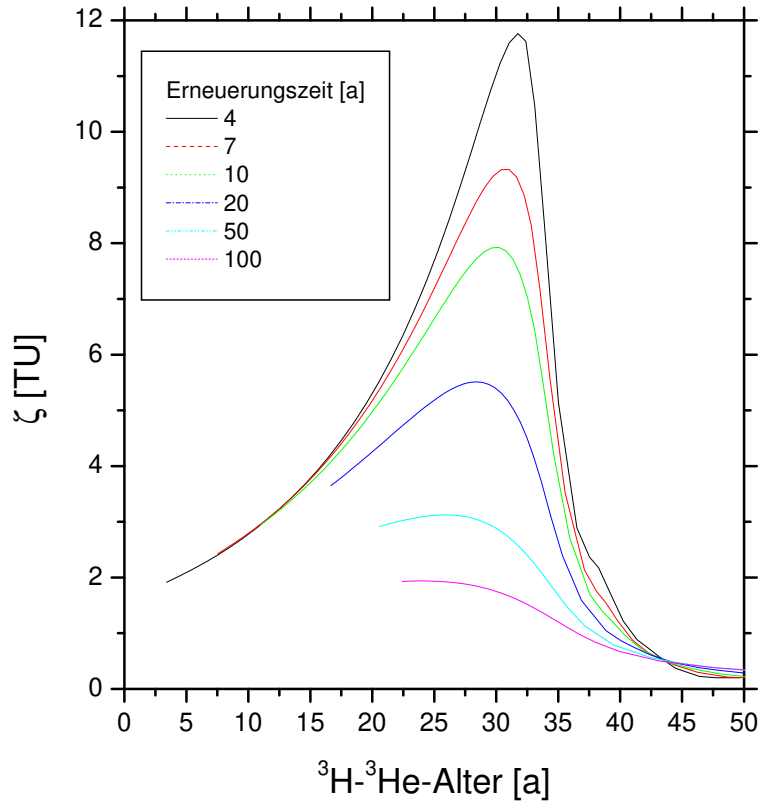


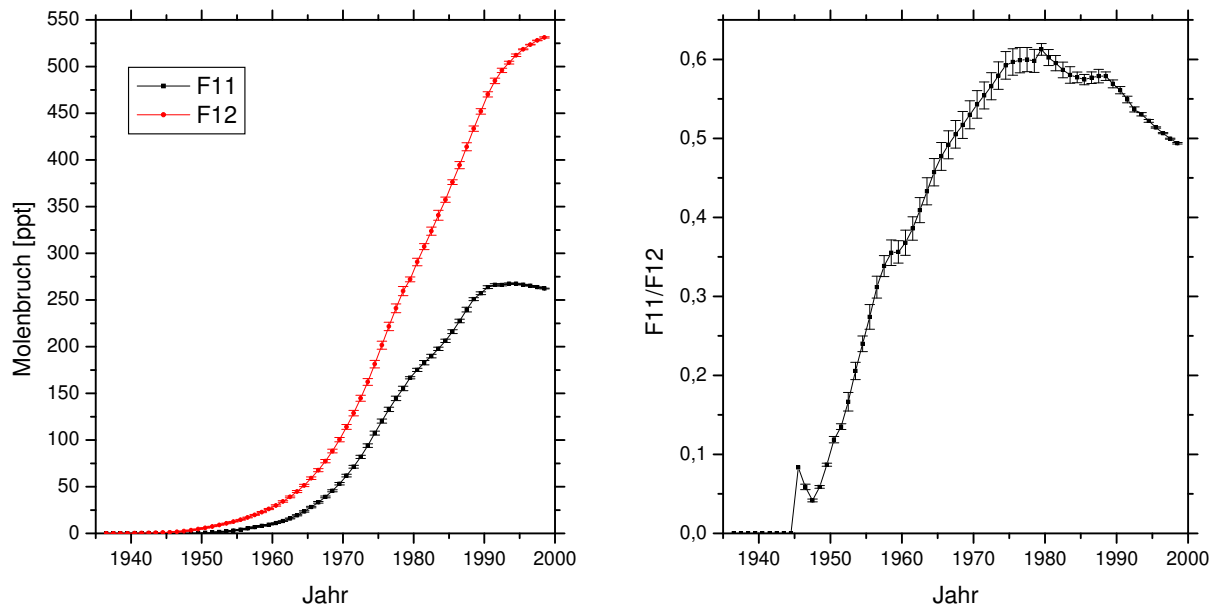
Abbildung 2.3: Tritium-Helium-Alter und ζ in Abhängigkeit vom Beginn der advektiven Bewegung für verschiedene Erneuerungszeiten

kann die gleichzeitige Betrachtung von ^3H - ^3He -Alter und ζ zur Parametrisierung von Startalter und Ausbreitungszeit dienen. In Abb. 2.3 sind die beiden Größen gegeneinander dargestellt, was der Darstellung in Abb. 2.2(b) ähnelt. Die Endpunkte der Kurven bei geringen ζ -Werten und niedrigen Altern kennzeichnen den jeweiligen Zustand im Jahr 1997. Besonders bei Wassermassen, deren Advektionsdauer dem zeitlichen Abstand des Beobachtungszeitpunktes vom transienten Peak entspricht, bietet das stabile Tritium einen wesentlichen Informationsgewinn zum Tritium-Helium-Alter, da der ζ -Gehalt in diesem Bereich stark von der Erneuerungszeit abhängt.

2.8 Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW)

Weitere wichtige transiente Tracer anthropogenen Ursprungs sind die Fluorchlorkohlenwasserstoffe F11 (CCl_3F) und F12 (CCl_2F_2)⁴. Sie sind als Treibgase und Kältemittel geeignet und werden seit etwa 1930 produziert. Ihre Reaktionsträgheit sowie die bis vor wenigen Jahren stetig steigende industrielle Produktion dieser Stoffe resultierten in einer monoton wachsenden

⁴Daneben finden auch die Verbindungen Trichlorfluorethan ($\text{CClF}_2\text{CCl}_2\text{F}$) und Tetrachlorkohlenstoff (CCl_4) Verwendung, die hier aber nicht untersucht werden.



(a) Historischer Verlauf der atmosphärischen F11- und F12-Konzentration

(b) Das aus (a) resultierende atmosphärische Konzentrationsverhältnis

Abbildung 2.4: Atmosphärische Freonkonzentrationen auf der Nordhalbkugel nach Walker et al. [2000]

atmosphärischen FCKW-Konzentration. Erst mit den Empfehlungen des Protokolls von Montreal [World Meteorological Organization, 1988] und den verbindlichen Richtlinien der Kyoto-Konferenz von 1997 stagnierte die atmosphärische Konzentration dieser Treibhausgase (Abb. 2.4(a)). Die Aufnahme der FCKWs in die Wassersäule erfolgt über die Grenzschicht Atmosphäre-Ozean entsprechend der von Warner und Weiss [1985] bestimmten Löslichkeit. Da diese Tracer nur über die Grenzschicht Atmosphäre-Ozean in das Meerwasser gelangen, sind sie ebenfalls gut zur Untersuchung der Wassersäulenerneuerung geeignet.

Die atmosphärische FCKW-Konzentration wird meist in ppt angegeben, die gelöste dagegen in pmol/kg. Oft werden gemessene F11- und F12-Werte in einen Sättigungsgrad umgerechnet, also in das Verhältnis von gemessener Konzentration und theoretischem Gleichgewichtswert entsprechend der Temperatur und dem Salzgehalt der Probe.

Zur Ermittlung eines Erneuerungsalters aus der gemessenen Konzentration wird diese unter der Annahme völliger Sättigung in einen äquivalenten atmosphärischen Freongehalt umgerechnet und mit dessen historischem Verlauf verglichen (sog. Konzentrationsalter). Für den Zeitraum von 1950 bis Anfang der achtziger Jahre ist daneben auch das Konzentrationsverhältnis F11/F12 eine wichtige Größe, da hier das atmosphärische Verhältnis monoton stieg und somit eine eindeutige Jahreszuordnung möglich machte (sog. Verhältnisalter, vgl. Abb. 2.4(b)), wobei allerdings die unterschiedliche Löslichkeit der beiden Verbindungen zu berücksichtigen ist. Auch die Inter-

pretation der FCKWs hat jedoch mit den gleichen Problemen bei Mischprozessen zu kämpfen wie das Tracerpaar Tritium/Helium (für eine Diskussion siehe z.B. Beining und Roether [1996]).

2.9 Sauerstoffisotope

Sauerstoff besitzt drei stabile Sauerstoffisotope, ^{16}O , ^{17}O und ^{18}O mit relativen Häufigkeiten von 99,762 %, 0,038 % bzw. 0,2 % [Holden, 1995], die als H_2^xO am Wasserkreislauf teilnehmen. Diese unterschiedlich schweren Wassermoleküle unterliegen Fraktionierungseffekten bei Phasenübergängen des Wassers, weswegen die isotopische Zusammensetzung eines Phasenübergangsproduktes vom Ausgangsverhältnis abweicht. Bei der Verdunstung von Wasser wird der Wasserdampf in den schweren Isotopen abgereichert, das zurückbleibende Wasser somit isotopisch schwerer. Umgekehrt ist ausgefrorenes Eis isotopisch schwerer als das Wasser, aus dem es sich bildete, weswegen letzteres geringere Anteile an den schwereren Wassermolekülen aufweist. Da außerdem Süßwasser, das ja aus verdunstetem Wasser und nachfolgendem Niederschlag entsteht, isotopisch deutlich leichter als Meerwasser ist, kann die relative Häufigkeit der Sauerstoffisotope in den Wassermolekülen einer Probe Aufschluß über eingemischtes Schmelz- und Flußwasser geben.

Von den drei Sauerstoffisotopen lassen sich ^{16}O und ^{18}O mit ausreichender Genauigkeit messen (zudem ist die Fraktionierung hier wegen der größeren Massendifferenz stärker ausgeprägt). Die Messungen an den hier untersuchten Proben wurde mit Hilfe eines Massenspektrometers (MAT252 der Firma Finnigan) am Institut für Umweltphysik in Heidelberg durchgeführt (zu Details über das Verfahren siehe z.B. Stein [1996], Neubert [1998]). Für die Messung sind nur wenige Milliliter Probenwasser erforderlich, das entweder aus den Flaschen für die großvolumige Tritiumanalyse entnommen oder speziell für diesen Zweck an Bord in eigene Flaschen gefüllt wurde. Die Angabe des Isotopenverhältnisses erfolgt auch hier als relative Abweichung von einer Referenz, die durch das *Standard Mean Ocean Water* (SMOW) gegeben ist:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{Probe}}}{\left[\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right]_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{‰} \quad (2.15)$$

Die Präzision der massenspektrometrischen Messung beträgt $\pm 0,03 \text{‰}$.

Kapitel 3

Der subpolare Nordatlantik

Der nördliche Teil des Atlantiks gehört zu den Hauptuntersuchungsgebieten der physikalischen Ozeanographie. Dies ist vor allem darin begründet, daß in dieser Region und in den angrenzenden Gebieten des Nordmeeres dichte Wassermassen gebildet werden, die für die globale Tiefenzirkulation der Ozeane von entscheidender Bedeutung sind. Dennoch gibt es sowohl hinsichtlich des grundsätzlichen Zirkulationsmusters der nordatlantischen Wassermassen als auch dessen Variabilität viele offene Fragen. In diesem Kapitel soll ein Überblick über die Topo- und Hydrographie des subpolaren Nordatlantiks sowie eine Zusammenfassung des gegenwärtigen Stands der Forschung in diesem Gebiet gegeben werden.

3.1 Topographie

Als subpolarer Nordatlantik wird eine Region bezeichnet, die im Norden von den flachen Schwellen zwischen Grönland, Island und Schottland sowie im Westen und Osten durch die Kontinentalränder Nordamerikas und Europas begrenzt wird und sich nach Süden hin bis ungefähr 55° nördlicher Breite erstreckt (Abb. 3.1). Dieses Gebiet wird durch den Mittelatlantischen Rücken (*Mid Atlantic Ridge*, MAR)¹, der von Island aus südwärts verläuft (*Reykjanes Ridge*, RR), in eine westliche und eine östliche Hälfte unterteilt und umfaßt mehrere große Meeresbecken: das Labrador-, Irminger- und Islandbecken sowie das Rockallplateau mit seinen Trögen. Nach Süden hin schließt sich der sogenannte nördliche Nordatlantik mit dem Neufundland- und dem Westeuropäischen Becken an.

3.1.1 Labradorbecken

Das Labradorbecken liegt zwischen Grönland und Neufundland und wird in nördlicher Richtung durch die Davis-Straße begrenzt, die mit ihrer Tiefe von etwa 500 m einen Austausch flacher Wassermassen mit dem kanadischen Archipel des Polarmeers ermöglicht. Kap Farvel, die

¹In dieser Arbeit werden grundsätzlich die in der englischsprachigen Literatur üblichen Abkürzungen für hydro- und topographische Bezeichnungen verwendet.

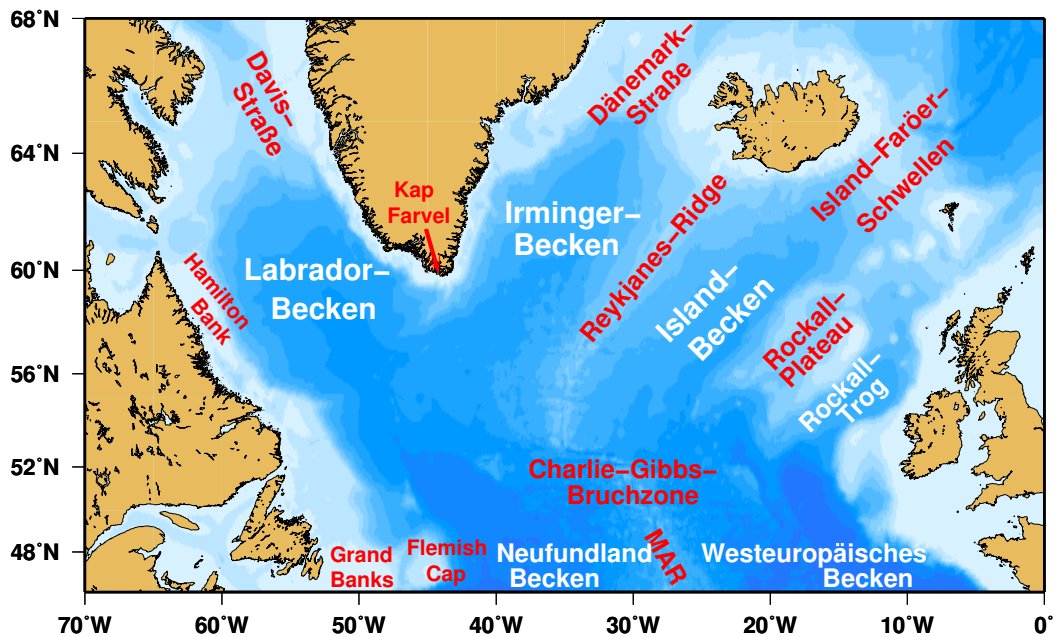


Abbildung 3.1: Die Bathymetrie des nördlichen Nordatlantik

Südspitze Grönlands, und Flemish Cap, der östlichste Teil Neufundlands, bilden die südliche Grenzlinie des Labradorbeckens.

3.1.2 Irmingerbecken

An die Ostküste Grönlands schließt das Irmingerbecken an. Seine nördliche Begrenzung, die Dänemarkstraße, ist etwa 600 m tief und erlaubt so den Einstrom flacher und mittlerer Wassermassen aus dem Nordmeer. Im Süden mit dem Labradorbecken verbunden, unterbindet der Reykjanes Rücken als östliche Grenze den freien Austausch von Zwischenwassermassen und tieferen Schichten mit dem östlichen Teil des subpolaren Nordatlantiks. Einzig die Charlie-Gibbs-Bruchzone (*Charlie Gibbs Fracture Zone*, CGFZ), ein System von bis zu 3500 m tiefen Spalten im MAR bei 52,5° N, sowie einzelne, weiter südlich gelegene Durchgänge ermöglichen einen Austausch im unteren Bereich der Wassersäule.

3.1.3 Islandbecken

Auch das Islandbecken wird im Norden von flachen Schwellen, dem Island-Faröer- sowie dem Faröer-Schottland-Rücken begrenzt. Analog zum Irmingerbecken ermöglichen mehrere Vertiefungen bis zu 450 m sowie der um 850 m tiefe Faröer-Bank-Kanal zwischen den Faröer-Inseln und dem Kontinentalrand vor den Shetlands den Einstrom von Zwischenwässern aus der angrenzenden Norwegischen See.

3.1.4 Rockall Trog

Zwischen dem Islandbecken und dem Kontinentalabhang vor der Küste Irlands liegt das Rockall-Plateau, bestehend aus Hatton Bank, Hatton-Rockall-Becken, Rockall Bank sowie dem über 4000 m tiefen Rockall Trog. Sowohl das Islandbecken als auch die Tröge stehen in Verbindung mit dem tiefen Westeuropäischen Becken, so daß hier ein Austausch von Bodenwässern mit den südlicheren Regionen erfolgen kann.

3.2 Wassermassen und Strömungen

Der subpolare Nordatlantik weist ein komplexes, aber relativ stabiles Muster von Meeresströmungen auf. Es wird bestimmt durch den zyklonischen subpolaren Wirbel sowie die Transformation von warmen Wassermassen tropischen und subtropischen Ursprungs in eine kältere und dichtere Gegenströmung in größeren Tiefen (sog. *North Atlantic Overturning*).

3.2.1 Die flache Wassersäule

Der obere Teil der Wassersäule ist durch einen starken und permanenten Temperaturgradienten, die sogenannte Thermokline², charakterisiert, der bis in Tiefen von 500–1000 m reicht. Diese Schicht steht unter dem Einfluß windgetriebener Strömungen, insbesondere dem zyklonischen subpolaren Wirbel (Abb. 3.2). An seiner östlichen Seite fließen etwa 13 Sv³ warmes und salzreiches ($S > 35,5$) Atlantisches Wasser (*Atlantic Water*, AW) als Golfstrom nach Norden [Schmitz und McCartney, 1993]. Der größte Teil (≈ 10 Sv) dieser auch als Nordatlantischer Strom (*North Atlantic Current*, NAC) bezeichneten Strömung spaltet sich südlich von Island bei $\approx 55^\circ$ N ab, fließt in das Irmingerbecken und von dort als Irmingerstrom (*Irminger Current*, IC) an der Ostküste Grönlands nach Süden. Sowohl in der Labrador- als auch in der Irmingersee existieren zahlreiche Rezirkulationspfade (angedeutet in Abb. 3.2 durch gestrichelte Pfeile). Der restliche Teil des NAC (ungefähr 3 Sv) gelangt über die Schwellen zwischen den Faröer-Inseln und Schottland in das Europäische Nordmeer. Auf seinem Weg wird das AW ständig modifiziert, da es durch Wärmeabgabe an die Atmosphäre abgekühlt und durch einen Niederschlagsüberschuß sowie die Einmischung polarer Wassermassen zunehmend salzärmer wird. Während der Wintermonate sinkt es teilweise mehrere hundert Meter ab und wird in dieser Form meist als SPMW (*Subpolar Mode Water*) bezeichnet.

Vor allem an der Ostküste Grönlands gelangen kalte, salzarme Wassermassen ($T \approx 1-2^\circ\text{C}$, $S < 33$) polaren Ursprungs (*Polar Water*, PW) in den subpolaren Nordatlantik. Dieser sogenannte Ostgrönlandstrom (*East Greenland Current*, EGC) fließt mit etwa 4 Sv [Krauss, 1995] an der Seite des Irmingerstroms nach Süden, von Kap Farvel aus als Westgrönlandstrom (*West*

²Analog bezeichnen *Halokline* und *Pyknokline* eine Wasserschicht mit einem deutlichen und stabilen Gradienten im Salzgehalt bzw. in der Dichte.

³1 Sv (Sverdrup) $\equiv 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

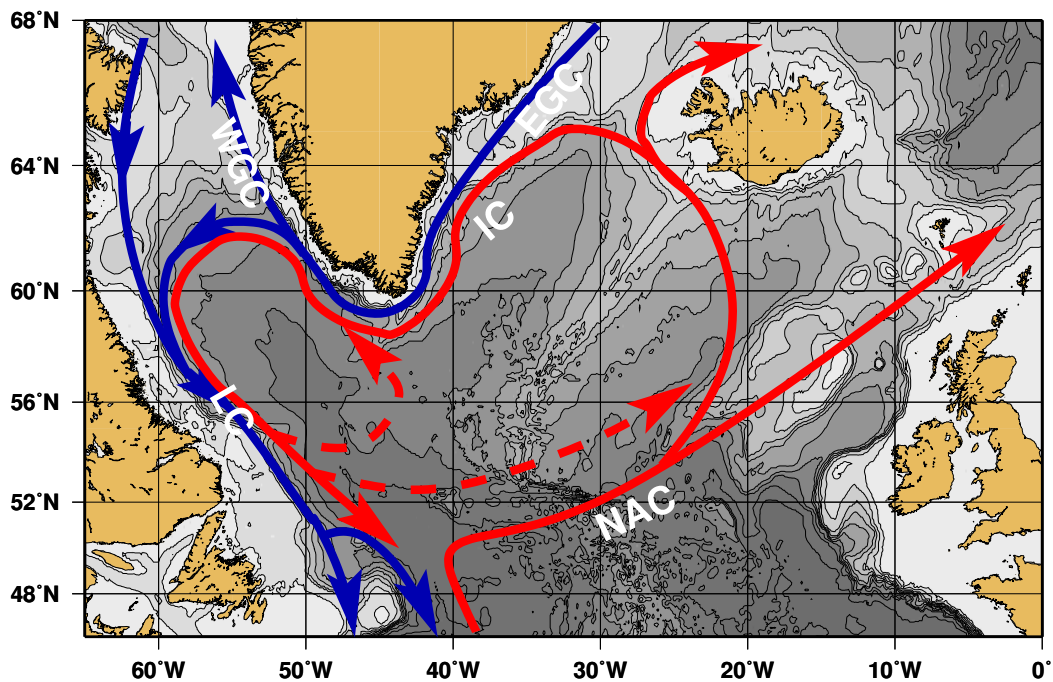


Abbildung 3.2: Flache Zirkulation im subpolaren Nordatlantik

Greenland Current, WGC) nordwärts. Am Nordrand des Labradorbeckens strömt der größte Teil des WGC durch die Davis Straße in das Polarmeer weiter, während der Rest sich mit Wässern polaren Ursprungs (PW aus dem Kanadischen Archipel) mischt und dann als Labradorstrom (*Labrador Current*, LC) mit etwa 11 Sv [Lazier und Wright, 1993] entlang der Küste Neufundlands nach Süden fließt. Im Bereich um Flemish Cap spalten sich wiederum Teile des Stromes ab, die anschließend im Labrador- bzw. Irmingerbecken rezirkulieren.

3.2.2 Die mittlere Wassersäule

Die Zwischenwasserschicht des subpolaren Nordatlantiks, also der Bereich zwischen 1000 und 2000 m, wird dominiert vom Labradorseewasser (*Labrador Sea Water*, LSW). Dieser Name deutet auf seine Bildungsregion hin, in der es durch Konvektionstätigkeit während der Wintermonate als tiefstreichendes Derivat des SPMW entsteht. Während die Bezeichnung LSW im engeren Sinne nur das konvektiv erneuerte Volumen in der Labradorsee markiert, wird sie meist auf die durch Zumischung anderer Wasserkörper modifizierte Wassermasse ausgedehnt, die sich durch ein Salzgehaltsminimum in der Wassersäule bemerkbar macht ($34,83 < S < 34,88$). Häufig wird noch unterschieden zwischen dem *Upper LSW* (ULSW), das durch flache Konvektion bis in 800–1000 m entsteht, sowie dem eigentlichen *Classical LSW* (CLSW) als der homogenen Schicht im Bereich von 1200–1800 m.

Die Bildung von Zwischenwassermassen im Labradorbecken wird begünstigt durch den zyclonischen Wirbel, der wegen des geostrophischen Gleichgewichts zu einer Aufwölbung der Iso-

pyknen in der zentralen Labradorsee führt [Lazier, 1973]. Hierdurch reichen die Dichteflächen tieferer Wasserschichten bis unter die temporäre Pyknokline. Durch starke Abkühlung der Oberflächenschicht während des Winters kann der Dichtegradient abgebaut werden, so daß Wasser von der Oberfläche entlang der Isopyknen in größere Tiefen absinken kann. Wie die kontinuierliche Datenaufnahme durch das Wetterschiff *Bravo* [Lazier, 1980] zeigte, ist der Konvektionsprozeß einer starken zeitlichen Variabilität unterworfen, wobei die maximal erreichte Tiefe zwischen etwa 500 und 2000 m schwankt (siehe auch Kap. 3.2.4). Im folgenden wurde von Clarke und Gascard [1983] ein detaillierteres Bild der Konvektionstätigkeit in der Labradorsee gezeichnet. Sie betonen zum einen, daß der zyklonische Wirbel nicht nur zu einer Aufwölbung der Isopyknen führt, sondern auch einen längeren Verbleib von Oberflächenwasser im Inneren des Wirbels ermöglicht. So kann in der Konvektionsphase ständig von außen salzreiches AW eingemischt werden, daß anschließend abgekühlt wird und die Dichte der Deckschicht deutlich erhöht. Wenn der Dichtegradient in den oberen Schichten abgebaut ist, reicht ein ausgeprägtes Abkühlungsereignis (z.B. durch den Durchzug eines Sturmgebietes und kalte Festlandwinde), um die Schichtung der Wassersäule zu destabilisieren. Das schwere Oberflächenwasser sinkt in „Kaminen“ (*chimneys*) mit einem Durchmesser von einigen Kilometern ab und reißt dabei Teile der durchströmten Wasserschichten mit sich (*entrainment*). Zum Ausgleich steigt Wasser der Zwischenschichten nach oben, eine Konvektionszelle bildet sich aus. Diese Ereignisse sind zwar nur kurzlebig (einige Stunden bis Tage), bewirken aber dennoch eine deutliche Erneuerung der mittleren Wassersäule. Typische Werte für die jährliche Erneuerungsrate liegen bei etwa 7 Sv für das CLSW sowie um die 2 Sv für ULSW [Schmitz und McCartney, 1993, Smethie und Fine, 2001].

Die letztendlich erreichte Dichte des Oberflächenwassers hängt aber nicht nur von den klimatischen Bedingungen ab, sondern auch von ihrem Anteil an Süßwasser. In Jahren starken Niederschlags und vor allem intensiven PW- und Eistransports in die Labradorsee wird die Dichte der Deckschicht so weit herabgesetzt, daß die für tiefreichende Konvektion benötigten Temperatur- und Salzgehaltswerte nicht erreicht werden können. So wanderte ein aus dem Europäischen Nordmeer stammender Süßwasserüberschuß in den 70er Jahren, die sogenannte *Great Salinity Anomaly* [Dickson et al., 1988], auch durch die Labradorsee und führte zu einer Reduzierung des Salzgehalts nur im ULSW [Lazier, 1988].

Während die Labradorsee seit langem als Region mit konvektiver Aktivität bekannt ist, sind die Winterbedingungen in der Irmingersee nach allgemeiner Ansicht nicht günstig für eine tiefreichende Konvektion und damit eine zusätzliche Bildung von LSW. Es gibt jedoch Anzeichen für eine winterliche Konvektion in der Irmingersee, die über das Absinken von AW bzw. SPMW in Tiefen kleiner als 1000 m hinausgehen [Pickart, 2000].

Ausgehend von seiner Bildungsregion breitet sich das LSW im gesamten subpolaren Nordatlantik aus. Seine Hauptstrompfade sowie deren Stärke sind nicht genau bekannt, weswegen die schematische Darstellung in Abb. 3.3 nur als Anhaltspunkt dienen kann. Ein Teil des neugebildeten LSW strömt nordwärts in das Irmingerbecken in weniger als einem Jahr [Sy et al., 1997].

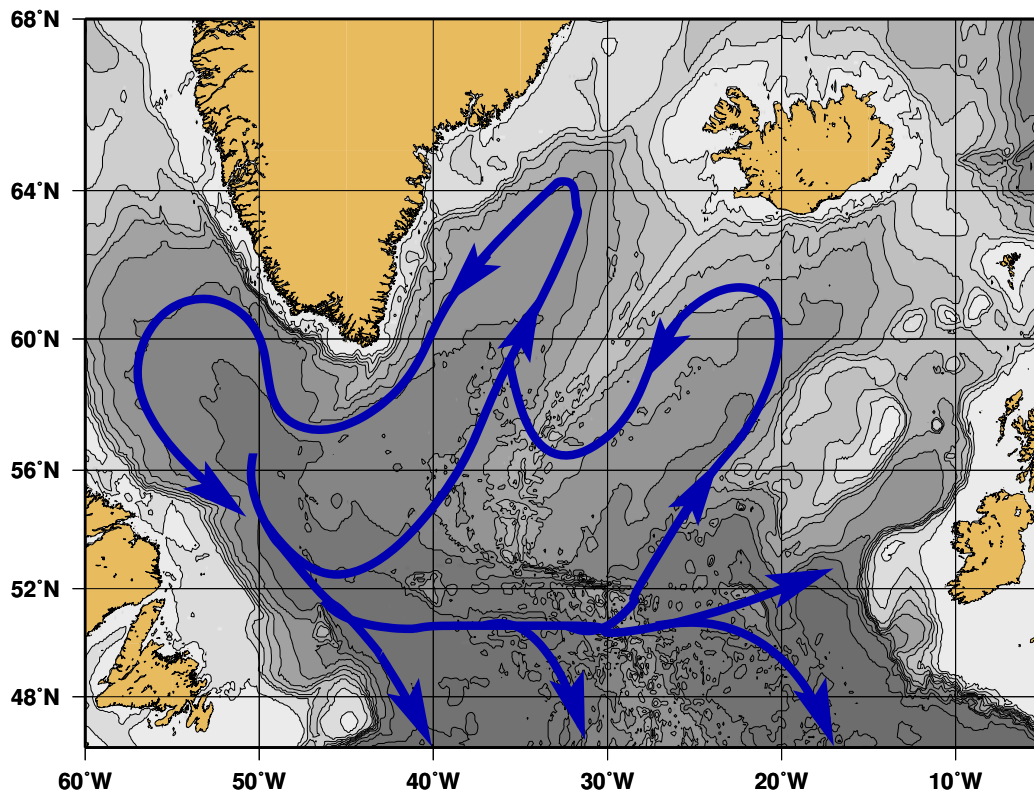


Abbildung 3.3: Hauptausbreitungspfade des LSW

Dort vereinigt es sich mit rezirkuliertem LSW aus dem östlichen Becken und fließt mit dem DNBC zurück in die Labradorsee. Daneben fließt LSW als Teil des DWBC nach Süden (≈ 4 Sv [Schmitz und McCartney, 1993]). Der größere Teil strömt zwischen 49° und 53° N ostwärts. Die Angaben zur Flußstärke für diesen Pfad schwanken zwischen 6 Sv [Paillet et al., 1998] und 13 Sv [Schmitz und McCartney, 1993]. Hiervon rezirkulieren etwa 1–2 Sv noch vor der MAR nach Süden hin, während der Rest in den östlichen Nordatlantik gelangt. Der östliche Zweig spaltet sich ebenfalls auf in einen antizyklonisch nach Süden zirkulierenden Pfad (1 Sv [Schmitz und McCartney, 1993] bis 2–4 Sv [Paillet et al., 1998]), einen Einstrom in den Rockall-Trog (1 Sv) sowie einen Teil, der zyklonisch durch das Islandbecken strömt und dann wieder über die MAR nach Westen gelangt.

Neben diesem groben Bild mit seinen Unsicherheiten sind noch zahlreiche mesoskalige Strömungen (also solche mit einer Ausdehnung von einigen zehn bis 100 km) vorhanden, die zur Komplexität des Zirkulationsmusters beitragen (vgl. Pickart et al. [1996]). Aus dem Ausbreitungsschema ergibt sich, daß das LSW vor allem der östlichen Gebiete eine Mischung aus mehreren „Jahrgängen“ ist, die aus unterschiedlichen Konvektionsereignissen stammen bzw. variierende Advektionszeiten durchlaufen haben. Analog zu den Stromgrößen schwanken daher auch die Angaben für die Ausbreitungszeit des LSW in die diversen Meeresbecken. Während Read und Gould [1992] noch von 18–19 Jahren Advektionszeit in den Rockall-Trog und 5–10 Jahren in das

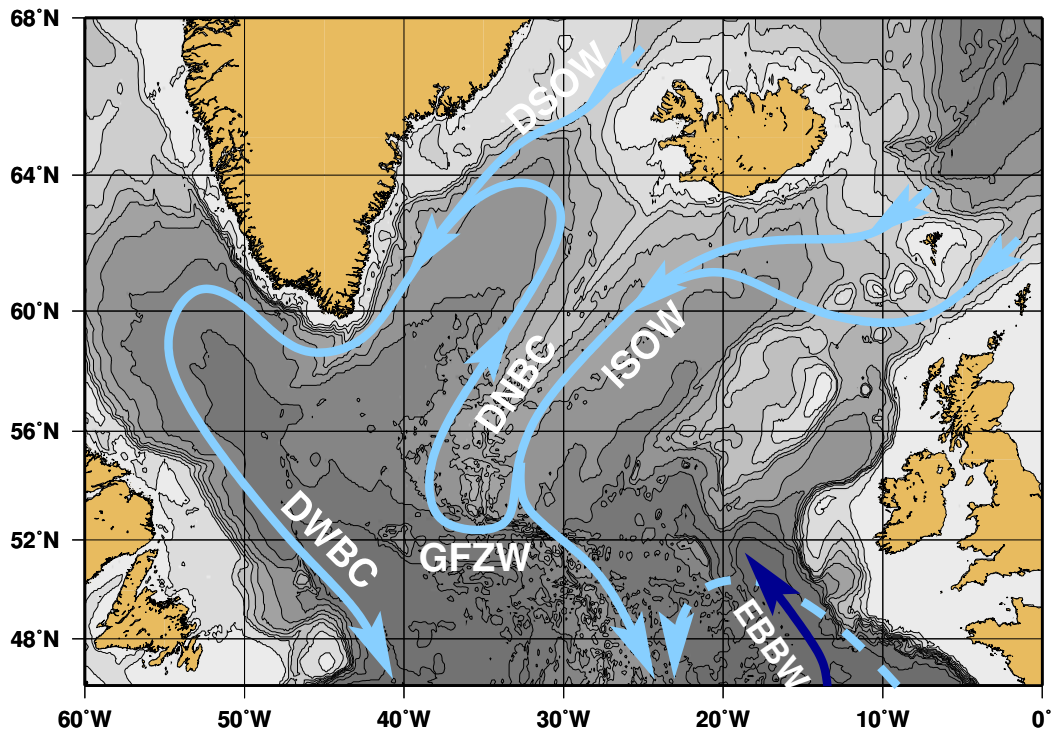


Abbildung 3.4: Tiefe und bodennahe Zirkulation

Islandbecken ausgehen, finden Sy et al. [1997] 4–5 bzw. 2–3 Jahre. Dabei ist schwer zu beurteilen, bis zu welchem Grad diese divergierenden Angaben auf einer variierenden Advektionsgeschwindigkeit des LSW durch unterschiedlich starke Advektionsereignisse beruhen.

3.2.3 Tiefe und bodennahe Schichten

Die tiefe und bodennahe Zirkulation im subpolaren Nordatlantik wird bestimmt durch die Überstromwassermassen aus dem Europäischen Nordmeer sowie einige nördliche Ausläufer antarktischer Wässer (s. Abb. 3.4). Zusammen mit den unteren Schichten des LSW bilden sie das Nordatlantische Tiefenwasser (*North Atlantic Deep Water*, NADW), das sich nach Süden bis in die anderen Ozeane ausbreitet und das Endprodukt der Wassermassentransformation im Nordatlantik bildet.

DSOW

Das über die Dänemarkstraße strömende *Denmark Strait Overflow Water* (DSOW) besteht zum größten Teil aus den oberen Schichten des *Arctic Intermediate Water* (AIW) der Islandsee [Swift et al., 1980]. Das AIW wird im Winter gebildet und fließt nach einer Aufenthaltszeit von einem Jahr [Smethie und Swift, 1989] mit einer Stärke von ungefähr 2–3 Sv [Swift, 1984, Schmitz und McCartney, 1993] als intermittierende Wirbelströmung über die Schwellen [Bruce, 1995].

Es ist dichter als das in der Schwellenhöhe (600 m) liegende Wasser der Irmingersee und sinkt daher hinter den Schwellen bis auf den Boden ab, wobei ihm auf diesem Weg Umgebungswasser zugemischt wird (*entrainment*). Das so entstandene DSOW bildet den untersten Teil des *Deep Northern Boundary Current* (DNBC), der an der Ostküste Grönlands nach Süden fließt und später als DWBC den subpolaren Nordatlantik verläßt. Es unterscheidet sich gegenüber dem darüber liegenden GFZW (s.u.) durch deutlich geringere Temperaturen ($T < 2$ °C).

Während zunächst eine Stärke von 13 Sv für den DWBC angenommen wurde [Schmitz und McCartney, 1993], fanden spätere Autoren teilweise Werte von 6 Sv und weniger [Bacon, 1997, 1998], was einen deutlichen Hinweis auf die Variabilität dieser Strömung gab. Die Ansicht, die Stärke der Overflows aus dem Nordmeer sei mit etwa 11 Sv zeitlich relativ konstant [Dickson und Brown, 1994], bestätigte sich nicht [McCartney et al., 1998, Bacon, 1998]. Da großskalige Zirkulationsmodelle die Überströme bis heute nicht adäquat modellieren können, was vor allem an der mangelnden Auflösung topographischer Gegebenheiten liegt, lassen sich Hinweise über Funktionsweise und Bedeutung dieser Strömungen nur aus regionalen Modellen finden [Käse und Oschlies, 2000]. Derartige Modelle deuten darauf hin, daß den Overflows eine entscheidende Rolle für die Stärke des DWBC zukommt [Redler und Böning, 1997]. Da der DWBC letztlich die Ausgleichsströmung für den NAC ist, der Europa etwa 5-8 °C über dem Durchschnitt dieser Breitengrade hält [Broecker, 1991], könnten die tiefen Ströme aus dem Norden ein wichtiger Klimafaktor sein.

ISOW

Auch über die Island-Faröer-Schwellen sowie durch den Faröerbank-Kanal strömen Zwischenwassermassen der Norwegischen See in den subpolaren Nordatlantik ein. Etwa 2–3 Sv [Swift, 1984, Harvey und Theodorou, 1986, Borenäs und Lundberg, 1988, Schmitz und McCartney, 1993] sinken hinter den Schwellen auf den Boden ab, wobei Umgebungswasser zugemischt und die Stromstärke auf 3,2 [Saunders, 1995] bis 5,5 Sv [Harvey und Theodorou, 1986] ansteigt. Geführt durch die Topographie des MAR fließt dieses sogenannte *Island Shetland Overflow Water* (ISOW) an dessen östlichen Flanke nach Süden bis zur CGFZ. Der größte Teil des ISOW fließt zusammen mit einem Teil *North East Atlantic Bottom Water* (NEABW) durch die Bruchzone, weiter mit dem DNBC zyklonisch durch das Irmingerbecken und gelangt als Teil des DWBC nach Süden. Es schichtet sich unter dem salzärmeren LSW und über dem kälteren DSOW in einer Tiefe um die 2000 m ein. Östlich des MAR wird diese Wassermasse, der nach Zumischung von NEABW-Anteilen (s.u.) auch als NEADW (*North East Atlantic Deep Water*), westlich davon als *Gibbs Fracture Zone Water*, GFZW, sowie als NADW bezeichnet.

Zunächst wurde angenommen, daß das gesamte ISOW den östlichen Nordatlantik durch die CGFZ verläßt [Harvey und Theodorou, 1986, McCartney, 1992]. Saunders [1994] fand jedoch zu geringe Stromstärken in der CGFZ, um diese These bestätigen zu können. Jüngere Untersuchungen [Fleischmann et al., 2001] deuten vielmehr darauf hin, daß mindestens 1 Sv neu gebildeten ISOWs an der Bruchzone vorbei weiter nach Süden strömt und im Westeuropäischen Becken

zyklonisch rezirkuliert.

NEABW

Im Westeuropäischen Becken findet sich eine Bodenwassermasse antarktischen Ursprungs, das *North East Atlantic Bottom Water* (oft auch als *European Basin Bottom Water*, EBBW, bezeichnet). Sie besteht aus modifiziertem Antarktischen Bodenwasser (AABW), das auf seinem Weg nach Norden durch Zumischung des darüber liegenden NEADW salzreicher und wärmer wurde, bis es im Bereich des Rockall-Troges Werte von $T < 2,3 \text{ °C}$ und $S < 34,93$ erreicht. Seine nördliche Ausdehnung ist durch die Topographie begrenzt. Es steigt teilweise im Rockall-Trog in das NEADW auf und gelangt durch die CGFZ nach Westen.

3.2.4 Nordatlantische Oszillation (NAO)

Neben seinen zufälligen Schwankungen wird das Klima der beiden Erdhemisphären oft von relativ stabilen Wetterperioden geprägt, die sich auf Zeitskalen von einigen Jahren bis Jahrzehnten herausbilden und wieder abschwächen. So gab es z.B. im nordeuropäischen Raum immer wieder über einige Jahre Phasen relativ warmer, aber sturmreicher Winter, auf die mehrere Winter mit kühleren Temperaturen und schwächeren Westwinden folgten. Die Großwetterlage über der Region des Nordatlantiks wird dabei grundlegend beeinflusst durch die Stärke und geographische Lage eines Tiefdruckgebietes über Island sowie einer Hochdruckregion im Bereich der Azoren. Die regelmäßigen Schwankungen des resultierenden Druckgradienten und der daran geknüpften allgemeinen Wetterlage wird als *Nordatlantische Oszillation* (NAO) bezeichnet. Als quantitativer Indikator für den Zustand dieses Oszillators wurde der NAO Index (NAOI) eingeführt als mittlere Druckdifferenz zwischen Island-Tief und Azoren-Hoch (s. Abb. 3.5).

Die NAO und die mit ihr einhergehenden Klimaschwankungen haben aus mehreren Gründen ein starkes wissenschaftliches Interesse geweckt. Die periodischen Änderungen der Durchschnittswerte von Temperatur, Niederschlag und Windfeldern haben u.a. Auswirkungen auf die menschlichen Nahrungsressourcen wie Fischbestände und Ernteertrag, weswegen eine Vorhersagbarkeit der Wetterlagen günstig wäre (siehe z.B. Sutton und Allen [1997], Rodwell et al. [1999]). Weiterhin bietet das Studium der NAO eine gute Basis für das Verständnis atmosphärischer und ozeanischer Prozesse und einen Ausgangspunkt für die Verbesserung der diversen numerischen Zirkulationsmodelle. Und nicht zuletzt steht die Frage im Raum, ob der in den vergangenen Jahrzehnten über dem nordeuropäischen Raum beobachtete Temperaturanstieg in der Atmosphäre eine Folge anthropogener Emissionen und damit einer globalen Erwärmung ist oder nur die warme Phase dieses schwingenden Systems.

Die positive Phasen der NAO (NAO+) sowie der negative Gegenpart (NAO-) lassen sich durch folgende Faktoren beschreiben. Während der NAO+ führt der ausgeprägte Druckgradient zwischen Island und den Azoren zu kräftigen westlichen Winden, die nach Europa strömen und relativ warme, feuchte Luftmassen mit sich führen (vgl. Abb. 3.6(a)). Der Feuchtegehalt

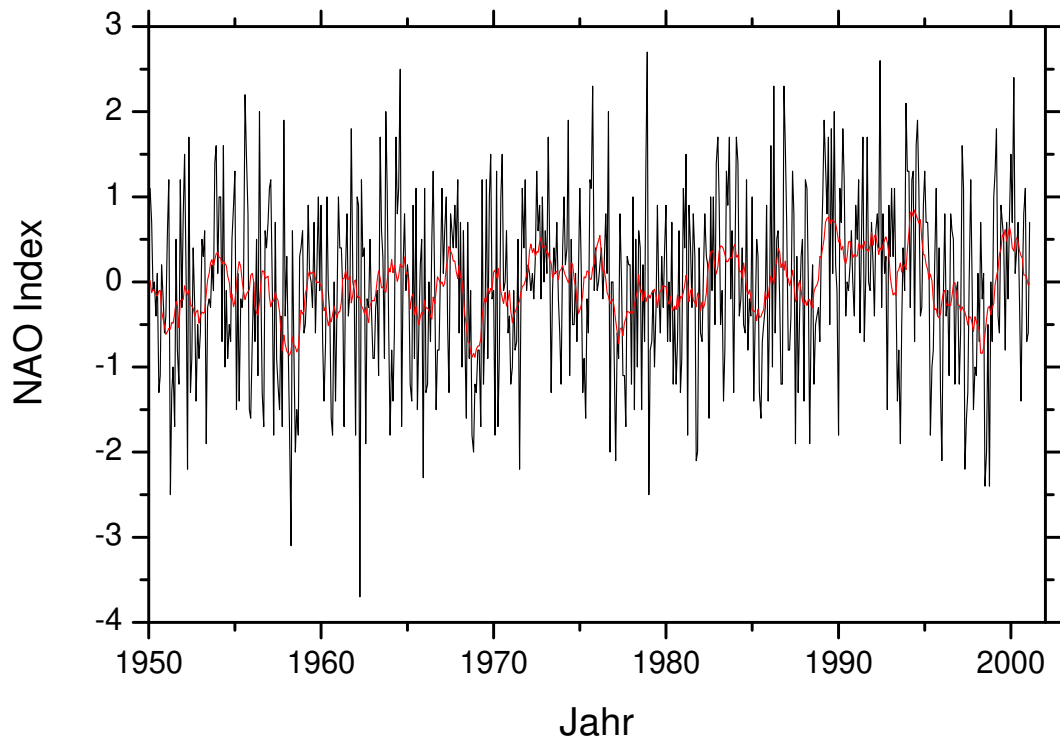


Abbildung 3.5: Der NAO Index. Die rote Kurve stellt ein gleitendes Mittel mit einem Fenster von 5 Jahren dar.

stammt aus einer erhöhten Verdunstung über dem Nordatlantischen Ozean, die eine Abkühlung der Meeresoberflächentemperatur und eine Erhöhung des Salzgehaltes bedingt. Während die Ostküste Grönlands noch unter dem Einfluß der warmfeuchten Luftmassen steht, beobachtet man im nördlichen Kanada und über der Labradorsee deutlich kühlere Temperaturen. Die Phase des NAO- dagegen (Abb. 3.6(b)) ist durch weniger extreme sowie weiter südlich liegende Druckgebiete gekennzeichnet. Die resultierenden Westwinde sind daher schwächer und strömen vermehrt in den Mittelmeerraum ein. Nach Nordeuropa und Island fließen polare Luftmassen, die auch einen stärkeren Einstrom von polarem Wasser und Meereis in das Europäische Nordmeer bewirken, während in der Labradorseeregion eine überdurchschnittliche Niederschlagsmenge zu messen ist.

