

Saisonale und zwischenjährliche
Variabilität im westlichen Mittelmeer
- Analyse historischer Daten

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Gerd Krahnemann

Kiel

1997

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	3
Einleitung	7
1 Das westliche Mittelmeer	13
1.1 Klimatische Bedingungen	16
1.2 Wassermassen	18
1.2.1 Das Modifizierte Atlantische Wasser	18
1.2.2 Das Levantinische Zwischenwasser	21
1.2.3 Das Tiefenwasser	24
1.2.4 Das winterliche Zwischenwasser	25
2 Datenbasis und Verarbeitung	27
2.1 Daten	29
2.2 Verarbeitung	31
2.3 Temperatur- und Salzgehaltsanomalien	36
2.4 Kontrolle der Ergebnisse	36
3 Saisonale Variabilität	38
3.1 Das saisonale Wärmebudget	41
3.1.1 Bisherige Ergebnisse zum langjährigen Wärmebudget . . .	41
3.1.2 Saisonale Wärmetransporte durch die Meeresstraßen	43
3.1.3 Wärmehaltsänderungen aus der Klimatologie	55
3.1.4 Oberflächenwärmeflüsse aus verschiedenen Datensätzen . .	56
3.2 Das Frischwasserbudget	61
3.2.1 Saisonale Frischwassertransporte durch die Meeresstraßen .	62
3.2.2 Saisonale Oberflächenfrischwasserflüsse und Einträge durch Flüsse	64
3.3 Räumliche und zeitliche Variationen in der MAW-Schicht	67
3.3.1 Variationen der Oberflächentemperaturen	67

3.3.2	Variationen in den tieferen Teilen	77
3.4	Saisonale Veränderung der Wassermassenvolumina	81
3.4.1	Kann eine saisonale Speicherung von Zwischenwasser im westlichen Mittelmeer nachgewiesen werden?	86
3.5	Ausbreitung neugebildeten Tiefenwassers	87
3.6	Diskussion der saisonalen Variationen	92
4	Längerfristige Variabilität	94
4.1	Trends und Schwankungen	96
4.2	Langjährige Trends in Temperatur und Salzgehalt	99
4.2.1	Trends im Tiefenwasser	101
4.2.2	Gibt es Trends im Zwischenwasser?	105
4.2.3	Trends an der Oberfläche	107
4.2.4	Langfristige Variation der Niederschläge	118
4.3	Mehrjährige Schwankungen von Wassermasseneigenschaften und Wärme-flüssen	124
4.3.1	Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen im Zwischenwasser	124
4.3.2	Langjährige Variabilität der Wärme-flüsse	134
4.3.3	Temperaturschwankungen an der Oberfläche	135
4.4	Diskussion der längerfristigen Variationen	141
	Anhang	145
A	Fehlerabschätzung	145
A.1	Fehler der Temperaturen und Salzgehalte	145
A.2	Fehler der Wärmespeicherungsänderungen	152
B	Bulk-Formeln	155
	Literaturverzeichnis	158

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird eine neue, umfassendere Klimatologie historischer Temperatur- und Salzgehaltsmessungen des westlichen Mittelmeeres vorgestellt und auf saisonale und längerfristige Veränderungen analysiert. Die klimatologischen Daten werden zur Untersuchung der Zusammenhänge zwischen den saisonal und längerfristig variierenden Randbedingungen des Mittelmeeres und den entsprechenden Veränderungen der Temperaturen und Salzgehalte herangezogen.

Die für diese Arbeit erstellte monatliche Klimatologie basiert im Gegensatz zu anderen vergleichbaren Klimatologien (LEVITUS, 1982; BRASSEUR et al., 1996) auf einer sehr viel größeren Temperaturdatenbasis. Dies liegt an der zusätzlichen Einbeziehung von Messungen mit Bathythermographen. Sie ist deshalb besonders für die Untersuchung von saisonalen und längerfristigen Temperaturänderungen geeignet.

Die Variabilität der Wassermassen und der sie beeinflussenden Randbedingungen werden auf drei Zeitskalen betrachtet: auf saisonaler Zeitskala, auf mehrjähriger bis dekadischer Zeitskala und auf Skalen, die länger als 40 Jahre und damit länger als der Zeitraum der ausreichenden historischen Datenbasis sind.

Die als Teil der Analysen durchgeführte Erweiterung der Berechnungen des Wärmebudgets des westlichen Mittelmeeres auf die saisonale Zeitskala erlaubt erstmals eine quantitative Beurteilung verschiedener Datensätze der Oberflächenwärmeflüsse auch mit monatlicher Auflösung. Bisherige Berechnungen des Wärmebudgets waren auf Vergleiche der mittleren Oberflächenwärmeflüsse (meteorologischer Ansatz) mit den mittleren ozeanischen Wärmetransporten durch die Straße von Gibraltar (ozeanographischer Ansatz) beschränkt. Dabei wurden die ozeanischen Wärmetransporte, die mit geringem absolutem Fehler bestimmt werden können, zur Verifizierung der Wärmeflüsse herangezogen. Bei den hier durchgeführten Berechnungen stellen sich die Oberflächenwärmeflüsse, die nach

GILMAN und GARRETT (1994) aus dem COADS¹-Datensatz berechnet wurden, als diejenigen mit den geringsten Abweichungen vom ozeanographischen Ansatz heraus.

Für das saisonale Frischwasserbudget des westlichen Mittelmeeres können die Ergebnisse des meteorologischen und des ozeanographischen Ansatzes nicht in gleicher Weise wie beim Wärmebudget verglichen werden, da die vorhandenen Informationen nicht zur Bestimmung des saisonalen Frischwassertransportes durch die Straße von Sizilien ausreichen. Der Zusammenhang zwischen latenten Wärmeflüssen, einem Teil des Wärmebudgets, und der Verdunstung erlaubt jedoch eine genauere Bestimmung des meteorologischen Ansatzes.

Als zweiter Aspekt der saisonalen Variationen im westlichen Mittelmeer werden die Auswirkungen der Oberflächenwärmeflüsse auf die Temperaturen des Modifizierten Atlantischen Wassers untersucht. Ein Vergleich der Oberflächentemperaturen der Klimatologie mit solchen aus Satellitenmessungen ergibt eine sehr gute Übereinstimmung der räumlichen Strukturen von Jahresmittelwert sowie Amplitude und Phasen des Jahresganges. Dabei stellt sich die Ligurische See als ein Gebiet heraus, in dem die herbstliche Abkühlung, hervorgerufen durch Variabilitäten im Windstreiffeld, zwei bis drei Wochen früher einsetzt als im Rest des westlichen Mittelmeeres. Mit Ausnahme des Konvektionsgebietes im nordwestlichen Mittelmeer sind die Auswirkungen der saisonalen Wärmeflüsse auf die obere Schicht aus Modifiziertem Atlantischem Wasser beschränkt.

Ein für drei größere Subregionen des westlichen Mittelmeeres durchgeführter Wassermassenzensus der Klimatologie ergibt eine auf das Becken westlich von Korsika beschränkte mittlere jährliche Tiefenwasserbildung von $18000 \pm 6000 \text{ km}^3$. Das neugebildete Tiefenwasser setzt sich aus 13000 km^3 Levantinischem Zwischenwasser und 5000 km^3 Modifiziertem Atlantischem Wasser zusammen und breitet sich innerhalb von 6 bis 7 Monaten vom nördlichen Konvektionsgebiet in südlicher Richtung aus. Im Tyrrhenischen Meer lassen sich dagegen keine saisonalen Variationen der Wassermassenvolumina nachweisen.

Im Detail geben die monatlichen Temperaturen der einzelnen Klimatologiegitterpunkte Aufschluß über einen Teil der unbekanntten Ausbreitung des Tiefenwassers. Neugebildetes kühles Tiefenwasser breitet sich im Frühjahr und Sommer mit etwa 5 cm/s vom Gulf of Lions südwestwärts entlang der spanischen Küste aus. Ein Teil der kalten Anomalie in der sonst wärmeren Zwischenwasserschicht spaltet sich bei der Straße von Ibiza ab und rezirkuliert entlang der Nordküsten der balearischen Inseln. Der andere Teil folgt weiter der spanischen Küste in

¹COADS: Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

Richtung auf die Straße von Gibraltar. Auf beiden Wegen sind die anomalen Temperaturen nach 6 bis 7 Monaten nicht mehr zu erkennen.

Im zweiten Teil der Arbeit werden zwischenjährliche und langfristige Veränderungen der Wassermasseneigenschaften und der Randbedingungen bestimmt und ihre Zusammenhänge diskutiert. Dazu werden lange Zeitreihen der monatlichen Abweichungen der Temperaturen und Salzgehalte von den langjährigen mittleren Jahregängen sowie entsprechende langjährige Zeitreihen meteorologischer Parameter verwendet.

Die analysierten Zeitreihen der Temperatur- und Salzgehaltsanomalien reichen von 1955 bis 1994. Lineare Regressionen der Daten zeigen in zwei Tiefenbereichen des westlichen Mittelmeeres signifikante Trends. Zum einen nehmen die Temperaturen und Salzgehalte des Tiefenwassers langfristig zu, und zum anderen weist der Salzgehalt der Oberflächenschicht (0 bis 70 m) des nordwestlichen Mittelmeeres über die 40 Jahre eine Zunahme um 0.2 psu auf. Ein quantitativer Vergleich ergibt, daß die oberflächennahe Salzgehaltszunahme bei vollständiger Vermischung der Wassersäule, wie sie bei tiefreichender Konvektion auftritt, ausreicht, die Tiefenwassertrends zu erklären.

Dieses Ergebnis liefert damit eine andere Erklärung für die Tiefenwassertrends als sie in früheren Untersuchungen angegeben wurde (BETHOUX et al., 1990; LEAMAN und SCHOTT, 1991; ROHLING und BRYDEN, 1992). In diesen Arbeiten wurde zumindest ein Teil der Trends auf langfristige Veränderungen des Frischwasserhaushaltes des östlichen Mittelmeeres zurückgeführt. Ein reduzierter Frischwassereintrag durch Flüsse und/oder eine erhöhte Verdunstung sollten nach diesem Erklärungsansatz zu erhöhten Salzgehalten des im östlichen Mittelmeeres erzeugten Levantinischen Zwischenwassers führen, das nach seiner advektiven Ausbreitung in das westliche Mittelmeer an der Tiefenwasserbildung teilnimmt. Die hier durchgeführten Analysen ergeben hingegen, daß die Temperaturen und Salzgehalte des Levantinischen Zwischenwassers im westlichen Mittelmeer nicht signifikant zugenommen haben. Die Tiefenwassertrends sind also lokal im nordwestlichen Mittelmeer erzeugt worden.

Die Analyse der Randbedingungen des nordwestlichen Mittelmeeres ergibt, daß zwei Komponenten des Frischwasserhaushaltes für die Salzgehaltszunahme in der Oberflächenschicht verantwortlich sind. Dies ist zum einen die Reduktion des Frischwassereintrages durch große spanische Flüsse, und zum anderen trägt die langfristige Abnahme des Niederschlages über dem Mittelmeerraum während der letzten 30 Jahre (BETHOUX und GENTILI, 1994; HURRELL, 1995) zu der Salzgehaltszunahme bei. Die Reduktion des Eintrages durch Flüsse ist durch ihre

Aufstauung ungefähr 1962 verursacht. Die Abnahme des Niederschlages hingegen steht im Zusammenhang mit langfristigen Änderungen der großräumigen atmosphärischen Zirkulation. HURRELL (1995) konnte zeigen, daß die Niederschläge im Mittelmeerraum negativ mit dem North Atlantic Oscillation Index korreliert sind. Dieser nahm von einem Minimum im Jahre 1969 bis 1995 zu und liefert damit eine Erklärung für die langfristige Abnahme des Niederschlages. Im Jahre 1996 brach die langfristige Entwicklung ab, und der NAO Index nahm einen minimalen Wert an. Es ist heute nicht klar, ob die langjährige Abnahme des Niederschlages im Mittelmeerraum und die zumindest teilweise daraus resultierenden Tiefenwassertrends das Ergebnis einer nachhaltigen Änderung der klimatischen Bedingungen darstellen oder nur ein Teil langperiodischer Schwankungen sind.

Schwankungen auf zwischenjährlicher bis dekadischer Zeitskala finden sich im westlichen Mittelmeer in Temperatur und Salzgehalt des Zwischenwassers und in den Temperaturen der Oberflächenschicht. Die Zwischenwassereigenschaften schwanken im nordwestlichen Mittelmeer unter Erhaltung der Dichte auf Zeitskalen von 2 bis 10 Jahren, im restlichen westlichen Mittelmeer nur auf der dekadischen Zeitskala. Die Ausdehnung der dekadischen Schwankungen über das gesamte westliche Mittelmeer legt eine advektive Ausbreitung aus dem östlichen Mittelmeer nahe, während die kurzfristigeren Schwankungen im nordwestlichen Mittelmeer möglicherweise durch zwischenjährliche Variabilität der Tiefenwasserbildung hervorgerufen werden.

Die Temperaturschwankungen der Oberflächenschicht gleichen denen, die KUSHNIR (1994) für den gleichen Breitenbereich im Nordatlantik festgestellt hat. Eine advektive Ausbreitung der Temperaturanomalien durch die Straße von Gibraltar ins Mittelmeer kann jedoch nach den Ergebnissen dieser Analyse ausgeschlossen werden. Als mögliche Quelle bleiben daher nur langfristige Variationen großräumiger Oberflächenwärmeflüsse. Die räumliche Struktur der Temperaturanomalien unterstützt diesen Erklärungsansatz. Die langjährigen Oberflächenwärmeflüsse aus COADS-Daten stehen jedoch in keinem offensichtlichen Zusammenhang mit den Temperaturanomalien, sind also möglicherweise nicht zur Untersuchung langfristiger Änderungen der Oberflächenwärmeflüsse geeignet.

Einleitung

In den letzten 20 Jahren hat das öffentliche Interesse an mittel- und langfristigen Entwicklungen des Weltklimas erheblich zugenommen. Die Ozeane und ihre Wechselwirkungen mit der Atmosphäre wurden dabei als wichtige Komponenten des Klimasystems erkannt. Es hat sich jedoch gezeigt, daß die bisherigen Kenntnisse über diese Komponenten nicht ausreichend sind, um das Klimageschehen umfassend zu verstehen oder gar zukünftige Entwicklungen vorhersagen zu können.

Das europäische Mittelmeer ist im Hinblick auf das Verständnis des Klimasystems aus mehreren Gründen besonders interessant. Erstens wurde es, verglichen mit den Weltozeanen, in diesem Jahrhundert gut mit Messungen seiner Temperatur und seines Salzgehaltes abgedeckt. Zweitens bildet es wegen seines nur geringen Kontaktes mit den Weltmeeren ein quasi geschlossenes Meeresbecken. Drittens kommen in ihm viele für das Klima relevante Prozesse wie z.B. tiefreichende winterliche Konvektion und thermohaline Zirkulation vor. Und viertens reagiert es wegen seiner geringen Größe schneller auf langfristige Änderungen der Randbedingungen als die Ozeane.

Diese Besonderheiten erlauben es, anhand des kleinen Mittelmeeres die Auswirkungen von Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre wie den Oberflächenflüssen von Wärme und Frischwasser auf das Meer mit vergleichsweise geringem Aufwand zu untersuchen und zu quantifizieren. Dabei können sowohl Erkenntnisse über die Prozesse und die Wechselwirkungen selbst als auch über die vorhandene natürliche und anthropogene Variabilität gewonnen werden.

Konsequenterweise gibt es eine Vielzahl von Arbeiten über das Mittelmeer, die die genannten Besonderheiten ausnutzen. Neben einer Reihe von Berechnungen des mittleren Wärme- und Frischwasserbudgets wurde eine Vielzahl von Prozeßstudien durchgeführt. Darüber hinaus haben gerade in den letzten Jahren vermehrt numerische Modelle das Verständnis der Zirkulation des Mittelmeeres erweitert. Systematische und umfassende Analysen der saisonalen und

zwischenjährlichen Variabilität existieren dagegen bisher nicht.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, diese Lücke schließen zu helfen. Dazu werden zunächst die historischen Temperatur- und Salzgehaltsdaten des westlichen Mittelmeeres in Form einer monatlichen Klimatologie aufbereitet. Mit der Klimatologie lassen sich die Auswirkungen der Randbedingungen auf das Meer auf drei Zeitskalen untersuchen: auf saisonaler, auf zwischenjährlicher bis dekadischer sowie auf mehrdekadischer Zeitskala.

Die hier durchgeführten Untersuchungen zu Variationen auf der saisonalen Zeitskala stellen ein Bindeglied zwischen den bisherigen Arbeiten zum mittleren Zustand des Mittelmeeres und den Untersuchungen durch numerische Zirkulationsmodelle dar. Auf den längeren Zeitskalen bilden die Analysen eine systematische Erweiterung der bisherigen Arbeiten.

Die Analysen zum mittleren Zustand des Mittelmeeres gehen von den einfach zu bestimmenden Randbedingungen bei der Straße von Gibraltar aus. Berechnungen auf der Grundlage der Erhaltung von Salz und Masse ergaben Volumentransporte von Ein- und Ausstrom durch die Straße von Gibraltar in der Größenordnung von 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (BETHOUX, 1979; LACOMBE und RICHEZ, 1982). In einer Erweiterung der Erhaltungsgleichungen auf einzelne Becken des Mittelmeeres quantifizierte BETHOUX (1980) die Volumentransporte zwischen den einzelnen Becken. Mit den Volumentransporten konnte auch der mittlere Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar mit geringer absoluter Unsicherheit abgeschätzt werden (BUNKER et al., 1982). Der Vergleich mit den flächenintegrierten mittleren Oberflächenwärmeflüssen zeigte, daß die Bestimmungsformeln für die Wärmeflüsse signifikante Fehler enthalten mußten (BUNKER et al., 1982; GARRETT et al., 1993). Korrekturen an den Formeln konnten die Diskrepanzen erheblich reduzieren (GILMAN und GARRETT, 1994), jedoch erlauben alle diese Untersuchungen keine Aussagen über die Genauigkeit der saisonalen Oberflächenwärmeflüsse, die für die Modellierung von jahreszeitabhängigen Prozessen wichtig sind.

Einer dieser Prozesse ist die Tiefenwasserbildung durch tiefreichende Konvektion, die auch einen maßgeblichen Teil der globalen thermohalinen Zirkulation bildet. Im nordwestlichen Mittelmeer wurde die Konvektion in einer Reihe von ozeanographischen Experimenten (z.B. MEDOC GROUP, 1970; LEAMAN und SCHOTT, 1991; SCHOTT et al., 1996) und mit Hilfe von hochauflösenden numerischen Modellen untersucht (MADEC et al., 1991a,b; SEND und MARSHALL, 1995). Dabei konnten wesentliche Erkenntnisse über den Prozeß der Konvektion gewonnen werden (VISBECK et al., 1994). Einige Aspekte blieben bei diesen Unter-

suchungen jedoch ungeklärt. So stellte sich heraus, daß die Tiefenwasserbildung im nordwestlichen Mittelmeer einer ausgeprägten zwischenjährlichen Variabilität unterliegt (MERTENS, 1994) und damit die Bestimmung einer mittleren Tiefenwasserbildungsrate erschwert. Außerdem blieb die Ausbreitung des neugebildeten Tiefenwassers ein weiterer offener Punkt.

Ein Hilfsmittel, mit dem viele der offenen Fragen beantwortet werden können, sind numerische Zirkulationsmodelle. Auch für das Mittelmeer wurde eine Reihe von Modellrechnungen durchgeführt. In einer frühen Untersuchung mit einem Zirkulationsmodell des Mittelmeeres (STANEV et al., 1989) erwiesen sich die saisonalen Schwankungen der Oberflächenflüsse als wichtige Randbedingung für die Bildung von Zwischen- und Tiefenwasser. In diesem relativ grobauflösenden Modell war die Straße von Gibraltar noch geschlossen, was die Nachbildung der Zirkulation noch deutlich einschränkte. TZIPERMAN und MALANOTTE-RIZZOLI (1991) bestimmten die mittlere saisonale Zirkulation des Mittelmeeres mit Hilfe einer Inversrechnung historischer Daten. Das Ergebnis waren großräumige Zirkulationsmuster für das Innere des Beckens, die vergleichsweise schmalen Randströme konnten jedoch mit den historischen Daten nicht aufgelöst werden.

Mit einem höher aufgelösten numerischen Zirkulationsmodell des Mittelmeeres konnten dann ZAVATARELLI und MELLOR (1995) die wesentlichen Elemente der Zirkulation des Mittelmeeres nachbilden. Sie fanden, daß im westlichen Mittelmeer nicht nur Wind und thermohaline Flüsse für die Zirkulation verantwortlich sind, sondern daß auch die Frischwassereinträge durch Flüsse nennenswert zur Oberflächenzirkulation beitragen. Die Bildung der verschiedenen Wassermassen und ihre Ausbreitung im Mittelmeer konnte mit diesem Modell größtenteils nachvollzogen werden. Es ergab sich jedoch keine tiefreichende Konvektion im nordwestlichen Mittelmeer, was ZAVATARELLI und MELLOR (1995) auf die noch zu grobe Auflösung ihres Modells zurückführten. HEBURN (1995) führte dann eine Anzahl von Modellrechnungen durch, um die Quellen der saisonalen und zwischenjährlichen Variabilität der Zirkulation des Mittelmeeres zu bestimmen. Er kam dabei zu dem Ergebnis, daß variierende Windstrebfelder für einen Großteil der saisonalen und zwischenjährlichen Zirkulationsschwankungen verantwortlich sind.

Modellrechnungen nur des westlichen Mittelmeeres führten HERBAUT et al. (1996a,b) durch. Sie fanden, daß sich ein Teil der zyklonalen Zirkulation des westlichen Mittelmeeres allein schon durch die horizontalen Dichtegradienten in den Straßen von Gibraltar und Sizilien ergibt, während ein anderer Teil durch das Windstrebfeld hervorgerufen wird. Auch in diesem Modell konnte die Tiefenwasserbildung nicht richtig nachvollzogen werden.

Nachdem in den früheren erstgenannten numerischen Modellen noch die Nachbildung der generellen Zirkulation und der Wassermassen im Vordergrund stand, liegt in den neueren genannten Rechnungen das Interesse auf der Untersuchung der Abhängigkeit der Zirkulation von den antreibenden Kräften und thermohalinen Flüssen. Dies setzt voraus, daß die antreibenden Kräfte und thermohalinen Flüsse sowie die Randbedingungen bei den Straßen von Gibraltar und Sizilien auch auf saisonaler Zeitskala hinreichend genau bekannt sind. Die Berechnungen von GARRETT et al. (1993) zeigten jedoch, daß schon die mittleren Wärmeflüsse erhebliche Fehler aufweisen können. Die für die Modellierung des Mittelmeeres wichtigen saisonalen Flüsse sind dagegen bisher nicht überprüft worden, so daß diese möglicherweise für einige noch nicht korrekt nachgebildete Aspekte des Mittelmeeres verantwortlich sind. Eine quantitative Überprüfung der thermohalinen Randbedingungen des Mittelmeeres kann daher wesentlich zu einer verbesserten numerischen Modellierung beitragen. Die Ergebnisse der numerischen Modellierung lassen sich wiederum anhand der klimatologischen Daten überprüfen.

Bisherige Arbeiten zu Variationen des Mittelmeeres auf Zeitskalen von mehr als einem Jahr waren auf einzelne Aspekte der Veränderlichkeiten beschränkt. Eine umfassende Bestimmung der langjährigen Variationen der Wassermassen existiert dagegen bisher nicht. Auch für eine solche Analyse sind die in dieser Arbeit vorgestellten klimatologischen Daten sehr geeignet.

Mehrere der bisherigen Arbeiten haben sich mit den langjährigen Entwicklungen des Tiefenwassers des westlichen Mittelmeeres zu höheren Temperaturen und Salzgehalten befaßt (BETHOUX et al., 1990; LEAMAN und SCHOTT, 1991; ROHLING und BRYDEN, 1992). Zwei mögliche Quellen wurden für diese Trends angegeben: zum einen eine Reduktion des Frischwassereintrages durch Flüsse aufgrund des Baues von Staudämmen und zum anderen eine Zunahme der Verdunstung infolge gestiegener Temperaturen. Dadurch erhöhte Oberflächensalzgehalte gelangen bei der Bildung von Zwischen- oder Tiefenwasser in größere Tiefen. Welche der beiden Quellen für die Veränderungen verantwortlich ist, und ob die Veränderungen aus dem westlichen und/oder dem östlichen Mittelmeer stammen, konnte bisher nicht wirklich beantwortet werden. Analysen historischer Daten der Zwischenwasserschicht des westlichen Mittelmeeres deuten auf das östliche Mittelmeer als Quelle der Veränderungen (ROHLING und BRYDEN, 1992; SPARNOCCHIA et al., 1995). Ein Nachweis durch entsprechende Veränderungen von Wassermaseneigenschaften im östlichen Mittelmeer konnte allerdings bisher nicht gegeben werden.

Auch die Oberflächentemperaturen des Mittelmeeres zeigen ausgeprägte langfristige Variationen (GARRETT et al., 1993). Die Zeitskala der Variationen ist

im Gegensatz zu den Veränderungen des Tiefenwassers dekadisch. GARRETT et al. (1993) fanden allerdings keinen Zusammenhang der Temperaturen mit den gleichfalls von ihnen analysierten Oberflächenwärmefläüssen. Zwischenjährliche Variationen der Oberflächentemperaturen konnten auch SANTOLERI et al. (1995) feststellen, jedoch ist ihre aus Satellitendaten gewonnene Zeitreihe noch zu kurz, um Aussagen über die längerfristigen Änderungen machen zu können.

Nicht nur für die Wassermasseneigenschaften sondern auch für die Zirkulation des Mittelmeeres konnten zwischenjährliche Schwankungen festgestellt werden. ASTRALDI und GASPARINI (1992) fanden auf saisonaler und auf zwischenjährlicher Zeitskala Variationen der Transporte durch die Straße von Korsika. Die Zeitreihen sind jedoch zu kurz, um mögliche Zusammenhänge zu den Variationen der Wassermasseneigenschaften herstellen zu können.

Eine systematischere Analyse der historischen Daten auf zwischenjährliche bis mehrdekadische Veränderungen kann viel dazu beitragen, bisher offen gebliebene Fragen über die Quellen der Variabilitäten zu beantworten.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich folgendermaßen: Nachdem im ersten Kapitel ein Überblick über die klimatischen und hydrographischen Bedingungen des westlichen Mittelmeeres gegeben wird, folgt im zweiten Kapitel eine Beschreibung der historischen ozeanographischen Daten und der zur Berechnung der Klimatologie verwendeten Methoden.

Im dritten Kapitel geht es um die saisonalen Veränderungen der Wassermassen und Randbedingungen. Zuerst werden die Budgetrechnungen zum mittleren Wärme- und Frischwasserbudget auf die saisonale Zeitskala ausgedehnt. Danach werden die Auswirkungen der saisonalen Oberflächenwärmefläüsse auf die oberflächennahen Teile des westlichen Mittelmeeres diskutiert. Ein volumetrischer Wassermassenzensus gibt Aufschluß über die saisonalen Volumenänderungen der Wassermassen. Die Neubildung von Tiefenwasser durch Konvektion verursacht die größten Volumenänderungen, seine Ausbreitung wird innerhalb der Klimatologie verfolgt. In einer Diskussion werden die gefundenen Ergebnisse zusammengefaßt.

Im vierten Kapitel der Arbeit werden dann längerfristige Veränderungen der Wassermasseneigenschaften und atmosphärischen Randbedingungen des westlichen Mittelmeeres analysiert. Ausgehend von den bekannten Trends zu höheren Temperaturen und Salzgehalten im Tiefenwasser (BETHOUX et al., 1990; LEAMAN und SCHOTT, 1991; ROHLING und BRYDEN, 1992) werden auch die anderen Schichten auf entsprechende Entwicklungen hin untersucht. Die dabei gefun-

denen Trends führen zu einem von den bisherigen Arbeiten abweichenden Erklärungsansatz, der durch die Analyse der entsprechenden Randbedingungen des westlichen Mittelmeeres bestätigt werden kann. Außer den Trends finden sich in den Wassermasseneigenschaften Schwankungen auf Zeitskalen von wenigen Jahren bis zu Dekaden (GARRETT et al., 1993; SPARNOCCHIA et al., 1995). Diese werden ebenfalls mit den Randbedingungen verglichen und mögliche Ursachen beurteilt.

Kapitel 1

Klima und Hydrographie des westlichen Mittelmeeres

Das europäische Mittelmeer ist ein Randmeer des Atlantischen Ozeans. Die einzige Verbindung besteht in der 13 km breiten und 300 m tiefen Straße von Gibraltar. Durch die Straße von Sizilien (Breite: 100 km, Tiefe: 420 m) wird das Mittelmeer in einen westlichen und einen östlichen Teil getrennt. Die vorliegende Arbeit ist auf den westlichen Teil des Mittelmeeres beschränkt (siehe Abbildung 1.1).

Dieser besteht aus zwei großen Teilen, die durch die Inseln Sardinien und Korsika voneinander getrennt werden und die durch die Straßen von Sardinien, Korsika und Bonifacio miteinander verbunden sind. Der westlich der Inseln Korsika und Sardinien gelegene Teil gliedert sich weiter in mehrere Becken: die Alboran-See am Ausgang zum Atlantik, das Algerische Becken süd- und südöstlich der Balearen und das Provençalische Becken nördlich und nordöstlich der Balearen. Das Algerische und das Provençalische Becken weisen Tiefen von mehr als 2800 m auf; die Alboran-See ist mit einer maximalen Tiefe von 1500 m flacher. Geringere Wassertiefen kommen nur nahe den Küsten, im Gulf of Lions, sowie bei den Balearen vor. Der östlich von Sardinien und Korsika gelegene Teil des westlichen Mittelmeeres wird als Tyrrhenisches Meer bezeichnet. Er weist Tiefen bis zu 3500 m auf. Auch in diesem Becken sind die flacheren Teile auf küstennahe Regionen beschränkt.

Die vertikale Zirkulation des Mittelmeeres wird maßgeblich durch seinen Frischwasserhaushalt bestimmt. Die Verdunstung an der Meeresoberfläche überwiegt den Eintrag von Frischwasser durch Regen und Flüsse (z.B. BETHOUX und GENTILI, 1994). Diese Konstellation wird als Konzentrationsbecken bezeichnet. Durch den Netto-Frischwasserverlust im Mittelmeer erhöht sich der

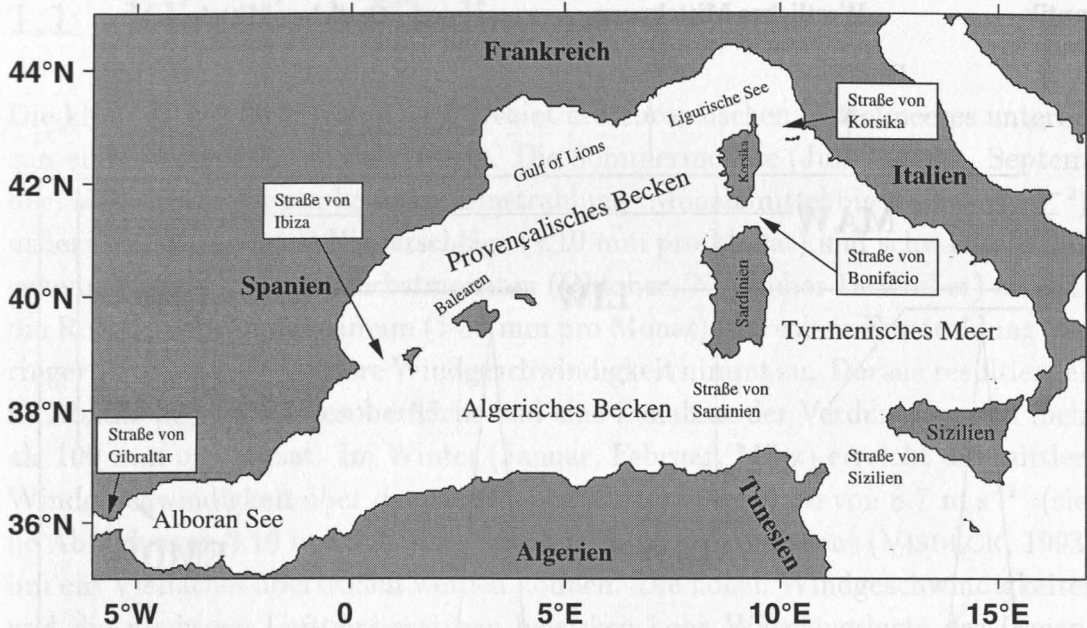


Abbildung 1.1: *Namen der Meeresstraßen und Becken des westlichen Mittelmeeres.*

Salzgehalt des oberflächennahen Wassers. Da die Dichte des Meerwassers mit dem Salzgehalt zunimmt, wird so Wasser zum Absinken gebracht. Ein mittlerer Wärmeverlust durch die Oberfläche des Mittelmeeres trägt, wenn auch nur in geringem Maße, ebenfalls zur Dichtezunahme bei. Die Oberflächenwärmeflüsse steuern aber mit ihrer zeitlichen und räumlichen Verteilung das Auftreten der Bildung neuer Wassermassen.

In der Straße von Gibraltar ergibt sich aus dem Dichtekontrast zwischen atlantischem und mediterranem Wasser ein Einstrom in das Mittelmeer von relativ salzärmerem Wasser über einem Ausstrom von relativ salzreicherem Wasser. Eine analoge Situation ist an der Straße von Sizilien gegeben: auch im östlichen Mittelmeer überwiegt die Verdunstung den Eintrag von Frischwasser durch Flüsse und Niederschlag, so daß in der Straße von Sizilien ein salzhaltigerer und dichter Ausstrom (vom östlichen in das westliche Mittelmeer) unter einem frischeren Einstrom liegt. Ein Schema der vertikalen Zirkulation der verschiedenen Wassermassen ist in Abbildung 1.2 gezeigt. Diese Wassermassen bilden im westlichen Mittelmeer drei Schichten.

Die Horizontalzirkulation im westlichen Mittelmeer ist in allen drei Schichten der Wassermassen generell zyklonal. In der oberen Schicht (0 bis etwa 150 m) fließt aus dem Atlantik einströmendes Wasser (MAW für Modified Atlantic Water)

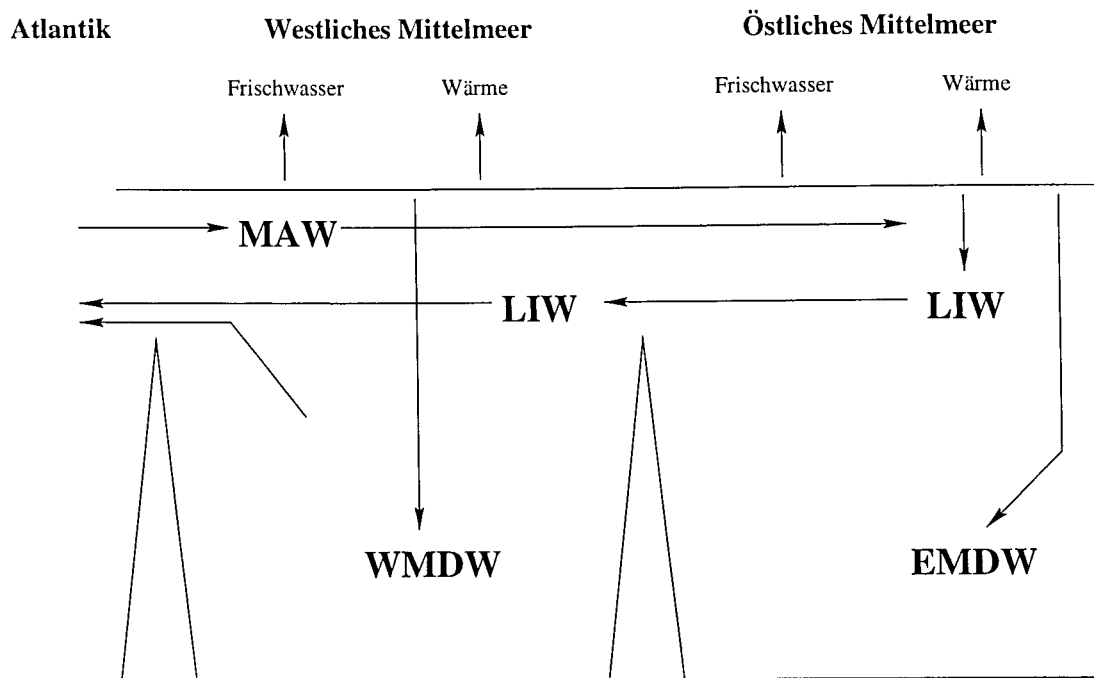


Abbildung 1.2: Hauptwassermassen des europäischen Mittelmeeres und Schema ihrer Vertikalzirkulation. Die Wassermassen des westlichen Mittelmeeres und ihre Zirkulation werden Abschnitt 1.2 beschrieben. Das Tiefenwasser des östlichen Mittelmeeres (EMDW für Eastern Mediterranean Deep Water) breitet sich nicht bis in das westliche Mittelmeer aus.

an der afrikanischen Küste ostwärts und teilt sich dann in der Nähe der Straße von Sizilien. Ein Teil passiert diese, während ein anderer die zyklonale Zirkulation entlang der Küste Italiens in nördlicher Richtung fortsetzt. Dieser Teil folgt weiter der französischen und später der spanischen Küste, um dann die zyklonale Zelle zu schließen.

In der darunterliegenden zweiten Schicht (200 bis 500 m) des Levantinischen Zwischenwassers (LIW für Levantine Intermediate Water) findet sich ebenfalls eine zyklonale Zirkulation. Der Einstrom des Zwischenwassers erfolgt durch die Straße von Sizilien, der Ausstrom durch die Straße von Gibraltar.

Unter dem Zwischenwasser in der dritten Schicht befindet sich das Tiefenwasser des westlichen Mittelmeeres (WMDW für Western Mediterranean Deep Water), das im nördlichen westlichen Mittelmeer im Winter gebildet wird. Es füllt das gesamte westliche Mittelmeer unterhalb von 1500 m und bildet einen Teil des Ausstroms durch die Straße von Gibraltar.

1.1 Klimatische Bedingungen

Die klimatischen Bedingungen im Gebiet des europäischen Mittelmeeres unterliegen einem ausgeprägten Jahresgang. Die Sommermonate (Juli, August, September) sind durch eine starke solare Einstrahlung (Monatsmittel bis zu 300 W m^{-2}), nahezu verschwindende Niederschläge ($<10 \text{ mm pro Monat}$) und schwache Winde gekennzeichnet. In den Herbstmonaten (Oktober, November, Dezember) erreicht die Regenmenge ihr Maximum ($>35 \text{ mm pro Monat}$), die solare Einstrahlung verringert sich, und die mittlere Windgeschwindigkeit nimmt zu. Daraus resultiert eine Abkühlung der Meeresoberfläche und eine Zunahme der Verdunstung auf mehr als 100 mm pro Monat . Im Winter (Januar, Februar, März) erreicht die mittlere Windgeschwindigkeit über dem westlichen Mittelmeer Werte von 8.7 m s^{-1} (siehe Abbildungen 3.10 und 1.3), die jedoch in Mistralereignissen¹ (VISBECK, 1993) um ein Vielfaches übertroffen werden können. Die hohen Windgeschwindigkeiten und die niedrigen Lufttemperaturen bewirken hohe Wärmeverluste des Ozeans von 150 W m^{-2} im Monatsmittel, die jedoch in Mistralereignissen mehr als 500 W m^{-2} erreichen können. Diese hohen Wärmeverluste führen im nordwestlichen Mittelmeer zu Tiefenwasserbildung durch Konvektion. Auch im Winter liegt die Niederschlagsrate mit mehr als 30 mm pro Monat vergleichsweise hoch, kann jedoch die Verdunstung von mehr als 120 mm pro Monat bei weitem nicht kompensieren. Im Frühjahr (April, Mai, Juni) nehmen die Niederschläge dann wieder ab, und auch die Verdunstung erreicht mit 70 mm pro Monat ihr Jahresminimum. Die steigende solare Einstrahlung und die höheren Lufttemperaturen bei geringeren Windgeschwindigkeiten bewirken in dieser Jahreszeit die erneute Erwärmung der Meeresoberfläche.

Der Jahresgang der Wärmeflüsse beträgt etwa $\pm 150 \text{ W m}^{-2}$ und weist ebenso wie die Jahresmittelwerte signifikante räumliche Variabilitäten auf. Ein Großteil dieser Variabilität ist auf regionale Variationen des Windfeldes zurückzuführen, das die latenten Wärmeflüsse bestimmt. Auf die Oberflächenwärmeflüsse wird in Kapitel 3 näher eingegangen. Die größten Windgeschwindigkeiten treten im nordwestlichen Mittelmeer auf und rufen dort auch die größten Wärmeverluste hervor. Abbildung 1.3 zeigt die mittleren sommerlichen und winterlichen Windstreßfelder aus den ECMWF-Daten² der Jahre 1992 bis 1995. Darin fällt zuerst der große Unterschied der Beträge des Windstress auf, mit wesentlich größerem Streß im Winter als im Sommer (siehe auch oben). Das dominierende Muster, mit Winden aus nordwestlichen Richtungen im zentralen Teil des westlichen Mittelmeeres,

¹Der Mistral ist ein katabatischer Wind, der an der französischen Mittelmeerküste auftritt.

²ECMWF: European Center for Medium-Range Weather Forecasts

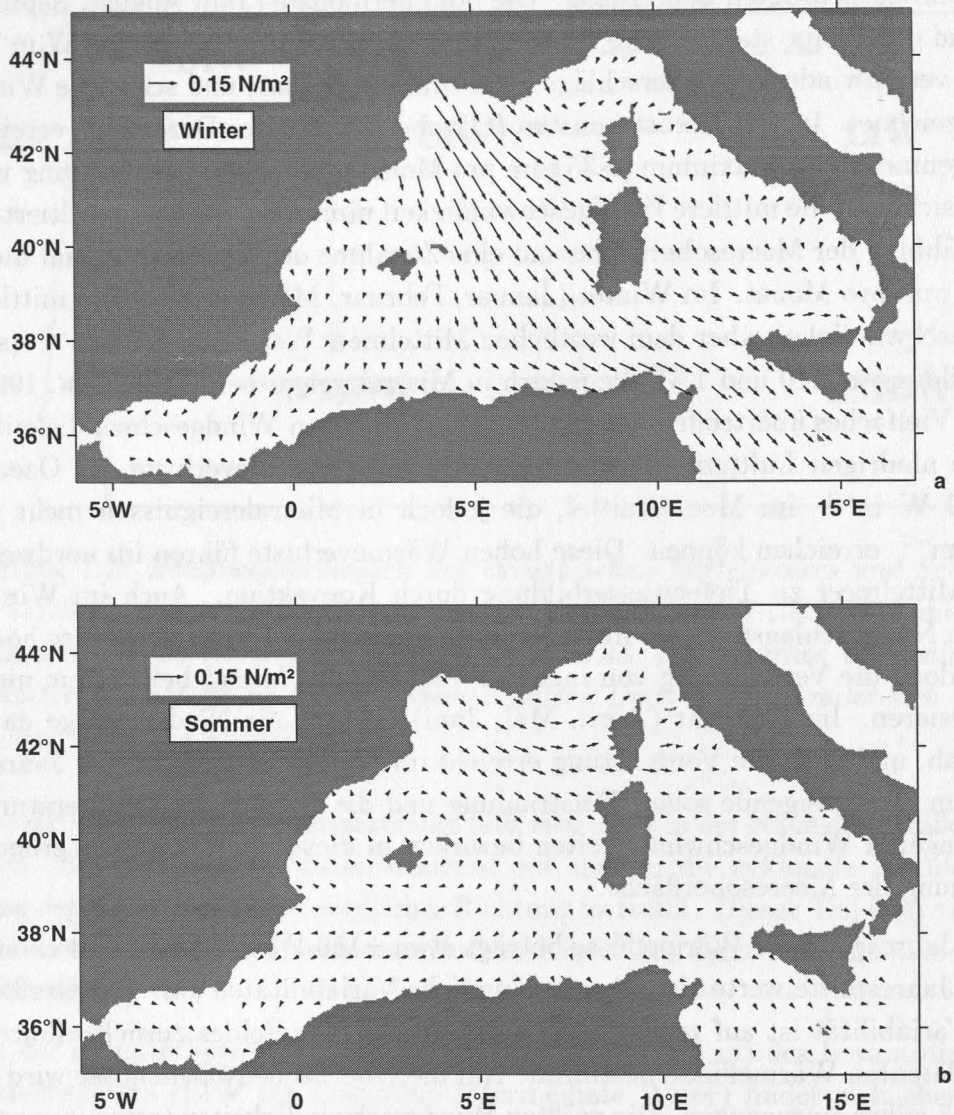


Abbildung 1.3: Mittlerer saisonaler ECMWF-Windstreß über dem westlichen Mittelmeer (gemittelt über die Jahre 1992 bis 1995). In der Abbildung (a) wurde über die Monate Januar bis März, in (b) über die Monate Juli bis September gemittelt. Lücken in den Daten (z.B. Gulf of Lions) sind durch Interpolation zwischen Werten über Land und über See entstanden.

variiert hingegen nur wenig.

Die regionalen Unterschiede in den mittleren Wärmeflüssen lassen sich auf zwei Ursachen zurückführen. Zum einen bestimmen die trockenen nördlichen Winde die Gebiete mit den höchsten latenten Wärmeverlusten, und zum anderen nimmt das einströmende atlantische Wasser im Jahresmittel Wärme auf. Die übrigen Gebiete, insbesondere das Tyrrhenische Meer, haben mittlere Wärmeflüsse, die sich nur wenig von 0 unterscheiden.

Außer saisonalen und regionalen Variationen unterliegen die atmosphärischen Bedingungen über dem westlichen Mittelmeer zum Teil beträchtlichen zwischenjährigen Schwankungen (GARRETT et al., 1993). Die mit diesen Bedingungen verbundenen Prozesse (z.B. Konvektion) weisen in der Folge ebenfalls Variationen auf zwischenjähriger Zeitskala auf (z.B. MERTENS, 1994). Auf die zwischenjährigen Variationen der klimatischen Bedingungen wird in Kapitel 4 näher eingegangen.

1.2 Wassermassen

Vier Wassermassen können im westlichen Mittelmeer unterschieden werden. Zusätzlich zu den drei in Abbildung 1.2 genannten Wassermassen MAW, LIW und WMDW gibt es noch das winterliche Zwischenwasser (WIW für Winter Intermediate Water). In Abbildung 1.4 (b) sind die mittleren Profile der potentiellen Temperatur θ und des Salzgehaltes S und die Grenzen der Wassermassen im θ - S -Raum dargestellt. Drei Regionen unterscheiden sich durch die Wassermasseneigenschaften und sind in Abbildung 1.5 definiert.

1.2.1 Das Modifizierte Atlantische Wasser

Oberflächenwasser aus dem Nordatlantik strömt durch die Straße von Gibraltar in das westliche Mittelmeer ein. Die mittleren Volumentransporte des Einstroms liegen in der Größenordnung von 1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (BRYDEN et al., 1989; BRYDEN und KINDER, 1991; BRYDEN et al., 1994). Sie schwanken nur geringfügig mit den Jahreszeiten, unterliegen aber starken Einflüssen durch Gezeiten und Luftdruckunterschiede zwischen Atlantik und Mittelmeer (BORMANS et al., 1986; CANDELA et al., 1989).

Das in das Mittelmeer einströmende MAW breitet sich aufgrund seiner geringen Dichte ($\sigma_\theta \lesssim 27 \text{ kg m}^{-3}$) über dem Wasser mediterranen Ursprungs

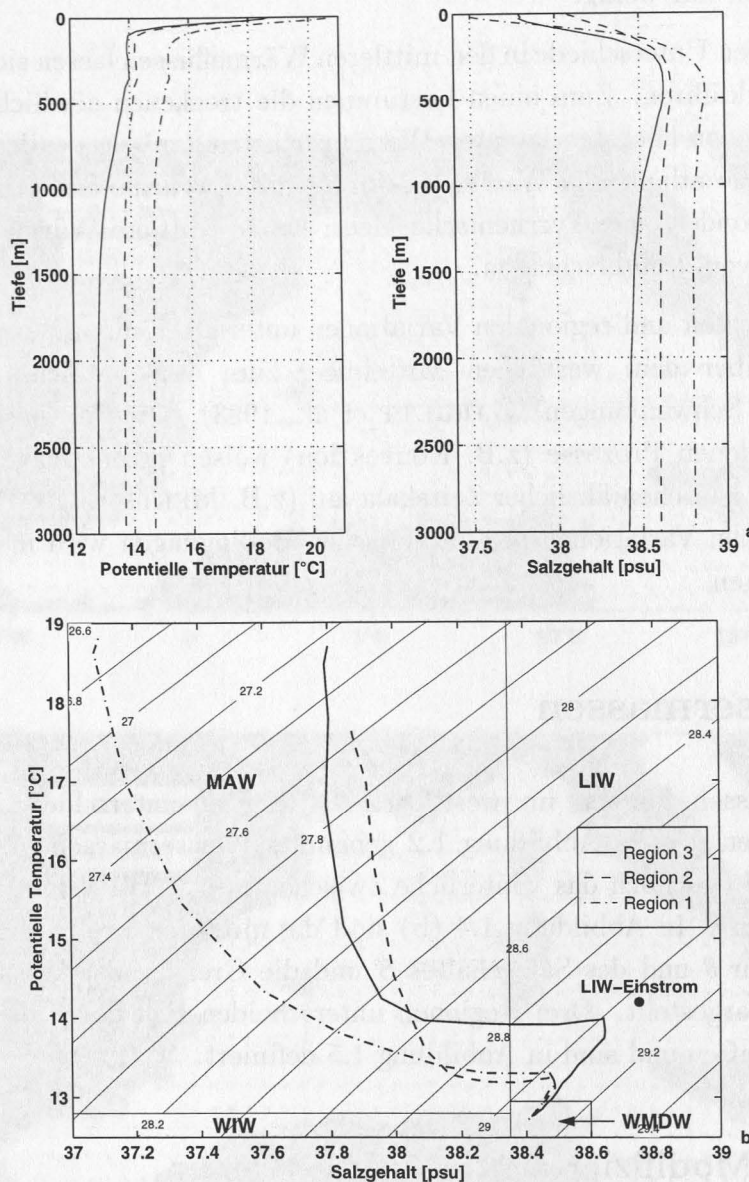


Abbildung 1.4: Teil (a) dieser Abbildung zeigt mittlere Profile der potentiellen Temperatur θ und des Salzgehaltes S für die in Abbildung 1.5 eingetragenen Regionen. Die Temperatur-Profile sind um 1°C und die Salzgehaltsprofile um 0.1 psu versetzt. Die gleichen Profile sind in (b) im θ - S -Raum dargestellt. Die außerdem eingezeichneten Boxen grenzen die verschiedenen Wassermassen voneinander ab. Man erkennt hier die Veränderung, die dem LIW bei seiner Ausbreitung von Ost nach West durch fortgesetzte Vermischung mit anderen Wassermassen widerfährt. Es verliert seine beim Einstrom in das westliche Mittelmeer noch ausgeprägten Temperatur- und Salzgehaltsmaxima. In ähnlicher Weise verliert auch das MAW seine Eigenschaften bei seiner Ausbreitung von West nach Ost.