Bereits Bjerknes [1964] schlug die Existenz einer interdekadischen Variabilität als Auswirkung einer Interaktion zwischen Atmosphäre und Ozean vor. Dennoch ist auch heute die genaue Funktionsweise dieses Oszillators nur unzureichend verstanden. Eine Reihe von – teils gegensätzlichen – Hypothesen und Mechanismen wurde vorgeschlagen, ihre relative Bedeutung ist jedoch meist nicht zu quantifizieren. Generell existieren zwei Ansätze zur Interpretation der NAO: die statistische Auswertung von historischen Klimadaten und die Untersuchung mit Hilfe von Zirkulationsmodellen. Während die erste Methode eher beschreibender Natur ist und unter der kleinen Datenbasis (≈ 100 Jahre, für gute ozeanographische Daten deutlich weniger) zu leiden

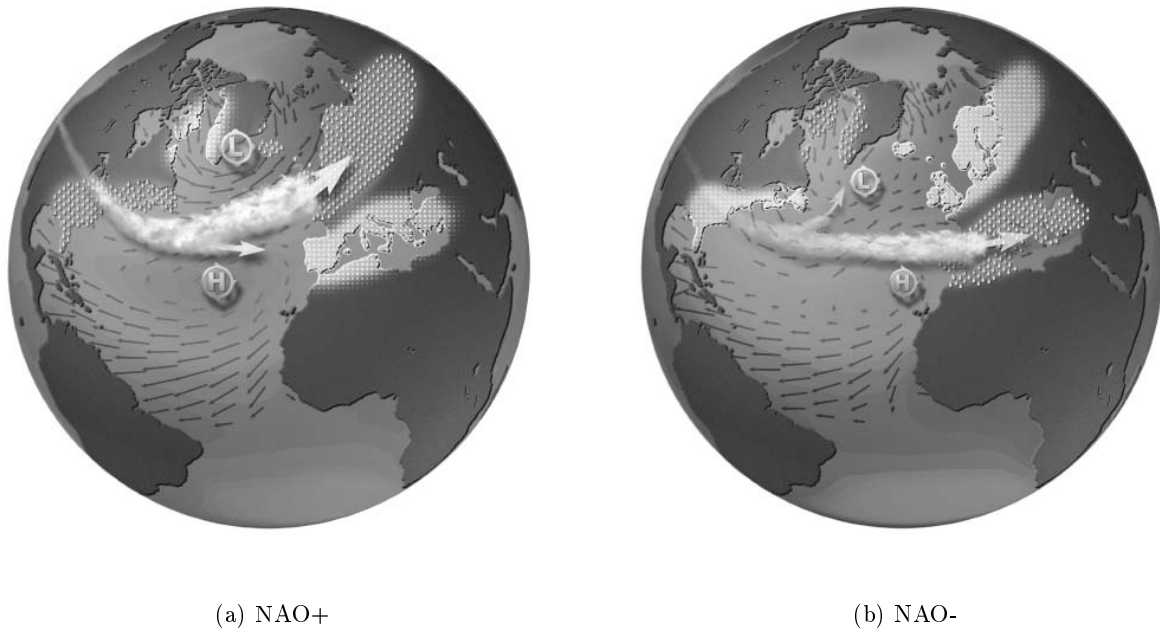


Abbildung 3.6: Schematische Darstellung der beiden Phasen der NAO (aus Visbeck et al. [2001]).

hat, können numerische Modelle oft nur ein stark vereinfachtes Bild der komplexen Vorgänge zeichnen. Umstritten sind allgemein die relative Bedeutung atmosphärischer und ozeanischer Prozesse sowie auch die mit ihnen verknüpften Schwankungsperioden. So wurden in Datenanalysen und Modellen regelmäßige Schwankungen mit Perioden zwischen einigen und ≈ 50 Jahren gefunden. Von den meisten Autoren wird akzeptiert, daß Schwankungen mit niedriger Frequenz von ozeanischen Bewegungen verursacht werden, während die extrem kurzskaligen Oszillationen (<1 Jahr) rein atmosphärische Effekte sind. Umstritten ist jedoch vor allem für die dekadischen Variabilitäten, ob Atmosphäre oder Ozean die Information über den Schwingungszustand speichern. Während z.B. Delworth et al. [1993], Delworth [1996] der Ansicht sind, die thermohaline Zirkulation sei das wesentliche Element der NAO, gehen James und James [1989] von einer rein atmosphärischen Oszillation aus, auf die der Ozean nur reagiert. Die meisten Autoren [Schiller et al., 1997, Timmermann et al., 1998, Grötzner et al., 1998] beobachten jedoch Rückkopplungseffekte zwischen Atmosphäre und Ozean.

Unabhängig davon, ob der Ozean nur auf die atmosphärischen Änderungen reagiert oder integraler Bestandteil des Schwingungsprozesses ist, lassen sich Änderungen in der thermohalinen Zirkulation feststellen, die mehr oder weniger deutlich mit dem NAOI korreliert sind (siehe z.B. Marsh [2000]). So wurde in den späten 1960er und frühen 1970er Jahren eine intensive Konvektion in der Grönlandsee mit Tiefen bis 3500 m gemessen [Malmberg, 1983], während die Tiefenwassererneuerung in dieser Region später fast zum Erliegen kam [Schlosser et al., 1991]. In dieser NAO- Phase unterlag die konvektive Tätigkeit im Sargassomeer [Dickson, 1997], dem

Bildungsgebiet des sogenannten 18°-Wasser, einem subtropischen Analogon des SPMW, einer simultanen Schwankung. Die Konvektionstätigkeit in der Labradorsee war in dieser Zeit durch milde Winter und großen Süßwassereintrag an der Oberfläche nur begrenzt, intensivierte sich ab Anfang der 90er Jahre mit dem Einsetzen einer NAO+ Phase [Dickson, 1997]. In den Jahren um 1994 wurden dort sogar Konvektionstiefen >2000 m (und damit bis in die Schicht des NADW reichend) festgestellt [Dickson et al., 1996]. Auch die Überstromwassermassen aus dem Europäischen Nordmeer variieren sowohl in ihren hydrographischen Parametern als auch ihrem Volumentransport [Bacon, 1998, Dickson et al., 1999, Turrell et al., 1999]. So gab es z.B. Anzeichen für eine Intensivierung des DSOW-Transports in die Irmingersee im Winter 1996–1997 [McCartney et al., 1998].

3.3 Zusammenfassung

Der Prozeß der Wassermassentransformation im Nordatlantik ist für die globale Meereszirkulation und damit die weitere Klimaentwicklung von grundlegender Bedeutung. Sowohl seine Beschreibung anhand empirischer Daten als auch die numerische Modellierung der relevanten Prozesse ist jedoch noch unvollkommen. In den folgenden Kapiteln wird versucht, anhand des vorliegenden Spurenstoffdatensatzes sowie durch den Vergleich mit früheren Daten quantitative Angaben zu den wichtigen Wassermassentransporten und deren zeitlicher Variabilität zu machen. Die erhaltenen Werte können nicht zuletzt als Anhaltspunkte für die Verbesserung der globalen Zirkulationsmodelle dienen.

AABW	Antarctic Bottom Water
AIW	Arctic Intermediate Water
AW	Atlantic Water
CGFZ	Charlie Gibbs Fracture Zone
EBBW	European Basin Bottom Water
EGC	East Greenland Current
GFZW	Gibbs Fracture Zone Water
IC	Irminger Current
LC	Labrador Current
LSW	Labrador Sea Water
MAR	Mid Atlantic Ridge
NAC	North Atlantic Current
NADW	North Atlantic Deep Water
NAO	North Atlantic Oscillation
NAOI	North Atlantic Oscillation Index
NEABW	North East Atlantic Bottom Water
NEADW	North East Atlantic Deep Water
NWADW	North West Atlantic Deep Water
PW	Polar Water
SPMW	Subpolar Mode Water
WGC	West Greenland Current

Tabelle 3.1: Überblick über die verwendeten Akronyme

Kapitel 4

Beschreibung des Datensatzes M39

Die vorliegende Arbeit basiert auf einem Spurenstoffdatensatz aus dem subpolaren Nordatlantik, der Tritium-, Helium-, Neon- und Sauerstoffisotopenmessungen umfaßt und im Rahmen der 39. Ausfahrt des Forschungsschiffes *Meteor* (M39) gewonnen wurde. Nach einem kurzen Überblick über den Fahrtverlauf werden in diesem Kapitel die Meßergebnisse der untersuchten Parameter im Zusammenhang mit der Wassermassenstruktur qualitativ beschrieben. Daneben werden auch die Verteilungen der anderen Parameterdaten, die für die weitere Auswertung Verwendung finden, vorgestellt. Mit Blick auf die Variabilität der Bildung und Ausbreitung einiger Wassermassen werden die Messungen mit den Ergebnissen der Meteorreise M30 (1994) verglichen (für eine umfangreiche Darstellung von M30 siehe Arnold [1999]).

4.1 Die Fahrtabschnitte M39/4 und M39/5

Der hier untersuchte Datensatz umfaßt wurde auf den Fahrtabschnitten 4 und 5 von M39 (abkürzend M39/4 bzw. M39/5¹) genommen. Abschnitt 4, der unter der Leitung von Prof. F. Schott (Institut für Meereskunde, Kiel) stand und im Rahmen des Kieler Sonderforschungsbereiches 460 stattfand, begann am 7. Juli 1997 in St. Johns auf der Insel Neufundland. Dieser Abschnitt umfaßt die Stationsnummern 339 bis 450 (Abb. 4.1). Beprobte wurden mehrere Schnitte im Bereich der Labradorsee (A1W, Central Labrador Basin, Cape Farewell–Hamilton Bank², s. Abb. 4.2), einschließlich der südlich der Labradorsee angrenzenden Schelfregion im Bereich des Labrador Current (Hamilton Bank, Flemish Cap). Zwei weitere Transsekte erfaßten die Ausläufer des Labrador- bzw. Irmingerbeckens (Flemish Cap–Mid Atlantic Ridge und Cape Farewell–Mid Atlantic Ridge). Eine dichte Stationenfolge im Bereich der CGFZ diente der Erfassung des GFZW, das hier aus dem östlichen Becken durch die Bruchzone strömt. Dieser Fahrtabschnitt endete am 11. August in Reykjavik, Island. Sämtliche hier verwendeten hydrographischen, Sauerstoff- und

¹In dieser Arbeit werden beide Abschnitte meist zusammenfassend als M39 (ohne Abschnittsnummer) bezeichnet.

²Mit Ausnahme der beiden WOCE-Schnitte A1W und A1E folgen die restlichen Schnittbezeichnungen keiner offiziellen Nomenklatur und dienen einzig der besseren Übersicht.

Nährstoffdaten wurden von Mitarbeitern des IfM Kiel gemessen (F. Schott, pers. Mitteilung), die FCKW-Messungen wurden von M. Rhein (damals IfM Kiel, jetzt IUP Bremen) erstellt.

Unter der Leitung von Dr. A. Sy (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg) startete der Fahrtabschnitt Nr. 5 am 14. August in Reykjavik. Zunächst wurden die sogenannten VEINS-Schnitte, die Auskunft über die Ausbreitung arktischer Wassermassen südlich der Dänemarkstraße geben sollen, beprobt, wobei wieder umfangreiche Verankerungsarbeiten anstanden. Danach konzentrierte sich die Stationsarbeit auf den WOCE-Schnitt A1E, der von der Südspitze Grönlands bis zum Kontinentalrand Irlands verläuft. Daneben konnten noch zwei kleinere Schnitte, Eriador–Hecate bzw. Thulean–Lorien (jeweils benannt nach naheliegenden *sea mounts*) bearbeitet werden, bevor die Ausfahrt am 14. September im Heimathafen Hamburg endete. Die Stationen dieses Abschnitts tragen die Kennnummern 451 bis 574. Die hydrographischen Daten und Sauerstoffmessungen stammen vom BSH, Hamburg, (A. Sy, pers. Mitteilung), die Nährstoffdaten von K. Bakker (pers. Mitteilung), die FCKW-Messungen von M. Rhein (pers. Mitteilung).

4.2 Umfang des Heidelberger Datensatzes

Während M39 wurden insgesamt 798 Heliumproben abgefüllt, die sich in etwa gleich auf die beiden Fahrtabschnitte verteilen. Wegen der angesichts des großen Untersuchungsgebietes eher geringen Behälteranzahl mußte auf das Abfüllen von Mehrfachproben zur Bestimmung der Reproduzierbarkeit verzichtet werden. Der Schwerpunkt der Probennahme lag in der Erfassung der tiefen Wassermassen, die zur Bildung des NADW beitragen. Daneben wurden jedoch auch zahlreiche vertikale Profile aufgenommen. Insgesamt 722 Heliumproben wurden erfolgreich extrahiert und gemessen, wobei bei 257 Proben eine gleichzeitige Bestimmung des Neongehaltes durchgeführt wurde. Von allen gemessenen Proben zeigen 17 einen sehr hohen ^4He -Überschuß ($\Delta^4\text{He} > 20\%$), der in den meisten Fällen auf den Einschluß von Luft während der Probennahme zurückgehen dürfte und entsprechend korrigiert wurde.

Neben den Tritiumproben, die aus der Heliumextraktion stammen, wurden zahlreiche weitere großvolumige Proben aus den Tritiumflaschen entnommen, so daß 897 Tritiummessungen vorliegen. Die Beprobung fand im wesentlichen parallel zur Helium-Probennahme statt. Einzig im Bereich der flachen Randströme wurden zusätzliche Tritiumproben genommen (zu denen oft kein korrespondierender Heliumwert vorliegt), um die Tritiumkonzentration in den vom PW beeinflussten Schichten besser bestimmen zu können. Die Reproduzierbarkeit der Mehrfachmessungen entspricht den Erwartungen ($< 2\%$). Insbesondere ist die Korrelation zwischen helium- und tritiumextrahierten Proben sehr gut (Abb. 4.3), die Fitparameter der eingezeichneten Ausgleichsgeraden betragen $-0,02 \pm 0,04$ für den Achsenabschnitt bzw. $1,00 \pm 0,04$ für die Steigung.

Etwa die Hälfte der 499 $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen entstammt den speziellen kleinvolumigen Probenflaschen, die restlichen Messungen wurden an Wassermengen aus den Tritiumflaschen durchgeführt. Wie in Kap. 2.9 beschrieben, dienen die Sauerstoffisotopenmessungen vor allem der

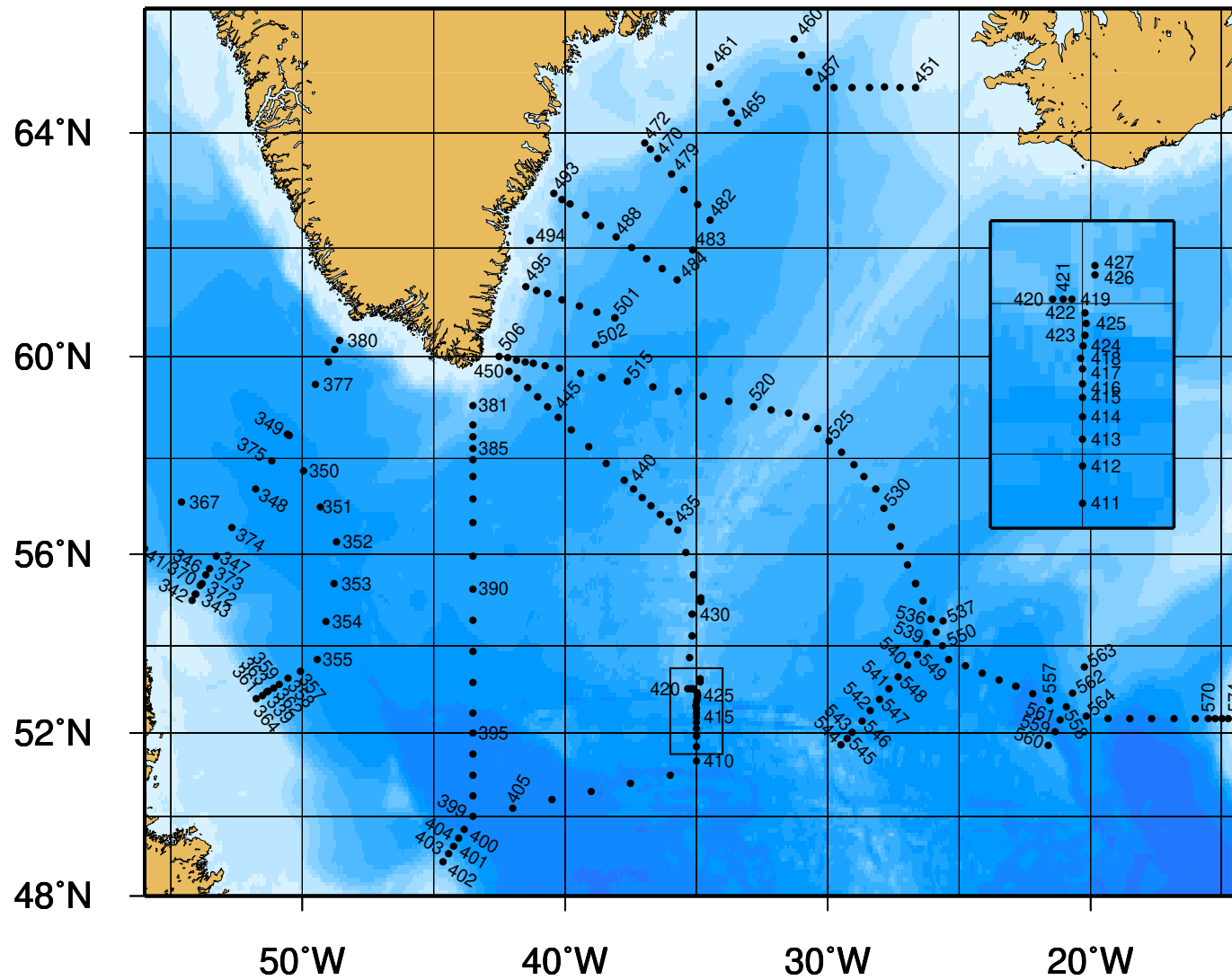


Abbildung 4.1: Stationskarte von M39/4 und M39/5. Die Ausschnittsvergrößerung (im Bild rechts oben) zeigt die Stationen im Bereich der CGFZ.

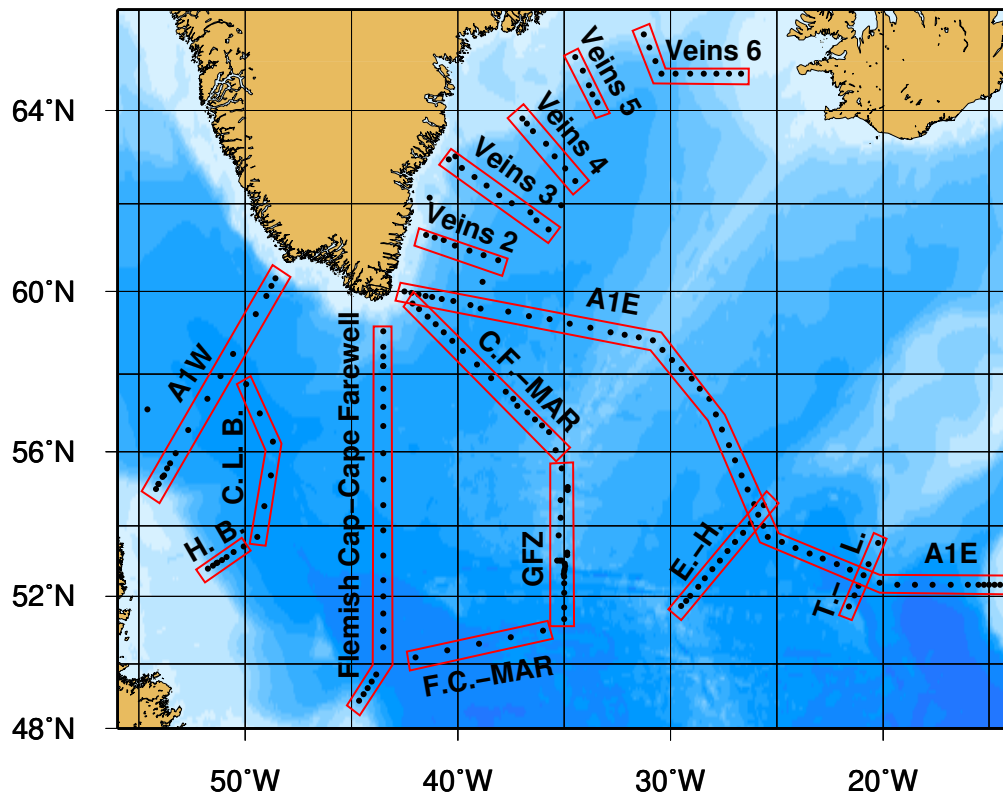


Abbildung 4.2: Stationskarte von M39/4+5 und Bezeichnungen der Schnitte (H.B.=Hamilton Bank, C.L.B.=Central Labrador Basin, F.C.-MAR=Flemish Cap-Mid Atlantic Ridge, GFZ=Gibbs Fracture Zone, C.F.-MAR=Cape Farewell-MAR, E.-H.=Eriador-Hecate, T.-L.=Thulean-Lorien)

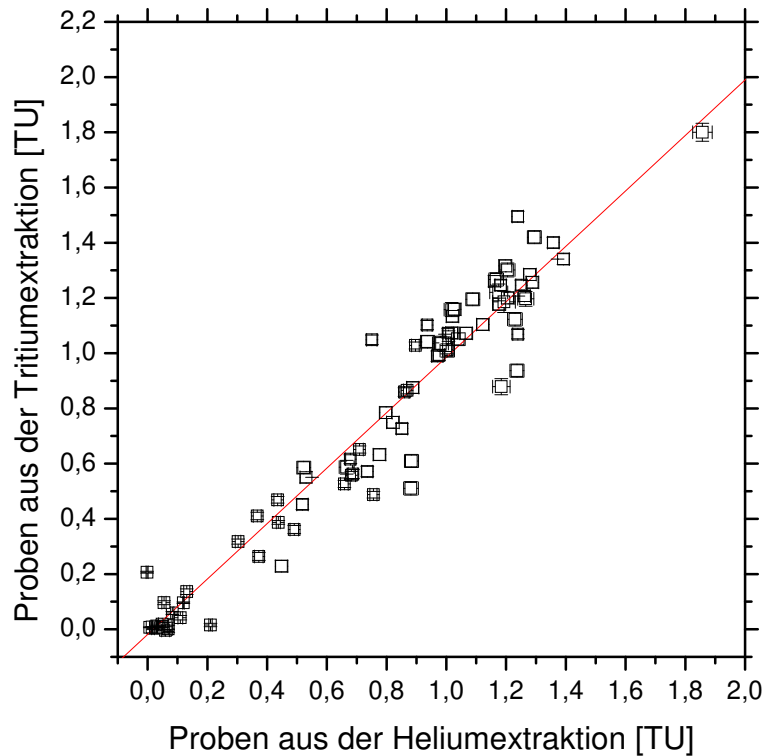


Abbildung 4.3: Tritium-Doppelproben. Zum Vergleich sind die Meßergebnisse der Proben aus der Tritium- und aus der Heliumextraktion gegeneinander aufgetragen.

Separation von Fluß- bzw. Schmelzwasseranteilen in den Proben. Da diese im wesentlichen in den oberflächlichen Randströmen polaren Ursprungs zu erwarten waren, lag ein Schwerpunkt der $\delta^{18}\text{O}$ -Beprobung auf den flachen Schelfen der Irminger- und Labradorsee. Daneben wurden aber auch zahlreiche tiefe Profile aufgenommen, um eventuelle charakteristische Signaturen in den einzelnen Wassermassen identifizieren zu können. Die Reproduzierbarkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen wurde mit insgesamt 37 Doppelproben getestet und liegt unterhalb des angegebenen Einzelfehlers von 0,02 ‰: Der Mittelwert der Differenzen liegt bei $0,01 \pm 0,01$ ‰.

4.3 Irmingerbecken

4.3.1 Hydrographie und andere Parameter

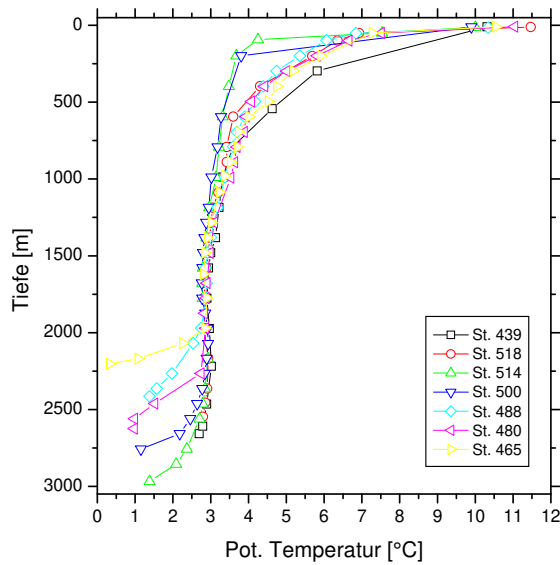
Die Parameterverteilungen des Irmingerbeckens werden geprägt von den Wassermassen des subpolaren Nordatlantiks: AW und PW an der Oberfläche, darunter SPMW und LSW und schließlich die tiefen Schichten des GFZW und DSOW. Diese Wasserkörper weisen charakteristische Temperatur- und Salzgehaltswerte auf, die in Abb. 4.4 zu erkennen sind. Die Oberflächentemperaturen liegen mit Werten über 8 °C relativ hoch, da die M39-Fahrt im späten Sommer 1997 stattfand. Im Einflußbereich des EGC können sie allerdings deutlich niedriger sein (bis ≈ 0 °C).

Darunter schließen sich die temporäre und die permanente Thermokline an, die durch einen raschen Abfall der potentiellen Temperatur auf Werte um 3–3,5 °C in 1000 m Tiefe gekennzeichnet sind. Dies ist die Region des SPMW, das durch ständige Modifikation Atlantischen Wassers zu niedrigeren Temperaturen und Salzgehalten hin entsteht. Eine annähernd homogene Wassersäule zwischen 1000 und 1800 m charakterisiert das LSW, das Temperaturen um 2,78 °C aufweist. Diese Wassermasse wird durch Konvektion während der Wintermonate erneuert, wobei Oberflächenwasser in die Tiefe verfrachtet wird. Deren niedrige Temperatur im Winter ruft das θ -Minimum im LSW hervor. Die geringsten Temperaturen sind in Tiefen um 1600 m zu erkennen und markieren den Kern des LSW. Die gemessene LSW-Temperatur liegt leicht über dem Wert von M30 (damals bis zu 2,75 °C).

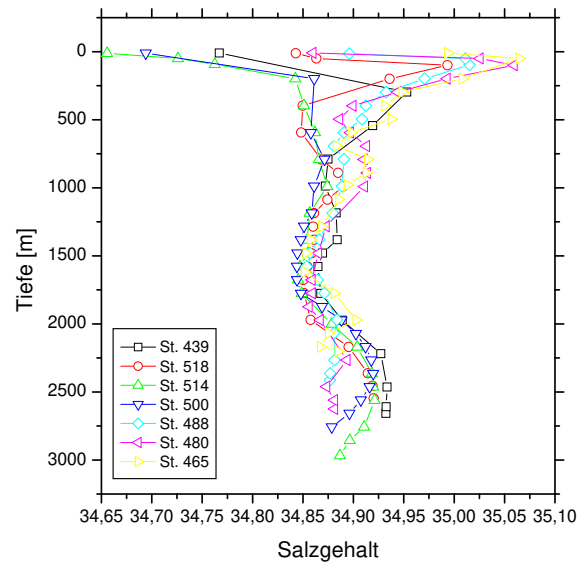
In den südlichen, tiefen Stationen schließt sich darunter das GFZW an, dessen Kern im Bereich von 2200 m liegt. Diese Wassermasse stammt zwar ähnlich wie das DSOW aus arktischen Zwischenschichten, wird aber beim Absinken südlich des Island-Shetland-Rückens stärker durch Einmischung von warmem, salzreichen AW modifiziert. Das GFZW ist daher durch ein leichtes θ -Maximum mit Werten von etwa 2,95 °C zu erkennen. Das bodennahe DSOW schließlich zeigt sich durch die tiefsten Temperaturen der Region (abgesehen vom EGC), die teilweise nahe bei 0 °C liegen und seinen arktischen Ursprung verraten. Abb. 4.4(a) verdeutlicht die Ausbreitung des DSOW als Hangströmung unterhalb der Schelfe Ostgrönlands: Die hangnahen nördlichen Stationen (hier St. 465 auf dem VEINS 3-Schnitt) zeigen die tiefsten Temperaturen, die näher zur Mitte des Irmingerbeckens gelegenen südlicheren Stationen (wie St. 514) weisen bodennahe Temperaturen über 1 °C auf. Damit ist das DSOW im Irmingerbecken deutlich kälter als im Jahre 1994, in dem Temperaturen um 1,5 °C gemessen wurden. Zudem waren im Gegensatz zu M39 auf M30 die niedrigsten DSOW-Temperaturen im Labradorbecken zu beobachten (1,3–1,4 °C).

Die Salzgehalte an der Oberfläche schwanken im Irmingerbecken mit dem wechselnden Einfluß von AW, PW und Niederschlagsstärke. Darunter macht sich das Atlantische Wasser, das mit dem Irmingerstrom zyklonisch durch das Becken fließt, durch ein Salzgehaltsmaximum mit Werten > 35 bemerkbar. Unterhalb des SPMW mit 34,85–34,95 liegt die homogene Säule des LSW, dessen minimale Salzgehalte zwischen 34,844 und 34,85 liegen. Diese geringen Werte haben ihren Ursprung in einem Anteil an PW, der während der winterlichen Konvektion in die Tiefe verfrachtet wird. Das GFZW, dessen höherer Salzgehalt um 34,92 wie erwähnt aus AW-Anteilen herrührt, und das DSOW mit Werten um 34,88 schließen das Profil nach unten ab.

Das T-S-Diagramm, die klassische Methode der Wassermassenanalyse, identifiziert LSW, GFZW und DSOW als charakteristische „Zacken“ (Abb. 4.5). Darüber hinaus zeigen sich hier die Ausbreitungsrichtungen dieser Wasserkörper, da sie auf ihrem Weg durch Vermischung mit den umliegenden Schichten stetig modifiziert werden. Das LSW dringt von Südwesten her in das Irmingerbecken ein (St. 500 und 514) und wird auf seinem Weg nach Norden (St. 488+465) und Westen (St. 439) wärmer und salzhaltiger. Das GFZW gelangt durch die Gibbs-Bruchzone in das Irmingerbecken und ist daher in unmittelbarer Nähe der Bruchzone (St. 439) am salzreichs-



(a) Potentielle Temperatur θ



(b) Salzgehalt

Abbildung 4.4: Hydrographie des Irmingerbeckens

ten, während sein Salzgehalt auf dem zyklonischen Ausbreitungspfad durch das Irmingerbecken kontinuierlich abnimmt. Die Modifikation des DSOW äußert sich wie erwähnt durch eine stetig steigende Temperatur nach Süden hin (St. 465–480–514). Mithilfe der eingezeichneten Dichtelinien lassen sich auch charakteristische σ -Werte für die drei Hauptwassermassen angeben. Der Kern des LSW liegt bei etwa 1800 m bzw. $\sigma_\theta \approx 27,78$ bzw. $\sigma_2 \approx 36,94$, der Kern des GFZW, dessen Schichtdicke bis 500 m beträgt, ist bei 27,83 bzw. 36,98 angesiedelt. Das DSOW ist mit einer potentiellen Dichte von $\sigma_\theta > 27,9$ und $\sigma_2 > 37,1$ die schwerste Wassermasse des Untersuchungsgebietes.

Wenn auch die große Homogenität des LSW ein Hinweis auf seinen konvektiven Ursprung ist, so liefert die Analyse des Sauerstoffgehalts und der Fluorchlorkohlenwasserstoffe, die beide an der Meeresoberfläche entsprechend ihrer Löslichkeit aufgenommen werden, klarere Indizien für die Austauschraten der Wassermassen. Rasche Erneuerung eines Wasserkörpers im Vergleich zu den umgebenden Schichten äußert sich in beiden Fällen als ein lokales Konzentrationsmaximum. Das korrespondierende Minimum in Schichten mit hoher Austauschzeit bzw. langen Advektionszeiten ist beim Sauerstoff durch seinen Verbrauch bei der Regeneration biologischen Materials bedingt. FCKWs dagegen werden im Ozean nicht (nennenswert) abgebaut, ihre atmosphärische Konzentration ist aber erst seit den 60er Jahren stark gestiegen, weswegen Wassermassen mit kurzen Austauschzeiten ein höheres Tracer-Inventar aufbauen konnten als solche mit langsamer Erneuerung.

Die Sauerstoffkonzentration im LSW liegt mit Werten $> 6,8$ ml/l über den Oberflächendaten,

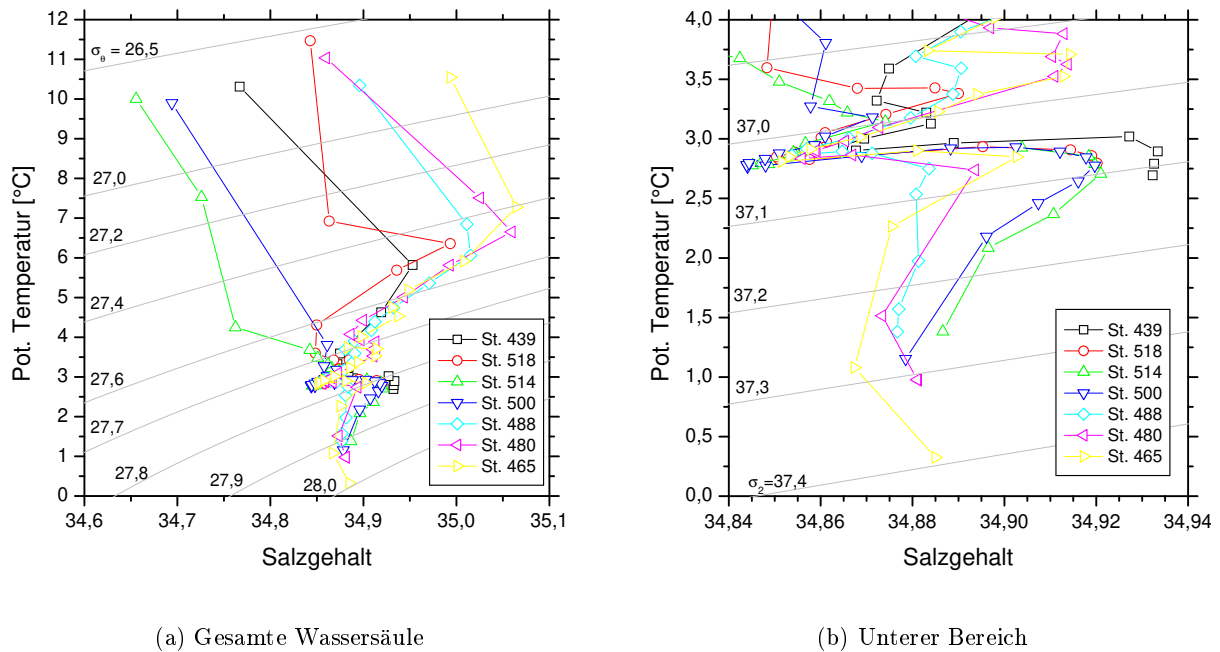


Abbildung 4.5: T-S-Diagramme

was auf die Temperaturabhängigkeit der Löslichkeit zurückgeht (Abb. 4.6(a)). Das Maximum liegt im Bereich zwischen 1500 und 1700 m, abhängig von der Hangnähe der Station. Bei Station 439 macht sich die Modifizierung des LSW bemerkbar durch einen niedrigeren Wert von unter 6,8 ml/l. Die lange Advektionszeit des GFZW bedingt eine Sauerstoffabreicherung durch Abbauprozesse, die zu einem lokalen Minimum von etwa 6,4 ml/l führt. Die sehr hohen Konzentrationen im DSOW bis über 7,0 ml/l sind vorwiegend auf die niedrige Temperatur dieses Wasserkörpers zurückzuführen, beruhen aber auch auf seiner zügigen Erneuerung. Durch Betrachtung der *Apparent Oxygen Utilization*, also der Differenz zur Sauerstoffkonzentration im Lösungsgleichgewicht, läßt sich die Temperaturabhängigkeit des Sauerstoffgehaltes eliminieren (Abb. 4.6(b)). An der Oberfläche ist eine leichte Übersättigung festzustellen (zwischen -0,2 und -0,4 ml/l). Darunter steigt die AOU infolge des Abbaus herabsinkender organischer Substanz schnell an und liegt zwischen 500 und 1000 m bei $0,8 \pm 0,1$ ml/l. Die rasche Erneuerung des LSW äußert sich in einem lokalen Minimum von etwa 0,6 ml/l, das bis in Tiefen von 1800 m reicht. Darunter nimmt die AOU wieder zu und beträgt in der GFZW-Schicht über 1,0 ml/l. Zu erkennen ist auch, daß das GFZW mit Werten von $> 1,1$ ml/l in das Irmingerbecken eintritt (St. 439) und anschließend zu einer geringeren AOU hin modifiziert wird, was nur durch Vermischung mit den AOU-ärmeren Wassermassen zu erklären ist. Das DSOW schließlich weist Werte von 0,8–0,9 ml/l auf, die zwischen LSW und GFZW liegen und auf eine ebenfalls mittlere Erneuerungszeit hindeuten.

Die FCKW-Konzentrationen der Proben zeichnen ein ähnliches Bild von der vertikalen Struk-

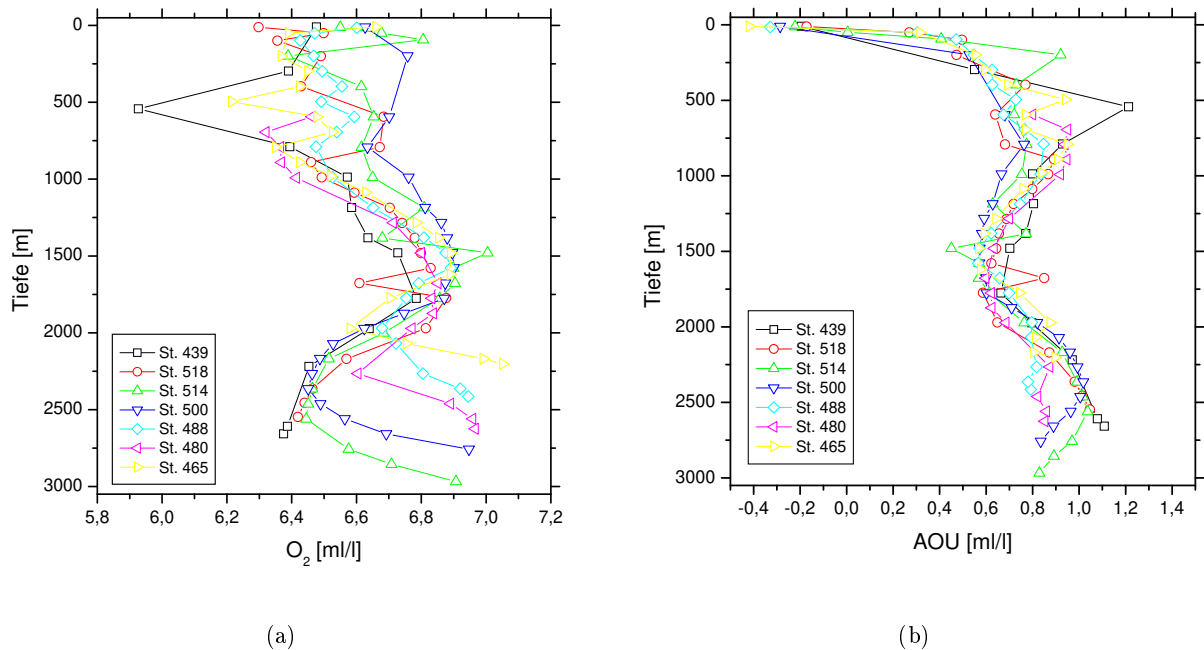


Abbildung 4.6: Sauerstoffkonzentration und *Apparent Oxygen Utilization*

tur der Wassersäule (Abb. 4.7). So erscheint z.B. auch in den F11-Daten ein LSW-Maximum (3,8–4 pmol/kg), ein ausgeprägtes GFZW-Minimum ($\approx 2,0$ pmol/kg) und ein bodennahes Maximum im DSOW (3,5–3,9 pmol/kg). Auch hier sind sowohl der Temperaturverlauf als auch die Austauschrate bzw. der transiente Verlauf dieses Spurenstoffes an der Oberfläche verantwortlich für die gemessenen Konzentrationsunterschiede. Um den Temperatureffekt herauszurechnen ist in Abb. 4.7(b) die Konzentrationen relativ zum theoretischen Sättigungswert an der Oberfläche angegeben. Hierbei wird für jeden Datenpunkt die Löslichkeit entsprechend seinem Temperatur- und Salzgehaltswert errechnet und mit dem atmosphärischen Molenbruch des Jahres 1997 (263,8 ppt für F11 bzw. 528 ppt für F12 [Walker et al., 2000]) multipliziert. Da der atmosphärische Verlauf beider Tracer bis vor kurzem monoton anstieg, steht ein hoher Sättigungsgrad für eine stärkere Ankopplung an die Meeresoberfläche als ein niedriger. Auch hier existiert bei den flachen Proben ein leichter Überschuss über das Lösungsgleichgewicht (um 105 %). Erwartungsgemäß weist von den drei tiefen Wassermassen das LSW den höchsten Sättigungswert auf (65–70 %), das GFZW mit Werten um 35 % den niedrigsten und schließlich DSOW eine Sättigung, die zwischen den beiden anderen liegt (50–60 %). Wiederum ist zu erkennen, daß das GFZW mit einem sehr kleinen Sättigungswert bei St. 439 (≈ 30 %) in das Irmingerbecken eintritt und anschließend durch Zumischung umliegender Wassers höhere Werte erreicht.

Die FCKW-Konzentrationen im LSW weichen nicht wesentlich von den 1994er-Daten ab, was darauf hindeuten könnte, daß kein starker Einstrom neugebildeten LSWs aus der Labradorsee in diese Region stattgefunden hat. Da jedoch auch die LSW-Sättigungswerte in der Labradorsee

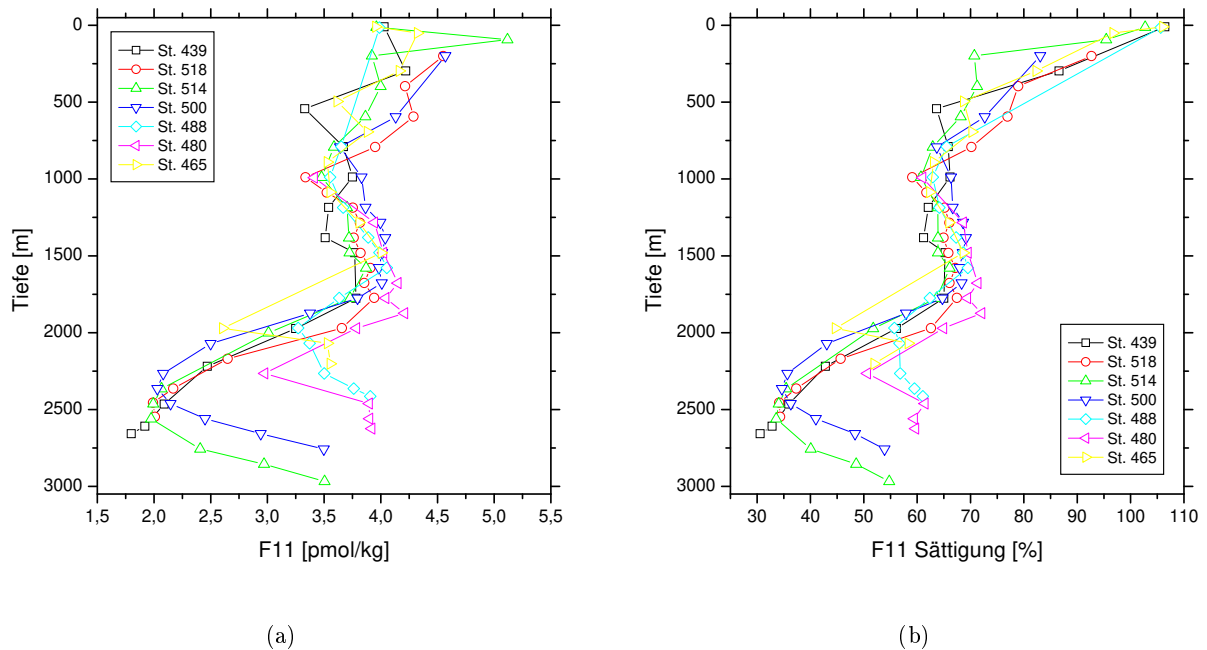


Abbildung 4.7: F11-Konzentration und Sättigungsgrad

stagnierten, könnte auch eine drastisch reduzierte Konvektion in diesem Gebiet zu diesem Effekt geführt haben. Im GFZW ist ein Konzentrationsanstieg zwischen diesen Jahren zu beobachten, der auf die ständige Einmischung FCKW-reichen Wassers der umgebenden Schichten zurückgehen dürfte. Auch die Signaturen im DSOW sind höher als auf M30, wofür jedoch größtenteils die niedrigere Temperatur und damit höhere Löslichkeit verantwortlich ist.

Als Beispiel für die Nährstoffverteilungen im Irmingerbecken sei hier das „potentielle Nitrat“ (*preformed nitrate*, s. Kap. 2.6.4) und das Silikat angegeben. Ersteres ist näherungsweise ein konservativer Parameter und eignet sich daher zur Wassermassencharakterisierung. Das Silikat kann vor allem zur Identifikation von Wasseranteilen aus dem tiefen östlichen Becken dienen, die ihre hohe Silikatkonzentration aus Wässern antarktischer Herkunft beziehen.

Das „potentielle Nitrat“ liegt mit Ausnahme einer starken Abreicherung an der Oberfläche ($5\text{--}7\ \mu\text{mol/kg}$) über den größten Teil der Wassersäule relativ konstant bei Werten um $14\ \mu\text{mol/kg}$. Die unterhalb von 2000 m sinkenden Werte ($12\text{--}13\ \mu\text{mol/kg}$ im GFZW bzw. $< 11\ \mu\text{mol/kg}$ im DSOW) deuten allerdings an, daß diese beiden Wassermassen aus einer anderen Bildungsregion entstammen.