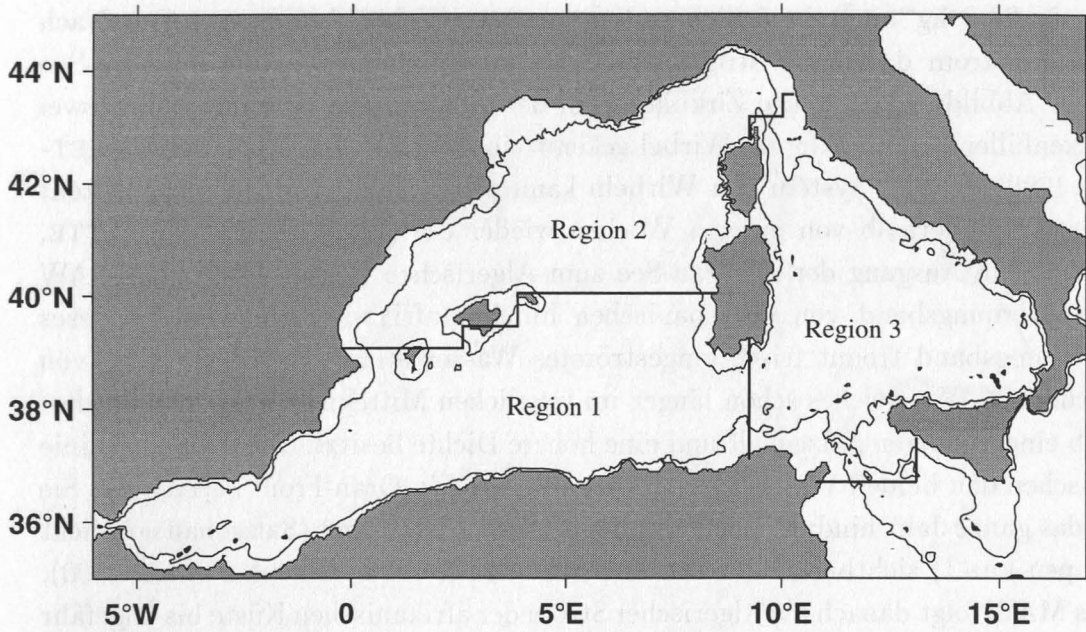


Abbildung 1.5: Unterteilung des westlichen Mittelmeeres in drei Regionen, die sich durch Wassermasseneigenschaften voneinander abgrenzen.

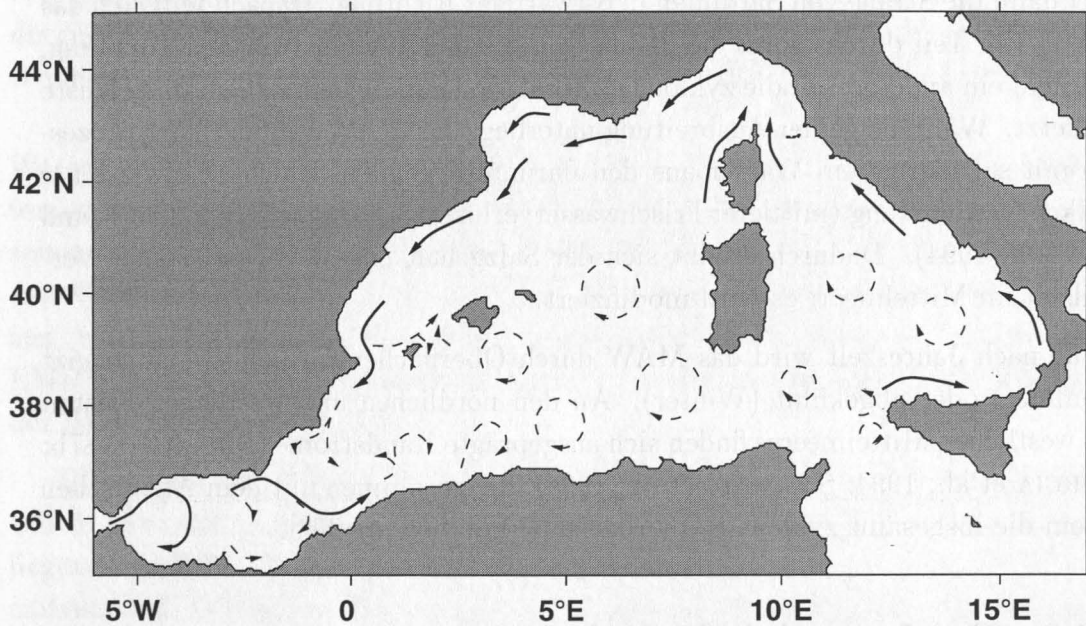


Abbildung 1.6: Oberflächenzirkulation des westlichen Mittelmeeres nach MILLOT (1987a). Während entlang der Nordküsten und nahe der Straße von Gibraltar ausgeprägte regelmäßige Strömungen existieren, ist das Innere des Algerischen Beckens mit mesoskaligen Wirbeln gefüllt, die einen ostwärtigen Netto-Volumentransport ergeben.

($\sigma_\theta \gtrsim 28.8 \text{ kg m}^{-3}$) in östlicher Richtung aus (siehe Abbildung 1.6). Nach dem Einstrom durch die Straße von Gibraltar durchquert es die Alboran-See (siehe Abbildung 1.6). Die Zirkulation in der Alboran-See ist dabei durch zwei beckenfüllende antizyklonale Wirbel gekennzeichnet (z.B. HEBURN und VIOLETTE, 1990). Dieses System von Wirbeln kann zeitweise zusammenbrechen, stellt sich aber innerhalb von einigen Wochen wieder ein (HEBURN und VIOLETTE, 1990). Am Ausgang der Alboran-See zum Algerischen Becken bildet das MAW ein Strömungsband von der spanischen hin zur afrikanischen Küste. Dieses Strömungsband trennt frisch eingeströmtes Wasser atlantischen Ursprungs von solchem MAW, welches schon länger im westlichen Mittelmeer verweilt und deshalb einen höheren Salzgehalt und eine höhere Dichte besitzt. Die Trennungslinie zwischen den beiden Wassermassen wird als Almeria-Oran-Front bezeichnet. Sie ist das ganze Jahr hindurch als Salzgehalts- bzw. Dichtefront (Salzgehaltsgradient 1.0 psu km^{-1}) sichtbar (TINTORE und VIOLETTE, 1988; ARNONE et al., 1990). Das MAW folgt danach als Algerischer Strom der afrikanischen Küste bis ungefähr 2°E , wo sich die Strömung mäandrierend nach Osten hin fortsetzt. Ab ungefähr 4°E findet sich die Ausbreitung des MAW nur noch als unregelmäßiger Strom von meist antizyklonalen Wirbeln (MILLOT, 1985; MILLOT, 1994). Das MAW passiert dann die Straße von Sardinien in ostwärtiger Richtung. Danach teilt sich das MAW. Ein Teil durchströmt die Straße von Sizilien in südostwärtiger Richtung, während ein anderer Teil die zyklonale Zirkulation entlang der italienischen Küste fortsetzt. Während seiner Ausbreitung unterliegt das MAW Vermischungsprozessen mit salzhaltigerem Wasser aus den darunterliegenden Schichten sowie einer starken Verdunstung (mittlerer Frischwasserverlust $0.5\text{--}1.0 \text{ m a}^{-1}$, BETHOUX und GENTILI, 1994). Dadurch erhöht sich der Salzgehalt des MAW mit seiner Verweilzeit im Mittelmeer: es wird modifiziert.

Je nach Jahreszeit wird das MAW durch Oberflächenwärmeflüsse aufgeheizt (Sommer) oder abgekühlt (Winter). An den nördlichen und westlichen Küsten des westlichen Mittelmeeres finden sich ausgeprägte Randströme (MILLOT, 1987b; GARCIA et al., 1994; SAMMARI et al., 1995), die zusammen mit dem Algerischen Strom die insgesamt zyklonale Oberflächenzirkulation ergeben.

1.2.2 Das Levantinische Zwischenwasser

Das Levantinische Zwischenwasser wird im östlichen Mittelmeer im Gebiet zwischen Kreta und Zypern durch winterliche Konvektion bis in mittlere Tiefen gebildet (z.B. LASCARATOS et al., 1993). Es schichtet sich im Levantinischen Becken (östlicher Teil des östlichen Mittelmeeres) zwischen dem modifizierten atlantischen

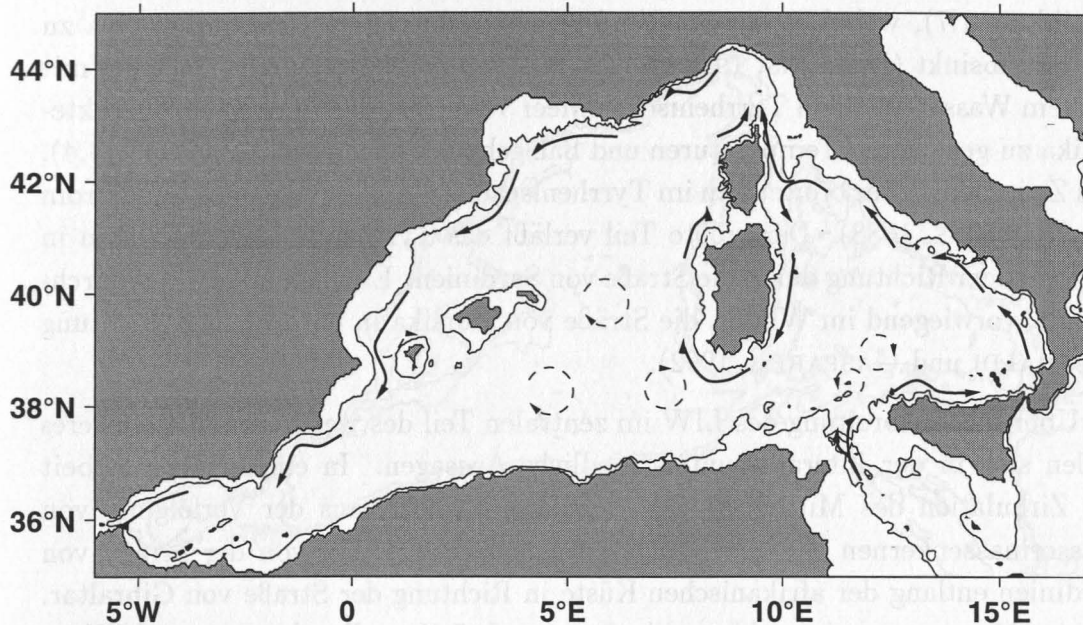


Abbildung 1.7: Die Zirkulation des Levantinischen Zwischenwassers im westlichen Mittelmeer nach MILLOT (1987a). Nach dem Einstrom durch die Straße von Sizilien breitet sich das LIW zyklonal im Tyrrhenischen Meer aus, passiert die Straßen von Sardinien oder Korsika und folgt im zentralen Becken als Randstrom der 400-m-Tiefenlinie, um dann bei Gibraltar das Mittelmeer zu verlassen.

Wasser und dem Tiefenwasser des östlichen Beckens (EMDW für Eastern Mediterranean Deep Water) im Tiefenbereich zwischen 150 und 400 m ein. Durch seinen hohen Salzgehalt von 39.0 psu unterscheidet es sich von den umgebenden Wassermassen. Das LIW breitet sich von seiner Bildungsregion westwärts aus, wobei der Charakter der Wassermasse durch Vermischung mit MAW und EMDW nach Westen hin abgeschwächt wird. In der Straße von Sizilien beträgt der Salzgehalt nur noch 38.75 psu.

Die Straße von Sizilien bildet mit zwei Kanälen mit Schwelltiefen von nur 365 m bzw. 420 m (MORETTI et al., 1993) eine natürliche Sperre für das tieferliegende EMDW. Es wäre aufgrund seiner hohen Dichte ($\sigma_\theta > 29.15 \text{ kg m}^{-3}$, LACOMBE und TCHERNIA, 1972) leicht im westlichen Mittelmeer zu identifizieren, wird dort aber nicht gefunden. Der westwärtige Rückstrom durch die Straße von Sizilien, der sich aus der Salz- und Massenerhaltung im östlichen Mittelmeer ergibt, muß daher aus dem Levantinischen Zwischenwasser gespeist werden.

Nach dem Passieren der Straße von Sizilien folgt das in das westliche Mittelmeer einströmende LIW der Nordküste Siziliens in ostwärtiger Richtung (siehe

Abbildung 1.7), wobei es entsprechend seiner Dichte auf Tiefen von 300 bis zu 1500 m absinkt (HOPKINS, 1988; ASTRALDI et al., 1996). Durch Mischung mit lokalem Wasser aus dem Tyrrhenischen Meer verändert das LIW seine Charakteristika zu geringeren Temperaturen und Salzgehalten (siehe auch Abbildung 1.4). Das Zwischenwasser breitet sich im Tyrrhenischen Meer als zyklonaler Randstrom aus (HOPKINS, 1988). Der größte Teil verläßt das Tyrrhenische Becken dann in westwärtiger Richtung durch die Straße von Sardinien. Ein kleinerer Anteil durchströmt, vorwiegend im Winter, die Straße von Korsika in nordwärtiger Richtung (ASTRALDI und GASPARINI, 1992).

Über die Ausbreitung des LIW im zentralen Teil des westlichen Mittelmeeres finden sich in der Literatur unterschiedliche Aussagen. In einer frühen Arbeit zur Zirkulation des Mittelmeeres schloß WÜST (1961) aus der Verfolgung von Wassermassenkernen auf einen Ausbreitungspfad des LIW von der Straße von Sardinien entlang der afrikanischen Küste in Richtung der Straße von Gibraltar. Neuere Messungen zeigten hingegen einen nordwärtigen Randstrom von LIW an den Westküsten Sardinien und Korsikas (PERKINS und PISTEK, 1990). Die von Wüst als Ausbreitungsweg interpretierte LIW-Zunge findet sich ebenfalls in klimatologischen Daten, konnte aber in anderen Messungen (KATZ, 1972) nicht bestätigt werden. MILLOT (1991) hat daher als Erklärung vorgeschlagen, daß LIW an der Südspitze Sardinien durch mesoskalige Wirbel aufgenommen wird, von diesen in das Innere des Algerischen Beckens transportiert und dort freigesetzt wird. Diese These stützt MILLOT (1987b) auf Schnitte durch entsprechende Wirbel im Inneren des Algerischen Beckens, die in diesen Wirbeln ringförmige Strukturen mit ausgeprägten LIW Eigenschaften zeigten.

An der Nordspitze Korsikas vereinigt sich der nordwärts gerichtete LIW Randstrom entlang der Westküsten Korsikas und Sardinien mit dem Durchstrom von LIW durch die Straße von Korsika. Das LIW folgt dann weiter in zyklonaler Richtung dem Küstenverlauf und bildet hier den tieferen Teil des nördlichen Stroms (BETHOUX et al., 1982; SAMMARI et al., 1995). Der nördliche Strom verläuft weiter entlang der italienischen, französischen und der spanischen Küste, um dann zum Teil nördlich der Balearen ostwärts zu rezirkulieren oder die Straße von Ibiza in südwärtiger Richtung zu passieren (FONT, 1987; MILLOT, 1987a). Auf seinem Weg entlang den Küsten des westlichen Mittelmeeres hat das LIW einen großen Teil seiner Charakteristik durch Vermischung mit dem umliegenden Wasser verloren. Bei den Balearen sind die Maxima von Temperatur und Salzgehalt nur noch schwach ausgeprägt (siehe auch Abbildung 1.4). In der Alboran-See fließt das kaum noch vom Tiefenwasser unterscheidbare LIW in Richtung der Straße von Gibraltar (PARILLA et al., 1987) und stellt dort einen großen Teil des Ausstroms

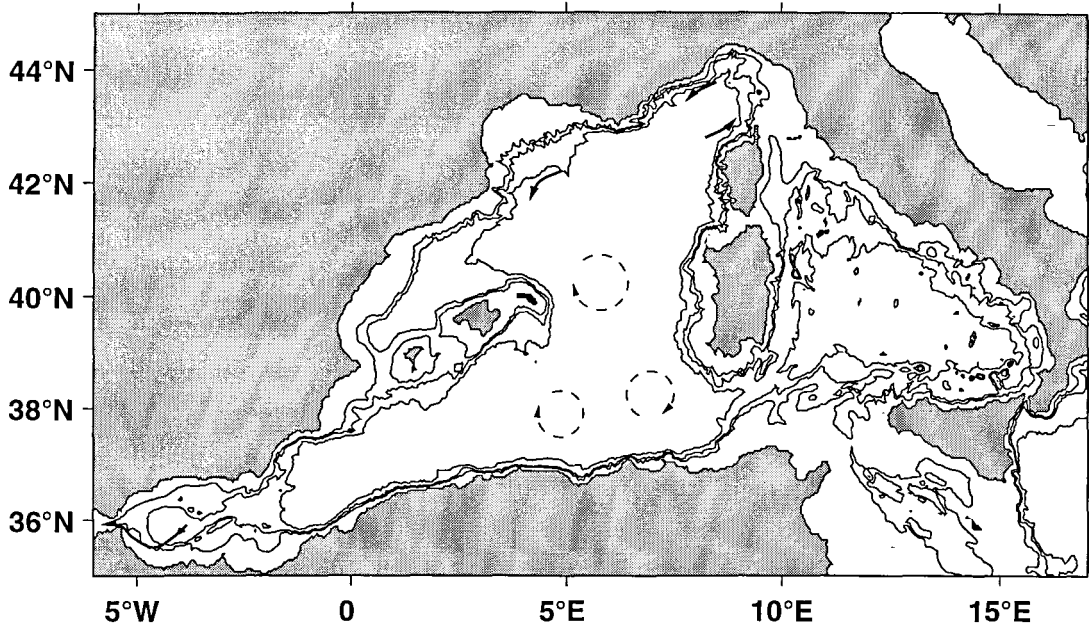


Abbildung 1.8: Zirkulation des Tiefenwasser im westlichen Mittelmeer nach MILLOT (1987a). In dieser Abbildung wird deutlich, daß die Zirkulation des Tiefenwassers noch weitgehend unbekannt ist. Konturiert sind die Tiefenlinien 500, 1000 und 2000 m.

(KINDER und PARILLA, 1987). Der Volumentransport des gesamten Ausstromes (LIW und WMDW) ist von der gleichen Größenordnung wie der Einstrom (siehe oben).

1.2.3 Das Tiefenwasser

Das Tiefenwasser des westlichen Mittelmeeres wird durch winterliche tiefe Konvektion im nördlichen westlichen Mittelmeer, dem Gulf of Lions, und in der Ligurischen See erzeugt (z.B. MEDOC GROUP, 1970; SCHOTT et al., 1994; SPARNOCCIA et al., 1996). Die Erzeugung wird durch hohe Wärmeverluste des Meeres an die Atmosphäre gesteuert. Voraussetzung für das Auftreten der Konvektion sind jedoch nicht nur hohe Wärmeverluste, sondern ist auch ein bestimmtes Schichtungsmuster, das als *Preconditioning* bezeichnet wird (SCHOTT et al., 1994). Gemeint ist damit eine zyklonale Zirkulation, die mit einem Aufwölben der Isopyknen einhergeht. Im Inneren der Zirkulationszelle ist dadurch der bis zu einer bestimmten Tiefe integrierte Auftrieb geringer als in den umliegenden Gebieten. Bei räumlich konstantem Auftriebsverlust tritt daher die tiefe Konvektion zuerst im Zentrum der Zirkulationszelle auf, bzw. reicht sie dort tiefer

als am Rand (SEND, 1995). Das Volumen und die Eigenschaften der erzeugten Wassermasse können entsprechend den unterschiedlichen Bedingungen (Stärke des Preconditioning, Stärke und Dauer des Wärme- und Frischwasserentzuges aus dem Meer) von Jahr zu Jahr variieren (LACOMBE et al., 1985; BETHOUX und TAILLIEZ, 1994; MERTENS, 1994). Das erzeugte WMDW füllt dann aufgrund seiner hohen Dichte ($\sigma_\theta \approx 29.11 \text{ kg m}^{-3}$) die tiefen Teile des westlichen Mittelmeeres auf. Wie die Ausbreitung des durch Konvektion homogenisierten Wasservolumens im einzelnen vor sich geht (bekannt als *sinking and spreading*-Phase der Konvektion), ist noch weitgehend unbekannt. Beobachtungen im Rahmen des THETIS-Experimentes (THETIS GROUP, 1994) haben gezeigt, daß nach der Konvektion die ursprüngliche oberflächennahe Schichtung des MAW innerhalb von 40 ± 12 Tagen wieder hergestellt wird. Ob das neu erzeugte WMDW dabei absinkt oder seitwärts aus dem Konvektionsgebiet abtransportiert wird, konnte dabei nicht festgestellt werden.

Die Zirkulation des WMDW ist nur an wenigen Orten direkt untersucht worden (siehe Abbildung 1.8). So liegen von MILLOT (1987a) tiefe Strömungsmessungen vor der französischen und der Algerischen Küste vor. Aus diesen Messungen ergibt sich das rudimentäre Bild einer randstromartigen zyklonalen Zirkulation mit mittleren Geschwindigkeiten von einigen cm s^{-1} (MILLOT, 1991), die den gesamten Tiefenbereich des Tiefenwassers betreffen. Die Zirkulation des WMDW im Inneren der Becken ist dagegen unbekannt.

Die Versorgung des Tyrrhenischen Meeres mit Tiefenwasser kann nur durch die etwa 2000 m tiefe Straße von Sardinien erfolgen. Im Tyrrhenischen Meer selbst wird kein Tiefenwasser produziert. Das Tiefenwasser des Tyrrhenischen Meeres weist im Mittel um 0.14°C höhere Temperaturen auf als das des Algero-Provençal-Beckens. Ein Grund hierfür kann die hohe vulkanische Aktivität in diesem Gebiet sein, die einen Wärmefluß von 0.5 W m^{-2} durch den Meeresboden verursacht (HUTCHINSON et al., 1985) und somit für erhöhte Temperaturen im Tiefenwasser sorgt. Eine andere Erklärung wäre die Vermischung mit dem darüberliegenden LIW, dessen Eigenschaften im Tyrrhenischen Meer noch sehr ausgeprägt sind.

1.2.4 Das winterliche Zwischenwasser

Eine weitere Wassermasse, die im westlichen Mittelmeer gefunden werden kann, ist das winterliche Zwischenwasser (WIW für Winter Intermediate Water). Es entsteht durch winterliche Abkühlung von salzarmem Oberflächenwasser und schichtet sich nach seiner Bildung zwischen MAW und LIW ein. Im Sommer ist es als

Temperaturminimum zwischen MAW und LIW erkennbar. Das Volumen dieser Wassermasse ist im Vergleich mit den übrigen drei Wassermassen klein. Es entsteht in Gebieten, in denen zwar winterliche Abkühlung auftritt, in denen aber das *Preconditioning* oder die Abkühlung nicht ausreichen, um eine für die Einbeziehung der salzreichen Zwischenwasserschicht ausreichende Vermischungstiefe zu erzeugen. Es entsteht deshalb eine salzarme und kalte Wassermasse.

Kapitel 2

Datenbasis und Verarbeitung zu einer Klimatologie

Die meisten Analysen dieser Arbeit basieren auf historischen Messungen der Temperatur und des Salzgehaltes im westlichen Mittelmeer. Diese wurden dazu in Form einer monatlichen Klimatologie mit $\frac{1}{2}^\circ \times \frac{1}{2}^\circ$ horizontaler und 31 Schichten vertikaler Auflösung aufbereitet. Die Daten und die Aufbereitung werden im Folgenden vorgestellt. Die Klimatologie wurde mit dem Ziel erstellt, Analysen der saisonalen und längerfristigen Veränderlichkeiten der Wassermasseneigenschaften und der Wassermassenausbreitung zu ermöglichen.

Zum Zeitpunkt des Beginns der Arbeit war nur die Levitus-Klimatologie (LEVITUS, 1982) verfügbar. Es zeigte sich, daß deren horizontale Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ für eine sinnvolle Untersuchung der horizontalen Variationen der Wassermasseneigenschaften des westlichen Mittelmeeres zu gering war. Darüber hinaus reichte die vertikale Auflösung im Tiefenbereich des LIW (siehe Kapitel 1) nicht aus, um die Temperatur- und Salzgehaltsmaxima des LIW gut wiederzugeben. Seit Erstellung der Levitus-Klimatologie waren weitere Temperatur- und Salzgehaltsdaten verfügbar geworden. Deshalb wurden Temperatur- und Salzgehaltsdaten gesammelt und zu einer neuen Klimatologie mit höherer horizontaler und vertikaler Auflösung verarbeitet. Außer für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen wurden die klimatologischen Daten im Rahmen des THETIS-2-Tomographie-Experimentes (SEND, 1995; THETIS-2 GROUP, 1995; SEND et al., 1997) erfolgreich für die akustische Modellierung verwendet.

Gleichzeitig mit der Erstellung der hier vorgestellten Klimatologie wurde in der Arbeitsgruppe GHER (Geohydrodynamics and Environment Research) an der Universität Lüttich (Belgien) eine weitere klimatologische Datenbasis des Mittel-

meeres erstellt (BRASSEUR et al., 1996). Von dieser Klimatologie ist heute die dritte Ausgabe unter der Bezeichnung MED5 verfügbar. Sie hat eine horizontale Auflösung von $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 20 vertikale Schichten und unterscheidet die vier Jahreszeiten. Die MED5-Klimatologie basiert auf der Anwendung der *Variational-Inverse-Methode* (BRASSEUR, 1991), bei der Wassermasseneigenschaften entsprechend von anisotropen von den geostrophischen Strömungen abhängigen Korrelationskalen interpoliert werden. Bei der Berechnung von BRASSEUR et al. (1996) wurden alle Meßdaten unabhängig von ihrer langjährigen Verteilung mit gleicher Gewichtung verwendet. Es besteht deshalb die Gefahr, daß Wassermasseneigenschaften, die während einzelner Meßkampagnen mit sehr vielen Messungen gewonnen wurden, gegenüber solchen aus weniger gut mit Messungen abgedeckten Zeiträumen bevorzugt werden. Diese können dann als saisonale oder räumliche Variationen fehlinterpretiert werden. In den MED5-Daten finden sich tatsächlich fragwürdige saisonale Variationen. So variiert der mittlere Salzgehalt des gesamten Mittelmeeres zwischen den Sommer- (Juli–September) und den Herbstmonaten (Oktober–Dezember) entsprechend einem drei Monate anhaltenden Netto-Frischwasserverlust von 0.25 Sv (siehe dazu auch Abschnitt 3.2). Zwischen den Herbst- und den Wintermonaten (Januar–März) findet sich dann ein Netto-Frischwassereintrag in vergleichbarer Größe. Ein großer Teil dieser scheinbaren Frischwasserflüsse ergibt sich aus Änderungen des Salzgehaltes in großen Tiefen, die auf saisonaler Zeitskala nicht realistisch sind. Auch wenn nicht sicher ist, daß die genannten saisonalen Variationen in der MED5-Klimatologie durch eine Mißinterpretation von langfristigen Trends entstanden sind, so wird doch deutlich, daß dieses Problem bei der Berechnung einer Klimatologie, in der saisonale Veränderungen quantitativ erfaßt werden sollen, nicht unberücksichtigt bleiben darf.

Die Verwendung der hier vorgestellten Klimatologie für die akustische Modellierung im Rahmen des THETIS-2-Experimentes erklärt einige der Besonderheiten, die diese von den beiden genannten vergleichbaren Temperatur- und Salzgehaltsklimatologien (LEVITUS, 1982; BRASSEUR et al., 1996) unterscheidet. Der wesentliche Anteil der saisonalen Variabilität der Schallgeschwindigkeit, die mit Hilfe der akustischen Tomographie (z.B. MUNK und WUNSCH, 1979; SEND, 1995) beobachtet wird, beruht im westlichen Mittelmeer auf saisonalen Temperaturänderungen. Deshalb wurde besonderer Wert auf eine gute Reproduktion der Temperaturen innerhalb der Klimatologie gelegt. Im Unterschied zu den anderen Klimatologien wurden nicht nur Temperaturmessungen durch Kipp-Thermometer und CTDs¹ verwendet, sondern es wurden auch solche Messungen mit in die Aus-

¹CTD: conductivity-temperature-depth Meßsonde

wertung einbezogen, die mit Bathythermographen (MBT² und XBT³) gewonnen wurden. Mit Bathythermographen werden vertikal hoch aufgelöste Temperaturprofile gemessen; über den Salzgehalt hingegen geben diese Geräte keine Informationen.

Die Anzahl der Temperatur-Datenpunkte konnte durch die Einbeziehung der Bathythermographendaten ungefähr verdreifacht werden, und insbesondere in den schlecht mit Daten überdeckten Teilen des westlichen Mittelmeeres (z.B. Algerisches Becken) wurden so einige Lücken geschlossen.

Durch die Einbeziehung von Temperaturmessungen durch MBTs und XBTs ergab sich ein Ungleichgewicht zwischen den Beobachtungen von Temperatur und Salzgehalt. Analysen von abgeleiteten Größen, die sowohl vom Salzgehalt als auch von der Temperatur abhängen, sind daher in den oberen 700 m (Maximaltiefe der Bathythermographen) der Klimatologie mit Vorsicht zu interpretieren. In größeren Tiefen liegen für die meisten Messungen sowohl Temperaturen als auch Salzgehalte vor, so daß das Problem dort nicht auftritt.

In Abbildung 2.1 ist der Verarbeitungsweg von den Roh-Daten zur Klimatologie skizziert. Nach einer Beschreibung der Daten selbst werden im Folgenden die verschiedenen Verarbeitungsschritte der Temperaturen und Salzgehalte zu klimatologischen Karten vorgestellt. Die oben erwähnte akustische Modellierung wird in THETIS-2 GROUP (1995) beschrieben und ist nicht Gegenstand dieser Arbeit.

2.1 Daten

Für die Erstellung der Klimatologie wurden Temperatur- und Salzgehaltsmessungen aus verschiedenen Quellen verwendet, wobei drei große Datensätze den Kern der Datenbasis bilden. Der erste ist der MED2-Datensatz (BRASSEUR et al., 1996), von dem N. Pinardi (CNR, Modena/Italien) eine Vorabversion zur Verfügung stellte. Der zweite sind die Daten des NODC⁴ der USA, die in Form einer CD-ROM erhältlich sind. Die Messungen mit CTDs und Wasserschöpfern/Kipp-Thermometern aus diesen ersten beiden Datensätzen waren auch Grundlage für die von BRASSEUR et al. (1996) erstellte Klimatologie des gesamten Mittelmeeres. Als dritter Datensatz wurden die Daten des CMO⁵ der

²MBT: mechanical bathythermograph

³XBT: expendable bathythermograph

⁴NODC: National Oceanographic Data Center, Washington/USA

⁵CMO: centre militaire d'oceanographie, Brest/Frankreich

Verarbeitung der Daten zur Klimatologie

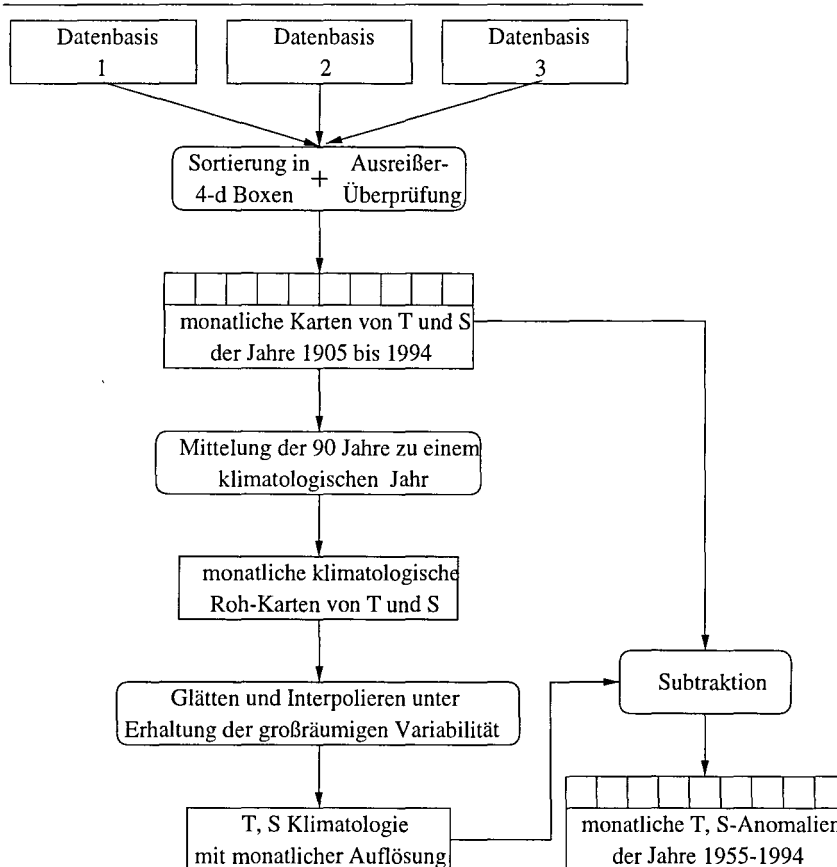


Abbildung 2.1: Verarbeitungsschritte von den Roh-Daten zur Klimatologie und den Anomalien.

französischen Marine in die Klimatologie mit einbezogen. Dieser Datensatz besteht aus mehr als 30000 XBT- und MBT-Profilen, die nicht frei verfügbar sind, sondern nur vor Ort in die Klimatologie einbezogen werden konnten. Da es sich jedoch um einen qualitativ hochwertigen Datensatz handelt, konnte mit diesen Daten die Datenbasis der Klimatologie wesentlich erweitert werden. Neben diesen drei großen Datensätzen wurde eine ganze Reihe kleinerer Datensätze mit in die Auswertung einbezogen. Darunter fallen auch die eigenen Messungen im Rahmen der beiden THETIS-Experimente (THETIS GROUP, 1994; THETIS-2 GROUP, 1995).

Bei der Berechnung der Klimatologie sind alle verfügbaren Meßwerte mit gleicher Gewichtung eingegangen. Unterschiedlich große Meßfehler der verschiedenen Meßmethoden wurden nicht berücksichtigt. Im einzelnen sind Werte von MBTs

und XBTs, Flaschen- und Kipp-Thermometermessungen und Daten von STD⁶- und CTD-Sonden verwendet worden. Eine Beschreibung der Meßfehler findet sich in Anhang A. Die Verwendung gleicher Gewichte für alle Daten trotz der unterschiedlichen Genauigkeit wird durch die zwischenjährliche Variabilität und besonders die langfristigen Trends gerechtfertigt, die in dem Datensatz gefunden wurden. Eine stärkere Gewichtung neuerer und damit genauerer Daten würde die klimatologischen Werte zu diesen neueren Werten hin verschieben.

Auch die ursprünglich vertikal hochaufgelösten Profile (MBT, XBT, STD, CTD) sind in den Daten-Kollektionen der Daten-Zentren nur in reduzierter Auflösung von 5 bis 30 Datenpunkten gespeichert. Die bei der Reduktion der Daten angewandten Methoden waren nur für die Daten der französischen Marine bekannt, so daß nur aus diesen vollständige Profile rekonstruiert werden konnten. Die XBT-Daten des französischen CMO sind so gespeichert, daß ein vollständiges Profil mit einer reduzierten Anzahl von Datenpunkten (maximal 20) noch mit einer vorher bestimmten Genauigkeit (maximale erlaubte Abweichung 0.01 °C) durch lineare Interpolation wiederhergestellt werden kann (pers. Mitt. L. Kerleguer, CMO Brest/Frankreich). Bei den übrigen Datenquellen war unbekannt, ob diese oder eine vergleichbare Methode zur Datenreduktion verwendet wurde oder ob nur die Temperaturen und Salzgehalte aus Standardtiefen an die Datenzentren weitergegeben wurden. Die Daten des französischen CMO wurden daher rekonstruiert und linear auf die vorgegebenen Tiefen der Klimatologie (siehe Tabelle 2.1) interpoliert, die übrigen Daten auf ihren Tiefen belassen und in die Tiefenintervalle der Klimatologie einsortiert.

2.2 Verarbeitung

Sortierung und Überprüfung

Erster Schritt der Verarbeitung war die Extraktion der Daten des westlichen Mittelmeeres und ihre Sortierung im vierdimensionalen Gitter der Karten (horizontal, vertikal, zeitlich) entsprechend den vorgegebenen Klimatologieboxen⁷. Die zeitliche Überdeckung der monatlichen Boxen erstreckt sich von 1905 bis 1994. Die horizontale Auflösung beträgt $\frac{1}{2}^\circ \times \frac{1}{2}^\circ$. Die vertikalen Boxgrenzen sind in Tabelle 2.1 wiedergegeben. Von einer Mittelung der Temperaturen und Salzgehalte

⁶STD: salinity-temperature-depth Meßsonde

⁷Als Klimatologiebox werden die 4-dimensionalen räumlichen und zeitlichen Intervalle bezeichnet, über die Daten gemittelt wurden.

innerhalb von Dichteintervallen wurde abgesehen, da die Dichteschichtung⁸ im westlichen Mittelmeer unterhalb von 500 m zu schwach ist, um bei den typischen Meßfehlern der Temperaturen und Salzgehalte eine sichere Einordnung der Daten in Dichteintervalle zu gewährleisten.

Von den Meßdaten, die in jede der vierdimensionalen Boxen fielen, wurden Mittelwert, Standardabweichung, mittlerer Zeitpunkt der Daten innerhalb des Monats und mittlere Tiefe berechnet. Außerdem wurde die Anzahl der verwendeten Datenpunkte gespeichert. Diese Informationen bildeten die Basis für alle weiteren Berechnungen.

Die vertikale Intervallgröße der Boxen in großen Tiefen machte es notwendig, *in situ* Temperaturen von Messungen, die nicht in der nominellen Tiefe der Klimatologieschicht lagen, für die Druckabhängigkeit der Temperatur zu korrigieren. Dazu wurden die *in situ* Temperaturdaten vor der Mittelung in potentielle Temperaturen umgerechnet. Dabei wurde durchgehend ein Salzgehalt von 38.4 psu verwendet, so daß auch für Temperaturmessungen ohne gleichzeitige Salzgehaltmessung der Druckeffekt korrigiert werden konnte. Der Fehler, der durch die Verwendung eines konstanten Salzgehaltes eingeführt wurde, liegt unter ± 0.001 °C. Er ist damit bei weitem geringer als die saisonale und zwischenjährliche Variabilität oder die Meßfehler. Nach der Mittelung wurde aus der potentiellen Temperatur und dem Salzgehalt von 38.4 psu die *in situ* Temperatur auf der nominellen Tiefenstufe der Klimatologie berechnet.

Bei der Verwendung von historischen Daten stellt sich die Frage nach ihrer Qualität. Diese umfaßt nicht nur die Genauigkeit der Messung, sondern auch die korrekte Einbringung der historischen Daten in die großen Datensätze. So fand sich in den hier verwendeten Daten ein ganze Reihe von Profilen, in denen nicht die *in situ*, sondern die potentielle Temperatur angegeben war. Aber auch Profile, deren Positionen innerhalb des afrikanischen Kontinents liegen sollten, zeigen, daß in diesen großen Datensätzen fehlerhafte Daten vorkommen können.

Sicherlich ist in der Datenbasis eine ganze Reihe solcher fehlerhafter Daten enthalten, die nicht so offensichtliche Fehler aufweisen, wie die oben genannten. Da bei der großen Datenmenge eine manuelle Überprüfung jedes einzelnen Profils nicht möglich ist, wurden zwei einfache statistische Kontrollen durchgeführt, um fehlerhafte Profile bzw. Ausreißer zu erkennen und zu entfernen.

Eine erste Kontrolle wurde mit Hilfe von Minimal- und Maximalgrenzen für die Temperaturen und Salzgehalte durchgeführt. Für jede räumliche Klimatolo-

⁸Die mittlere potentielle Dichte der klimatologischen Daten im westlichen Mittelmeer liegt in 500 m Tiefe bei $1029.067 \text{ kg m}^{-3}$ gegenüber $1029.094 \text{ kg m}^{-3}$ in 2000 m.

Schicht	nominelle Tiefe [m]	obere Grenze [m]	untere Grenze [m]
1	0	0	5
2	10	5	15
3	20	15	25
4	30	25	40
5	50	40	62.5
6	75	62.5	87.5
7	100	87.5	112.5
8	125	112.5	137.5
9	150	137.5	175
10	200	175	225
11	250	225	275
12	300	275	325
13	350	325	375
14	400	375	425
15	450	425	475
16	500	475	525
17	550	525	575
18	600	575	650
19	700	650	750
20	800	750	850
21	900	850	950
22	1000	950	1050
23	1100	1050	1150
24	1200	1150	1250
25	1300	1250	1350
26	1400	1350	1450
27	1500	1450	1625
28	1750	1625	1875
29	2000	1875	2250
30	2500	2250	2750
31	3000	2750	Boden

Tabelle 2.1: *Nominelle Tiefenstufen der Klimatologie sowie die oberen und unteren Grenzen der Boxen der Klimatologie.*

giebox wurden eigene Grenzen bestimmt. Dazu wurde eine vorläufige, räumlich stark geglättete Klimatologie bestimmt, in deren Berechnung noch alle Datenpunkte eingingen. Aus der vorläufigen Klimatologie wurde für jede Tiefe der horizontale quadratische Mittelwert der lokalen Standardabweichung des Jahresganges bestimmt. Die Grenzen wurden danach aus dem lokalen Jahresmittelwert und dem Vierfachen der Standardabweichung dieser Tiefe berechnet. Nur wenige Datenpunkte wurden mit diesem Verfahren verworfen, so daß davon ausgegangen werden kann, daß keine guten Werte fälschlich als Ausreißer erkannt wurden.

Als zweite Kontrolle wurde bei der Berechnung der Mittelwerte jeder einzelnen Klimatologiebox ein weiteres Ausreißerkriterium angewandt. Dabei wurden Werte, die mehr als das Vierfache der Standardabweichung von dem Mittelwert der in der Box befindlichen Meßwerte abwichen, als unwahrscheinlich angenommen und bei der darauffolgenden Neuberechnung von Mittelwert und Standardabweichung nicht mehr berücksichtigt. Dieses Verfahren wurde zweifach angewandt, um etwaige nach dem ersten Test noch verbliebene Ausreißer ebenfalls zu entfernen.

Die Anzahl der Ausreißer, die in der vorläufigen Klimatologie noch deutlich sichtbare lokale *Anomalien* hinterlassen hatten, wurde mit diesen beiden Kontrollen stark reduziert.

Mittelung

Die 90 einzelnen Jahre (1905–1994) wurden im nächsten Schritt zu einem einzigen klimatologischen Jahr mit monatlicher Auflösung gemittelt. Die so entstandenen klimatologischen Karten sind die Grundlage für alle weiteren Berechnungen der Klimatologie und werden im Folgenden als Roh-Karten bezeichnet (siehe Abbildung 2.1).

Glättung und Interpolation

Zwei Eigenschaften der Roh-Karten machten einen weiteren Verarbeitungsschritt notwendig. Zum einen wiesen die Karten, insbesondere die des Salzgehaltes, eine ganze Reihe von Boxen auf, in denen keine Messungen vorhanden waren, und zum anderen zeigte sich in Gebieten, die gut mit Daten überdeckt waren, kleinskalige Variabilität, die auf die unregelmäßige Überdeckung mit Messungen zurückzuführen ist.

Um die Lücken aufzufüllen, wurde ein einfaches Interpolationsverfahren angewandt. Die interpolierten Werte wurden dabei durch Mittelung mit Gauss'schen Gewichten aus umliegenden besetzten Boxen gewonnen. Dieses Verfahren wurde ebenso auf schon besetzte Boxen angewandt, was eine Glättung der Roh-Karten zur Folge hatte.

Die Gauss'schen Gewichte des Glättungsverfahrens wurden aus den horizontalen Entfernungen zwischen besetzter und zu besetzender Box berechnet. Die Halbwertsbreite der horizontal isotropen Gewichtsfunktion lag bei 53 km. Außerdem wurden unterschiedliche Abschneideradien zwischen 106 km (oberflächennahe Temperaturen) und 178 km (tiefe Salzgehalte) verwendet, mit denen der unter-

schiedlichen Lückenhaftigkeit der Datensätze Rechnung getragen wurde. Werte außerhalb der Abschneideradien gingen nicht in die Mittelung mit ein. Wegen der großen Anzahl von Lücken bei den tiefen Salzgehalten wurden unterhalb von 1000 m auch die darüber- bzw. darunterliegenden Schichten in die Mittelung mit einbezogen. Als vertikale Gewichtung wurde ein Verhältnis von 1:8:1 verwendet. Die vertikale Vergrößerung des Mittelungsbereiches stellt wegen der sehr geringen vertikalen Gradienten der tiefen Salzgehalte kein Problem dar (siehe Abbildung 1.4 a).

Die so aufgefüllten und geglätteten Karten wiesen noch eine erhebliche vertikale Variabilität auf, die besonders in Tiefen von mehr als 1000 m instabile Dichteschichtungen ergeben kann. Messungen im westlichen Mittelmeer zeigen jedoch, daß derartige Instabilitäten im Ozean nicht vorhanden sind. Instabile Profile lassen sich auf zwei Ursachen zurückführen. Ein Grund ist die schon erwähnte Verwendung von nicht zusammenpassenden Temperatur- und Salzgehaltsdaten zur Berechnung der Dichtewerte. Ein weiterer Grund liegt in der sehr variablen Überdeckung der Boxen mit Meßwerten. Übereinanderliegende Boxen können Daten aus sehr unterschiedlichen Zeiträumen enthalten. Zeitliche Variationen der Dichte können deshalb als räumliche Variationen fehlinterpretiert werden.

Ein Teil der kleinräumigen Variabilität gibt demnach nicht die Variabilität der klimatologischen Mittelwerte wieder, sondern beruht auf Unzulänglichkeiten der Datenbasis. Um diese Variabilität zu reduzieren, wurde ein weiteres, diesmal vertikales Glättungsverfahren angewandt. Dazu wurden empirische orthogonale Funktionen (EOF) verwendet. Mit Hilfe dieser Funktionen wird die gesamte Variabilität eines Datensatzes in orthogonale Anteile zerlegt. Der Satz von Funktionen hat die Eigenschaft, daß die Funktionen so gewählt sind, daß sie möglichst große Anteile der Gesamtvariabilität erklären. Hier wurden EOFs aller Profile der Klimatologie berechnet. Durch Rekonstruktion der Profile aus nur einem Teil der berechneten EOFs konnte die großräumige regelmäßige Temperatur- bzw. Salzgehaltsvariabilität erhalten werden, wohingegen die extrem kleinskalige Variabilität wegfiel.

Die durch die Rekonstruktion entstandenen Karten bilden die Grundlage aller weiteren Berechnungen in dieser Arbeit. Sie werden im Folgenden als geglättete Karten bezeichnet.

2.3 Temperatur- und Salzgehaltsanomalien

Der Verarbeitungsweg (siehe Abbildung 2.1) ergab eine einfache Möglichkeit, Abweichungen der Temperaturen und Salzgehalte vom klimatologischen Jahresgang zu berechnen. Dazu wurden die monatlichen Werte der geglätteten Karten von den für die einzelnen Jahre berechneten Temperaturen und Salzgehalten subtrahiert. Diese Differenzen werden im Folgenden als Anomalien bezeichnet. Anomalien wurden nur für die Jahre 1955 bis 1994 berechnet, da in dem Zeitraum vor 1955 die Datendichte zu gering ist, um noch signifikante Aussagen über die zwischenjährliche Variabilität zu ermöglichen.

Die monatlichen Karten der Anomalien weisen eine große Anzahl unbesetzter Boxen auf, so daß eine räumliche Auswertung in der vollen horizontalen Auflösung der Klimatologie von $\frac{1}{2}^\circ \times \frac{1}{2}^\circ$ nicht sinnvoll ist. Um ein dichter besetztes Gitter zu erhalten, wurden die Anomalien von jeweils 4 Boxen zu Anomalie-Karten mit $1^\circ \times 1^\circ$ Auflösung gemittelt. Im Gegensatz zu absoluten Temperaturen und Salzgehalten sind bei den Anomalien klimatologisch konstante räumliche Unterschiede aus den Daten entfernt worden und können bei der Zusammenfassung von mehreren Boxen nicht mehr als zeitliche Variationen fehlinterpretiert werden.

Die Anomalien bilden die ozeanographische Datenbasis für die Berechnungen in Kapitel 4.