Auch die Silikatkonzentration an der Oberfläche ist gering ($\approx 0,5\ \mu\text{mol/kg}$) und steigt schnell auf Werte um $10\ \mu\text{mol/kg}$ in etwa 750 m an. Während sich das LSW hiervon nur als leichtes Minimum abhebt, zeigen die beiden tieferen Wassermassen charakteristischere Signaturen. Das GFZW, das Anteile an AABW enthält, hebt sich durch ein ausgeprägtes Maximum mit $> 12\ \mu\text{mol/kg}$ hervor. In seiner reineren Form bei St. 439 liegen die Werte sogar über $14\ \mu\text{mol/kg}$.

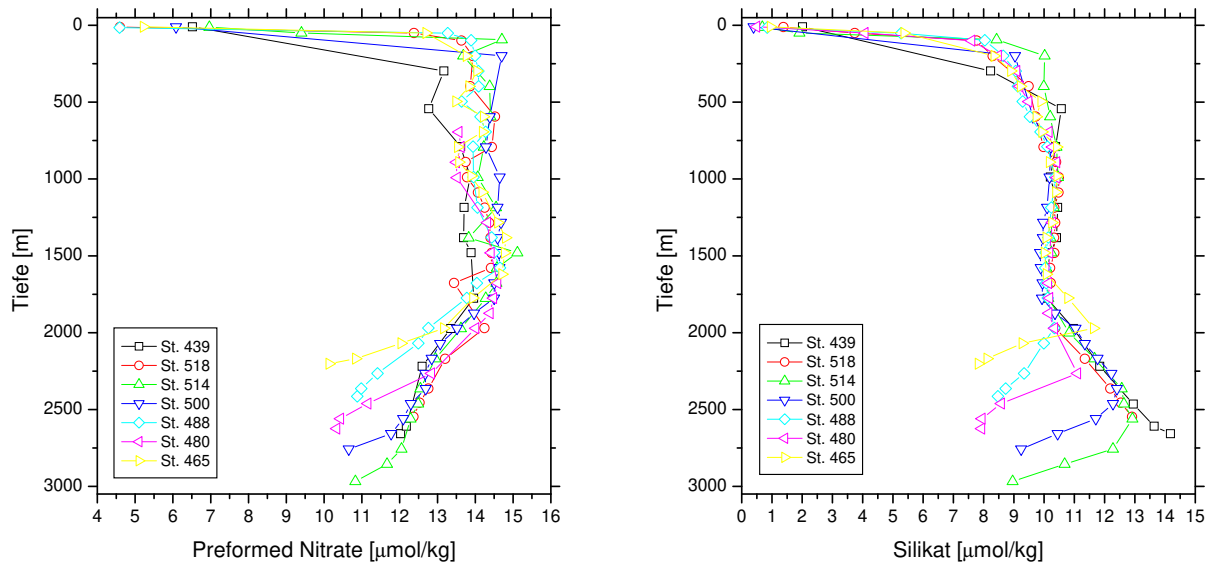


Abbildung 4.8: Nährstoffkonzentrationen

DSOW dagegen gibt sich durch unterdurchschnittliche Silikatwerte von 8–9 $\mu\text{mol/kg}$ zu erkennen, die seinen arktischen Ursprung unterstreichen.

4.3.2 Tritium- und Heliumdaten

Die typische Wassermassenstruktur der Region findet sich auch in den Tritium- und Heliumdaten wieder. Abb. 4.9 zeigt einige ausgewählte Tiefenprofile des Heliumisotopenverhältnisses. Der $\delta^3\text{He}$ -Wert an der Oberfläche schwankt bei allen Stationen um -1,5 % und liegt damit leicht oberhalb des theoretischen Verhältnisses von -1,8 %. Von hier aus steigt er infolge zunehmenden tritiogenen ^3He bis auf 4–4,5 % in etwa 1000 m Tiefe an. Im Bereich des Labradorseewassers, das konvektiv erneuert wird und daher teilweise ^3He durch Gasaustausch an die Atmosphäre abgeben kann, findet sich ein $\delta^3\text{He}$ -Minimum mit Werten um $3 \pm 0,5$ %. Mit zunehmender Tiefe steigt auch das Isotopenverhältnis bis auf etwa 7 % im GFZW an. Das hohe Advektionsalter dieser Wassermassen bei ihrem Eintritt in das Irmingerbecken führen zu einem höheren Anteil an tritiogenem ^3He und einem entsprechend größeren Heliumisotopenverhältnis. Das im Bodenbereich befindliche DSOW schließlich zeigt $\delta^3\text{He}$ -Werte um 4,4 %, die zwischen den Verhältnissen der beiden anderen tiefen Wassermassen liegen. Während die Verhältnisse im GFZW und DSOW in etwa den 1994er Daten entsprechen, liegt der $\delta^3\text{He}$ -Wert im LSW höher als auf M30 ($\approx 2,0$ %). Dieser Trend rührt aus dem Anstieg von tritiogenem ^3He her und unterstreicht analog zur F11-Sättigung die langsamere Wassererneuerung im Irmingerbecken.

Gibt das $\delta^3\text{He}$ -Verhältnis nur einen ersten Hinweis auf die Austauschraten der diversen Wasserkörper, so festigt eine gleichzeitige Betrachtung der vertikalen Verteilung des Tritiums und des „stabilen Tritiums“ das Bild (s. Abb. 4.10). Ausgehend von typischen Tritiumkonzentrationen

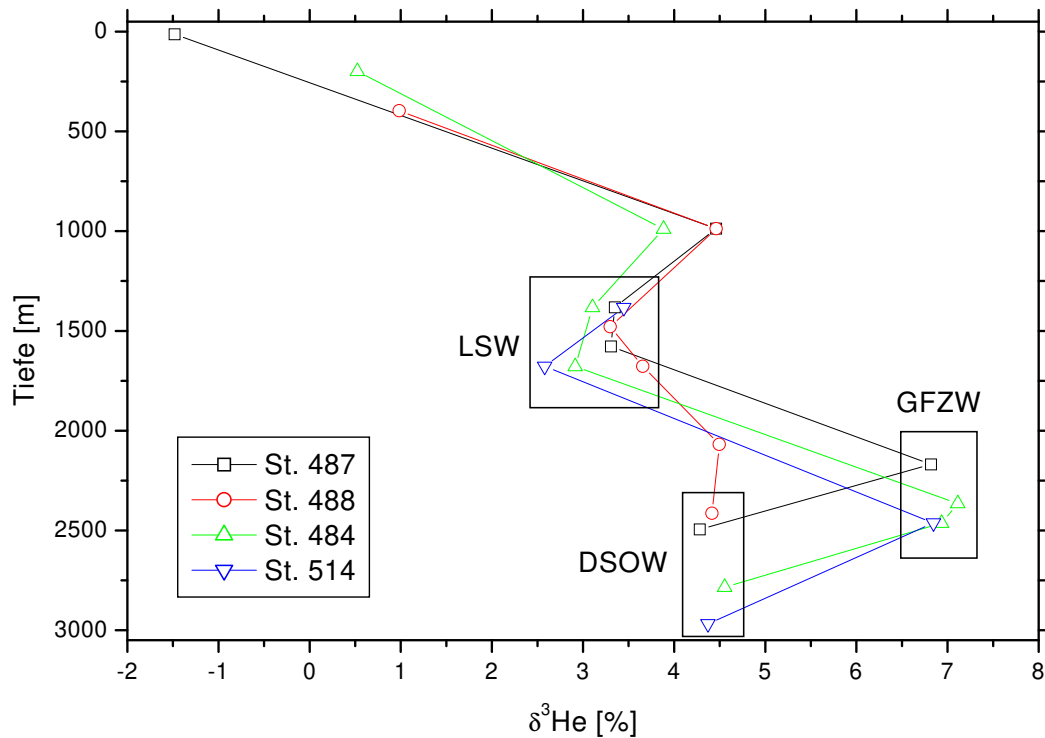
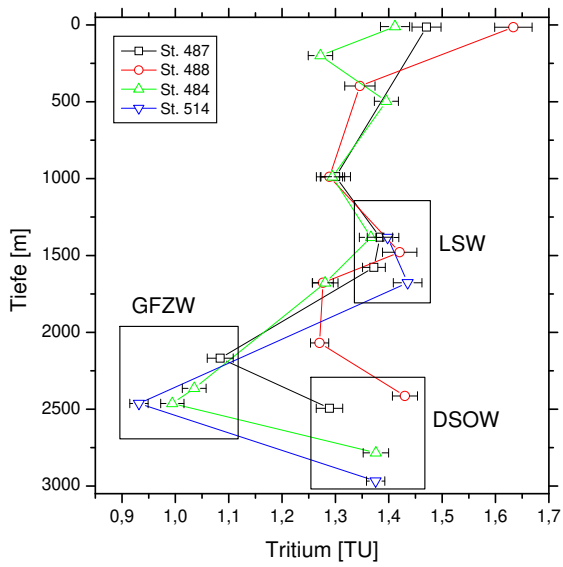


Abbildung 4.9: $\delta^3\text{He}$ als Funktion der Tiefe für einige Stationen der Irmingersee. Der Einzelfehler beträgt jeweils $\pm 0,2$ %.

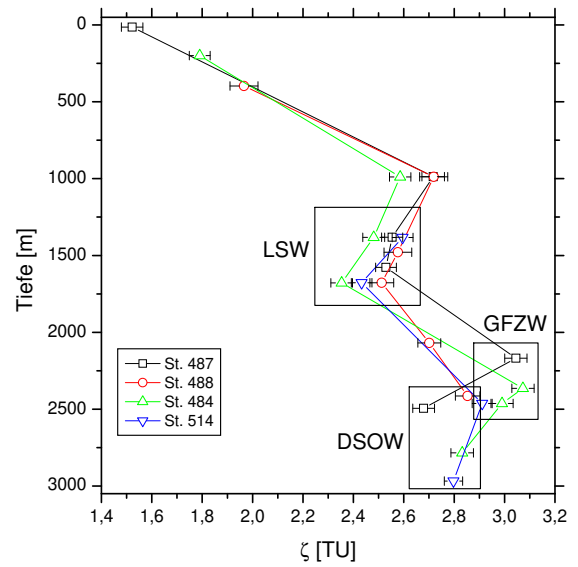
nen an der Oberfläche von ca. 1,5 TU, die dem momentanen Verlauf der DRF entsprechen (s. Kap. 2.7.4), prägen die drei wesentlichen Wassermassen das Tiefenprofil: LSW zeigt ein lokales Tritiummaximum mit etwa 1,4 TU, GFZW ein Minimum mit Werten von 1 TU und darunter und das bodennahe DSOW wieder höhere Gehalte von 1,3–1,4 TU. Ein Blick auf die entsprechenden ζ -Werte bietet eine Erklärung für diese Verteilung. Da höhere ζ -Gehalte einer größeren Isolationszeit von der Atmosphäre entsprechen, stellt sich das LSW als die am schnellsten erneuerte Wassermasse dieser Region dar, während GFZW aufgrund seines längeren Advektionspfades deutlich älter ist. Die Austauschrate des DSOW liegt zwischen diesen Werten.

Das formale ^3H - ^3He -Alter faßt die Beobachtungen über die Erneuerungszeiten in Zahlen (Abb. 4.11). Das Labradorseewasser zeigt ^3H - ^3He -Alterum 11 Jahre. Es liegt damit etwa 3 Jahre über seinem Alter auf M30, was dem zeitlichen Abstand der beiden Fahrten entspricht. DSOW ist mit 13 Jahren etwas älter als das LSW (M30: 9–11 Jahre). Das höchste Alter weist hingegen das GFZW auf, das Werte von 20 Jahren und mehr erreicht.

Zur Separation der verschiedenen ^3He -Anteile wurden an den Proben auch die Absolutkonzentrationen von ^4He und Ne gemessen (Abb. 4.12). Beide Elemente wiesen unabhängig von der Tiefe einen konstanten Überschuß über das Lösungsgleichgewicht von $1,5 \pm 0,5$ % auf, was wahrscheinlich auf den Einschlag von Luftblasen an der Meeresoberfläche zurückzuführen ist. Dieser Effekt ist abhängig von der Wellenbewegung bzw. der Windstärke an der Oberfläche und



(a) Tritium



(b) Stabiles Tritium ζ

Abbildung 4.10: Tritiumverteilung im Irmingerbecken

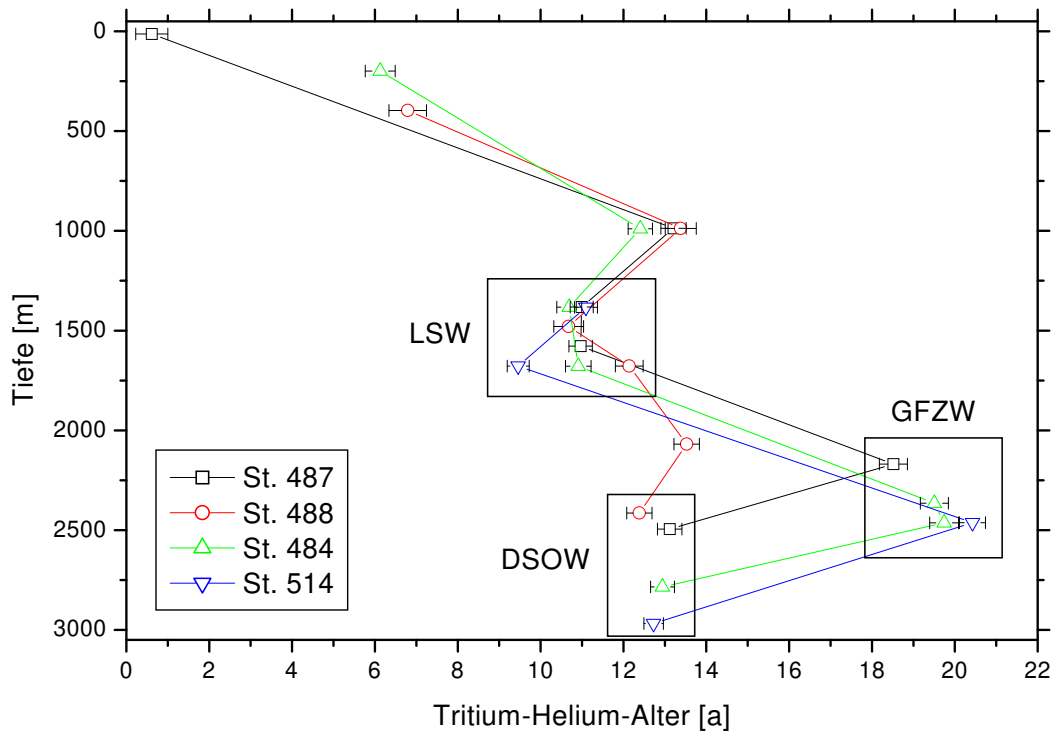


Abbildung 4.11: ^3H - ^3He -Alter im Irmingerbecken

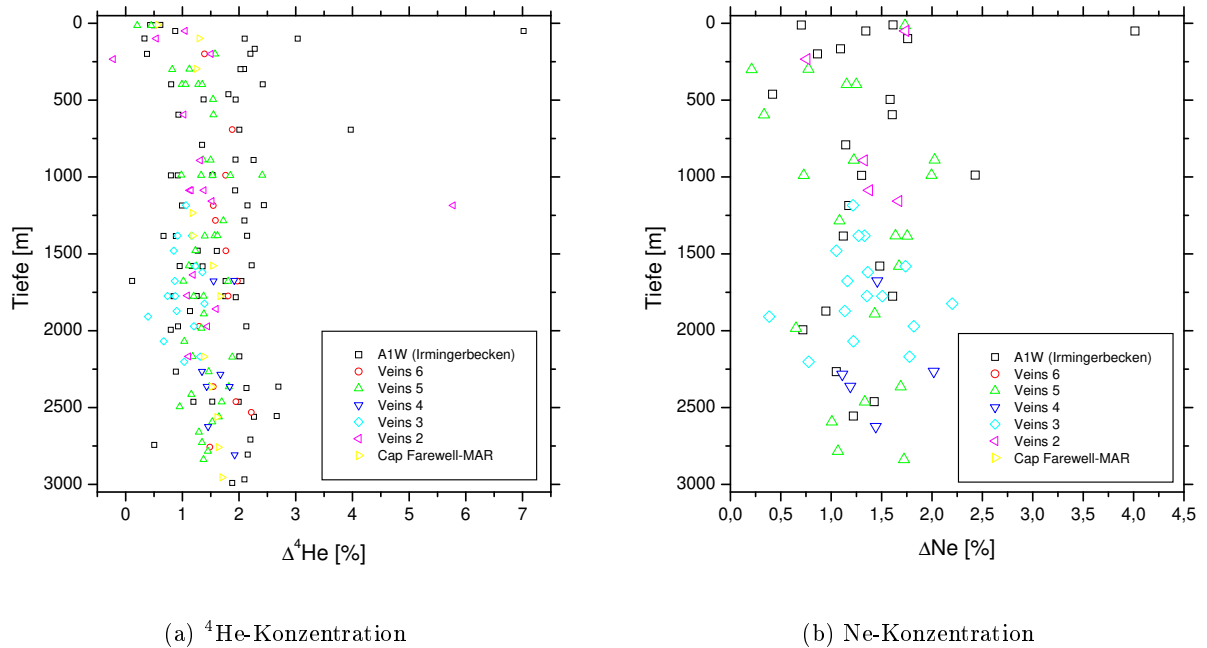


Abbildung 4.12: Edelgas-Absolutkonzentrationen im Irmingerbecken

daher jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Zur Zeit der Beprobung im Spätsommer 1997 herrschten schwache Winde vor, was den niedrigeren $\Delta^4\text{He}$ -Wert an der Oberfläche von 0–1 % erklären könnte. Ein ähnlicher Effekt ist im Neon allerdings nicht zu beobachten.

Einzelne Ausreißer mit Werten über 3 % deuten auf den Einschluß kleiner Luftmengen bei der Probenahme hin. Die zugehörigen $\delta^3\text{He}$ - bzw. ${}^3\text{He}$ -Daten wurden entsprechend korrigiert. Die Qualität der Neommessungen ist im Vergleich zu anderen Datensätzen, die an derselben Meßanordnung bestimmt wurden (vgl. Hildebrandt [1997]) als ausgesprochen gut zu bezeichnen. Allgemein deutet die Konstanz der ${}^4\text{He}$ -Überschüsse auch in höheren Tiefen auf das Fehlen signifikanter terrigener Heliumanteile hin. Insbesondere zeigen auch die tiefen Proben in der Nähe der MAR (Schnitt Cape Farewell-MAR, gelbe Symbole) einen nur leicht höheren $\Delta^4\text{He}$ -Wert ($\approx 2\%$), obwohl nahe der MAR am ehesten terrigenes Helium zu erwarten wäre. Dennoch wurde die Durchführbarkeit einer Separation terrigener Heliumanteile in den Proben unter Verwendung des Neons getestet. Da nicht bei allen Heliummessungen eine gleichzeitige Neonbestimmung durchgeführt wurde, sind hier beispielhaft zwei Verfahren angewendet worden. Zunächst wurden nur bei den Proben, zu denen ein Neonwert vorlag, das terrigene Helium bestimmt, subtrahiert und das resultierende ${}^3\text{H}$ - ${}^3\text{He}$ -Alter errechnet. Dieses Verfahren wurde anschließend auf alle Tritium-/Heliumproben des Irmingerbeckens angewendet, wobei hier grundsätzlich ein mittlerer ΔNe -Wert von 1,5 % angesetzt wurde. Als terrigenes Heliumisotopenverhältnis, das zur Berechnung des terrigenen ${}^3\text{He}$ nötig ist (vgl. Kap. 2.7.3), wurde das in der Nähe der MAR zu vermutende MORB-Verhältnis von $\approx 9 \cdot R_{\text{Luft}}$ zugrundegelegt. Abb. 4.13 zeigt das Ergebnis.

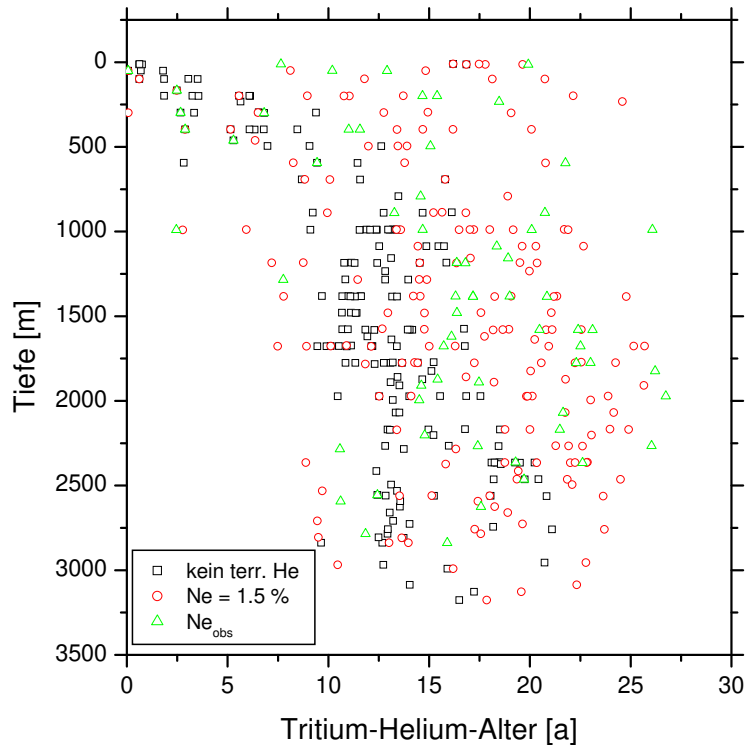


Abbildung 4.13: Auswirkung einer Separation des terrigenen Heliums mit Hilfe der Neonkonzentration auf das ^3H - ^3He -Alter ohne terrigene Anteile (Quadrate), unter Verwendung des gemessenen Neonwertes (Kreise) und unter Annahme eines mittleren ΔNe -Wertes von 1,5 %.

Die ^3H - ^3He -Alter nach der Korrektur liegen meist höher als bei Annahme fehlender terrigener Anteile. Da bei korrekter Separation des Heliums das errechnete tritigene ^3He und damit das ^3H - ^3He -Alter niedriger liegen sollten, könnte dies auf ein zu niedrig angesetztes terrigenes $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis hindeuten. Die stark angestiegene Streuung der ^3H - ^3He -Alter nach der Separation zeigt allerdings auch, daß die Präzision der ^4He - und Neommessungen zu gering bzw. die absoluten Konzentrationen der terrigenen und tritigenen Heliumkomponenten in diesem Becken zu klein sind, um eine Komponentenseparation mit Hilfe des Neons als praktikabel erscheinen zu lassen. Daher wurde auf eine Separation des terrigenen Heliums verzichtet. Mit Ausnahme der Proben im Bereich des AABW führt dieses Vorgehen nur zu geringen systematischen Fehlern für das ^3H - ^3He -Alter.

4.3.3 $\delta^{18}\text{O}$

In Abb. 4.14 sind alle $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen im Irmingerbecken zusammengefaßt. Zwei unterschiedliche Regionen sind zu erkennen: Unterhalb von 500 m ist das Isotopenverhältnis mit 0,2–0,28 ‰ relativ konstant. Die oberflächennahen Proben sind dagegen stark von polarem Wasser beein-

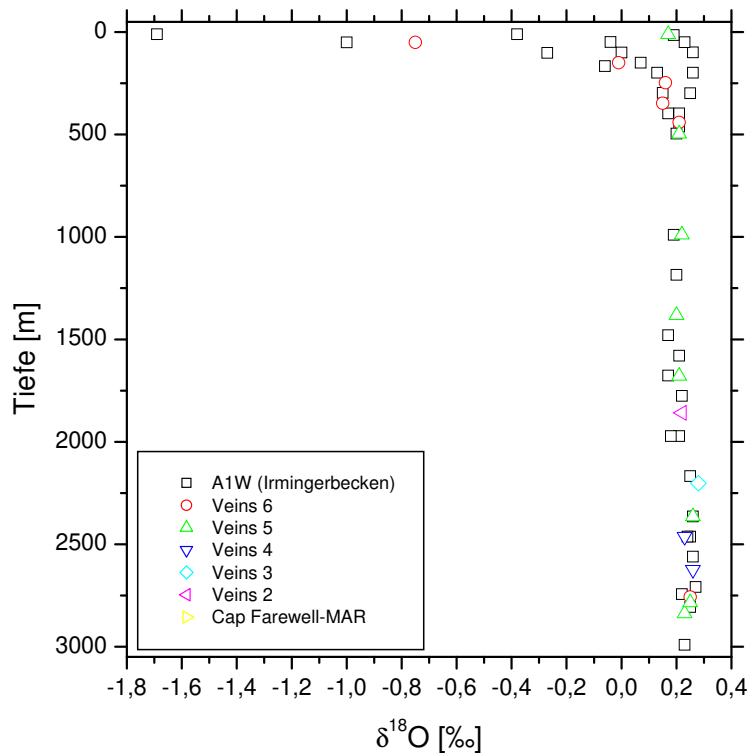


Abbildung 4.14: $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung im Irmingerbecken

flußt, das aufgrund seiner hohen Fluß- und Schmelzwasseranteile ein abgereichertes Verhältnis aufweist. Die Stationen der Schnitte im Irmingerbecken reichten unterschiedlich dicht an die grönländische Küste heran, weswegen der küstennah fließende EGC nicht immer voll erfaßt wurde. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima befinden sich durchweg knapp unter der Oberfläche (bei 50 m), der negativste Wert mit $-1,7\text{ ‰}$ wurde bei Station 506 an der Südspitze Grönlands festgestellt. Die weiter zum Zentrum der Irmingersee gelegenen Stationen zeigen dagegen im Bereich von 100–150 m leicht erhöhte Werte (um $0,26\text{ ‰}$). Hier gelangt Atlantisches Wasser, das infolge ständiger Verdunstung auf seinem Weg isotopisch angereichert ist, mit dem Irmingerstrom nach Süden.

Die Unterschiede in den Isotopensignaturen der tieferen Wassermassen sind gering und liegen an der Grenze der meßbaren Auflösung. Im Bereich des LSW liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit $0,2\text{--}0,22\text{ ‰}$ etwas niedriger als der Durchschnitt, was mit der Einmischung von Oberflächenwasser mit PW-Anteilen bei der konvektiven Erneuerung dieser Wassermasse erklärt werden kann. Das Verhältnis im GFZW ist mit Werten um die $0,26\text{ ‰}$ leicht höher, während das DSOW durchschnittliche Werte von $0,23\text{--}0,24\text{ ‰}$ aufweist.

4.4 Labradorbecken

Die Wassermassenstruktur in der Labradorsee ähnelt prinzipiell der des Irmingerbeckens. Einzig an der Oberfläche treten Wässer arktischen Ursprungs hinzu, die im LC nach Süden strömen und mit dem PW des EGC/WGC zu vergleichen sind. In Abb. 4.15 sind einige Stationen dieses Beckens zusammengestellt, die (mit Ausnahme der zentralen Station 375) der zyklonischen Ausbreitung der tiefen und flachen Randströme folgen (385–378–347–400).

Das LSW ist hier in seiner Bildungsregion etwa kälter und salzärmer als im Irmingerbecken (2,75 °C bzw. 34,844 im Kern), die Unterschiede sind jedoch nur gering und liegen ebenfalls nur leicht über den entsprechenden M30-Daten (bis zu 2,68 °C bzw. 34,831). Auch die AOU-Werte (0,55–0,8 ml/l) und der F11-Sättigungsgrad (65–75 % mit Ausnahme von St. 400) sind vergleichbar. In dieses Bild passen die Tritium-/Heliumdaten: $\delta^3\text{He}$ und Tritium liegen mit $\approx 4,5$ % bzw. 1,3 TU im Wertebereich des Irmingerbeckens. Das resultierende Alter ist mit 10–11 Jahren nur minimal kleiner als in der Irmingersee, was auf Austauschzeiten zwischen diesen Becken von < 1 a hindeutet. Die Randströme, die tritiumreiches PW mit sich führen, zeigen Tritiumkonzentrationen von etwa 2,2 TU, der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert erreicht dort bis zu $-0,36$ ‰.

Signifikant ist jedoch der Unterschied der LSW-Eigenschaften zum Jahr 1994: Zu diesem Zeitpunkt lagen die Tritiumkonzentrationen deutlich höher (1,5–1,7 TU), die $\delta^3\text{He}$ -Werte niedriger ($\approx 2,0$ %), das resultierende Alter war mit 7–9 a ebenfalls kleiner. Für diese Veränderungen kann nur zum geringeren Teil das Abklingen des transienten Peaks verantwortlich sein. Vielmehr sind sie ein Hinweis auf eine deutlich reduzierte konvektive Erneuerung in der Labradorsee, die 1994 in einer positiven NAO-Phase ein Maximum erreichte und offensichtlich in den Folgejahren abnahm.

In diesem Zusammenhang ist eine Besonderheit in den Parameterverteilungen von Bedeutung: Bei Station 348, die im zentralen Labradorbecken gelegen ist, wurden die Überreste einer Konvektionszelle erfaßt, deren Aktivität vermutlich auf das späte Frühjahr 1997 zurückgeht (Abb. 4.16). Die Einmischung von oberflächennahen Wässern resultiert zwischen 1000 und 1600 m in einer niedrigeren Temperatur (2,755 °C im Vergleich zu $\approx 2,9$ °C) und geringeren Salzgehalten (34,82 statt 34,85). Deutlich sichtbar ist die Zelle auch in den Tracern: Die F11-Sättigung schnellte von 70 auf 85 % hoch, das ^3H - ^3He -Altersinkt auf bis zu 4 Jahre (im übrigen sind auch bei St. 349 zwischen 800 und 1400 m Anzeichen von Erneuerung zu erkennen). Der Kern des „alten“ LSW liegt etwa 1800 m und wurde von der Konvektionszelle nicht erreicht.

Das GFZW ist gegenüber seiner Variante im Irmingerbecken deutlich modifiziert: Die Temperatur liegt zwischen 2,3 und 2,8 °C, der Salzgehalt erreicht nur noch 34,9–34,92. Die AOU liegt bei 0,8–1,0 ml/l, die F11-Sättigung zwischen 30 und 45 %. Der $\delta^3\text{He}$ -Wert sinkt auf 6 %, das ^3H - ^3He -Alter auf 17–18 Jahre. Hier zeigt sich wieder die Einmischung der umliegenden jüngeren Wassermassen. Das DSOW ist nur wenig modifiziert, weist aber am südlichen Ende bei Flemish Cap ein deutlich höheres Alter auf (≈ 15 Jahre).

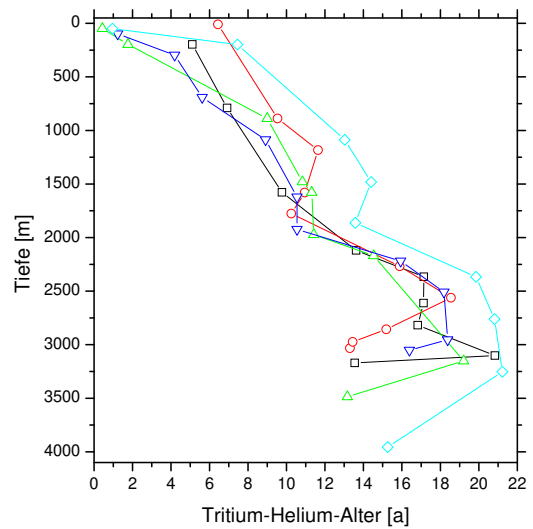
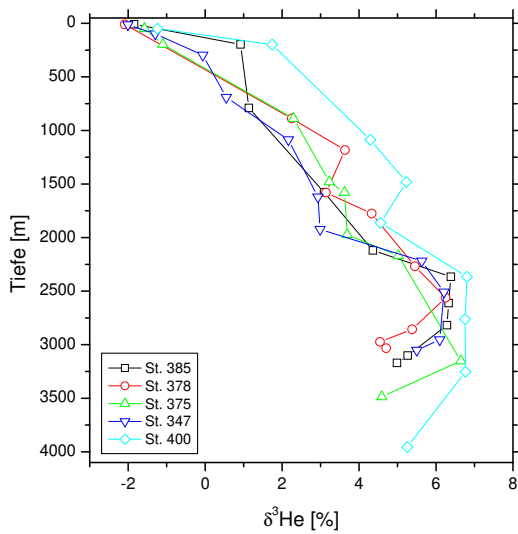
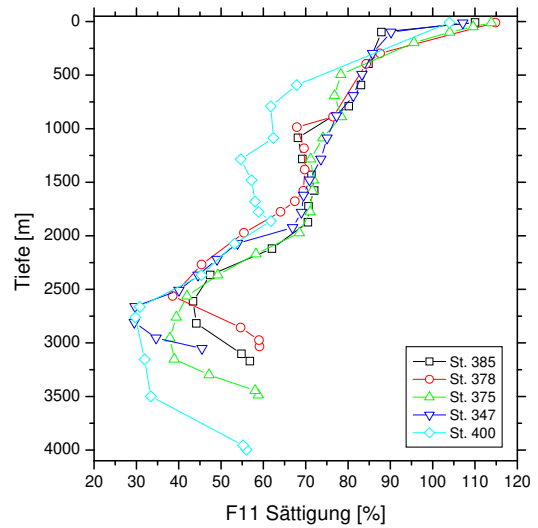
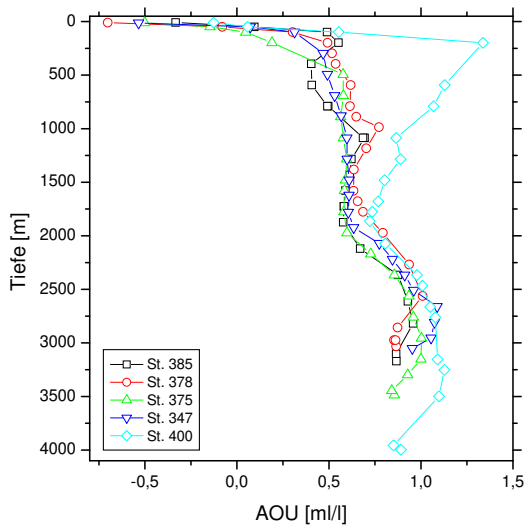
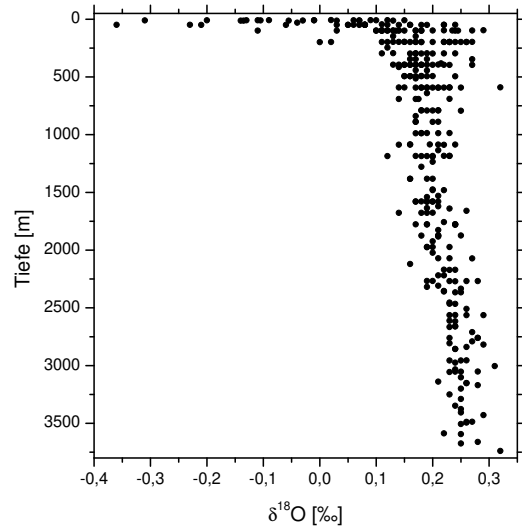
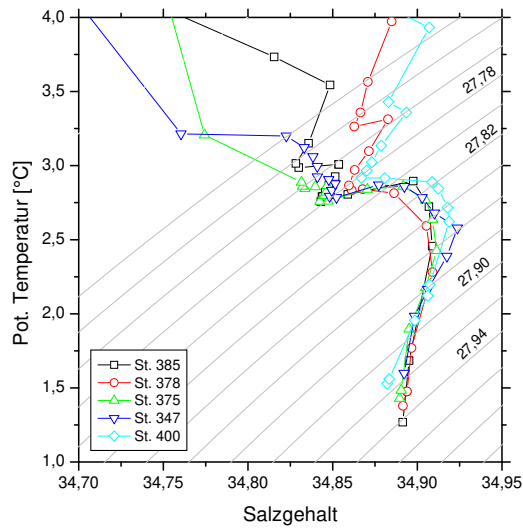


Abbildung 4.15: Parameterverteilungen im Labradorbecken

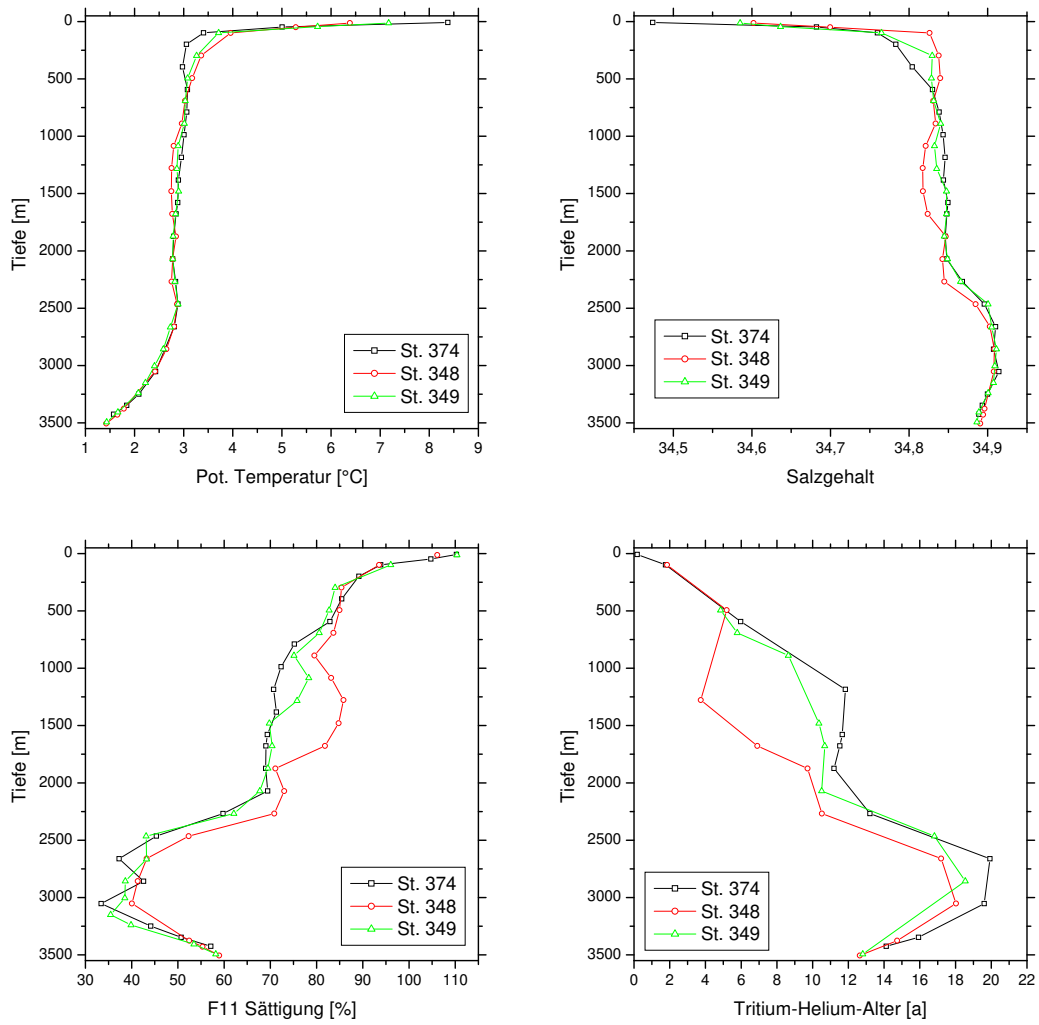


Abbildung 4.16: Parameter einer Konvektionszelle bei St. 348 sowie der benachbarten Stationen

4.5 Gibbs-Bruchzone

Auch die vertikale Struktur in der Nähe der CGFZ ähnelt den bisher beschriebenen Verteilungen (Abb. 4.17). Zwei Punkte verdienen dennoch ein besonderes Augenmerk. Zum einen ist neben der reineren Form des LSW eine stark modifizierte Variante zu beobachten, die sich durch höhere Salzgehalte und Temperaturen (34,91 bzw. 3,2 °C) deutlich hervorhebt. Auch die Erneuerungsindekatoren AOU ($> 1,1$ ml/l) und F11-Sättigung (40–50 %) belegen diese Modifizierung. Erhöhte $\delta^3\text{He}$ -Werte von 7 ‰ und korrespondierend höhere ^3H - ^3He -Alter im Bereich um 18 Jahre legen die Erklärung nahe, daß bei diesen hangnahen Stationen die oberen Schichten des älteren GFZW in den Bereich des darüberliegenden LSW gedrückt werden.

Die zweite Besonderheit liegt in der „reinen“ Form des GFZW, das hier in den westlichen subpolaren Atlantik eintritt. Es verrät sich unter anderem durch extrem niedrige F11-Sättigungen (≈ 20 ‰) und ein hohes ^3H - ^3He -Alter von über 20 Jahren.

4.6 Östliches Becken

Die vertikale Schichtung im Westeuropäischen Becken unterscheidet sich deutlich von der des westlichen subpolaren Atlantiks, da hier teilweise Wassermassen aus anderen Ursprungsregionen vorliegen. Diese Differenzen machen die T-S-Diagramme in Abb. 4.18 deutlich. Die flachen Schichten sind stark geprägt vom warmen und salzreichen AW, das mit dem NAC entlang des europäischen Festlandsockels nach Norden strömt. So werden an den östlichen Stationen Werte von über 15 °C bzw. 35,6 erreicht. Die mittlere Tiefenschicht wird auch hier dominiert vom LSW, das mit Werten von 3–3,5 °C und 34,88–34,90 im Vergleich zu seinem westlichen Pendant jedoch deutlich modifiziert ist. Bei St. 542, an der östlichen Seite der Gibbs-Bruchzone gelegen, zeigt sich das LSW in einer weniger stark veränderten Form als bei St. 525, die etwa auf derselben geographischen Höhe am östlichen Hang des Reykjanes-Rückens liegt. Dies könnte an der Hauptausbreitungsrichtung des LSW liegen, das den MAR zwischen 49° und 53° nördlicher Breite überquert und anschließend auf mehreren Pfaden weiter nach Norden gelangt. Denkbar ist auch, daß LSW beim Überqueren des Reykjanes-Rückens, der Tiefen von 1500 m erreicht, mit aufsteigenden tieferen Schichten mischt und dabei stark modifiziert wird.

Entlang des MAR ist nördlich der CGFZ das ISOW zu finden, das hohe Salzgehalte von etwa 34,97 und eine Temperatur um 2,8 °C aufweist. Auf seinem Weg durch die CGFZ mischt es mit den tiefer liegenden Schichten antarktischer Herkunft und dringt als GFZW (oder auch NEADW) in die westlichen Becken ein. Dieser antarktische Mischungspartner ist deutlich in den Bodenproben von St. 566, die im Ausläufer des über 4000 m tiefen Rockall-Troges liegt, zu erkennen: Das dort befindliche AABW (auch LDW) zeichnet sich durch niedrige Temperaturen (2,2–2,3 °C) und geringe Salzgehalte $< 34,91$ aus.