2.4 Kontrolle der Ergebnisse

Nach den Manipulationen der klimatologischen Karten durch verschiedene Glättungsverfahren stellte sich die Frage, ob die geglätteten Karten noch mit den Roh-Karten und den entsprechenden Standardabweichungen vereinbar sind oder ob die Karten durch die Glättung zu stark verändert wurden.

Zur Klärung wurde ein statistischer Test auf der Grundlage der Studentschen t -Verteilung durchgeführt (z.B. TAUBENHEIM, 1969). Bei diesem Test wird der Mittelwert einer Stichprobe mit einem anderen z.B. aus theoretischen Überlegungen abgeleiteten Wert verglichen. Die Testgröße t wird nach

$$t = \frac{x - \mu_0}{s} \sqrt{N} \quad (2.1)$$

berechnet. Dabei ist x der Mittelwert der N Werte der Stichprobe, s die entsprechende Standardabweichung und μ_0 der theoretische Wert. Für die Werte

von t existieren Tabellen für verschiedene Signifikanzgrenzen (z.B. TAUBENHEIM, 1969).

Die Berechnung der Testwerte für die geglätteten Karten mit den Mittelwerten und Standardabweichungen aus den Roh-Karten ergab bei einer Signifikanzgrenze von 95% eine Erfüllung des Tests bei knapp über 90% der Boxen. Das Ergebnis der Überprüfung der geglätteten Karten lautet also, daß diese im statistischen Sinn nicht mit den ursprünglichen Werten (vor der Glättung) übereinstimmen. Dies würde bedeuten, daß die Glättung die Werte zu stark verändert hat, als daß sie noch in statistischem Zusammenhang mit den Werten der Roh-Karten stehen. Voraussetzung für die Anwendung des Testverfahrens ist jedoch die Normalverteilung der Daten.

Die Überprüfung der Daten auf Normalverteilung ergab, daß diese nicht immer vorliegt. Als Beispiel seien hier die Werte für das Tiefenwasser des westlichen Mittelmeeres angeführt. Die Tiefenwassertemperaturen und -salzgehalte des westlichen Mittelmeeres unterliegen einem langjährigen ansteigenden Trend (siehe dazu Kapitel 4). Dieser beträgt für die Temperatur über den Mittelungszeitraum der Klimatologie mehr als $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Der Meßfehler beträgt $\pm 0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$. Die statistische Verteilung der Temperaturen, die sich aus dem systematischen Trend und dem zufallsverteilten Meßfehler ergibt, ist eine gegenüber der Normalverteilung in der Mitte abgeflachte Verteilung. Da für eine solche Verteilung keine Testwertgrenzen analog dem Student'schen Test vorlagen, wurden diese mit Hilfe einer Monte-Carlo-Simulation bestimmt. Es zeigte sich, daß die Testgrenzen im Fall eines vorhandenen Trends um mehrere Prozentpunkte größer waren als unter der Annahme einer Normalverteilung.

Eine ebensolche Überprüfung ergab für den Fall einer nichtlinearen Entwicklung eine noch stärkere Ausweitung der Testgrenzen. Solche nichtlinearen Entwicklungen kommen in den Meßwerten, z.B. als Folge eines sinusoidalen Jahresganges, bei der Mittelung in bestimmten Monaten vor.

Da die Voraussetzung der Normalverteilung der Meßwerte somit nicht immer erfüllt ist und der Test bei anderen Formen der Verteilungen leichter erfüllt wird, erscheint die Erfüllung des Testkriteriums in über 90% der Boxen ausreichend, um die geglätteten Karten in Übereinstimmung mit den Roh-Karten zu sehen.

Kapitel 3

Saisonale Variabilität

Anhand klimatologischer Daten des westlichen Mittelmeeres werden in diesem Kapitel die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre sowie die Veränderungen der Wassermassen und ihrer Verteilungen auf saisonaler Zeitskala untersucht. Zwei Ziele werden bei den Analysen der Daten verfolgt, zum einen die Verbesserung der Kenntnisse der saisonalen Wärme- und Frischwasserbudgets und zum anderen die Beschreibung und Quantifizierung der saisonalen Veränderungen der Wassermassen im westlichen Mittelmeer. Beide Aspekte sind nicht nur per se interessant, sondern sind auch für numerische Modellstudien des Mittelmeeres von Bedeutung. Die saisonalen Wärme- und Frischwasserflüsse sind für die thermohaline Zirkulation verantwortlich und müssen daher für eine erfolgreiche Modellierung hinreichend genau bekannt sein, und die Analysen der saisonalen Veränderungen der Wassermassen aus den klimatologischen Daten ergeben quantitative Angaben über einzelne Prozesse, die in den Modellen nachgebildet werden sollen.

Quantitative Informationen über die Oberflächenflüsse von Wärme und Frischwasser können aus zwei Ansätzen gewonnen werden. Zum einen ist dies die mehr oder weniger direkte Bestimmung der Flüsse mit Hilfe von Bulk-Formeln (im Falle der Wärme Flüsse und der Verdunstung) und durch Messung der Niederschläge und Flußwassereinträge und zum anderen die Bestimmung des Wärme- bzw. Frischwasserbudgets aus den ozeanischen Randbedingungen (Wärme- und Frischwassertransporte durch die Straßen und Wärmeinhalts- bzw. Salzgehaltsänderungen im betrachteten Becken). Die beiden Ansätze werden im Folgenden als meteorologischer bzw. ozeanographischer Ansatz bezeichnet.

Die Bestimmung des Wärmetransportes aus den ozeanischen Randbedingungen ist im Falle des Mittelmeeres besonders einfach. Die Ränder beschränken sich

auf die Straße von Gibraltar und die Verbindung zum Schwarzen Meer. Integriert über ein Jahr müssen die Oberflächenflüsse den Wärme- und Frischwassertransporten durch die Straße von Gibraltar gleichen, da die Wassermasseneigenschaften des Mittelmeeres in der langfristigen Sicht in guter Näherung stationär sind. Dies eröffnet die Möglichkeit, die Ergebnisse der beiden Ansätze miteinander zu vergleichen.

Solche Vergleiche wurden mehrfach durchgeführt und führten für das Wärmebudget zu dem Ergebnis, daß mit den üblichen Bulk-Formeln der mittlere Wärmehaushalt des Mittelmeeres nicht geschlossen werden kann (BUNKER et al., 1982; GARRETT et al., 1993). Die geringe Unsicherheit in den ozeanographisch bestimmten Wärmetransporten führte dabei zu dem Schluß, daß die Fehler bei den in den Untersuchungen verwendeten Bulk-Formeln liegen mußten. Eine genauere Untersuchung der Bulk-Formeln legte einen Fehler in der Berechnung der solaren Einstrahlung offen (GILMAN und GARRETT, 1994). Außerdem konnte durch die Berücksichtigung des Effektes von Aerosolen auf die Einstrahlung die Diskrepanz zwischen den beiden Ansätzen weiter verringert werden (siehe auch Anhang B).

Für den Frischwasserhaushalt ist im Prinzip ein analoger Vergleich der Frischwasserflüsse (meteorologischer Ansatz) mit den Netto-Frischwassertransporten durch die Straße von Gibraltar (ozeanographischer Ansatz) möglich, jedoch sind die Daten für die Frischwasserflüsse mit hohen Unsicherheiten behaftet. Vergleiche aufgrund der vorhandenen Daten kamen zu einem über ein Jahr geschlossenen Frischwasserbudget, wobei jedoch die hohen Unsicherheiten der Frischwasserflüsse eine große Bandbreite an Werten zulassen (HARZALLAH et al., 1993; BETHOUX und GENTILI, 1994).

Auf saisonaler Zeitskala sind die angeführten Vergleiche zwischen den ozeanographisch und den meteorologisch bestimmten Oberflächenflüssen ebenfalls möglich. Sie konnten jedoch bisher nicht durchgeführt werden, da auf saisonaler Zeitskala die saisonal variierende Speicherung von Wärme und Frischwasser berücksichtigt werden muß, für die keine hinreichend genauen Daten vorlagen. Mit der in dieser Arbeit vorgestellten Klimatologie kann nun ein solcher Vergleich durchgeführt werden. Damit wird die quantitative Verifizierung der üblichen Bulk-Formeln von den Jahresmittelwerten auf die saisonalen Variationen ausgedehnt. Dieser Vergleich ist besonders für den Prozeß der Tiefenwasserbildung durch Konvektion von Bedeutung, da dieser durch die winterlichen und nicht die mittleren Oberflächenwärmeflüsse gesteuert wird (VISBECK et al., 1994).

Der zweite Aspekt, der in diesem Kapitel behandelt wird, ist die Beschreibung

und Quantifizierung saisonaler Veränderungen der Wassermasseneigenschaften im westlichen Mittelmeer.

Die saisonalen Oberflächenflüsse zeigen naturgemäß ihre Auswirkungen am ausgeprägtesten in der Oberflächenschicht des Mittelmeeres. Aus der Klimatologie lassen sich verschiedene Aspekte der saisonalen Veränderungen in der Oberflächenschicht bestimmen. Ein Vergleich mit Satellitendaten bestätigt räumliche Unterschiede in Amplitude und Phase des Jahresganges der klimatologischen Oberflächentemperaturen. Dabei zeigt sich, daß die windgetriebene vertikale Vermischung für einen Teil der Temperaturvariabilität verantwortlich ist.

Die Grenze zwischen atlantischem und dem darunterliegenden mediterranen Wasser, festgelegt durch einen Dichtewert, unterliegt ebenfalls saisonalen Schwankungen. Die räumliche Verteilung der Amplituden weist auf die winterlichen Wassermassenbildungsprozesse als wesentliche Quelle der Verlagerung der Grenze hin.

Ein volumetrischer Zensus der monatlichen Wassermassenvolumina ergibt Werte für die Wassermassenbildungsraten und die Transporte, die zur Wiederherstellung der Vor-Konvektionsvolumina notwendig sind. Die hier verwendete Methode zur Bestimmung der Tiefenwasserbildungsrate weist gegenüber einzelnen hydrographischen Aufnahmen oder Budgetrechnungen einige Vorteile auf. So gibt sie einen langjährigen Mittelwert an, besitzt eine, wenn auch geringe, räumliche Auflösung und umfaßt den gesamten Zeitraum der winterlichen Tiefenwasserbildung.

Die Tiefenwasserbildung läßt sich in der Klimatologie auch noch in anderer Form beobachten. Das neugebildete Tiefenwasser breitet sich im gesamten westlichen Mittelmeer aus. Wie dies vor sich geht, ist weitgehend unbekannt. In der Klimatologie findet sich neugebildetes Tiefenwasser als im nördlichen Randstrom advehierte kalte Anomalie in der Zwischenwasserschicht. Aus den Daten lassen sich Ausbreitungswege und -geschwindigkeiten ableiten.

3.1 Das saisonale Wärmebudget

Analysen des Wärmebudgets des Mittelmeeres beschränkten sich bisher auf Vergleiche der Jahresmittelwerte des Wärmetransportes durch die Straße von Gibraltar mit den horizontal und zeitlich gemittelten Oberflächenwärmeflüssen aus Bulk-Formeln. Nach einer kurzen Zusammenfassung der Ergebnisse dieser Arbeiten wird der Vergleich hier auf den monatlichen Wärmehaushalt des westlichen Mittelmeeres ausgedehnt. Daraus ergibt sich eine quantitative Beurteilung der Qualität verschiedener Datensätze der Oberflächenwärmeflüsse auch auf saisonaler Zeitskala.

3.1.1 Bisherige Ergebnisse zum langjährigen Wärmebudget

Zwei Untersuchungen des Wärmebudgets des Mittelmeeres haben in den letzten Jahren wesentliche Probleme in den üblicherweise zur Bestimmung von Oberflächenwärmeflüssen verwendeten Bulk-Formeln offenkundig gemacht (BUNKER et al., 1982; GARRETT et al., 1993). GILMAN und GARRETT (1994) fanden dann, daß ein Fehler in den Bulk-Formeln und unberücksichtigte atmosphärische Effekte für einen Großteil der Differenzen zwischen ozeanographischem und meteorologischem Ansatz verantwortlich waren.

In den drei genannten Arbeiten wird der mittlere Wärmehaushalt des Mittelmeeres betrachtet. In diesem Fall muß der horizontal und zeitlich integrierte Oberflächenwärmefluß dem mittleren Wärmetransport¹ durch die Ränder des Mittelmeeres entsprechen, und eine Wärmespeicherung im Mittelmeer muß nicht berücksichtigt werden. Die Voraussetzung für diese Berechnungen, nämlich ein langfristig unveränderter Wärmeinhalt des Mittelmeeres, ist in guter Näherung erfüllt.

In diesen Betrachtungen wird der Beitrag des Austausches des Mittelmeeres mit dem Schwarzen Meer auf unter 1 W m^{-2} abgeschätzt und deshalb vernachlässigt (GARRETT et al., 1993). Der geothermische Wärmefluß durch den Meeresboden liegt bei weniger als 0.5 W m^{-2} und wird deshalb ebenfalls nicht

¹Wärmetransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien werden in Anlehnung an andere Arbeiten in Form eines mittleren Oberflächenwärmeflusses angegeben. Der Vergleich mit den meteorologisch bestimmten Wärmeflüssen wird dadurch erleichtert. Die Wärmetransporte können aus diesen Werten durch Multiplikation mit den Flächen der Becken des Mittelmeeres berechnet werden. Diese betragen $8.646 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$ für das westliche und $16.703 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$ für das östliche Mittelmeer.

berücksichtigt (HUTCHINSON et al., 1985). Die Ränder des Mittelmeeres reduzieren sich damit auf die Straße von Gibraltar.

BUNKER et al. (1982) gaben auf der Basis von ozeanographischen Daten aus anderen Arbeiten (LACOMBE et al., 1964) für den mittleren Wärmetransport vom Atlantik in das Mittelmeer einen möglichen Bereich von 5 bis $20 \cdot 10^{12}$ W an. Dies entspricht mittleren Oberflächenwärmeflüssen von -2 bis -8 W m^{-2} (positive Werte stehen hier für einen Wärmeeintrag in das Mittelmeer). Diesem Wert stellten sie langjährige Mittelwerte der mit Bulk-Formeln bestimmten Oberflächenwärmeflüsse gegenüber. Die verwendeten Daten für die Oberflächenwärmeflüsse entstammen einem von GOLDSMITH und BUNKER (1979) herausgegebenen Atlas. BUNKER et al. (1982) kommen damit zu einem mittleren Oberflächenwärmefluß von $+36$ W m^{-2} . Die Diskrepanz zwischen den beiden unabhängigen Ansätzen zur Berechnung der Wärmeflüsse beträgt also 41 W m^{-2} , wobei die Unsicherheit im ozeanographischen Ansatz bei nur ± 3 W m^{-2} liegt. Durch verschiedene Korrekturen an den Bulk-Formeln waren BUNKER et al. (1982) zwar in der Lage, die Diskrepanz zu beseitigen, zeigten damit aber gleichzeitig die Unzulänglichkeit der vorhandenen Bulk-Formeln auf. Durch die mehr oder weniger willkürliche Wahl verschiedener in der Literatur angegebener Bulk-Parametrisierungen konnten BUNKER et al. (1982) die Oberflächenwärmeflüsse um 40 W m^{-2} ändern. Diese *Wahlfreiheit* bei den Bulk-Formeln und den damit zu erzielenden Ergebnissen führt zu Zweifeln an der Verwendbarkeit der Bulk-Formeln zur Bestimmung von Oberflächenwärmeflüssen in großräumigen Studien.

GARRETT et al. (1993) haben dann analoge Berechnungen mit dem COADS² Datensatz (WOODRUFF et al., 1987) durchgeführt. Sie setzten für den mittleren Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar einen Wert entsprechend einem mittleren Oberflächenwärmefluß von -7 ± 3 W m^{-2} an. Dem gegenüber stellten sie einen Oberflächenwärmefluß aus Bulk-Formeln von 29 W m^{-2} . Auch mit diesen neueren meteorologischen Daten blieb die von BUNKER et al. (1982) aufgedeckte Diskrepanz also bestehen. GARRETT et al. (1993) schlugen daraufhin zwei Möglichkeiten für die Korrektur der Oberflächenwärmeflüsse vor. Dies waren zum einen eine Reduktion der solaren Einstrahlung und zum anderen eine Erhöhung der latenten Wärmeverluste des Meeres. Beide Korrekturen führen zu einem geschlossenen Wärmebudget, in dem der Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar exakt durch den Wärmeverlust durch die Meeresoberfläche aufgewogen wird. GARRETT et al. (1993) waren jedoch mit ihren Daten nicht in der Lage, zu entscheiden, welche der beiden Korrekturen die bessere ist.

²COADS: comprehensive ocean atmosphere data set

In einer dritten Arbeit zum Jahresmittel des Wärmebudgets des Mittelmeeres haben GILMAN und GARRETT (1994) die von GARRETT et al. (1993) verwendeten Bulk-Formeln noch einmal genauer untersucht. Sie stellten dabei einen Fehler in der Berechnung der solaren Einstrahlung fest, der für zu hohe Werte dieses Terms verantwortlich war. Außerdem berücksichtigten sie den Einfluß mariner Aerosole auf die Einstrahlung, wodurch die Einstrahlung weiter reduziert wurde. Durch diese beiden Änderungen an den Bulk-Formeln konnten sie die Diskrepanz zwischen den beiden Ansätzen auf 6 W m^{-2} verringern. Dieser Unterschied liegt deutlich geringer als in den beiden früheren Arbeiten und läßt die Bulk-Methode für die Bestimmung der Oberflächenwärmeflüsse vertrauenswürdiger erscheinen, als dies nach den Ergebnissen der anderen Arbeiten der Fall war.

3.1.2 Saisonale Wärmetransporte durch die Meeresstraßen

In diesem und dem folgenden Abschnitt wird untersucht, ob die von GILMAN und GARRETT (1994) gefundene Bestätigung der Bulk-Formeln auch auf saisonaler Zeitskala Bestand hat. Die Untersuchung des Wärmebudgets des westlichen Mittelmeeres auf saisonaler Zeitskala erfordert, anders als in den bisherigen Arbeiten zu den Jahresmittelwerten, die Quantifizierung weiterer Komponenten des Wärmehaushaltes.

Wegen der Beschränkung auf das westliche Mittelmeer muß nicht nur der Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar, sondern auch der durch die Straße von Sizilien bestimmt werden. Beide Wärmetransporte müssen außerdem auf saisonaler Zeitskala und nicht nur als Jahresmittelwerte quantifiziert werden, und als drittes muß die Wärmespeicherung des westlichen Mittelmeeres auf saisonaler Zeitskala ermittelt werden. Nachdem aus diesen Daten der zur Erzeugung der Wärmeinhaltsänderungen notwendige Oberflächenwärmefluß bestimmt wurde, wird er im folgenden Abschnitt mit saisonalen Oberflächenwärmeflußdaten aus dem meteorologischen Ansatz verglichen.

Die Straße von Gibraltar

Die für die Bestimmung des saisonalen Wärmebudgets notwendigen saisonalen Volumen- und Wärmetransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien werden in diesem und dem folgenden Abschnitt abgeschätzt. Dazu werden Ergebnisse anderer Arbeiten über die Volumentransporte und die Jahresmittelwerte der Wärmetransporte durch die Meeresstraßen, verschiedene Datensätze für die

Quelle	Methode	Volumentransport	
		AW [Sv]	MW [Sv]
BETHOUX, 1980	Erhaltungssätze	1.68	1.60
LACOMBE und RICHEZ, 1982	Erhaltungssätze	1.2	1.15
BRYDEN und STOMMEL, 1984	hydr. Kontrolle	1.67	1.59
BORMANS und GARRETT, 1989b	hydr. Kontrolle	1.1	
BRYDEN et al., 1989	Strömungsm. & Hydr.	0.95	0.79
BRYDEN und KINDER, 1991	hydr. Kontrolle	0.92	0.88
BRYDEN et al., 1994	Strömungsm.	0.72	0.68
ZAVATARELLI und MELLOR, 1995	Zirkulationsmodell	1.32	1.25
BRAY et al., 1995	Hydrogr. & Erhltgss.	0.96	
PINARDI et al., 1995	Zirkulationsmodell	0.95	
HAINES und WU, 1996	Zirkulationsmodell	0.93	
HERBAUT et al., 1996b	Zirkulationsmodell	0.83	
Mittelwert aus neueren Arbeiten (ab 1989)		0.89	0.85

Tabelle 3.1: Volumentransporte durch die Straße von Gibraltar aus verschiedenen Quellen. AW gibt den Wert für den Einstrom atlantischen Wassers und MW den für den Ausstrom mediterranen Wassers an. Wurde in der Tabelle nur ein Wert angegeben, so steht der Wert für Ein- und Ausstrom. Die Differenz zwischen Ein- und Ausstrom, die durch den Frischwasserverlust im Mittelmeer verursacht wird, liegt in der Größenordnung von 0.05 Sv und wird deshalb in den Arbeiten, für die nur ein Wert angegeben ist, vernachlässigt. Während in den früheren Arbeiten Transporte zwischen 1.2 und 1.7 Sv angegeben wurden, zeigen die Ergebnisse der neueren Arbeiten nur eine geringe Variabilität mit Transporten knapp unter 1 Sv. Für die Berechnungen innerhalb dieser Arbeit wird daraus ein Jahresmittelwert des Volumentransportes von Ein- und Ausstrom von 0.9 Sv angesetzt.

Oberflächenwärmeflüsse und die monatlichen Temperaturen aus der Klimatologie herangezogen.

Volumentransport

Als einzige Verbindung des Mittelmeeres mit den Weltmeeren ist die Straße von Gibraltar Gegenstand einer ganzen Reihe ozeanographischer Arbeiten. In den verschiedenen Arbeiten wurde eine große Bandbreite ozeanographischer Methoden angewandt, um die verschiedenen Aspekte der Strömungen in der Straße zu untersuchen.

BETHOUX (1979) schätzte den mittleren Volumentransport von Ein- und Ausstrom des Mittelmeeres mit Hilfe von Erhaltungsgleichungen ab. Die Erhaltungsgleichungen stellen einen Zusammenhang zwischen dem Netto-Frischwassertransport, der der Differenz zwischen Ein- und Ausstrom entspricht,

auf der einen Seite und den Volumentransporten und Salzgehalten von Ein- und Ausstrom auf der anderen Seite her. In der Straße von Gibraltar liegt die Differenz zwischen Ein- und Ausstrom bei nur 5 bis 10% des mittleren Volumentransportes, so daß Ein- und Ausstrom in vielen Berechnungen als gleich groß angesetzt werden können (z.B. BETHOUX, 1979).

Einen anderen Ansatz zur Bestimmung des mittleren Volumentransportes haben FARMER und ARMI (1986), GARRETT et al. (1990) und BRYDEN und KINDER (1991) verwendet. Sie untersuchten die Verhältnisse in der Straße mit Hilfe der Theorie der hydraulischen Kontrolle und kamen dabei zu dem Ergebnis, daß der Transport durch die Straße von Gibraltar zumindest zeitweise einen durch die hydrographischen und topographischen Gegebenheiten festgelegten maximalen Wert annimmt. Die dabei ermittelten maximalen Volumentransporte liegen im Bereich der mit den anderen Methoden bestimmten Werte und unterstützen damit die Annahme eines maximalen Austausches.

In einem umfangreichen Meßprogramm bestimmten dann BRYDEN et al. (1994) mit mehrmonatigen Strömungsmessungen die Volumentransporte von Ein- und Ausstrom. Sie geben in ihrer Arbeit außerdem eine umfassende Diskussion über die bisherigen Bestimmungen des Austausches durch die Straße von Gibraltar und seine Zusammenhänge mit dem Frischwasserbudget des Mittelmeeres.

BRAY et al. (1995) erweiterten später aufgrund von hydrographischen Messungen den einfachen Ansatz zweier Schichten für den Austausch zwischen Mittelmeer und Atlantik auf drei Schichten und berechneten damit aus Erhaltungssätzen für Masse und Salz die Volumentransporte von Ein- und Ausstrom.

Darüber hinaus konnten auch in einer Reihe von numerischen Zirkulationsmodellen Werte für die Volumentransporte bestimmt werden (ZAVATARELLI und MELLOR, 1995; PINARDI et al., 1995; HAINES und WU, 1996; HERBAUT et al., 1996b), wobei allerdings Randbedingungen wie die Frischwasserflüsse ins Mittelmeer und die vorgegebenen klimatologischen hydrographischen Verhältnisse in einer Pufferzone vor der Straße von Gibraltar die Transporte festlegen.

Die Volumentransporte aus den verschiedenen Arbeiten sind in Tabelle 3.1 zusammengestellt.

Die saisonalen Variationen des Volumentransportes wurden von BORMANS et al. (1986) aus hydrographischen Daten und Wasserstandsmessungen nördlich und südlich der Straße bestimmt. Sie kamen zu dem Ergebnis, daß der Jahresgang des Volumentransportes nur 6% des Jahresmittelwertes ausmacht. Auch BRYDEN et al. (1994) konnten aus ihren Strömungsmessungen die Amplitude des

Jahresganges abschätzen und kamen dabei in Übereinstimmung mit BORMANS et al. (1986) auf eine Größenordnung von 10% des Jahresmittelwertes. Bei einem mittleren Transport in der Größenordnung von 1 Sv liegt der Jahresgang also bei etwa 0.1 Sv.

Bei einer Temperaturdifferenz zwischen Ein- und Ausstrom von 3 °C ergibt sich daraus eine saisonale Variation des Wärmetransportes von 0.3 °C Sv, entsprechend einem Oberflächenwärmefluß von 0.5 W m⁻². Diese saisonale Variation ist kleiner als die Unsicherheiten des mittleren Wärmetransports. Die saisonale Variation des Volumentransportes durch die Straße von Gibraltar wird daher in den folgenden Berechnungen vernachlässigt.

In den weiteren Untersuchungen dieser Arbeit wird ein mittlerer Volumentransport von Ein- und Ausstrom von 0.9 Sv ohne Jahresgang verwendet, der sich als gerundeter Mittelwert der Transporte der neueren Arbeiten aus Tabelle 3.1 ergibt.

Wärmetransport

Unter der Voraussetzung, daß ein- und ausströmendes Volumen gleich groß sind, läßt sich der Wärmetransport durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien aus der Temperaturdifferenz zwischen ein- und ausströmender Wassermasse und dem Volumentransport berechnen. Sind außerdem die Temperatur- und die Dichtevariationen nicht zu groß, um für die Dichte ρ und den spezifischen Wärmeinhalt c_p konstante Werte anzusetzen, so ergibt sich der Wärmetransport H zu

$$H = \rho c_p V \Delta T \quad . \quad (3.1)$$

Dabei sind V der Volumentransport des Ein- bzw. Ausstroms und ΔT die Temperaturdifferenz zwischen Ein- und Ausstrom.

Die Voraussetzung, daß Ein- und Ausstrom gleich groß sind, ist in den Straßen von Gibraltar und Sizilien in guter Näherung erfüllt, da die Differenzen zwischen den Volumentransporten bei nur 5 bis 10% der mittleren Volumentransporte liegen (z.B. BETHOUX, 1979). Auch die Verwendung konstanter Werte für die Dichte und den spezifischen Wärmeinhalt ist in den Straßen von Gibraltar und Sizilien gerechtfertigt. Die hier verwendeten Werte sind 1029 kg m⁻³ für die Dichte und 3980 J kg⁻¹ K⁻¹ für den spezifischen Wärmeinhalt.

In zwei älteren Arbeiten (BETHOUX, 1979; BUNKER et al., 1982) wurden die Wärmetransporte durch die Straße von Gibraltar nach dem durch Gleichung 3.1 beschriebenen Ansatz abgeschätzt. In einer neueren Arbeit (MACDONALD et al., 1995) wurden hingegen Strömungs- und Temperaturmessungen zur Bestimmung des Wärmetransportes verwendet.

BETHOUX (1979) berechnete den mittleren Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar aus den Temperaturen von Ein- und Ausstrom und Volumentransporten aus Salz- und Volumenerhaltungsgleichungen zu $5.3 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ in das Mittelmeer hinein. Dies entspricht, auf die Oberfläche des gesamten Mittelmeeres verteilt, einem mittleren Wärmefluß von 8.5 W m^{-2} vom Ozean in die Atmosphäre. Die Werte für Volumentransporte und Temperaturen von Ein- und Ausstrom hat BETHOUX (1979) aus Energieerhaltungsüberlegungen und Messungen gewonnen. BETHOUX (1979) verwendet in seiner Arbeit jedoch eine problematische Formulierung von Gleichung 3.1, die nicht auf Volumenerhaltung aufbaut und deshalb vom Nullpunkt der verwendeten Temperaturskala abhängig ist. Die Anwendung von Gleichung 3.1 führt mit seinen Werten für Temperaturdifferenz und Volumentransport zu einem Wärmetransport von nur $4.0 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ bzw. einem Wärmefluß von 6.3 W m^{-2} .

BUNKER et al. (1982) bauten dagegen in ihrer Arbeit nicht auf neuen Messungen auf, sondern verwendeten für eine grobe Abschätzung des Wärmetransportes einfach Werte des Volumentransportes und der Temperaturdifferenz, die die in der Literatur angegebenen Werte überdeckten. Sie setzten die Volumentransporte zwischen 0.5 und 1.5 Sv und die Temperaturdifferenzen zwischen 2 und $3 \text{ }^\circ\text{C}$ an. Damit ergaben sich Wärmetransporte von 1.0 – $4.5 \text{ }^\circ\text{C Sv}$, entsprechend 1.6 – 7.3 W m^{-2} . Selbst mit diesem groben Ansatz sind BUNKER et al. (1982) in der Lage, den mittleren Wärmetransport mit einer Unsicherheit von nur $\pm 3 \text{ W m}^{-2}$ anzugeben.

In der neuesten Arbeit zu den Wärmetransporten durch die Straße von Gibraltar kamen MACDONALD et al. (1995) auf der Grundlage von mehrmonatigen Strömungs- und Temperaturmessungen zu einem Wert von $3.3 \pm 0.8 \text{ }^\circ\text{C Sv}$, entsprechend $5.2 \pm 1.3 \text{ W m}^{-2}$.

Als weiteren wichtigen Punkt bei der Bestimmung des Wärmetransportes durch die Straße von Gibraltar fanden MACDONALD et al. (1995) bei ihrer Untersuchung, daß nur $1/3$ des Wärmetransportes durch die mittleren Strömungen und die mittleren Temperaturen \overline{uT} geleistet wird, während $2/3$ auf die zeitlich variierende Komponente $\overline{u'T'}$ zurückzuführen sind. Der große Anteil der zeitlich variierenden Komponente ist auf die mit den Strömungen korrelierte vertikale Verlagerung der Grenze zwischen ein- und ausströmendem Wasser und der damit verbundenen vertikalen Verlagerung der Temperaturschichtung zurückzuführen (MACDONALD et al., 1995; BRAY et al., 1995). Aus den starken zeitlich variierenden Strömungen (maximale Gezeitenströmungen von mehr als 3 m s^{-1}) ergeben sich damit hohe Werte für $\overline{u'T'}$.

Über die saisonalen Variationen des zeitlich variierenden Terms können nur Vermutungen angestellt werden. Eine mögliche Annahme geht davon aus, daß die Temperaturschichtung in der Straße von Gibraltar saisonalen Veränderungen unterliegt, da die Temperatur des einströmenden atlantischen Wassers im Sommer höher als im Winter ist, während die Temperatur des ausströmenden mediterranen Wassers nahezu unverändert bleibt. Da sich ein Großteil des zeitlich fluktuierenden Anteils des Wärmetransportes aus der mit den Gezeiten korrelierten Verlagerung der Grenzschicht ergibt, dürfte die saisonale Veränderung des vertikalen Temperaturgradienten in der Grenzschicht zu einer saisonalen Variation des Wärmetransportes führen. Die Amplitude solcher saisonaler Fluktuationen läßt sich aus den vorliegenden Daten allerdings nicht bestimmen und kann daher auch nicht in die hier durchgeführte Abschätzung eingehen.

Der von MACDONALD et al. (1995) angegebene Wert von $-5.2 \pm 1.3 \text{ W m}^{-2}$ für den mittleren Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar stellt die beste heute verfügbare Information dar. Er wird daher auch in den folgenden Berechnungen als feststehender Jahresmittelwert für den Wärmetransport angesetzt.

In allen beschriebenen Arbeiten zum Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar wurden nur die Jahresmittelwerte angegeben. Über die saisonalen Variationen wurde keine Aussage gemacht. Da gerade diese hier von Interesse sind, wird die Klimatologie als Anhaltspunkt für eine sehr vereinfachte Abschätzung der saisonalen Variationen herangezogen. Dazu wird die monatliche Temperaturdifferenz zwischen den atlantischen und den mediterranen Wassermassen, also zwischen Ein- und Ausstrom, aus den Daten der Klimatologie bestimmt. Anhand der klimatologischen Salzgehaltsprofile wurde die mittlere Tiefe der Grenze zwischen den beiden Wassermassen auf 110 m bestimmt. Als Indikator für die Grenze wurde die Tiefe des größten vertikalen Salzgehaltsgradienten gewählt. Diese Tiefe stimmt mit der von BRYDEN et al. (1994) bestimmten Tiefe der Grenzschicht von 84 bis 134 m überein. Eine saisonale Verlagerung der Tiefe ist in den historischen Daten nicht erkennbar. Die Temperaturen von Ein- und Ausstrom wurden als nach Tiefenintervallen gewichtete Mittel der über bzw. unter der Grenze liegenden monatlichen Klimatologiepunkte berechnet. Mit der monatlichen Temperaturdifferenz und einem mittleren (als konstant angenommen) Volumentransport von Ein- und Ausstrom von 0.9 Sv (siehe Tabelle 3.1) ergibt sich für den Wärmetransport ein mittlerer Wert von $1.8 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ mit einem nahezu harmonischen Jahresgang von $\pm 0.6 \text{ }^\circ\text{C Sv}$. Dies entspricht einem Oberflächenwärmefluß von $-2.9 \pm 1.0 \text{ W m}^{-2}$. Der Jahresgang wird dabei zum größten Teil durch die saisonale Variation der Temperaturen des einströmenden

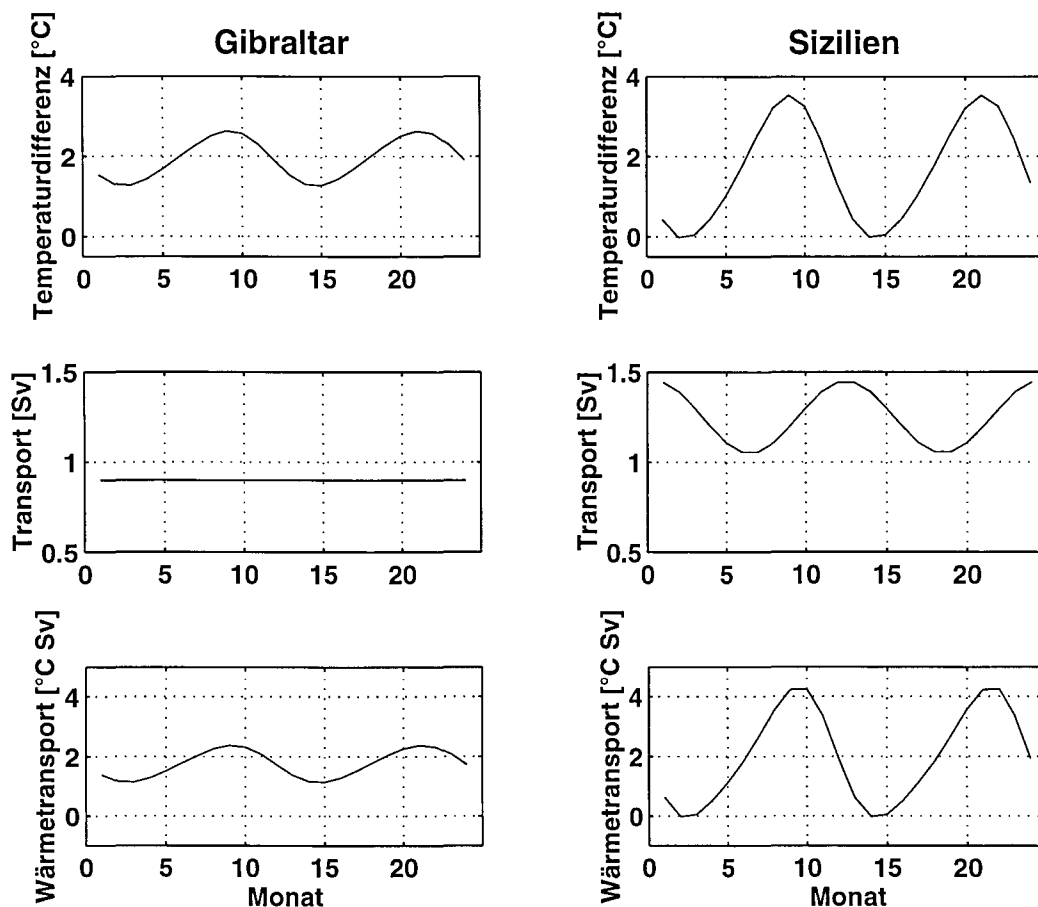


Abbildung 3.1: Abschätzung der saisonalen Variation der Wärmetransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien aus den Temperaturen der Klimatologie und den Volumentransporten der Tabellen 3.1 und 3.2. Im oberen Teil sind die saisonalen Variationen der Temperaturdifferenzen zwischen Ein- und Ausstrom aus den klimatologischen Daten aufgetragen (jährlicher und halbjährlicher harmonischer Anteil). Dargestellt sind zwei Jahresgänge. Der mittlere Teil enthält die Schätzung für die Volumentransporte nach den Tabellen 3.1 und 3.2. Der untere Teil ergibt sich durch Multiplikation der beiden oberen und bildet eine Schätzung für den saisonalen Verlauf der Wärmetransporte.

atlantischen Wassers verursacht (siehe Abbildung 3.1).

Der aus den klimatologischen Daten und der Volumentransportschätzung aus dem vorherigen Abschnitt bestimmte mittlere Wärmetransport von -2.9 W m^{-2} scheint im Widerspruch zu den Ergebnissen von MACDONALD et al. (1995) zu stehen. Danach sollte der Anteil \overline{uT} des Wärmetransportes nur 1/3 des gesamten Wärmetransportes, also etwa -1.7 W m^{-2} , betragen, während 2/3 des Wärmetransportes mit dem hier verwendeten Ansatz überhaupt nicht erkannt werden dürften. Der Widerspruch wird jedoch deutlich geringer, wenn berücksichtigt wird, daß die Strömungsmessungen, die bei MACDONALD et al. (1995) zur Berechnung verwendet wurden, die gleichen wie bei BRYDEN et al. (1994) sind. Aus diesen ergab sich aber nur ein mittlerer Volumentransport von 0.7 Sv, während in der hier durchgeführten Abschätzung 0.9 Sv verwendet wurden. Dieser höhere Volumentransport führt in der Folge auch zu einem höheren mittleren Wärmetransport.

Der Anteil des Wärmetransportes, der durch die korrelierten Fluktuationen von Strömungen und Grenzschichttiefe hervorgerufen wird, bleibt in der hier durchgeführten Abschätzung unberücksichtigt. Der hier berechnete Wärmetransport unterschätzt also den tatsächlichen. Da keine Informationen über die saisonalen Variationen des zeitlich fluktuierenden Anteils vorliegen, ist der einfachste Ansatz, der hier gemacht werden kann, eine konstante Korrektur des Jahresmittels des hier abgeschätzten saisonalen Wärmetransportes auf den von MACDONALD et al. (1995) angegebenen Wert. Die Korrektur beträgt $+1.5 \text{ }^\circ\text{C Sv}$. Es ergibt sich daraus eine Abschätzung des saisonalen Wärmetransportes durch die Straße von Gibraltar mit einem Mittelwert von $3.3 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ (-5.2 W m^{-2}) und einem Jahrgang von $\pm 0.6 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ ($\pm 1.0 \text{ W m}^{-2}$).

Die Straße von Sizilien

Volumentransport

Auch die ozeanographischen Bedingungen in der Straße von Sizilien waren Gegenstand einer großen Anzahl Untersuchungen. Während in der Straße von Gibraltar mit 0.7 bis 1.7 Sv nur eine vergleichsweise geringe Schwankungsbreite der ermittelten Volumentransporte besteht, ergaben die Bestimmungen der Volumentransporte in der Straße von Sizilien Werte zwischen 0.4 und 3.5 Sv.

MANZELLA et al. (1988) beobachteten in der Straße von Sizilien Variationen des Ausstroms von MAW in das östliche Becken zwischen 0.8 Sv im Sommer und 3.3 Sv im Winter, so daß ein großer Teil der Variabilität der gefundenen

Quelle	Methode	Volumentransport	
		MAW [Sv]	LIW [Sv]
MOREL, 1972	Erhaltungssätze	0.65–0.85	0.6–0.8
MOLCARD, 1972	Strömungsm.	0.83	0.65
GARZOLI & MAILLARD, 1979	Geostrophie	1.23	1.15
BETHOUX, 1980	Erhaltungssätze	1.26	1.21
BRYDEN & STOMMEL, 1984	hydr. Kontrolle	3.53	3.47
MANZELLA et al., 1988	Strömungsm. & Geostr.	3.34 (März)	3.2
MANZELLA et al., 1988	Strömungsm. & Geostr.	1.56 (Juni)	1.5
MORETTI et al., 1993	Geostrophie	0.63 (S)	0.69
MORETTI et al., 1993	Geostrophie	0.41 (W)	0.37
HEBURN, 1995	GCM	≈1.60 (W)	≈1.50
HEBURN, 1995	GCM	≈0.90 (S)	≈1.00
PINARDI et al., 1995	GCM	≈1.70 (W)	/
PINARDI et al., 1995	GCM	≈1.20 (S)	/
HAINES und WU, 1996	GCM	0.81	
ASTRALDI et al., 1996	Strömungsm.	/	1.23 (W)
ASTRALDI et al., 1996	Strömungsm.	/	≈1.1 (S)
HERBAUT et al., 1996b	GCM	0.65	
Schätzwerte aus neueren		1.45 (W)	1.45 (W)
Arbeiten (ab 1995)		1.05 (S)	1.05 (S)

Tabelle 3.2: *Volumentransporte durch die Straße von Sizilien aus diversen Quellen. Aus den Ergebnissen der neueren Arbeiten (ab 1995) wurden Volumentransporte für Winter (W) und Sommer (S) abgeschätzt, die in dieser Arbeit zur Berechnung von Wärme- und Salztransporten verwendet werden. Wurde in der Tabelle nur ein Wert für Ein- und Ausstrom angegeben, so setzen die Autoren diesen sowohl für Ein- als auch für Ausstrom an. Bei der Bestimmung des Schätzwertes wurde die Transportdifferenz zwischen Ein- und Ausstrom nicht berücksichtigt, da sie in den Berechnungen zum Wärmebudget vernachlässigt werden kann.*

Volumentransporte durch ihren Jahresgang verursacht wird. MORETTI et al. (1993) kommen dagegen in einer neueren Arbeit aufgrund von geostrophischen Berechnungen zu deutlich geringeren Volumentransporten und entgegengesetzten saisonalen Schwankungen (0.6 Sv im Sommer und 0.4 Sv im Winter). In der neuesten Arbeit bestimmen wiederum ASTRALDI et al. (1996) die Transporte mit Hilfe von Strömungsmessungen zu 1.1 Sv im Sommer und 1.2 Sv im Winter. Diese letzteren Werte decken sich auch besser mit den Ergebnissen aus Zirkulationsmodellen (HEBURN, 1995; PINARDI et al., 1995), die beide mittlere Transporte von etwa 1.3 Sv mit höheren Werten im Winter und niedrigeren Werten im Sommer ergeben.

Die verschiedenen in der Literatur angegebenen Volumentransporte für die Straße von Sizilien wurden in Tabelle 3.2 zusammengestellt und zeigen, daß bei den Volumentransporten durch die Straße von Sizilien sowohl für den Jahresmittelwert als auch für den Jahresgang noch einige Unsicherheit besteht. Da jedoch hier Angaben für den saisonalen Volumentransport gemacht werden müssen, wird aus den neueren Ergebnissen (ab 1995) in Tabelle 3.2 ein Volumentransport von 1.45 Sv im Winter und 1.05 Sv im Sommer abgeschätzt. Der Verlauf des Jahresganges wird dabei mangels anderer Informationen als harmonisch mit maximalem Transport im Dezember/Januar angenommen. Die Unsicherheit dieser Abschätzung dürfte in der Größenordnung von 50% liegen.

Wärmetransport

Für den Wärmetransport durch die Straße von Sizilien liegen keine ähnlich genauen Untersuchungen vor wie für die Straße von Gibraltar. Daher soll hier zuerst der Jahresmittelwert des Wärmetransportes mit Hilfe der bekannten Randbedingung bei Gibraltar und der Oberflächenwärmeflüsse des westlichen und des östlichen Mittelmeeres berechnet werden. Außerdem wird wieder der Jahresgang des Wärmetransportes aus saisonalem Volumentransport und saisonaler Temperaturdifferenz bestimmt.

Die direkte Integration der Oberflächenwärmeflüsse des östlichen Mittelmeeres ist ein möglicher Weg, den zur Wärmeerhaltung notwendigen Transport durch die Straße von Sizilien zu berechnen. Jedoch sind die mit Bulk-Formeln berechneten Flüsse mit Unsicherheiten von einigen 10 W m^{-2} behaftet (BUNKER et al., 1982; GARRETT et al., 1993), und gerade diese Oberflächenwärmeflüsse sollen hier überprüft werden.

Hier wird der mit geringem Fehler bekannte mittlere Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar (siehe oben) entsprechend der räumlichen Verteilung der Oberflächenwärmeflüsse in einen Wärmeverlust des westlichen und einen Wärmeverlust des östlichen Mittelmeeres aufgeteilt wird. Aus diesen Werten kann dann ein mittlerer Wärmetransport durch die Straße von Sizilien abgeleitet werden, der einen vergleichsweise geringen statistischen Fehler aufweist. Dieser Weg basiert auf der Annahme, daß die Ergebnisse der Bulk-Formeln zwar in ihren absoluten Werten erhebliche Fehler aufweisen können, daß sie aber räumliche Variabilitätsmuster der Wärmeflüsse ausreichend genau wiedergeben. Eine Voraussetzung für diesen Ansatz ist, daß im östlichen und im westlichen Mittelmeer die gleichen Bulk-Formeln gültig sind, daß es also keine systematischen Unterschiede der Beziehungen zwischen Wärmeflüssen und meteorologischen Parametern gibt. Die Gültigkeit dieser Voraussetzung läßt sich jedoch nicht überprüfen.

Quelle	mittlerer Wärmefluß			Differenz West-Ost ΔF [W m ⁻²]
	gesamtes Mittelmeer F_g [W m ⁻²]	westliches Mittelmeer F_w [W m ⁻²]	östliches Mittelmeer F_e [W m ⁻²]	
Oberflächenwärmeflußdaten				
MAY (1982)	2.2	-1.9	4.3	-6.2
GILMAN und GARRETT (1994)	+0.3 ± 1.1	-2.4 ± 1.5	+2.3 ± 1.1	-4.7 ± 1.9
GARRETT et al. (1993) (unkorr.)	+29.4 ± 1.1	+26.0 ± 1.5	+31.8 ± 1.2	-5.8 ± 1.9
GARRETT et al. (1993) (A)	-6.9 ± 1.1	-7.7 ± 1.5	-6.1 ± 1.2	-1.6 ± 1.9
GARRETT et al. (1993) (B)	-6.4 ± 1.4	-6.8 ± 2.0	-5.8 ± 1.5	-1.0 ± 2.5
ECMWF 1992-1995	-3.7 ± 4.9	+4.3 ± 6.4	-8.3 ± 4.8	12.6 ± 8.0
mittlere Differenz (ohne ECMWF)				-3.9 ± 2.4
Wärmetransporte durch Meeresstraßen (angegeben als mittlerer Oberflächenwärmefluß)				
	Gibraltar		Sizilien	
BETHOUX (1979)	-8.5 (-6.3)		-8.1	
BUNKER et al. (1982)	-5 ± 4			
GARRETT et al. (1993)	-7 ± 3			
MACDONALD et al. (1995)	-5.2 ± 1.3			
PINARDI et al. (1995)			-7.2	
Beste Schätzung	-5.2 ± 1.3	-7.8 ± 2.9	-3.9 ± 2.1	-3.9 ± 2.4

Tabelle 3.3: Jahresmittelwerte der Oberflächenwärmeflüsse der einzelnen Becken des Mittelmeeres aus verschiedenen Quellen. Die oberen sechs Zeilen geben Werte wieder, die aus Oberflächenwärmeflüssen berechnet wurden, die darunterliegenden stammen aus hydrographischen Berechnungen der Wärmetransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien. Die Differenz zwischen östlichen und westlichen Wärmeflüssen weist geringere Schwankungen auf als die Wärmeflüsse selbst, die stark von den verwendeten Bulk-Formeln abhängen. Die Wärmetransporte durch die Straße von Gibraltar, die aus hydrographischen Daten abgeleitet wurden, variieren ebenfalls nur geringfügig. Zusammen kann aus diesen beiden Datenquellen der Anteil der östlichen und der westlichen Wärmeflüsse am Gesamtwärmetransport durch die Straße von Gibraltar bestimmt werden. Die beste Schätzung für die Jahresmittelwerte der Wärmetransporte ergibt sich aus dem Wert von MACDONALD et al. (1995) und der mittleren Differenz der östlichen und westlichen Oberflächenwärmeflüsse.