Noch deutlicher ist das AABW anhand seiner Silikatgehalte zu erkennen: In seinem Umfeld steigt die Konzentration dieses Nährstoffes von Werten zwischen 10 und 15 $\mu\text{mol/kg}$ im Rest der

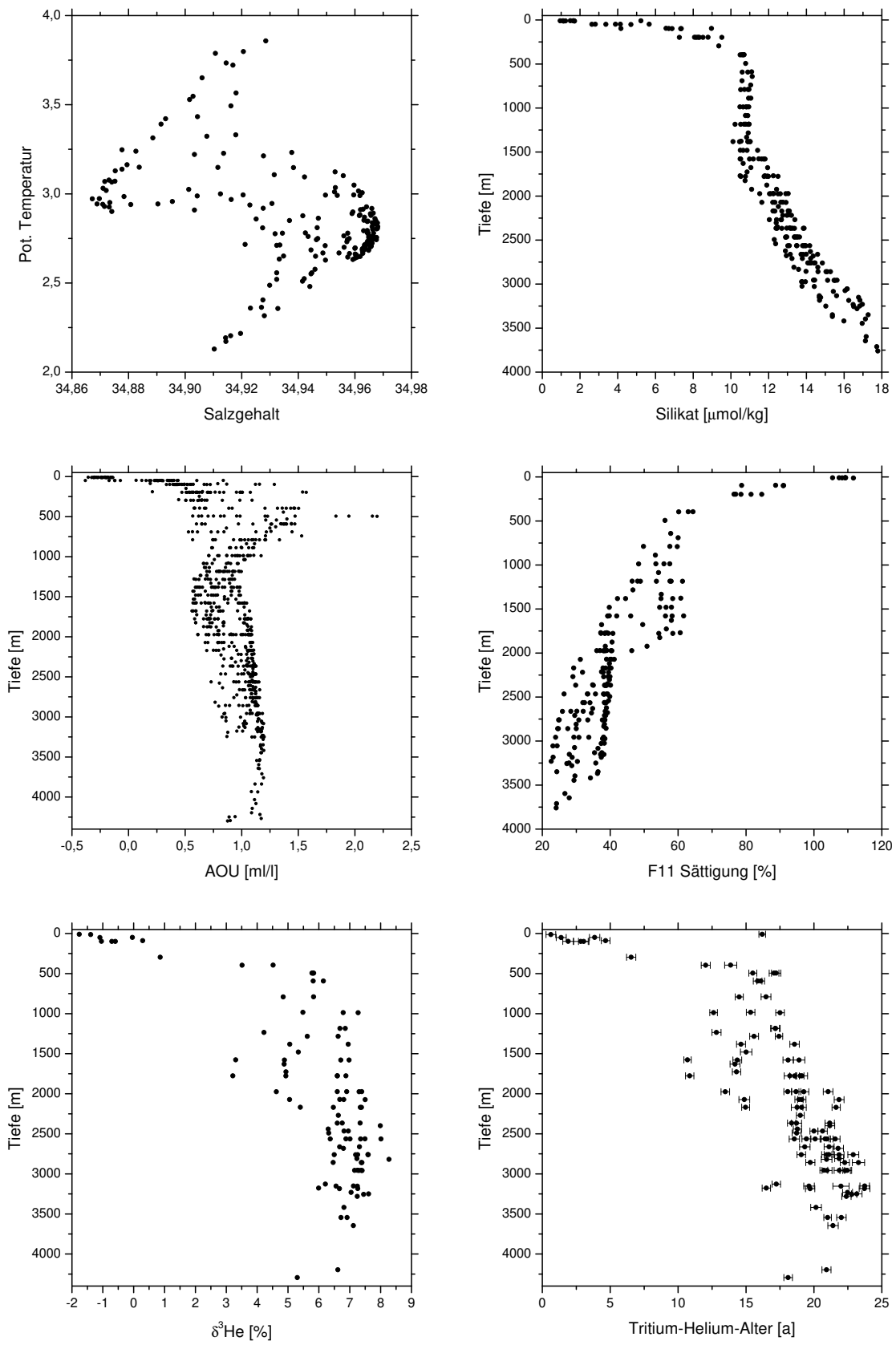


Abbildung 4.17: Parameterverteilungen nahe der Gibbs-Bruchzone

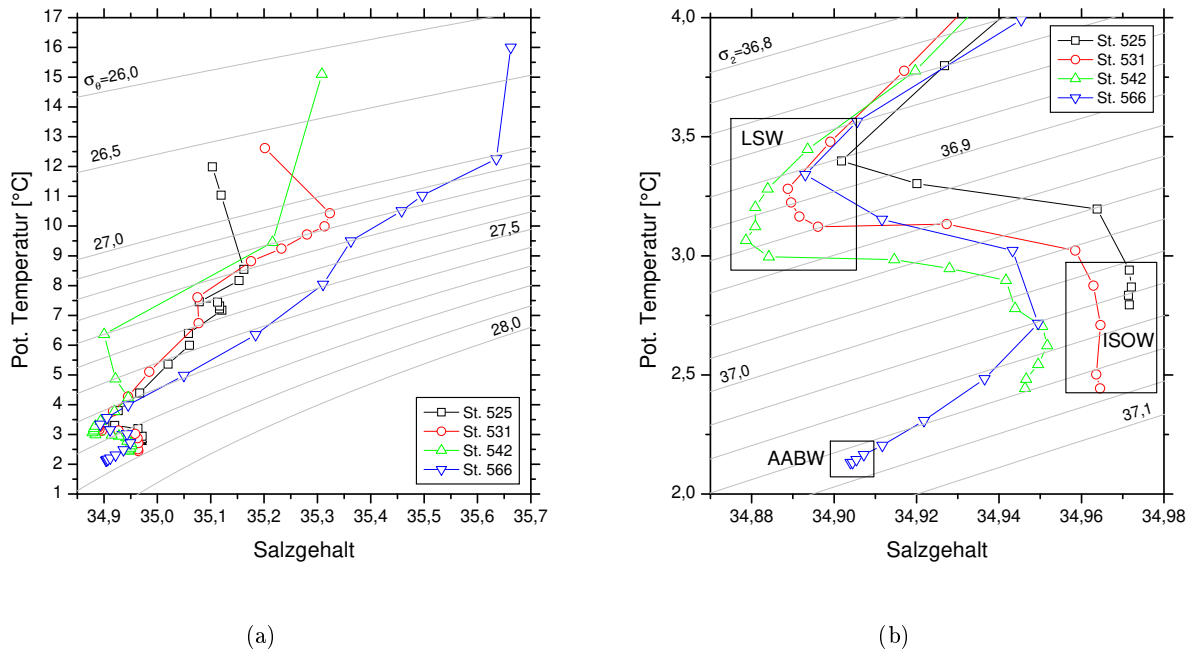
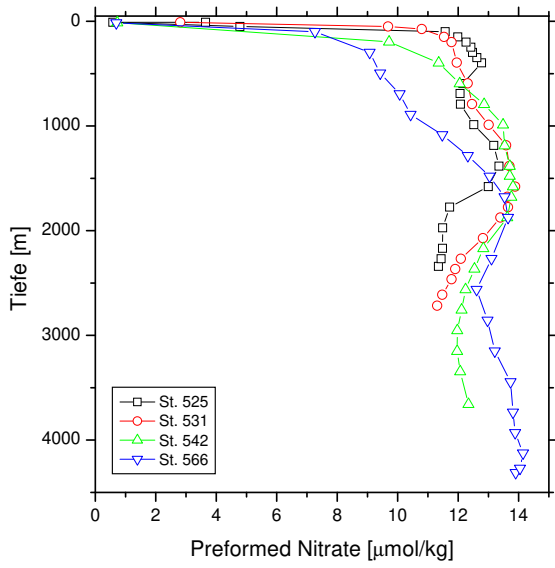


Abbildung 4.18: T-S-Diagramme für das östliche Becken

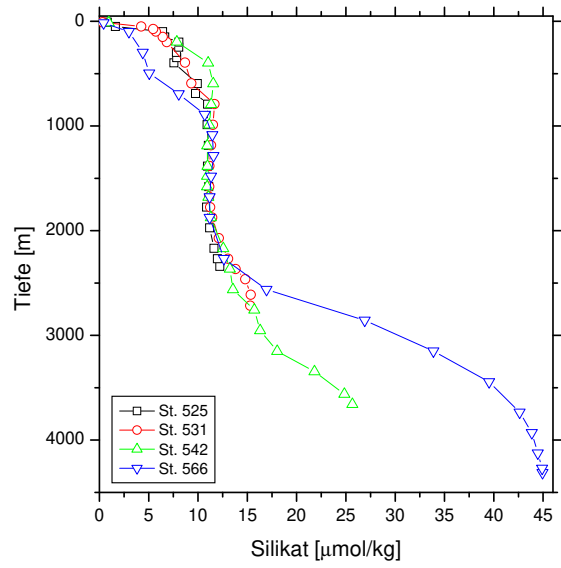
Wassersäule auf etwa $45 \mu\text{mol/kg}$ an. Die Zumischung von AABW zum ISOW ist daher auch bei St. 531 in einem Silikatanstieg der Bodenproben zu beobachten. Ähnlich wie das DSOW ist auch das ISOW in geringeren Konzentrationen an *preformed nitrate* von $11\text{--}12 \mu\text{mol/kg}$ zu erkennen, was die Nähe der Ursprungsorte beider Wassermassen unterstreicht.

Die in den hohen Temperaturen begründete starke biologische Produktivität in den Oberflächenschichten macht sich in einem ausgeprägten Maximum der AOU zwischen 500 und 1000 m bemerkbar. Das LSW dagegen zeigt sich auch hier mit einem AOU-Minimum, dessen Werte von $0,8\text{--}0,9 \text{ ml/l}$ allerdings höher als im Westen liegen. Ob diese Tendenz an einer Zumischung sauerstoffarmer Wassermassen oder einer Alterung entlang des Ausbreitungspfades begründet liegt, ist nicht offensichtlich. Die Modifikation des ISOW, das in seiner reineren Form bei $1,1\text{--}1,2 \text{ ml/l}$ liegt, ist auch hier evident, da das AABW infolge seines langen Advektionspfades äußerst niedrige Sauerstoffkonzentrationen aufweist (entsprechen einer $\text{AOU} > 2,0 \text{ ml/l}$).

Auch der Sättigungsgrad des F11 belegt das hohe Ausbreitungsalter des AABW: Die FCKW-Konzentrationen dieser Wassermasse liegen nahe Null. Das AABW, das momentan im Westeuropäischen Becken vorliegt, muß somit vor Beginn des transienten FCKW-Anstiegs in den 1960er Jahren von der Atmosphäre isoliert worden sein. Der Sättigungsgrad des ISOW beträgt $40\text{--}45 \%$, womit es niedriger als das DSOW des Irmingerbeckens ($50\text{--}60 \%$) liegt. Das vorliegende LSW östlicher Prägung ist zu $40\text{--}50 \%$ gesättigt. Auch hier kommen sowohl Vermischung als auch Advektionszeiten für die im Vergleich zum westlichen LSW niedrigeren FCKW-Konzentrationen in Betracht.

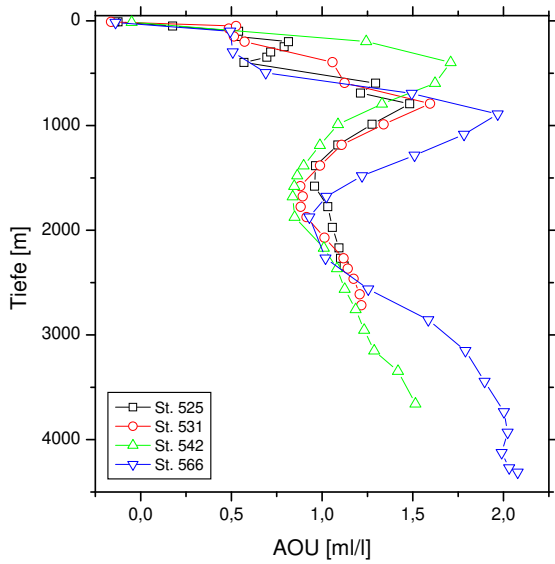


(a)

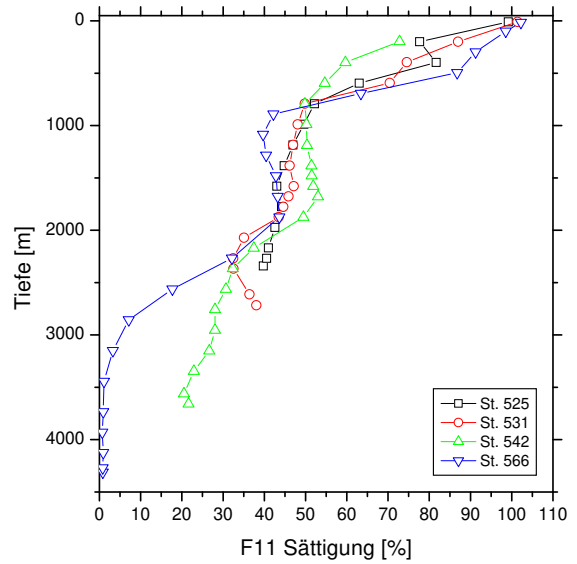


(b)

Abbildung 4.19: Nährstoffkonzentrationen



(a)



(b)

Abbildung 4.20: AOU und F11 im östlichen Becken

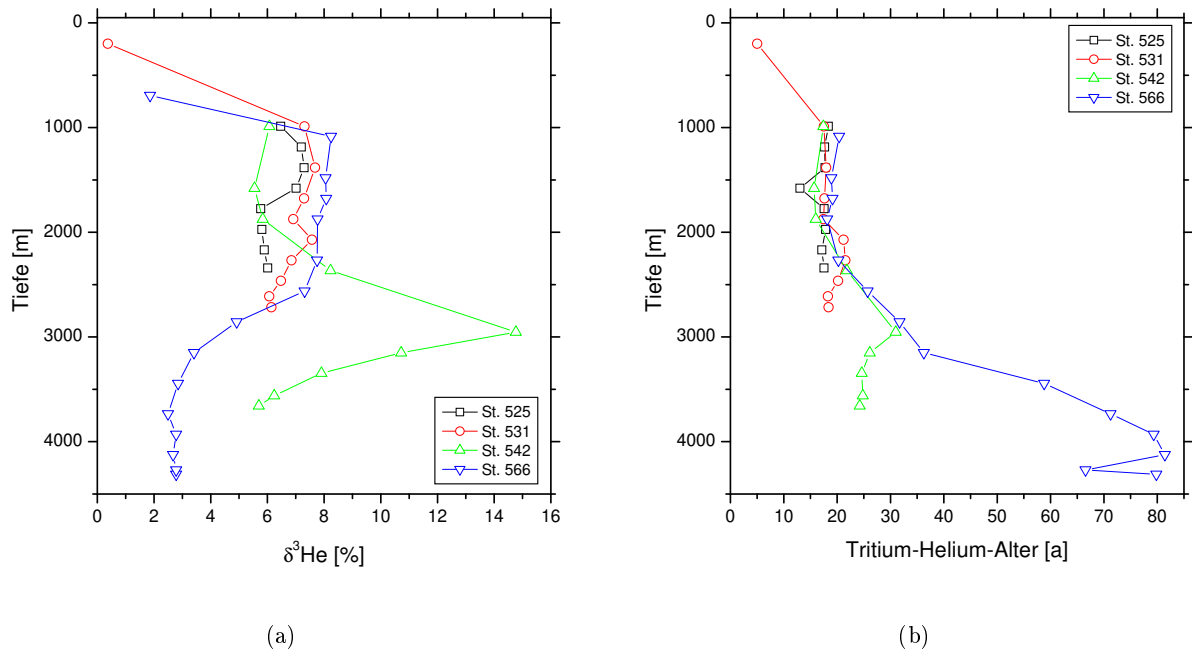


Abbildung 4.21: Helium- und Tritiumdaten

Bei den Tritium- und Heliumdaten sind einige Besonderheiten anzumerken. Obwohl die Tritiumkonzentrationen des AABW im Rahmen der Nachweisgrenze bei Null liegen, zeichnet sich diese Wassermasse durch einen relativ hohen $\delta^3\text{He}$ -Wert von knapp unter 3 % aus. Dieser Effekt ist auf den Eintrag terrigenen Heliums entlang des boden- und rükkennahen Weges des AABW zurückzuführen. Die errechneten formalen ^3H - ^3He -Alter für diese Wassermasse von > 70 Jahren, die in diesem hohen Wertebereich ohnehin mit großen Fehlern behaftet sind (vgl. Kap. 2.7.6), liegen daher systematisch zu hoch. Weiterhin ist bei St. 542 im Tiefenbereich um 3000 m die Einschichtung eines Wasserkörpers mit sehr hohen $\delta^3\text{He}$ -Werten zu beobachten. Die Tritiumwerte dieser Schicht liegen ebenso wie das ^3H - ^3He -Alter etwa höher als in den umgebenden Schichten. Hier handelt es sich möglicherweise um ein im Westeuropäischen Becken rezirkulierendes Derivat des ISOW. Die ^3H - ^3He -Alter des östlichen LSW schließlich sind mit 16–17 Jahren etwa 6–7 Jahre höher als im Irminger- bzw. Labradorbecken.

Kapitel 5

Auswertung und Diskussion

Der in Kapitel 4 vorgestellte Datensatz soll nun mit Blick auf die Wassermassenausbreitung in der beprobten Region interpretiert werden. Ein wichtiges qualitatives, aber auch quantitatives Hilfsmittel hierzu ist die Darstellung der zweidimensionalen Parameterverteilung auf ausgesuchten Schnitten. Vor allem für die quantitative Auswertung dieser Verteilung – z.B. zur Berechnung von Ausbreitungsgeschwindigkeiten oder Spurenstoffinventaren einer Wassermasse – ist die Auswahl einer geeigneten Interpolationsmethode von wesentlicher Bedeutung. Daher wird im ersten Abschnitt das hier verwendete Verfahren zur optimierten Interpolation vorgestellt. Dieses Verfahren wird anschließend zur Bewertung der Wassermassenverteilung entlang des WOCE-Schnittes A1E verwendet. Eine Betrachtung der stabilen Sauerstoffisotope mit Blick auf den Einfluß polarer Wässer schließt das Kapitel ab.

5.1 Optimierte Dateninterpolation

5.1.1 Methode

Für die zweidimensionale Interpolation eines Datensatzes z.B. zur Darstellung als Konturplot existieren eine Reihe verschiedener Verfahren, wie z.B. Spline-Interpolation, Triangulation oder lineare Interpolation. Gerade die letzte Methode ist prinzipiell gut zur Darstellung hydrographischer Daten geeignet, da die vertikale und horizontale Mischung von Wasserkörpern sich in linearer Weise auf die Konzentration der diversen Parameter auswirkt und somit das mathematische Verfahren den physikalischen Prozeß nachbildet. Dennoch weist auch die lineare Interpolation einige Nachteile auf:

- Nur die beiden nächstgelegenen Datenpunkte gehen in das Interpolationsergebnis ein, die allgemeine Struktur des Datensatzes wird nicht berücksichtigt.
- Jedes Meßergebnis wird als exakter Wert angesehen, Meßfehler werden vernachlässigt.
- Ein Erwartungswert für den Fehler eines interpolierten Datenpunktes wird nicht angegeben.

- Die Randwerte des zu interpolierenden Gebietes müssen (willkürlich) gesetzt werden.

In dieser Arbeit wird daher für die Interpolation der Daten ein Verfahren verwendet, das auf Bretherton et al. [1976] zurückgeht und z.B. von Roemmich [1983] auf hydrographische Daten oder von Cornuelle et al. [1993] zur Berechnung der geostrophischen Vortizität angewendet wurde. Es ermittelt den Schätzwert an einer beliebigen Position als lineare Kombination aller gemessenen Datenpunkte. Die Methode beruht auf dem Gauss-Markov-Theorem (vgl. Liebelt [1967]) und ermittelt den besten linearen Schätzer (im Sinne der kleinsten Fehlerquadrate), weswegen sie oft als *optimale Interpolation* bezeichnet wird. Da sie zudem keine impliziten Annahmen (wie etwa das Setzen von Randwerten) benötigt bzw. alle Annahmen explizit und nachvollziehbar sind, ist auch die alternative Bezeichnung *objektive Interpolation* gebräuchlich.

Gesucht sei der Schätzwert für ein skalares Feld θ an einem beliebigen Punkt r aus den Messdaten θ_i ($i = 1, \dots, N$). Die Meßwerte setzen sich dabei zusammen aus den „wahren“ Werten ϕ_i und den zugehörigen Meßfehlern ϵ_i , die im folgenden als unkorreliert angenommen werden:

$$\phi_i = \theta_i + \epsilon_i, \quad i = 1 \dots N \quad (5.1)$$

$$E_{ij} = E \delta_{ij} \quad (5.2)$$

wobei E_{ij} die Kovarianzmatrix der Meßfehler bezeichnet. Das hier benutzte Verfahren ermittelt den gesuchten Schätzwert so, daß

$$\overline{[\hat{\theta}(r) - \theta(r)]^2} = \min \quad (5.3)$$

$$\overline{\hat{\theta}(r) - \theta(r)} = 0. \quad (5.4)$$

Hierbei ist $\hat{\theta}(r)$ der Schätzwert an der Stelle r , und $\theta(r)$ der „wahre“ Wert am selben Ort. Es liegt also ein optimaler Schätzer in einem *least square* Sinne vor. Er errechnet sich gemäß

$$\hat{\theta}(r) = \sum_{i=1}^N C_{rx_i} \left(\sum_{j=1}^N A_{x_i x_j}^{-1} \phi_j \right) \quad (5.5)$$

[Bretherton et al., 1976], wobei

$$A_{x_i x_j} = C_{x_i x_j} + E \delta_{ij} \quad (5.6)$$

die $N \times N$ Matrix der Kovarianzen zwischen den einzelnen Meßwerten und C_{rx_i} die Kovarianz zwischen dem Meßwert am Ort x_i und dem Wert am gesuchten Ort r bezeichnet. Die Kovarianzen sind dabei prinzipiell aus einer großen Anzahl von Realisierungen der Meßanordnung zu berechnen. Die Varianz des Schätzfehlers von $\hat{\theta}(r)$ ergibt sich aus

$$\left(\theta(r) - \hat{\theta}(r) \right)^2 = C_{rr} - \sum_{i,j=1}^N C_{rx_i} C_{rx_j} A_{x_i x_j}^{-1} \quad (5.7)$$

Dieses Verfahren setzt allerdings voraus, daß der Mittelwert $\bar{\theta}$ über ein statistisches Ensemble von Messungen verschwindet und nicht mit der Position variiert. Falls der Mittelwert ungleich Null ist, muß er zunächst von den Daten abgezogen und zum dann ermittelten Schätzwert wieder addiert werden. Bei unregelmäßigen Abständen der Datenpunkte ist der Mittelwert jedoch nicht das arithmetische Mittel, sondern ergibt sich aus

$$\sum_{i,j} A_{ij}^{-1} (\phi_j - \bar{\theta}) = 0 \quad (5.8)$$

Der optimale Schätzwert errechnet sich dann gemäß

$$\hat{\theta}(r) = \bar{\theta} + \sum_{i=1}^N C_{ir} \left[\sum_j A_{ij}^{-1} (\phi_j - \bar{\theta}) \right]. \quad (5.9)$$

und der Fehler erhöht sich wegen der Unsicherheit über den tatsächlichen Mittelwert auf

$$\left(\theta(r) - \hat{\theta}(r) \right)^2 = C_{rr} - \sum_{i,j=1}^N C_{rx_i} C_{rx_j} A_{x_i x_j}^{-1} + \frac{\left(1 - \sum_{i,j} C_{rx_i} A_{ij}^{-1} \right)^2}{\sum_{i,j} A_{ij}^{-1}} \quad (5.10)$$

Wie bei vielen anderen Abbildungsproblemen ist auch bei der zweidimensionalen Darstellung von ozeanographischen Parametern der Mittelwert zudem nicht unabhängig von der geographischen Lage. In diesem Fall läßt sich das Problem nur durch *a priori* Annahmen angehen. Eine Möglichkeit ist, das Parameterfeld als Summe von zwei Komponenten aufzufassen [Bretherton et al., 1976, Roemmich, 1983]:

$$\theta(r) = \theta'(r) + \langle \theta(r) \rangle \quad (5.11)$$

Die Komponente in Spitzklammern ist ein großskaliges Feld, die gestrichene Größe der kleinskalige Teil mit möglichst kleinem Mittelwert (definiert über ein Ensemble von Realisierungen). Die Wahl von $\langle \theta \rangle$ erfolgt nach praktischen Gesichtspunkten und sollte in einem Mittelwert von θ' möglichst nahe bei Null resultieren. Eine oft gewählte Möglichkeit ist das Anfitzen eines Polynoms niedriger Ordnung an die Daten [Olea, 1974, Davis, 1985]. Im folgenden wird der Vorschlag von Roemmich [1983] verwendet, den oben beschriebenen Algorithmus selbst unter Vorgabe einer Kovarianzfunktion zu verwenden.

5.1.2 Beispiel

Die hier gewählte Vorgehensweise bei der optimierten Interpolation der Stationsdaten soll an einem Beispiel entwickelt werden. Zu berechnen ist ein Konturplot des Salzgehaltes entlang des VEINS 3-Schnittes (s. Kap. 4). Für das Verfahren ist nur die jeweilige Kovarianz zweier Datenpunkte von Bedeutung, aber nicht, ob sie direkt auf dem darzustellenden Schnitt liegen. So können etwa nahegelegene Punkte eines benachbarten Schnittes ein größeres Gewicht bei der Schätzung eines Punktes erhalten als weiter entfernte Meßwerte auf dem Schnitt selbst. Daher

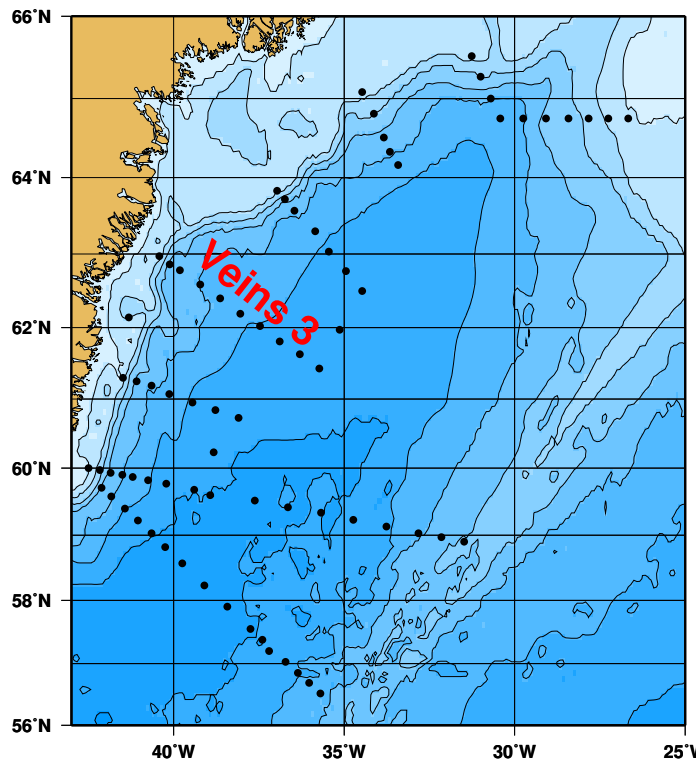


Abbildung 5.1: Für die optimierte Interpolation von VEINS 3 verwendete Stationen

werden hier für die Interpolation des VEINS 3-Schnittes sämtliche Stationen im Bereich des Irmingerbeckens verwendet (Abb. 5.1).

Wie bereits in Abschnitt 5.1.1 erwähnt, kann Gleichung 5.5 nicht direkt verwendet werden, da einige Voraussetzungen nicht gegeben sind:

- Der Mittelwert des Salzgehaltes ist ortsabhängig und ungleich Null.
- Die Kovarianzen sowohl der Meßwerte als auch der Meßfehler sind nicht bekannt.

Das Feld wird daher willkürlich in groß- und kleinskalige Komponenten zerlegt und anschließend in zwei Schritten interpoliert: Zunächst wird unter Annahme einer geeignet gewählten Kovarianzfunktion ein grober Trend ermittelt und von den Meßdaten substrahiert. Die Residuen werden dann mit Hilfe einer zweiten Kovarianzfunktion interpoliert und beide Felder aufaddiert.

Bestimmung des Trends

Das wesentliche Ziel der Bestimmung eines großskaligen Feldes ist, ein kleinskaliges Restfeld zu erhalten, dessen Mittelwert möglichst nahe bei Null und ortsunabhängig ist. Zur Trendbestimmung kann auch die optimale Interpolation unter Vorgabe einer geeigneten Kovarianzfunktion

verwendet werden. In Anlehnung an Roemmich [1983] wird hier eine exponentielle Funktion gewählt, deren Gauß'sche Form die Dominanz größerer Skalen bei der Berechnung sicherstellt:

$$C_{x_i x_j} = \overline{\theta_i^2} \exp\left(-\frac{(x_i - x_j)^2}{R_c^2}\right) \quad (5.12)$$

Hierin bezeichnet $\overline{\theta_i^2}$ die Varianz der Meßpunkte, und R_c gibt die Größenordnung der räumlichen Ausdehnung des großskaligen Feldes an. In dieser Form gehen also nur die Abstände der Datenpunkte ein. Dies hat zusätzlich den Vorteil, daß die resultierende Kovarianzmatrix positiv definit ist und daher mit einem zeitsparenden Verfahren wie der Cholesky-Zerlegung (siehe z.B. Press et al. [1992]) invertiert werden kann. Da der Salzgehalt im Ozean sich (wie auch alle anderen Parameter) in der Vertikalen innerhalb weniger hundert Meter ändert, in der horizontalen Richtung aber innerhalb einiger zehn bis hundert Kilometer, muß ein geeigneter Skalierungsfaktor L gewählt werden. Der VEINS 3-Schnitt hat eine vertikale Ausdehnung von im Mittel etwa 2000 m, während ein Großteil der verwendeten Stationen im Abstand bis etwa 400 km liegt. Diese Parameter sind somit eine natürliche Wahl für die Bestimmung des großskaligen Feldes:

$$R_c = 2000 \text{ m} \quad (5.13)$$

$$L = \frac{2000 \text{ m}}{400 \text{ km}} = 0,005 \quad (5.14)$$

Das Endergebnis hängt allerdings nicht kritisch von dieser Parameterwahl ab. Wird die Ausdehnung des Feldes deutlich zu groß gewählt, ist der Mittelwert des Restfeldes nicht mehr nahe Null. Bei zu kleinskaligem Trendfeld ist zwar der Residuen-Mittelwert praktisch Null, das Feld nimmt jedoch nur nahe der Meßpunkte korrekte Werte an.

Für die Bestimmung der Trendfunktion ist das arithmetische Mittel der Meßwerte eine ausreichende Näherung für den tatsächlichen Mittelwert. Die Varianz der Meßfehler, die ebenfalls in die Berechnung eingeht, ist in diesem Zusammenhang nicht die Varianz der Einzelmeßfehler, sondern die des kleinskaligen Restfeldes. Sie wurde als $E = 0,1 \overline{\theta_i^2}$ angesetzt. Mit diesen Annahmen ergibt sich ein großskaliges Feld gemäß Abb. 5.2.

Obgleich dieses Feld nur einen groben Trend darstellt, sind die wesentlichen Charakteristika der Salzgehaltsverteilung in diesem Gebiet zu erkennen. Die küstennahe, flache Region ist geprägt vom salzreichen Irmingerstrom, dessen Einfluß zur Beckenmitte abnimmt. Im mittleren Tiefenbereich ist auf der rechten Seite das Salzgehaltsminimum des LSW zu erkennen, während sich darunter eine Zunge des NADW erstreckt. Geringere Salzgehalte am Boden lassen das DSOW erahnen. Der (arithmetische) Mittelwert aller verwendeten Salzdaten beträgt nach Abzug des ermittelten Trendfeldes $9 \cdot 10^{-5}$ mit einer Varianz $< 0,012$ (ist allerdings nicht völlig ortsunabhängig). Die Forderung nach einem möglichst geringen Mittelwert der Residuen ist also gut erfüllt.

Bestimmung des kleinskaligen Feldes

Der zweite Schritt besteht in der Interpolation des Restfeldes, die prinzipiell nach dem gleichen Verfahren wie die Trendbestimmung erfolgt. Allerdings ist eine andere Kovarianzfunktion anzugeben, die den kleinskaligen Schwankungen angepaßt ist. Grundsätzlich ließe sich diese Funktion bei ausreichender Datenbasis aus den Meßwerten selbst (sowie evtl. weiteren Daten von anderen Fahrten) ableiten. Da der vorliegende Datenumfang hierfür jedoch nicht ausreichte, wurde wiederum der Ansatz von Roemmich [1983] gewählt und eine zweite Kovarianzfunktion *a priori* festgelegt:

$$C_{x_i x_j} = \bar{\theta}_i^2 \exp\left(-\frac{|x_i - x_j|}{R_c}\right) \quad (5.15)$$

Die einfache Form der Exponentialfunktion erhöht im Vergleich zur Gauß'schen Form das Gewicht naheliegender Datenpunkte. Der Skalenparameter R_c wird so festgesetzt, daß nur noch einige wenige Datenpunkte pro Stützstelle in die Berechnung eingehen, das Skalenverhältnis ist eventuell entsprechend anzupassen. Die Fehlervarianz E ist mindestens so groß wie der Meßfehler, beschreibt aber auch die Varianz eines „mikroskaligen“ Feldes, das mit den vorhandenen Datenpunkten nicht aufgelöst werden kann. Mit der Wahl $R_c = 500 \text{ m}$, $L = 0,005$ und $E = 0,01 \overline{\theta_i^2}$ erhält man ein Salzgehalts-Restfeld gemäß Abb. 5.3. Die Abweichung der interpolierten Werte von den Residuen beträgt im Mittel $-6 \cdot 10^{-6}$, die Varianz ist $< 2 \cdot 10^{-5}$.

Ergebnis

Das Endergebnis, also die Summe aus Trend und kleinskaligem Feld, ist in Abb. 5.4 dargestellt. Die errechnete Salzgehaltsverteilung variiert kontinuierlich und insbesondere auf räumlichen Skalen, die durch die Meßpunkte gestützt sind. Das korrespondierende Fehlerfeld in Abb. 5.5, das nach Glg. 5.10 berechnet wurde, zeigt erwartungsgemäß kleinere Felder in der unmittelbaren Umgebung der Stützstellen und höhere in Bereichen mit wenigen Meßwerten. Die Absolutwerte des Fehlers hängen stark von der angenommenen Varianz des mikroskaligen Feldes ab (im Beispiel $E = 0,01 \overline{\theta_i^2}$) und stellen daher insbesondere in der direkten Umgebung der Stützstellen eine eher konservative Fehlerabschätzung dar.

5.2 Ausbreitung und Variabilität der Wassermassen auf A1E

Die zeitliche Entwicklung der Spurenstoffinventare in den tiefen Wassermassen des subpolaren Nordatlantiks gibt wichtige Hinweise auf ihre Ausbreitungsrichtung und -geschwindigkeit sowie eventuelle Variabilitäten in den zugrundeliegenden Prozessen. Der WOCE-Schnitt A1E, der den Atlantik zwischen der Südspitze Grönlands und der Westküste Irlands kreuzt, ist aufgrund seiner Lage gut geeignet, den Wassermassenaustausch zwischen den diversen westlichen und östlichen Becken zu untersuchen. Dieser Schnitt wurde nicht nur auf der M39-Fahrt beprobt, sondern auch auf zwei früheren Ausfahrten, M18 (1991) und M30 (1994) (für detaillierte Beschreibungen

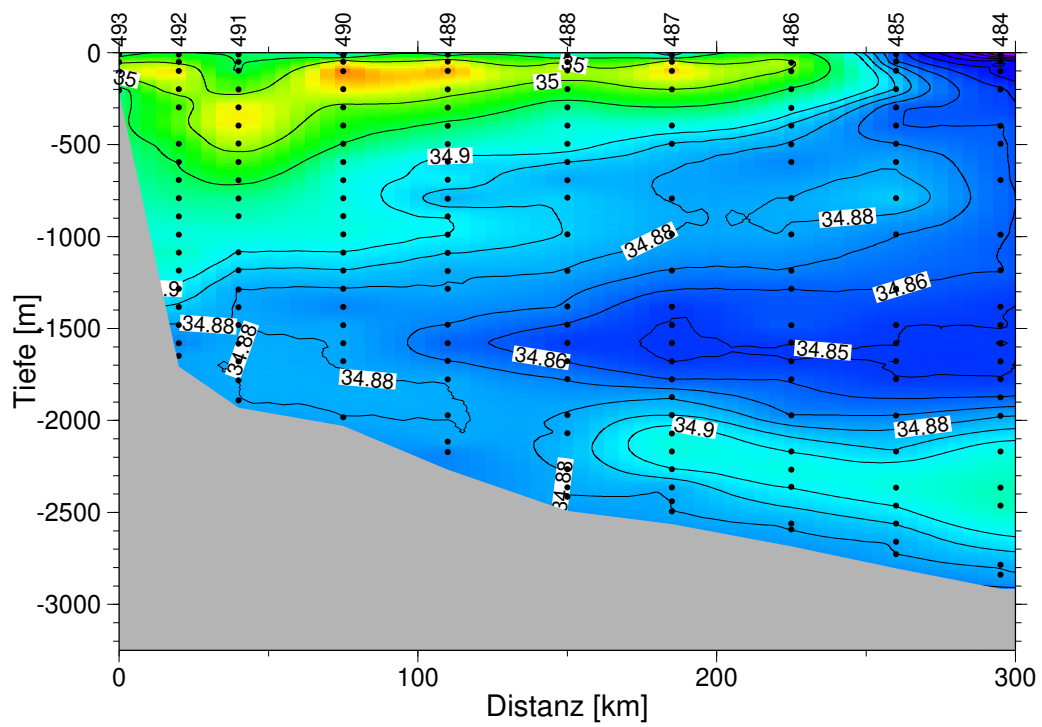


Abbildung 5.4: Salzgehaltsverteilung auf VEINS 3 als Summe von groß- und kleinskaligem Feld

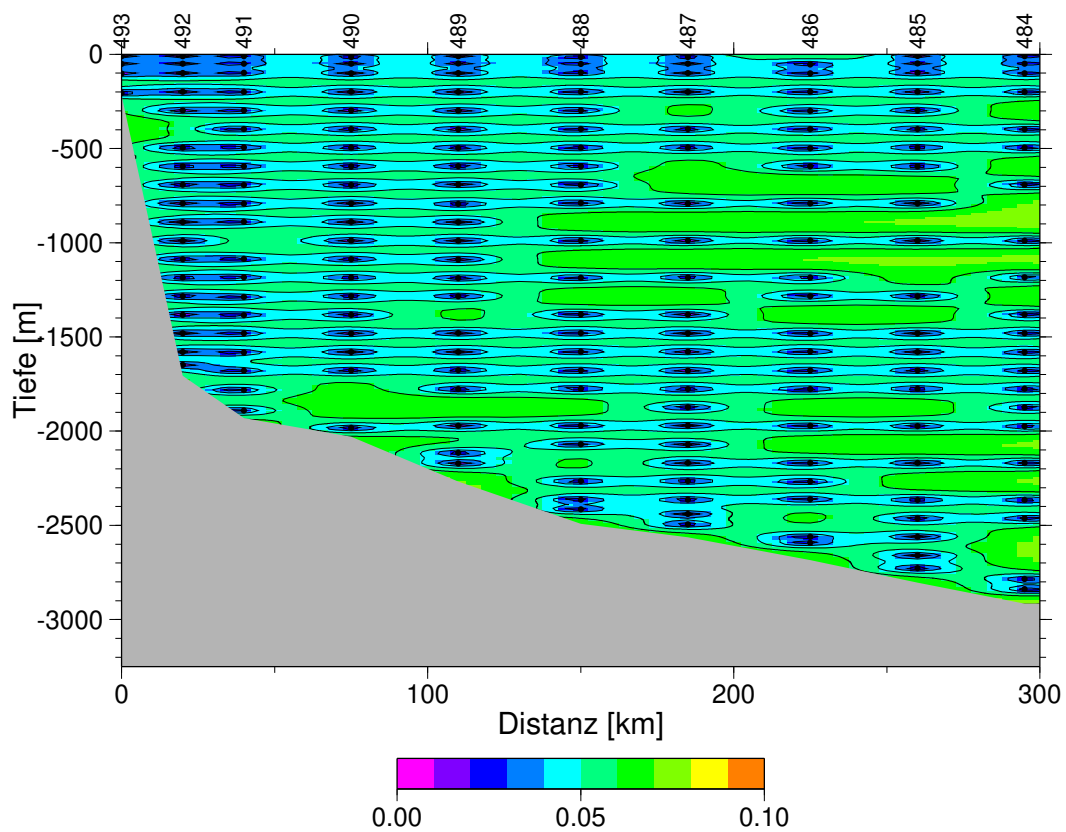


Abbildung 5.5: Abschätzung der Interpolationsfehler

	LSW (Irm)	LSW (Isl)	LSW (R-T)	DSOW (Irm)	ISOW
σ_θ	27,77–27,79	27,77–27,79	27,77–27,79	$\leq 27,88$	$\leq 27,88$
Bereich	0–600 km	750–1700 km	1700–2120 km	0–600 km	750–1000 km

Tabelle 5.1: Wassermassendefinitionen auf A1E

der jeweiligen Datensätze siehe Hoffarth [1994] bzw. Arnold [1999]). Dieses Datenmaterial soll hier verwendet werden, um Aufschluß über die Ausbreitung vor allem des LSW zu geben. Dabei bleiben die Auswirkungen der Vermischung von Wassermassen zunächst außer Betracht.

Die Quantifizierung der Parametereigenschaften geschieht unter Verwendung der im vorigen Abschnitt vorgestellten Interpolationsmethode. Mit ihrer Hilfe werden die drei Datensätze zunächst auf ein gemeinsames Gitter entlang des A1E-Schnittes interpoliert¹. Dies ermöglicht die Berechnung und Darstellung von Parameterdifferenzen zwischen den drei Beprobungsjahren. Weiterhin wird der Mittelwert sowie dessen Standardabweichung der diversen Wassermassen berechnet. Zu diesem Zweck wird der Schnitt in drei Bereiche geteilt: Irmingerbecken (Distanz 0–600 km in den folgenden Bildern), Islandbecken (750–1700 km) und Rockall-Trog (1700–2120 km). Die Wassermassen werden durch geeignet gewählte Dichteflächen² (sowie natürlich durch die Bodentopographie) begrenzt, die in Tab. 5.1 zusammengestellt sind. In Abb. 5.6 sind beispielhaft die Dichtelinien, die das LSW und das DSOW auf M39 begrenzen, eingezeichnet und die Einteilung der Becken veranschaulicht. Die hier gewählte Methode zur Berechnung der Wassermasseneigenschaften weicht von Arnold [1999] und Sy et al. [1997], die teilweise die gleichen Daten verwenden, insofern ab, als daß Arnold [1999] Mittelwerte über die Messungen selbst bildet, während Sy et al. [1997] nur Parameter des LSW-Kerns (der „Spitze“ im T-S-Diagramm) betrachten. Daher sind die jeweiligen absoluten Ergebnisse nicht direkt vergleichbar. Beispielhaft sind hier die Entwicklungen der potentiellen Temperatur, des ^3H - ^3He -Alters und des stabilen Tritiums graphisch dargestellt, für weitere Parameterschnitte sei auf Anhang A verwiesen.

5.2.1 LSW (Irmingerbecken)

Die Konvektionsaktivität in der Labradorsee ist besonders stark in kalten, sturmreichen Wintern, in denen sehr dichte Wasserkörper an der Oberfläche gebildet werden können (vgl. Lazier [1973]). Intensive winterliche Konvektion äußert sich daher in einer vermehrten Ausbreitung eines LSW, das kälter ist als in Jahren schwacher Konvektion. Die Temperaturentwicklung des LSW ist durch den Konvektionsprozeß an die klimatischen Bedingungen und damit an die NAO geknüpft. Folgerichtig beobachten z.B. Sy et al. [1997] in einer Phase mit positivem NAOI die Ausbreitung eines seit 1988 immer kälter werdenden LSW im gesamten subpolaren Nordatlantik.

Abb. 5.7 verdeutlicht die Beobachtungen von Sy et al. [1997]: Zwischen den Jahren 1991

¹Die hierbei verwendeten Interpolationsparameter sind jeweils gleich gewählt zu $R_c = 4000$, $L = 0,05$ und $E = 0,1\overline{\theta^2}$ für den Trend bzw. $R_c = 500$, $L = 0,05$ und $E = 0,01\overline{\theta^2}$ für das kleinskalige Feld.

²Auch die Verteilung der potentiellen Dichte σ_θ wurde mit der optimalen Interpolation berechnet.

und 1994 hat sich das LSW im Irmingerbecken um fast 0,2 °C (im Mittel von 3,12 auf 2,96 °C, s. Tab. 5.2) abgekühlt. Die naheliegende Erklärung, daß jüngeres LSW in das Irmingerbecken vorgedrungen ist und diese Abkühlung verursacht hat, wird durch die transienten Tracer unterstützt. Das $\delta^3\text{He}$ -Verhältnis im LSW ist von 4,67 % im Jahre 1991 auf 2,49 % drei Jahre später gefallen. Da die Atmosphäre die einzige Heliumsenke für den Ozean darstellt, ist dieser Trend nur durch eine teilweise Erneuerung des LSW von der Oberfläche her zu erklären. Die Abnahme der Tritiumkonzentration entspricht im Rahmen des Fehlers den Auswirkungen des radioaktiven Zerfalls, was nicht im Widerspruch zu den übrigen Ergebnissen steht, da die Dynamik der Tritiumeintragsfunktion sich mittlerweile nur wenig von der des Tritiumzerfalls unterscheidet. Bedingt durch die teilweise Heliumäquilibration nimmt auch das ^3H - ^3He -Alter stark ab (im Mittel von 10,8 auf 8,6 Jahre), obwohl zwischen beiden Ausfahrten drei Jahre liegen. Die hohe Standardabweichung des ^3H - ^3He -Alters in Tab. 5.2 wird im wesentlichen durch die Gradienten im LSW innerhalb der jeweiligen Jahre verursacht. Bei Betrachtung der Einzeldifferenzen ist festzustellen, daß das Alter 1994 praktisch überall unter den Werten von 1991 liegt. Besonders ausgeprägt ist die Abweichung nahe des Reykjanes-Rückens, wo das LSW sogar bis in die Schichten des tiefer liegenden und deutlich älteren GFZW reicht. Die FCKWs schließlich sind erkennbar gestiegen, was ebenfalls auf eine teilweise Erneuerung des LSW hindeutet.

Dieses Bild hat sich zwischen den Jahren 1994 und 1997 grundlegend geändert. Die potentielle Temperatur und der Salzgehalt sind praktisch gleich geblieben bis leicht steigend. Die zunehmende Auffrischung des LSW hat sich zwischen diesen Jahren offenbar nicht fortgesetzt. Das Tritium/Helium-Tracerpaar legt ebenfalls eine Stagnation der LSW-Erneuerung im Irmingerbecken nahe: Während ζ konstant bleibt, steigt der $\delta^3\text{He}$ -Wert auf 3,75 %, und der resultierende Anstieg des ^3H - ^3He -Alters auf 12,0 Jahre entspricht etwa der zeitlichen Differenz der beiden Fahrten. Das LSW im Irmingerbecken ist somit zwischen den beiden Jahren nicht nennenswert durch besser ventiliertes Wasser erneuert worden. Da auch das LSW im Labradorbecken eine ähnliche Tendenz zeigt, könnte dieser Effekt sowohl auf eine stagnierende LSW-Neubildung als auch auf einen reduzierten Austausch zwischen Irminger- und Labradorbecken zurückzuführen sein. In diesem Zusammenhang ist aber die Konzentrationsabnahme um etwa 0,5 pmol/kg (von 4,14 auf 3,69 pmol/kg) im F11 zu beachten. Dieser drastische Rückgang um ca 10 % ist nicht mit der Dynamik des transienten Signals zu erklären, da diese deutlich geringer ist. Aufgrund des praktisch konstanten θ ist auch die Einmischung eines wärmeren und daher F11-ärmeren Wassers auszuschließen. Da auch die FCKW-Werte des Jahres 1997 im Labradorbecken höher liegen als im Irmingerbecken, ist das LSW in diesem Bereich wahrscheinlich teilweise durch eine rezirkulierende, ältere Komponente ersetzt worden sein. In Kap. 6 wird untersucht, ob die Zumischung des deutlich älteren GFZW in das LSW in diesem Zusammenhang von Bedeutung ist.

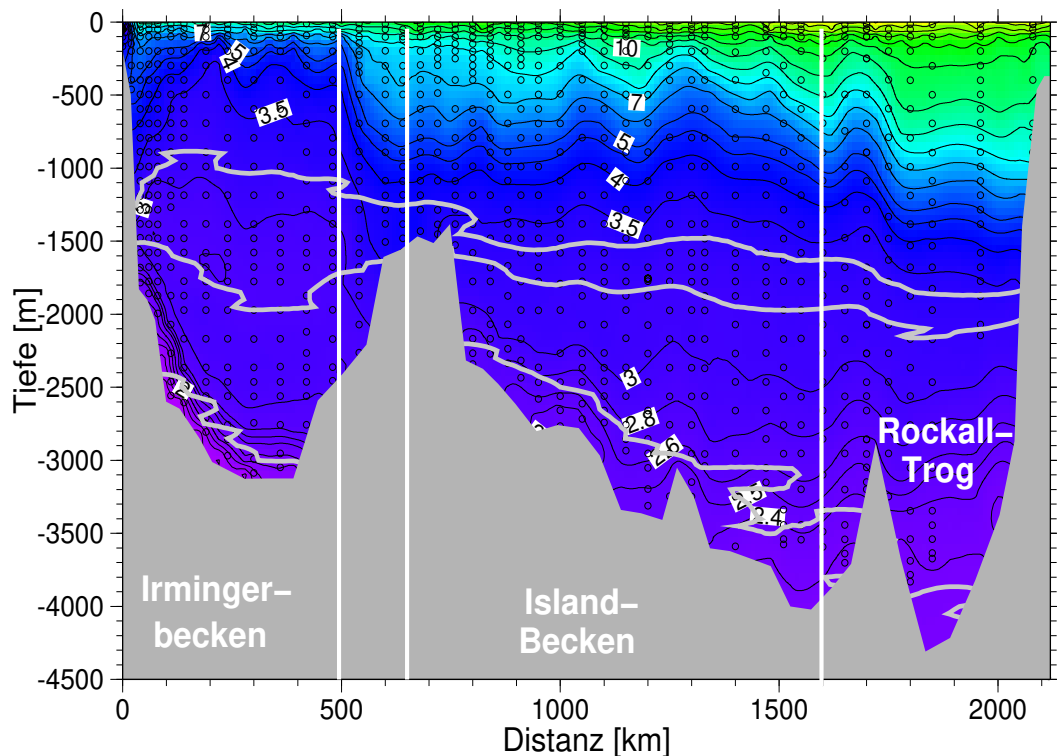


Abbildung 5.6: θ ($^{\circ}\text{C}$) auf M39 (1997). Zusätzlich sind die Definitionsbereiche der drei Becken und die Dichtelinien für die Inventarberechnung eingezeichnet (LSW: 27,77 – 27,79; DSOW+ISOW: $< 27,88$).

5.2.2 LSW (Islandbecken und Rockall-Trog)

Die Unterschiede in den Eigenschaften des LSW zwischen dem westlichen und dem östlichen Teil des subpolaren Nordatlantiks sind erheblich. Zwar macht sich diese Wassermasse im Islandbecken bzw. im Rockall-Trog immer noch durch ein Salzgehaltsminimum in der Zwischenschicht bemerkbar, doch liegen seine Temperatur- und Salzgehaltswerte deutlich über denen des Irmingerbeckens (vgl. Tab. 5.3). Dies macht deutlich, daß das LSW auf seinem Weg über den MAR eine starke Zumischung von anderen Wassermassen erfährt, die auch die Ergebnisse der transienten Tracer beeinflussen. Dennoch lassen sich aus den vorliegenden Verteilungen grundsätzliche Erkenntnisse über die Ausbreitung des LSW nach Osten ableiten.

Die deutlichen Änderungen im Spurenstoffinventar des westlichen LSW zwischen 1991 und 1994 sind im Ostteil nur in einer abgeschwächten Form zu erkennen. Sowohl im Islandbecken als auch im Rockall-Trog nimmt die potentielle Temperatur im Schnitt um $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ab. Sy et al. [1997] deuten dies als Zeichen für die Ankunft der „1988er LSW-Kaskade“, die auch in den östlichen Becken zu einer Auffrischung des LSW führt, und berechnen hieraus Ausbreitungszeiten für das LSW. Sie erhalten für den Weg vom Labradorbecken in das Islandbecken einen Wert von 2–3 Jahren, bis in den Rockall-Trog braucht das LSW den Autoren zufolge 4–5 Jahre. Diese

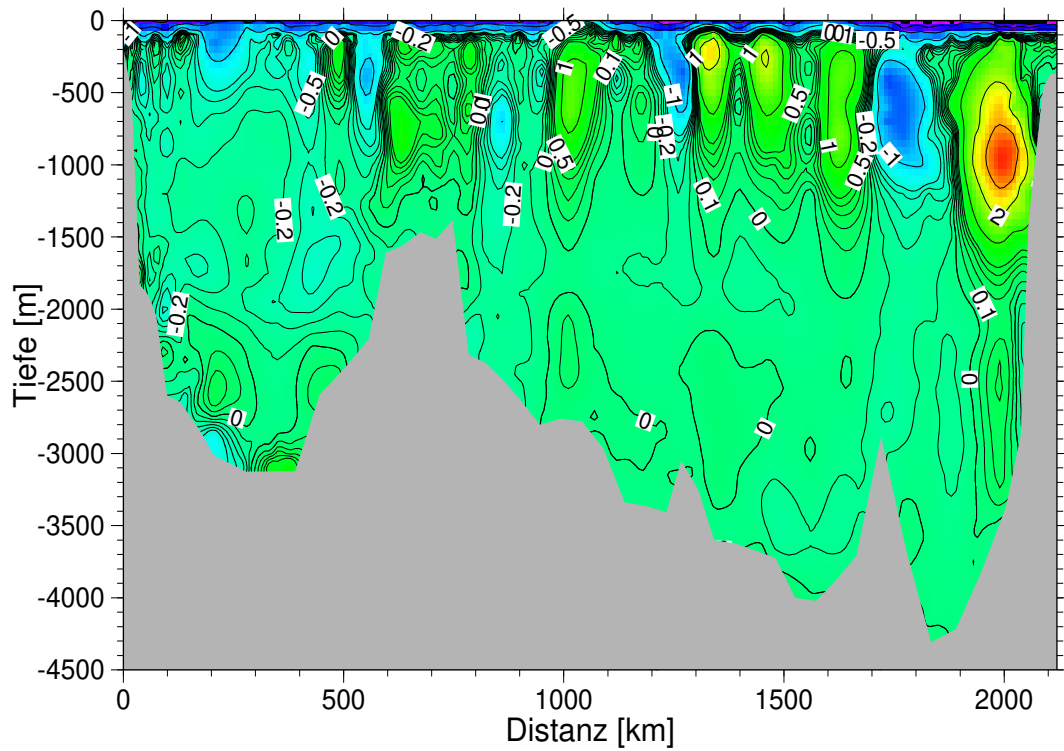


Abbildung 5.7: Temperaturdifferenz $\Delta\theta$ (in $^{\circ}\text{C}$) zwischen M30 und M18 (1991).

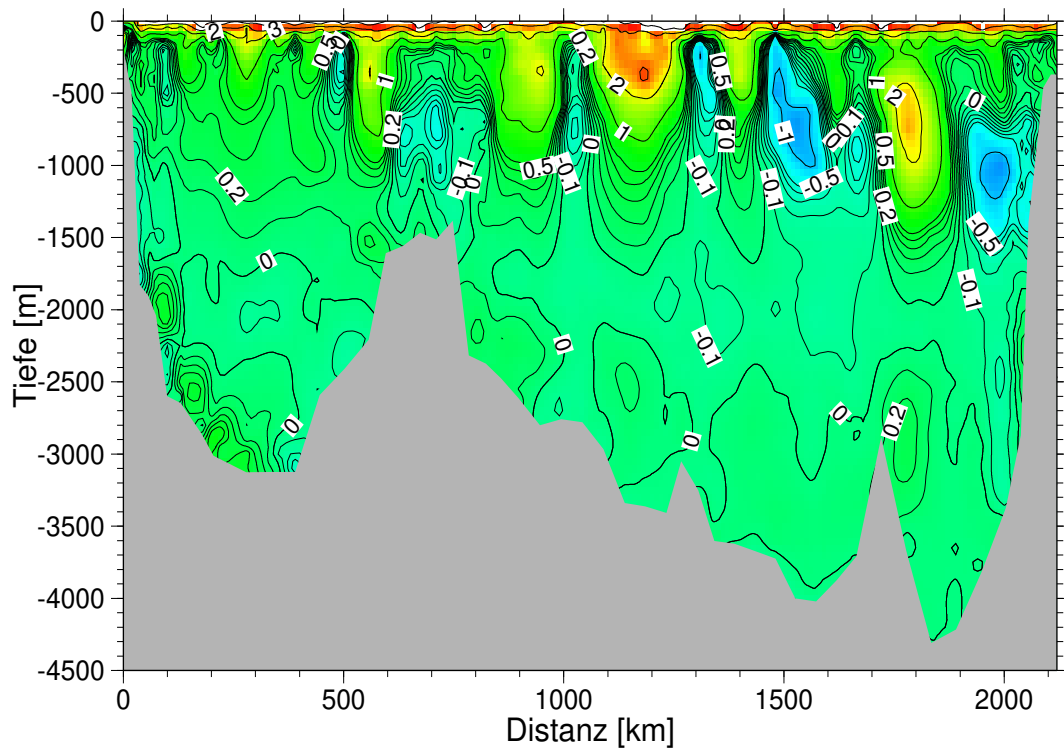


Abbildung 5.8: Temperaturdifferenz $\Delta\theta$ zwischen M39 (1997) und M30 (1994).

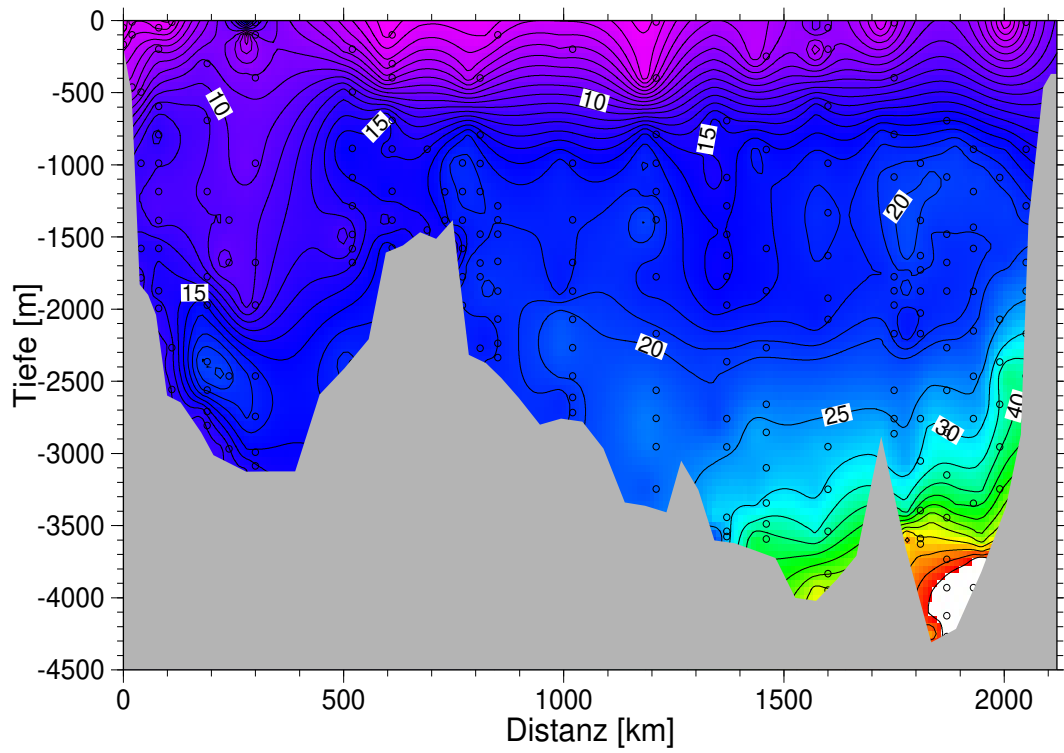


Abbildung 5.9: $^3\text{H}-^3\text{He}$ -Alter (in Jahren) auf M39

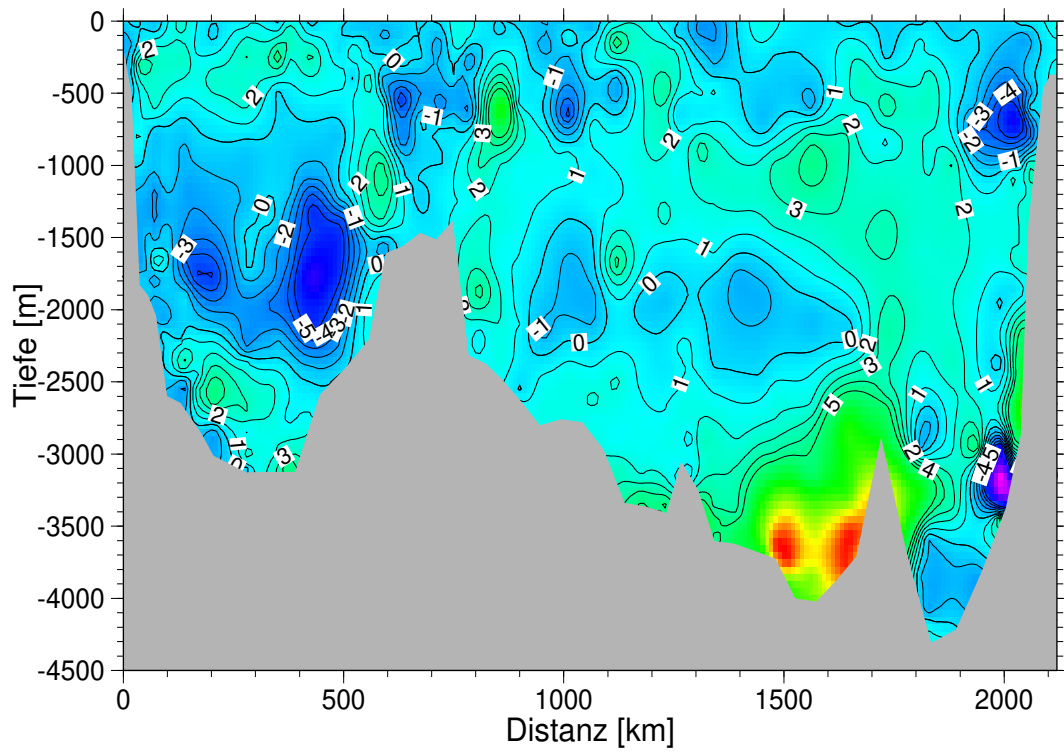


Abbildung 5.10: Altersdifferenz (in Jahren) zwischen M30 und M18

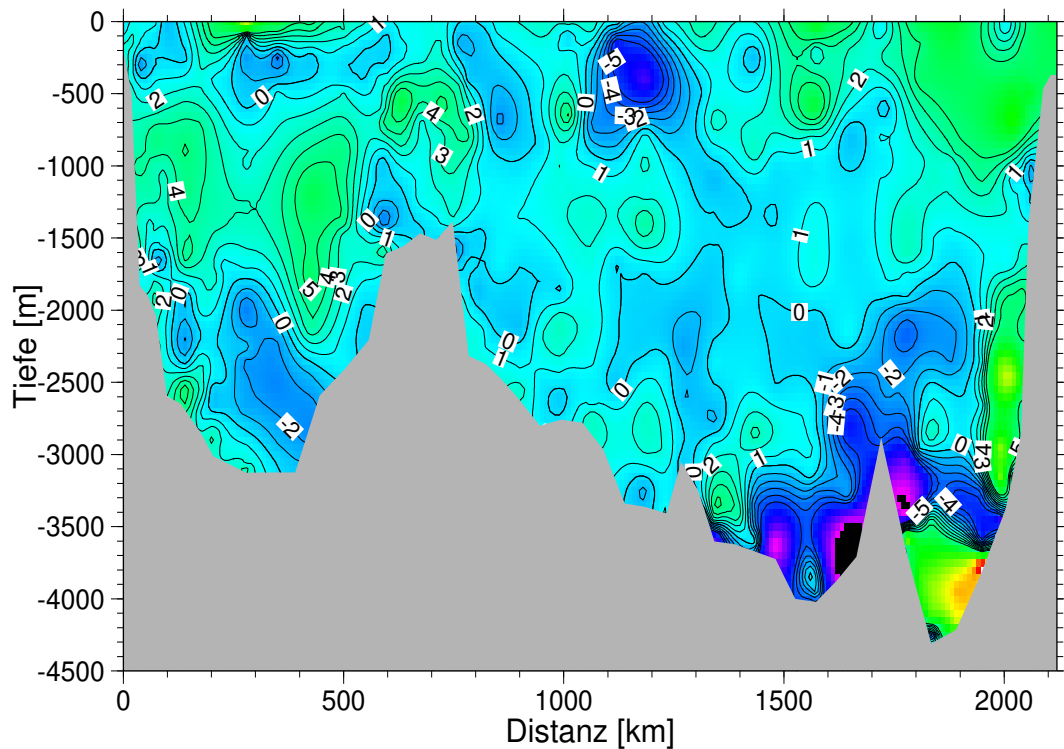


Abbildung 5.11: Altersdifferenz (in Jahren) zwischen M39 und M30

Zeitabgaben, die deutlich unter früheren Angaben liegen (vgl. Read und Gould [1992]), beziehen sich allerdings auf die Ausbreitung einer Signaturänderung im LSW-Kern und sind daher nicht mit den Resultaten eines integrierenden Parameters wie des ^3H - ^3He -Alters direkt vergleichbar. So berechnet Arnold [1999] aus den Tritium/Helium-Daten von M18/M30 Ausbreitungszeiten von $8,7 \pm 1,3$ Jahre für den Weg ins Islandbecken bzw. $9,2 \pm 1,3$ Jahre für das Erreichen des Rockall-Troges.

Die im Vergleich zum Irmingerbecken geringere, aber dennoch nachvollziehbare Erneuerung des LSW in den östlichen Becken zwischen 1991 und 1994 ist auch am Tritium/Helium-Paar und den FCKWs zu erkennen. So sinken $\delta^3\text{He}$ und ζ im Islandbecken und Rockall-Trog, was durch Zumischung von besser ventiliertem Wasser zu erklären ist. Das ^3H - ^3He -Alter ist im Islandbecken trotz der zeitlichen Differenz von drei Jahren nur leicht (von 16,2 auf 16,9 Jahre) gestiegen, während das Alter im Rockall-Trog deutlicher zunahm (17,0 auf 19,4 Jahre). Hier zeigt sich die Ausbreitungsrichtung des LSW, das zunächst das Islandbecken erreicht. Die gleiche Tendenz ist an den FCKWs abzulesen: Während der Konzentrationsanstieg im Islandbecken vergleichsweise deutlich ausfällt, sind die Unterschiede im Rockall-Trog geringer. Da die horizontale Ausdehnung des Interpolationsbereiches für die beiden Becken groß gewählt wurde (sie grenzen direkt aneinander), sind die Unterschiede im formalen Alter zwischen Islandbecken und Rockall-Trog eventuell geringer als Mittelwerte über kleinere, weiter auseinander liegende Re-

gionen. Eine mittlere Ausbreitungszeit zwischen den Becken läßt sich aber ohnehin nur schwer direkt angeben: Die Ankunft des besser ventilierten LSW im Islandbecken ergibt 1994 ein um 2,5 Jahre geringeres Alter als im Rockall-Trog, während der Unterschied 1991 nicht so groß ausfällt (0,8 Jahre). Immerhin erscheint anhand der Daten ein Zeitintervall von 1–2 Jahren als realistisch, was sich mit den Angaben von Sy et al. [1997] deckt.

Sowohl die Temperatur- als auch die Spurenstoffwerte von M39 zeigen, daß die Auffrischung des östlichen LSW sich über 1994 hinaus fortgesetzt hat, obwohl zwischenzeitlich die Neubildungsrate des LSW abgenommen haben dürfte. Die potentielle Temperatur nimmt in den östlichen Becken weiter ab, auch der Salzgehalt sinkt erkennbar. Die Abnahme des $\delta^3\text{He}$ und damit einhergehend des stabilen Tritiums belegen diese Tendenz. Das ^3H - ^3He -Alter ist in beiden Becken konstant bzw. steigt nur leicht, was wegen des Beprobungsabstandes von drei Jahren als deutliches Zeichen für die advective Ventilation in diesem Bereich gewertet werden kann. Auch in diesem Fall ist eine Ausbreitungszeit von 2 Jahren mit den Daten vereinbar. Weiterhin läßt sich aus der Tatsache, daß die Reversion des Trends im LSW des Irmingerbeckens offensichtlich noch nicht das Islandbecken erreicht hat, eine Obergrenze von 3 Jahren für die Ausbreitung des LSW zwischen diesen Becken angeben. Diese Angabe ist ähnlich zu den Angaben von Sy et al. [1997] im Sinne der Geschwindigkeit einer Frontausbreitung zu verstehen. Die Werte von Arnold [1999] aus den mittleren Altersunterschieden ($8,7 \pm 1,3$ Jahre) bzw. aus einem Boxmodell ($9,3 \pm 0,4$ Jahre) sind dagegen mittlere Ausbreitungszeiten, denen die Definition eines vollständigen Volumenaustausches des LSW zugrundeliegt.

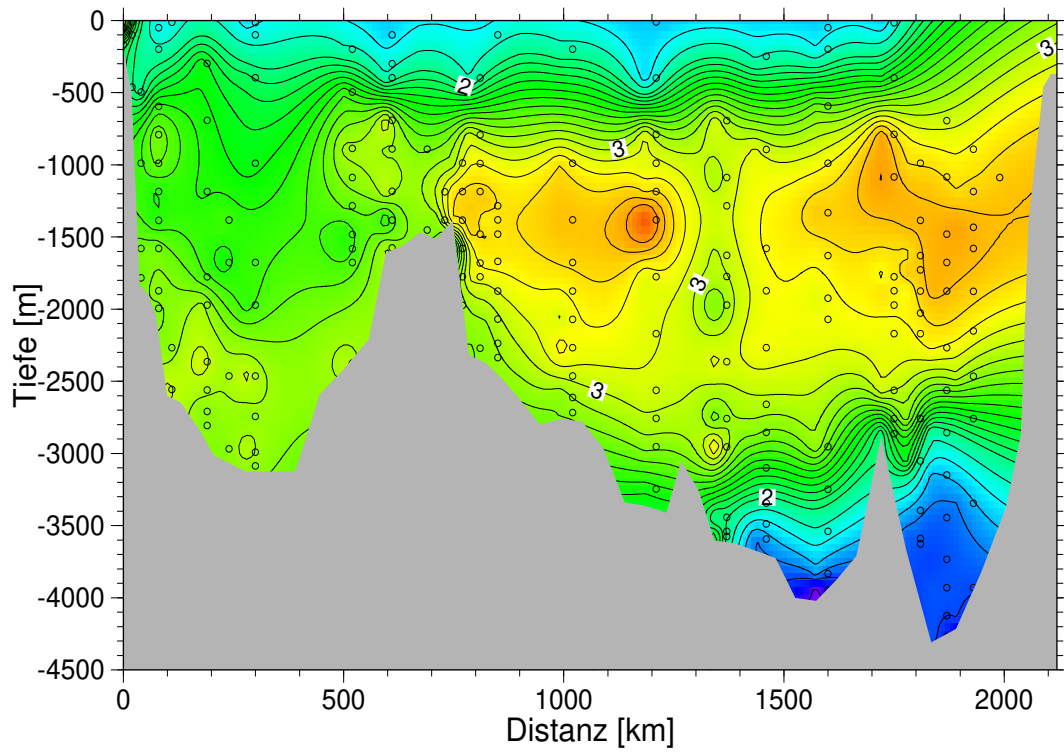


Abbildung 5.12: Stabiles Tritium ζ (in TU) auf M39

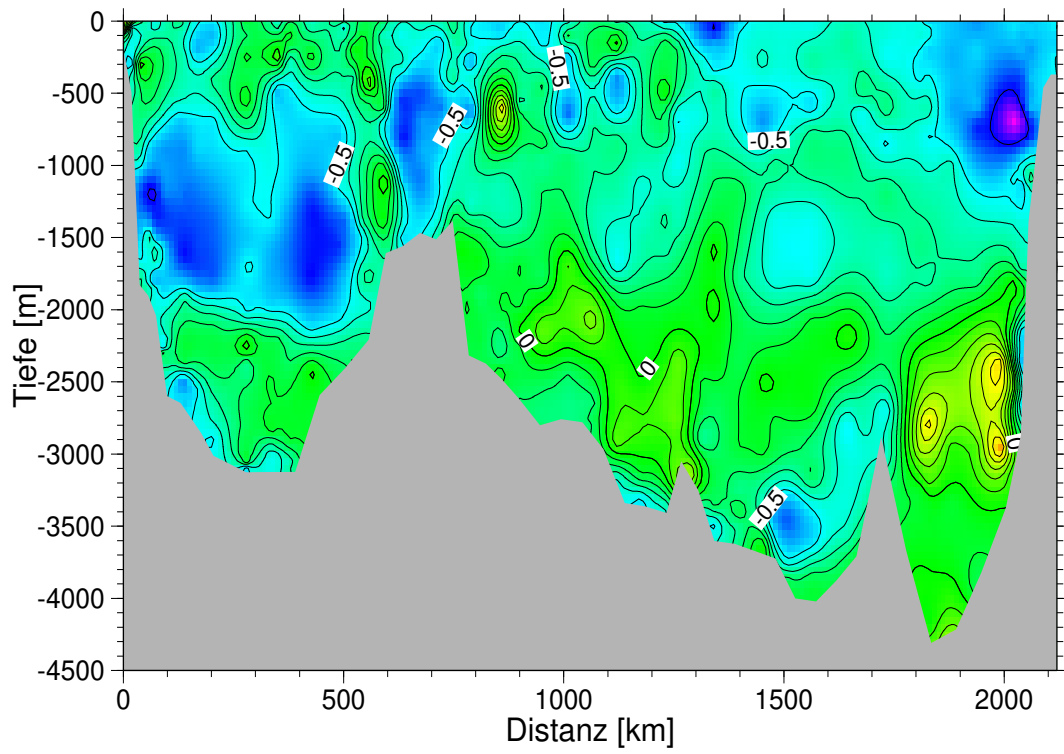


Abbildung 5.13: $\Delta\zeta$ (in TU) zwischen M30 und M18

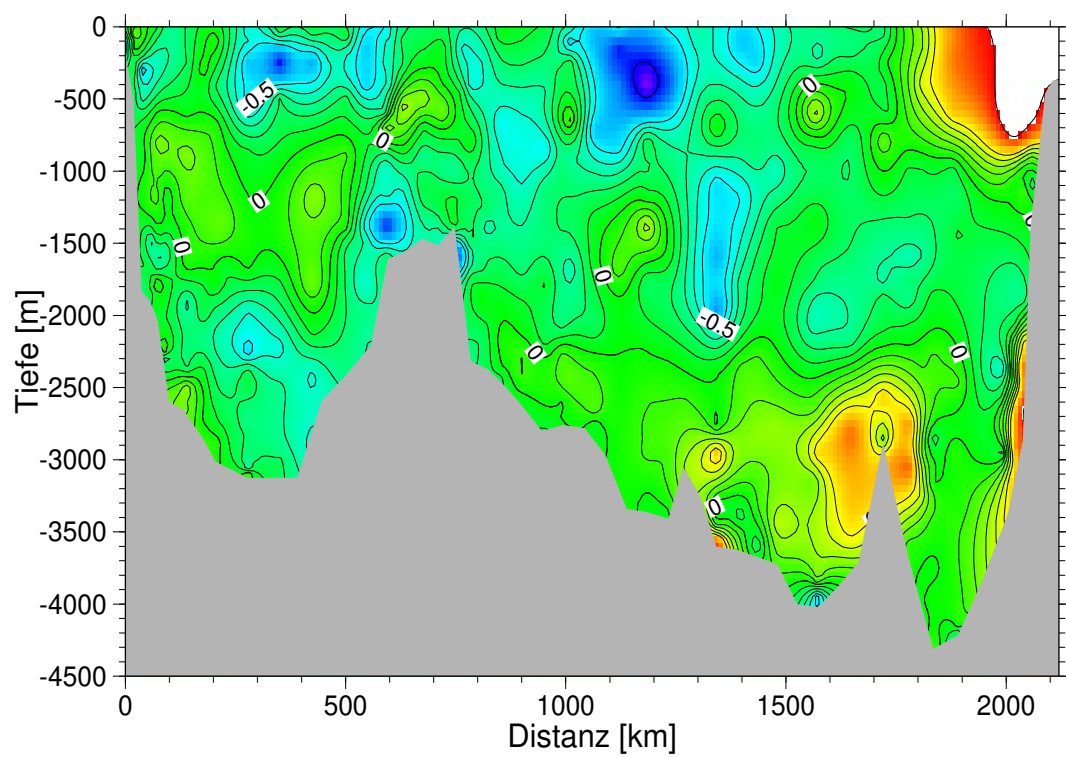


Abbildung 5.14: $\Delta\zeta$ (in TU) zwischen M39 und M30

Fahrt	θ [°C]	S	Tritium [TU]	$\delta^3\text{He}$ [%]	Alter [a]	ζ [TU]	F11 [pmol/kg]	F12 [pmol/kg]
M18	$3,12 \pm 0,15$	$34,879 \pm 0,023$	$1,79 \pm 0,13$	$4,67 \pm 1,13$	$10,8 \pm 2,0$	$3,27 \pm 0,16$	$2,84 \pm 0,41$	$1,29 \pm 0,19$
M30	$2,96 \pm 0,16$	$34,863 \pm 0,018$	$1,58 \pm 0,05$	$2,49 \pm 1,09$	$8,6 \pm 1,9$	$2,54 \pm 0,21$	$4,14 \pm 0,37$	$1,86 \pm 0,18$
M39	$2,99 \pm 0,19$	$34,866 \pm 0,021$	$1,32 \pm 0,06$	$3,75 \pm 0,58$	$12,0 \pm 1,3$	$2,58 \pm 0,08$	$3,69 \pm 0,30$	$1,83 \pm 0,15$

Tabelle 5.2: Mittelwerte und Standardabweichungen im LSW (Irmingerbecken)

Fahrt	θ [°C]	S	Tritium [TU]	$\delta^3\text{He}$ [%]	Alter [a]	ζ [TU]	F11 [pmol/kg]	F12 [pmol/kg]
M18	$3,34 \pm 0,07$	$34,904 \pm 0,010$	$1,50 \pm 0,08$	$7,66 \pm 0,32$	$16,2 \pm 0,8$	$3,68 \pm 0,09$	$1,68 \pm 0,16$	$0,76 \pm 0,07$
M30	$3,26 \pm 0,08$	$34,896 \pm 0,008$	$1,33 \pm 0,06$	$7,30 \pm 0,37$	$16,9 \pm 0,7$	$3,43 \pm 0,10$	$2,44 \pm 0,16$	$1,08 \pm 0,07$
M39	$3,20 \pm 0,09$	$34,888 \pm 0,007$	$1,21 \pm 0,03$	$6,89 \pm 0,47$	$17,5 \pm 0,8$	$3,20 \pm 0,12$	$2,69 \pm 0,16$	$1,25 \pm 0,12$

Tabelle 5.3: LSW (Islandbecken)

Fahrt	θ [°C]	S	Tritium [TU]	$\delta^3\text{He}$ [%]	Alter [a]	ζ [TU]	F11 [pmol/kg]	F12 [pmol/kg]
M18	$3,37 \pm 0,05$	$34,908 \pm 0,008$	$1,43 \pm 0,11$	$7,94 \pm 0,17$	$17,0 \pm 0,9$	$3,66 \pm 0,12$	$1,54 \pm 0,18$	$0,70 \pm 0,08$
M30	$3,27 \pm 0,04$	$34,905 \pm 0,006$	$1,16 \pm 0,08$	$8,10 \pm 0,18$	$19,4 \pm 0,9$	$3,42 \pm 0,06$	$1,90 \pm 0,16$	$0,87 \pm 0,08$
M39	$3,24 \pm 0,05$	$34,895 \pm 0,006$	$1,10 \pm 0,13$	$7,67 \pm 0,31$	$19,7 \pm 2,2$	$3,27 \pm 0,06$	$2,32 \pm 0,24$	$1,10 \pm 0,10$

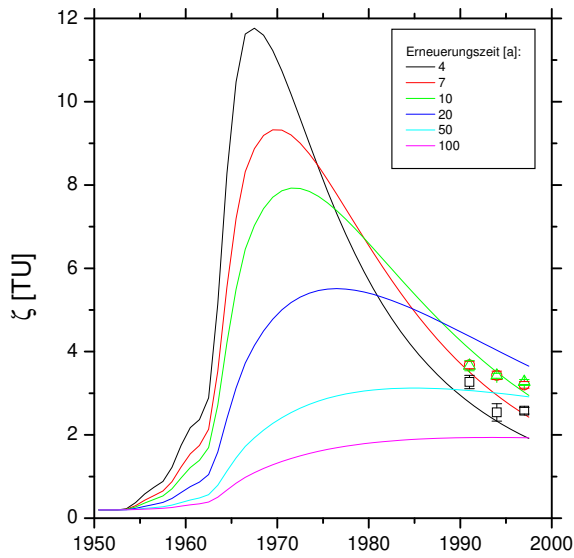
Tabelle 5.4: LSW (Rockall Trog)

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Spurenstoffdaten das „Standardmodell“ des subpolaren Nordatlantiks, nämlich die Kopplung an die NAO, für das LSW bestätigen. In den Jahren mit positivem NAOI wurden vermehrte Konvektion und nachfolgend rasche Ausbreitung dieses Wasserkörpers festgestellt. Die Daten von M39, deren Beprobung in eine Phase mit neutralem bis leicht negativem NAOI fallen, deuten auf eine stagnierende Neubildung des LSW bzw. eine langsamere Ausbreitung westlich des MAR hin. In den östlichen Becken dagegen setzt sich die Auffrischung des dortigen LSW weiter fort. Aus der Ankunft der Tracersignale läßt sich eine Ausbreitungszeit des LSW zwischen Irminger- und Islandbecken auf < 3 Jahre bzw. auf 1–2 Jahre zwischen Islandbecken und Rockall-Trog abschätzen. Eine Berechnung der mittleren Ausbreitungszeit z.B. anhand eines umfangreichen Boxmodells soll an dieser Stelle nicht erfolgen. Ein Vergleich der gemittelten Tracerwerte mit dem einfachen, in Kap. 2.7.6 beschriebenen Modell verdeutlicht schon gut, daß die Entwicklung der Erneuerungsrate in den westlichen und östlichen Becken unterschiedlich verlaufen ist. In Abb. 5.15(a) ist zunächst das gemittelte stabile Tritium der drei Ausfahrten und Becken zusammen mit den errechneten Modellkurven eingetragen. Obwohl die Position der Punkte nicht als Hinweis auf die absoluten Erneuerungszeiten gesehen werden können, da jegliche Modifikation durch Mischprozesse vernachlässigt wurde, wird die enge Kopplung von Islandbecken und Rockalltrog und der Unterschied zur Entwicklung im Irmingerbecken deutlich. Klar wird jedoch auch, daß die Absolutkonzentration des stabilen Tritiums nicht mehr als aussagekräftiger Indikator für die mittlere Erneuerungszeit in Betracht kommt. Die Abgabe von tritiogenem ^3H an die Atmosphäre bei rasch erneuerten Wassermassen sowie der geringere Tritiumeintrag bei den trägeren Wässern halten sich mittlerweile die Waage und machen eine quantitative Auswertung praktisch unmöglich.

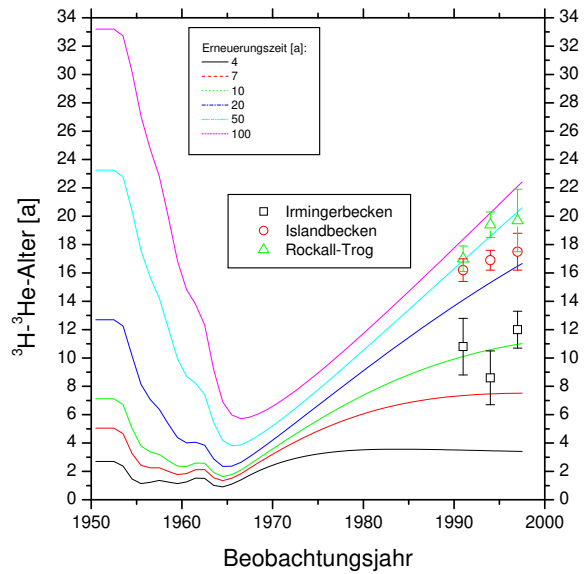
Der gemeinsame Blick auf modellierte und beobachtete ^3H - ^3He -Alter in Abb. 5.15(b) dagegen ist informativer, da dieses formale Alter ausschließlich auf dem Tritiumzerfall basiert und daher vom absoluten Isotopeneintrag unabhängig ist. An der Altersentwicklung des LSW im Irmingerbecken ist gut zu erkennen, daß zwischen 1991 und 1994 die mittlere Erneuerungszeit infolge der intensiven Konvektionsaktivität drastisch gesunken ist (in diesem stark vereinfachten Modell von etwa 11 auf 7 Jahre), während ein ebenso deutlicher Anstieg dieser Größe zurück auf 11 Jahre in 1997 belegt, daß die Konvektion in diesen Jahren praktisch zum Erliegen gekommen ist. Die Auftragung der Punkte des Irmingerbeckens bzw. des Rockalltroges in diesem Diagramm berücksichtigt nicht die Advektionszeit des LSW (das Modell gilt für die Konvektionsregion selbst). Dennoch ist zu erkennen, daß die Erneuerung der östlichen Becken weiter fortschreitet, wobei das Irmingerbecken besser an die LSW-Bildungsregion angekoppelt ist als der Rockall-Trog.

5.2.3 DSOW und ISOW

Im Hinblick auf den Prozeß des Overturning und seine Abhängigkeit vom NAO sind auch eventuelle Variabilitäten in der Stärke der Overflows von Interesse. Nach allgemeiner Ansicht sollte



(a) Entwicklung des stabilen Tritiums im LSW



(b) ^3H - ^3He -Alter des LSW im Vergleich zur modellierten Altersentwicklung

Abbildung 5.15: Vergleich der gemittelten LSW-Daten mit einem einfachen Boxmodell

die Neubildungsrate des LSW und die der Overflows bis zu einem gewissen Grad antikorreliert sein. Für das Jahr 1997 wäre daher ein vermehrter Einstrom der Overflows zu erwarten. Die auf M39 gefundenen niedrigen Temperaturen im DSOW wären ein Anzeichen für eine derartige Intensivierung, wie sie auch von anderen Autoren vermutet wurde [McCartney et al., 1998]. In Abb. 5.16 sind daher analog zur Darstellung im letzten Abschnitt die gemittelten ^3H - ^3He -Alter der beiden Overflows in das Modelldiagramm eingezeichnet. Die DSOW-Werte entstammen dem Irminger-, die ISOW-Daten dem Islandbecken (vgl. Tab. 5.5 bzw. 5.6). Zunächst ist zu erkennen, daß das DSOW zügiger erneuert wird als das ISOW, was sich in geringeren ^3H - ^3He -Alteren äußert. Weiterhin ist anzumerken, daß im Rahmen des angegebenen Fehlers für beide Überstromwassermassen kein eindeutiger Trend bzw. keine Variabilität der Erneuerungsrate festzustellen ist, die über die Voraussagen des einfachen Boxmodells hinausgeht. Wie in Kap. 6 deutlich werden wird, schwanken zumindest die Parameterwerte des DSOW auf relativ kurzen Zeitskalen von einem Jahr oder weniger. Da zwischen den drei Beprobungen von M18, M30 und M39 jeweils drei Jahre liegen, ist nicht zu entscheiden, ob die fehlende Bestätigung der erwarteten Overflow-Intensivierung nur aus einem ungünstig gewählten Beobachtungszeitpunkt resultiert oder die Antikorrelation zur LSW-Neubildung nicht so stark ist wie angenommen.

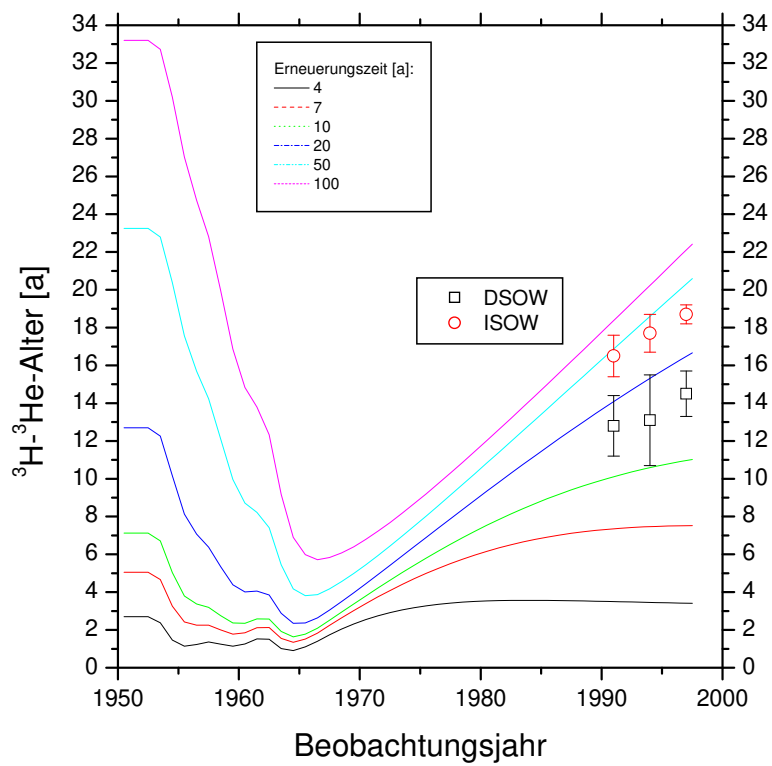


Abbildung 5.16: Gemittelte ^3H - ^3He -Alter und Modellkurven

Fahrt	θ [°C]	S	Tritium [TU]	$\delta^3\text{He}$ [%]	Alter [a]	ζ [TU]	F11 [pmol/kg]	F12 [pmol/kg]
M18	$1,87 \pm 0,34$	$34,897 \pm 0,015$	$1,63 \pm 0,16$	$5,34 \pm 0,58$	$12,8 \pm 1,6$	$3,32 \pm 0,05$	$2,49 \pm 0,48$	$1,12 \pm 0,21$
M30	$1,64 \pm 0,40$	$34,880 \pm 0,016$	$1,45 \pm 0,13$	$4,72 \pm 1,06$	$13,1 \pm 2,4$	$2,92 \pm 0,12$	$3,47 \pm 0,59$	$1,53 \pm 0,27$
M39	$1,84 \pm 0,32$	$34,893 \pm 0,009$	$1,29 \pm 0,09$	$5,10 \pm 0,41$	$14,5 \pm 1,2$	$2,87 \pm 0,06$	$3,12 \pm 0,34$	$1,55 \pm 0,17$

Tabelle 5.5: DSOW (Irminger Becken)

Fahrt	θ [°C]	S	Tritium [TU]	$\delta^3\text{He}$ [%]	Alter [a]	ζ [TU]	F11 [pmol/kg]	F12 [pmol/kg]
M18	$2,68 \pm 0,11$	$34,973 \pm 0,007$	$1,21 \pm 0,10$	$6,17 \pm 0,29$	$16,5 \pm 1,1$	$3,07 \pm 0,05$	$1,44 \pm 0,21$	$0,65 \pm 0,09$
M30	$2,59 \pm 0,09$	$34,963 \pm 0,004$	$1,08 \pm 0,08$	$6,14 \pm 0,22$	$17,7 \pm 1,0$	$2,90 \pm 0,06$	$2,06 \pm 0,24$	$1,89 \pm 0,12$
M39	$2,61 \pm 0,10$	$34,963 \pm 0,004$	$1,01 \pm 0,02$	$6,14 \pm 0,15$	$18,7 \pm 0,5$	$2,87 \pm 0,06$	$2,21 \pm 0,13$	$1,06 \pm 0,06$

Tabelle 5.6: ISOW

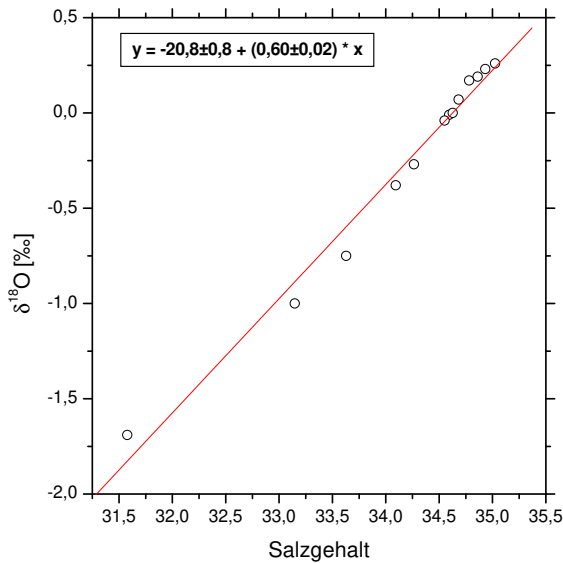
5.3 Süßwasseranteile im Untersuchungsgebiet

In den flachen Randströmen an den Küsten Grönlands und Kanadas gelangt Süßwasser arktischen Ursprungs in den westlichen subpolaren Nordatlantik, das vorwiegend aus dem Einstrom sibirischer und kanadischer Flüsse in den Arktischen Ozean stammt [Aagaard und Carmack, 1989, Bauch et al., 1995]. Daneben spielen auch Gletscher- und Eisschmelze [Azetsu-Scott und Tan, 1997] sowie ein leichter Überschuß der Niederschlagsmenge über die Verdunstung (Schmitt et al. [1989] geben für den Bereich zwischen 50° und 60° N einen Wert von $E - P = -25 \text{ cm a}^{-1}$ an) eine weitere, wenn auch untergeordnete Rolle. Da der arktische Niederschlag und damit auch der *river runoff* dieser Region durch den Kontinentaleffekt in den schweren Sauerstoffisotopen stark abgereichert ist (Östlund und Hut [1984] erhalten einen mittleren Wert von $\delta^{18}\text{O} \approx -21 \text{ ‰}$), sind diese Süßwasseranteile mit Hilfe der Sauerstoffisotopenverhältnisse leicht zu identifizieren. Infolge des hohen Tritiumgehaltes im Niederschlag der arktischen Region (im Jahre 1997 lag er bei etwa 28 TU [Walz, 2000]), ist auch infolge der höheren Tritiumkonzentrationen in den Randstrombereichen der Einfluß des arktischen Flußwassers feststellbar. In diesem Abschnitt soll anhand der $\delta^{18}\text{O}$ - und Tritiumwerte der Süßwasseranteil in den Oberflächenproben abgeschätzt werden. Außerdem wird untersucht, ob sich charakteristische $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen in den Wassermassen der Region feststellen lassen.

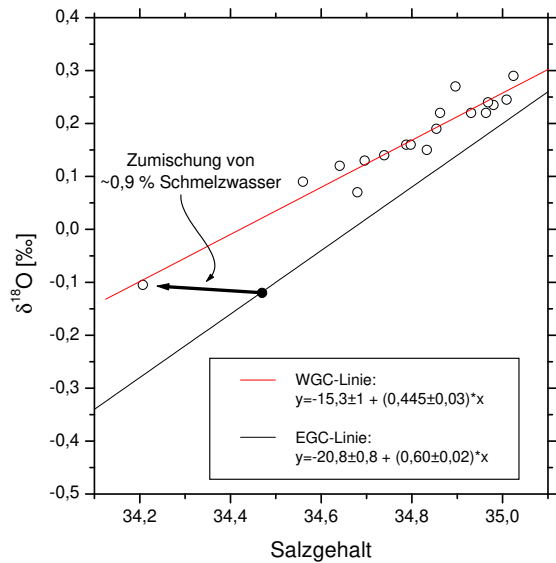
5.3.1 $\delta^{18}\text{O}$ in den flachen Randströmen

Da sowohl das $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis als auch der Salzgehalt konservative Parameter sind, ist die Vermischung zweier Wassermassen mit unterschiedlichen Parameterpaaren entlang einer Mischlinie im $\delta^{18}\text{O}$ -S-Diagramm darstellbar. Eine Abweichung von dieser Mischlinie ist möglich, wenn in betrachteten Region ein ausgeprägter Niederschlags- bzw. Verdunstungsüberschuß besteht (was im subpolaren Nordatlantik nicht der Fall ist, s.o.) oder Eisbildung und -schmelze eine wichtige Rolle spielen. Meereis ist infolge von Fraktionierungseffekten beim Phasenübergang isotopisch schwerer als das Wasser, aus dem es gebildet wurde. Der Trennfaktor ist dabei abhängig von der Geschwindigkeit der Eisbildung und beträgt z.B. für Schelfeis etwa 2,1 ‰ [Melling und Moore, 1995]. Auch der Salzgehalt des Eises kann je nach Typ und Alter variieren, wobei er meist im Bereich um $S = 3$ liegt [Bauch et al., 1995, Frank, 1996].