Die in Tabelle 3.3 aufgelisteten Jahresmittelwerte der Wärmeflüsse zeigen den Unterschied zwischen den beiden Becken des Mittelmeeres. Bei allen Datenquellen und jeder der angewendeten Parametrisierungen ist der Oberflächenwärmefluß vom Meer in die Atmosphäre im westlichen Mittelmeer größer als im östlichen Mittelmeer. Eine Ausnahme bilden die Wärmeflüsse des ECMWF-Modells, von dem nur Daten aus vier Jahren vorlagen, wodurch die statistischen Fehler der mittleren Wärmeflüsse deutlich höher sind als bei den anderen langjährigen Datenquellen (MAY, COADS). Sie werden daher nicht zur Berechnung der Ost-West-Unterschiede herangezogen. Die Ost-West-Differenzen der anderen Wärmeflüsse liegen zwischen -1.0 und -6.2 W m^{-2} , mit einem mittleren Wert von $\Delta F = -3.9 \pm 2.4 \text{ W m}^{-2}$.

Aus diesem Wert für die Differenz der Oberflächenwärmeflüsse und dem durch ozeanographische Messungen bekannten Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar (MACDONALD et al., 1995) von $-5.2 \pm 1.3 \text{ W m}^{-2}$ kann der resultierende mittlere Wärmetransport durch die Straße von Sizilien bestimmt werden. Es gilt dafür

$$F_{gib}(A_w + A_e) = F_w A_w + F_e A_e \quad (3.2)$$

$$= F_w A_w + (F_w - \Delta F) A_e \quad (3.3)$$

Dabei sind A_w und A_e die Oberflächen des westlichen und des östlichen Mittelmeeres (siehe oben) und F_w und F_e die mittleren Oberflächenwärmeflüsse des westlichen Mittelmeeres und des östlichen Mittelmeeres. F_{gib} ist der mittlere Oberflächenwärmefluß, der dem Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar entspricht. ΔF ist die Differenz zwischen den Oberflächenwärmeflüssen des westlichen und des östlichen Mittelmeeres. Es ergibt sich damit mit $F_{gib} = -5.2 \pm 1.3 \text{ W m}^{-2}$ für den mittleren Wärmefluß im westlichen Becken $F_w = -7.8 \pm 2.9 \text{ W m}^{-2}$ und für den mittleren Fluß im östlichen Becken $F_e = -3.9 \pm 2.1 \text{ W m}^{-2}$.

Mit dem so bestimmten mittleren Wärmefluß F_e durch die Oberfläche des östlichen Mittelmeeres läßt sich nach Multiplikation mit der Oberfläche des östlichen Mittelmeeres ein Wärmetransport durch die Straße von Sizilien von $1.6 \pm 0.9 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ errechnen. Dieser Wärmetransport beträgt die Hälfte des Wärmetransportes durch die Straße von Gibraltar von $3.3 \pm 0.8 \text{ }^\circ\text{C Sv}$ nach MACDONALD et al. (1995). Beide Becken des Mittelmeeres haben demnach einen vergleichbar großen integrierten Wärmeverlust. Das westliche Becken hat aber wegen seiner geringeren Oberfläche einen höheren mittleren Oberflächenwärmefluß.

Die Berechnung des saisonalen Verlaufes des Wärmetransportes folgt hier dem gleichen Weg, der auch bei der Straße von Gibraltar angewandt wurde. Für den

saisonalen Verlauf des Volumentransportes (siehe Tabelle 3.2) wird ein harmonischer Jahresgang mit einem Transportminimum von 1.05 Sv im Sommer und einem Maximum von 1.45 Sv im Winter angenommen. Die monatliche Temperaturdifferenz zwischen Ein- und Ausstrom wird wieder aus den Daten der Klimatologie bestimmt. Auch hier wurde die Tiefe des größten vertikalen Salzgehaltsgradienten (110 m) als Grenze zwischen den ost- und westwärtsgerichteten Strömungen gewählt. Es ergibt sich damit ein mittlerer Wärmetransport von 2.0 °C Sv mit einem Jahresgang von ± 2.0 °C Sv (siehe Abbildung 3.1). Dies entspricht einem Oberflächenwärmefluß von -4.9 ± 4.9 W m⁻². Aus der obigen Abschätzung aus den Oberflächenwärmeflußdaten und dem Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar ergab sich ein mittlerer Wärmetransport durch die Straße von Sizilien von 1.6 °C Sv (-3.9 W m⁻²). Die Wärmetransporte aus den beiden unabhängigen Abschätzungen stimmen damit gut überein. Der Abschätzung aus dem Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar wird hier mehr Vertrauen geschenkt, da die in der anderen Abschätzung verwendeten Volumentransporte durch die Straße von Sizilien vergleichsweise unsicher sind.

Der saisonale Wärmetransport durch die Straße von Sizilien wird damit zu 1.6 °C Sv als Jahresmittelwert mit einem Jahresgang von ± 2.0 °C Sv entsprechend Abbildung 3.1 abgeschätzt. Umgerechnet in Oberflächenwärmeflüsse sind dies -3.9 ± 4.9 W m⁻².

3.1.3 Wärmeinhaltsänderungen aus der Klimatologie

Der auf die Referenztemperatur θ_{ref} bezogene Wärmeinhalt des westlichen Mittelmeeres im Monat t ergibt sich aus den klimatologischen Daten durch

$$C_h(t) = \sum_{n=1}^{419} \sum_{i=1}^{31} c_p(i, n, t) \rho(i, n, t) V(i, n) (\theta(i, n, t) - \theta_{ref}) \quad . \quad (3.4)$$

Dabei ist n einer der 419 horizontalen Klimatologieboxen und $V(i, n)$ das Volumen der dreidimensionalen Klimatologieboxen. Die hier verwendeten Volumina wurden aus den Schichtdicken der Klimatologieschichten und einer digitalen Topographie des Mittelmeeres berechnet, die in einer horizontalen Auflösung von $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ vorlag. Der spezifische Wärmeinhalt c_p und die Dichte ρ wurden wieder konstante Werte von 3980 J kg⁻¹ K⁻¹ bzw. 1029 kg m⁻³ verwendet. Der Fehler, der dadurch verursacht wird, liegt unter 1% der saisonalen Wärmespeicherungsänderungen.

Die zeitliche Änderung des Wärmeinhaltes kann als Differenzenquotient von $C_h(t)$ berechnet werden. Bei der Berechnung der zeitlichen Änderung entfällt die

Abhängigkeit von der Referenztemperatur θ_{ref} .

Die Angabe eines Fehlers für die so berechneten Wärmeinhaltsänderungen gestaltet sich wegen der Überlagerung der diversen Fehlerquellen (Meßfehler, zwischenjährliche, zeitliche und räumliche Variabilität) schwierig. Durch ein Monte-Carlo-Verfahren (siehe Anhang A) wurde eine statistische Unsicherheit der Wärmeinhaltsänderungen entsprechend einem Wärmefluß von 5 W m^{-2} ermittelt.

3.1.4 Oberflächenwärmeflüsse aus verschiedenen Datensätzen

Die Oberflächenwärmeflußdaten des westlichen Mittelmeeres aus dem meteorologischen Ansatz, die hier mit der klimatologischen Wärmespeicherungsänderung aus dem ozeanographischen Ansatz verglichen werden, liegen aus drei verschiedenen Quellen vor.

Der erste Datensatz sind die von MAY (1982) zu klimatologischen monatlichen Wärmefluß- und Windstreßkarten verarbeiteten meteorologischen Beobachtungen von Handelsschiffen. Dieser Datensatz wurde von ZAVATARELLI und MELLOR (1995) als Antrieb für ihre numerischen Modellstudien verwendet. Die horizontale Auflösung liegt bei $1^\circ \times 1^\circ$. Der mittlere Jahresgang wurde aus den Karten als flächengewichtetes Mittel bestimmt.

Als zweites liegen die COADS-Daten (WOODRUFF et al., 1987) für den Zeitraum 1946 bis 1992 in monatlicher Auflösung vor. Der COADS-Datensatz enthält Mittelwerte meteorologischer Parameter, die, wie auch der Datensatz von MAY (1982), aus Handelsschiffsbeobachtungen stammen. Die horizontale Auflösung ist $2^\circ \times 2^\circ$. Aus diesen Daten wurden hier nach verschiedenen Bulk-Formeln, die von GARRETT et al. (1993) und GILMAN und GARRETT (1994) angegeben wurden, monatliche Karten der Wärmeflüsse berechnet. Die Mittelung der 47 Jahre ergab einen klimatologischen Jahresgang für die Wärmeflüsse. Auch von diesen Daten wurde ein flächengewichteter mittlerer Jahresgang berechnet. Eine Beschreibung der verwendeten Bulk-Formeln ist in Anhang B gegeben.

Als dritter Datensatz werden Wärmeflüsse des ECMWF-Modells für die Jahre 1992 bis 1995 zum Vergleich herangezogen. Diese Daten liegen mit $\frac{1}{2}^\circ \times \frac{1}{2}^\circ$ horizontaler Auflösung vor. Die zeitliche Auflösung der Daten beträgt 6 Stunden. Zur besseren Vergleichbarkeit mit den anderen Datensätzen wurden auch aus den ECMWF-Daten mittlere monatliche Karten der Wärmeflüsse berechnet.

In Abbildung 3.2 (a) sind die mittleren saisonalen Verläufe der

Oberflächenwärmeflüsse aus den COADS- (WOODRUFF et al., 1987) und den ECMWF-Daten, die klimatologischen Wärmeflüsse nach MAY (1982) sowie die Wärmeinhaltsänderungen der Klimatologie gezeigt. Die Wärmeinhaltsänderungen wurden in dieser Abbildung durch die in Abschnitt 3.1.2 beschriebenen Abschätzungen der saisonalen Wärmetransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien korrigiert. Die verschiedenen saisonalen Wärmeflüsse weisen auf den ersten Blick nur geringe Unterschiede auf. Die mittleren quadratischen Abweichungen zwischen aus der Klimatologie abgeleiteten und meteorologischen Wärmeflüssen liegen zwischen 16 und 27 W m^{-2} .

In Abbildung 3.2 (b) wird der Nutzen dieser Analyse deutlicher. GARRETT et al. (1993) hatten in ihrer Arbeit zwei unterschiedliche Korrekturen für die Bulk-Formeln vorgeschlagen, damit der flächenintegrierte Wärmefluß durch die Oberfläche mit dem Wärmetransport durch die Straße von Gibraltar in Einklang gebracht werden konnte. In Variante (A) in Abbildung 3.2 (b) hatten GARRETT et al. (1993) die solare Einstrahlung um 18% reduziert, in Variante (B) die latenten Wärmeflüsse um 33% erhöht (siehe Anhang B für eine Beschreibung der verschiedenen Bulk-Formeln). Mit den ihnen zur Verfügung stehenden Daten konnten GARRETT et al. (1993) nicht entscheiden, welche der beiden Korrekturen der anderen vorzuziehen war. Der hier durchgeführte Vergleich zeigt, daß die mittlere quadratische Abweichung zwischen Variante (A) und der zeitlichen Ableitung aus der klimatologischen Wärmespeicherung mit 17.8 W m^{-2} deutlich geringer ist als die Abweichung zwischen Variante (B) und der Klimatologie von 26.9 W m^{-2} . Damit ist eindeutig Variante (A) als besser zu beurteilen.

In der neueren Arbeit von GILMAN und GARRETT (1994) wurden dann Fehler in den Bulk-Formeln korrigiert und der Einfluß von Aerosolen auf die Einstrahlung berücksichtigt. Die so berechneten Wärmeflüsse sind als Variante (GG) in den Abbildungen 3.2 (a) und (b) eingezeichnet. Die Korrekturen von GILMAN und GARRETT (1994) kamen dem Effekt der nach Variante (A) von GARRETT et al. (1993) verringerten Einstrahlung nahe (siehe Abbildung 3.2 b). Mit den Verbesserungen von GILMAN und GARRETT (1994) verringert sich der Unterschied zwischen klimatologischer Ableitung und den Oberflächenwärmeflüssen aus den meteorologischen Daten im quadratischen Mittel auf 16.8 W m^{-2} .

Die in Abbildung 3.3 (a) dargestellten Differenzen zwischen den meteorologisch bestimmten Oberflächenwärmeflußdaten und den ozeanographisch bestimmten Daten zeigen bei allen drei Zeitreihen die gleiche saisonale Variation in der Größenordnung von 10 W m^{-2} . Dies weist auf einen systematischen Fehler in den Daten des ozeanographischen Ansatzes hin. In Abbildung 3.3 (b) sind die monatlichen Differenzen nochmals aufgetragen. Dies-

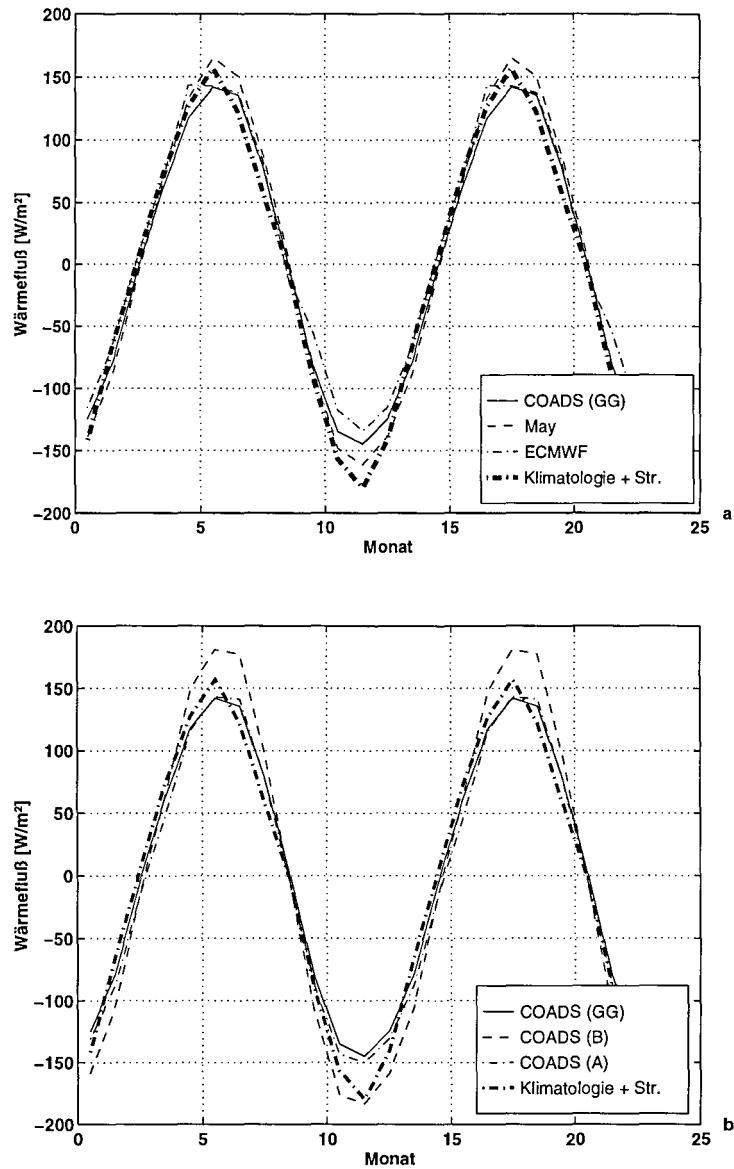


Abbildung 3.2: In Teil (a) sind zwei mittlere Jahressgänge der Wärmeflüsse des westlichen Mittelmeeres aus unterschiedlichen Datenquellen sowie der Jahresgang der Wärmeinhaltsänderung (nach Korrektur der Wärmetransporte durch die Straßen) dargestellt, in Teil (b) drei mittlere Jahressgänge der Wärmeflüsse, die mit unterschiedlichen Sätzen von Bulk-Formeln aus den COADS-Daten gewonnen wurden, aufgetragen. Außerdem ist wie in Teil (a) auch der Jahresgang der Wärmeflüsse aus dem ozeanographischen Ansatz eingezeichnet.

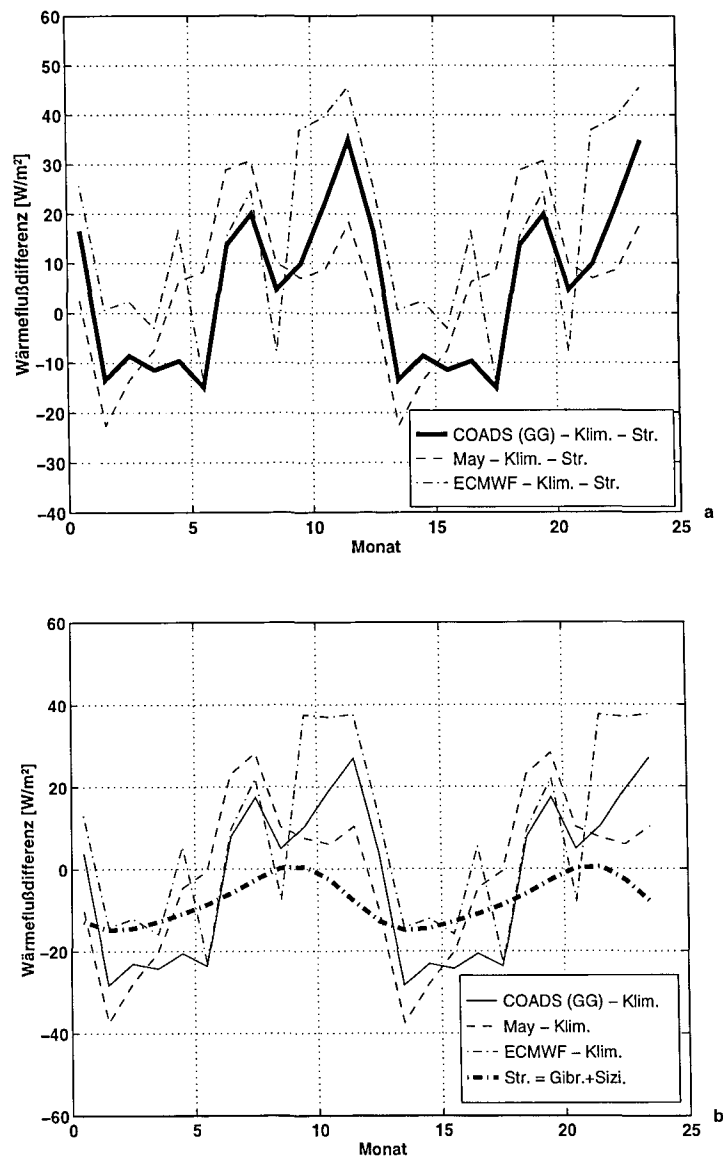


Abbildung 3.3: In Teil (a) sind die Differenzen zwischen den Oberflächenwärmefläüssen aus Abbildung 3.2 und den für die Wärmetransporte durch die Meeresstraßen korrigierten Wärmeinhaltsänderungen dargestellt. In Teil (b) wurde die Korrektur für die Wärmetransporte durch die Straßen nicht angebracht, sondern zusätzlich mit eingezeichnet.

mal wurde anders als in Abbildung 3.3 (a) der abgeschätzte Wärmetransport durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien nicht berücksichtigt, sondern zusätzlich eingezeichnet. Die Übereinstimmung der Form des Jahresganges des abgeschätzten Wärmetransportes durch die Straßen mit den systematischen Variationen in Abbildung 3.3 (a) deutet auf eine Unterschätzung des Jahresganges der Wärmetransporte hin. Unterstützt wird diese Annahme durch die Berechnungen der saisonalen Wärmetransporte in Abschnitt 3.1.2, bei denen nur ein Teil der saisonalen Variationen quantifiziert und berücksichtigt werden konnte. Eine systematische Unterschätzung des Jahresganges der Wärmetransporte in der Größenordnung von 10 W m^{-2} liegt im Bereich der Unsicherheit der Abschätzung und könnte einen großen Teil der systematischen Variationen in Abbildung 3.3 (a) erklären. Dies würde die mittleren quadratischen Abweichungen zwischen den Ergebnissen des meteorologischen und des ozeanographischen Ansatzes auf etwa $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$ verringern und würde eine noch bessere Bestätigung der Oberflächenwärmeflüsse nach GILMAN und GARRETT (1994) bedeuten.

3.2 Das Frischwasserbudget

Das Frischwasserbudget des westlichen Mittelmeeres kann im Prinzip in ähnlicher Form wie das Wärmebudget untersucht werden. Für die Jahresmittelwerte des Netto-Frischwassertransportes durch die Straße von Gibraltar wurden solche Analysen mit dem ozeanographischen Ansatz der Knudsen-Regel auch durchgeführt und führten zu Transporten zwischen 0.042 und 0.076 Sv in das Mittelmeer hinein (BETHOUX, 1979; BRYDEN et al., 1994).

Die Netto-Frischwassertransporte durch die Straße müssen im Jahresmittel (zwischenjährliche Variationen werden hier nicht betrachtet) durch Verdunstung, Niederschlag und Flußwassereintrag ausgeglichen werden. Die existierenden Daten dieser drei Komponenten des Frischwasserbudgets weisen alle eine relativ hohe Unsicherheit auf. So liegen die Flußwassereinträge nur für die größten Flüsse vor, die Beiträge kleinerer Flüsse lassen sich hingegen nur schätzen. Die Verdunstung wird aus den latenten Wärmeflüssen bestimmt, deren Genauigkeit unter der im vorherigen Abschnitt beschriebenen *Wahlfreiheit* der Bulk-Formeln leidet. Und für die Niederschläge über dem Meer existieren überhaupt keine sicheren Daten, da dort keine routinemäßigen Messungen durchgeführt werden.

Budgetrechnungen der Jahresmittelwerte haben Daten für die Frischwassereinträge und die Verdunstung zusammengestellt und kamen im Rahmen der großen Unsicherheiten dieser Daten zu einer Übereinstimmung der Netto-Frischwassertransporte durch die Straße von Gibraltar mit diesen Werten (BETHOUX, 1979; BETHOUX und GENTILI, 1994).

Auf saisonaler Zeitskala wurden für das Frischwasserbudget des Mittelmeeres bisher noch keine Untersuchungen durchgeführt. Die dafür notwendigen Ansätze werden in den folgenden Abschnitten ausgeführt. Wie bei der Bestimmung des saisonalen Wärmebudgets des westlichen Mittelmeeres (siehe Abschnitt 3.1) ist es auch beim Frischwasserbudget notwendig, die Frischwassertransporte sowohl durch die Straße von Gibraltar als auch durch die Straße von Sizilien zu quantifizieren. Wie die folgenden Berechnungen zeigen werden, ist dies mit den vorhandenen Daten nicht möglich. Damit kann der ozeanographische Ansatz der Bestimmung des Frischwasserbudgets des westlichen Mittelmeeres nicht genutzt werden.

Für den meteorologischen Ansatz können die vorliegenden Daten jedoch dazu benutzt werden, die saisonalen Schwankungen der Oberflächenfrischwasserflüsse zu ermitteln. Diese können jedoch nicht mit Ergebnissen des ozeanographischen Ansatzes verglichen werden, so daß keine Aussage über ihre Genauigkeit gemacht

werden kann.

3.2.1 Saisonale Frischwassertransporte durch die Meeresstraßen

Der Jahresgang des Frischwassertransportes durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien ist im Gegensatz zu den Jahresmittelwerten weitgehend unbekannt. Der mittlere Frischwassertransport durch eine der beiden Straßen F_{net} kann näherungsweise aus der Erhaltung von Masse und Salz

$$\rho_i T_i S_i + \rho_o T_o S_o = 0 \quad , \quad \rho_i T_i + \rho_o T_o + \rho_F F_{net} = 0 \quad (3.5)$$

$$\text{mit} \quad \rho_i \approx \rho_o \approx \rho_F \quad \text{folgt} \quad (3.6)$$

$$F_{net} = T_o \frac{S_o - S_i}{S_i} \quad (3.7)$$

berechnet werden. Dabei sind T_i und T_o die Volumentransporte von Ein- und Ausstrom und S_i und S_o die entsprechenden Salzgehalte der Wassermassen. Mit ρ_i, ρ_o, ρ_F sind die Dichten von Ein- und Ausstrom und des Frischwassers bezeichnet. Mit diesem auch als Knudsen-Regel bezeichneten Ansatz wurden in mehreren Arbeiten Werte für die mittleren Frischwassertransporte durch die Straße von Gibraltar berechnet. In der Literatur finden sich Transporte zwischen 0.042 Sv und 0.076 Sv in das Mittelmeer hinein (BRYDEN et al., 1994 bzw. BETHOUX, 1979). Die Bandbreite der berechneten Transporte wird hauptsächlich durch die verschiedenen Volumentransporte T_o verursacht, die bei der Berechnung verwendet wurden, weniger durch die Salzgehalte (siehe dazu auch Tabelle 3.1).

Mit dem Volumentransport aus der Abschätzung im vorherigen Abschnitt und Salzgehalten aus der Klimatologie ergibt sich hier für die Straße von Gibraltar ein mittlerer Netto-Frischwassertransport von 0.040 Sv ($S_o = 38.24$ psu, $S_i = 36.62$ psu, $T_o = 0.9$ Sv). Eine analoge Abschätzung für die Straße von Sizilien führt zu einem Transport von 0.034 Sv in das östliche Mittelmeer hinein ($S_o = 38.58$ psu, $S_i = 37.57$ psu, $T_o = 1.25$ Sv).

Die saisonalen Frischwassertransporte durch die Straßen sind dagegen sehr viel schwieriger zu bestimmen. Die Erhaltung des Volumens und des Salzes in den Meeresbecken kann auf dieser Zeitskala nicht mehr vorausgesetzt werden. Die Gleichungen 3.6 erweitern sich um Terme für die saisonale Speicherung von Wasser und Salz zu

$$T_i S_i + T_o S_o + \frac{1}{\rho} \frac{\Delta M_s}{\Delta t} = 0 \quad \text{und} \quad (3.8)$$

$$T_i + T_o + F_{net} + \frac{1}{\rho} \frac{\Delta M_w}{\Delta t} = 0 \quad . \quad (3.9)$$

Dabei wurden die unterschiedlichen Dichten der einzelnen Terme wieder vernachlässigt und durch eine mittlere Dichte ρ ersetzt. Die Terme ΔM_w und ΔM_s geben die Änderungen der Masse des Wassers und des Salzes über dem Zeitraum Δt an.

Die Veränderung der Salzmasse läßt sich linearisieren in $\Delta M_s = \Delta M_w S + \rho V \Delta S$. Dabei ist V das Volumen des gesamten Wassers im Becken und S der entsprechende mittlere Salzgehalt.

Zu der Masse des Wassers M_w und ihrer zeitlichen Änderung können für das Mittelmeer weitere Aussagen gemacht werden. Die Masse ergibt sich aus der Dichte multipliziert mit dem Volumen des Wassers $M_w = \rho V$. Aus Beobachtungen von Pegeln in Hafenstädten ist bekannt, daß der Meeresspiegel im Mittelmeer einen kleinen, aber signifikanten Jahresgang besitzt (BORMANS et al., 1986). Es gibt also saisonale Variationen von V .

BORMANS et al. (1986) geben für verschiedene Stationen am westlichen Mittelmeer saisonale harmonische Amplituden des Meeresspiegels zwischen 3.5 und 6.3 cm mit Phasen zwischen dem 275 und 325°. Eine Berechnung der Auswirkungen des sterischen Effektes (zunehmende Ausdehnung des Meerwassers bei zunehmender Temperatur) auf das westliche Mittelmeer auf der Basis der Klimatologie führt zu einer erwarteten Amplitude von 4.9 cm mit einer Phase von 242°. Auch wenn die Phase nicht vollständig übereinstimmt, läßt sich doch der größte Teil der saisonalen Variationen des Meeresspiegels des westlichen Mittelmeeres durch den sterischen Effekt erklären.

Berechnungen der harmonischen Amplitude und der Phase des Jahresganges des Meeresspiegels für Pegel im östlichen Mittelmeer ergaben Amplituden zwischen 3.4 und 8.4 cm mit Phasen zwischen 234 und 336°. Diese Jahresgänge sind denen im westlichen Mittelmeer sehr ähnlich. Da auch der Jahresgang der Oberflächenwärmeflüsse und damit der Verlauf des Wärmeinhaltes im östlichen Mittelmeer dem im westlichen vergleichbar ist, dürfte auch im östlichen Mittelmeer der größte Teil der Meeresspiegeländerungen eine Folge der sterischen Volumenänderungen sein.

Der größte Teil der saisonalen Variation der Volumina im Mittelmeer ist demnach auf die mit der Temperatur variierende Ausdehnung des Meerwassers zurückzuführen, d.h., der Term $M_w = \rho V$ variiert saisonal nur wenig.

Mit diesem Ergebnis ergibt sich für den saisonal erweiterten Ansatz der

Knudsen-Regel für den Frischwassertransport die Gleichung

$$F_{net} = T_o \frac{S_o - S_i}{S_i} + \frac{V\Delta S}{S_i} \quad . \quad (3.10)$$

Soll also der Frischwassertransport durch die Meeresstraßen auf saisonaler Zeitskala bestimmt werden, so ist es notwendig, die saisonalen Salzgehaltsvariationen der beiden Becken des Mittelmeeres zu kennen. Da die hier vorgestellte Klimatologie nur das westliche Mittelmeer beinhaltet, müßten für das östliche Mittelmeer Daten aus anderen Quellen verwendet werden. Eine Quelle, die saisonale Salzgehaltsvariationen liefern könnte, ist die MED5-Klimatologie (BRASSEUR et al., 1996). Es zeigte sich jedoch, daß gerade die Bestimmung saisonaler Variationen mittlerer Salzgehalte mit dieser Klimatologie mit Problemen behaftet ist (siehe Kapitel 2).

3.2.2 Saisonale Oberflächenfrischwasserflüsse und Einträge durch Flüsse

Die saisonalen Variationen der Frischwasserflüsse aus dem meteorologischen Ansatz können unabhängig vom ozeanographischen Ansatz bestimmt werden. Die meteorologischen Komponenten des Frischwasserhaushaltes sind die Verdunstung, der Niederschlag und der Eintrag durch Flüsse. Alle drei Komponenten lassen sich nur mit vergleichsweise großen Unsicherheiten bestimmen, deren Ursachen schon weiter oben angegeben wurden.

Die saisonalen Werte für die Verdunstung wurden hier aus dem COADS-Datensatz bestimmt. Zur Berechnung des latenten Wärmeflusses wurden die Bulk-Formeln nach GILMAN und GARRETT (1994) verwendet, die sich in Abschnitt 3.1 als die besten herausgestellt haben. Aus diesen Daten kann durch Division durch die latente Wärme der Verdunstung die Verdunstungsrate berechnet werden (siehe z.B. GILL, 1982). Durch die Festlegung der besten Wärmeflüsse auf die nach GILMAN und GARRETT (1994) berechneten wird die Unsicherheit der Werte für die saisonale Verdunstung erheblich verringert. Die von GARRETT et al. (1993) diskutierte 33%-ige Erhöhung der latenten Wärmeflüsse und der damit verbundenen Verdunstung steht nun nicht mehr zur Diskussion, wodurch der mögliche Bereich für die Summe der Frischwasserflüsse reduziert wird.

Für den Niederschlag über dem Meer existieren keine umfassenden Datensätze. Er wird daher aus dem Niederschlag über dem umliegenden Land abgeschätzt (BETHOUX und GENTILI, 1994). Die hier verwendeten Daten für den Niederschlag

an meteorologischen Landstationen stammen aus dem Datensatz des GHCN³ (VOSE et al., 1992). Aus diesen wurde der mittlere Jahresgang des Niederschlages an Land in monatlicher Auflösung bestimmt. BETHOUX (1979) fand, daß der Niederschlag auf einer im Mittelmeer verankerten Forschungsinsel (BORHA 1) nur 50% des Niederschlages bei den nächsten meteorologischen Stationen betrug. Der saisonale Niederschlag über dem westlichen Mittelmeer wird daher mit 50% des saisonalen Niederschlages bei den angrenzenden meteorologischen Stationen angesetzt.

Zur Bestimmung des Eintrages durch Flüsse wird der Datensatz des GRDC⁴ (GRABS, 1992) herangezogen. In diesem sind die monatlichen Volumentransporte der größten Flüsse (Rhone, Ebro, Jucar und Tiber), die in das westliche Mittelmeer münden, als langjährige Zeitserien enthalten. Auch aus diesen Daten wurde ein mittlerer Jahresgang mit monatlicher Auflösung bestimmt. Da der Eintrag durch die größten Flüsse geringer ist als der Eintrag aller Flüsse, die ins westliche Mittelmeer münden, wurden die Gesamttransportwerte mit dem Faktor 1.5 multipliziert, der nach MARTIN et al. (1989) das Verhältnis zwischen den Volumentransporten der großen Flüsse und dem Gesamttransport angibt.

Die saisonalen Variationen der drei Komponenten des Frischwasserhaushaltes des westlichen Mittelmeeres sind in Abbildung 3.4 zusammengefaßt. Außerdem ist ihre Summe dargestellt. Der Jahresmittelwert der Summe liegt bei 0.018 Sv, was einem Netto-Frischwasserverlust von 0.64 m Wassersäule entspricht. Dieser Wert liegt im Bereich der in der Literatur für das westliche Mittelmeer angegebenen Werte von 0.5 bis 1.0 m für das gesamte Mittelmeer bzw. 0.8 m für das westliche Mittelmeer (BRYDEN und KINDER, 1991; BETHOUX und GENTILI, 1994). Vergleichbare saisonale Daten werden auch in den numerischen Modellen als Netto-Frischwasserflüsse verwendet (ZAVATARELLI und MELLOR, 1995). Gerade die Frischwasserflüsse könnten aber für die Schwierigkeiten der numerischen Modelle bei der Nachbildung der Tiefenwasserbildung verantwortlich sein. Es ist daher sehr bedauerlich, daß der ozeanographische Ansatz hier nicht zu einer Verifizierung der Frischwasserflüsse verwendet werden konnte.

³GHCN: Global Historical Climatology Network

⁴GRDC: Global Runoff Data Center

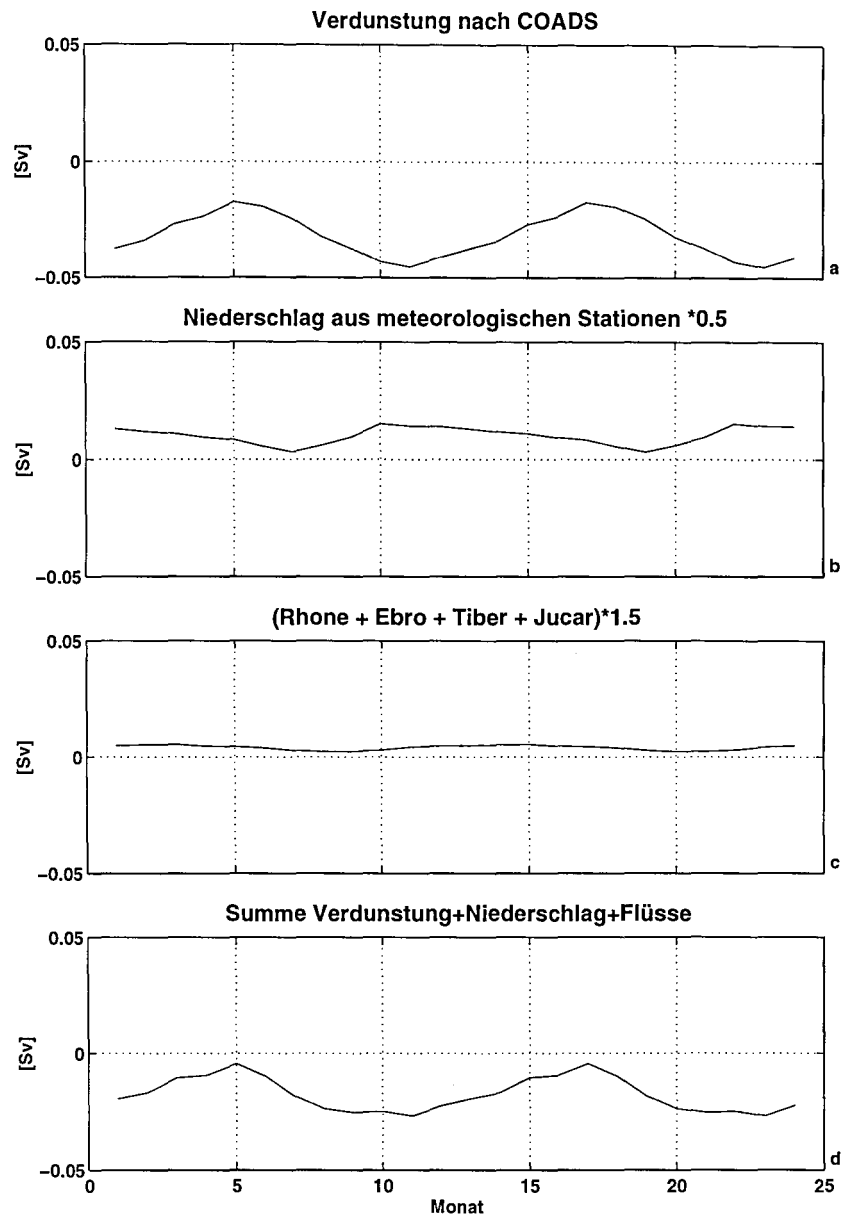


Abbildung 3.4: Saisonale Entwicklung der verschiedenen Komponenten der Frischwasserflüsse des westlichen Mittelmeeres. Im Teil (a) der Abbildung ist die aus den COADS-Daten berechnete Verdunstung dargestellt. Darunter, in (b), ist der Niederschlag aus meteorologischen Stationen aufgetragen. Der Eintrag durch Flüsse (c) wurde aus den Daten für die vier größten Flüsse abgeschätzt. In Teil (d) sind die drei oberen Kurven summiert und geben damit den saisonalen Verlauf des Netto-Frischwasserflusses des westlichen Mittelmeeres wieder.

3.3 Räumliche und zeitliche Variationen in der MAW-Schicht

Die oberste Schicht im westlichen Mittelmeer wird durch das modifizierte atlantische Wasser gebildet (siehe Kapitel 1). Diese Schicht ist zum einen durch ihre Wassermasseneigenschaften festgelegt, zum anderen stimmt sie aber auch näherungsweise mit dem Tiefenbereich überein, dessen Temperaturen im Laufe des Jahres durch die Oberflächenwärmeflüsse beeinflusst werden. Eine Ausnahme hiervon bildet das Konvektionsgebiet im nordwestlichen Mittelmeer, in dem bei Konvektion auch die Tiefenwasserschichten in Kontakt mit der Oberfläche kommen.

3.3.1 Variationen der Oberflächentemperaturen

Die Auswirkungen der jahreszeitlichen Änderungen der Oberflächenwärmeflüsse zeigen sich am stärksten in den Oberflächentemperaturen. Der jahreszeitliche Verlauf der Oberflächentemperaturen im westlichen Mittelmeer ist dabei durch eine starke herbstliche Abkühlung und eine ungefähr gleich starke Erwärmung im Frühjahr geprägt.

Im Sommer wird das Meer durch die entsprechend dem Sonnenstand höhere Einstrahlung erwärmt. Da in dieser Jahreszeit die Windgeschwindigkeiten am geringsten sind, treten auch nur geringe latente und sensible Wärmeverluste auf. Im Winter ist dies genau umgekehrt: Die solare Einstrahlung ist reduziert, und die mit den Windgeschwindigkeiten verknüpften latenten und sensiblen Wärmeverluste des Meeres sind groß.

Im nordwestlichen Mittelmeer tritt im Winter als weiterer Prozeß, der die Oberflächentemperaturen beeinflusst, die Tiefenwasserbildung durch tiefreichende Konvektion auf (z.B. SCHOTT et al., 1994). Dabei wird das oberflächennahe Wasser so weit durch die erwähnten Wärmeverluste abgekühlt, bis seine Dichte die der darunterliegenden Wassermasse erreicht und Vermischung mit dieser einsetzt. Die nächste tieferliegende Wassermasse ist in diesem Fall das LIW und besitzt im Winter höhere Temperaturen als das abgekühlte Oberflächenwasser (etwa 13.2 °C gegenüber etwa 12.6 °C). Bei der Vermischung mit dem wärmeren LIW steigt die Oberflächentemperatur wieder. Diese Temperaturänderungen konnten so im THETIS-Experiment beobachtet werden (VISBECK, 1993; SEND et al., 1995; SCHOTT et al., 1996). In den klimatologischen Daten sind diese kurzfristigen Temperaturerhöhungen (Zeitskala: 1 Woche) aufgrund der monatlichen

Auflösung nicht zu finden. Wird die Oberfläche noch weiter abgekühlt, so kann die Zunahme der Dichte zu Vermischung bis zum Meeresboden (2500 m) führen (z.B. MERTENS, 1994).

Treten noch weitere Wärmeverluste auf, nachdem die Konvektion den Meeresboden erreicht hat, so wird die Temperaturabnahme auf die gesamte Wassersäule verteilt. Während zu Beginn des Winters die Wärmeverluste nur aus der anfangs etwa 100 m starken Deckschicht entnommen werden und dabei zu hohen Temperaturabnahmen führen, werden die Wärmeverluste nach dem Auftreten von tiefreichender Konvektion auf ein größeres Wasservolumen verteilt, und gleichzeitig wird auch wieder wärmeres Wasser hochgemischt. Die Temperaturabnahme ist dann langsamer. Die Oberflächentemperaturen können deshalb im größten Teil des westlichen Mittelmeeres nicht unter 11 bis 12 °C absinken. Eine Ausnahme bildet der flache Teil des Gulf of Lions (Tiefe unter 200 m). Wegen der geringen Meerestiefe ist dort kein warmes Wasser vorhanden, das hochgemischt werden kann, und auch das Volumen, über das die Wärmeverluste verteilt werden können, ist sehr viel kleiner als in den tiefen Teilen des westlichen Mittelmeeres.

Die mittlere Amplitude des Temperaturjahresganges ist im westlichen Mittelmeer deutlich höher als im Atlantik gleicher Breite (z.B. Azoren). Die Standardabweichung des Jahresganges vom Jahresmittel beträgt nur ± 2.6 °C im Nordatlantik bei den Azoren gegenüber ± 4 °C im westlichen Mittelmeer. In Abbildung 3.5 sind die Standardabweichungen der monatlichen Temperaturen vom Jahresmittel für die in Abbildung 1.5 eingeführten drei Regionen des westlichen Mittelmeeres und für die Azoren (Daten der Klimatologie von LEVITUS, 1982) aufgetragen. Die Kurven zeigen, daß sich die mittleren Amplituden und Deckschichttiefen der drei Regionen des Mittelmeeres nur wenig voneinander unterscheiden. Der Temperaturjahresgang im Atlantik hingegen ist deutlich geringer, dringt dafür aber tiefer in die Wassersäule ein. Die gesamte Wärmeinhaltsänderung der erwärmten Oberflächenschicht ist in beiden Meeren vergleichbar groß.

In Abbildung 3.6 wird im Unterschied zu Abbildung 3.5 ersichtlich, daß es sehr wohl regionale Unterschiede in der Amplitude des Jahresganges gibt. In Abbildung 3.6 sind die Ergebnisse der harmonischen Analyse der klimatologischen Oberflächentemperaturen in der vollen horizontalen Auflösung der Klimatologie dargestellt. An der Oberfläche (0 m Schicht der Klimatologie) reicht die harmonische saisonale Amplitude von nur ± 2.5 °C im Einstrombereich des atlantischen Wassers nahe Gibraltar bis zu mehr als ± 6 °C nördlich von Sizilien.

Zum Vergleich mit der harmonischen Analyse der Klimatologie sind in Abbildung 3.7 die gleichen Größen, aber diesmal aus Satellitendaten gewonnen, dar-

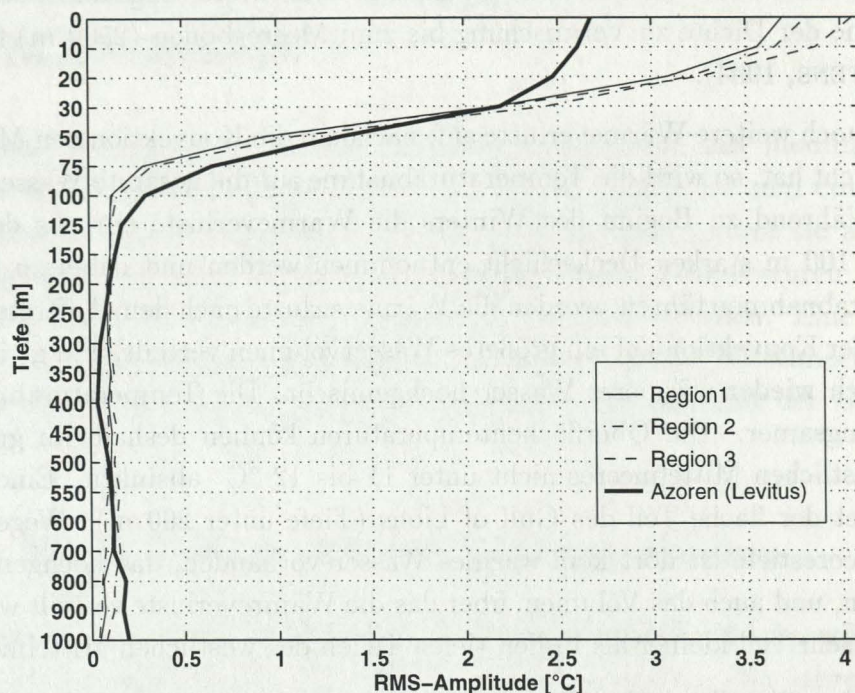


Abbildung 3.5: Profile der mittleren quadratischen Abweichung der einzelnen Monate vom lokalen mittleren Temperaturprofil. Die drei in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen wurden getrennt berechnet. Die Tiefenachse ist in dieser Abbildung nichtlinear. Die saisonale Erwärmung der oberflächennahen Schicht ist in allen drei Regionen des westlichen Mittelmeeres von ähnlicher Amplitude und reicht übereinstimmend bis in 75 m Tiefe. Zum Vergleich ist die entsprechende Kurve für den Nordatlantik gleicher Breite (Azoren) aus der Levitus-Klimatologie (LEVITUS, 1982) eingetragen. Die Amplitude des Jahresganges ist dort geringer, die Tiefe der erwärmten Deckschicht ist dagegen größer als im Mittelmeer.

gestellt. Die Daten sind von der Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (Miami, USA) frei zugänglich gemachte Analysen des AVHRR⁵ der Jahre 1982 bis einschließlich 1994 in wöchentlicher zeitlicher und 18 km räumlicher Auflösung. Aus den bei Tage gemessenen Satellitendaten wurde ein mittlerer Jahresgang in monatlicher Auflösung berechnet, der dann analog der Klimatologie analysiert wurde.

Die Ergebnisse der Analysen der Satellitendaten und der Daten der Klimatologie stimmen sowohl in den räumlichen Variationen der Jahresmittelwerte als auch

⁵AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer

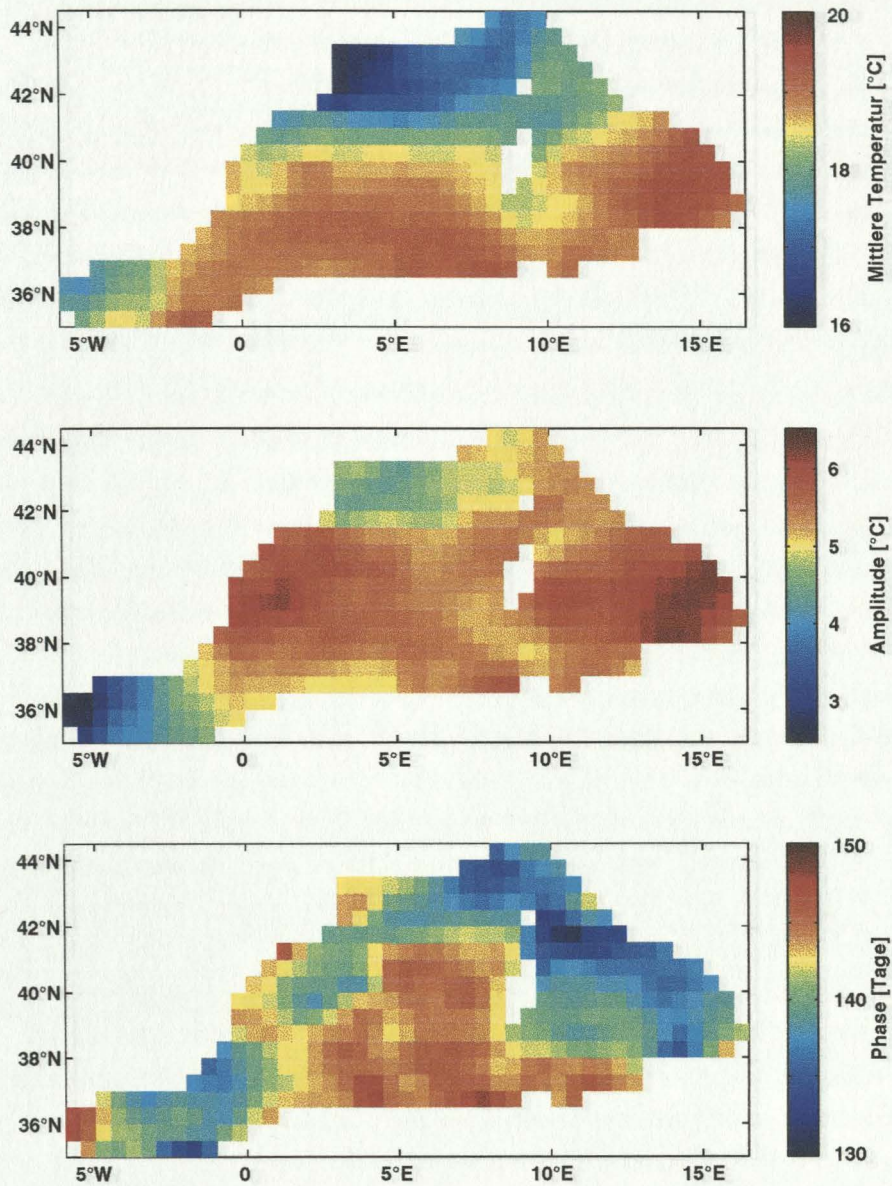


Abbildung 3.6: *Ergebnisse der harmonischen Analyse der Oberflächentemperaturen aus der Klimatologie. Der obere Teil zeigt die mittleren Temperaturen, der mittlere die harmonische Amplitude und der untere die Phase des harmonischen Jahresganges.*

in denen der Amplitude gut überein. Auch die Phase des Jahresganges zeigt eine vergleichbare räumliche Struktur.