Abb. 5.17 stellt die oberflächennahen ($< 150 \text{ m}$) Proben im Bereich des EGC sowie des WGC zusammen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -S-Korrelation für den Ostgrönlandstrom impliziert eine binäre Mischung zwischen AW bzw. seinem Derivat SPMW mit $\delta^{18}\text{O} \approx 0,3 \text{ ‰}$ und $S \approx 35,0$ und einem Wasser, das isotopisch deutlich leichter ist. Der Achsenabschnitt der Gerade bei $S = 0$ liegt bei $-20,8 \pm 0,8 \text{ ‰}$, die Steigung bei etwa $0,6 \text{ ‰}$. Diese Werte stimmen sehr gut mit den Ergebnissen anderer Autoren überein. So finden Fairbanks [1982] eine Mischungslinie mit den Fitparametern $-21,7 \text{ ‰}$ bzw. $0,63 \pm 0,04$. Frew et al. [2000] erhalten einen etwas tieferen Achsenabschnitt von $(-23 \pm 1) \text{ ‰}$, ihre Daten erfassen jedoch nicht die Randstrombereiche und sind daher mit einem größeren Fehler behaftet. Der hier ermittelte Achsenabschnitt stimmt sehr gut mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -



(a) Ostgrönlandstrom



(b) Westgrönlandstrom

Abbildung 5.17: $\delta^{18}\text{O}$ -S-Korrelation der flachen grönländischen Randströme und die sich ergebenden Ausgleichsgeraden (= Mischungslinien). In (b) ist für eine Probe exemplarisch die Auswirkung einer Zumischung von Meereisschmelzwasser eingezeichnet (s. Text).

Wert der meteorischen Wässer der Arktis überein und impliziert, daß im wesentlichen arktisches Flußwasser die zweite Mischungskomponente bildet.

Alle Datenpunkte des EGC folgen der meteorischen Linie, was belegt, daß sich das Wasser dieses Stroms als Mischung aus (modifiziertem) AW und arktischem Flußwasser darstellen läßt. Einflüsse von Eisbildung und -schmelze sind hier nicht zu identifizieren. Für den Bereich des WGC ist jedoch eine deutliche Abweichung von der EGC-Linie in eine isotopisch schwerere Richtung festzustellen (Abb. 5.17(b)). Ein ähnlicher Effekt ist auch für M30 zu beobachten, wenn auch weniger stark ausgeprägt [Arnold, 1999]. Es findet offensichtlich eine Modifikation des Polaren Wassers im WGC durch eine weitere Komponente statt. Gletschereis kommt hierfür nicht in Frage, da es noch geringere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aufweist als das arktische Flußwasser (Azetsu-Scott und Tan [1997] messen für Eisberge der ostgrönländischen Fjorde ein $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis von etwa -29‰). Da Meereis isotopisch etwas schwerer als sein Ausgangswasser ist (s.o.), wäre Meereisschmelzwasser ein möglicher Mischpartner. Um größenordnungsmäßig abzuschätzen, wie viel geschmolzenes Meereis einem Wasser der meteorischen Linie zugemischt werden müßte, um die beobachtete Abweichung hervorzurufen, werden folgende Annahmen gemacht: Einem Wasser auf der EGC-Linie (S_{EGC} , $\delta^{18}\text{O}_{EGC}$) wird Schmelzwasser aus Eis zugemischt, das aus demselben Wassertyp entstanden ist ($S_{Eis} = 3$, $\delta^{18}\text{O}_{Eis} = \delta^{18}\text{O}_{EGC} + 2,1\text{‰}$). Es ergibt sich

das Gleichungssystem für den Mischungsanteil x :

$$x \cdot \delta^{18}\text{O}_{EGC} + (1 - x) \cdot \delta^{18}\text{O}_{Eis} = \delta^{18}\text{O}_{WGC} \quad (5.16)$$

$$x \cdot S_{EGC} + (1 - x) \cdot S_{Eis} = S_{WGC} \quad (5.17)$$

Zusätzlich werden die empirischen $\delta^{18}\text{O}$ -S-Korrelationen für den EGC und den WGC verwendet. Für die in Abb. 5.17(b) eingezeichnete Mischung muß zu 99,1 % Ausgangswasser mit $S = 34,47$ und $\delta^{18}\text{O} = -0,12$ ‰ etwa 0,9 % Eiswasser gemischt werden, um auf das gemessene Parameterpaar von 34,42 bzw. -0,10 ‰ zu kommen. Dieser Wert kann wegen der Unsicherheiten in den Annahmen nur als grobe Abschätzung dienen, zeigt jedoch, daß geschmolzenes Meereis als dritte Mischungskomponente realistisch ist. So ermittelten z.B. Khatiwala und Fairbanks [1999] für mehrere Stationen auf dem Labradorschelf einen Einfluß von Eisbildung bzw. -schmelze, der etwa 1 % der Wassersäule (bei 200–300 m Tiefe) ausmachte.

Auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Daten im Labradorstrom weisen eine Abweichung von der meteorischen Linie auf (Abb. 5.18), die allerdings weniger stark ausgeprägt ist als im WGC und sehr gut mit früheren Ergebnissen übereinstimmt [Arnold, 1999]. Zwar ist auch hier ein Einfluß von geschmolzenem Meereis denkbar, jedoch ist zunächst zu berücksichtigen, daß große Teile des LC aus Wassermassen bestehen, die aus dem kanadischen Archipel stammen und über die Davis-Straße in die nordwestliche Labradorsee einströmen. Chapman und Beardsley [1989] erhalten für Stationen in der Davis-Straße eine $\delta^{18}\text{O}$ -S-Korrelation gemäß $\delta^{18}\text{O} = (-18,29 + 0,53 S)$ ‰, die relativ dicht an der hier gemessenen Korrelation für das Labrador-Schelf liegt. Somit wäre die beobachtete Verteilung als Mischung von Wasser aus der Davis-Straße und arktischem Flußwasser aus dem EGC/WGC-System denkbar. Da aber auf dem Labrador-Schelf auch *Runoff*-Anteile vom nordamerikanischen Kontinent eine Rolle spielen (z.B. aus der Hudson-Mündung), reicht die hier vorliegende Datenbasis nicht aus, um eine genauere Komponententrennung durchzuführen.

5.4 $\delta^{18}\text{O}$ in den tiefen Wassermassen

Wie beschrieben wird die $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung im subpolaren Nordatlantik dominiert durch eine Mischungslinie zwischen AW und arktischem Flußwasser. Vor allem für die konvektiv erneuerten Wassermassen, die stark an die Oberflächenschichten gekoppelt sind, ist es interessant, ob auch sie der meteorischen Linie folgen oder ob z.B. Eisbildungsprozesse bei ihrer Entstehung einen meßbaren Einfluß auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur nehmen. Frew et al. [2000] untersuchten einen Datensatz aus dem subpolaren Nordatlantik aus dem Jahre 1991 und fanden signifikante Unterschiede in den tieferen Wassermassen. Insbesondere konnten sie die geringsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (im Bereich um 0,10 ‰) im LSW feststellen, das damit von ihrer meteorischen Linie deutlich abwich (im $\delta^{18}\text{O}$ -S-Diagramm lag es unterhalb der meteorischen Linie). Das DSOW (in der genannten Arbeit als NWABW bezeichnet), dem bei seinem Absinken südlich der Dänemarkstraße Anteile an LSW zugemischt werden, lag entsprechend zwischen meteorischer Linie und LSW. Aus der Differenz

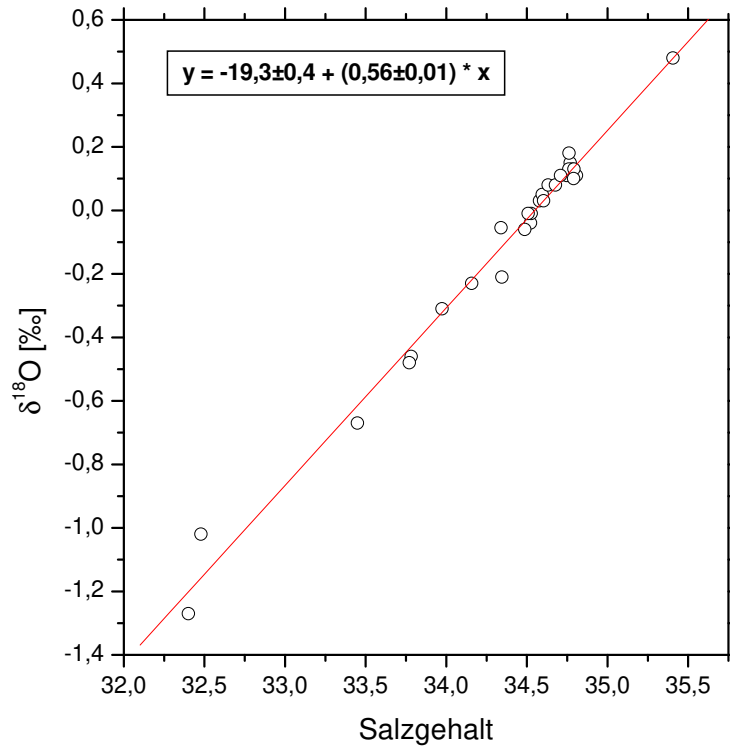
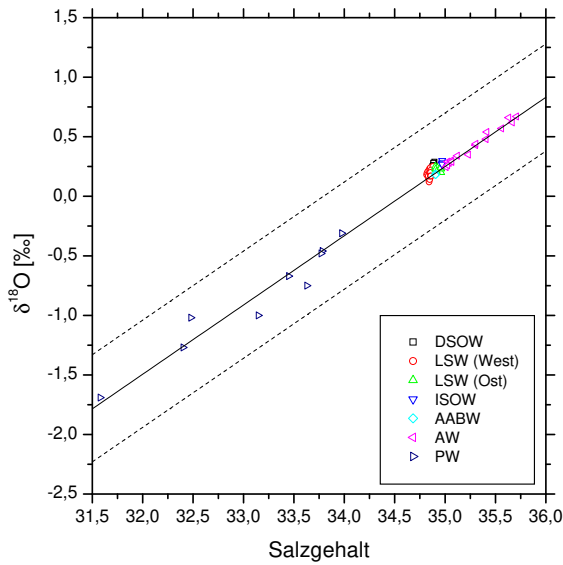


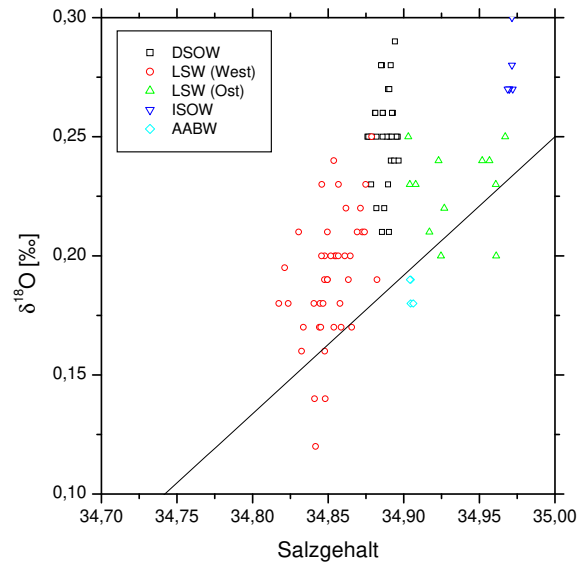
Abbildung 5.18: $\delta^{18}\text{O}$ -S-Korrelation im Labradorstrom und Mischungslinie.

des LSW zur meteorischen Linie berechneten Frew et al. [2000] ein Meereisdefizit entsprechend $\approx 250 \text{ km}^3$, das die $\delta^{18}\text{O}$ -Signatur des LSW in die beobachtete Richtung ändert. Den Autoren zufolge findet die Eisbildung, die sich im Restwasser als Salzüberschuß bzw. ^{18}O -Defizit äußert, nicht notwendig in der Labradorsee selbst statt, seine Auswirkungen könnten stattdessen z.B. durch den EGC in die Labradorsee transportiert werden.

In Abb. 5.19 sind die Daten von M39 entsprechend ihrer Zugehörigkeit zu den einzelnen Wassermassen dargestellt. Die eingezeichnete Linie ergibt sich als Mischungsgerade aus PW (Oberflächenproben im Randstrombereich) und AW im Bereich des Rockalltroges und entspricht in etwa der oben beschriebenen meteorischen Linie im EGC. Zusätzlich sind zwei Parallelen angegeben, die die Unsicherheit im Achsenabschnitt der Geraden darstellen. Wie zu erkennen ist, liegen sämtliche Datenpunkte im Bereich der Mischungslinie. Insbesondere sind keine charakteristischen Signaturen im LSW zu erkennen. Diese Divergenz zu den Beobachtungen von Frew et al. [2000] ist nur schwer zu erklären. Während in der Bildungsregion des Labradorseewassers selbst eine Änderung des LSW-Isotopenverhältnisses durch abweichende Oberflächenverhältnisse auf relativ kurzen Zeitskalen denkbar ist, wäre eine vollständige Änderung der LSW-Signatur im Westeuropäischen Becken zwischen 1991 und 1997 nur schwerlich möglich und vor allem nicht mit der Variabilität der anderen Parameter (z.B. dem Salzgehalt) vereinbar. Ein systematischer Fehler in den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von M39 kommt ebenfalls nicht in Betracht. Das Meßsystem



(a)



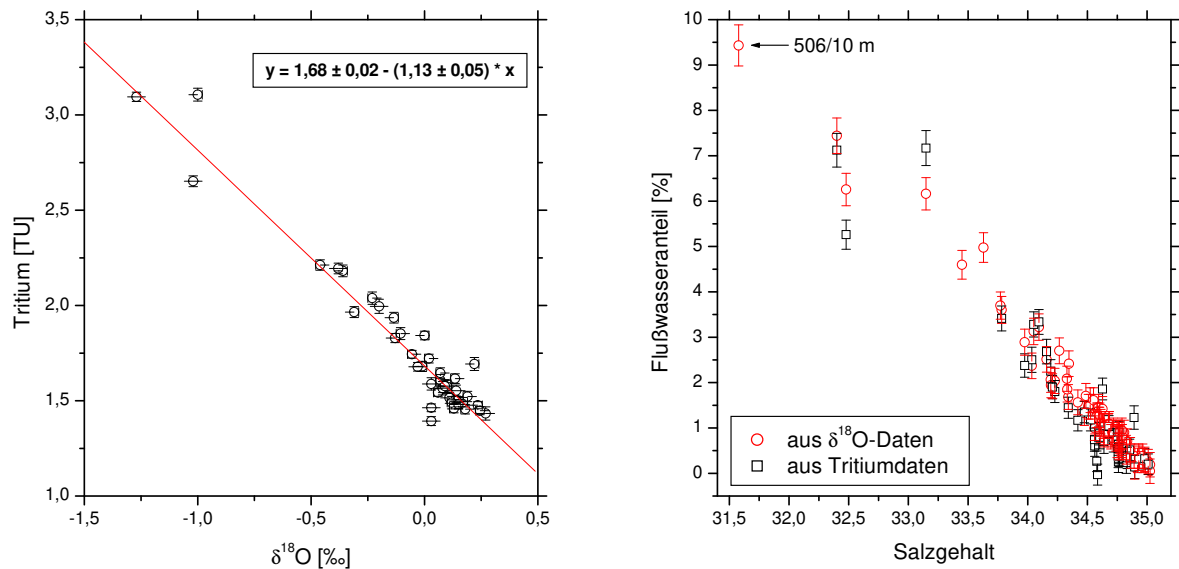
(b)

Abbildung 5.19: $\delta^{18}\text{O}$ -S-Korrelation für die Hauptwassermassen des subpolaren Nordatlantiks anhand der M39-Daten. Die eingezeichnete Linie ist eine Mischungslinie zwischen dem AW im Westeuropäischen Becken und dem PW der östlichen Randströme.

wird kontinuierlich gegen Standards geeicht; zudem würde ein Eichfehler ohnehin nur die Mischgerade insgesamt verschieben und kann nicht als Erklärung für das Fehlen von Differenzen in den einzelnen Wassermassen dienen. Bei den Proben selbst ist eine systematische Beeinflussung durch zwei Faktoren denkbar: Verschiebung des Isotopenverhältnisses durch Verdunstung von Probenwasser und Austausch mit atmosphärischem Wasserdampf. Ersteres verändert jedoch alle Proben gleichermaßen in Richtung auf höhere Salzgehalte und isotopisch schwerere Verhältnisse, während letzteres die Proben weiter abreichert und damit in die falsche Richtung verschiebt (die beobachteten LSW-Verhältnisse von 0,2–0,25 ‰ liegen über den Werten von Frew et al. [2000]). Insofern bleibt nur festzustellen, daß anhand der M39-Daten keine charakteristischen $\delta^{18}\text{O}$ -Signaturen in den einzelnen Wassermassen und daher auch kein meßbarer Einfluß von Eisbildung auf die Wassermassen des subpolaren Nordatlantiks zu erkennen sind.

5.5 Tritium- $\delta^{18}\text{O}$ -Korrelation

Da der arktische Niederschlag nicht nur ein geringes Sauerstoffisotopenverhältnis, sondern auch hohe Tritiumkonzentrationen aufweist, macht sich das PW durch einen im Vergleich zu anderen Oberflächenwässern höheren Tritiumgehalt bemerkbar. Entlang des Ausbreitungspfadcs nimmt



(a) Tritium- $\delta^{18}\text{O}$ -Korrelation im Randstrombereich

(b) Flußwasseranteil der Proben berechnet aus Tritium- und $\delta^{18}\text{O}$ -Daten

Abbildung 5.20:

die Tritiumkonzentration des PW infolge des radioaktiven Zerfalls stetig ab; das entstehende tritiogene ^3He wird aus diesen flachen Schichten rasch an die Atmosphäre abgegeben. Das Polare Wasser gelangt mit dem EGC innerhalb weniger Jahre in den subpolaren Nordatlantik, so daß eine zerfallsbedingte Konzentrationsabnahme des PW südlich der Schwellen im Vergleich zu den Werten in der Mündungsregion der sibirischen Flüsse (der Laptev-See) zu erwarten ist.

In Abb. 5.20(a) sind die Tritium- und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Randstrombereiches gegeneinander aufgetragen. Wieder ist eine binäre Mischung zu erkennen, deren einer Endpunkt im Bereich des AW/SPMW liegt (1,4 TU, 0,3 ‰). Aus der angegebenen linearen Näherungsfunktion ergibt für $\delta^{18}\text{O} = -20,8 \pm 0,8$ ‰, dem oben ermittelten Sauerstoffisotopenverhältnis meteorischen Wassers, eine Tritiumkonzentration von $25,2 \pm 1$ TU. Dieser ist mit den Angaben für das arktische Flußwasser zu vergleichen (Walz [2000] berechnet für das Jahr 1997 eine Konzentration von 27 ± 3 TU). Die Konzentrationsdifferenz entspricht einer Advektionszeit des PW von seiner Bildungsregion bis ins Untersuchungsgebiet von etwa 2–6 Jahren, was in guter Übereinstimmung mit den Erwartungen steht. Auch die Tritiumdaten legen somit die Zusammensetzung der Randstromwässer aus AW und PW nahe.

Sowohl mit Hilfe der $\delta^{18}\text{O}$ - als auch der Tritiumdaten läßt sich der Anteil an arktischem Flußwasser in den Randstromproben berechnen (in Abb. 5.20(b) als Funktion des Salzgehalts dargestellt). Aufgrund der engen Korrelation der beiden Parameter stimmen die berechneten Anteile in beiden Fällen im Rahmen der Fehler überein. Die eingezeichneten Fehler ergeben sich aus den Einzelmeßfehlern und der Unsicherheit über die Parameter der Mischpartner. Hier wur-

de eine Mischung aus AW mit $(1,4 \pm 0,05 \text{ TU})$ bzw. $(0,3 \pm 0,05 \text{ ‰})$ und PW mit $(25,2 \pm 1,0 \text{ TU})$ bzw. $(-20,8 \pm 0,8 \text{ ‰})$ angenommen. Die berechneten Anteile betragen einige Prozent des Gesamtvolumens, der höchste Wert bei Station 506 an der Südspitze Grönlands liegt bei 9,5 %. Eine genaue Kalkulation des Süßwasserstroms im Randstromsystems ist nicht möglich, da zum einen die durchströmte Fläche nicht bekannt ist und zudem die Tritium-Heliummethode für Oberflächenströmungen wegen der fortwährenden Äquilibration nicht angewendet werden kann. Eine überschlägige Rechnung zeigt jedoch, daß bei einer EGC-Stärke von 5 Sv [Schmitz und McCartney, 1993] und einem mittleren Süßwasseranteil von etwa 5 % die Transportrate im Bereich der in der Literatur vertretenen Werte liegt (z.B. Khatiwala und Fairbanks [1999]: $\approx 30 \text{ mSv}$).

Kapitel 6

Optimum Multiparameter Analyse (OMP)

Wie in den vorangegangenen Kapiteln deutlich wurde, erschwert die kontinuierliche Vermischung verschiedener Wassermassen oft eine eindeutige Interpretation der gemessenen Spurenstoffdaten. Um die Auswirkungen dieser Mischprozesse auf die Resultate abschätzen zu können, werden vielfach Boxmodelle konzipiert, in denen Wassermassen als feste Volumina und der Mischvorgang als Austausch von Teilvolumina dargestellt werden. Die Eingangsparameter werden anschließend variiert, bis die modellierte Spurenstoffkonzentration mit dem beobachteten Verlauf im Rahmen der Möglichkeiten übereinstimmt. Derartige Boxmodelle eignen sich gut, um z.B. die zeitliche Entwicklung der Konzentration eines transienten Tracers in einer konvektiv erneuerten Wassermasse zu rekonstruieren (vgl. das einfache Modell in Kap. 2.7.6). An dieser Stelle soll eine alternative Methode vorgestellt werden, die unter Verwendung der Hydrographie und der biologischen Spurenstoffe durch eine inverse Berechnung auf die Wassermassenanteile in den Proben zurückschließt. Mit diesem Wissen kann in einem zweiten Schritt eine detailliertere Interpretation der Tracerdaten erfolgen.

6.1 Methode

Die sogenannte *optimum multiparameter analysis* (OMP) ist eine Erweiterung der klassischen Wassermassenanalyse im T-S-Diagramm, bei der Wassermassen durch ihre charakteristischen Werte im T-S-Raum definiert werden. Unter der Annahme, daß die an einer Probe gemessenen Temperatur- und Salzwerte aus einer Mischung der so definierten Wassermassen entstehen, ergibt sich das lineare Gleichungssystem

$$\begin{aligned}x_1\theta_1 + x_2\theta_2 + x_3\theta_3 &= \theta_{obs} \\x_1S_1 + x_2S_2 + x_3S_3 &= S_{obs}\end{aligned}\tag{6.1}$$

$$x_1 + x_2 + x_3 = 1$$

Hierin bezeichnet x_i den Anteil der Wassermasse i in der Probe, θ_i bzw. S_i den charakteristischen Temperatur- bzw. Salzgehaltswert der Wassermasse und θ_{obs} bzw. S_{obs} die jeweiligen Meßdaten. Die letzte Zeile führt die Forderung der Massenerhaltung in das System ein. Da die meisten ozeanischen Mischprozesse auf turbulenter Diffusion beruhen, ist dies eine realistische Annahme und dürfte nur in einigen wenigen Fällen, in denen Prozesse wie Doppeldiffusion eine wichtige Rolle spielen, nicht erfüllt sein. Die exakte Lösung von Glg. 6.1 ermöglicht die Einbeziehung von bis zu drei Wassermassen in die Mischungsanalyse.

Tomczak [1981b,a] erhöhte die Zahl der verwendeten Parameter durch Hinzunahme der biologischen Größen, um die diapyknische Vermischung in Frontsystemen vor der Nordwestküste Afrikas quantifizieren zu können. Hierdurch konnten mehr Wassermassen berücksichtigt werden als in einer T-S-Analyse, die auf maximal drei Quelltypen beschränkt ist. Die exakte Lösung des Gleichungssystems bedeutet allerdings, daß die Lösung sensibel auf Fehler sowohl in den Annahmen als auch in den Meßdaten selbst reagiert. Aus diesem Grund etablierten Thompson und Edwards [1981], Mackas et al. [1987] und Tomczak und Large [1989] die OMP in ihrer eigentlichen Form, indem sie mehr Parameter als Wassertypen benutzten und das entstehende überbestimmte Gleichungssystem mit Hilfe eines *least square* Verfahrens lösten. Die so erhaltene Lösung ist stabiler als die exakte Form gegen Fehler in den Eingangsgrößen und liefert durch die mittlere Abweichung gleichzeitig einen Anhaltspunkt für die Güte der Mischungsanalyse.

Der erste Schritt der OMP besteht in der Repräsentation der beteiligten Wassermassen durch Punkte im Parameterraum, die oft als (Quell-)Wassertypen (QWT) bezeichnet werden. Für jeden Wassertyp g_j ($j = 1, \dots, m$) müssen also charakteristische Werte g_{ij} für die verwendeten Parameter i ($i = 1, \dots, n$) wie potentielle Temperatur, Salzgehalt, Nitrat usw. festgelegt werden. Faßt man die diversen Meßwerte zu einem Vektor d zusammen, so läßt sich das Gleichungssystem schreiben als

$$\begin{aligned} g_{11}x_1 + g_{12}x_2 + \dots + g_{1m}x_m &= d_1 \\ g_{21}x_1 + g_{22}x_2 + \dots + g_{2m}x_m &= d_2 \\ \vdots + \quad \vdots + \dots + \quad \vdots &= \quad \vdots \\ g_{n1}x_1 + g_{n2}x_2 + \dots + g_{nm}x_m &= d_n \end{aligned} \tag{6.2}$$

oder einfacher

$$Gx = d \tag{6.3}$$

Die OMP verwendet wie erwähnt ein überbestimmtes Gleichungssystem ($n > m$), um die Auswirkungen von Meßfehlern der einzelnen Parameter bzw. den Einfluß nicht erkannter Prozesse und Wassermassen auf die Lösung zu reduzieren. Daher besteht das weitere Vorgehen in der Minimierung der Residuen $R = Gx - d$. Dies geschieht prinzipiell mit einem *least square* Verfahren, d.h. mit der Vorgabe

$$\sum_i (R_i - \bar{R}_i)^2 = \min \quad (6.4)$$

Normierung

Die ozeanographischen Parameter, die in der OMP eingesetzt werden, differieren nicht nur in der absoluten Größe, sondern auch in ihrer Variationsbreite. So überdeckt etwa die potentielle Temperatur einen Wertebereich zwischen 0 und 20, der Salzgehalt dagegen 30 bis 36. Absolute Differenzen in den Parametern sind also unterschiedlich signifikant für die Berechnung des Mischungsanteils. Da die *least square* Lösung den quadrierten Abstandsvektor zum Datenpunkt minimiert, muß das Gleichungssystem zunächst normiert werden. Die Matrix der Quelltypen G sowie der Datenvektor d werden zeilenweise normiert (mit Ausnahme der letzten Zeile für die Massenerhaltung) durch

$$\tilde{G}_{ij} = \frac{(G_{ij} - \bar{G}_i)}{\sigma_i} \quad \text{und} \quad \tilde{d}_i = \frac{(d_i - \bar{G}_i)}{\sigma_i}, \quad (6.5)$$

wobei

$$\sigma_i = \frac{1}{m} \sqrt{\sum_{j=1}^m (G_{ij} - \bar{G}_i)^2} \quad \text{und} \quad \bar{G}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m G_{ij} \quad (6.6)$$

Gewichtung der Parameter

Trotz der Normierung unterscheiden sich die diversen Parameter in ihrem Gewicht bei der Berechnung der Anteile. Dies resultiert zum einen aus unterschiedlichen relativen Meßfehlern der einzelnen Größen. Während Temperatur und Salzgehalt sehr genau gemessen werden können, ist der Fehler der biologischen Parameter deutlich größer. Letztere sind zudem keine konservativen Parameter, und auch wenn diese Tatsache in der OMP näherungsweise berücksichtigt werden kann (s.u.), erhöht sie doch die Unsicherheit über die Signifikanz von Abweichungen in den Nährstoffen bzw. im Sauerstoff. Weiterhin ist der Begriff des Quellwassertyps nur ein abstraktes Konzept, dem in der Realität kein physikalisches Volumen zugeordnet werden kann. Vielmehr muß einer Wassermasse ein Werteintervall für jeden Parameter zugeordnet werden, sie ist also im Parameterraum durch ein $(m - 1)$ -dimensionales Ellipsoid um den QWT definiert. Der Wertebereich muß sowohl die Unsicherheit in der QWT-Definition als auch die natürliche Variabilität der Wassermasseneigenschaften berücksichtigen. Dies ist für die biologischen Parameter oft wesentlich schwieriger als für Temperatur und Salzgehalt, da die Datenbasis meist geringer und die Zuordnung von Werten weniger eindeutig möglich ist.

Die OMP berücksichtigt diese Unterschiede durch die Einführung einer Gewichtungsmatrix W , die die oben genannten Unsicherheiten quantifiziert. Die Festlegung von W bedarf – wie auch die Definition der Wassermassen selbst – einiger *a priori* Annahmen bzw. subjektiver Vorgaben des Anwenders. Dementsprechend existieren in der Literatur unterschiedliche Vorgehensweisen.

Während Thompson und Edwards [1981] nur die Meßgenauigkeit der einzelnen Parameter verwenden, berücksichtigen Mackas et al. [1987] auch die Wassermassenvariabilität. Sie addieren zur Matrix der Meßfehler (die diagonal ist, da die Messungen der einzelnen Parameter unabhängig voneinander sind) eine Dispersionsmatrix, die die Unsicherheit in der Wassermassendefinition beschreibt und auch Einträge außerhalb der Diagonalen hat. Dies ist physikalisch sinnvoll, da Schwankungen in den Wassermasseneigenschaften oft miteinander korreliert sind. Die Dispersionsmatrix wird durch Inspektion historischer Daten abgeschätzt und gegebenenfalls unter Einbeziehung der Restabweichung variiert. Tomczak und Large [1989] legen ihre (diagonale) Matrix von vorneherein fest, um so aus den Restabweichungen einen Hinweis auf die Güte der Mischungsrechnung zu erhalten. Sie definieren ihre Gewichtungsmatrix gemäß

$$W_j = \frac{\sigma_j^2}{\partial_{j,max}} \quad (6.7)$$

Dabei bezeichnet $\partial_{j,max}$ die maximale Variationsbreite des Parameters j , die aus einer linearen Regression gegen die Temperatur bestimmt wird. Die Standardabweichung σ_j wird gemäß Glg. 6.6 berechnet.

Positivitätsbeschränkung

Bei der unbeschränkten Lösung des überbestimmten Gleichungssystems sind grundsätzlich auch negative Wasseranteile im Lösungsvektor x möglich, die physikalisch nicht sinnvoll sind. Sie deuten darauf hin, daß entweder der Einfluß mindestens einer weiteren Wassermasse bzw. eines Prozesses (z.B. Sauerstoffabbau in der Deckschicht) nicht berücksichtigt wurde oder der Datenpunkt aufgrund von Meßfehlern nicht als Mischung aus den Quelltypen darstellbar ist. Um vor allem den Einfluß von Meßfehlern weiter zu reduzieren und die Lösung damit noch stabiler zu machen, wird in der OMP ein Lösungsvektor gesucht, dessen Elemente nicht negativ sind. Mathematisch gesehen teilen die m Nichtnegativitätsbeschränkungen (eine pro Wassertyp) den Lösungsraum jeweils in eine zulässige und eine unzulässige Hälfte. Da die Massenerhaltung als weitere Gleichung hinzukommt, ist der insgesamt zulässige Lösungsraum eine Hyperebene der Dimension $m - 1$. Der zulässige Lösungsvektor zu einem Punkt wird unter Verwendung des Kuhn-Tucker-Theorems gesucht [Menke, 1984]. Gemäß dieses Theorems liegt die optimale Lösung zu einem Punkt, der außerhalb der zulässigen Hyperebene liegt, auf ihrem Rand, und der Gradient der Restabweichungsfunktion in diesem Punkt zeigt in Richtung des zulässigen Bereiches. Er kann mit einem iterativen Verfahren gefunden werden, bei dem ausgehend von einer beliebigen zulässigen Lösung (eine solche ist immer der Nullvektor $x = (0, \dots, 0)$) in Richtung der maximalen Komponente des Abweichungsgradienten variiert wird, bis dieser minimal ist (zum Verfahren s. Menke [1984]).

Nichtkonservativität

Die bisher beschriebene Form der OMP geht implizit davon aus, daß sich die Parameterwerte in einem Wasserpaket nur durch Vermischung mit anderen Paketen ändern, d.h. konservativ sind. Während dies für Temperatur und Salzgehalt sicherlich eine realistische Annahme ist, sind praktisch alle anderen Größen an Produktions- bzw. Abbauprozessen beteiligt oder besitzen eine zeitlich variierende Eintragsfunktion. Die direkte Einbeziehung der transienten Tracer wie des Tritiums oder der FCKW ist problematisch, da ihre Eintragsfunktion bzw. der radioaktive Zerfall eine nichtlineare Komponente in das Gleichungssystem einbringen. Für diese Parameter ist eine separate Auswertung unter Berücksichtigung der Resultate aus der OMP sinnvoller.

Die biochemischen Prozesse können dagegen relativ leicht in das Gleichungssystem einbezogen werden, da die Konzentrationszu- bzw. abnahme der beteiligten Parameter (Nährstoffe und Sauerstoff) über die Redfield-Verhältnisse miteinander gekoppelt sind (vgl. Kap. 2.6.3). Hier sind prinzipiell zwei Ansätze möglich. Zum einen können die Nährstoffkonzentrationen unter Verwendung der Redfield-Verhältnisse und der AOU in quasi-konservative Größen umgerechnet werden („NO“/„PO“ bzw. *preformed nitrate* und *preformed phosphate*), die dann als Parameter in die Mischung eingehen (siehe z.B. Perez et al. [1993]). Eine andere Möglichkeit ist die Einführung eines virtuellen Quellwassertyps in die Analyse, der allein der Darstellung der biochemischen Prozesse dient. Er besitzt eine negative Komponente für den Sauerstoff und positive Werte für die Nährstoffe. Diese Komponenten sind durch die Redfield-Verhältnisse gegeben. Bei Verwendung der Parameter Sauerstoff, Nitrat und Phosphat ändert sich Glg. 6.2 somit zu

$$\begin{aligned}
 \sum_i T_i x_i &= T_{obs} \\
 \sum_i S_i x_i &= S_{obs} \\
 \sum_i O_{2i} x_i - a \Delta O_2 &= O_{2obs} \\
 \sum_i NO_{3i} x_i + a \Delta NO_3 &= NO_{3obs} \\
 \sum_i PO_{4i} x_i + a \Delta PO_4 &= PO_{4obs} \\
 \sum_i x_i &= 1
 \end{aligned} \tag{6.8}$$

[Tomczak und Karstensen, 1995, Karstensen und Tomczak, 1998]. Die Redfield-Verhältnisse sind hier durch die mit Δ versehenen Größen gegeben. Der freie Parameter a ist eine Zeitkonstante, die die Geschwindigkeit der Parameteränderungen angibt. Bei dieser Variante der OMP muß auf die Berücksichtigung eines Wassertyps verzichtet werden (an dessen Stelle der virtuelle Typ tritt), dafür liefert die Lösung des Gleichungssystems in dem Parameter a jedoch eine zusätzliche Altersinformation, sofern die Rate des Sauerstoffverbrauchs (*oxygen utilization rate*, OUR) bekannt ist.

Fehlerabschätzung

Für die Beurteilung der Qualität des Ergebnisses gibt es mehrere Anhaltspunkte, die jedoch keine allgemeingültige Fehlerdefinition liefern, da sie von den subjektiven Vorgaben des Anwenders abhängen. Einen ersten Anhaltspunkt gibt der Grad der Massenerhaltung, d.h. wie stark die Summe des Lösungsvektors von eins abweicht. So geben z.B. Hinrichsen und Tomczak [1993] für ihre OMP-Analyse an, daß für die große Mehrheit der Datenpunkte die Abweichung von der Massenerhaltung $< 0,5 \%$ ist. Der Grad der Abweichung hängt jedoch davon ab, welcher Wert der letzten Gleichungszeile in der Gewichtungsmatrix W gegeben wurde. Hinrichsen und Tomczak [1993] setzen diesen Wert auf das maximale Gewicht der restlichen Parameter. Eine gute Massenerhaltung geht allerdings zwangsläufig mit einer höheren Restabweichung einher, da die Lösungspunkte auf den Rand der Hyperebene gezwungen werden. Die Restabweichung, die der zweite wichtige Qualitätsmaßstab ist, errechnet sich gemäß

$$r = \sqrt{\frac{1}{n} (G \cdot x - d)^T \cdot W^T \cdot W \cdot (G \cdot x - d)} \quad (6.9)$$

[Fleischmann, 1997]. Eine Restabweichung größer eins deutet auf einen Fehler in den Daten oder in den Annahmen (falsche QWT-Definition, falsche Gewichtung) hin. Die Auswirkungen beider Fehlerquellen lassen sich empirisch bestimmen, indem die Daten bzw. die QWT-Definitionen zufällig variiert werden und das Ergebnis über eine große Zahl von Variationen gemittelt wird.

Wassermassendefinition

Die Definition der Quellwassertypen ist neben der Parametergewichtung der Teil der OMP, der durch subjektive Vorgaben erfolgt. Dabei stößt der Anwender auf einige prinzipielle Probleme. Zunächst einmal ist fraglich, inwieweit sich reale Wassermassen durch einen einzigen Punkt charakterisieren lassen. Vor allem die oberflächennahen Modenwasser wie das SPMW sind durch kontinuierliche Modifikation ihrer Eigenschaften gekennzeichnet. Sie müssen daher durch mindestens zwei Punkte, d.h. eine Linie, im Parameterraum definiert werden. Auch Wassermassen wie das LSW, die eine starke zeitliche Variabilität haben, können eventuell in verschiedenen Varianten in der untersuchten Region vorliegen, was entweder durch mehrere QWTs oder einen einzelnen QWT mit starker Streuung darzustellen ist. In diesem Zusammenhang muß auch darauf hingewiesen werden, daß die OMP nur die *externe* Vermischung, die Mischung verschiedener Wassermassen mit differierenden Parameterwerten, berücksichtigen kann, während die interne Mischung von Wasserpaketen desselben Typs nicht aufgelöst werden kann.

Schließlich muß der Anwender noch entscheiden, ob die Wassermassendefinition lokal oder global erfolgen soll. Hierbei bedeutet eine globale Definition, daß die einzelnen Wassermassen entsprechend den Werten in ihrer Ursprungsregion charakterisiert werden. So könnten z.B. die Überstromwassermassen DSOW und ISOW anhand der Parameterwerte in den Zwischenschichten nördlich der Schwellen festgelegt werden. Eine derartige Definition müßte oft anhand zusätzlicher Daten von anderen Fahrten vorgenommen werden. Zusätzlich müssen in die OMP-Analyse

sämtliche QWTs mit einbezogen werden, mit denen die jeweilige Wassermasse auf dem Weg zum untersuchten Gebiet mischt. Dies ist jedoch oft wegen fehlender Daten nicht möglich und reduziert zudem die Anzahl der Wassermassen, die aus dem eigentlich interessierenden Gebiet in die Analyse mit einbezogen werden können.

Die lokale Definition erfolgt dagegen anhand der vorliegenden Daten (falls das Untersuchungsgebiet die Quellregion eines QWTs erfaßt, ist dessen Definition natürlich global). Sie legt die Wassertypen anhand der vorliegenden Derivate fest, die sich von den Eigenschaften ihrer Ursprungswassermasse deutlich unterscheiden können. Obwohl mit diesem Vorgehen ein gewisser Informationsverlust verbunden ist, wird es häufig angewendet, wenn eine mangelnde Datenlage dies erzwingt oder die Fragestellung keine weitergehende Festlegung erfordert.

Trotz der genannten Klippen ist die OMP eine wichtige Methode, um Spurenstoffdaten adäquat interpretieren zu können. Gerade die Auswertung von Tracern wie dem Tritium/Helium-Paar, deren Altersinformation nichtlinear auf Mischprozesse reagiert, profitiert von der zusätzlichen Information, die die OMP-Analyse bietet. Für die Region des Labrador- und des Irmingerbeckens soll daher im folgenden eine OMP durchgeführt werden, um Aussagen über die Ausbreitung der tiefen Wassermassen treffen zu können.

6.2 OMP für die westlichen Becken

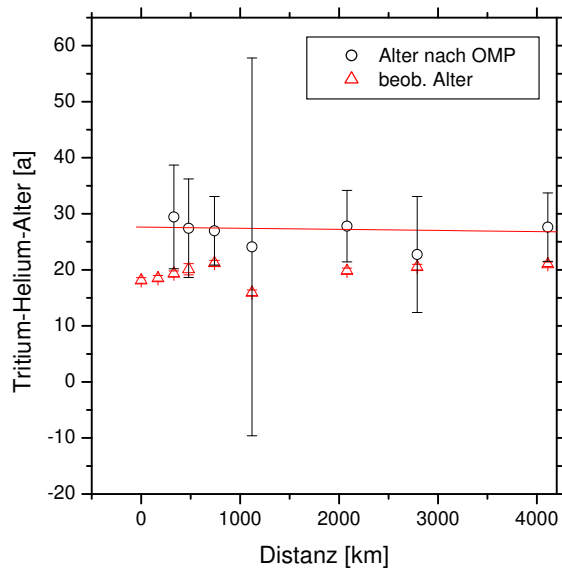
Parameter

Für die folgende Analyse werden neben der Temperatur und dem Salzgehalt noch der Sauerstoff sowie die Nährstoffe Nitrat, Phosphat und Silikat verwendet. Diese Größen wurden auf beiden Fahrtabschnitten von M39 in annähernd gleichem Umfang gemessen. Für die Berechnung der maximal möglichen QWTs, die in die OMP eingehen können, ist zu berücksichtigen, daß Phosphat und Nitrat durch den biologischen Zyklus praktisch vollständig miteinander korreliert sind. Sie sind daher als ein Parameter zu betrachten. Da die Messungen dieser beiden Parameter unabhängig voneinander durchgeführt werden, ist es trotzdem von Vorteil, beide Werte zu berücksichtigen, da so die Auswirkungen ihrer Meßfehler verringert werden.

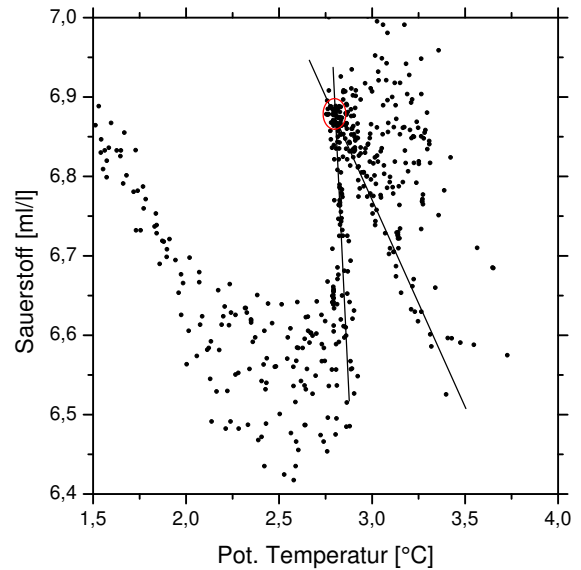
Die Verwendung der erwähnten fünf unabhängigen Parameter plus der Gleichung für die Massenerhaltung ermöglicht also die Einbeziehung von maximal fünf QWTs, um noch ein überbestimmtes Gleichungssystem zu erhalten. Da auch der Einfluß der biologischen Prozesse gemäß Glg. 6.8 betrachtet werden soll, ist die folgende Analyse auf vier Wassertypen beschränkt.

Definition der QWTs

Die Definition sämtlicher QWTs erfolgt lokal, d.h. anhand der M39-Daten selbst. Da das Ziel dieser Analyse die Untersuchung der Wassermassenausbreitung in den westlichen Becken selbst ist, genügt diese Definitionsart den Anforderungen. Mit dem A1W-Schnitt und den restlichen Daten des Labradorbeckens ist die Bildungsregion des LSW erfaßt, so daß diese Wassermasse



(a) T-S-Diagramm der westlichen Becken. Ein-gezeichnet sind die ungefähren Lagen der QWT-Definitionen.



(b) O₂-T-Diagramm zur Veranschaulichung der Definitionsmethode. Die eingezeichneten Geradenstücke verdeutlichen die Mischlinie, die Ellipse den Definitionsbereich für das LSW

Abbildung 6.1: Wassermassendefinition

in ihrer reinen Form definiert werden kann. Weiterhin gehen die tiefen Wassermassen DSOW und GFZW in die Betrachtung ein. Für die oberflächennahen Schichten verbleibt somit nur ein QWT, was sicherlich zu wenig ist, um die flache Struktur adäquat wiederzugeben. Da das Interesse der Vermischung der tiefen Wassermassen gilt, ist dieses Vorgehen jedoch berechtigt. Als vierter QWT wird eine Form des SPMW gewählt, aus dem das LSW entsteht bzw. mit dem es am stärksten mischt.

Abb. 6.1 veranschaulicht den Definitionsprozeß. Alle verwendeten Parameter werden gegen Temperatur bzw. Salzgehalt dargestellt. An den Endpunkten der zu erkennenden Mischungsgeraden werden die Werte der einzelnen Größen abgelesen (Abb.6.1(b)). Falls keine solche Mischungsgerade zu erkennen ist, werden der bekannte Temperatur- und Salzgehaltsbereich des QWTs zum Auffinden des Wertes verwendet.

Das LSW ist am einfachsten festzulegen, da es sich in seinen Parameterwerten klar von seiner Umgebung abhebt. Für das GFZW wurde die Umgebung der CGFZ als Definitionsregion gewählt, da diese Wassermasse hier in die westlichen Becken eintritt. Hier findet man ein sehr warmes (2,95–3,05 °C) und salzreiches (> 4,95) GFZW, das allerdings weniger Silikat (13–14 pmol/kg) aufweist als das GFZW einiger entfernterer Stationen (> 15 pmol/kg). Hohe Silikatgehalte in den bodennahen Proben am Ausgang zum Neufundlandbecken resultieren aus dem Einfluß von AABW-Derivaten, die westlich des MAR nach Norden vordringen. Da diese

	θ	S	O ₂	SiO _x	PO ₄	NO ₃
SPMW	4	34,93	6,5	9,3	1,14	17
LSW	2,78	34,843	6,9	9,5	1,05	16,4
GFZW	2,95	34,92	6,3	13	0,9	18,7
DSOW	1,0	34,88	7	7,8	0,85	14,3

Tabelle 6.1: Wassermassendefinitionen für die OMP

Wassermasse nicht in die OMP eingeht, sind hier kleinere Abweichungen in den Ergebnissen möglich. Für den vergleichsweise niedrigen Silkatgehalt des „frischen“ GFZW ist wahrscheinlich ein höherer AW-Anteil verantwortlich, der auch die hohen Temperatur- und Salzgehaltswerte erklärt. Ein Silikatanstieg durch Remineralisierung ist dagegen wegen der relativ kurzen Aufenthaltszeiten eher unwahrscheinlich.

Das DSOW liegt auf M39 in unterschiedlichen Ausprägungen vor. Während die tiefsten bodennahen Temperaturen im Bereich des VEINS 3-Schnittes gemessen wurden ($< 0,6$ °C), liegen die Werte nördlich und südlich davon etwas höher (1–1,5 °C). Dies verdeutlicht, daß das DSOW nicht als kontinuierlicher Strom über die Schwellen tritt, sondern in periodischen Schüben. Da zu wenige extrem kalte Proben gemessen wurden, um vor allem die Nährstoffe sicher zu definieren, wurde als DSOW-Temperatur ein Wert von 1 °C gewählt und die anderen Parameter entsprechend angepaßt.

Die Zusammenfassung der Oberflächenkomponente in einer „SPMW“-Form ist wie erwähnt eine starke Vereinfachung. Unter anderem der Einfluß der PW-Derivate, mit denen das LSW z.B. im Bereich des Labradorstromes mischt, ist damit nicht erfaßt. An der oberen Grenzschicht des LSW sind daher teilweise deutliche Abweichungen zu erwarten. Da dieser Tiefenregion nicht das hauptsächliche Augenmerk gilt, ist dieser Mangel jedoch akzeptabel. Tab. 6.1 faßt die Wassermassendefinitionen für die vier QWTs zusammen.

Durchführung

Die OMP-Analyse wurde zunächst ohne Einbeziehen der biologischen Prozesse durchgeführt. Die Gleichungen wurden wie beschrieben normiert, gewichtet und unter Berücksichtigung der Positivitätsbeschränkungen gelöst. Ausgangspunkt für die Gewichtung war dabei zunächst eine Diagonalmatrix, deren Elemente durch das Verhältnis von Standardabweichung zu Meßfehler des jeweiligen Parameters gegeben waren. Diese Matrix wurde mit Blick auf die Rest- und Massenabweichung noch leicht verändert. Der Massenerhaltung wurde analog zu Hinrichsen und Tomczak [1993] das höchste Gewicht der anderen Parameter gegeben.

Ergebnisse

Die zweidimensionale Verteilung des LSW-Anteils entlang des A1E-Schnittes (West) gemäß der OMP-Analyse ist in Abb. 6.2 dargestellt. Wie zu erkennen ist, ergibt die OMP für die Tiefen

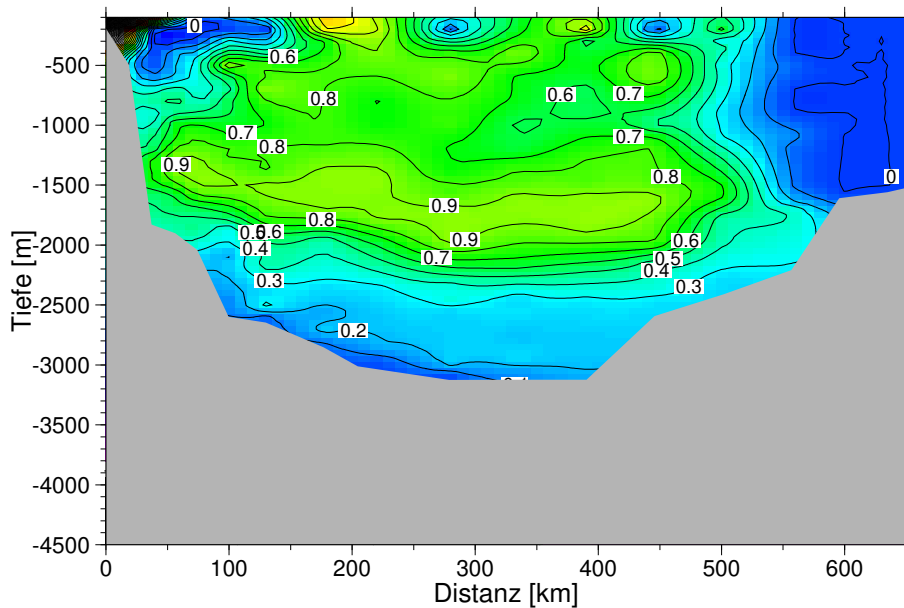


Abbildung 6.2: LSW-Anteile in der Irmingersee gemäß der OMP-Berechnung

unterhalb von etwa 800 m realistische Werte. Das LSW erfüllt den Tiefenbereich zwischen etwa 1000 und 1800 m, wobei der Kern bei etwa 1600 m liegt. Er erreicht maximale Anteile von 95 % und ist somit gegenüber dem reinen LSW nur leicht modifiziert. Unterhalb des Kerns folgt eine scharfe Grenzschicht zum GFZW. Die Neigung der LSW-Linien am Hang ist ebenfalls korrekt wiedergegeben. In den flachen Schichten ist die Abweichung erwartungsgemäß größer. Vor allem im Bereich des EGC am linken oberen Bildrand macht sich das Fehlen einer PW-Form als QWT bemerkbar.

Auch die errechnete Verteilung von DSOW (Abb. 6.3) und GFZW (Abb. 6.4) steht im Einklang mit den Erwartungen. Das DSOW, das nur in großen Tiefen zu finden ist und daher nicht unter dem Einfluß der unzulänglichen Oberflächendarstellung steht, gibt sich deutlich als Hangströmung zu erkennen. Maximale Anteile von 80–85 % machen deutlich, daß auch diese Wassermasse auf A1E in einer modifizierten Form vorliegt. Das GFZW schließlich füllt den Bereich zwischen den beiden anderen Wassermassen und ist mit maximalen Anteilen von 70 % deutlich verändert. Seine Anteile im Bereich des DSOW ($\approx 10\%$) belegen die naheliegende Vermutung, daß das GFZW als Mischpartner dieser Wassermasse in Frage kommt. Die hohen Anteile über der MAR sind wiederum auf die mangelnde Darstellung des flachen Bereiches zurückzuführen, was auch die hohen Fehler in diesem Gebiet belegen (s.u.). Da das GFZW relativ warm und salzreich ist, erhält es in dieser Schicht ein höheres Gewicht.

Die analoge Darstellung der Massen- bzw. Restabweichung (Abb. 6.5 und 6.6) machen deutlich, daß die errechneten Anteile nur bis in eine Tiefe von etwa 800 m sinnvoll sind. Unterhalb dieser Tiefe ist die Massenerhaltung sehr gut erfüllt. Auch die Restabweichung, die wie beschrieben unter eins liegen sollte, deutet auf sinnvolle Werte unterhalb von 800 m hin. Die

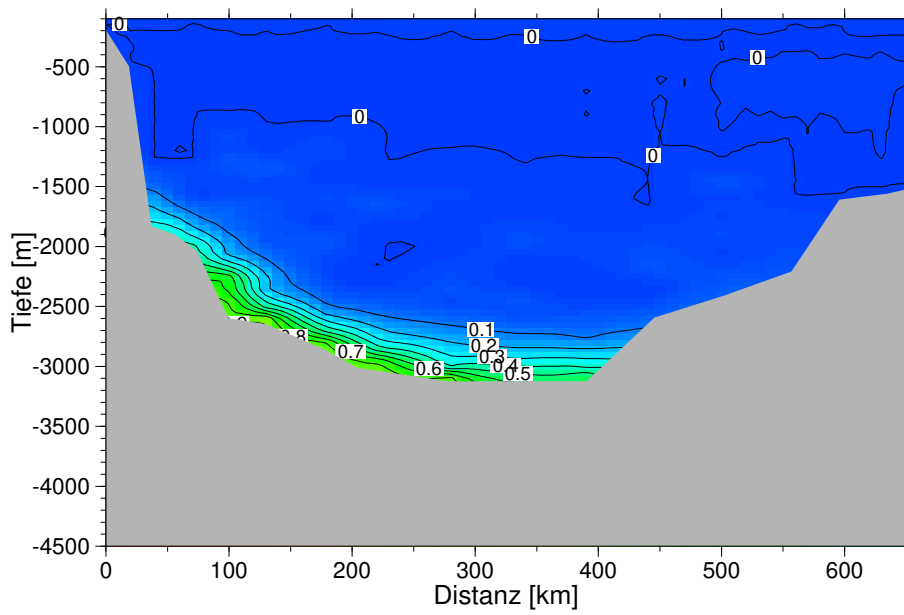


Abbildung 6.3: DSOW-Anteile

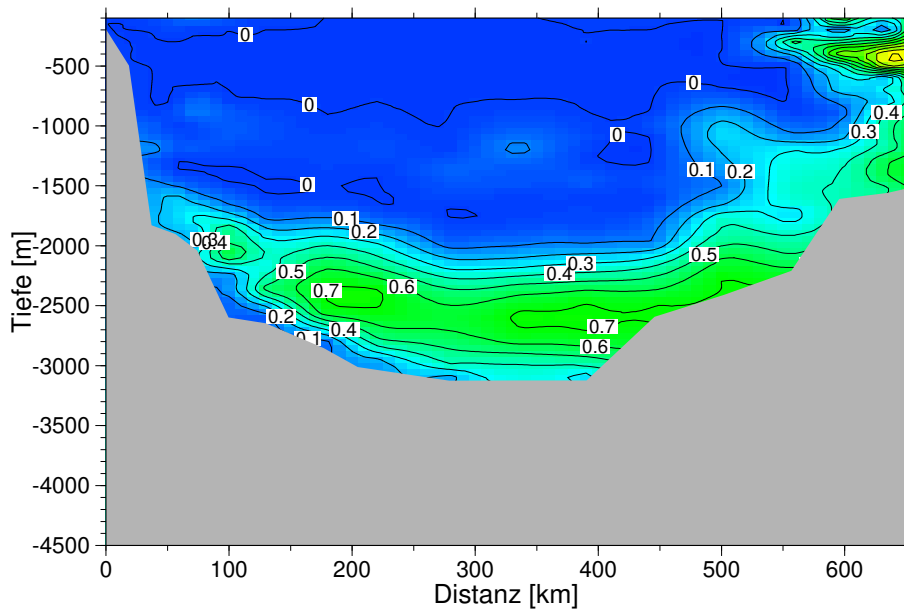


Abbildung 6.4: GFZW-Anteile

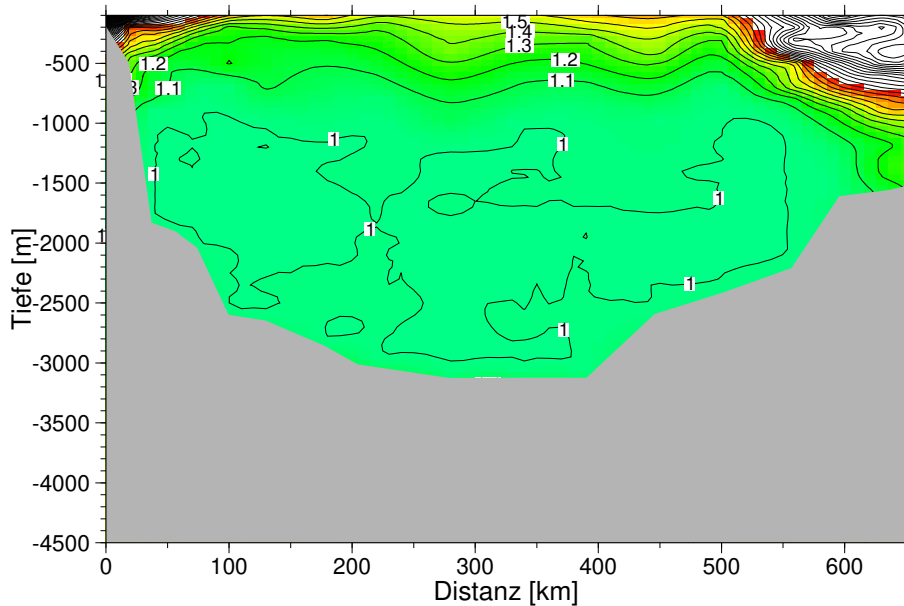


Abbildung 6.5: Abweichung von der Massenerhaltung (1.0 \equiv 100 % Erhaltung)

Restabweichung im Bereich des GFZW ist etwas höher als für die beiden anderen Wassermassen. Der größte Beitrag kommt hier von den Silikat- und Phosphatwerten und verdeutlicht, daß die angesprochene Differenz in den Nährstoffen zwischen dem definierenden QWT im Bereich der CGFZ und seiner Variante im Irmingerbecken nicht durch Mischungseffekte zu erklären ist.

6.3 Einbeziehung der biologischen Prozesse

In einem nächsten Schritt werden nun die Remineralisierung und der damit einhergehende Sauerstoffabbau in die Gleichungen einbezogen. Das Gleichungssystem wird analog zu Glg. 6.8 durch einen virtuellen QWT erweitert, der die biologisch bedingten Konzentrationsänderungen zusammenfaßt. Die Abbaurrate a wird Teil des Lösungsvektors. Dieser künstliche QWT erhält in der letzten Zeile eine Null, da er keine reale Masse besitzt und somit auch nicht in die Erhaltungsgleichung eingehen darf. Für die Redfield-Verhältnisse werden die in Kap. 2.6.3 vorgestellten Werte nach Perez et al. [1993] angesetzt, die $-\Delta O_2 : \Delta NO_3 : \Delta SiO_x : \Delta PO_4 = 163 : 16,3 : 15 : 1$ betragen. Alle biologischen Parameter müssen in der Matrix W das gleiche Gewicht erhalten, da in den OMP-Ergebnissen sonst Abweichungen von den Redfield-Verhältnissen auftreten könnten.

Die Restabweichungen bei Einbeziehung des virtuellen QWT nehmen ab, vor allem im Bereich des GFZW. Dies ist nicht verwunderlich, da der zusätzliche Freiheitsgrad die Minimierung der Abstandsvektoren erleichtert. Zudem hat die neue QWT-Spalte keine Einträge in den hochgewichteten Parametern θ und S , so daß die Nährstoffkonzentrationen leichter wiedergegeben werden können. Die Ergebnisse dieser OMP-Variante sind in Abb. 6.7 dargestellt. Die abgebildete Größe ist die Sauerstoffzehrung in $\mu\text{mol}/\text{kg}$, die sich durch Multiplikation der Lösung für a (0–

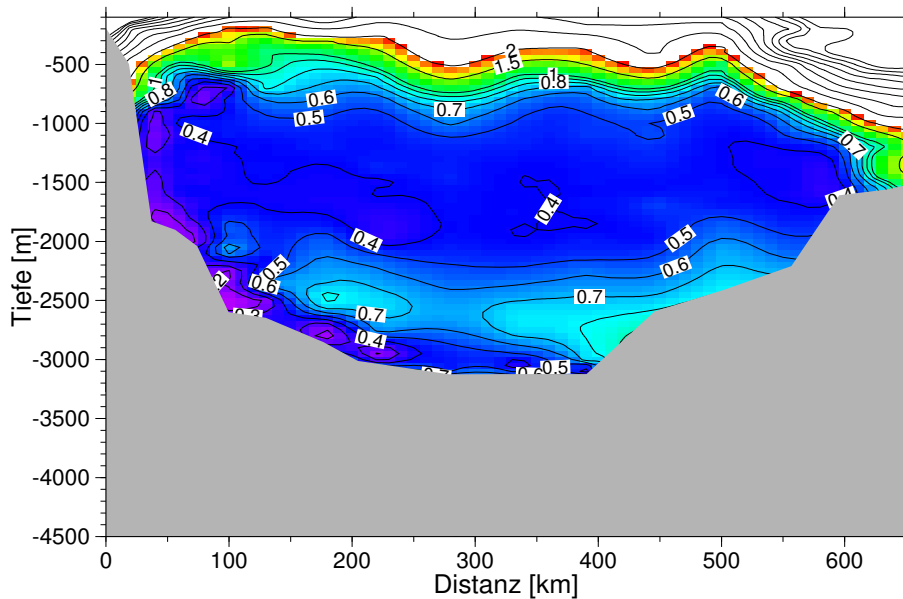


Abbildung 6.6: Restabweichung gemäß Glg. 6.9. Werte unterhalb von eins deuten auf korrekte Annahmen für die OMP hin.

0,01) mit dem Redfield-Wert für Sauerstoff ($163 \mu\text{mol/kg}$) ergibt. Auch hier sind wiederum nur die Werte unterhalb von 800 m relevant. Im gesamten Tiefenbereich zwischen 800 und ≈ 2700 m liegt ein Sauerstoffdefizit von $1\text{--}2 \mu\text{mol/kg}$ vor. Einzig im DSOW liegen die Werte nahe Null. Die höchsten Defizite sind im GFZW festzustellen. Die hier errechnete Sauerstoffabnahme entspricht gemäß den angenommenen Redfield-Verhältnissen einem Silikatanstieg von etwa $0,2 \mu\text{mol/kg}$. Die Vermutung, daß die Differenz in den Nährstoffkonzentrationen zwischen dem QWT in der Umgebung der CGFZ und dem GFZW auf A1E nicht allein durch Remineralisierung zu erklären ist, wird durch diese Angabe bestätigt.

Auch im LSW sind zwischen 800 und 1000 m etwas höhere O_2 -Defizite zu beobachten. Hier wurden auch höhere AOU-Werte gemessen, so daß in dieser Tiefe eine stärkere Remineralisierung herabsinkenden organischen Materials festzustellen ist. Interessant ist die Interpretation der Sauerstoffzehrung im Hinblick auf das Wassermassenalter. Hierfür wird die Angabe der OUR für den jeweiligen Tiefenbereich benötigt. Jenkins [1980, 1982, 1987] errechnet für die OUR in 1000 m Tiefe Werte um $1 \mu\text{mol/kg/a}$, für 1800 m $<0,2 \mu\text{mol/kg/a}$. Fleischmann [1997] erhält für den tiefen östlichen Nordatlantik eine OUR um $0,5 \mu\text{mol/kg/a}$. Mit diesen Raten ergibt sich für das LSW anhand des Sauerstoffdefizits ein Alter von $1,5 \pm 0,5$ Jahren, für das GFZW auf A1E Werte zwischen 4 und 9 Jahren. Letztere liegen mit Blick auf den vergleichsweise kurzen Advektionsweg von der CGFZ bis A1E zu hoch und belegen erneut die Schwierigkeiten mit der Definition dieser Wassermasse. Auch das LSW-Alter liegt höher als die erwartete Ausbreitungszeit zwischen Labrador- und Irmingerbecken von 3–6 Monaten [Sy et al., 1997, Arnold, 1999]. Diese Tendenz steht aber im Einklang mit der Beobachtung aus den anderen Altersangaben, daß das LSW des

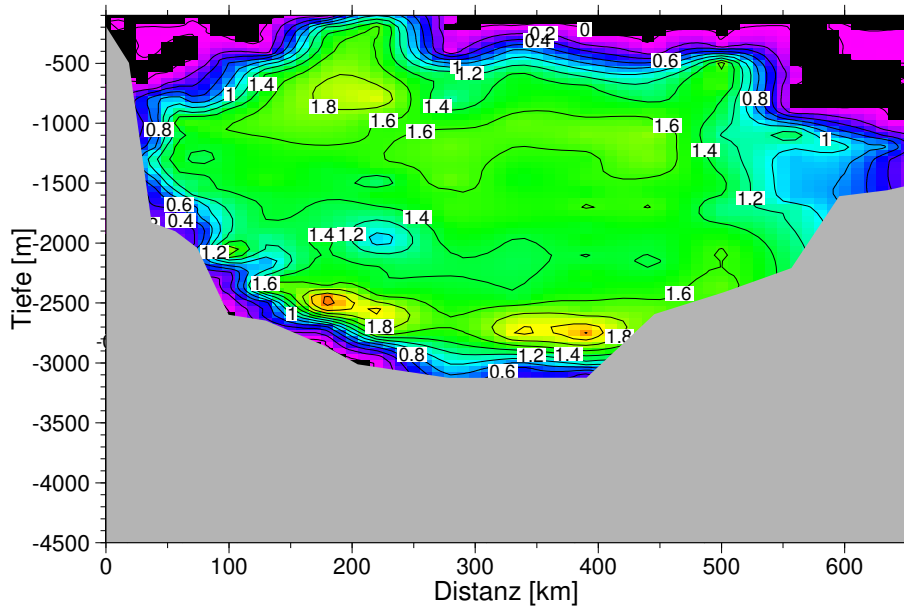


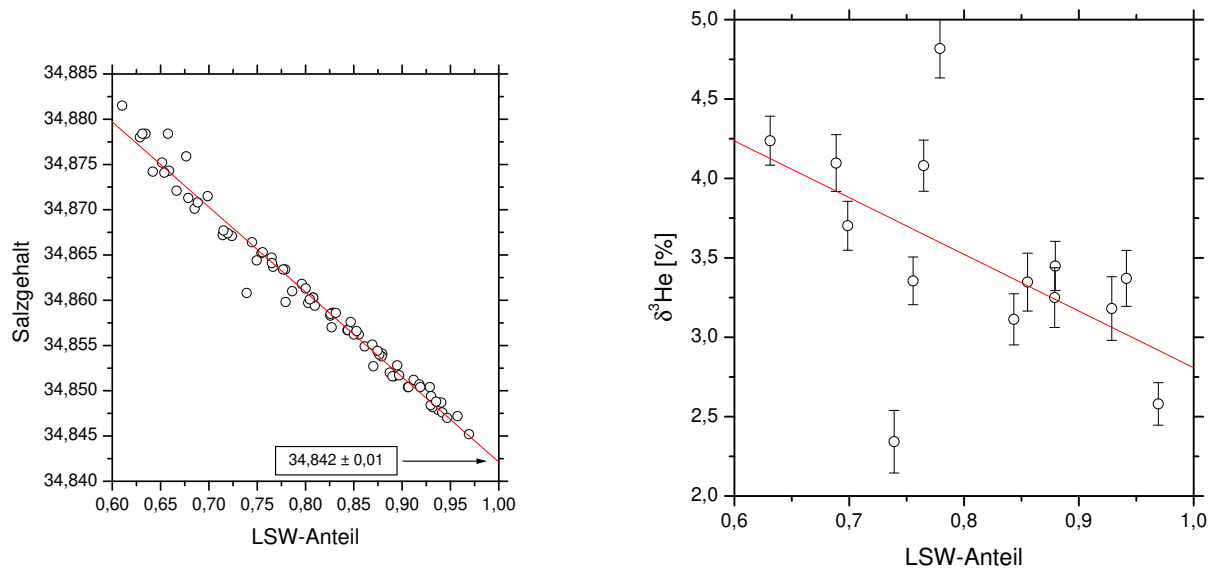
Abbildung 6.7: Sauerstoffzehrung in $\mu\text{mol/kg}$ bei Berücksichtigung der Remineralisierung in der OMP

Irmingerbeckens nicht mehr so rasch bzw. nur durch weniger frisches LSW erneuert wird als noch Mitte der neunziger Jahre.

6.4 Auswertung der Tracerdaten

Die errechneten Wassermassenanteile werden jetzt in die Auswertung der Spurenstoffdaten einbezogen. Für die drei tiefen Wassermassen – DSOW, GFZW, und LSW – wird versucht, für die diversen Schnitte entlang des DWBC die jeweils unvermischte Form zu bestimmen und ihre Tracerkonzentrationen zu errechnen. Das Vorgehen ist in Abb. 6.8 verdeutlicht. Für jeden einzelnen Schnitt werden die gemessenen Parameterwerte gegen den relativen Anteil der jeweiligen Wassermasse aufgetragen. Die Extrapolation auf einen Anteil von 100 % ergibt dann den gesuchten Werte der unvermischten Größe. Für die Parameter wie Temperatur und Salzgehalt, die in die OMP eingegangen sind und zur Bestimmung der Anteile dienten, sollte der so berechnete Wert der Definitionsgröße des QWT in der OMP entsprechen. Die Auftragung der stark gewichteten Parameter θ und S gegen den relativen Anteil wie in Abb. 6.8(a) kann daher als Indiz dafür dienen, wie zuverlässig die Mischanteile bestimmt sind.

Dem beschriebenen Vorgehen liegen einige implizite Annahmen zugrunde. Zunächst wird davon ausgegangen, daß auf jedem Schnitt die Wassermassen nur ein definiertes Alter haben. Denkbar wäre z.B., daß verschiedene Varianten einer Wassermasse mit unterschiedlichen Altern übereinanderliegen. Deutliche Altersunterschiede dieser Schichten sollten sich allerdings in den Anteils-Diagrammen als Abweichung von der linearen Form äußern, sofern die hydrographischen



(a) Gemessener Salzgehalt als Funktion des errechneten LSW-Anteils in den Proben. Die eingezeichnete Ausgleichsgerade ergibt bei 100 % Anteil einen Salzgehalt von $34,842 \pm 0,001$, was gut mit dem Definitionswert des LSW in der OMP übereinstimmt (34,843).

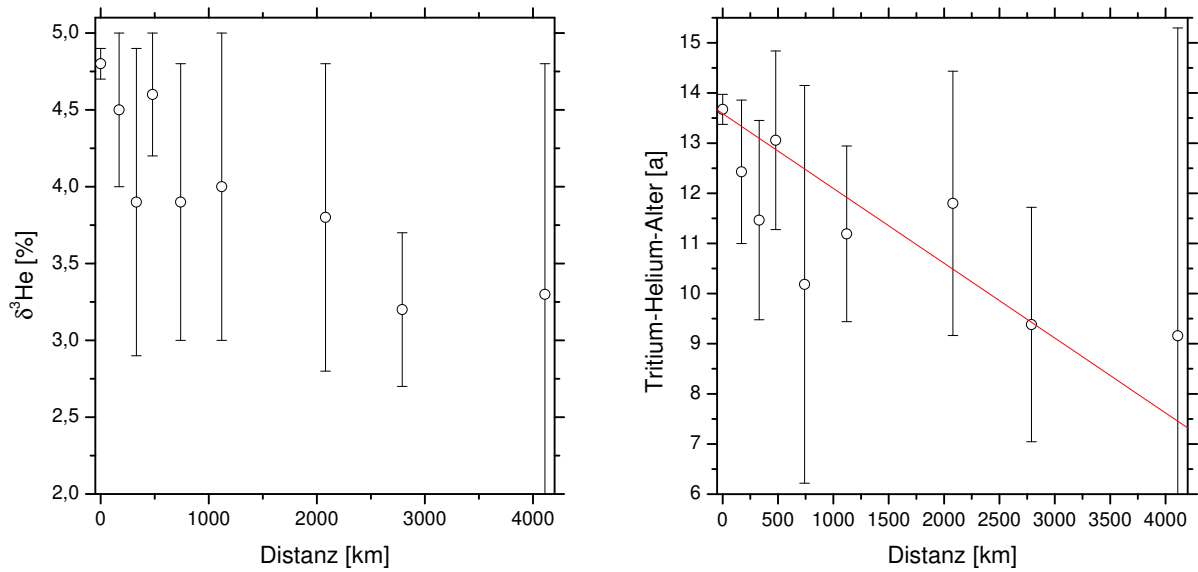
(b) Der entsprechende Graph für das gemessene $\delta^3\text{He}$ -Verhältnis. Der Wert der Ausgleichsgeraden bei 100 % wird als Verhältnis der unvermischten Wassermasse auf dem Schnitt aufgefaßt.

Abbildung 6.8: Methode zur Bestimmung der unvermischten Größen

Parameter der Varianten ähnlich sind. Wichtiger ist die zweite Annahme, daß innerhalb der untersuchten Region sich alle Wassermassen durch einen einzigen QWT darstellen lassen. Dies ist notwendig, da die OMP nur eine begrenzte Anzahl an QWTs berücksichtigen kann und überdies nicht zur Auflösung einer internen Mischung geeignet ist. Bei Wassermassen, die zeitlich bzw. räumlich stark variieren und die in verschiedenen Formen im Untersuchungsgebiet vorliegen, kann es zu systematischen Fehleinschätzungen der Spurenstoffkonzentrationen kommen.

DSOW

Die OMP errechnet für das DSOW einen Anteilsverlauf, der entlang des Ausbreitungspfades eine deutlich abnehmende Tendenz hat. Während diese Wassermasse im Bereich der VEINS 3- und VEINS 4-Schnitte noch quasi unvermischt vorliegt (was nicht verwundert, da der entsprechende QWT anhand dieser Daten definiert wurde), liegen seine Anteile auf dem westlichen Teil von A1E nur noch bei maximal 87 %. Da diese Wassermasse, der Bodentopographie folgend, auf ihrem Weg nach Süden in größere Tiefen absinkt, ist eine gewisse Vermischung entlang dieses Pfades möglich. Wahrscheinlicher ist allerdings, daß bei VEINS3 eine kältere Form des DSOW vorliegt als weiter südlich, die die beobachteten Parametergradienten verursacht. Wie bereits



(a) Extrapolierte $\delta^3\text{He}$ -Werte entlang des DSOW-Ausbreitungspfades

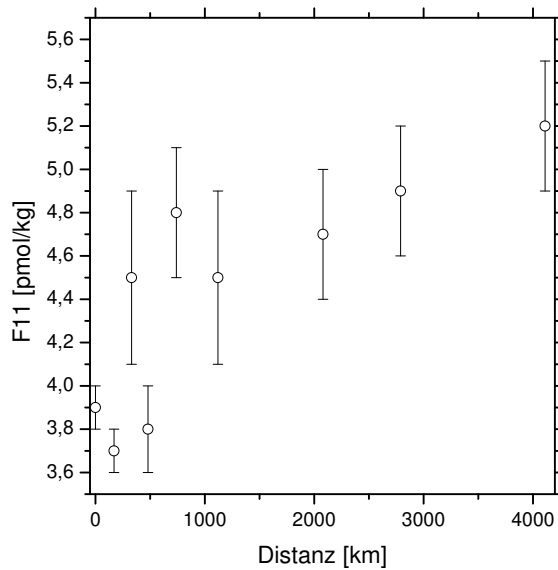
(b) ^3H - ^3He -Alter im DSOW, anhand der extrapolierten Tritium- und $\delta^3\text{He}$ -Werte bestimmt

Abbildung 6.9: Extrapolierte Spurenstoffwerte im DSOW

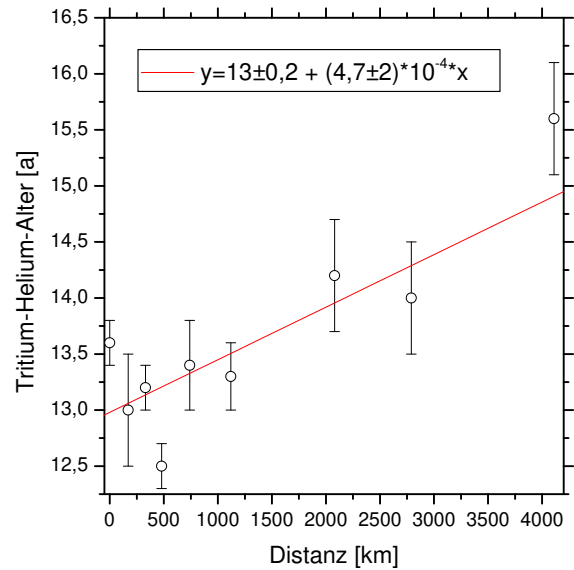
erwähnt gelangt das DSOW nicht als kontinuierlicher Strom über die Dänemarkstraße, sondern schwankt sowohl in seiner Ausbreitungsintensität als auch in den hydrographischen Parametern. Die o.g. zweite Annahme ist also nicht vollständig erfüllt.

Der Verlauf der Spurenstoffkonzentrationen entlang des DBWC-Ausbreitungspfades zeigt dementsprechend ein überraschendes Bild. So nehmen die extrapolierten $\delta^3\text{He}$ -Werte mit zunehmendem Abstand von der Schwellenregion ab (Abb. 6.9), obwohl aufgrund des radioaktiven Zerfalls ein Anstieg des tritiogenen ^3He und damit des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses zu erwarten wäre. Dieser Abfall ist trotz der großen Einzelfehler der Wertebestimmung (die u.a. aus der relativ geringen Probenanzahl im DSOW resultieren) signifikant. Auch die Tritiumkonzentrationen nehmen nach Süden hin zu, obwohl auch hier die Folgen des radioaktiven Zerfalls einen entgegengesetzten Trend vermuten lassen. Dieser Anstieg ist auch nicht mit dem Verlauf des transienten Signals zu erklären, da die ermittelten Konzentrationen für das stabile Tritium (im Rahmen der beträchtlichen Einzelfehler) praktisch konstant bleiben. Das resultierende ^3H - ^3He -Alter nimmt entsprechend den $\delta^3\text{He}$ - und Tritiumwerten entlang des Advektionspfades ab, was einen deutlichen Hinweis auf einen systematischen Fehler in den Berechnungen gibt.

In Abb. 6.10(a) sind die F11-Konzentrationen in Abhängigkeit vom errechneten DSOW-Anteil dargestellt. Dieser Tracer ist konservativ und sein transientes Signal ist seit Anfang der neunziger Jahre konstant bzw. leicht abnehmend. Da sich das DSOW recht schnell mit dem DWBC ausbreitet (Arnold [1999] errechnet eine Geschwindigkeit von $4,8 \pm 1$ cm/s entsprechend etwa 2–3 Jahren von der Dänemarkstraße bis Flemish Cap) sollten die extrapolierten F11-Werte



(a) Berechnete F11-Konzentrationen im reinen DSOW



(b) Gemessene ^3H - ^3He -Alter im DSOW in Abhängigkeit von der Distanz zum Schwellengebiet

Abbildung 6.10: Extrapolierte F11-Konzentration und gemessenes ^3H - ^3He -Alter im DSOW

des DSOW, das vergleichsweise gut an die Atmosphäre angekoppelt ist, praktisch unabhängig von der Distanz zum Schwellengebiet sein. Stattdessen werden die F11-Konzentrationen systematisch überschätzt und ergeben unrealistisch hohe Werte. Die naheliegende Erklärung ist, daß die Modifikation des DSOW durch Mischung zu hoch errechnet und damit auf einen zu weit entfernten Punkt extrapoliert wird. Dies verdeutlicht, daß das DSOW im Irmingerbecken in einer sehr frischen Form vorliegt, die sich von seinen südlicheren Varianten unterscheidet. Damit wird aber eine sinnvolle Berechnung der Zumischung unmöglich und die Bestimmung der DSOW-Ausbreitungsgeschwindigkeit ist mit großen Fehlern behaftet.

Um dennoch einen Vergleich zu früheren Ergebnissen ziehen zu können, soll die Advektionsgeschwindigkeit analog zu Arnold [1999] bestimmt werden. Hierbei wurde davon ausgegangen, daß entlang des Ausbreitungspfades keine Modifikation des DSOW durch Zumischung stattfindet. Die Auftragung der gemessenen ^3H - ^3He -Alter im DSOW gegen die Distanz zur Ausgangsregion (Abb. 6.10(b)) zeigt einen ansteigenden Trend. Die eingezeichnete Ausgleichsgerade hat eine Steigung von $(4,7 \pm 2) \cdot 10^{-4}$ a/km, was einer Geschwindigkeit von $(6,8 \pm 3)$ cm/s entspricht. Dieser Wert liegt höher als 1994, läßt jedoch wegen seines hohen Fehlers und der Vernachlässigung der Vermischung keinen eindeutigen Rückschluß darauf zu, ob 1997 eine starke Intensivierung der Überstromaktivität zu beobachten war.

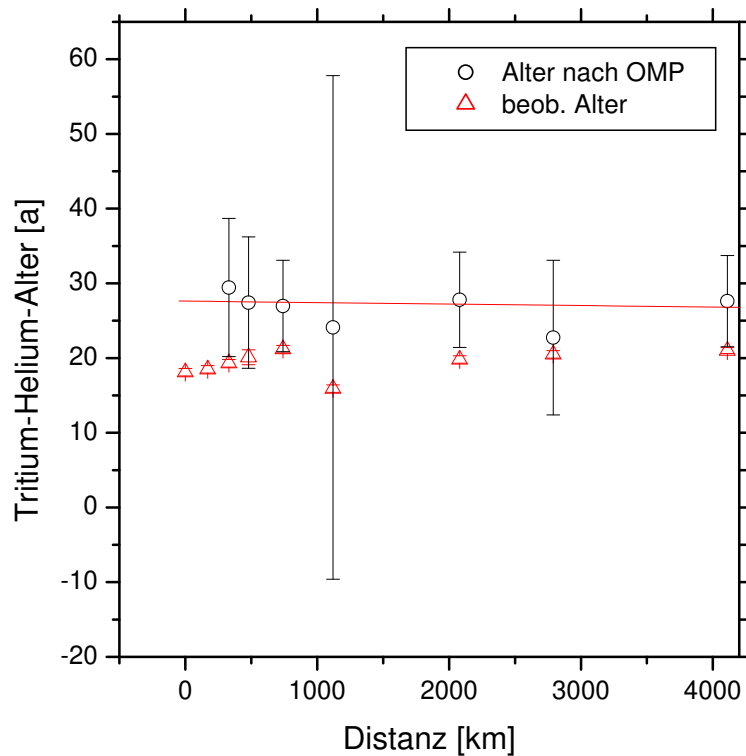


Abbildung 6.11: Gemessene und korrigierte ^3H - ^3He -Alter des GFZW entlang des DBWC-Adektionspfades. Der maximale QWT-Anteil bei Veins 3 und Veins 4 (Distanz 0 bzw. 170 km) lag unter 50 %, diese Punkte und wurden daher hier nicht berücksichtigt.

GFZW und LSW

Auch das GFZW wird den Ergebnissen der OMP zufolge durch Vermischung mit den umliegenden Wassermassen modifiziert. Im Bereich des Labradorbeckens finden sich nur noch maximale Anteile von 60–70 % des entsprechenden Quellwassertyps. Da die an das GFZW angrenzenden Schichten durchweg jünger sind, wird das formale Alter durch die Zumischung zu niedrigeren Werten hin verändert. In Abb. 6.11 sind sowohl das gemessene ^3H - ^3He -Alter als auch das Alter nach Berücksichtigung der Vermischung aufgetragen. Das korrigierte Alter liegt mit Werten um 27 Jahre durchweg höher als die beobachteten Werte und sogar etwas über den gemessenen Altern nahe der CGFZ, dem Definitionsbereich des QWTs. Dies ist ähnlich wie beim DSOW auf eine Überschätzung der Einmischung zurückzuführen. Sowohl die beobachteten als auch die korrigierten ^3H - ^3He -Alter lassen keinen signifikanten Trend entlang des Ausbreitungspfades des DWBC erkennen. Eine Abschätzung der Ausbreitungsgeschwindigkeit des GFZW ist daher nicht möglich.

Das LSW unterliegt bei seiner Ausbreitung in den östlichen Becken einer geringeren Modifikation durch Vermischung als die anderen Wassermassen. Im Irmingerbecken liegen die ma-

ximalen Anteile des QWTs bei 92–93 %. Dementsprechend entsprechen sich gemessene und korrigierte Alter des LSW im Rahmen des Fehlers mit Werten von 10–11 Jahren. Auch hier läßt sich ein Trend in Abhängigkeit von der geographischen Lage nicht erkennen, eine Beurteilung der Ausbreitungsdauer des LSW östlich des MAR anhand der Tritium- und Heliumdaten ist somit nicht möglich. Die geringe Zumischung zeigt jedoch, daß die gemessenen niedrigen F11-Konzentrationen im Irmingerbecken (3,7 pmol/kg im Vergleich zu 4,1 pmol/kg im Labradorbecken) nicht aus einer Zumischung des älteren GFZW resultieren (die Mischungsrechnung ergibt hier Werte über 3,9 pmol/kg), sondern aus der internen Vermischung mit einer älteren, rezirkulierenden LSW-Variante herrührt.

6.5 Zusammenfassung

Durch die Verwendung der Multiparameteranalyse konnte die Vermischung der Wassermassen in den östlichen Becken quantifiziert und die Auswirkung auf die Spurenstoffwerte abgeschätzt werden. Die interne Variabilität der Wassermassen, vor allem des DSOW, führte allerdings teilweise zu systematischen Fehlern in den errechneten Anteilen. Dennoch wurde deutlich, daß ein wesentlicher Teil der beobachteten Wassermassenalterung entlang des DWBC-Ausbreitungspfad es aus der Vermischung von Komponenten mit unterschiedlichen Altern resultiert. Die korrigierten Alter zeigten innerhalb der Fehler keine ausreichenden Gradienten für eine Abschätzung der einzelnen Ausbreitungsgeschwindigkeiten.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Ausblick

Ziel dieser Arbeit war die Erstellung und Auswertung eines umfangreichen Datensatzes von Tritium-, Helium- und Sauerstoffisotopenmessungen für den subpolaren Nordatlantik, um Aussagen über die Variabilität der Wassermassentransformation in dieser Region treffen zu können. Dabei lag der Schwerpunkt in der Bildung und Ausbreitung des LSW, der Überstromwassermassen DSOW und ISOW und der Entwicklung des DWBC.

Die Analyse der Spurenstoffinventare in diesen Wassermassen, die mit Hilfe eines optimierten Interpolationsverfahrens ermittelt wurden, bestätigte den engen Zusammenhang der Konvektionsaktivität in der Labradorsee mit der Nordatlantischen Oszillation. Für das Jahr 1997 konnte keine wesentliche LSW-Neubildung festgestellt werden. Auch das LSW im eng an die Labradorsee gekoppelten Irmingerbeckens wurde in dieser Phase nicht nennenswert erneuert, wobei anhand der Daten nicht zu entscheiden war, ob die reduzierte LSW-Neubildung in der Labradorsee oder ein geringerer Austausch zwischen den beiden Becken die Ursache war. Dagegen war klar zu erkennen, daß die Erneuerung des östlichen subpolaren Atlantiks in den Zwischenschichten weiter fortgeschritten ist. Die Abschätzungen der Ausbreitungszeiten des LSW östlich des Mittelatlantischen Rückens stehen im Einklang mit den in jüngerer Zeit in der Literatur vertretenen niedrigen Werten. Für die Overflows konnte kein signifikanter Trend in der Intensität festgestellt werden, der einen eindeutigen Zusammenhang mit der NAO nahelegen könnte.

Durch Verwendung einer Multiparameter-Analyse wurde abgeschätzt, in welchem Umfang die aus den Spurenstoffdaten ermittelten formalen Alter in den westlichen Becken durch Mischprozesse beeinflußt werden. Obwohl die Variabilitäten innerhalb der untersuchten Wassermassen die Mischungsrechnung erschwerten, hat sich gezeigt, daß die Verwendung der formalen Alter ohne Einbeziehung der Vermischung zu fehlerhaften Resultaten führen kann. Die geringen Konzentrationsgradienten im Tritium und tritiogenen ^3He , die aus dem abnehmenden transienten Signal und der fortschreitenden Vermischung innerhalb des Ozeans resultieren, ließen aber auch bei Verwendung der errechneten Mischanteile nur beschränkt eine quantitative Aussage über die Ausbreitung der einzelnen Wassermassen zu.

Eine Analyse der $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse im Bereich der flachen Randströme an den grönländi-

schen und kanadischen Küsten konnte zeigen, daß diese Schichten wesentliche Anteile an arktischem Flußwasser mit sich führen. Sowohl die errechneten Tritium- als auch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dieses Süßwasseranteils stimmten sehr gut mit den in der Literatur genannten Werten überein. Die von anderen Autoren beobachteten Unterschiede im Sauerstoffisotopenverhältnis der tieferen Wassermassen konnte anhand der M39-Daten dagegen nicht bestätigt werden. Ein signifikanter Einfluß von Eisbildung oder -schmelze auf die Isotopensignatur des LSW war nicht zu beobachten.

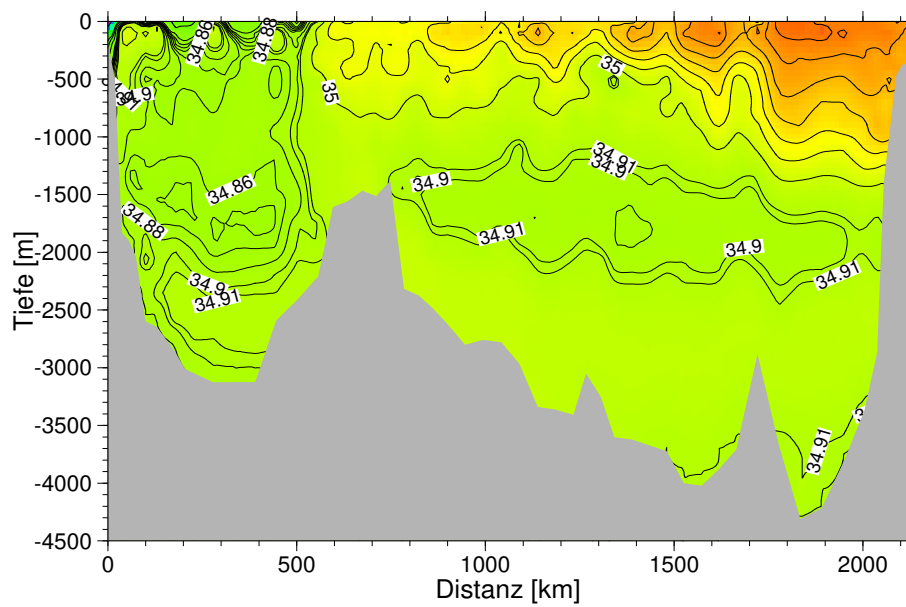
Der mittlerweile deutlich abgeklungene Tritiumgehalt in der Atmosphäre wird die Verwendung des Tritium/Helium-Tracerpaares zur Untersuchung der Wassermassenausbreitung zunehmend erschweren. Die konvektive Erneuerung von Wassermassen läßt sich jedoch auch weiterhin mit diesem Paar gut untersuchen, da durch die resultierende Abgabe von überschüssigem ^3He an die Atmosphäre der Konzentrationsgradient des tritiogenen Heliums erhöht wird. Als zweites zukünftiges Anwendungsgebiet der Tritium/Heliummethode bietet sich die Analyse der Ausbreitung von Wassermassen an, deren Entstehungszeitpunkt in der Nähe des Bombenpeaks liegt. Im subpolaren Nordatlantik wären weitere Probennahmen für Tritium- und Heliummessungen hilfreich, um das Wiedereinsetzen der Konvektion in der Labradorsee und die nachfolgende Ausbreitung dieses Signals zu verfolgen. Auch eine detailliertere Untersuchung der Overflow-Aktivität, die eine wichtige Rolle im Transformationsprozeß spielen könnte, wäre von großem Interesse. Hier sollte eine Beprobung in relativen kurzen Zeitabständen (<1 Jahr) erfolgen, um Unterschiede in der mittleren Ausbreitungintensität von der kurzzeitigen Variabilität dieser Wassermassen trennen zu können.