Die Mittelwerte der satellitenbestimmten Temperaturen liegen geringfügig unter denen der klimatologischen Daten. Dieser Temperaturunterschied ist das Ergebnis der unterschiedlichen Teile der Wassersäule, die mit den beiden Methoden vermessen werden (z.B. KATSAROS, 1990). Während die klimatologischen Daten aus Wassertiefen zwischen 0 und 5 m stammen, geben die satellitenbestimmten Temperaturen die Werte für den obersten Millimeter der Wassersäule wieder, der bei schwacher vertikaler Vermischung häufig kälter als das darunterliegende Wasser ist (KATSAROS, 1990). Der Temperaturunterschied war bei Verwendung nächtlicher satellitenbestimmter Temperaturen noch größer.

In beiden Karten der harmonischen Amplituden ist der Einstrom des MAW als Bereich mit den geringsten jahreszeitlichen Temperaturänderungen zu erkennen. Diese sind eine Folge ebendieses Einstroms und bestätigen die im Atlantik geringeren Amplituden des Jahresganges (siehe Abbildung 3.5). Auch im Gulf of Lions ist der Jahresgang geringer als im restlichen westlichen Mittelmeer. Die Ursache liegt in diesem Teil des westlichen Mittelmeeres in kühlen trockenen Winden kontinentalen Ursprungs (Mistral), die durch die topographische Öffnung zwischen den Pyrenäen und den Alpen wehen (SCHOTT et al., 1994; MERTENS, 1994). Während im Sommer die Temperatur an der Meeresoberfläche durch den Wind merklich gesenkt werden kann, ist dieser Effekt im Winter durch das im Zuge des Konvektionsprozesses auftretende Heraufmischen wärmeren Wassers (LIW) geringer (siehe oben). Ein weiterer Prozeß, der im Sommer für kältere oberflächennahe Temperaturen im Gulf of Lions verantwortlich ist, ist windbedingter Auftrieb (upwelling) nahe der französischen Küste (MILLOT, 1979). Auch im Winter kann dieser Prozeß auftreten, jedoch sind dann die Oberflächentemperaturen so gering, daß der Temperaturunterschied zu den tieferliegenden Wassermassen nur gering ist. Der Auftrieb bewirkt in diesem Fall keine Verringerung der Oberflächentemperaturen. Die Amplitude des Temperaturjahresganges im nordwestlichen Mittelmeer wird durch die beiden beschriebenen Prozesse verringert.

Die Phase des harmonischen Jahresganges ist ebenfalls in den Abbildungen 3.6 und 3.7 dargestellt. Auch in der Phase des Temperaturjahresganges bestehen regionale Unterschiede. So finden sich im nördlichen Tyrrhenischen Meer und in der Ligurischen See Gebiete, in denen der Jahresgang gegenüber anderen Gebieten um bis zu 14 Tagen *verfrüht* ist. Diese Phasenunterschiede sind sowohl in der Klimatologie als auch in den Satellitendaten zu finden. Zur Verdeutlichung sind in Abbildung 3.10 (a) drei mittlere Jahresgänge der Oberflächentemperatur aus verschiedenen Teilen des westlichen Mittelmeeres aufgetragen. Auch in die-

ser Darstellungsform wird deutlich, daß in der Ligurischen See die herbstliche Abkühlungsphase früher beginnt als in anderen Gebieten.

Zur weiteren Untersuchung dieser früheren Abkühlungsphase wurden harmonische Analysen der Wärmefluß- und Windstreßdaten des ECWMF-Modells der Jahre 1992 bis 1995 durchgeführt. Die Daten wurden vorher zu einem klimatologischen Jahr mit monatlicher Auflösung verarbeitet (siehe auch Abschnitt 3.1). Die Ergebnisse der Analysen sind in den Abbildungen 3.8 und 3.9 dargestellt. Bei den Wärmeflüssen treten in dem fraglichen Gebiet nur geringe Phasenunterschiede auf; die Windstreßdaten hingegen zeigen im nordöstlichen Teil des westlichen Mittelmeeres Phasen der Windgeschwindigkeitsamplitude, die sich deutlich vom Rest des westlichen Mittelmeeres unterscheiden. In diesem Gebiet ist der Jahresgang der Windgeschwindigkeit ebenso wie der der Oberflächentemperaturen 10 bis 20 Tage gegenüber dem Jahresgang im zentralen Teil des westlichen Mittelmeeres verfrüht.

Die in Abbildung 3.10 aufgetragenen Jahresgänge aus verschiedenen Teilen des westlichen Mittelmeeres zeigen die genannten Phasenunterschiede noch einmal in anderer Form: Während im Gulf of Lions wie auch im größten Teil des westlichen Mittelmeeres die herbstliche Windgeschwindigkeitszunahme im September beginnt, um dann im Januar das Maximum zu erreichen, beginnt die Zunahme in der Ligurischen See im August und erreicht ihr Maximum im Dezember (siehe Abbildung 3.10 c).

Die verfrühte herbstliche Temperaturabnahme in der Ligurischen See wird demnach durch eine ebenso verfrühte Windgeschwindigkeitszunahme verursacht. Dabei ist nicht der mit höheren Windgeschwindigkeiten verbundene höhere latente Wärmeverlust für die Abkühlung verantwortlich, sondern die stärkere vertikale Vermischung, die ebenfalls durch stärkere Winde entsteht.

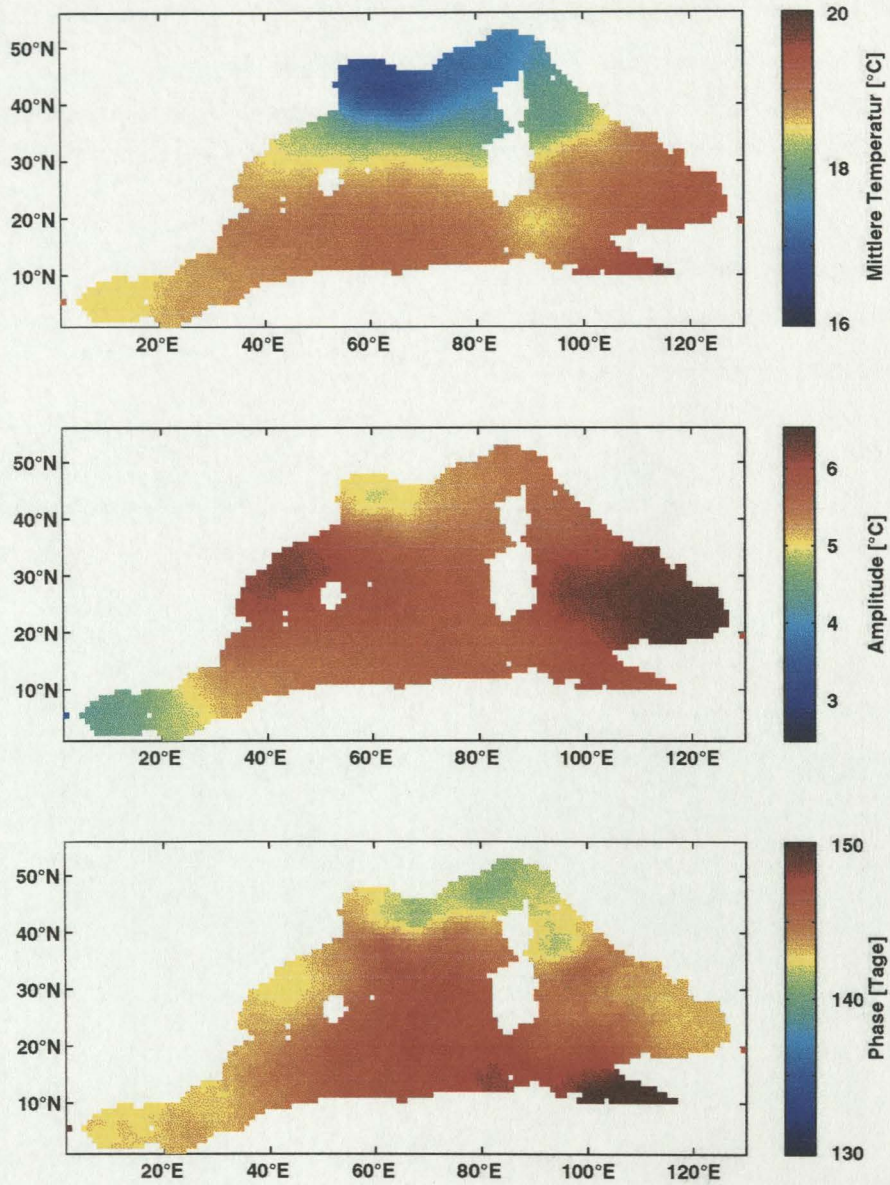


Abbildung 3.7: Wie Abbildung 3.6, jedoch aus AVHRR Satellitendaten berechnet.

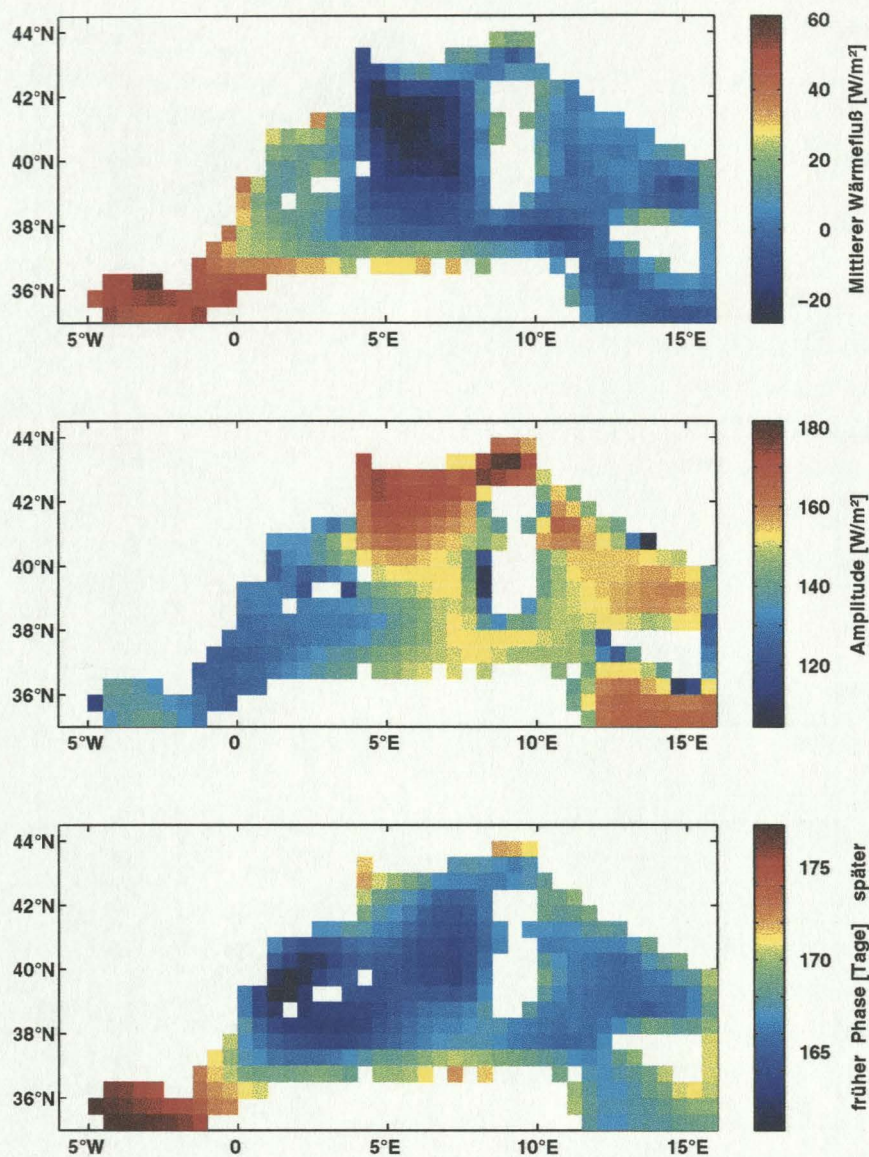


Abbildung 3.8: Ergebnisse der harmonischen Analyse der ECMWF-Wärmeflußdaten. Positive Flüsse sind Wärmeflüsse in das Meer hinein. Der obere Teil gibt die mittleren Wärmeflüsse, der mittlere die Amplitude des harmonischen Jahresganges und der untere dessen Phase wieder. Für die Analyse wurden die Jahre 1992 bis 1995 des ECMWF-Modells zu einem klimatologischen Jahresgang mit monatlicher Auflösung gemittelt.

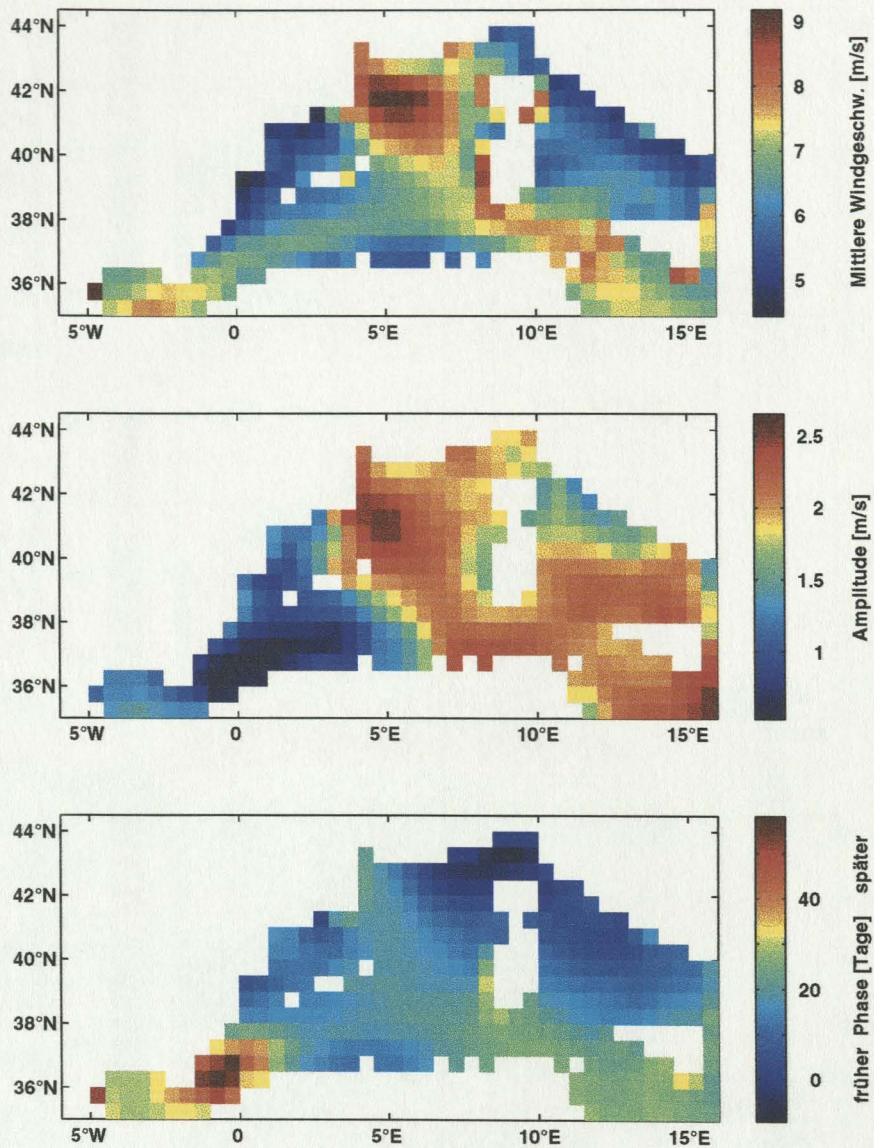


Abbildung 3.9: Wie Abbildung 3.8, aber für die Windgeschwindigkeit. Die Windgeschwindigkeit wurde hier aus dem ECMWF-Windstreß mit Hilfe eines konstanten Reibungskoeffizienten C_D von $1.1 \cdot 10^{-3}$ und einer Luftdichte von 1.2 kg m^{-3} berechnet. Sie werden daher nicht als absolute Werte verwendet, sondern nur zur Untersuchung der räumlichen und zeitlichen Strukturen der Windgeschwindigkeitsfelder herangezogen.

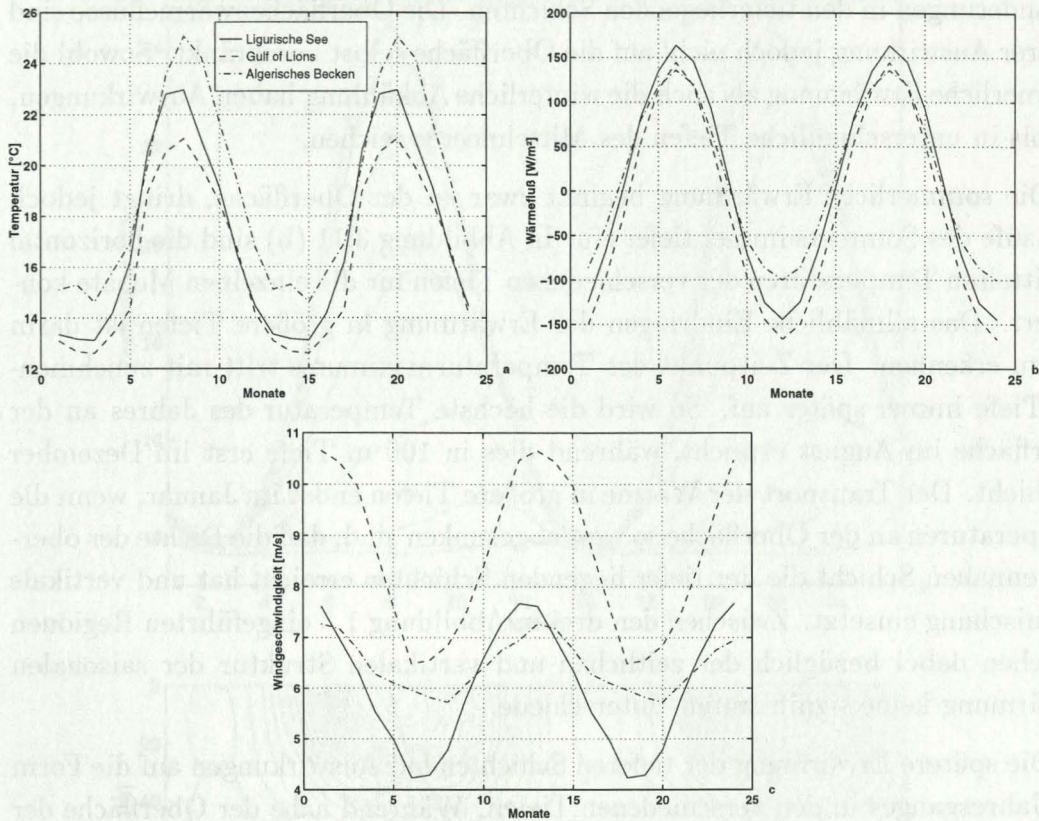


Abbildung 3.10: Zwei mittlere Jahresgänge von Oberflächentemperatur (a), Wärmefluss (b) und Windgeschwindigkeit (c) für verschiedene Teile des westlichen Mittelmeeres. Die Jahresgänge der Temperatur wurden der Klimatologie entnommen. Die Jahresgänge von Wärmefluss und Windgeschwindigkeit wurden aus Daten des ECMWF-Modells bestimmt. Während die Jahresgänge des Wärmeflusses keine sichtbaren Phasenunterschiede aufweisen, kann man bei den Windgeschwindigkeiten erkennen, daß die winterliche Zunahme in der Ligurischen See zuerst auftritt, während sie im Algerischen Becken später beginnt als im Gebiet des Gulf of Lions. Dies deutet darauf hin, daß die frühere herbstliche Abkühlung in der Ligurischen See durch die verstärkte Vermischung mit kühleren tieferliegenden Wassermassen verursacht wird.

3.3.2 Variationen in den tieferen Teilen

Die im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen saisonalen Änderungen der Oberflächentemperaturen geben keine oder nur geringe Informationen über Veränderungen in den tieferliegenden Schichten. Die Oberflächenwärmeflüsse sind in ihrer Auswirkung jedoch nicht auf die Oberfläche selbst beschränkt. Sowohl die sommerliche Erwärmung als auch die winterliche Abkühlung haben Auswirkungen, die bis in unterschiedliche Tiefen des Mittelmeeres reichen.

Die sommerliche Erwärmung beginnt zwar an der Oberfläche, dringt jedoch im Laufe des Sommers immer tiefer ein. In Abbildung 3.11 (b) sind die horizontal gemittelten Temperaturen der verschiedenen Tiefen für die einzelnen Monate konturiert. Das allmähliche Eindringen der Erwärmung in größere Tiefen ist darin gut zu erkennen. Der Zeitpunkt des Temperaturmaximums tritt mit zunehmender Tiefe immer später auf. So wird die höchste Temperatur des Jahres an der Oberfläche im August erreicht, während dies in 100 m Tiefe erst im Dezember geschieht. Der Transport der Wärme in größere Tiefen endet im Januar, wenn die Temperaturen an der Oberfläche so weit abgesunken sind, daß die Dichte der oberflächennahen Schicht die der tiefer liegenden Schichten erreicht hat und vertikale Vermischung einsetzt. Zwischen den drei in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen bestehen dabei bezüglich der zeitlichen und vertikalen Struktur der saisonalen Erwärmung keine signifikanten Unterschiede.

Die spätere Erwärmung der tieferen Schichten hat Auswirkungen auf die Form des Jahresganges in den verschiedenen Tiefen. Während nahe der Oberfläche der Jahresgang eine sinusoidale Form besitzt, nimmt er mit zunehmender Tiefe eine sägezahnartige Form an (siehe Abbildung 3.11 a).

Eine weitere Größe, die saisonal variiert, ist die Dichte von Wassermassen nahe der Oberfläche. Besonders interessant ist dabei die potentielle Dichte $\sigma_\theta = 28.8 \text{ kg m}^{-3}$. Diese Dichte markiert die obere Grenze der mediterranen Wassermassen (siehe auch Abbildung 1.4). Saisonale Verlagerungen dieser Grenze geben daher Auskunft über die saisonalen Veränderungen der Anteile von mediterraner und atlantischer Wassermasse am gesamten Wasser im westlichen Mittelmeer.

In Abbildung 3.12 (a) ist die mittlere Tiefe dieser Dichtefläche dargestellt. Die Tiefe weist deutliche regionale Unterschiede auf. Im nordwestlichen Mittelmeer (Region 2) kommt die Dichtefläche bis auf weniger als 60 m an die Oberfläche heran. Diese Aufwölbung der Dichtefläche markiert das Gebiet, das für die Tiefenwasserbildung präkonditioniert ist (z.B. SCHOTT et al., 1996). Im Süden

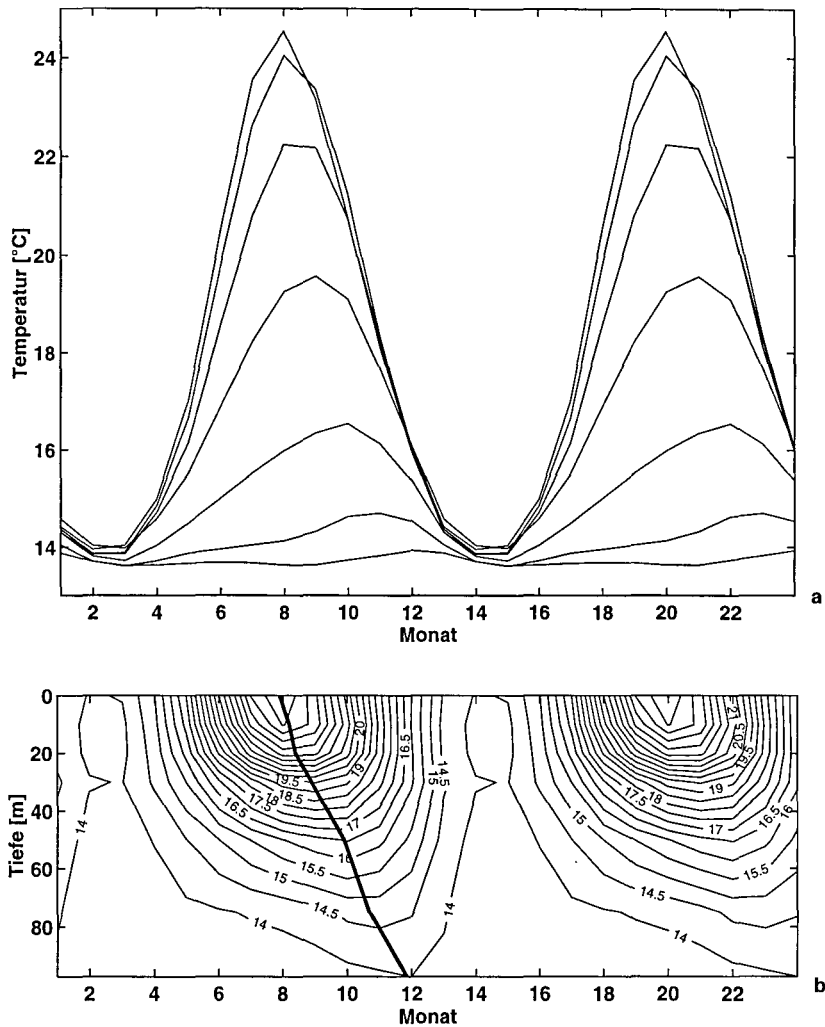


Abbildung 3.11: Zeitliche Entwicklung der horizontal gemittelten Temperaturen der Klimatologie. Es sind jeweils zwei Jahresgänge dargestellt. Die Temperaturen der ersten 7 Schichten der Klimatologie sind in Teil (a) als Funktion der Zeit aufgetragen und in Teil (b) in ihren Tiefen konturiert. In Teil (b) sind die Zeitpunkte der maximalen Temperaturen jeder Tiefenschicht miteinander verbunden (dicke Linie) und zeigen das progressive Eindringen der saisonalen Erwärmung in größere Tiefen.

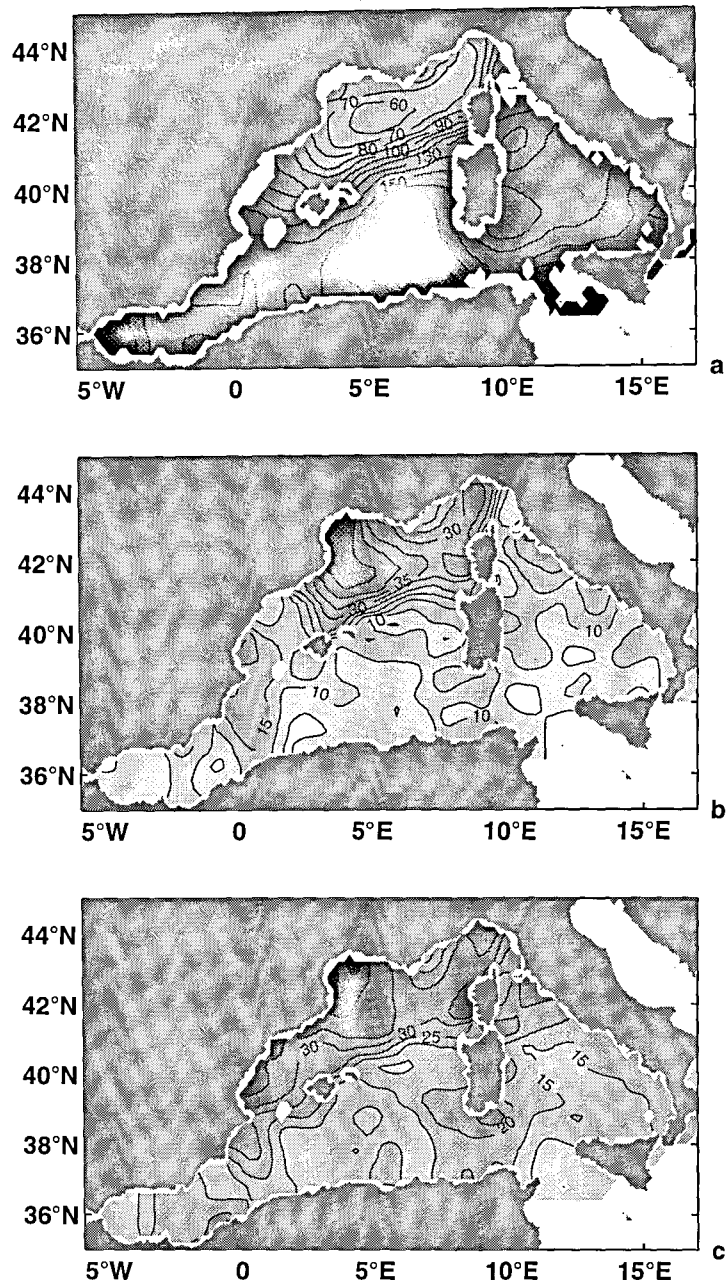


Abbildung 3.12: Ergebnisse der Analyse der Tiefe der Isopykne $\sigma_\theta = 28.8 \text{ kg m}^{-3}$. Teil (a) gibt das Jahresmittel der Tiefe der Isopykne wieder, Teil (b) die harmonische Amplitude des Jahresganges und Teil (c) die mittlere quadratische Abweichung der monatlichen Tiefen vom Jahresmittel. Die Isopykne gibt die Grenze zwischen atlantischen und mediterranen Wassermassen an.

hingegen, vor der algerischen Küste, ist die Dichtefläche erst in 180 m Tiefe zu finden. Die Analyse der saisonalen Variationen der Tiefe offenbart die Gebiete, in denen im westlichen Mittelmeer Tiefenwasser gebildet wird. Zwei unterschiedliche mathematische Methoden wurden dabei verwendet und führen auch zu leicht unterschiedlichen Ergebnissen.

Die Amplitude des ganzjährigen harmonischen Jahresganges der Tiefe der Isopykne (siehe Abbildung 3.12 b) zeigt nur im Gebiet des Gulf of Lions und in der Ligurischen See hohe Werte. Dies sind die Gebiete, in denen die Dichtefläche im Winter besonders dicht an die Oberfläche kommt bzw. die Oberfläche erreicht. In allen anderen Gebieten ist die harmonische Amplitude gering.

Die Ausdehnung des Gebietes, in dem die mittlere quadratische Abweichung der Tiefe von ihrem Jahresmittelwert stärker als ± 20 m schwankt, ist hingegen größer. In diesem Fall dehnt sich das Gebiet mit erhöhter Variabilität der Tiefe weiter südwärts entlang der spanischen Küste aus. Die Ausweitung, die in diesem Parameter sichtbar ist, wird durch schnellere als saisonale Fluktuationen verursacht und ist möglicherweise das Ergebnis einer unregelmäßigen advektiven Ausbreitung neugebildeten Tiefenwassers.

Diese Betrachtung der oberen 200 m der Wassersäule zeigt, daß die saisonale Temperaturänderung im gesamten westlichen Mittelmeer ähnlich verläuft und bis etwa 100 m eindringt. Die tieferreichende Veränderung der Wassermassen findet jedoch nur im nordwestlichen Mittelmeer in Region 2 statt.

3.4 Saisonale Veränderung der Wassermassenvolumina

Im westlichen Mittelmeer treten Wassermassenbildungsprozesse auf, von denen die Tiefenwasserbildung im Gulf of Lions der ausgeprägteste ist. Die Tiefenwasserbildung findet nicht gleichmäßig über das ganze Jahr hinweg statt, sondern ihr Auftreten steht in Relation zu den Jahreszeiten. Ein volumetrischer Wassermassenzensus mit monatlicher Auflösung ergibt deshalb Informationen über die Veränderung der Wassermassenvolumina durch die Bildungsprozesse, d.h., es können klimatologische Wassermassenbildungsraten bestimmt werden. Diese Methode hat mehrere Vorteile: Sie gibt langjährige Mittelwerte für die Bildungsraten, sie integriert räumlich und zeitlich über alle, möglicherweise lokal begrenzten Bildungsprozesse, und sie liefert Informationen über die Gebiete, in denen die Prozesse ablaufen.

Für den Zensus wurden im θ -S-Raum die Grenzen der verschiedenen Wassermassen des westlichen Mittelmeeres festgelegt (siehe Abbildung 1.4). Unter Berücksichtigung der tatsächlichen Volumina der Klimatologie-Boxen läßt sich damit das Volumen der einzelnen Wassermassen in monatlicher Auflösung bestimmen. Die Volumina der einzelnen Boxen wurden mit Hilfe des ETOPO5-Topographiedatensatzes (zur Verfügung gestellt vom National Geophysical Data Center der USA) berechnet. Die Unterteilung des θ -S-Raums in einzelne Bereiche erfolgte mit dem Ziel, das gesamte Volumen des westlichen Mittelmeeres bestimmten vorgegebenen Wassermassen zuzuordnen. Im einzelnen wurden WMDW, LIW, MAW und WIW unterschieden (siehe Kapitel 1).

Die Intervalle im θ -S-Raum, die den einzelnen Wassermassen zugeordnet wurden, wurden aus typischen Definitionen für die Wassermassengrenzen zusammengestellt (siehe z.B. VIOLETTE, 1994). Zur genaueren Bestimmung der Regionen, in denen Volumenveränderungen der Wassermassen zu beobachten sind, wurden die drei in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen getrennt analysiert. Für die Region 3 ist die Grenze zwischen WMDW und LIW um 0.1 °C zu höheren Temperaturen verschoben, um den höheren Tiefenwassertemperaturen im Tyrrhenischen Meer Rechnung zu tragen (HOPKINS, 1988).

In Abbildung 3.13 sind die Volumina der einzelnen Wassermassen für die drei in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen aufgetragen. Die Fehler der Wassermassenvolumina wurden mit Hilfe eines Monte-Carlo-Verfahrens bestimmt. Unter der Annahme unabhängiger Fehler der Temperaturen und Salzgehalte der einzelnen Klimatologieboxen wurden ähnlich dem in Anhang A beschriebenen Verfahren

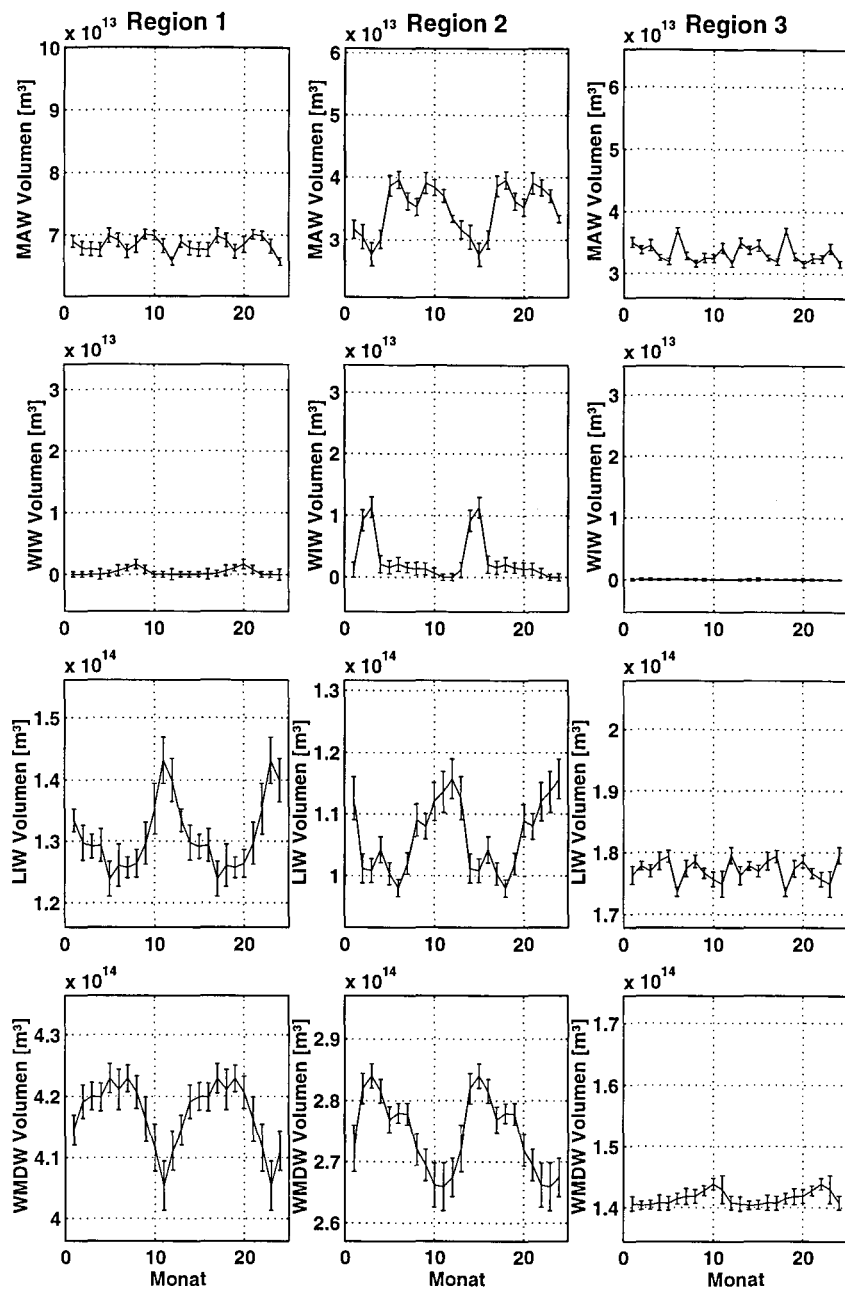


Abbildung 3.13: Die Volumina der einzelnen Wassermassen in den in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen, bestimmt durch die Zuordnung der klimatologischen Boxen zu einzelnen Wassermassen. Die Fehler wurden mit einem Monte-Carlo Verfahren bestimmt. Alle Kurven sind im gleichen Maßstab gezeichnet und enthalten zweimal den mittleren klimatologischen Jahresgang.

50 mit zufälligen Fehlern versehene Klimatologien berechnet und für jede dieser Klimatologien der Zensus durchgeführt. Aus diesen Daten wurden die Standardabweichungen der monatlichen und regionalen Wassermassenvolumina berechnet und in Abbildung 3.13 als Fehlerbalken eingetragen. Die so bestimmten Fehler geben keine Aussage über die zwischenjährliche Variabilität der Wassermassenvolumina sondern nur über die Unsicherheit der hier bestimmten mittleren Volumina.

Abbildung 3.13 zeigt, daß die ausgeprägtesten Volumenänderungen in den Regionen 1 und 2 stattfinden. Dagegen können für die Volumina in Region 3, dem Tyrrenischen Meer, auf saisonaler Zeitskala keine Änderungen nachgewiesen werden. Auch die Volumenänderung des MAW ist in Region 1, dem südlichen westlichen Mittelmeer, nicht signifikant. Wohingegen die Anteile von WMDW und LIW in dieser Region einen ausgeprägten Jahresgang besitzen. Dies läßt auf advective Prozesse als Ursache für die Volumenänderungen in Region 1 schließen. In Region 2 variieren dagegen die Volumina aller Wassermassen auf saisonaler Zeitskala. Die Variationen der Volumina in Region 2 stimmen dabei mit den Erwartungen für die Volumenänderungen durch Tiefenwassererzeugung überein: Zu Beginn des Jahres findet sich eine Abnahme der Volumina von MAW und LIW und eine gleichzeitige Zunahme des WMDW-Volumens, die im Laufe des Jahres wieder zurückgeführt werden.

Aus der saisonalen Variation des Volumens des Tiefenwassers in Region 2 ergibt sich eine Produktionsrate von $18000 \pm 6000 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. In anderen Einheiten⁶ sind dies $0.6 \pm 0.2 \text{ Sv}$. Der winterliche Anstieg des Tiefenwasservolumens verlangt bei gleichzeitiger Gesamtvolumenerhaltung eine Verringerung der Summe der Volumina der übrigen Wassermassen. Bei der tiefen Konvektion im nördlichen Mittelmeer werden sowohl das oberflächennahe MAW als auch das darunterliegende LIW durch Vermischung und Abkühlung in Tiefenwasser umgewandelt (z.B. BETHOUX, 1980). Die Abnahmen zeigen sich auch in den aus der Klimatologie abgeleiteten Volumina in Abbildung 3.13. Dabei nimmt im Winter das MAW-Volumen um etwa 10000 km^3 und das LIW-Volumen um 13000 km^3 ab.

Die Summe der beiden Volumenänderungen übersteigt die Tiefenwasserproduktionsrate, da die Änderungen nicht gleichzeitig, sondern mit einer zeitlichen Verschiebung auftreten und da ein Teil des MAW (8000 km^3) zeitweise in WIW umgewandelt wird (siehe zweite Zeile in Abbildung 3.13). Ein großer Teil des im Winter erzeugten WIW-Volumens ist nur ein Zwischenprodukt bei der Erzeu-

⁶Die Erzeugungsrate des Tiefenwassers wird oft auch als Volumentransport in Sv angegeben. Die Umrechnung zwischen den beiden Größen erfolgt gemäß: $10000 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1} = 0.32 \text{ Sv}$.

gung von Tiefenwasser, die mit der Abkühlung der oberflächennahen Schichten beginnt und somit zuerst salzarmes kaltes Wasser (WIW) erzeugt. In der Folge wird dann durch Hinzumischen des tiefergelegenen LIW der Salzgehalt erhöht, so daß das Volumen des WIW wieder abnimmt. Nur in Gebieten, in denen die winterliche Vermischung die salzreiche Zwischenwasserschicht nicht erreicht, wird WIW erzeugt, das auch im Frühjahr und Sommer noch existiert. Die Fläche dieses Gebietes kann zwischenjährlich variieren und somit zu entsprechenden zwischenjährlichen Variationen des WIW-Volumens führen.

Aufgrund der größeren Advektionsgeschwindigkeiten und höheren Transportraten in der oberflächennahen MAW-Schicht (z.B. ASTRALDI und GASPARINI, 1992) ist zu erwarten, daß das MAW schneller wieder nachgeführt wird als das LIW. Auch dieses ist in Abbildung 3.13 deutlich zu erkennen: Das LIW braucht 6 bis 7 Monate, um sein ursprüngliches Volumen wieder zu erreichen, während das MAW-Volumen schon nach 2 bis 3 Monaten wiederhergestellt ist. Als Volumentransporte für die Nachführung der Wassermassen in die Region 2 ergeben sich aus den Volumenänderungen in Abbildung 3.13 1.5 ± 0.7 Sv für das MAW und 0.9 ± 0.4 Sv für das LIW. Diese Werte liegen in der Nähe von Transportschätzungen für die Strömungen im nördlichen westlichen Mittelmeer (ASTRALDI und GASPARINI, 1992; SAMMARI et al., 1995).

Die Variation des WMDW-Volumens in der südlichen Region paßt zu der Abnahme des Tiefenwasservolumens in Region 2. Es nimmt im Frühjahr und Sommer mit einer Rate von ungefähr 0.9 ± 0.4 Sv zu, um dann im Herbst wieder abzunehmen. Da auch das Gesamtvolumen in Region 1 erhalten wird, muß eine der beiden anderen Wassermassen eine Volumenabnahme in entsprechender Rate aufweisen. Eine entsprechende Abnahme findet sich nur im Volumen des LIW, nicht jedoch im Volumen des MAW wieder. Die Zunahme des WMDW-Volumens in Region 1 kann als Abfließen des in Region 2 erzeugten WMDW erklärt werden. Die Region 1 wirkt demnach wie ein Speicher für das neu erzeugte Tiefenwasser, der dieses nach dem Abfließen aus Region 2 aufnimmt und dann im Laufe des Jahres durch die Straßen von Gibraltar und Sardinien wieder abgibt (KINDER und PARILLA, 1987; HOPKINS, 1988; ASTRALDI et al., 1994).

In Tabelle 3.4 wurden Tiefenwassererzeugungsraten, die in diversen Arbeiten bestimmt wurden, zusammengestellt. Die dazu verwendeten Methoden reichen von hydrographischen Messungen über Tracerstudien bis zu akustischer Tomographie. Erzeugungsraten einzelner Jahre wurden ebenso aufgelistet wie mittlere Erzeugungsraten über mehrere Jahre. Die Werte schwanken zwischen einigen $1000 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ und $38500 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$. So liegen hydrographische Messungen beispielsweise aus Jahren mit heftiger (1987) und geringerer Konvektionsaktivität

Quelle	Produktionsrate [km ³ a ⁻¹]	Methode	Zeitraum
SANKEY, 1973	5000	Hydrographie	1969
SANKEY, 1973	3000	Hydrographie	1970
BETHOUX, 1980	13500 (MAW)	Wassermassenanalyse	∞
SCHOTT & LEAMAN, 1991	31000	Hydrographie	1987
SCHOTT et al., 1994	15000	Hydrographie	1991
SEND, 1995	11000	Hydrographie	1991
SEND et al., 1995	9500	akustische Tomographie	1991
RHEIN, 1995	38500	Tracer	1991
TZIPERMAN & SPEER, 1994	31500	meteorologische Flüsse	∞
diese Arbeit	18000±6000	Wassermassenzensus	∞

Tabelle 3.4: Tiefenwasserproduktionsraten im westlichen Mittelmeer nach verschiedenen Autoren. Bei den Abschätzungen wurden die verschiedensten Methoden verwendet.

(1970) vor. Die hydrographischen Abschätzungen wurden meist mit Hilfe einer einzigen hydrographischen Meßkampagne gewonnen, so daß nach der Meßperiode erzeugtes Tiefenwasser nicht in den Wert mit eingeht. Darüber hinaus ist Tiefenwasser, das eventuell außerhalb des Gebietes der hydrographischen Messungen gebildet wurde, nicht in der Produktionsrate enthalten. Die Raten, die mit Hilfe von Budgetrechnungen oder, wie hier, aus klimatologischen Daten bestimmt wurden, hängen hingegen von der Wahl der Grenzen der Wassermassen ab. Insbesondere die Grenze zwischen LIW und WMDW ist schwierig festzulegen, da ein großes Volumen (Tiefenbereich zwischen 600 und 1500 m) Eigenschaften aufweist, die weder dem LIW noch dem WMDW eindeutig zuzuordnen sind (siehe auch Abbildung 1.4).

Aus dem volumetrischen Zensus der verschiedenen Wassermassen des westlichen Mittelmeeres ergibt sich danach das Bild einer hauptsächlich durch die Tiefenwassererzeugung in Region 2 verursachten jahreszeitlichen Änderung der Wassermassenvolumina. Im Winter wird in Region 2 ein Volumen von 18000 ± 6000 km³ Tiefenwasser erzeugt. Dabei werden ungefähr 13000 km³ LIW und 5000 km³ MAW in Tiefenwasser umgewandelt. Das neugebildete Tiefenwasser fließt danach in die Region 1 ab, in der das WMDW-Volumen zunimmt. Gleichzeitig mit dem Abfließen nehmen die Volumina von MAW und LIW in Region 2 wieder ihre Vor-Konvektionswerte an.

Das Volumen des MAW variiert nach dieser Untersuchung nur in der Region 2. In den beiden anderen Regionen bleibt sein Volumen über das Jahr hinweg nahezu konstant (siehe Abbildung 3.13). Dieses Ergebnis deckt sich mit der hori-

zontalen Verteilung der vertikalen Verlagerung der Grenze zwischen mediterranen und atlantischen Wassermassen in Abbildung 3.12.

3.4.1 Kann eine saisonale Speicherung von Zwischenwasser im westlichen Mittelmeer nachgewiesen werden?

Von MANZELLA und VIOLETTE (1990) (siehe auch MILLOT et al., 1992) wurde versucht, einen zuvor von MANZELLA et al. (1988) und BORMANS et al. (1986) gefundenen Phasenunterschied zwischen den saisonalen Transporten durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien mit einer Verlagerung der Grenzschicht zwischen Wassermassen atlantischen und mediterranen Ursprungs in Zusammenhang zu bringen. Die resultierende Variabilität der Schichtdicke des LIW sollte nach MANZELLA und VIOLETTE (1990) in der Größenordnung von 50 m liegen. MILLOT et al. (1992) stellten allerdings später fest, daß dieser Wert wegen eines Rechenfehlers um einen Faktor 10 zu groß war. Die gesuchte Schichtdickenänderung wäre also 5 m im gesamten westlichen Mittelmeer. Dies entspricht bei einer Fläche des westlichen Mittelmeeres in einer Tiefe von 300 m von $6.9 \cdot 10^{11} \text{m}^2$ einer Volumenänderung von $3.45 \cdot 10^{12} \text{m}^3$. Abbildung 3.13 zeigt, daß eine solche Änderung mit Hilfe der Klimatologie nicht nachzuweisen ist, da erstens die Größenordnung der erwarteten Speicherung kleiner als die Fehler der Volumenbestimmung sind und zweitens die winterliche Änderung des Zwischenwasservolumens durch die Tiefenwassererzeugung nahezu eine Größenordnung größer ist.

Eine Speicherung würde in der Volumenänderung durch winterliche Umwandlung von MAW und LIW in WMDW untergehen. In ihrer Untersuchung verwendeten MANZELLA und VIOLETTE (1990) die vertikale Verlagerung der Grenze zwischen atlantischem und mediterranem Wasser, die sie aus historischen Daten bestimmten, als Indikator für die Speicherung von LIW. Nach der hier durchgeführten volumetrischen Analyse dürfte die von ihnen gefundene Verlagerung nicht durch eine Speicherung von LIW hervorgerufen sein, sondern vielmehr aus der winterlichen Tiefenwassererzeugung resultieren. Außerdem verwenden MANZELLA und VIOLETTE (1990) als Indikator für die Wassermassengrenze einen Salzgehalt von 38.45 psu. Gerade dieser Salzgehalt ist aber in Konvektionsregionen problematisch, da er neugebildetes Tiefenwasser mit Salzgehalten von 38.43 psu als nicht mediterrane Wassermassen identifiziert und somit ein falsches Verhältnis der Volumina von mediterranem und atlantischem Wasser ergibt.

Ein Nachweis einer vergleichsweise kleinen saisonalen Speicherung von LIW, die durch phasenverschobene Transportschwankungen in den Straßen von Gibralt-

tar und Sizilien hervorgerufen wird, ist also im westlichen Mittelmeer wegen der großen Volumenänderungen durch die Tiefenwasserbildung mit Hilfe von klimatologischen Daten nicht möglich.

3.5 Ausbreitung neugebildeten Tiefenwassers

Das im Winter neugebildete Tiefenwasser des westlichen Mittelmeeres muß sich innerhalb kurzer Zeit (maximal weniger Jahre) über das gesamte westliche Becken ausbreiten können. Diesen Schluß legen die extreme Homogenität der Wassermasseneigenschaften unterhalb von 1500 m (LACOMBE et al., 1985; eigene Messungen im Rahmen des THETIS-2 Projektes) sowie die beobachteten Trends der Tiefenwassereigenschaften nahe, die im gesamten westlichen Mittelmeer und nicht nur im nördlichen Teil nahezu gleichzeitig beobachtet wurden (BETHOUX et al., 1990; ROHLING und BRYDEN, 1992; folgendes Kapitel).

Untersuchungen zur Ausbreitung des Tiefenwassers sind bisher jedoch nicht in ausreichendem Maße durchgeführt worden, um gesicherte Kenntnisse über die tatsächlichen Ausbreitungswege und -geschwindigkeiten zu erlangen. Bisher liegen dazu nur sehr wenige Langzeitmessungen von tiefen Strömungen (MILLOT, 1985; MILLOT, 1994) vor, auf denen das bisherige Bild der Ausbreitung des Tiefenwassers basiert. Mögliche Hinweise auf die Ausbreitung des neugebildeten Tiefenwassers finden sich in anderen Arbeiten, in denen die gemessenen Daten jedoch nicht mit der Tiefenwasserausbreitung in Zusammenhang gebracht wurden (FONT, 1987; LOPEZ-JURADO et al., 1995).

FONT (1987) verwendete hydrographische Daten aus dem Gebiet zwischen den Balearen und dem spanischen Festland, um zu zeigen, daß das LIW die Meerenge zwischen Ibiza und dem Festland (Ibiza-Kanal) nicht während des ganzen Jahres passiert, sondern daß es sich in einer pulsartigen Form entlang der spanischen Küste südwärts ausbreitet. Die Ergebnisse von FONT (1987) ermöglichten damit die Erklärung des im Algerischen Becken in unterschiedlicher Ausprägung gefundenen Zwischenwassers. Das bei verschiedenen früheren Messungen gefundene Vorhanden- oder Nichtvorhandensein von ausgeprägtem LIW südlich der Balearen war in den Arbeiten als Indiz für die Existenz oder Nicht-Existenz eines Durchstroms von LIW durch den Ibiza-Kanal gewertet worden (KATZ, 1972; FONT, 1987). Eine Änderung der Wassermasseneigenschaften eines über das ganze Jahr vorhandenen Durchstroms war in diesen Arbeiten nicht in Betracht gezogen worden.

In der Arbeit von LOPEZ-JURADO et al. (1995) wurden drei hydrographische Aufnahmen des Ibiza-Kanals verglichen. Darin wurde die saisonale Variation der Wassermassenvolumina im Bereich der Straße von Ibiza auf die Tiefenwasserproduktion im nordwestlichen Mittelmeer zurückgeführt.

Die klimatologischen Daten sind hier sehr geeignet, die verschiedenen Aspekte der Beschreibungen der Wassermassenverhältnisse im Ibiza-Kanal zu verbinden, da sie ein vollständiges Bild der Wassermassen der gesamten Region enthalten und nicht nur räumlich und zeitlich begrenzte Aufnahmen. Gleichzeitig können sie zur Klärung der unbekanntenen Ausbreitung des neugebildeten Tiefenwassers beitragen. Zur Untersuchung eignet sich besonders die Zwischenwasserschicht in 300 bis 400 m Tiefe. In dieser Tiefe hebt sich neugebildetes Tiefenwasser aufgrund seiner Eigenschaften stark von der eigentlich in dieser Tiefe zu findenden Wassermasse ab und läßt sich somit bis zum Zeitpunkt seines Absinkens in größere Tiefen beobachten. In geringeren Tiefen unterliegen die Wassermasseneigenschaften stärkerer saisonaler Variabilität, und in größeren Tiefen sind die Unterschiede zu den übrigen Wassermassen in der gleichen Tiefe zu gering, als daß sie sich in der Klimatologie noch nachweisen ließen (SEND et al., 1996). Wegen der besseren Datenüberdeckung eignet sich außerdem die Temperatur besser als der Salzgehalt für diese Untersuchung.

Die generelle Zirkulation in der Zwischenwassertiefe wurde bereits in Kapitel 1 vorgestellt. In den Abbildungen 3.14 und 3.15 sind Temperaturen der Zwischenwasserschicht in Form eines Hovmüller-Diagramms dargestellt. Die vertikale Achse in den Abbildungen wird durch einen wiederholten Jahresgang gebildet, die horizontale durch eine Folge von Gitterpunkten der Klimatologie. Die beiden Abbildungen entsprechen zwei unterschiedlichen Ausbreitungspfaden aus dem Zirkulationsschema des Zwischenwassers von MILLOT (1987a) und den Ausbreitungswegen des LIW im Balearischen Becken von FONT (1987). In der Zwischenwasserschicht bildet neugebildetes Tiefenwasser einen starken Temperaturkontrast gegenüber dem Zwischenwasser und läßt sich somit leicht verfolgen, solange es in dieser Tiefe vorhanden ist.

Nach den existierenden Informationen über die Zirkulation der Zwischenwasserschicht (siehe Kapitel 1) wurde die Folge von Klimatologieboxen gesucht, die eine möglichst lange und gleichmäßige Verfolgung der kalten Temperaturanomalie ermöglichte. Die Ausbreitung des Tiefenwassers zeigte sich danach in den Hovmüller-Diagrammen in Form einer geneigten Linie. Während bis zu den Balearen nur ein Ausbreitungsweg im nördlichen Strom besteht, trennen sich die Wege zwischen den Balearen und dem spanischen Festland entsprechend der von FONT (1987) ermittelten LIW-Zirkulationspfade. Der erste Weg folgt der zyкло-

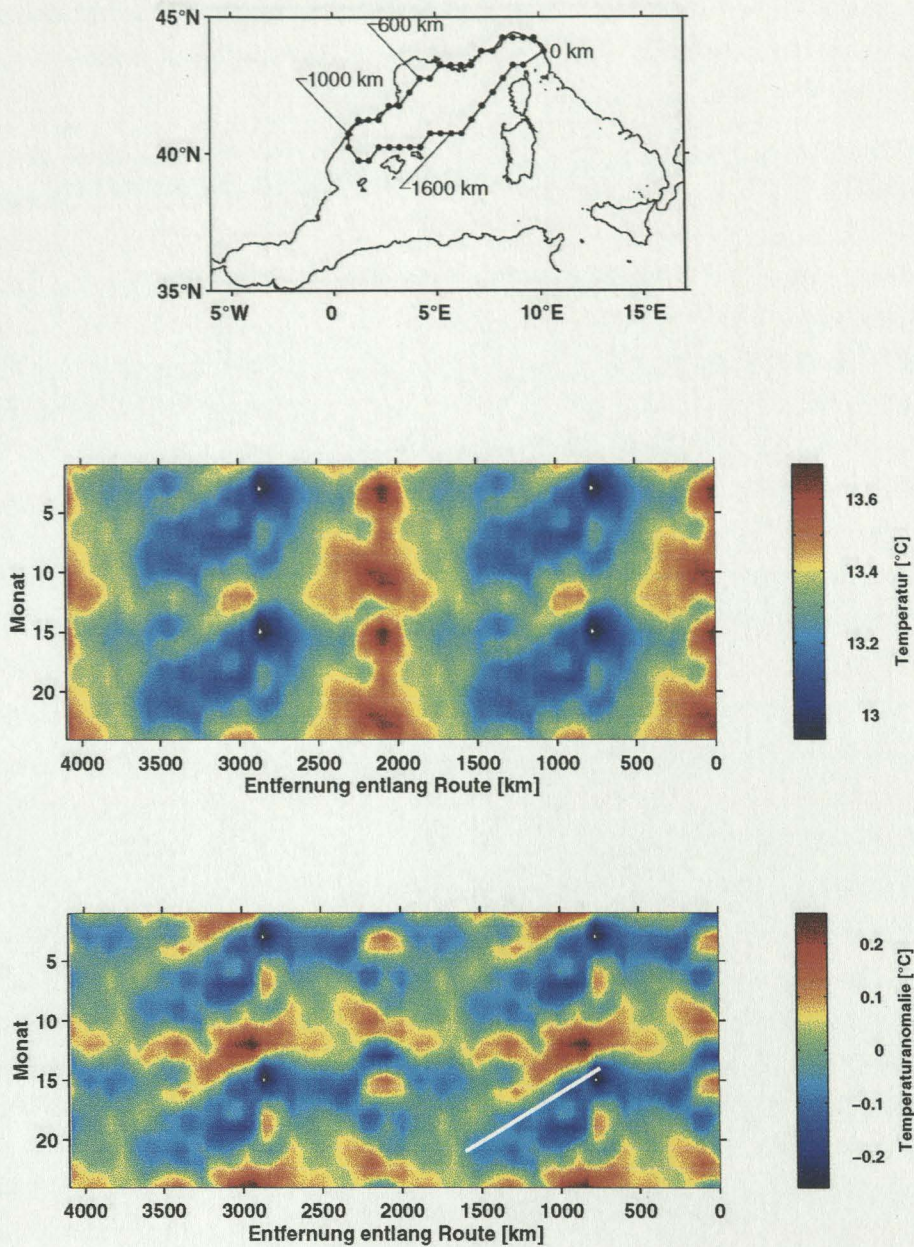


Abbildung 3.14: Temperaturen (mittlerer Teil) und Temperaturanomalien (unterer Teil) in 350 m Tiefe entlang einer zyklonalen Zelle im nordwestlichen Mittelmeer (oberer Teil). Die Temperaturen sind für zwei Jahresgänge und zwei Umläufe um die Zelle, startend in der nordöstlichen Ecke, aufgetragen. Zur Verdeutlichung der Ausbreitung von kaltem Wasser entlang des Pfades wurde im unteren Teil eine geneigte Gerade eingetragen. Die Neigung entspricht einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von 5 cm s^{-1} .

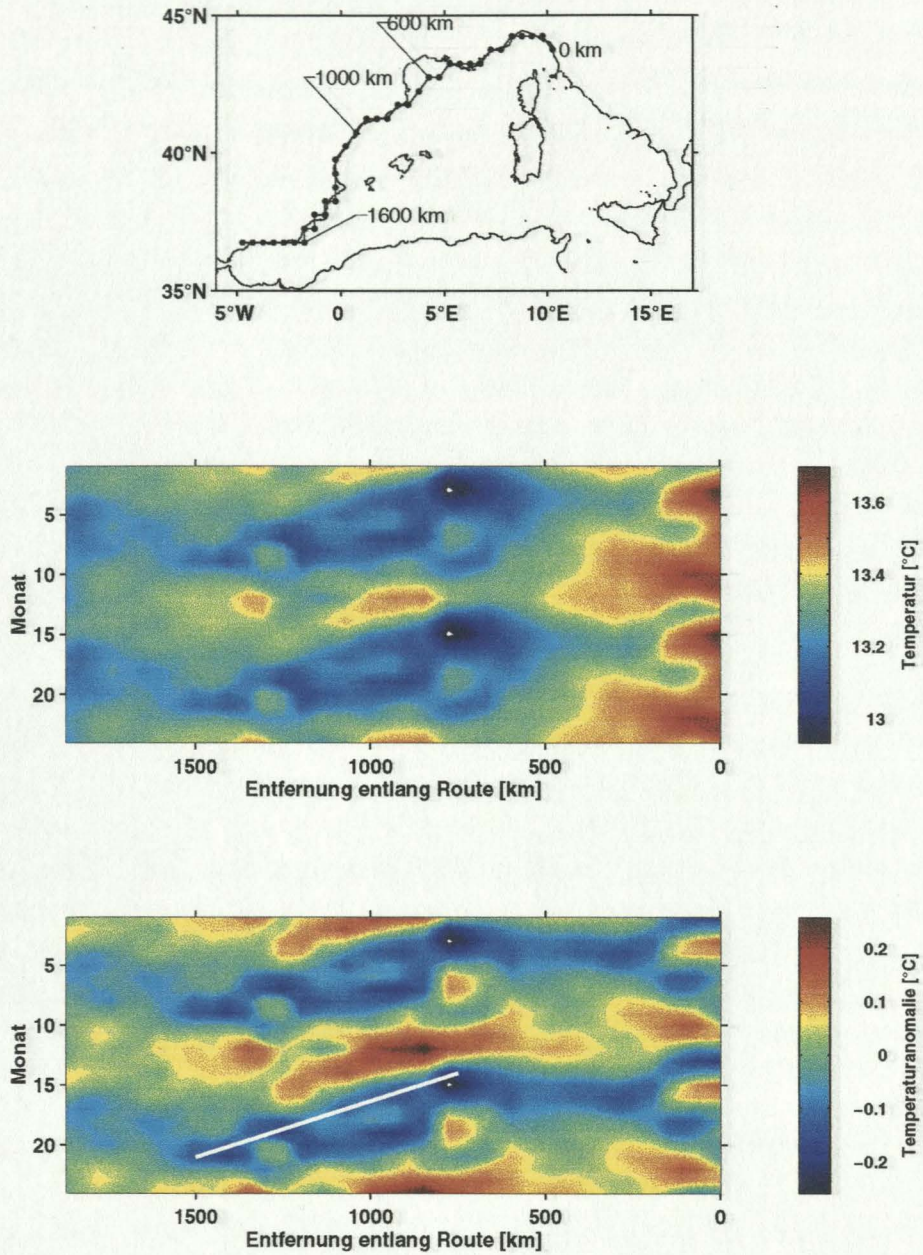


Abbildung 3.15: Wie Abbildung 3.14, aber nur einmal entlang eines hypothetischen Ausbreitungsweges von der Ligurischen See zur Straße von Gibraltar aufgetragen. Die Geschwindigkeit, die der eingetragenen Linie entspricht, beträgt auch hier 5 cm s^{-1} .

nalen Zirkulationszelle im nordwestlichen Mittelmeer und passiert den Norden der Balearen in östlicher Richtung. Der zweite Weg dagegen passiert den Kanal von Ibiza in südwärtiger Richtung und folgt weiter der spanischen Küste in Richtung der Straße von Gibraltar.

In beiden Abbildungen ist bei ungefähr 700 km der beiden Pfade im Februar das *plötzliche* Auftreten einer kalten Temperaturanomalie zu erkennen. Der entsprechende Ort auf beiden Pfaden ist der dichteste Punkt der Pfade zum Konvektionsgebiet im Gulf of Lions (z.B. SCHOTT et al., 1994). Die Temperaturen, die zu diesem Zeitpunkt und an diesem Ort in der Zwischenwasserschicht gefunden werden, liegen unter 13 °C (siehe Abbildung 3.14). Bei seiner winterlichen Bildung im Gulf of Lions liegen die Temperaturen des Tiefenwassers unter 12.9 °C (z.B. SCHOTT et al., 1994). Dies legt nahe, daß die kalte Temperaturanomalie durch neugebildetes Tiefenwasser verursacht wird, das an der genannten Stelle der Pfade in den nördlichen Strom einbezogen wird. Vergleichbare Temperaturen könnten auch durch WIW verursacht werden, jedoch konnten bei einer analogen Analyse der Salzgehalte der Zwischenwasserschicht keine Salzgehalte unter 38.4 psu festgestellt werden. Diese hohen Salzgehalte schließen aus, daß die kalten Anomalien durch WIW verursacht werden.

Die kalte Temperaturanomalie breitet sich unter Abschwächung des anomalen Signals weiter entlang des Pfades aus, sie läßt sich über mehrere 100 km entlang beider Pfade verfolgen. Fortgesetzte Vermischung mit pfadabwärts noch vorhandenem LIW erhöht die Temperaturen und sorgt so für die Produktion von Wasser mit Eigenschaften zwischen LIW und WMDW. Wasser mit derartigen Eigenschaften kann im westlichen Mittelmeer in dem gesamten Tiefenbereich zwischen 600 m und 1500 m gefunden werden. Es nimmt also ein erhebliches Volumen ein. Der Prozeß der Einbeziehung des neugebildeten Tiefenwassers in den nördlichen Strom und die nachfolgende Vermischung mit LIW sollten demnach für einen Teil der Erzeugung dieser Mischwassermasse verantwortlich sein.

Beiden Ausbreitungswegen gemein ist eine Ausbreitungsgeschwindigkeit der kalten Anomalie von 5 cm s⁻¹. Diese Geschwindigkeit stimmt gut mit in anderen Arbeiten gefundenen Geschwindigkeiten des nördlichen Stromes in dieser Tiefe (FONT, 1987; SEND et al., 1996) überein. Übereinstimmend ist bei beiden Wegen das anomale Temperatursignal nach 6 bis 7 Monaten nicht mehr in der Zwischenwasserschicht zu beobachten. Ob dieses Verschwinden durch Absinken oder aber durch weitgehende Vermischung der kalten Anomalie verursacht ist, kann mit den klimatologischen Daten nicht geklärt werden.

3.6 Diskussion der saisonalen Variationen

In diesem Kapitel wurden saisonale Veränderungen der Oberflächenflüsse und ihre Auswirkungen auf die Wassermasseneigenschaften und -volumina des westlichen Mittelmeeres untersucht.

Die geographischen Eigenschaften des Mittelmeeres prädestinieren dieses für Überprüfungen der Parametrisierungen der Oberflächenflüsse. Budgetrechnungen des Wärmehaushaltes wurden bisher nur für die mittleren Wärmeflüsse unter Annahme eines langfristig stationären Wärmeinhaltes durchgeführt. Hier konnten die zwei Ansätze zur Bestimmung des Wärmebudgets (meteorologisch und ozeanographisch) mit Hilfe der Klimatologie und verschiedener meteorologischer Datensätze auf die saisonale Zeitskala erweitert und ausgewertet werden.

Bei der Quantifizierung des ozeanographischen Ansatzes mußten zuerst die saisonalen Wärmetransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien abgeschätzt werden. Danach konnten Oberflächenwärmeflüsse aus unterschiedlichen Quellen mit der saisonalen Wärmespeicherung des westlichen Mittelmeeres verglichen werden. Die mittleren quadratischen Abweichungen zwischen den unabhängigen ozeanographischen und meteorologischen Wärmeflüssen lagen zwischen 16 und 27 W m^{-2} . Etwa 10 W m^{-2} der Differenz sind wahrscheinlich auf die unsichere Bestimmung der saisonalen Wärmetransporte durch die Meeresstraßen zurückzuführen. Damit verbleibt für die meteorologisch bestimmten Wärmeflüsse mit der geringsten Differenz (nach GILMAN und GARRETT, 1994) eine typische Abweichung zwischen saisonalem Oberflächenwärmefluß und saisonaler Wärmespeicherung von $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$. Umgekehrt konnte gezeigt werden, daß die Wärmeflüsse nach der Variante (B) aus der Arbeit von GARRETT et al. (1993) sehr viel schlechter mit der Wärmespeicherung übereinstimmen.

Das saisonale Frischwasserbudget des westlichen Mittelmeeres konnte hingegen nicht in gleicher Weise wie das Wärmebudget geschlossen werden. Die Gleichungen zur Berechnung der saisonalen Netto-Frischwassertransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien zeigen, daß dafür Kenntnisse über die saisonalen Salzgehaltsvariationen des östlichen Mittelmeeres notwendig sind. Solche Daten sind in der hier vorgestellten Klimatologie nicht enthalten. Daten aus einer vergleichbaren Klimatologie (BRASSEUR et al., 1996) zeigen hingegen Salzgehaltsvariationen, die wahrscheinlich nicht auf saisonale Schwankungen des Salzgehaltes zurückzuführen sind, sondern durch längerfristige Veränderungen des Salzgehaltes, die nicht ausreichend berücksichtigt wurden, verursacht werden. Die Verifizierung der Wärmeflüsse nach GILMAN und GARRETT (1994) verbessert allerdings

durch Festlegung der latenten Wärmeflüsse auch die Ergebnisse des meteorologischen Ansatzes des Frischwasserbudgets.

Die Auswirkungen der Oberflächenflüsse auf die Oberflächentemperaturen wurden mit Hilfe harmonischer Analysen untersucht. Während der größte Teil der saisonalen Variationen durch die Oberflächenwärmeflüsse verursacht wird, konnten räumliche Unterschiede im Auftreten der herbstlichen Abkühlung auf Variationen im Windfeld zurückgeführt werden.

Das Eindringen der positiven und der negativen Oberflächenwärmeflüsse in größere Tiefen zeigt die unterschiedliche Natur der damit verbundenen Prozesse. Während die sommerliche Erwärmung durch diffusive Prozesse langsam in größere Tiefen vordringt, kann die winterliche Abkühlung vergleichbare Tiefen durch vertikale Vermischung in viel kürzerer Zeit erreichen. Die Auswirkungen der vertikalen Vermischung zeigen sich auch in der saisonalen Variation der Tiefe von bestimmten Dichteflächen. Besonders solche Dichteflächen, die die Grenze zwischen atlantischen und mediterranen Wassermassen angeben, zeigen ausgeprägte räumliche Strukturen der saisonalen Veränderlichkeit und offenbaren damit die winterliche Umwandlung atlantischer in mediterrane Wassermassen.

Mit Hilfe eines Wassermassenzensus konnte die klimatologische Rate, mit der Tiefenwasser gebildet wird, auf $18000 \pm 6000 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ bestimmt werden. Das Gebiet, in dem die Bildung geschieht, ist auf das nordwestliche Mittelmeer (Region 2) beschränkt. Saisonale Variationen des Tiefenwasservolumens treten zwar auch in Region 1 auf, sind jedoch auf die Advektion von Tiefenwasser aus Region 2 zurückzuführen.

Neugebildetes Tiefenwasser findet sich als kalte Temperaturanomalie im Zwischenwasserbereich des nördlichen Stromes. Aus der Bildungsregion im Gulf of Lions wird Tiefenwasser in den nördlichen Strom aufgenommen und breitet sich mit diesem südwärts entlang der spanischen Küste aus. Bei der Straße von Ibiza kann diese kalte Anomalie sowohl in dem Teil des Stromes, der die Straße in südlicher Richtung passiert, als auch in dem Teil, der entlang der Nordküsten der Balearen ostwärts fließt, beobachtet werden. In beiden Ausbreitungswegen ist die Temperaturanomalie nach 6 bis 7 Monaten nicht mehr zu finden.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Untersuchung der saisonalen Wärmespeicherung erstmals eine quantitative Überprüfung saisonaler Oberflächenwärmeflüsse möglich gemacht hat. Außerdem konnten auf der Grundlage der Klimatologie die Auswirkungen verschiedener Prozesse auf die Temperaturen und Salzgehalte quantifiziert werden. Die dabei gewonnenen Daten können zur Überprüfung numerischer Modelle verwendet werden.

Kapitel 4

Längerfristige Variabilität

In diesem zweiten Teil der Arbeit werden Zusammenhänge zwischen zwischenjährlichen und längerfristigen Schwankungen der Temperaturen und Salzgehalte des westlichen Mittelmeeres und Änderungen der Randbedingungen untersucht.

Seit den Arbeiten von BETHOUX et al. (1990), LEAMAN und SCHOTT (1991) und ROHLING und BRYDEN (1992) zu Trends im Tiefenwasser des westlichen Mittelmeeres ist bekannt, daß im Mittelmeer Veränderungen von Wassermasseneigenschaften auf Zeitskalen von mehr als 20 Jahren auftreten. Die Ursachen der Trends konnten in diesen Arbeiten jedoch nicht eindeutig bestimmt werden. Als mögliche Quellen der Trends wurden sowohl anthropogene Einflüsse, wie die Aufstauung großer Flüsse oder eine globale Erwärmung infolge des Treibhauseffektes, als auch natürliche Schwankungen des Klimasystems genannt.

GARRETT et al. (1993) fanden bei der Analyse von langjährigen Zeitreihen der Oberflächentemperaturen des Mittelmeeres Variationen auf dekadischer Zeitskala. Sie konnten die Temperaturänderungen jedoch nicht mit entsprechenden langjährigen Variationen der von ihnen ebenfalls berechneten Wärmeflüsse in Zusammenhang bringen.

Hier werden mit Hilfe von mehreren meteorologischen und ozeanographischen Datensätzen zwischenjährliche bis mehrdekadische Änderungen der Wassermasseneigenschaften im westlichen Mittelmeer bestimmt und auf ihre Ursprünge in veränderten Randbedingungen hin untersucht.

Als Quellen für die Temperatur- und Salzgehaltsvariationen kommen, wie auch schon bei den saisonalen Variationen, Änderungen der Oberflächenwärme- und -frischwasserflüsse, der Einträge durch Flüsse sowie der Volumen-, Wärme- und

Salztransporte durch die Straßen von Gibraltar und Sizilien auf Zeitskalen von Jahren bis mehreren Dekaden in Frage (GARRETT et al., 1993; BETHOUX und GENTILI, 1994). Darüber hinaus können aber auch Veränderungen der Zirkulation innerhalb des Mittelmeeres zu geänderten Wassermasseneigenschaften führen.

4.1 Trends und Schwankungen

Die in Kapitel 2 vorgestellten Abweichungen der Temperaturen und Salzgehalte von langjährigen monatlichen Mittelwerten (Anomalien) erlauben es, die verschiedenen Wassermassen des westlichen Mittelmeeres gezielt und systematisch auf längerfristige Veränderungen zu untersuchen.

Bei der entsprechenden Analyse treten in den verschiedenen Wassermassen zwei unterschiedliche Zeitskalen der längerfristigen Variabilität zutage. Zum einen finden sich in den Daten langjährige Entwicklungen, die sich, soweit die Datenüberdeckung solche Aussagen zuläßt, über den gesamten Zeitraum der Untersuchung (1955–1994) erstrecken, und zum anderen gibt es Wassermasseneigenschaften, die sich auf kürzeren Zeitskalen von mehreren Jahren bis Dekaden verändern.

Als Beispiel für die langjährigen Entwicklungen sind in Abbildung 4.1 die Anomalien der Temperatur und des Salzgehaltes des Tiefenwassers des westlichen Mittelmeeres gezeigt. Beide Parameter zeigen seit ungefähr 1960 eine weitgehend stetige Zunahme. Diese Zunahmen müssen nicht notwendigerweise eine fortschreitende Entwicklung darstellen, sondern können auch Ausdruck einer sehr langperiodischen Variabilität mit Zeitskalen von mehr als 30 Jahren sein. In Anlehnung an die Literatur (BETHOUX et al., 1990; LEAMAN und SCHOTT, 1991; ROHLING und BRYDEN, 1992) werden diese langfristigen Entwicklungen im Folgenden, ohne die Möglichkeit einer sehr langperiodischen Variabilität auszuschließen, als Trends bezeichnet.

Die zweite Form der langfristigen Variabilität, die in den historischen Daten zu finden ist, besitzt kürzere Zeitskalen von wenigen Jahren bis Dekaden. In Abbildung 4.2 sind als Beispiel die Temperaturschwankungen des Zwischenwassers im nordwestlichen Mittelmeer gezeigt.

Die Zeitskalen der Schwankungen sind im Zwischenwasser mit 2 bis 10 Jahren wesentlich kürzer als die langfristigen Veränderungen im Tiefenwasser. Es ist daher wahrscheinlich, daß unterschiedliche Prozesse für die beiden Variabilitätsformen verantwortlich sind. Die beiden unterschiedlichen Variabilitätsmuster werden deshalb in den folgenden Abschnitten getrennt mit Änderungen der Randbedingungen verglichen.

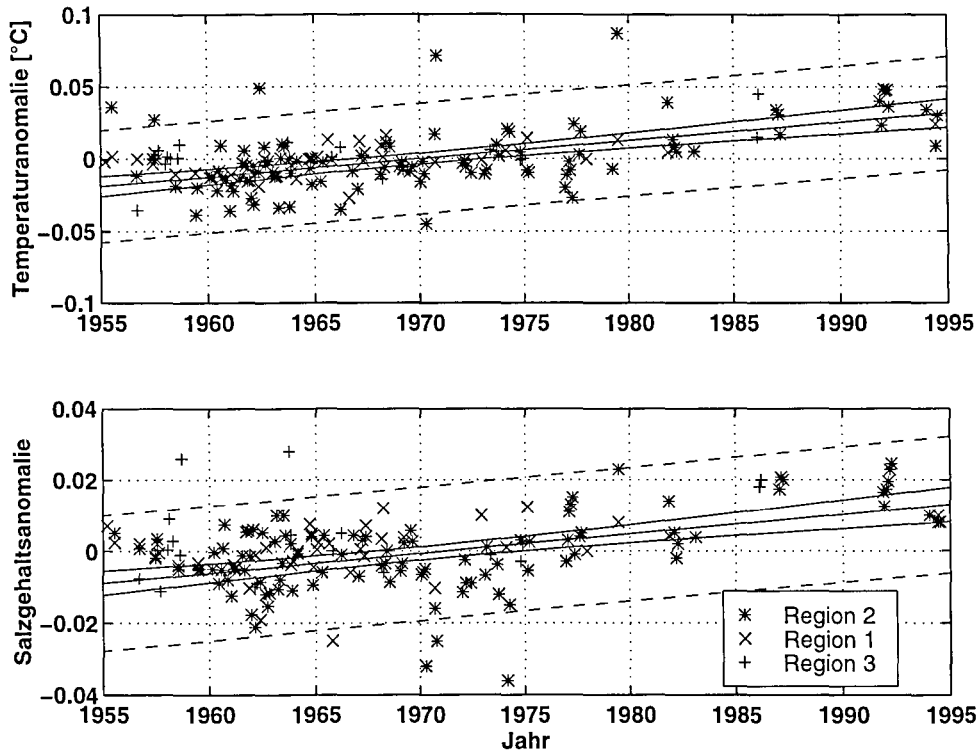


Abbildung 4.1: Abweichungen der monatlichen Temperaturen und Salzgehalte von den langjährigen monatlichen Mittelwerten aus dem Tiefenbereich 1875–2250 m. Die drei in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen wurden getrennt behandelt. Es zeigt sich, daß die Trends in dieser Tiefenschicht in allen drei Regionen die gleiche Größe haben (siehe auch Abbildung 4.3). Die Regressionsgeraden wurden aus den Daten für Region 2 bestimmt.

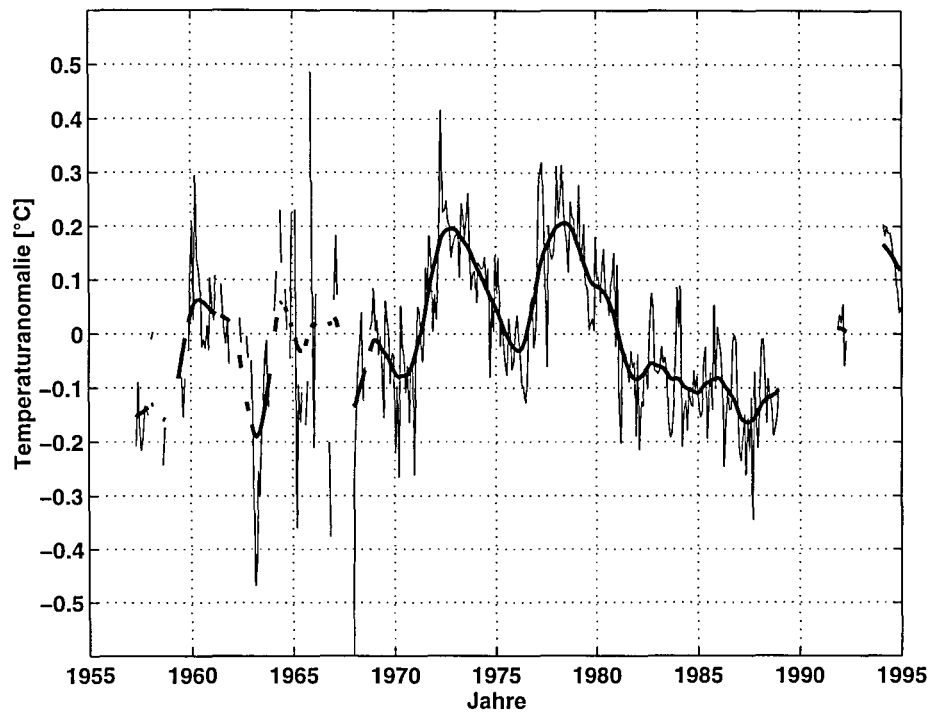


Abbildung 4.2: *Temperaturanomalien aus den historischen Daten vor der französischen Mittelmeerküste zwischen 275 und 375 m. Die dünne Linie gibt die Mittelwerte der Anomalien von mehreren $1^\circ \times 1^\circ$ -Anomalie-Boxen in monatlicher Auflösung wieder. Für die fett eingezeichnete Linie wurden die monatlichen Daten mit einem laufenden Mittel mit dreieckiger Gewichtung über 23 Punkte gefiltert. Saisonale und höherfrequente Signale werden mit diesem Filter sehr effektiv entfernt.*

4.2 Langjährige Trends in Temperatur und Salzgehalt

Um mehr über die Ursachen der im westlichen Mittelmeer vorhandenen Trends aussagen zu können, ist es notwendig, deren horizontale und vertikale Ausdehnung zu bestimmen. Dazu werden in diesem Kapitel zeitliche Regressionen der Temperaturen und Salzgehalte für verschiedene Tiefen und Regionen berechnet. Mit der Kenntnis der Ausdehnung der Veränderungen lassen sich mögliche Ursachen besser quantitativ überprüfen.

Zur Berechnung der Regressionen wurden die monatlichen Temperatur- und Salzgehaltsanomalien der Jahre 1955 bis 1994 verwendet (siehe Kapitel 2). Die drei in Abbildung 1.5 eingeführten Regionen werden getrennt behandelt. Datenbasis für die Berechnung der Temperaturanomalien waren in diesem Fall nur die Temperaturen aus Kipp-Thermometermessungen. Temperaturen aus MBT- und XBT-Messungen wurden hier nicht berücksichtigt, um Fehler in den Regressionen durch Änderungen der Meßmethode zu vermeiden (siehe Kapitel 2). Die Ergebnisse der linearen Regressionen der Temperatur- und Salzgehaltsanomalien sind in Abbildung 4.3 für die drei Regionen als Funktion der Tiefe aufgetragen.

Zwei signifikante Trends sind in dieser Abbildung zu erkennen. Den ersten weist das Tiefenwasser (Tiefen größer etwa 1500 m) auf. In diesem Tiefenbereich ist über den untersuchten Zeitraum eine Zunahme sowohl in der Temperatur als auch im Salzgehalt zu erkennen. Die Tiefenwassertrends sind in allen drei Regionen in unterschiedlicher Ausprägung zu finden. Schon aus früheren Arbeiten (BETHOUX et al., 1990; LEAMAN und SCHOTT, 1991; ROHLING und BRYDEN, 1992) sind die Tiefenwassertrends bekannt.

Als zweite langjährige Entwicklung von Wassermasseneigenschaften im westlichen Mittelmeer ist in Abbildung 4.3 in der Region 2 eine Zunahme der Salzgehalte im Tiefenbereich von der Oberfläche bis 100 m zu erkennen.

Ein weiterer wichtiger Punkt, der hier hervorgehoben werden muß, ist das Fehlen signifikanter Entwicklungen in den Zwischenwasserschichten aller drei Regionen.

Die langjährigen Entwicklungen in den oberflächennahen und tiefen Teilen des westlichen Mittelmeeres werden im Folgenden weiter untersucht und ihr Zusammenhang mit gleichzeitigen Veränderungen der atmosphärischen Randbedingungen geprüft.

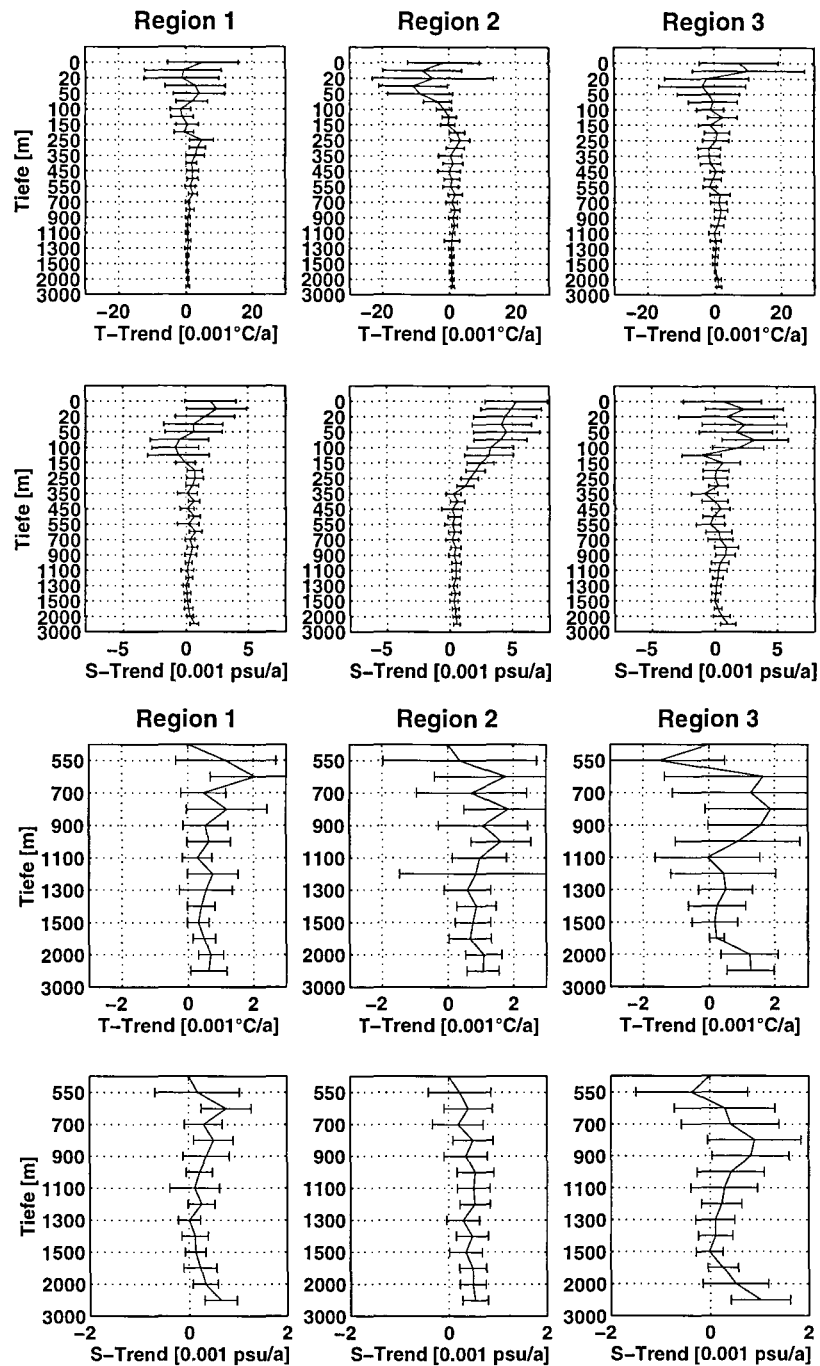


Abbildung 4.3: Ergebnisse der linearen Regression der Zeitreihen (1955–1994) der Temperatur- und Salzgehaltsanomalien aus Schöpfer- und Thermometerdaten als Funktion der Tiefe. Die Fehlerbalken geben die 95% Konfidenzintervalle für die Regressionskoeffizienten wieder. Ein Beispiel für die Regressionen ist in Abbildung 4.1 dargestellt. Im unteren Teil dieser Abbildung sind die Werte für Tiefen unterhalb von 500 m nochmals in erhöhter Auflösung wiedergegeben. Die Tiefenachse ist zur besseren Unterscheidbarkeit der oberflächennahen Ergebnisse nichtlinear aufgetragen.

Quelle	$\frac{\partial T}{\partial t}$ [10^{-4} °C/a]	$\frac{\partial S}{\partial t}$ [10^{-4} psu/a]	$\frac{\partial \sigma}{\partial t}$ [10^{-4} kg/m ³ /a]	Zeitraum der Daten
BETHOUX et al., 1990	40	10	0	1959–1989
ROHLING & BRYDEN, 1992	8	4	1	1909–1955
ROHLING & BRYDEN, 1992	16	9	4	1955–1989
ROHLING & BRYDEN, 1992	8	7	4	1909–1989
LEAMAN & SCHOTT, 1991	27	19	0	1969–1987
diese Arbeit (Region 2)	13±4	5±1	1±2	1955–1994
diese Arbeit (Gulf of Lions)	16±5	8±2	3±3	1955–1994

Tabelle 4.1: *Raten der Veränderung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte des WMDW nach verschiedenen Quellen. Die Daten der verschiedenen Arbeiten unterscheiden sich außer im verwendeten Zeitraum auch in den verwendeten Tiefen und Gebieten. Wegen der hohen Datendichte wurden meist Messungen aus dem nordwestlichen Mittelmeer aus 2000 m Tiefe verwendet. BETHOUX et al. (1990) verwenden hingegen Daten aus dem gesamten westlichen Mittelmeer.*

4.2.1 Trends im Tiefenwasser

Ergebnisse bisheriger Untersuchungen zu den Tiefenwasserentwicklungen sind in Tabelle 4.1 aufgelistet. Die von den verschiedenen Autoren angegebenen Raten weichen nicht unerheblich voneinander ab. Wahrscheinliche Ursache dafür sind die unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Ausdehnungen der Datensätze, die zur Auswertung verwendet wurden. Dadurch werden der Vergleich der Ergebnisse und die Quantifizierung der notwendigen Änderungen des Frischwasserhaushaltes erschwert.

Als mögliche Ursachen für die Tiefenwassertrends wurden in der veröffentlichten Literatur zwei unterschiedliche Effekte genannt. Beiden gemeinsam ist ihre Wirkung auf Oberflächensalzgehalte, die dann bei der Bildung von tieferliegenden Wassermassen (WMDW oder LIW) zu geänderten Salzgehalten auch in größeren Tiefen führen.

- ROHLING und BRYDEN (1992) und LEAMAN und SCHOTT (1991) sehen eine mögliche Erklärung in der Aufstauung großer Flüsse, die in das östliche Mittelmeer oder das Schwarze Meer münden, welches eine Verbindung mit dem östlichen Mittelmeer besitzt. Als Beispiel sei hier der Assuan-Staudamm genannt, mit dessen Fertigstellung im Jahre 1964 der Frischwassereintrag des Nils in das östliche Mittelmeer um $1800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ verringert wurde (BETHOUX und GENTILI, 1994). Wird diese Reduktion auf die

Oberfläche des östlichen Mittelmeeres verteilt, so erhöht sich der Netto-Frischwasserverlust um 0.04 m a^{-1} .

Durch den reduzierten Frischwassereintrag erhöht sich in der Folge der Oberflächensalzgehalt im östlichen Teil des östlichen Mittelmeeres und damit der Salzgehalt des LIW, das dort durch winterliche Abkühlung des oberflächennahen Wassers gebildet wird. Dieses salzreichere LIW breitet sich nach diesem Ansatz bis ins westliche Mittelmeer aus und ergibt bei der dortigen Tiefenwasserbildung höhere Salzgehalte.

- BETHOUX et al. (1990) nennen als zweite mögliche Ursache Langzeit-trends der klimatischen Randbedingungen über dem westlichen und/oder östlichen Mittelmeer, insbesondere der Wärmeflüsse. Auch nach diesem Erklärungsansatz ändert sich der Frischwasserhaushalt oberflächennaher Schichten. Durch erhöhte Verdunstung infolge der globalen Erwärmung und/oder reduzierten Niederschlags wird der Oberflächensalzgehalt erhöht, was wiederum bei der Umwandlung von MAW in tieferliegende Wassermassen (LIW im östlichen bzw. WMDW im westlichen Mittelmeer) zu den beobachteten Trends im Salzgehalt führt.

Aus den Daten der Tiefenwasserentwicklung selbst kann nicht entschieden werden, welche der beiden Erklärungen der Trends als Ursache anzusehen ist. Die Analyse der zeitlichen Variationen in den anderen Tiefenschichten des westlichen Mittelmeeres hilft hier, die Frage nach dem Ursprung der Tiefenwassertrends zu beantworten.

Die langjährigen Zunahmen von Salzgehalt und Temperatur haben entgegengesetzte Einflüsse auf die Dichte des Tiefenwassers. Die einzelnen Autoren kommen bei der Untersuchung, ob sich die Effekte der beiden Trends auf die Dichte kompensieren, zu unterschiedlichen Ergebnissen. Während ROHLING und BRYDEN (1992) eine Zunahme der potentiellen Dichte des Tiefenwassers um 0.02 kg m^{-3} über einen Zeitraum von 80 Jahren finden, ergeben die Daten von BETHOUX et al. (1990) eine über 30 Jahre im Rahmen der Meßgenauigkeit konstante Dichte. LEAMAN und SCHOTT (1991) geben zwar ebenfalls eine für den Zeitraum 1969 bis 1987 im Rahmen der Meßgenauigkeit konstante Dichte an, die Berechnung des gemeinsamen Effekts der von ihnen ermittelten Temperatur- und Salzgehaltsänderungen ergibt jedoch eine Dichtezunahme um $9 \cdot 10^{-4} \text{ (kg m}^{-3}) \text{ a}^{-1}$.

Die Erwärmung des Tiefenwassers kann bei unveränderter Dichte des Tiefenwassers dadurch erklärt werden, daß die Tiefenwasserdichte im Konvektionspro-

zeß schon bei höheren Temperaturen erreicht wird (LEAMAN und SCHOTT, 1991). Dieser Ansatz wird durch die in dieser Untersuchung und von BETHOUX et al. (1990) und LEAMAN und SCHOTT (1991) gefundene unveränderte Tiefenwasserdichte unterstützt. Zunehmende Salzgehalte in MAW oder LIW reichen danach aus, sowohl die Salzgehalts- als auch die Temperaturänderungen im Tiefenwasser zu erklären.

Soweit dies aus der geringen Anzahl der Datenpunkte in den Regionen 1 und 3 geschlossen werden kann, sind die langjährigen Entwicklungen der Tiefenwassertemperaturen und -salzgehalte in allen drei Regionen des westlichen Mittelmeeres vorhanden (siehe Abbildung 4.1).

Eine ungeklärte Frage ist, ob die Tiefenwassertrends in den drei Regionen gleichzeitig oder mit zeitlichen Verschiebungen auftreten. Die Antwort würde Aufschluß über die weitgehend unbekannte Ausbreitung des Tiefenwassers liefern (siehe auch Kapitel 1). Die hier durchgeführte Analyse der langjährigen Entwicklungen mit Hilfe von Anomalien ist nicht geeignet, zur Klärung der Ausbreitung beizutragen, da ein linearer Trend gleicher Größe in den Anomalien keine Phasenunterschiede angeben kann. Eine Analyse der absoluten Temperaturen und Salzgehalte wäre dafür geeigneter.

Eine Abschätzung, wie groß die für die Tiefenwassererwärmung benötigten Wärmeflüsse sind, läßt Rückschlüsse auf wahrscheinliche und weniger wahrscheinliche Ursachen zu. Die Trendberechnungen in Abbildung 4.3 für die verschiedenen Tiefenstufen der Klimatologie zeigen, daß die Erwärmung mindestens das gesamte Tiefenwasservolumen unterhalb von 2000 m betrifft. Dieses Volumen beträgt $2 \cdot 10^{14} \text{ m}^3$. Bei einer mittleren Dichte von 1029 kg m^{-3} und einem spezifischen Wärmehalt von $3980 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ergibt sich eine Leistung von $8.83 \cdot 10^{10} \text{ W}$, um eine Erwärmung des Tiefenwassers von $0.002 \text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$ zu erreichen. Über die Oberfläche des gesamten westlichen Mittelmeeres und das gesamte Jahr verteilt entspricht die angegebene Leistung einem Wärmefluß von nur 0.06 W m^{-2} . Dieser Wärmefluß ist mehr als zwei Größenordnungen kleiner als die zwischenjährliche Variabilität der mittleren jährlichen Oberflächenwärmeflüsse von $\pm 10.1 \text{ W m}^{-2}$ (Standardabweichung der mittleren jährlichen Wärmeflüsse aus den COADS-Daten).

Ist die Wärmeflußänderung tatsächlich auf die gesamte Oberfläche des westlichen Mittelmeeres verteilt, so kann diese Änderung nicht mit den existierenden Oberflächenwärmeflußdaten nachgewiesen werden (siehe auch Abschnitt 3.1). Beschränkt sich das Gebiet, in dem die Wärmeflußänderung das Tiefenwasser beeinflusst, jedoch auf die Fläche des Konvektionsgebietes (Radius 50 km; SCHOTT

et al., 1994) und der Zeitraum auf die drei Wintermonate, so ergibt sich ein langjährig notwendiger zusätzlicher Wärmefluß von $+26.5 \text{ W m}^{-2}$. Dies ist eine Größenordnung, die sich in den meteorologischen Daten trotz der hohen Unsicherheiten der daraus berechneten Wärmeflüsse (siehe Kapitel 3.1) nachweisen lassen müßte. Die aus den COADS-Daten nach GILMAN und GARRETT (1994) und GARRETT et al. (1993) berechneten Wärmeflüsse zeigen aber keine derartige Veränderung. Es ist daher unwahrscheinlich, daß die Tiefenwassererwärmung auf eine auf den Zeitraum und das Gebiet der winterlichen Tiefenwassererzeugung beschränkte Änderung der Oberflächenwärmeflüsse zurückzuführen ist.