Schließlich ist die Einbeziehung der mittlerweile räumlich wie zeitlich umfangreichen Tritium- und Helium-Datensätze in die numerischen Modelle noch wenig fortgeschritten. Gerade diese beiden Tracer mit ihrer engen Kopplung an die relevanten Prozesse wie Konvektion (Tritiumeintrag/Gasäquibration), Advektion (radioaktiver Zerfall) oder Süßwassereintrag (erhöhte Tritiumkonzentration in Niederschlag und Flußwasser) könnten wichtige Hinweise auf die Qualität der verschiedenen Modellansätze geben.

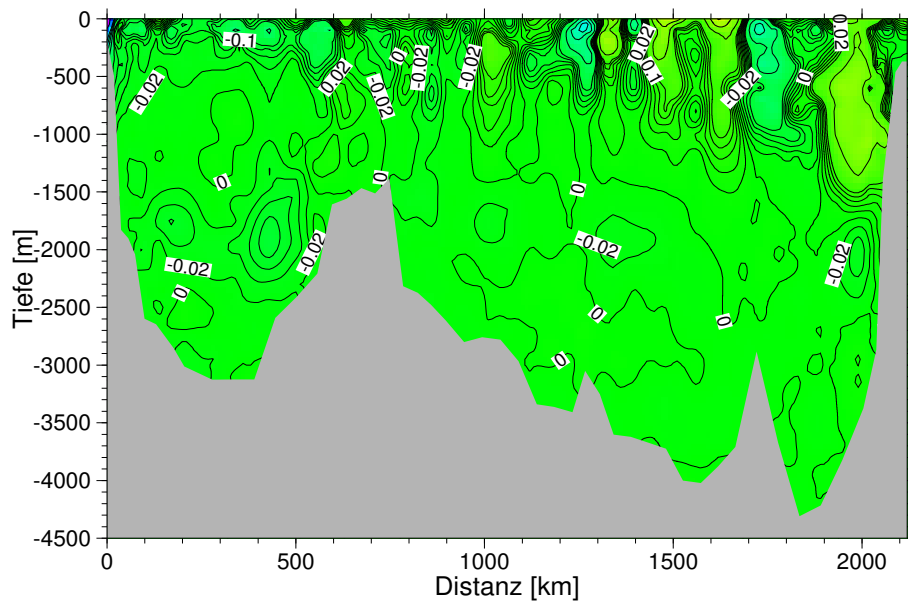
Anhang A

Parameterschnitte für A1E

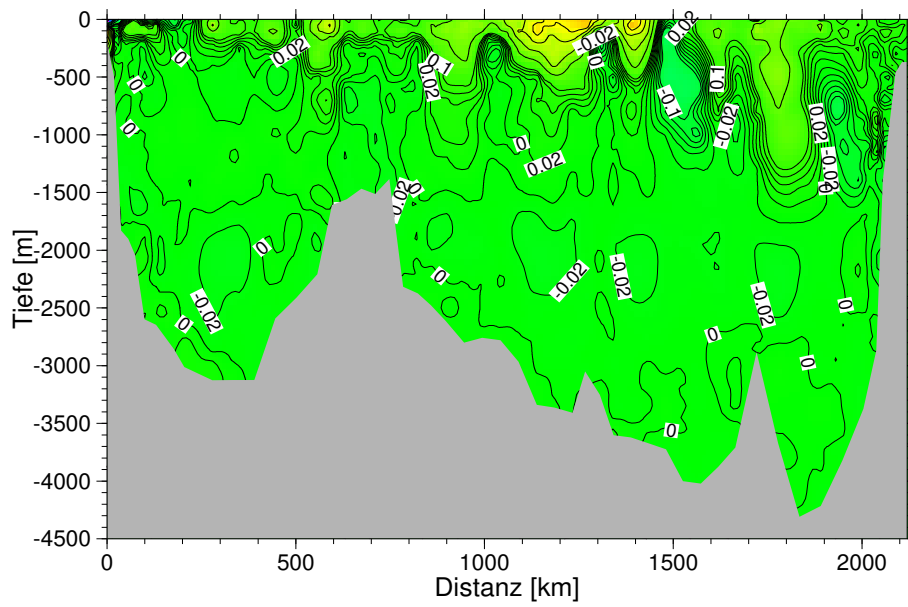
Abbildung A.1: Salzgehalt



(a) M39

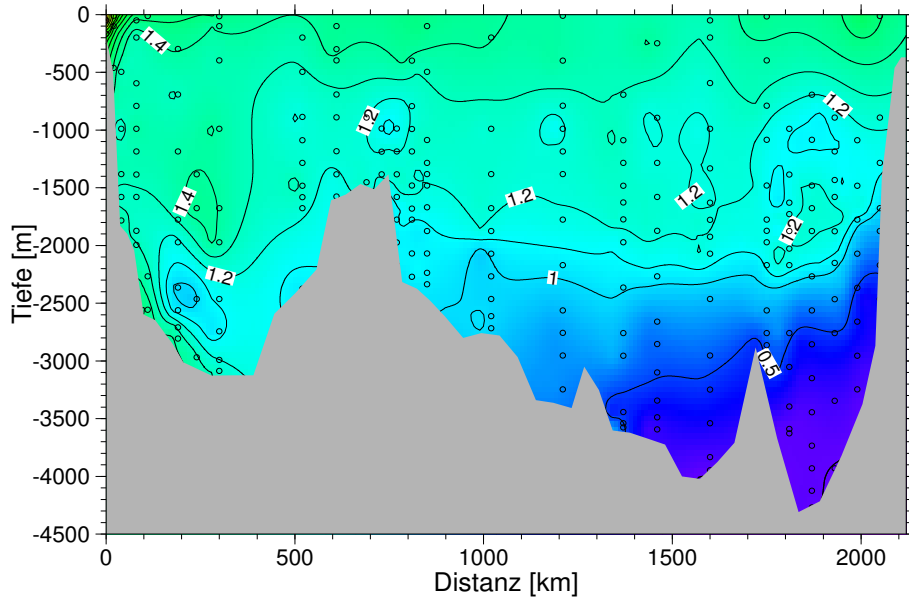


(b) M30 - M18

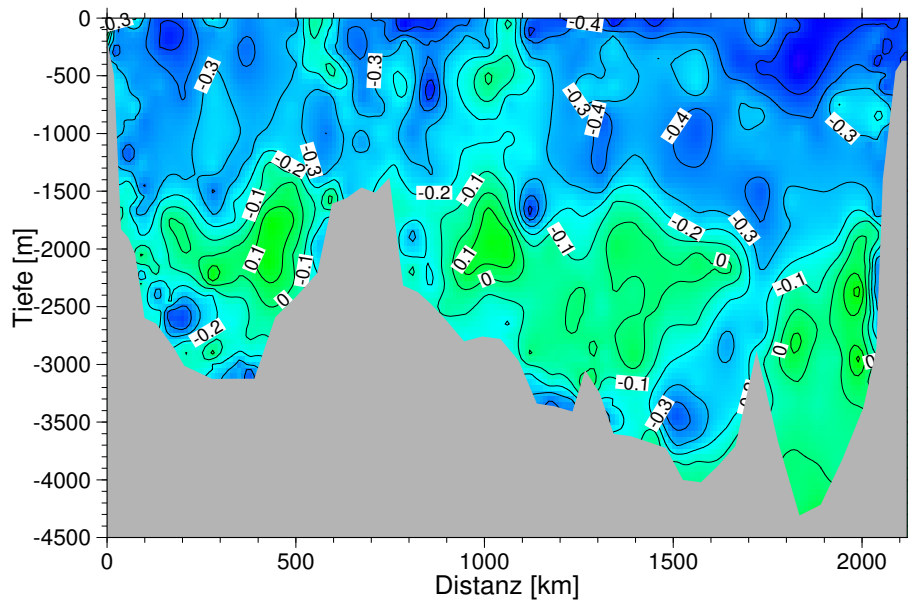


(c) M39 - M30

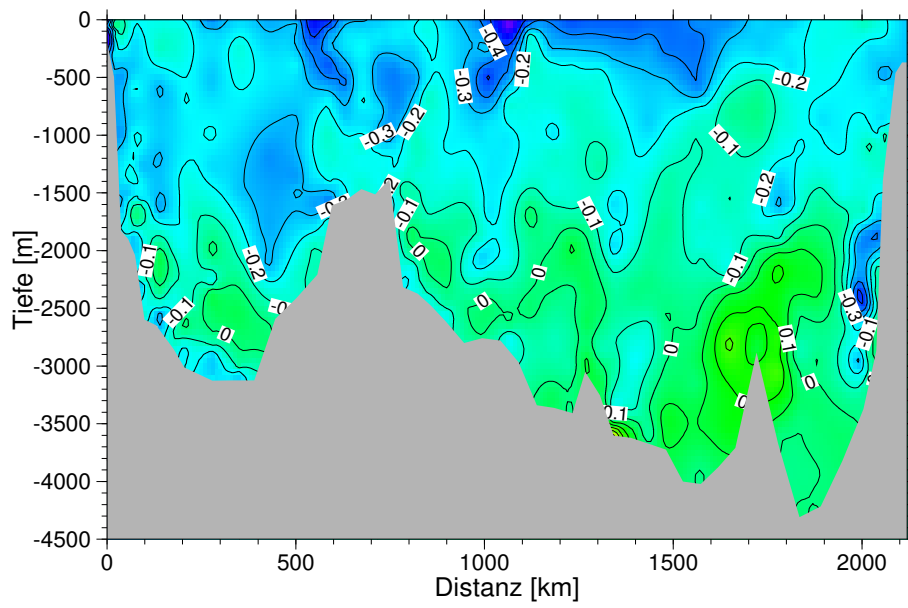
Abbildung A.2: Tritium [TU]



(a) M39

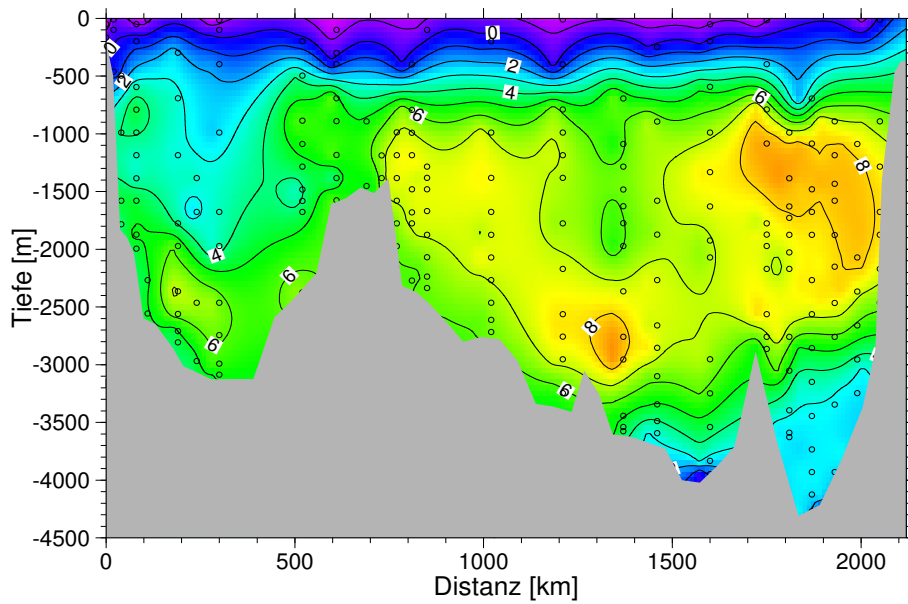


(b) M30 - M18

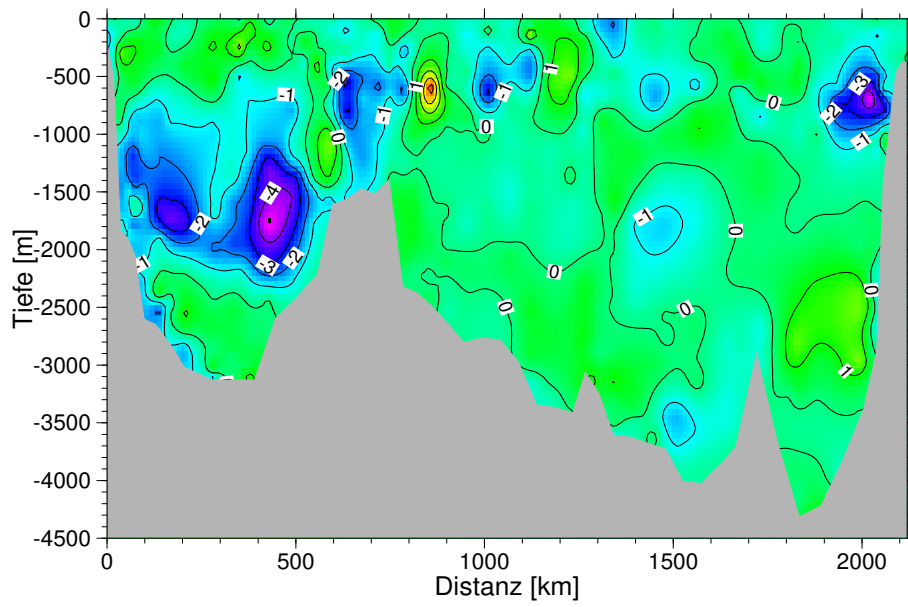


(c) M39 - M30

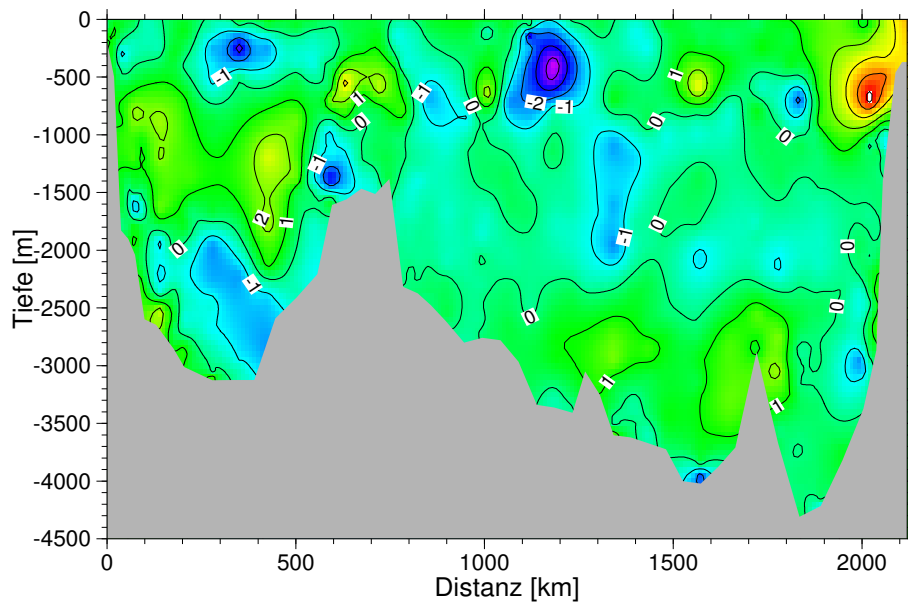
Abbildung A.3: $\delta^3\text{He}$ [%]



(a) M39

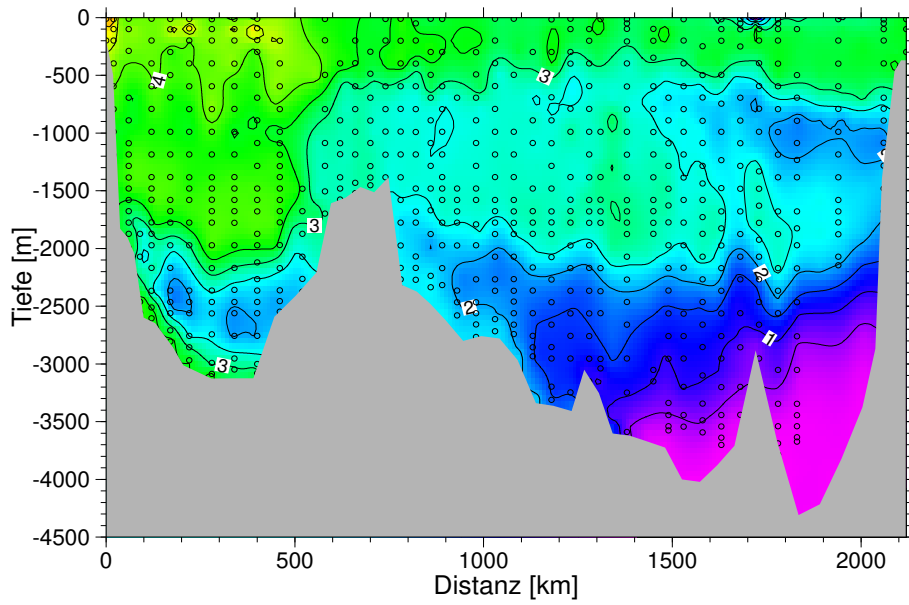


(b) M30 - M18

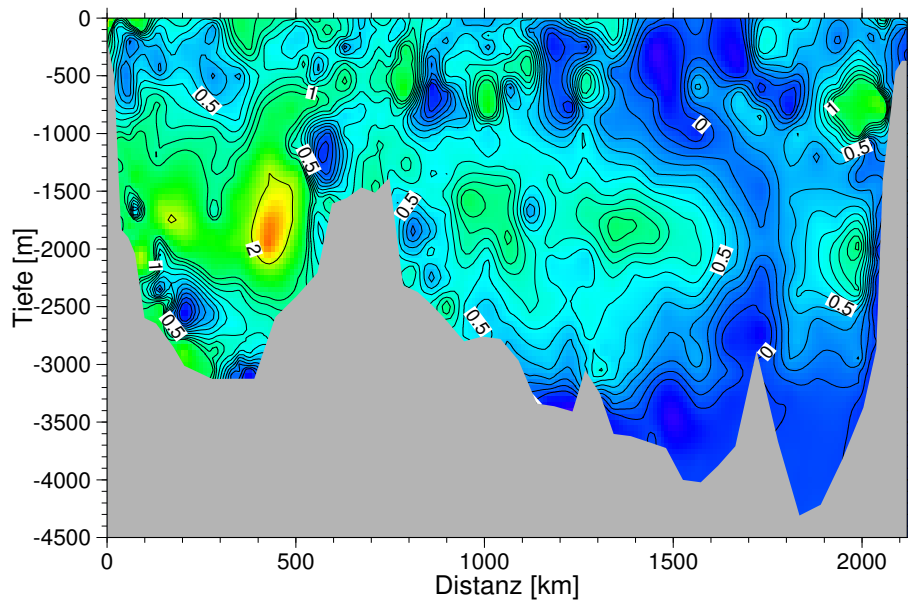


(c) M39 - M30

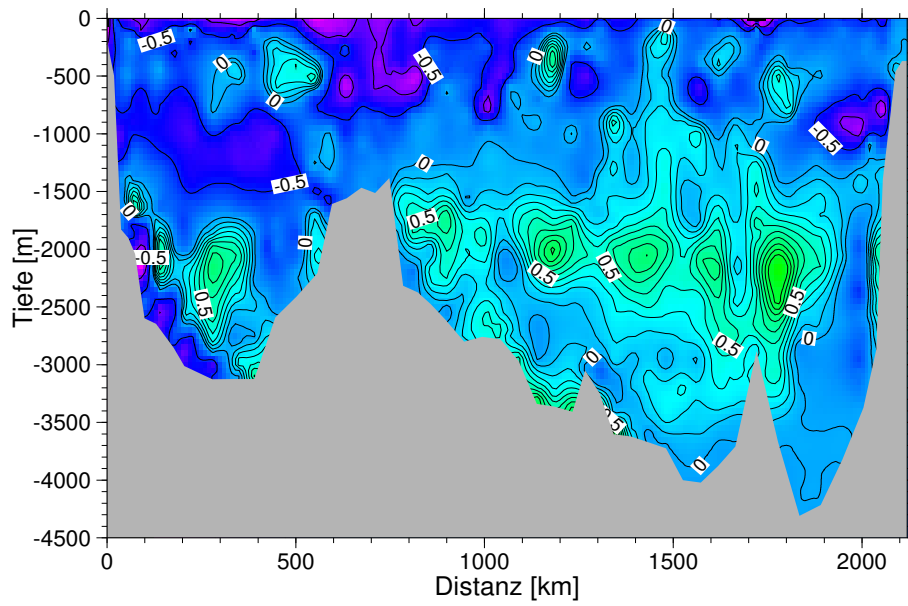
Abbildung A.4: F11 [pmol/kg]



(a) M39

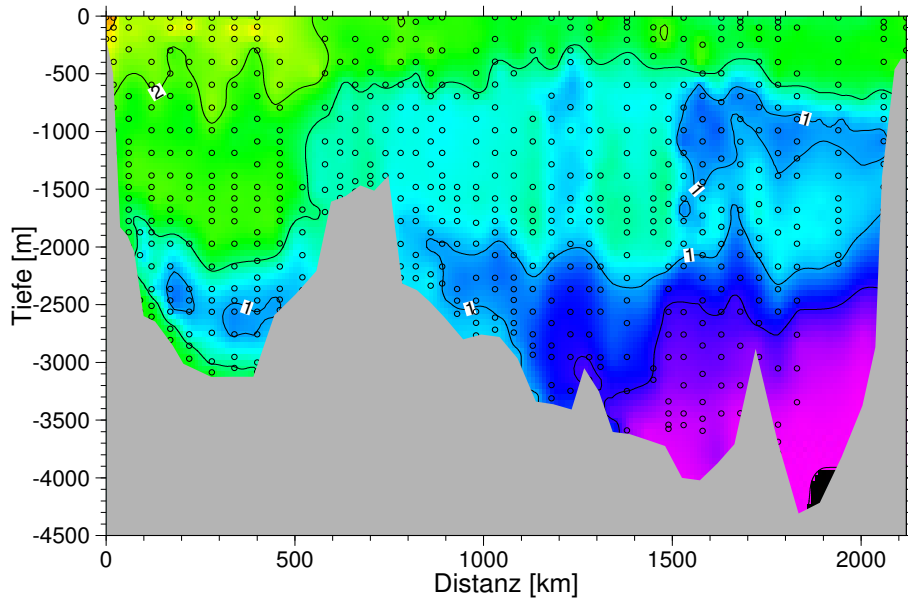


(b) M30 - M18

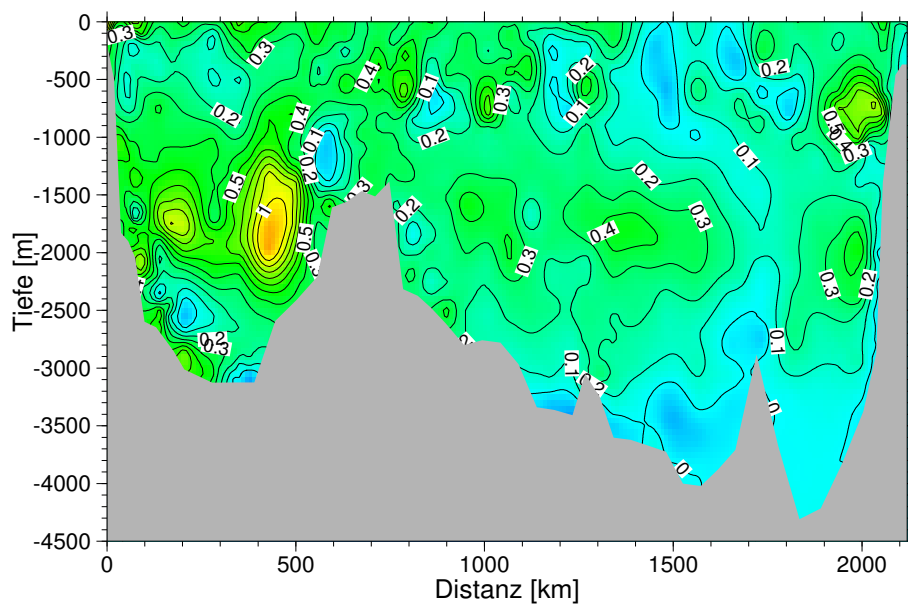


(c) M39 - M30

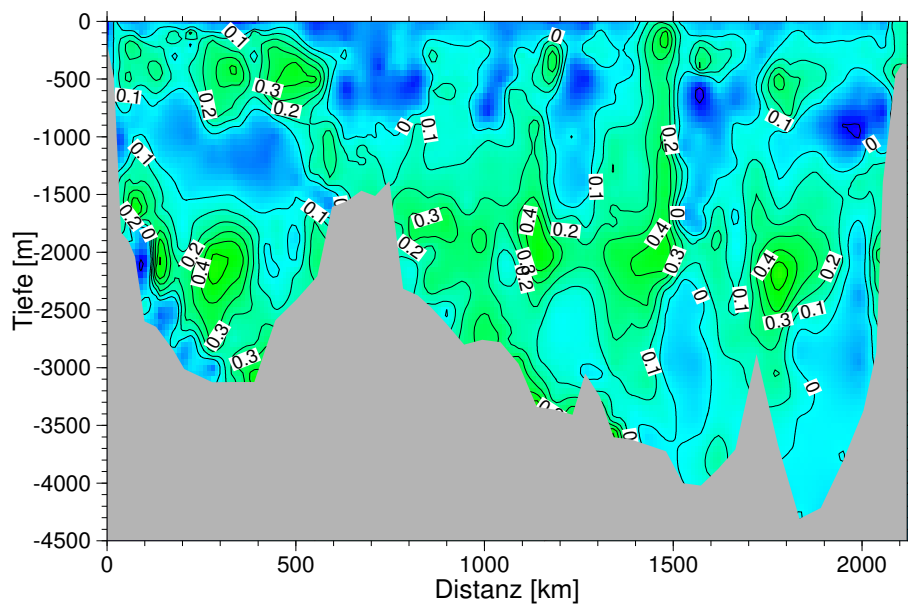
Abbildung A.5: F12 [pmol/kg]



(a) M39



(b) M30 - M18



(c) M39 - M30

Literaturverzeichnis

- K. Aagaard und E.C. Carmack. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C10):14485–14498, 1989.
- Matthias Arnold. *Traceruntersuchungen zum Nordatlantischen Overturning*. Doktorarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1999.
- K. Azetsu-Scott und F.C. Tan. Oxygen isotope studies from Iceland to an East Greenland fjord: behaviour of glacial meltwater plume. *Marine Chemistry*, 56:239–251, 1997.
- S. Bacon. Decadal variability of the North Atlantic Overflows. *International WOCE Newsletter*, 26:29–30, 1997.
- S. Bacon. Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean. *Nature*, 394:871–874, 1998.
- D. Bauch, P. Schlosser, und R.G. Fairbanks. Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of H_2^{18}O . *Progress in Oceanography*, 35:53–80, 1995.
- R. Bayer, P. Schlosser, G. Bönisch, H. Rupp, F. Zaucker, und G. Zimmek. Performance and blank components of a mass spectrometric system for routine measurement of helium isotopes and tritium by the ^3He ingrowth method. *Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 5:241–279, 1989.
- P. Beining und W. Roether. Temporal evolution of CFC 11 and CFC 12 concentrations in the ocean interior. *Journal of Geophysical Research*, 101(C7):16455–16464, 1996.
- B.B. Benson und D. Krause. Isotopic fractionation of helium during solution: A probe for the liquid state. *Journal of Solution Chemistry*, 9:895–909, 1980a.
- B.B. Benson und D. Krause, Jr. The concentration and isotopic fractionation of gases dissolved in freshwater in equilibrium with the atmosphere. 1. Oxygen. *Limnology and Oceanography*, 25(4):662–671, 1980b.

- B.B. Benson und D. Krause, Jr. The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere. *Limnology and Oceanography*, 29(3):620–632, 1984.
- J. Bjerknes. Atlantic air-sea interaction. *Advances in geophysics*, 10:1–82, 1964.
- K.M. Borenäs und P.A. Lundberg. On the Deep-Water flow through the Faroe Bank Channel. *Journal of Geophysical Research*, 93(C2):1281–1292, 1988.
- Francis P. Bretherton, Russ E. Davis, und C.B. Fandry. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep Sea Research*, 23:559–582, 1976.
- W.S. Broecker. "NO", a conservative water-mass tracer. *Earth and Planetary Science Letters*, 23:100–107, 1974.
- W.S. Broecker. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 4:79–89, 1991.
- J.G. Bruce. Eddies southwest of the Denmark Strait. *Deep Sea Research*, 42:13–29, 1995.
- H.L. Bryden. New polynomials for thermal expansion, adiabatic temperature gradient and potential temperature of sea water. *Deep Sea Research*, 20:401–408, 1973.
- J.H. Carpenter. The Chesapeake Bay Institute technique for the Winkler dissolved oxygen method. *Limnology and Oceanography*, 10:141–143, 1965.
- D.C. Chapman und R.C. Beardsley. On the origin of shelf water in the Middle Atlantic Bight. *Journal of Physical Oceanography*, 19:389–391, 1989.
- R. Allyn Clarke und Jean-Claude Gascard. The formation of Labrador sea water. Part I: Large-scale processes. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1764–1778, 1983.
- W.B. Clarke, W.J. Jenkins, und Z. Top. Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3He . *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27:512–522, 1976.
- Bruce D. Cornuelle, Michele Y. Morris, und Dean H. Roemmich. An objective mapping method for estimating geostrophic velocity from hydrographic sections including the equator. *Journal of Geophysical Research*, 98(C10):18,109–18,118, 1993.
- H. Craig und D. Lal. The production rate of natural tritium. *Tellus*, 13:85–105, 1961.
- R.E. Davis. Objective mapping by least squares fitting. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C3):4773–4777, 1985.
- T. Delworth, S. Manabe, und R.J. Stouffer. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 6:1993–2011, 1993.

- T.L. Delworth. North Atlantic interannual variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 9:2356–2375, 1996.
- A.P. Dickin. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, 1995.
- Bob Dickson. From the Labrador Sea to global change. *Nature*, 386:649–650, 1997.
- R.R. Dickson und J. Brown. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates and pathways. *Journal of Geophysical Research*, 99(C6):12319–12341, 1994.
- R.R. Dickson, J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines, und J. Swift. Long-term co-ordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 38:241–295, 1996.
- R.R. Dickson, J. Meincke, S.-A Malmberg, und A.J. Lee. The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic, 1968–1982. *Progress in Oceanography*, 1988.
- R.R. Dickson, J. Meincke, I. Vassie, J. Jungclaus, und S. Osterhus. Possible predictability in overflow from the Denmark Strait. *Nature*, 397:243–246, 1999.
- S.C. Doney und W.J. Jenkins. Ventilation of the Deep Western Boundary Current and Abyssal Western North Atlantic: Estimates from tritium and ^3He distributions. *Journal of Physical Oceanography*, 24:638–659, 1994.
- S.C. Doney, W.J. Jenkins, und J.L. Bullister. A comparison of ocean tracer dating techniques on a meridional section in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Research*, 44(4):603–626, 1997.
- Scott C. Doney, David M. Glover, und William J. Jenkins. A model function of the global tritium distribution in precipitation, 1960–1986. *Journal of Geophysical Research*, 97(C4): 5481–5492, 1992.
- E. Dreisigacker und W. Roether. Tritium and ^{90}Sr in North Atlantic surface water. *Earth and Planetary Science Letters*, 38:301–312, 1978.
- R.G. Fairbanks. The origin of Continental Shelf and Slope Water in the New York Bight and Gulf of Maine: evidence from $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ ratio measurements. *Journal of Geophysical Research*, 87(C8):5796–5808, 1982.
- U. Fleischmann, H. Hildebrandt, A. Putzka, und R. Bayer. Transport of newly ventilated Deep Water from the Iceland Basin to the Westeuropean Basin. *Deep Sea Research*, accepted, 2001.
- Ulrich Fleischmann. Optimierte Auswertung von Tracerdaten. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Bremen, 1997.
- N.P. Fofonoff und R.C. Millard, Jr. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Science*, 1983.

- M. Frank. *Spurenstoffuntersuchungen zur Zirkulation im Eurasischen Becken des Nordpolar-meers*. Doktorarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1996.
- R.D. Frew, P.F. Dennis, K.J. Heywood, M.P. Meredith, und S.M. Boswell. The oxygen isotope composition of water masses in the northern North Atlantic. *Deep Sea Research*, 47:2265–2286, 2000.
- H.H. García und L.I. Gordon. Oxygen solubility in seawater: Better fitting equations. *Limnology and Oceanography*, 37(6):1307–1312, 1992.
- E. Glückauf. A micro-analysis of the helium and neon contents of air. *Proceedings of the Royal Society*, 185:98–119, 1946.
- J. Grothe. Datenerfassung und Datenauswertung am Heidelberger Low-Level-Tritium-Meßsystem. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1992.
- A. Grötzner, M. Latif, und T.P. Barnett. A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *Journal of Climate*, 11:831–847, 1998.
- J.G. Harvey und A. Theodorou. The circulation of Norwegian Sea overflow water in the eastern North Atlantic. *Oceanologica Acta*, 9(4):393–402, 1986.
- Hauke Hildebrandt. *Spurenstoffuntersuchungen im Indischen Ozean*. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1997.
- H.-H. Hinrichsen und M. Tomczak. Optimum multiparameter analysis of the water mass structure in the Western North Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 98(C6):10155–10169, 1993.
- Boris Hoffarth. *Tritium- und Heliumuntersuchungen zur Bildung und Ausbreitung von Tiefenwasser im nördlichen Nordatlantik*. Doktorarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1994.
- N.E. Holden. *CRC Handbook of chemistry and physics*, chapter Table of the isotopes. CRC Press, 1995.
- IAEA. Global network for isotopes in precipitation. The GNIP database. Release 3, Oktober 1999. <http://www.iaea.org/programs/ri/gnip/gnipmain.htm>, 1998.
- I.N. James und P.M. James. Ultra-low-frequency variability in a simple atmospheric circulation model. *Nature*, 342:53–55, 1989.
- W.J. Jenkins. Tritium and ^3He in the Sargasso Sea. *Journal of Marine Research*, 38(3):533–569, 1980.

- W.J. Jenkins. Oxygen utilization rates in the North Atlantic Subtropical Gyre and primary production in oligotrophic systems. *Nature*, 300:246–248, 1982.
- W.J. Jenkins. ^3H and ^3He in the Beta Triangle: Observations of gyre ventilation and oxygen utilization rates. *Journal of Physical Oceanography*, 17:763–783, 1987.
- W.J. Jenkins und W.B. Clarke. The distribution of ^3He in the Western Atlantic Ocean. *Deep Sea Research*, 23:481–494, 1976.
- Johannes Karstensen und Matthias Tomczak. Age determination of mixed water masses using CFC and oxygen data. *Journal of Geophysical Research*, 103(C9):18599–18609, 1998.
- S.P. Khatiwala und R.G. Fairbanks. Freshwater sources to the coastal ocean off northeastern North America: Evidence from $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$. *Journal of Geophysical Research*, 104(C8):18241–18255, 1999.
- W. Krauss. Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin. *Journal of Geophysical Research*, 100(C6):10851–10871, 1995.
- Rolf H. Käse und Andreas Oschlies. Flow through Denmark Strait. *Journal of Geophysical Research*, 105(C12):28527–28546, 2000.
- J. Lazier und D. Wright. Annual velocity variations in the Labrador Current. *Journal of Physical Oceanography*, 23:659–678, 1993.
- J.R.N. Lazier. The renewal of Labrador Sea Water. *Deep Sea Research*, 20:341–353, 1973.
- J.R.N. Lazier. Oceanographic conditions at ocean weather ship *Bravo*, 1964–1974. *Atmosphere and Ocean*, 18:227–238, 1980.
- J.R.N. Lazier. Temperature and salinity changes in the deep Labrador Sea, 1962–1986. *Deep Sea Research*, 35(8):1247–1253, 1988.
- Paul B. Liebelt. *An Introduction to Optimal Estimation*. Addison-Wesley, 1967.
- David L. Mackas, Kenneth L. Denman, und Andrew F. Bennett. Least squares multiple tracer analysis of water mass composition. *Journal of Geophysical Research*, 92(C3):2907–2918, 1987.
- S.-A. Malmberg. Hydrographic investigations in the Iceland and Greenland Seas in late winter 1971 - "Deep Water Project". *Jökull*, 33:133–140, 1983.
- B.A. Mamyrin und I.N. Tolstikhin. *Helium isotopes in nature*. Elsevier, 1984.
- R. Marsh. Recent variability of the North Atlantic thermohaline circulation inferred from surface heat and freshwater fluxes. *Journal of Climate*, 13:3239–3260, 2000.

- M. McCartney, K. Donohue, R. Curry, C. Mauritzen, und S. Bacon. Did the overflow from the Nordic Seas intensify in 1996–1997. *International WOCE Newsletter*, pages 3–9, June 1998.
- M.S. McCartney. Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 29:283–383, 1992.
- H. Melling und R.M. Moore. Modification of halocline source waters during freezing on the Beafort Sea Shelf: evidence from oxygen isotope ratios and dissolved nutrients. *Continental Shelf Research*, 15:89–113, 1995.
- W. Menke. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, 1984.
- F.J. Millero, C.-T. Chen, A. Bradshaw, und K. Schleicher. A new high pressure equation of state for seawater. *Deep Sea Research*, 27A:255–264, 1980.
- J.F. Minster und M. Boulahdid. Redfield ratios along isopycnal surfaces – a complementary study. *Deep Sea Research*, 34:1981–2003, 1987.
- Rolf Neubert. *Messung der stabilen Isotopomere des atmosphärischen Kohlendioxids*. Doktorarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 1998.
- R.A. Olea. Optimal contour mapping using universal kriging. *Journal of Geophysical Research*, 79(5):695–702, 1974.
- M. Ozima und F. Podosek. *Noble gas geochemistry*. Cambridge University Press, 1983.
- Jérôme Paillet, Michel Arhan, und Michael S. McCartney. Spreading of Labrador Sea Water in the eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 103(C5):10223–10239, 1998.
- F.F. Perez, C. Mouriño, F. Fraga, und A.F. Rios. Displacement of water masses and remineralization rates off the Iberian Peninsula by nutrient anomalies. *Journal of Marine Research*, 51:869–892, 1993.
- R.S. Pickart. Is Labrador Sea Water formed in the Irminger Basin? *International WOCE Newsletter*, 39:6–8, 2000.
- R.S. Pickart, W.M. Smethie, J.R.N. Lazier, E.P. Jones, und W.J. Jenkins. Eddies of newly formed upper Labrador Sea Water. *Journal of Geophysical Research*, 101(C9):20711–20726, 1996.
- W.H. Press, S.A. Teukolsky, W.T. Vetterling, und B.P. Flannery. *Numerical Recipes in C*. Cambridge University Press, 2 edition, 1992.
- J.F. Read und W.J. Gould. Cooling and freshening of the subpolar North Atlantic Ocean since the 1960s. *Nature*, 360:55–57, 1992.

- A.C. Redfield, B.H. Ketchum, und F.A. Richards. The influence of organisms on the composition of sea-water. In M.N. Hill, editor, *The Sea*, volume 2, pages 26–77. Interscience, New York, 1963.
- René Redler und Claus W. Böning. Effect of the overflows on the circulation in the subpolar North Atlantic: A regional model study. *Journal of Geophysical Research*, 102(C8):18529–18552, 1997.
- M.J. Rodwell, D.P. Rowell, und C.K. Folland. Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, 398:320–323, 1999.
- Dean Roemmich. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *Journal of Physical Oceanography*, 13:1544–1549, 1983.
- P.M. Saunders. The flux of overflow water through the Charlie-Gibbs Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 99(C6):12343–12355, 1994.
- P.M. Saunders. The flux of dense cold overflow water southeast of Iceland. *Journal of Physical Oceanography*, 26:85–95, 1995.
- A. Schiller, U. Mikolajewicz, und R. Voss. The stability of the thermohaline circulation in a coupled ocean–atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics*, 13:325–347, 1997.
- P. Schlosser, G. Bönisch, M. Rhein, und R. Bayer. Reduction of deepwater formation in the Greenland Sea during the 1980’s: Evidence from tracer data. *Science*, 251:1054–1056, 1991.
- R.W. Schmitt, P.S. Bogden, und C.E. Dorman. Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 19:1208–1221, 1989.
- William J. Schmitz, Jr. und Michael S. McCartney. On the North Atlantic circulation. *Reviews of Geophysics*, 31(1):29–49, 1993.
- W.M. Smethie, Jr. und R.A. Fine. Rates of North Atlantic Deep Water formation calculated from chlorofluorocarbon inventories. *Deep Sea Research*, 48:189–215, 2001.
- W.M. Smethie, Jr. und J.H. Swift. The tritium:krypton-85 age of Denmark Strait Overflow Water and Gibbs Fracture Zone Water just south of Denmark Strait. *Journal of Geophysical Research*, 94(C6):8265–8275, 1989.
- C.P. Spencer. The micronutrient elements. In J.P. Riley und G. Skirrow, editors, *Chemical Oceanography*, pages 245–297. Academic Press, 1975.
- Willi Stein. ^{18}O - und ^3H -Untersuchungen im Nordpolarmeer. Diplomarbeit, Institut für Umweltp Physik der Universität Heidelberg, 1996.

- H.G. Östlund. The residence time of the freshwater component in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 87(C3):2035–2043, 1982.
- H.G. Östlund und G. Hut. Arctic Ocean water mass balance from isotope data. *Journal of Geophysical Research*, 89(C3):6373–6381, 1984.
- R.T. Sutton und M.R. Allen. Decadal predictability of North Atlantic sea surface temperature and climate. *Nature*, 388:563–567, 1997.
- J.H. Swift. The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic. *Deep Sea Research*, 31(11):1339–1355, 1984.
- J.H. Swift, K. Aagaard, und S.-A. Malmberg. The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic. *Deep Sea Research*, 27A:29–42, 1980.
- Alexander Sy, Monika Rhein, John R.N. Lazier, Klaus Peter Koltermann, Jens Meincke, Alfred Putzka, und Manfred Bersch. Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean. *Nature*, 386:675–679, 1997.
- T. Takahashi, W.S. Broecker, und S. Langer. Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *Journal of Geophysical Research*, 90(C4):6907–6924, 1985.
- Rory O.R.Y Thompson und R.J. Edwards. Mixing and water-mass formation in the Australian Subantarctic. *Journal of Physical Oceanography*, 11:1399–1406, 1981.
- A. Timmermann, M. Latif, R. Voss, und A. Grötzner. Northern hemisphere interdecadal variability: a coupled air-sea mode. *Journal of Climate*, 11:1906–1931, 1998.
- Matthias Tomczak und Johannes Karstensen. A method to determine the ages of water mass contributions in a mixture of water masses, based on nutrient and tracer data. *Ocean Modelling*, 108:7–10, 1995.
- Matthias Tomczak und Daniel G.B. Large. Optimum multiparameter analysis of mixing in the thermocline of the Eastern Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 94(C11):16141–16149, 1989.
- Matthias Tomczak, Jr. An analysis of mixing in the frontal zone of South and North Atlantic Central Water off north-west Africa. *Progress in Oceanography*, 10:173–192, 1981a.
- Matthias Tomczak, Jr. A multi-parameter extension of temperature/salinity diagram techniques for the analysis of non-isopycnal mixing. *Progress in Oceanography*, 10:147–171, 1981b.
- Z. Top, W.C. Eismont, und W.B. Clarke. Helium isotope effect and solubility of helium and neon in distilled water and seawater. *Deep Sea Research*, 34:1139–1148, 1987.

- W.R. Turrell, G. Slessor, R.D. Adams, P. Payne, und P.A. Gillibrand. Decadal variability in the composition of Faroe Shetland Channel bottom water. *Deep Sea Research*, 46:1–25, 1999.
- M.P. Unterwiesing, F.J. Coursey, B.M. and Schima, und W.B. Mann. Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated-water standards. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 31:611–614, 1980.
- M. Visbeck, J.H. Hurrell, und Y. Kushnir. First international conference on the North Atlantic Oscillation (NAO): Lessons and challenges for CLIVAR. *CLIVAR Exchanges*, 6(1):24–25, 2001.
- S.J. Walker, R.F. Weiss, und P.K. Salameh. 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):14285–14296, 2000.
- Volker Walz. *Spurenstoffuntersuchungen zur Tiefenwasserbildung und Zirkulation im Europäischen Nordmeer*. Doktorarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 2000.
- M.J. Warner und R.F. Weiss. Solubilities of chlorofluorocarbons in water and seawater. *Deep Sea Research*, 32:1485–1497, 1985.
- R.F. Weiss. The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater. *Deep Sea Research*, 17:721–735, 1970.
- R.F. Weiss. Solubility of helium and neon in water and seawater. *Journal of Chemical and Engineering Data*, 16:235–241, 1971.
- W. Weiss, W. Roether, und G. Bader. Determination of blanks in low-level tritium measurement. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 27:217–225, 1976.
- World Meteorological Organization. The Montreal Protocol on substances that deplete the ozone layer. 37:94–97, 1988.

Danksagung

Eine ganze Reihe von Personen haben auf die eine oder andere Weise zur Entstehung dieser Arbeit beigetragen. Ihnen sei hier herzlich gedankt:

- Herrn Dr. Reinhold Bayer für die Betreuung dieser Arbeit
- Herrn Prof. Dr. Ulrich Platt und Herrn Prof. Dr. Till Kirsten für die Übernahme des Referats
- der Arbeitsgruppe Ozeanographie in Heidelberg für fruchtbare Diskussionen, wertvolle Hilfestellungen und die manchmal nötige Ablenkung
- Herrn Gerhard Zimmek für die Unterstützung bei den massenspektrometrischen Tritium- und Heliumanalysen
- Frau Christel Facklam für die Durchführung der $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen
- Paul Wessels für seine ausgezeichneten *Generic Mapping Tools* (GMT), mit denen sämtliche Karten und Schnitte erstellt wurden
- meinen Eltern, ohne die ich nie so weit gekommen wäre
- Sonja, Marcus und den Damen aus der Bäumengasse für die mentale Unterstützung und die Übernachtungsmöglichkeiten in der „heißen“ Endphase
- meiner Frau Anne für ihre Geduld und ihre Ungeduld mit mir und meiner Arbeit