Interessanterweise wäre sogar der Wärmefluß durch den Boden des westlichen Mittelmeeres mit 0.09 bis 0.15 W m^{-2} (HUTCHINSON et al., 1985) ausreichend, die gefundene Erwärmungsrate zu liefern. Die gleichzeitige Zunahme des Salzgehaltes ist jedoch durch den Wärmefluß durch den Meeresboden nicht erklärbar. Darüber hinaus ist der Wärmefluß durch den Meeresboden eine Randbedingung, die selbst auf langen ozeanographischen Zeitskalen als konstant angenommen werden kann.

4.2.2 Gibt es Trends im Zwischenwasser?

In zwei neueren Arbeiten wird über langjährige Veränderungen der Temperaturen und Salzgehalte des Zwischenwassers im westlichen Mittelmeer berichtet. Derartige Veränderungen sind als mögliche Ursachen für die bekannten Trends im Tiefenwasser angegeben worden (siehe oben).

ROHLING und BRYDEN (1992) berichten über einen Anstieg des Salzgehaltes des Zwischenwassers im nordwestlichen Mittelmeer seit Beginn der Messungen im Jahr 1909 um ungefähr 0.1 psu, und SPARNOCCHIA et al. (1995) finden in ihren Daten zwischen 1950 und 1987 einen Anstieg des Salzgehaltes in der Ligurischen See um 0.08 psu. In Abbildung 4.4 sind die im Rahmen dieser Arbeit berechneten Temperatur- und Salzgehaltsanomalien für das Zwischenwasser dargestellt. Es zeigt sich, daß die Anomalien der drei Regionen keine signifikanten Trends in der Zwischenwasserschicht enthalten (siehe auch Abbildung 4.3).

Der offensichtliche Unterschied zwischen den Ergebnissen der anderen beiden Arbeiten und den hier gefundenen ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die verwendeten Methoden bei der Bestimmung der langjährigen Entwicklungen zurückzuführen. Während ROHLING und BRYDEN (1992) und SPARNOCCHIA et al. (1995) versuchen, die Eigenschaften des Zwischenwassers anhand von Temperaturen und Salzgehalten des Zwischenwasserkerns festzulegen, werden hier Abweichungen der Temperatur und des Salzgehaltes von ihren langjährigen monatlichen Mittelwerten verwendet. Die Analyse der Temperaturen und Salzgehalte eines Wassermassenkerns setzt voraus, daß dieser bei den historischen Messungen immer gleich gut bestimmt wurde. Dies ist jedoch unwahrscheinlich, da die von ROHLING und BRYDEN (1992) und SPARNOCCHIA et al. (1995) verwendeten Daten auf vertikal nur sehr grob aufgelösten Profilen mit Wasserschöpfern und Kipp-Thermometern beruhen. Darüber hinaus haben sowohl ROHLING und BRYDEN (1992) als auch SPARNOCCHIA et al. (1995) bei ihren Untersuchungen die Wassermasseneigenschaften aus ganzen Becken des westlichen Mittelmeeres verwendet. Sie vernachlässigen damit die räumlichen Gradienten innerhalb dieser Becken. Aber auch die saisonalen Variationen in der Zwischenwasserschicht (siehe Abbildungen 3.14 und 3.15) werden von ihnen nicht berücksichtigt.

Eine mögliche Erklärung für die von ROHLING und BRYDEN (1992) und SPARNOCCHIA et al. (1995) gefundenen Zwischenwassertrends ergibt sich aus der Annahme, daß im Jahr 1950 die Schichtung im westlichen Mittelmeer noch nicht so gut bekannt war und daß seit 1950 mehr Kenntnisse über die Schichtung gewonnen wurden. Es ist deshalb plausibel, daß der Kern des Zwischenwassers in späteren Jahren besser vermessen wurde und somit die Eigenschaften des Zwi-

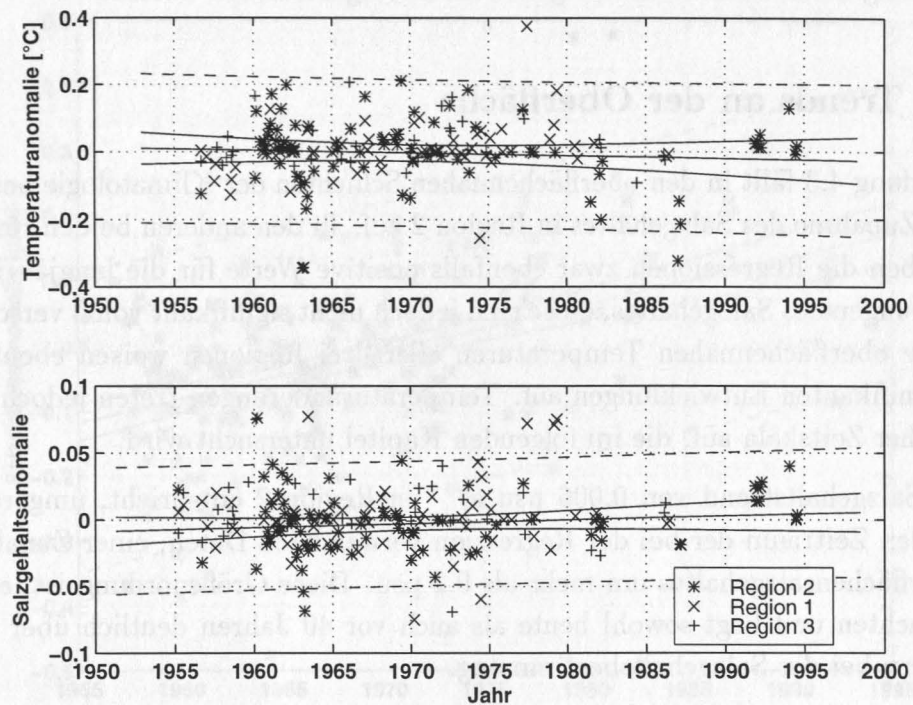


Abbildung 4.4: Anomalien der Temperaturen und Salzgehalte des Zwischenwassers des westlichen Mittelmeeres. Die Daten sind Abweichungen der gemessenen Temperaturen und Salzgehalte von langjährigen lokalen monatlichen Mittelwerten aus dem Tiefenbereich 325–375 m. Die Anomalien (siehe Kapitel 2) wurden jeweils über die drei Regionen gemittelt. Die Regressionsgeraden sind aus den Daten für die Region 2 bestimmt und zeigen keine signifikant von 0 abweichenden Trends.

schenwasserkerns scheinbar ausgeprägter wurden. Werden hingegen, wie in dieser Arbeit, die Entwicklungen der Zwischenwassereigenschaften in ihrer jeweiligen Tiefe und mit hinreichender horizontaler Auflösung sowie unter Berücksichtigung der mittleren saisonalen Variationen betrachtet, so ergeben sich keine signifikanten Trends. Vielmehr weisen die Eigenschaften des Zwischenwassers eine starke Variabilität auf Zeitskalen von wenigen Jahren auf, die im folgenden Abschnitt noch näher untersucht wird.

Die hier analysierten Anomalien der Zwischenwasserschicht im westlichen Mittelmeer ergeben also, daß es in dieser Wassermasse keine signifikanten trendartigen Entwicklungen der Temperaturen oder Salzgehalte gibt. Damit kann die von BETHOUX et al. (1990), LEAMAN und SCHOTT (1991) und ROHLING und BRYDEN (1992) als mögliche Quelle der Tiefenwassertrends genannte langjährige

Entwicklung der Zwischenwassereigenschaften ausgeschlossen werden.

4.2.3 Trends an der Oberfläche

In Abbildung 4.3 fällt in den oberflächennahen Schichten der Klimatologie besonders die Zunahme des Salzgehaltes in Region 2 auf. In den anderen beiden Regionen ergeben die Regressionen zwar ebenfalls positive Werte für die langjährigen Entwicklungen des Salzgehaltes, diese sind jedoch nicht signifikant von 0 verschieden. Die oberflächennahen Temperaturen aller drei Regionen weisen ebenfalls keine signifikanten Entwicklungen auf. Temperaturänderungen treten jedoch auf dekadischer Zeitskala auf, die im folgenden Kapitel untersucht wird.

Der Salzgehaltstrend von 0.006 psu a^{-1} in Region 2 entspricht, umgerechnet auf den Zeitraum der bei der Regression verwendeten Daten, einer Zunahme des Oberflächensalzgehaltes um mehr als 0.2 psu . Diese Größenordnung ist leicht zu beobachten und liegt sowohl heute als auch vor 40 Jahren deutlich über den Meßfehlern bei der Salzgehaltsbestimmung.

Auch wenn BETHOUX et al. (1990) eine Zunahme des Oberflächensalzgehaltes im westlichen Mittelmeer um 0.005 psu a^{-1} als mögliche Quelle der Tiefenwassertrends angegeben hatten, konnte dies in historischen Daten bisher nicht nachgewiesen werden (SPARNOCCHIA et al., 1995). Eine mögliche Erklärung, warum dieser Trend bisher nicht gefunden wurde, sind die saisonalen und räumlichen Unterschiede im Oberflächensalzgehalt, die, sofern sie nicht in den Berechnungen berücksichtigt werden, den Trend maskieren können (siehe dazu auch Abschnitt 4.2.2).

Darüber hinaus wurden in der Arbeit von SPARNOCCHIA et al. (1995), in der ebenfalls historische Daten des westlichen Mittelmeeres auf Trends hin untersucht werden, nicht die Oberflächenwerte von Temperatur und Salzgehalt verwendet, sondern die des Kernes der MAW-Schicht (identifiziert durch das Salzgehaltsminimum). Diese Temperaturen und Salzgehalte sind jedoch wegen der größeren Tiefe (etwa 40 m), in der sie liegen, weniger durch die Oberflächenflüsse beeinflusst als die Oberflächenwerte selbst (siehe Abbildung 4.3).

Um die Signifikanz der hier festgestellten langjährigen Zunahme der Oberflächensalzgehalte zu verdeutlichen, wurden in Abbildung 4.5 die mittleren monatlichen Salzgehaltsanomalien aus Region 2 sowie die resultierende Regressionsgerade aufgetragen. In dieser Darstellung ist die Zunahme des Oberflächensalzgehaltes um 0.2 psu über einen Zeitraum von 30 Jahren klar zu erkennen.

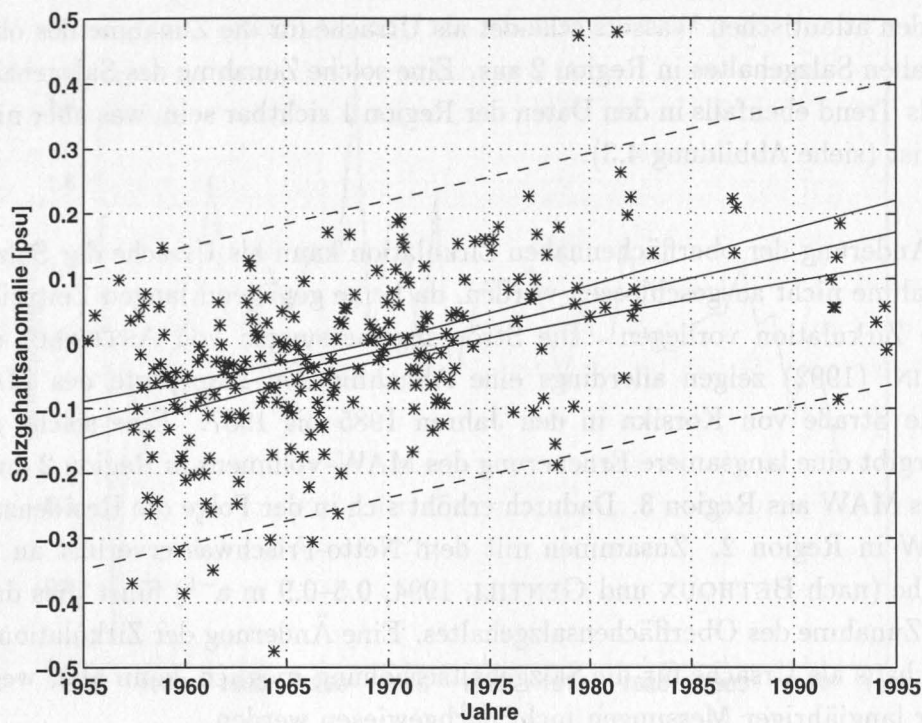


Abbildung 4.5: Monatliche Oberflächensalzgehaltsanomalien in Region 2 und die entsprechende Regressionsgerade.

Mehrere mögliche Gründe sind für den Trend im oberflächennahen Salzgehalt in Region 2 denkbar :

- eine Zunahme des Salzgehaltes des durch die Straße von Gibraltar einströmenden atlantischen Wassers,
- eine Änderung der oberflächennahen Zirkulation,
- eine Zunahme der Verdunstung,
- eine Änderung der Konvektionsstärke und/oder -häufigkeit,
- ein stärkeres Heraufmischen salzhaltigeren Wassers tieferer Schichten,
- eine Abnahme des Frischwassereintrages durch Niederschläge
- oder eine Abnahme des Frischwassereintrages durch Flüsse.

Eine Zunahme des Salzgehaltes des durch die Straße von Gibraltar einströmenden atlantischen Wassers scheidet als Ursache für die Zunahme des oberflächennahen Salzgehaltes in Region 2 aus. Eine solche Zunahme des Salzgehaltes müßte als Trend ebenfalls in den Daten der Region 1 sichtbar sein, was aber nicht der Fall ist (siehe Abbildung 4.3).

Die Änderung der oberflächennahen Zirkulation kann als Ursache der Salzgehaltzunahme nicht ausgeschlossen werden, da keine genügend langen Zeitreihen über die Zirkulation vorliegen. Die Strömungsmessungen von ASTRALDI und GASPARINI (1992) zeigen allerdings eine Abnahme der Transporte des MAW durch die Straße von Korsika in den Jahren 1985 bis 1987. Eine solche Abnahme ergibt eine langsamere Erneuerung des MAW-Volumens in Region 2 durch frischeres MAW aus Region 3. Dadurch erhöht sich in der Folge die Residenzzeit des MAW in Region 2. Zusammen mit dem Netto-Frischwasserverlust an der Oberfläche (nach BETHOUX und GENTILI, 1994, $0.5-0.9 \text{ m a}^{-1}$) führt dies dann zu einer Zunahme des Oberflächensalzgehaltes. Eine Änderung der Zirkulation ist also durchaus als Ursache für die Salzgehaltserhöhung möglich, kann aber wegen fehlender langjähriger Messungen nicht nachgewiesen werden.

Eine Zunahme der Verdunstung sollte sich in den historischen meteorologischen Daten widerspiegeln. Die mittlere jährliche Verdunstung über dem nördlichen westlichen Mittelmeer beträgt 1.27 m a^{-1} . Dieser Wert wurde aus den COADS-Daten entsprechend der Arbeit von GILMAN und GARRETT (1994) mit Hilfe von Bulk-Formeln und der latenten Verdunstungswärme nach GILL (1982) berechnet. Abbildung 4.6 zeigt die langjährige Zeitreihe der jährlichen Verdunstungen. Die Standardabweichung der Zeitreihe beträgt 0.22 m a^{-1} . Nach einem Maximum um das Jahr 1960 nimmt die Verdunstungsrate bis 1992 von 1.4 m a^{-1} auf 1.25 m a^{-1} ab. Die niedrigen Werte vor 1950 sind möglicherweise durch die geringe Datendichte des COADS-Datensatzes während dieser Zeit verursacht.

Die Berechnung von langjährigen Trends aus den COADS-Daten ist jedoch mit großen Unsicherheiten behaftet (GARRETT et al., 1993), da besonders die Windgeschwindigkeiten der COADS-Daten noch systematische Fehler enthalten können. GARRETT et al. (1993) führen zwei Quellen systematischer Fehler für die Windgeschwindigkeiten der COADS-Daten an. Die erste liegt in der Veränderung, die die Bestimmung der Windgeschwindigkeit auf Handelsschiffen während des untersuchten Zeitraums erfahren hat (KAUFELD, 1981; GARRETT et al., 1993). KAUFELD (1981) kam bei einem empirischen Vergleich von Windgeschwindigkeitsmessungen mit Anemometern (Rotorwindmeßgeräten) mit Schätzungen aufgrund der

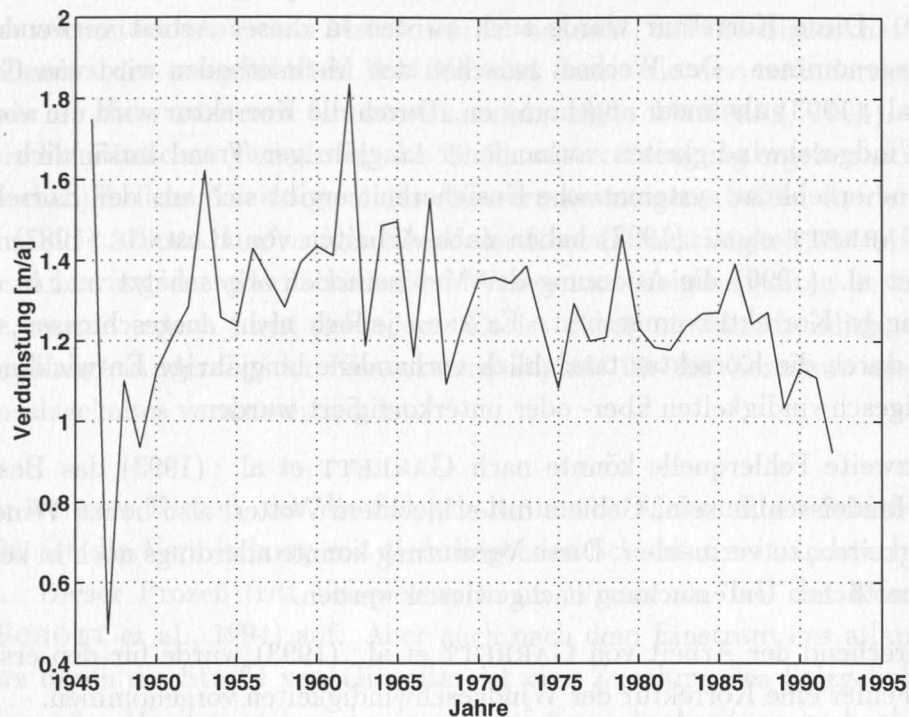


Abbildung 4.6: Mittlere jährliche Verdunstungsrate in Region 2. Die Werte wurden entsprechend der Parametrisierung von GILMAN und GARRETT (1994) aus den COADS-Daten berechnet.

Beaufort-Äquivalentskala¹ zu dem Ergebnis, daß die Beaufort-Äquivalentskala den tatsächlichen Zusammenhang zwischen den verschiedenen Windgeschwindigkeitseinheiten nicht korrekt wiedergibt. Er stellte bei der Bestimmung einer neuen Beaufort-Äquivalentskala deutliche Unterschiede zwischen alter und neuer Skala fest. Da in historischen Datensätzen, wie dem COADS-Datensatz, meist mit Hilfe der alten Skala umgerechnete Windgeschwindigkeiten enthalten sind, ist es notwendig, diese alten Umrechnungen zu korrigieren, wenn sie mit neueren Messungen verglichen werden sollen.

GARRETT et al. (1993) haben bei ihrer Analyse der COADS-Daten aus der Zunahme des Anteils der Anemometermessungen an den Windgeschwindigkeitsbestimmungen und der von KAUFELD (1981) neu berechneten Beaufort-

¹Die Beaufort-Äquivalentskala ist ein nichtlinearer Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeiten in m s^{-1} und den in der Schifffahrt üblichen Beaufort-Einheiten der Windgeschwindigkeit. Die erste Umrechnung von Beaufort-Einheiten in m s^{-1} wurde 1906 aus Beobachtungen an englischen Küstenstationen bestimmt und 1946 von der *world meteorological organization* (WMO) für den internationalen Gebrauch übernommen.

Äquivalentskala eine Korrektur für die Windgeschwindigkeiten der COADS-Daten festgelegt. Diese Korrektur wurde auch an den in dieser Arbeit verwendeten Daten vorgenommen. Der Wechsel zwischen den Meßmethoden wird von GARRETT et al. (1993) als linear angenommen. Durch die Korrektur wird ein vorher in den Windgeschwindigkeiten vorhandener langjähriger Trend tatsächlich entfernt. Eine erhebliche systematische Unsicherheit ergibt sich aus der Korrektur selbst. GARRETT et al. (1993) haben nach Arbeiten von RAMAGE (1987) und LINDAU et al. (1990) die Änderung der Meßmethoden abgeschätzt und in eine zeitabhängige Korrektur umgesetzt. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß durch die Korrektur tatsächlich vorhandene langjährige Entwicklungen der Windgeschwindigkeiten über- oder unterkorrigiert wurden.

Eine zweite Fehlerquelle könnte nach GARRETT et al. (1993) das Bestreben der Handelsschiffe sein, Gebiete mit schlechtem Wetter, also hohen Windgeschwindigkeiten, zu vermeiden. Diese Vermutung konnte allerdings noch in keiner wissenschaftlichen Untersuchung nachgewiesen werden.

Entsprechend der Arbeit von GARRETT et al. (1993) wurde für den erstgenannten Fehler eine Korrektur der Windgeschwindigkeiten vorgenommen.

Eine weitere systematische Fehlerquelle der Windgeschwindigkeitsdaten wurde von CHERNIAWSKY und CRAWFORD (1996) nachgewiesen. CHERNIAWSKY und CRAWFORD (1996) zeigen, daß in den neueren COADS-Windgeschwindigkeitsdaten die Änderung der Schiffsgröße einen Effekt auf die angegebenen Windgeschwindigkeiten hat. Sie führen dies auf die mit der Schiffsgröße zunehmende Höhe zurück, in der die Anemometer angebracht sind. Da über den hier verwendeten Zeitraum der COADS-Daten die Schiffsgröße im Mittelmeer sicherlich zugenommen hat, ist ein solcher Effekt auch in den hier verwendeten Windgeschwindigkeitsdaten zu vermuten.

Da mit der von GARRETT et al. (1993) angegebenen und hier ebenfalls angewandten Korrektur nur der Effekt des Meßmethodenwechsels korrigiert wurde, ist es wahrscheinlich, daß die systematischen, durch die langjährigen Änderungen der Bestimmungsmethoden verursachten Fehler der Windgeschwindigkeiten nicht vollständig aus den Daten entfernt werden konnten. Die korrigierten Windgeschwindigkeiten des COADS-Datensatzes sind deshalb bei der Untersuchung langjähriger Entwicklungen ebenso wie die mit Hilfe der Windgeschwindigkeiten bestimmten Verdunstungen mit Vorsicht zu verwenden.

Eine Änderung der Tiefenwassererzeugung durch Konvektion ist die direkteste Möglichkeit, die Eigenschaften des Tiefenwassers zu verändern. Sie verändert

jedoch ebenfalls die Eigenschaften der Oberflächenschicht. Aus den Arbeiten zur Konvektion im westlichen Mittelmeer ist bekannt, daß die Eigenschaften und die Volumina des neugebildeten WMDW und damit die des veränderten MAW von Jahr zu Jahr variieren (LACOMBE et al., 1985; MERTENS, 1994). Durch die zwischenjährlichen Variationen der Tiefenwassererzeugung ergeben sich ebenso zwischenjährliche Variationen der Wassermasseneigenschaften in der Oberflächenschicht. Einen langfristigen Trend der Konvektionstätigkeit, der eine langfristige Änderung der oberflächennahen Wassermasseneigenschaften hervorrufen könnte, wurde jedoch nicht gefunden. Es ist daher unwahrscheinlich, daß eine langjährige Änderung der Konvektionstätigkeit für die Zunahme des Oberflächensalzgehaltes verantwortlich ist.

Ein weiterer Prozeß, der die Salzgehalte in oberflächennahen Schichten beeinflusst, ist die Vermischung mit tieferliegenden Schichten mit anderen Salzgehalten. Dieser Prozeß tritt beispielsweise im Winter als Teil der Konvektion (z.B. SCHOTT et al., 1994) auf. Aber auch nach dem Einstrom des atlantischen Wassers durch die Straße von Gibraltar ist eine Zunahme des Salzgehaltes des einströmenden Wassers während seiner ostwärtigen Ausbreitung zu beobachten. Ein Teil dieser Zunahme erfolgt durch Vermischung mit tieferliegenden salzhaltigeren Schichten. Eine Zunahme der vertikalen Vermischung, unbeachtet, wodurch sie hervorgerufen ist, würde demnach eine Erklärung für zunehmende Salzgehalte in der oberflächennahen Schicht liefern. Ein Charakteristikum der vertikalen Vermischung ist jedoch, daß der Gesamtsalzinhalt der Wassersäule erhalten bleibt. Einzig die Verteilung des Salzes ändert sich. Erhöht sich der Salzgehalt in einem Teil der Wassersäule durch Vermischung, so muß er gleichzeitig in einem anderen Teil abnehmen. In keiner Tiefe zeigen die berechneten Trends der Salzgehalte eine derartige Abnahme. Eine stärkere Vermischung mit tieferliegenden salzhaltigeren Schichten kann somit als Ursache für die Erhöhung des Oberflächensalzgehaltes ausgeschlossen werden.

Die langjährige Entwicklung der Niederschläge im Mittelmeerraum wird hier aus Niederschlagsbeobachtungen meteorologischer Stationen bestimmt. Eine Abschätzung des Effektes von Niederschlagsänderungen auf die Oberflächensalzgehalte ergibt sich dadurch, daß die Frischwassereintragsänderung auf die gesamte Oberflächenschicht (0–70 m) verteilt wird.

Daten für Stationen rund um das westliche Mittelmeer liegen für die Jahre 1944 bis 1988 in monatlicher Auflösung vor. Aus den monatlichen Daten wurden Zeitreihen des jährlichen Niederschlages an den Stationen berechnet. Diese

Zeitreihen wurden mit Hilfe von zeitlichen EOFs analysiert. Die erste EOF erklärt 92.4% der vorhandenen Varianz des Datensatzes und zeigt damit die hohe räumliche Kohärenz der jährlichen Niederschläge. Nach der Multiplikation mit der mittleren Amplitude der ersten EOF aller 13 verwendeten Stationen ergibt sich eine Zeitreihe für den mittleren jährlichen Niederschlag im Raum des westlichen Mittelmeeres. Diese Zeitreihe ist in Abbildung 4.7 aufgetragen. Sie zeigt, daß der Niederschlag nach einem Maximum ungefähr 1960 einen abnehmenden Trend aufweist. Eine lineare Regression dieses Trends ergibt eine Abnahme von 0.036 m a^{-1} pro Dekade oder eine Abnahme um mehr als 0.1 m a^{-1} seit 1960. Dies entspricht einer Abnahme des mittleren jährlichen Niederschlages um 20%.

Über einen solchen langjährigen Trend zu geringeren Niederschlägen im Mittelmeerraum wurde schon in anderen Arbeiten berichtet (BETHOUX und GENTILI, 1994; HURRELL, 1995). Seine Ursachen und Zusammenhänge mit anderen atmosphärischen Parametern werden in Abschnitt 4.2.4 noch einmal genauer beschrieben.

Werte für den Niederschlag über dem westlichen Mittelmeer basieren auf Messungen des Niederschlages an angrenzenden Landstationen und einer Relation zwischen dem Niederschlag über Land und über See. Der Niederschlag an Landstationen ist im Mittelmeerraum deutlich höher als der über dem angrenzenden Meeresgebiet. BETHOUX (1979) gibt hierfür einen Faktor von 2 an. Dieser Faktor wurde aus dem Vergleich von Niederschlagsmessungen auf einer im Gulf of Lions verankerten Plattform (BORHA 1) und an umgebenden Landstationen bestimmt. Für die Zeitreihe in Abbildung 4.7 bedeutet dies, daß der Niederschlag über dem westlichen Mittelmeer zwischen 1960 und 1990 von etwa 0.3 m a^{-1} auf 0.25 m a^{-1} abnimmt. Die Größenordnung stimmt mit dem von BETHOUX und GENTILI (1994) für das Mittelmeer angegebenen mittleren Niederschlag von 0.31 m a^{-1} überein, der aus vergleichbaren Daten gewonnen wurde.

Während seiner Ausbreitung von der Straße von Gibraltar bis zur Umwandlung in eine mediterrane Wassermasse nimmt der Salzgehalt des MAW zu. Zwei Prozesse tragen dazu bei. Zum einen sind dies Niederschlag und Verdunstung und zum anderen gibt es vertikale Vermischung mit tieferliegenden Wassermassen mit höheren Salzgehalten. Um den Gesamteffekt der langfristig abnehmenden Niederschläge auf den oberflächennahen Salzgehalt abzuschätzen, muß die Verweildauer dieser Wassermasse im westlichen Mittelmeer bestimmt werden. Aus dem Volumentransport durch die Straße von Gibraltar von 0.9 Sv (siehe Teil 3) und dem Volumen der MAW-Schicht von $6.1 \cdot 10^{13} \text{ m}^3$ (bei einer Dicke von 70 m) ergibt sich ein Zeitraum von 2.2 Jahren, in dem das MAW-Volumen ausgetauscht werden kann. Da von dem durch die Straße von Gibraltar einströmenden Volumen ein

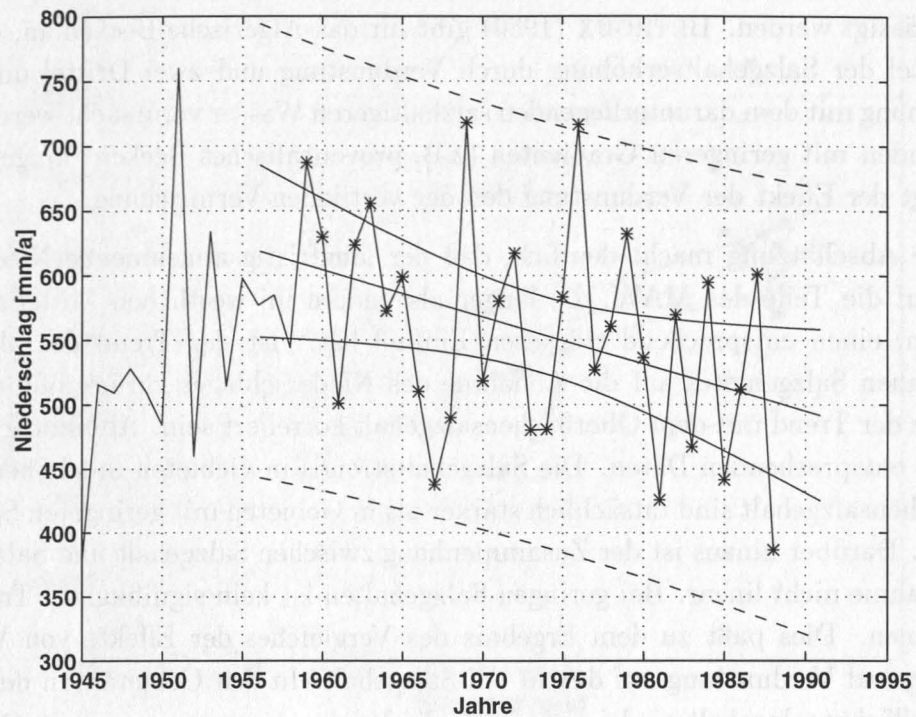


Abbildung 4.7: Mittlerer jährlicher Niederschlag im Gebiet des westlichen Mittelmeeres. Die Zeitreihe wurde durch eine EOF-Analyse der Niederschläge an meteorologischen Landstationen gewonnen. Die hier gezeigte erste zeitliche EOF erklärt 92.4% der Varianz des Datensatzes und wurde mit ihrer mittleren Amplitude an den Stationen multipliziert, um eine mit anderen Niederschlagsdaten vergleichbare Zeitreihe zu erhalten.

Teil das westliche Mittelmeer durch die Straße von Sizilien wieder verläßt, ohne am nördlichen Teil der Zirkulation teilzunehmen, ist die genannte Zeitspanne als untere Grenze zu betrachten. Eine Abschätzung des Effektes von Verdunstung und Niederschlag auf die MAW-Schicht unterstützt dies. BETHOUX und GENTILI (1994) geben für den Netto-Frischwasserverlust einen Bereich von 0.5 bis 0.9 m a^{-1} . Bei einer Zunahme des MAW-Salzgehaltes von 36.4 psu bei der Straße von Gibraltar bis auf 38.1 psu im nordwestlichen Mittelmeer ergibt sich aus dem Netto-Frischwasserverlust für die Verweildauer des MAW ein Zeitraum von 3.5 bis 6.2 Jahren. Auch dabei wurde eine Schichtdicke des MAW von 70 m angesetzt. Der Einfluß der Vermischung mit den darunterliegenden Wassermassen ist in dieser Abschätzung nicht berücksichtigt.

Diese Vermischung darf jedoch in Gebieten mit hohen vertikalen Salzgehalts-

gradienten zwischen MAW und LIW (Alboran-See und Algerisches Becken) nicht vernachlässigt werden. BETHOUX (1980) gibt für das Algerische Becken an, daß ein Drittel der Salzgehaltserhöhung durch Verdunstung und zwei Drittel durch Vermischung mit dem darunterliegenden salzhaltigeren Wasser verursacht werden. In Gegenden mit geringeren Gradienten (z.B. provençalisches Becken) hingegen überwiegt der Effekt der Verdunstung den der vertikalen Vermischung.

Diese Abschätzung macht deutlich, daß der langfristig abnehmende Niederschlag auf die Teile des MAW, die länger als andere im westlichen Mittelmeer verweilen, einen entsprechend stärkeren Einfluß hat. Ist der Trend des oberflächennahen Salzgehaltes auf die Abnahme des Niederschlages zurückzuführen, so müßte der Trend mit dem Oberflächensalzgehalt korreliert sein. Abbildung 4.8 zeigt die entsprechenden Daten. Die Salzgehaltstrends in Gebieten mit höherem Oberflächensalzgehalt sind tatsächlich stärker als in Gebieten mit geringeren Salzgehalten. Darüber hinaus ist der Zusammenhang zwischen Salzgehalt und Salzgehaltszunahme nicht linear. Bei geringen Salzgehalten ist kein signifikanter Trend zu erkennen. Dies paßt zu dem Ergebnis des Vergleiches der Effekte von Vermischung und Verdunstung auf den MAW-Salzgehalt. In den Gebieten, in denen der Oberflächensalzgehalt niedrig ist, spielt die Verdunstung eine geringere Rolle als die Vermischung, die dort von den größeren vertikalen Gradienten profitiert. In Gegenden, in denen der Salzgehalt höher ist, ist die Verdunstung wichtiger als die Vermischung. Die Auswirkungen des abnehmenden Niederschlages sollten also MAW, welches mehrere Jahre im westlichen Mittelmeer verweilt, um die Anzahl der Jahre stärker treffen als solches, welches nur ein Jahr im westlichen Mittelmeer war.

Beim Vergleich des Frischwasserhaushaltes im Jahr 1990 mit dem aus dem Jahr 1960 ergibt sich aus der Abnahme des Niederschlages und der möglichen Verweildauer von 2 bis 6 Jahren ein zusätzlicher Netto-Frischwasserverlust von 0.1 bis 0.3 m für dieses MAW. Bei einer Schichtdicke von 70 m und einem Salzgehalt von 38.1 psu bedeutet dies eine Zunahme des Salzgehaltes von 0.05 bis 0.16 psu. Dabei wurde ein ansonsten unveränderter Frischwasserhaushalt angenommen.

Auswirkungen der Abnahme des Niederschlages über den angrenzenden Landflächen auf den Frischwassereintrag durch Flüsse sind in diesem Ansatz nicht enthalten. Flußwassertransportdaten zeigen allerdings auch keine langfristigen Variationen, die nicht durch die Aufstauung erklärbar sind. Auf die Ursachen für die langjährigen Veränderungen des Niederschlages im Mittelmeerraum wird im folgenden Abschnitt noch näher eingegangen.

Die Niederschlagsabnahme, die für den Zeitraum seit 1960 in den meteorolo-

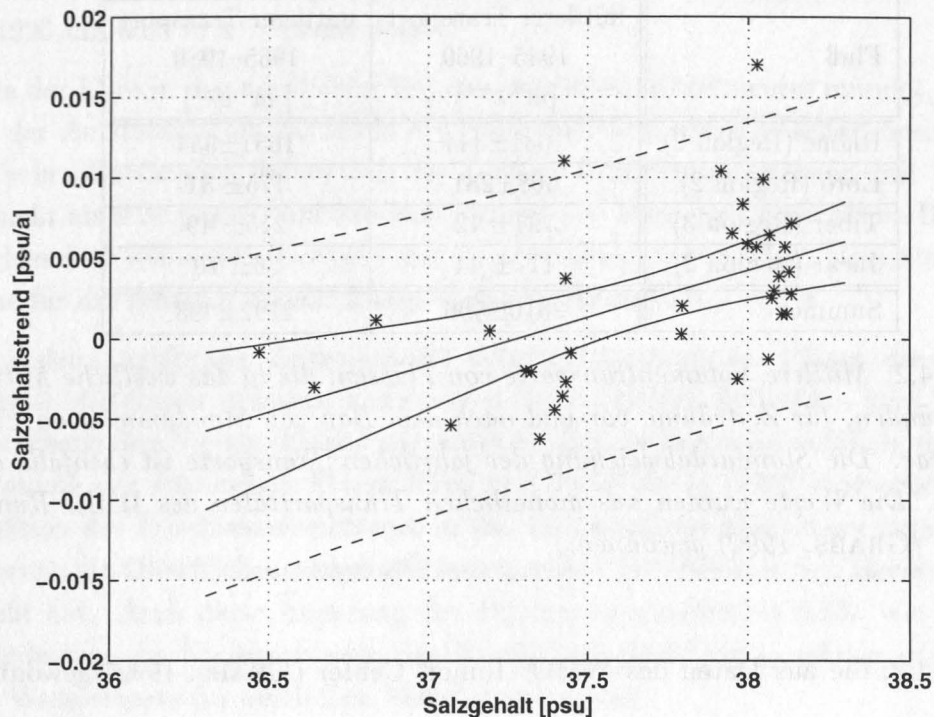


Abbildung 4.8: Langjährige Trends (Zeitraum 1955 bis 1994) des Oberflächensalzgehaltes in Abhängigkeit vom Oberflächensalzgehalt selbst. Es zeigt sich, daß bei hohen Oberflächensalzgehalten auch deren langjährige Zunahme am größten ist. Dies weist auf einen Zusammenhang zwischen der Verweildauer und der Größe der Trends hin, da der Salzgehalt mit zunehmender Verweildauer ebenfalls zunimmt.

gischen Daten zu finden ist, kann somit die Zunahme des Oberflächensalzgehaltes zumindest zur Hälfte erklären.

Der Eintrag von Frischwasser in das westliche Mittelmeer, der durch Flüsse geleistet wird, wird hier mit Hilfe von langjährigen Zeitreihen der Volumentransporte der größten Flüsse bestimmt. Der langjährige Mittelwert des Eintrages durch Flüsse in das westliche Mittelmeer beträgt nach MARTIN et al. (1980) $3330 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Dieser Wert² liegt in guter Übereinstimmung mit den Werten aus

²HARZALLAH et al. (1993) leiten aus der Arbeit von TIXERONT (1970) für das westliche Mittelmeer einen Eintrag von $7000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ab. Dabei schließen sie fälschlicherweise die gesamten Einträge italienischer Flüsse einschließlich der in das östliche Mittelmeer fließenden ein, wodurch der Frischwassereintrag in das westliche Mittelmeer erheblich überschätzt wird.

Fluß	mittlerer Transport	mittlerer Transport
	1945–1960 [m ³ s ⁻¹]	1965–1980 [m ³ s ⁻¹]
Rhone (Region 2)	1631±344	1651±354
Ebro (Region 2)	668±281	175± 81
Tiber (Region 3)	194± 42	215± 49
Jucar (Region 2)	117± 44	36± 10
Summe	2610±596	2192±493

Tabelle 4.2: *Mittlere Volumentransporte von Flüssen, die in das westliche Mittelmeer münden, für Zeiträume vor und nach dem Bau von Staudämmen an Ebro und Jucar. Die Standardabweichung der jährlichen Transporte ist ebenfalls angegeben. Die Werte wurden aus monatlichen Transportraten des WMO Runoff Centers (GRABS, 1992) gewonnen.*

Tabelle 4.2, die aus Daten des WMO³ Runoff Center (GRABS, 1992) gewonnen wurden.

Zeitreihen der Volumentransporte liegen nur für die Rhone (Frankreich) und den Ebro (Spanien) sowie die kleineren Flüsse Jucar (Spanien) und Tiber (Italien) aus den Jahren 1945 bis 1980 in monatlicher Auflösung vor. Wie aus Tabelle 4.2 ersichtlich ist, erfolgt der größte Teil (50%) des Frischwassereintrages in das westliche Mittelmeer durch die Rhone. Da die Daten der Flußwassertransporte nur bis zum Jahr 1980 reichen und zwei der Flüsse seit ca. 1962 aufgestaut werden, können langjährige Trends nicht über dem gleichen Zeitraum wie bei den anderen Untersuchungen bestimmt werden. Ein direkter Vergleich zwischen den Salzgehaltstrends und der Entwicklung der Flußwassertransporte ist damit nicht durchführbar. Für den vorliegenden Zeitraum ergibt sich, daß in den Volumentransporten keine signifikanten Trends vorhanden sind, daß jedoch die Aufstauung von Ebro und Jucar zu einer erheblichen sehr kurzfristigen Reduktion des Frischwassereintrages geführt hat.

Verteilt auf das gesamte westliche Mittelmeer, entspricht die Abnahme des Volumentransportes von Ebro und Jucar durch Aufstauung einem um 0.015 m a⁻¹ reduzierten Frischwassereintrag. Wird nur die Fläche der Region 2 als Einflußgebiet der beiden Flüsse angesetzt, so ergibt sich ein um 0.050 m a⁻¹ reduzierter Frischwassereintrag. Der Effekt der Aufstauung ist also

³WMO: world meteorological organization

von ähnlicher Größenordnung wie die Abnahme des Niederschlages zwischen 1960 und 1990 um 0.05 m a^{-1} (siehe oben).

Da der Ebro in den nördlichen Teil des westlichen Mittelmeeres mündet, sollte nach der Aufstauung die Zunahme des Salzgehaltes in diesem Gebiet besonders groß sein. Tatsächlich finden sich die größten Salzgehaltszunahmen mit Raten von mehr als 0.01 psu a^{-1} im Mündungsgebiet des Ebro im Balearischen Becken zwischen dem spanischen Festland und den Balearen. Die mittlere Salzgehaltszunahme für die gesamte Region 2 liegt dagegen nur bei 0.005 psu a^{-1} .

Aus den langjährigen Zeitreihen der Volumentransporte der Flüsse, die in das westliche Mittelmeer münden, kann wegen der zu kurzen Zeitreihen kein Trend entsprechend den Niederschlägen abgeleitet werden, jedoch wird deutlich, daß die Aufstauung der spanischen Flüsse Ebro und Jucar ab ca. 1962 eine erhebliche Reduktion des Frischwassereintrages in das nordwestliche Mittelmeer ergab, die wiederum die Oberflächensalzgehalte insbesondere des Balearischen Beckens beeinflusst hat. Auch diese Änderung des Frischwasserhaushaltes trifft, wie schon die Reduktion des Niederschlages, die Oberflächenschicht um so stärker je länger diese Wassermasse im westlichen Mittelmeer verweilt.

Zwei Änderungen der Randbedingungen des westlichen Mittelmeeres sind nach diesen Untersuchungen für den Großteil der Änderungen des Oberflächensalzgehaltes verantwortlich. Zum einen ist dies die langjährige Abnahme des Niederschlages im Mittelmeerraum und zum anderen die Aufstauung zweier spanischer Flüsse. Zwischen 1960 und 1990 wird durch diese beiden Änderungen der jährliche Frischwassereintrag in das nordwestliche Mittelmeer um 0.065 bis 0.01 m a^{-1} reduziert. Bei einer Residenzzeit des oberflächennahen Wassers (70 m) im nordwestlichen Mittelmeer von etwa 3 Jahren ergibt dies einen um 0.11 bis 0.17 psu höheren Salzgehalt.

4.2.4 Langfristige Variation der Niederschläge

Wie in Abbildung 4.7 gezeigt, nehmen im Mittelmeerraum die Niederschläge seit etwa 1960 ab. Dieser Trend fand in den achtziger Jahren seinen Ausdruck in erheblichen Dürren. Die Änderung des Niederschlages kann auf eine meridionale Verlagerung des atmosphärischen Wasserdampftransportes im nordatlantischen Raum zurückgeführt werden (HURRELL, 1995; HURRELL und VAN LOON, 1997). Diese hängt wiederum eng mit großräumigen Änderungen der Luftzirkulation,

KAPITEL 4. LÄNGERFRISTIGE VARIABILITÄT

wie sie durch den North Atlantic Oscillation Index (NAO-Index) beschrieben, zusammen. Durch die Verwendung einer Beziehung zwischen NAO-Index und Niederschlägen im Mittelmeerraum ist es hier möglich, Anomalien der Niederschläge auch nach dem Ende der Niederschlagsdaten 1988 zu treffen.

Als NAO-Index wird der Luftdruckunterschied zwischen zwei meteorologischen Stationen, von denen die eine auf der Breite der iberischen Halbinsel und die andere auf Island liegt, bezeichnet. Der Index wurde hier nach HURRELL (1995) durch den winterlichen Luftdruckunterschied zwischen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur (Island) gebildet.

Außer dem NAO-Index wurden hier COADS-Luftdruckdaten (WOODRUFF et al., 1987) für den Zeitraum 1947 bis 1992 sowie die Niederschlags- und Luftdruckmessungen meteorologischer Landstationen (VOSE et al., 1992) für den Zeitraum 1945 bis 1988 verwendet. Aus diesen Daten wurden jeweils Abweichungen der jährlichen Mittelwerte vom langjährigen Mittel berechnet und diese Anomalien dann weiter analysiert.

Die Zeitreihen weisen Schwankungen des Luftdruckes auf mehreren Zeitskalen auf. Neben zwischenjährlichen Variationen sind besonders die Schwankungen auf eine Zeitskala von 6 bis 8 Jahren ausgeprägt. Diese sind hier jedoch nicht von Interesse. Außer den beiden genannten Zeitskalen ist eine starke längerfristige Variabilität erkennbar. Geringe mittlere Drücke liegen in dem Zeitraum von etwa 1952 bis 1970 vor. Seit etwa 1960 prägt ein Anstieg des Luftdruckes die Zeitreihe. Einen sehr ähnlichen Verlauf hat der North Atlantic Oscillation Index (NAO-Index), der, mit einem Faktor 0.5 versehen, ebenfalls in Abbildung 4.9 enthalten ist.

Ein Teil der Arbeit von HURRELL (1995) bestand darin, die räumliche Struktur der den NAO-Index bildenden Luftdruckschwankungen zu untersuchen. Dazu wurde die räumliche Verteilung der Kovarianz der lokalen Luftdruckschwankungen an meteorologischen Stationen mit dem NAO-Index berechnet. Dabei zeigte sich, daß der Luftdruck über dem gesamten Mittelmeer positiv mit dem NAO-Index korreliert ist. In Abbildung 4.9 wird dies mit dem von den meteorologischen Stationen unabhängigen COADS-Datensatz noch einmal bestätigt. Die Korrelationskoeffizienten zwischen NAO-Index und den Luftdruckschwankungen aus COADS-Daten liegen bei 0.73 für das westliche und 0.64 für das östliche Mittelmeer. Der Korrelationskoeffizient zwischen dem NAO-Index und den Luftdruckanomalien der meteorologischen Stationen liegt bei 0.54. Die Signifikanzschwelle für Korrelationskoeffizienten liegt bei einer statistischen Unsicherheit von 1% bei 0.45 (TAUBENHEIM, 1969). Sowohl die Luftdruckschwankungen des westlichen als

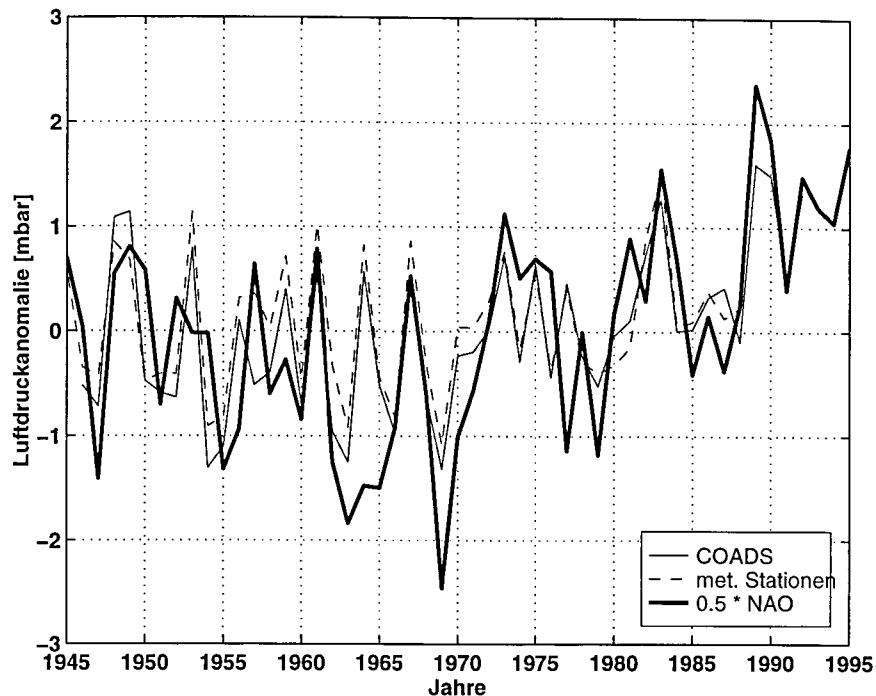


Abbildung 4.9: Luftdruckvariationen des Mittelmeerraumes aus den COADS-Daten (dünne durchgezogene Linie) und meteorologischen Stationen (dünne unterbrochene Linie). Die dicke Linie gibt den NAO-Index (multipliziert mit 0.5) wieder, der hier nach HURRELL (1995) aus der Luftdruckdifferenz zwischen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur (Island) berechnet wurde.

auch östlichen Mittelmeergebietes verlaufen also ähnlich dem NAO-Index. Die im Mittelmeerraum nach Osten hin abnehmende Korrelation der Luftdruckschwankungen ist auch in den Karten von HURRELL (1995) zu erkennen.

Das Hauptaugenmerk der Arbeit von HURRELL (1995) lag auf der Analyse der räumlichen Korrelation von winterlichen Niederschlägen mit dem NAO-Index und den sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen. Dabei stellte sich der Mittelmeerraum als Gebiet heraus, in dem der Niederschlag negativ mit dem NAO-Index korreliert ist. In Jahren mit einem hohen NAO-Index ist der Niederschlag im Mittelmeerraum also geringer als im langjährigen Mittel. ZORITA et al. (1992) finden ebenfalls eine negative Korrelation zwischen dem winterlichen NAO-Index und dem winterlichen Niederschlag an meteorologischen Stationen der iberischen Halbinsel und der Balearen (Zeitraum der Daten: 1950 bis 1980). HURRELL (1995) führt die Korrelationen zwischen NAO-Index und Niederschlag auf meri-

dionale Verlagerungen des Wasserdampftransportes in der Atmosphäre zurück. Während in Jahren mit hohem NAO-Index der Wasserdampftransport über dem Nord-Atlantik eine nördlichere Route über Skandinavien hat, liegt diese in Jahren mit geringem NAO-Index weiter südlich über dem Mittelmeerraum. Der Netto-Frischwasserfluß aus der Atmosphäre in das Mittelmeer, der sich aus der lokalen Divergenz des Wasserdampftransportes der Atmosphäre ergibt, verändert sich mit dem mittleren Weg des Wasserdampftransportes.

Auch die Luftdruck- und die Niederschlagsdaten der meteorologischen Stationen (VOSE et al., 1992) weisen einen starken Zusammenhang auf. Die beiden Zeitserien der Anomalien von den langjährigen Mitteln haben einen Korrelationskoeffizienten von -0.51 . Der Korrelationskoeffizient des NAO-Index mit den Niederschlagsanomalien liegt bei -0.45 . Sowohl NAO-Index als auch Luftdruckanomalien sind demnach mit einer Fehlerwahrscheinlichkeit von nur 1% mit den Niederschlagsschwankungen korreliert. Die hohe Korrelation zwischen den Zeitserien des Niederschlags und des Luftdruckes beschränkt sich auf den Winterzeitraum (Januar bis April) mit einem Korrelationskoeffizienten von -0.71 , während im Sommer (Juni bis September) nur ein nicht signifikanter Koeffizient von -0.23 erreicht wird. Da aber die winterlichen Niederschläge den Großteil der gesamten Niederschläge des Jahres ausmachen (siehe Abbildung 3.4), reicht die hohe Korrelation im Winter aus, auch für das gesamte Jahr eine signifikante Korrelation zu erzeugen.

In Abbildung 4.10 wurde die Regressionsgerade der jährlichen Niederschlagsanomalien auf die jährlichen Druckanomalien bestimmt. Der Regressionskoeffizient hat einen Wert von -0.039 (m a^{-1}) pro mbar. Die analoge Regression zwischen NAO-Index und Niederschlagsanomalien ergibt -0.012 (m a^{-1}) pro mbar Druckdifferenz zwischen Lissabon und Stykkisholmur. Die Ergebnisse der Regression und die langjährige Zeitreihe des NAO-Index ermöglichen nun eine Abschätzung der langjährigen Niederschlagsentwicklung im Mittelmeerraum auch über den Zeitraum der Niederschlagsdaten (bis 1988) hinaus. Der Anstieg des NAO-Index seit etwa 1960 um 8 mbar entspricht demnach einer Verringerung des Niederschlages über dem Mittelmeerraum um nahezu 0.1 m a^{-1} . Der Mittelwert der Jahresniederschläge der meteorologischen Stationen beträgt 0.58 m a^{-1} (siehe Abbildung 4.7). Damit ergibt sich mit der Zunahme des NAO-Index seit 1963 eine Abnahme des Niederschlags über dem Mittelmeerraum um 17%.

Die langjährige Zeitreihe des NAO-Index aus der Arbeit von HURRELL (1995) zeigt, daß es in den vergangenen 130 Jahren größere Variabilitäten in der Lage und Richtung der zonalen Luftströmungen über dem Nord-Atlantik gegeben hat. Diese gingen durch Verlagerungen des atmosphärischen Feuchtetransportes mit

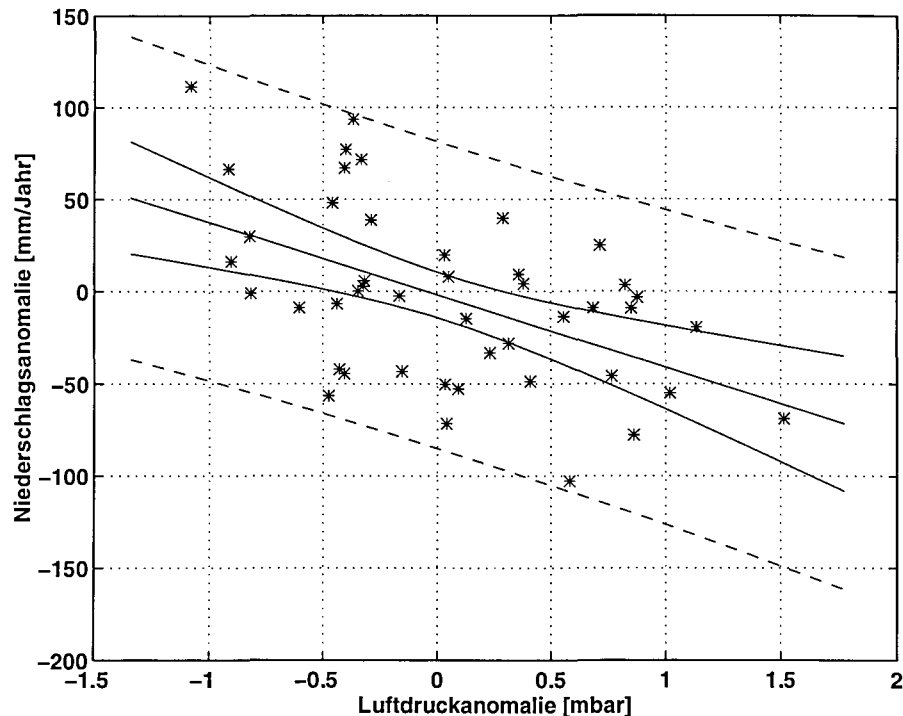


Abbildung 4.10: *Regressionsgerade zwischen der Abweichung des jährlichen Niederschlags meteorologischer Stationen vom langjährigen Mittel und der analog berechneten Luftdruckanomalie. Der Korrelationskoeffizient zwischen den Zeitreihen (1945 bis 1988) beträgt -0.51 und ist damit mit einer Fehlerwahrscheinlichkeit von weniger als 1% signifikant. Anstelle der Luftdruckanomalien an den Stationen kann mit ähnlichem Ergebnis auch der NAO-Index verwendet werden (Korrelationskoeffizient: -0.45).*

Netto-Frischwasserflußänderungen über verschiedenen Gebieten einher. Eines der Gebiete, in denen der Niederschlag mit der Zunahme des NAO-Index abnahm, ist der Mittelmeerraum. Die Zeitreihe zeigt auch, daß gerade in den letzten 30 Jahren ein starker Anstieg des NAO-Index zu verzeichnen ist. Korrelationsanalysen zwischen NAO-Index, zwischenjährlichen Schwankungen des Luftdrucks und dem jährlichen Niederschlag im Mittelmeerraum zeigen, daß mit der Zunahme des NAO-Index um 8 mbar eine Niederschlagsabnahme um etwa 20% einhergeht. Neueste Ergebnisse zeigen, daß der NAO-Index im Winter 1995/1996 einen extrem niedrigen Wert gehabt hat, nachdem er im Winter 1994/1995 einen extrem hohen Wert hatte. Mit dieser Veränderung gingen in Bestätigung der Analyse von HURRELL (1995) im Mittelmeerraum sehr geringe Niederschläge im Winter 1994/1995 und hohe Niederschläge im Winter 1995/1996 einher. Umgekehrte

Niederschlagsanomalien fanden sich im gleichen Zeitraum über Nordeuropa.

4.3 Mehrjährige Schwankungen von Wassermasseneigenschaften und Wärmeflüssen

Außer den trendartigen Entwicklungen, die im vorherigen Kapitel untersucht wurden, gibt es im westlichen Mittelmeer Schwankungen der Wassermasseneigenschaften und Randbedingungen auf Zeitskalen von Jahren bis Dekaden. Diese werden hier beschrieben.

4.3.1 Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen im Zwischenwasser

Die Analyse der Temperaturanomalien (siehe Kapitel 2) des nordwestlichen Mittelmeeres ergibt, daß in diesem Gebiet in den vergangenen 30 Jahren eine ausgeprägte Variabilität mit Zeitskalen von einigen Jahren bis hin zu Dekaden aufgetreten ist (siehe Abbildung 4.2). Die Zeitreihe der Anomalien zeigt zwei ausgeprägte Maxima in den Jahren 1972 und 1977 mit Temperaturanomalien von mehr als 0.2 °C über dem langjährigen monatlichen Mittel. Demgegenüber stehen minimale Temperaturen in den Jahren 1970, 1976 und 1987 mit negativen Anomalien von bis zu -0.15 °C . Die Jahre 1981 bis mindestens 1989 (danach weist der Datensatz größere Lücken auf) sind durch anhaltend niedrige Temperaturen gekennzeichnet. Die Amplitude der langfristigen Anomalien im nordwestlichen Mittelmeer ist mit $\pm 0.15\text{ °C}$ von vergleichbarer Größe wie die saisonalen Temperaturänderungen in der gleichen Tiefe (siehe Abbildung 3.14).

Für die Jahre vor 1968 kann keine sichere Aussage über die Temperaturschwankungen gemacht werden, da der Tiefenbereich unterhalb von etwa 280 m in dieser Zeit nur mit Kipp-Thermometermessungen, d.h. mit diskreter vertikaler Auflösung, untersucht werden konnte. Die ab 1968 verwendeten XBTs führten in dem Tiefenbereich des LIW zu einer viel höheren Datendichte. Die zwischenjährliche Variabilität vor und nach 1968 ist vergleichbar groß, jedoch ist die Zeitreihe wegen der geringeren Datendichte vor 1968 lückenhaft und ver-rauscht.

Eine Andeutung, daß die ausgeprägte Variabilität der Zwischenwassertemperaturen auch in anderen Datensätzen vorhanden, aber wegen anderer Bearbeitungsmethoden nicht gefunden worden ist, erkennt man in der Arbeit von SPARNOCCHIA et al. (1995). Deren langjährige Zeitreihe der Zwischenwassertemperaturen für die Ligurische See zeigt außer dem von ihnen angegebenen Erwärmungstrend eine mehrjährige Variabilität der Temperaturen, die den in Abbildung 4.2 gezeig-

ten Schwankungen ähnlich ist.

Die beiden Maxima der Temperaturen in 1972 und 1977 sind durch schnelle Zunahmen innerhalb eines Jahres um mehr als 0.2 °C und langsamere Abnahmen um den gleichen Betrag innerhalb von drei bis vier Jahren gekennzeichnet. Die Quelle dieser vergleichsweise kurzfristigen Änderungen der Temperaturen ist unklar.

Bei den ausgeprägten Temperaturschwankungen stellt sich die Frage, ob die Variabilität auf die Temperatur begrenzt ist oder ob der Salzgehalt vergleichbaren Schwankungen unterliegt. Temperaturanomalien alleine wären über die Zustandsgleichung $\rho = \rho(p, T, S)$ mit entsprechenden Dichteänderungen verbunden. Mit den Temperaturschwankungen korrelierte Salzgehaltsänderungen können hingegen, bei entsprechendem Regressionskoeffizienten, eine Erhaltung der Dichte trotz Änderungen in Temperatur und Salzgehalt ergeben. Die in Abbildung 4.2 gezeigten Temperaturanomalien sind mit den Salzgehaltsanomalien wegen der sehr unterschiedlichen zugrundeliegenden Datensätze nicht direkt vergleichbar (siehe dazu Kapitel 2). Daher werden zum direkten Vergleich mit den Salzgehaltsanomalien die Temperaturanomalien aus Kipp-Thermometerdaten herangezogen, die einen etwa gleichgroßen Datensatz bilden.

In Abbildung 4.11 sind die monatlichen Anomalien der historischen Temperaturen und Salzgehalte für das nordwestliche Mittelmeer gegeneinander aufgetragen. Die Werte sind monatliche Anomalien dreier $1^\circ \times 1^\circ$ -Anomalie-Boxen. Das unterlegte Dichtefeld ist auf die Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt für das untersuchte Meeresgebiet in 325 m Tiefe bezogen ($\theta = 13.25\text{ °C}$, $S = 38.49\text{ psu}$). Die Temperatur- und Salzgehaltsanomalien verhalten sich dichteerhaltend. Eine lineare Regression der Temperaturanomalien auf die Salzgehaltsanomalien ergibt einen Regressionskoeffizienten von $3.40 \pm 0.35\text{ °C psu}^{-1}$. Konstante Dichte ergibt sich bei einer Steigung von 3.58 °C psu^{-1} . Die Temperatur- und Salzgehaltsvariationen im Zwischenwasser sind danach dichteerhaltend.

Räumliche Ausdehnung der LIW-Anomalien

Temperaturanomalien der Zwischenwasserschicht finden sich nicht nur im nordwestlichen Mittelmeer (siehe Abbildung 4.2), sondern auch in den anderen Teilen des westlichen Mittelmeeres (siehe Abbildung 4.12). Wegen der schlechteren Datenüberdeckung in den anderen Teilen sind die Anomalien dort weniger gut bestimmt und weisen eine größere Streuung auf. Abbildung 4.12 zeigt jedoch, daß im gesamten westlichen Mittelmeer nach niedrigen Temperaturen vor etwa 1971

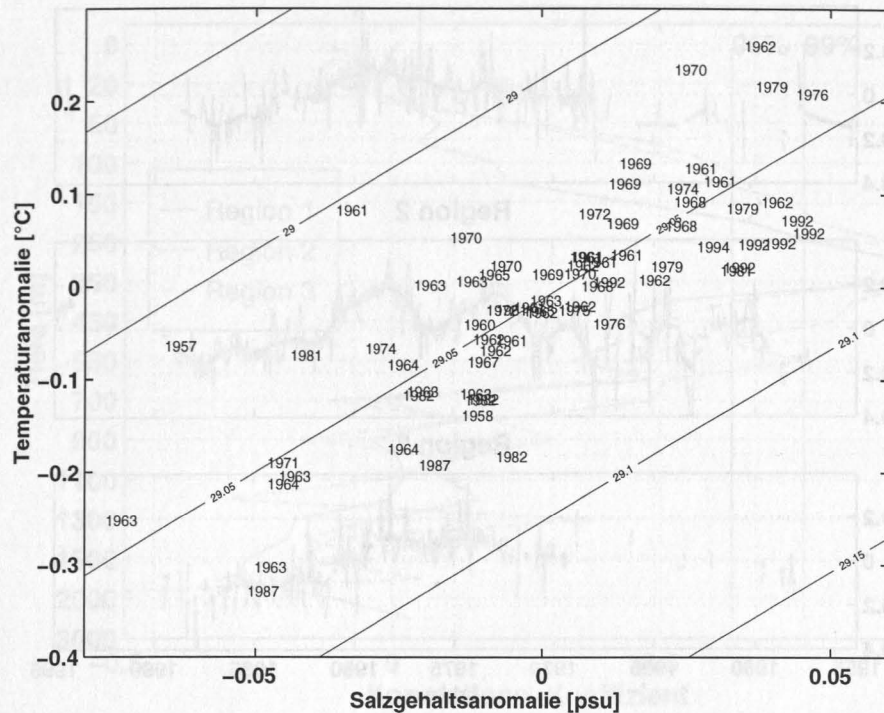


Abbildung 4.11: Temperatur-Salzgehaltsdiagramm von Anomalien der Zwischenschicht (275–375 m) des nordwestlichen Mittelmeeres. Die einzelnen Anomalien sind an ihrer entsprechenden Position mit dem Jahr ihres Auftretens eingetragen. Unterlegt ist das auf die Mittelwerte von Temperatur ($\theta = 13.25 \text{ }^\circ\text{C}$) und Salzgehalt ($S = 38.49 \text{ psu}$) des untersuchten Gebietes bezogene Dichtefeld. Die schwache Salzgehaltsdatenbasis verhindert, daß sich warme/salzreiche von kalten/salzarmen Phasen signifikant voneinander trennen lassen (siehe auch Abbildung 4.4).

eine Phase mit erhöhten Temperaturen von 1972 bis 1981 auftrat, der wiederum niedrige Temperaturen folgten. Die zwei im nordwestlichen Mittelmeer (Region 2) in der warmen Phase sichtbaren Temperaturmaxima sind in den Anomalien der anderen beiden Regionen (1 und 3) nicht zu erkennen.

Der Temperaturunterschied zwischen warmen und kalten Phasen ist in Region 2 mit $\pm 0.15 \text{ }^\circ\text{C}$ etwa anderthalbmal so groß wie in den anderen beiden Regionen. Dieser Unterschied möglicherweise nur auf die schwächere Datenbasis in den Regionen 1 und 3 zurückzuführen.

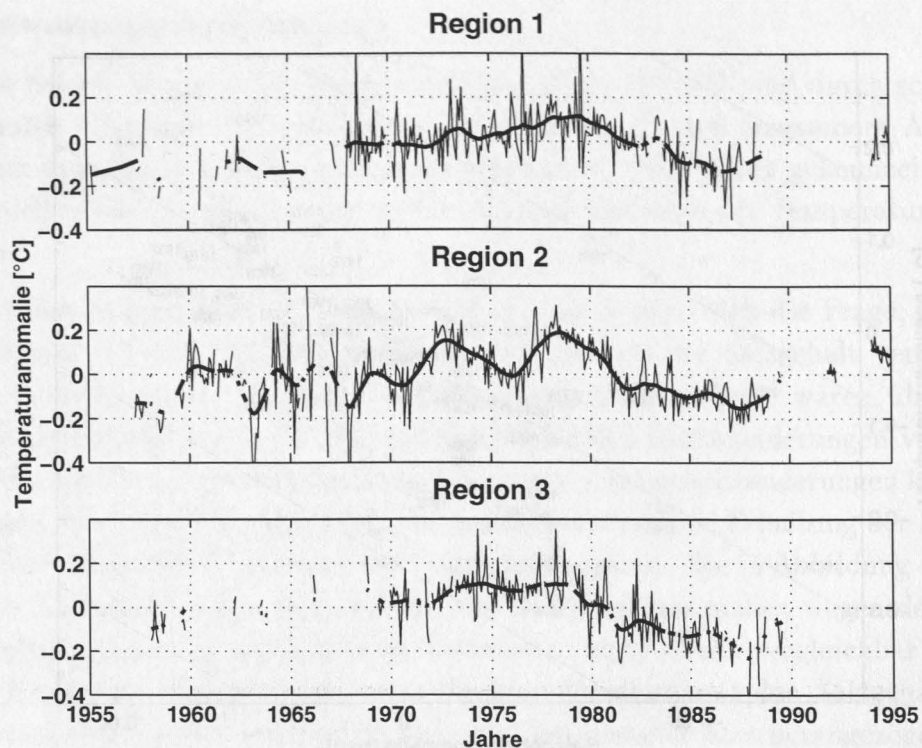


Abbildung 4.12: Temperaturanomalien zwischen 275 und 375 m für die drei Regionen. Die dünne Linie gibt die Mittelwerte der Anomalien in monatlicher Auflösung wieder. Für die dicke Linie wurden die monatlichen Daten mit einem laufenden Mittel mit dreieckiger Gewichtung über 23 Punkte gefiltert. Der Unterschied zu den Temperaturen in Abbildung 4.4, die die gleiche Größe darstellen, ist beachtlich und wird nur durch die unterschiedlichen Datensätze (mit und ohne Bathythermographdaten) verursacht.

Vertikale Ausdehnung der LIW-Anomalien

Die vertikale Ausdehnung der mehrjährigen Zwischenwassertemperaturanomalien ergibt sich aus der Korrelation der Zeitserie für die Tiefen 275–375 m mit den entsprechenden Zeitserien für die übrigen Tiefen der Klimatologie. Die Korrelationen wurden getrennt für die drei Regionen berechnet. Abbildung 4.13 zeigt die Korrelationskoeffizienten für die verschiedenen Tiefen. Statistisch signifikante Korrelation (Fehlerwahrscheinlichkeit kleiner als 1%) findet sich in Region 2, in der die Datenbasis am besten ist, in dem Tiefenbereich von 150 bis 550 m. Dieser Bereich entspricht der vertikalen Ausdehnung des Levantinischen Zwischenwassers im nordwestlichen Mittelmeer. In den anderen beiden Regionen ist die vertikale Ausdehnung der signifikanten Korrelationen geringer. Die schwache Datenbasis

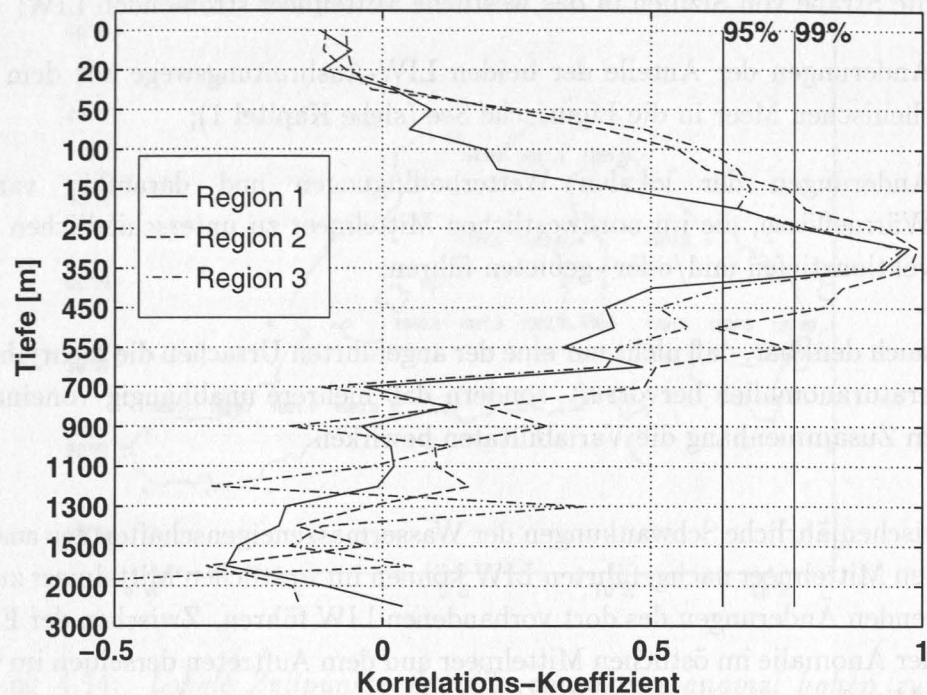


Abbildung 4.13: Die vertikale Ausdehnung der Zwischenwassertemperaturanomalien zeigt sich in den Korrelationen der einzelnen Tiefenschichten mit den Variationen in 275–375 m. Die Korrelationen wurden für die drei Regionen getrennt berechnet. Die 95%- und 99%-Signifikanzgrenzen für die Korrelationskoeffizienten sind ebenfalls eingezeichnet. Die Tiefenachse ist in dieser Abbildung wieder nichtlinear dargestellt.

ist wahrscheinlich auch hier der Grund für reduzierte Korrelationen.

Die gefundene dekadische Variabilität der Temperaturen ist nach dieser Analyse im nordwestlichen Mittelmeer und wahrscheinlich auch im restlichen westlichen Mittelmeer in der gesamten Zwischenwasserschicht vorhanden, die darüber- und darunterliegenden Schichten der Wassersäule sind hingegen nicht mit der zwischenjährlichen Variabilität korreliert.

Mögliche Ursachen für die LIW-Anomalien

Mehrere Ursachen sind für die Temperatur- und die damit korrelierten Salzgehaltsanomalien des LIW im nordwestlichen Mittelmeer denkbar. Im einzelnen sind dies:

- zwischenjährliche Schwankungen der Temperaturen/Salzgehalte des durch die Straße von Sizilien in das westliche Mittelmeer strömenden LIW;
- Änderungen der Anteile der beiden LIW-Ausbreitungswege aus dem Tyrrenischen Meer in die Ligurische See (siehe Kapitel 1);
- Änderungen der lokalen Wetterbedingungen und daraufhin variable Wärmeflüsse, die im nordwestlichen Mittelmeer zu unterschiedlichen Konvektionstiefen und/oder -gebieten führen;

Es ist auch denkbar, daß nicht nur eine der angeführten Ursachen die mehrjährigen Temperaturanomalien hervorruft, sondern daß mehrere unabhängig voneinander oder im Zusammenhang die Variabilitäten bewirken.

Zwischenjährliche Schwankungen der Wassermasseneigenschaften des aus dem östlichen Mittelmeer nachgeführten LIW können im westlichen Mittelmeer zu entsprechenden Änderungen des dort vorhandenen LIW führen. Zwischen der Erzeugung der Anomalie im östlichen Mittelmeer und dem Auftreten derselben im westlichen Mittelmeer ist eine zeitliche Verschiebung von einigen Jahren zu erwarten (ROETHER et al., 1996). Ebenso kann das gesamte LIW des westlichen Mittelmeeres nicht instantan ausgetauscht werden, so daß auch hier eine Erwärmung allmählich und mit regional unterschiedlichen zeitlichen Verschiebungen zu erwarten ist. Der Volumentransport des LIW durch die Straße von Sizilien von etwa 1.2 Sv (gemäß Tabelle 3.2) ergibt eine Austauschzeit des gesamten LIW-Volumens im westlichen Mittelmeer von mehr als 4 Jahren.

Eine kürzere Zeitskala ergibt sich über die Ausbreitungsgeschwindigkeit des LIW im westlichen Mittelmeer in den Randströmen. Ein Temperaturanomalie-Signal, welches die Straße von Sizilien passiert, kann sich durch die Ausbreitung des LIW in der Form von Randströmen sehr viel schneller in Gebiete, die in engem Kontakt mit den Randströmen stehen, ausbreiten. Ein Ausbreitungsweg des LIW (siehe Kapitel 1) führt von der Straße von Sizilien aus in zyklonaler Richtung um das Tyrrenische Meer, durch die Straße von Sardinien, entlang den Westküsten von Sardinien und Korsika sowie in zyklonaler Richtung um die Ligurische See bis zur französischen Mittelmeerküste. Die Wegstrecke beträgt etwa 2000 km. Bei einer Ausbreitungsgeschwindigkeit von 5 cm s^{-1} erreicht ein Signal, welches die Straße von Sizilien passiert, das Konvektionsgebiet im Gulf of Lions nach 1.2 Jahren. Bei der kürzeren Variante der Zwischenwasserausbreitung durch die Straße von Korsika sollte das Signal die Strecke von der Straße von Sizilien bis zum Gulf of Lions in weniger als einem Jahr zurücklegen können. Die weitere

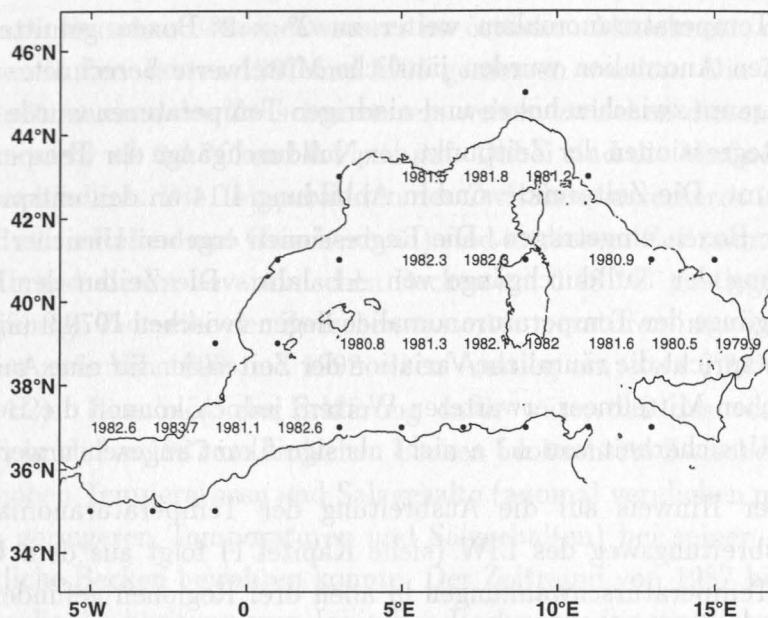


Abbildung 4.14: Lokale Zeitpunkte des Übergangs von anomal hohen zu anomal niedrigen Temperaturen in der Zwischenwasserschicht (vergleiche Abbildung 4.12). Die Zeitpunkte wurden durch eine lineare Regression der Temperaturanomalien eines um die Nulldurchgänge der Anomalien zentrierten Zeitintervalls berechnet. Zu kurze Zeitreihen (weniger als ein Drittel der möglichen Anomalien besetzt) sind mit einem Punkt markiert.

Ausbreitung vom Gulf of Lions bis zur Straße von Gibraltar (siehe Kapitel 1) sollte bei gleicher Geschwindigkeit und Wegstrecke ebenfalls innerhalb von wenig mehr als einem Jahr stattfinden. Nach diesem Szenario müßte eine durch die Straße von Sizilien advehierte Temperaturanomalie nach 2 bis 3 Jahren nahe der Straße von Gibraltar sichtbar werden.

Die Abschätzungen von Zeitskalen für die Ausbreitung des LIW im westlichen Mittelmeer zeigen, daß es bei ausreichender Datendichte und -qualität möglich sein sollte, die Ausbreitung einer LIW-Temperaturanomalie im westlichen Mittelmeer zu verfolgen. Die Analyse der Ausbreitung mit Hilfe von zeitlich verschobenen Korrelationen ist in diesem Fall nicht sinnvoll, da sich der zeitliche Verlauf der Temperaturschwankungen zwischen den Regionen unterscheidet.

Eine grobe Bestimmung der Ausbreitung der Temperaturanomalien wird hier anhand des Zeitpunktes der Änderung von positiven zu negativen Temperaturanomalien versucht. Diese Änderung fällt in den Zeitraum der besten Da-

tenüberdeckung. Für die Berechnung wurden die in Kapitel 2 beschriebenen $1^\circ \times 1^\circ$ -Temperaturanomalien weiter zu $2^\circ \times 2^\circ$ -Boxen gemittelt. Von den monatlichen Anomalien wurden jährliche Mittelwerte berechnet. Aus dem Übergangszeitraum zwischen hohen und niedrigen Temperaturen wurde mit Hilfe von linearen Regressionen der Zeitpunkt der Nulldurchgänge der Temperaturanomalien bestimmt. Die Zeitpunkte sind in Abbildung 4.14 an den entsprechenden Positionen der Boxen eingetragen. Die Regressionen ergeben Unsicherheiten bei der Bestimmung der Nulldurchgänge von ± 1 Jahr. Die Zeiten der berechneten Nulldurchgänge der Temperaturanomalien liegen zwischen 1979.9 und 1983.7. Tatsächlich entspricht die räumliche Variation der Zeiten den für eine Ausbreitung aus dem östlichen Mittelmeer erwarteten Werten, jedoch können die Berechnungen bei einer Unsicherheit von ± 1 a nicht als signifikant angesehen werden.

Ein anderer Hinweis auf die Ausbreitung der Temperaturanomalien entlang dem Ausbreitungsweg des LIW (siehe Kapitel 1) folgt aus dem Umstand, daß ähnliche Temperaturschwankungen in allen drei Regionen gefunden werden können. Da im Tyrrhenischen Meer keine tiefe Konvektion bis in die Zwischenwasserschicht vorkommt und da das Zwischenwasser diesen Teil des westlichen Mittelmeeres nur durch die Straße von Sizilien erreicht, kommt für die Ausbreitung der Temperaturanomalien nur eine Advektion aus dem östlichen Mittelmeer in das Tyrrhenische Meer und dann weiter in das provençalische Becken in Frage.

Liegt die Quelle der mehrjährigen Zwischenwasseranomalien im östlichen Mittelmeer, so müßten dort vergleichbar große Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen aufgetreten sein. Daß im östlichen Becken erhebliche Variabilitäten der Eigenschaften der Wassermassen, die dort gebildet werden, auftreten können, wurde in mehreren Arbeiten festgestellt.

HECHT (1992) beschreibt die Veränderungen von LIW und MAW im Levantinischen Becken zwischen 1979 und 1984. Er bestimmt die Zunahmen des Salzgehaltes zu 0.07 psu für das LIW und 0.15 psu für das MAW. Diese Zunahme muß nach seinen Messungen innerhalb eines Jahres (1982) aufgetreten sein. Die in den Analysen dieser Arbeit gefundene Variabilität der Salzgehalte und Temperaturen des westlichen Mittelmeeres ist damit von der gleichen Größenordnung (siehe Abbildung 4.11) wie die im östlichen Mittelmeer gefundene.

ROETHER et al. (1996a) ermittelten zwischen 1987 und 1995 eine großräumige Veränderung der Salzgehalte im Tiefenwasser des östlichen Mittelmeeres um mehr als 0.05 psu und führen dies auf die Erzeugung von Tiefenwasser in der Ägäis zurück. Dieses weist andere Charakteristika auf als das Tiefenwasser, das in den Jahren vor 1987 in der Adria gebildet wurde.

In einer anderen Arbeit vergleichen ROETHER et al. (1996b) die Charakteristika des Levantinischen Zwischenwassers im östlichen Mittelmeer, die während zweier Reisen in den Jahren 1987 und 1995 gemessen wurden. Die Temperatur- und Salzgehaltsmaxima des Zwischenwassers weisen zwischen diesen Reisen Variationen um mehr als $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ und 0.1 psu auf. Dabei sind die Veränderungen regional unterschiedlich. Die Temperaturen des Zwischenwasserkerns im Ionischen Becken (zwischen Italien und Griechenland) sind in diesem Zeitraum um $0.23\text{ }^{\circ}\text{C}$ gefallen, während die im Levantinischen Becken um $0.16\text{ }^{\circ}\text{C}$ gestiegen sind. Die eigene langjährige Zeitreihe der Zwischenwassertemperaturen im westlichen Mittelmeer weist zwischen 1990 und 1992 einen Anstieg um etwa $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ auf (siehe Abbildung 4.2). Eine mögliche Erklärung dafür wäre, daß das von ROETHER et al. (1996) im Jahre 1987 im Ionischen Becken beobachtete Zwischenwasser seine anomal hohen Temperaturen und Salzgehalte (anomal verglichen mit den 1995 gemessenen geringeren Temperaturen und Salzgehalten) bei seiner Ausbreitung bis ins westliche Becken bewahren konnte. Der Zeitraum von 1987 bis etwa 1991 ist dabei für die Ausbreitung vom Ionischen Becken bis ins westliche Mittelmeer durchaus realistisch. Bedenkt man, daß ROETHER et al. (1996) in 1995 wieder deutlich geringere Zwischenwassertemperaturen und -salzgehalte gemessen haben, so sollte im westlichen Mittelmeer in den nächsten Jahren wieder eine Abnahme der Zwischenwassertemperaturen und -salzgehalte zu erwarten sein.

Diese drei Arbeiten zeigen, daß im östlichen Mittelmeer großräumige und kurzfristige Veränderungen der Eigenschaften der Wassermassen in ausreichender Amplitude auftreten. Die spärlichen historischen Daten aus dem östlichen Mittelmeer erlauben jedoch keine systematische Analyse der langjährigen Variationen, wie sie in dieser Arbeit für das westliche Mittelmeer durchgeführt wurden. Eine Verfolgung der Ausbreitung von langjährigen Variationen der Zwischenwassereigenschaften vom östlichen bis ins westliche Mittelmeer ist daher ebenfalls nicht möglich. Regelmäßigere Messungen im östlichen Mittelmeer über Zeiträume, die länger sind als die gefundenen Zeitskalen der Zwischenwasservariationen, könnten wesentlich zu einem besseren Verständnis der Anomalien beitragen.

Als zweite mögliche Ursache für die Temperaturanomalien im nordwestlichen Mittelmeer wurde eine Veränderung der Anteile der Zwischenwasserausbreitung aus Region 3 in die Region 2 aufgeführt. Eine verstärkte Ausbreitung des LIW vom Tyrrhenischen Meer (Region 3) durch die Straße von Korsika in die Ligurische See (Region 2) sollte wegen der kürzeren Wegstrecke und der daraus resultierenden geringeren Vermischung des LIW mit umliegenden Wassermassen zu höheren Temperaturen und Salzgehalten des LIW in Region 2 führen. Da

jedoch zumindest die Temperaturanomalien auf dekadischer Zeitskala sowohl in Region 2 als auch in Region 3 auftreten, werden diese nicht durch variierende Anteile der Ausbreitungswege gesteuert. Ob Unterschiede in den Ausbreitungswegen für die kürzerfristigen Variationen der Temperatur in Region 2 (Zunahme um $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ innerhalb von 1 bis 2 Jahren) verantwortlich sind, kann dagegen nicht ausgeschlossen werden. Auch die Trennung der erhöhten Temperaturen in zwei Maxima in Region 2 könnte auf lokale Variationen der Zwischenwasserzufuhr hinweisen, da diese Trennung in den Daten aus Region 3 nicht zu erkennen ist.

Eine weitere mögliche Ursache für die mehrjährigen Variabilitäten der Zwischenwassertemperaturen zumindest in Region 2 sind Variationen der Konvektionstätigkeit im nordwestlichen Mittelmeer. Diese könnten sowohl durch Variationen der Wärmeverluste selbst als auch durch Variationen des Preconditionings gesteuert werden. In seiner Arbeit hat MERTENS (1994) mit Hilfe eines Deckschichtmodells die Auswirkungen zwischenjähriger Variationen der meteorologischen Bedingungen auf Konvektionstiefe und Tiefenwassereigenschaften untersucht. Dabei zeigte sich, daß die meteorologischen Bedingungen starke Auswirkungen auf die Konvektionstätigkeit hatten. Die Zeitreihe der Konvektionstiefen, die MERTENS (1994) aus den Modellierungen erhielt, zeigte jedoch keine eindeutige Übereinstimmung mit der Zeitserie der Zwischenwassertemperaturanomalien. Ein Problem, das für die Unterschiede verantwortlich sein kann, ist, daß bei der Modellierung von einem konstanten Anfangsprofil ausgegangen und nur die meteorologischen Bedingungen variiert wurde. Eine mögliche Rückwirkung der Zwischenwassereigenschaften auf die Konvektion und damit auf die Erneuerung des Zwischenwassers konnte mit dem Ansatz des eindimensionalen Deckschichtmodells nicht untersucht werden.

Eine Beeinflussung der Zwischenwassereigenschaften im nordwestlichen durch lokale meteorologische Einflüsse kann deshalb nicht ausgeschlossen werden. Jedoch erscheint ein Zusammenhang mit der großräumigen Variabilität des Zwischenwassers auf der Zeitskala von 10 Jahren unwahrscheinlich.

Die ozeanographischen Daten geben keinen eindeutigen Aufschluß über die Quelle der LIW-Anomalien. Alle aufgeführten Möglichkeiten für die Ursachen haben jedoch ihren Ursprung in Variabilitäten der Randbedingungen des Mittelmeeres, die entweder die Wassermassenbildung oder die Zirkulation steuern. Eine Betrachtung der langjährigen Variationen der Oberflächenwärmeflüsse könnte Informationen darüber geben, ob diese für die Zwischenwasseranomalien verantwortlich sind. Sie werden daher im folgenden Abschnitt aus den COADS-Daten

berechnet.

4.3.2 Langjährige Variabilität der Wärmeflüsse

Die Daten des COADS-Datensatzes liegen für den Zeitraum von 1946 bis 1992 in monatlicher Auflösung für das gesamte Mittelmeer vor. Der Datensatz enthält mit Ausnahme des Niederschlages alle zur Berechnung der großräumigen Oberflächenflüsse notwendigen meteorologischen Parameter. Zur Untersuchung von Einflüssen des Windstresses auf die Zirkulation im Mittelmeer sind die Daten hingegen ungeeignet, da die horizontale Auflösung von nur $2^\circ \times 2^\circ$ dafür nicht ausreicht.

Die in Abbildung 4.15 gezeigten Wärmeflußzeitreihen wurden entsprechend den Bulk-Formeln aus der Arbeit von GILMAN und GARRETT (1994) berechnet (siehe Anhang B). Die Wärmeflüsse wurden für das westliche und das östliche Mittelmeer getrennt als flächengewichtete Mittelwerte der COADS-Gitterpunkte berechnet. Die Zeitreihe wurde mit einem laufenden Mittel mit dreieckiger Gewichtsfunktion gefiltert, um das saisonale Signal der Wärmeflüsse zu entfernen. Diese Art von Filter wurde auch von GARRETT et al. (1993) verwendet und entfernt bei einer entsprechend gewählten Breite des Dreiecks saisonale und höherfrequente Signale.

Die beiden Becken des Mittelmeeres werden hier getrennt behandelt, da die Wärmeflüsse der Becken jeweils für die Eigenschaften anderer Wassermassen verantwortlich sind. Die Wärmeflüsse im östlichen Mittelmeer beeinflussen die Eigenschaften des LIW, die des westlichen hingegen die Eigenschaften des WMDW. Die Wärmeflüsse des östlichen und des westlichen Mittelmeeres zeigen in ihren zwischenjährlichen Variabilitäten sowohl Übereinstimmungen als auch Unterschiede. So gibt es eine ganze Reihe von Jahren (1950, 1957, 1965, 1974, 1980), die sich gleichzeitig in beiden Becken durch positive bzw. negative Abweichungen der Jahresmittel der Wärmeflüsse vom langjährigen Mittel auszeichnen. Es gibt aber auch Unterschiede zwischen den beiden Becken des Mittelmeeres. Auf dekadischer Zeitskala weisen beide Becken eine Phase negativer Wärmeflüsse in den Jahren 1955 bis 1970 und positiver Wärmeflüsse in den Jahren 1970 bis 1980 auf. Diese langjährige Variabilität ist im westlichen Mittelmeer stärker ausgeprägt als im östlichen.

GARRETT et al. (1993) zeigten, daß die zwischenjährliche und dekadische Variabilität der mittleren Wärmeflüsse keinen offensichtlichen Zusammenhang mit den Oberflächentemperaturen aufweist. Auch zu den LIW-Anomalien aus dem

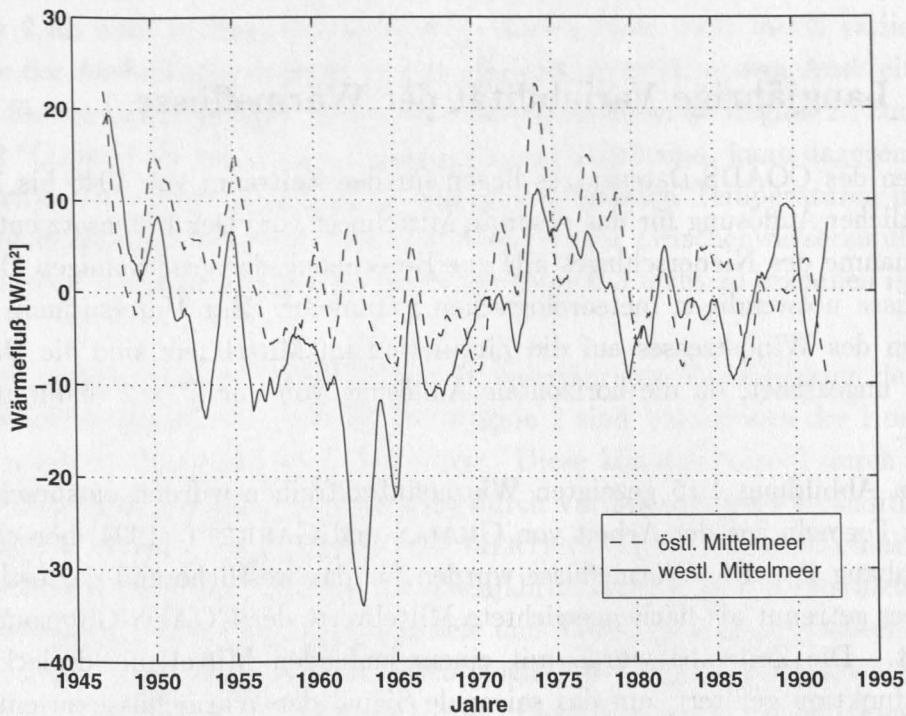


Abbildung 4.15: Mittlere jährliche Wärmeflüsse des westlichen und des östlichen Mittelmeeres. Die beiden Zeitreihen wurden entsprechend den Formulierungen von GILMAN und GARRETT (1994) aus den COADS-Daten in monatlicher Auflösung berechnet. Zum Entfernen des saisonalen Signals wurde wieder ein laufendes Mittel über 23 Punkte mit dreieckiger Gewichtsfunktion verwendet.

vorherigen Abschnitt besteht kein offensichtlicher Zusammenhang.

4.3.3 Temperaturschwankungen an der Oberfläche

Zur Analyse der Meeresoberflächentemperaturen stehen zwei unabhängige Datensätze zur Verfügung. Zum einen ist dies der COADS-Datensatz mit Beobachtungen von Handelsschiffen, und zum anderen sind es die Anomalien der Oberflächentemperaturen, die aus den historischen Daten berechnet wurden. Aus den Datensätzen wurden zwei langjährige Zeitreihen der Anomalien der Jahresmittel der Oberflächentemperaturen vom langjährigen Mittelwert berechnet. Die resultierenden Zeitreihen sind in Abbildung 4.16 aufgetragen.

Die beiden Zeitreihen der unabhängigen Datensätze stimmen sehr gut überein, so daß keine Zweifel an den gefundenen zwischenjährlichen Temperaturvaria-

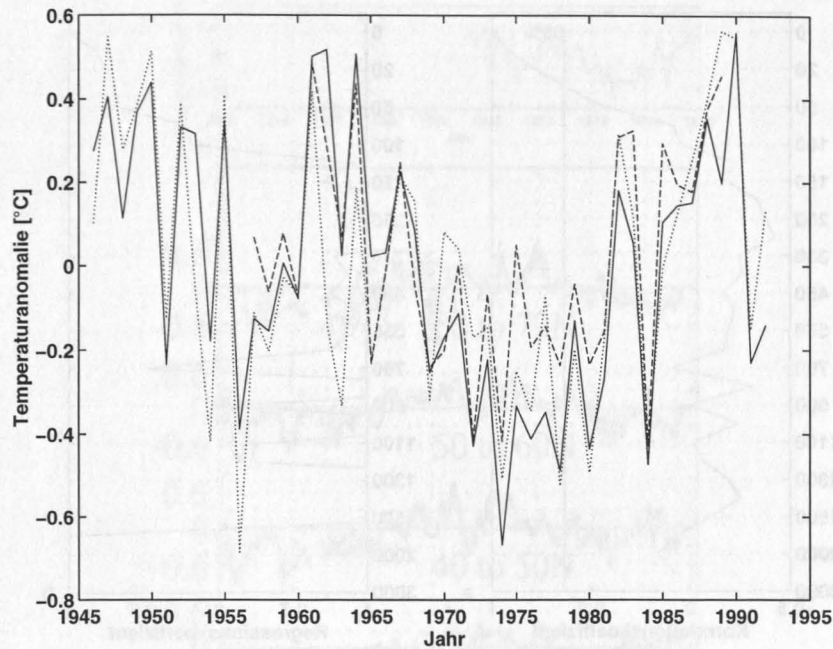


Abbildung 4.16: Anomalien der Jahresmittelwerte der Oberflächentemperaturen des westlichen Mittelmeeres aus den COADS-Daten (durchgezogen) und den historischen Daten (unterbrochen). Die entsprechende Zeitreihe für die COADS-Lufttemperaturen ist gepunktet dargestellt. Alle drei Zeitreihen stimmen gut miteinander überein. Entsprechende Zeitreihen aus dem Nordatlantik aus der Arbeit von KUSHNIR (1994) (siehe Abbildung 4.18) zeigen gleichartige Schwankungen.

tionen bestehen. Von Beginn der COADS-Zeitreihe im Jahre 1946 bis etwa 1965 ist mit Ausnahme einer kurzen Kaltphase um 1956 eine lange Phase erhöhter Oberflächentemperaturen zu erkennen. Danach sinken die Temperaturen bis 1975 um ungefähr 0.7 °C . Nach etwa 1980 steigen die Temperaturen wieder um ungefähr 0.6 °C an. Die Analyse der nordatlantischen COADS-Oberflächentemperaturen durch KUSHNIR (1994) ergab für den Breitenbereich des westlichen Mittelmeeres (35°N bis 45°N) Zeitreihen, die denen des Mittelmeeres ähnlich sind. Die Ähnlichkeit zwischen den atlantischen und den mediterranen Oberflächentemperaturen führt unmittelbar zu der Frage, durch welche Prozesse der Zusammenhang zwischen den beiden Meeresgebieten hergestellt wird. Zwei prinzipiell unterschiedliche Wege sind dabei möglich. Zum einen können Oberflächentemperaturanomalien aus dem Atlantik durch die Straße von Gibraltar advehiert werden, und zum anderen können kohärente Oberflächenwärmeflüsse über beiden Meeren zu gleichartigen Variationen der Oberflächentemperaturen führen. Im Folgenden werden beide Möglichkeiten überprüft.

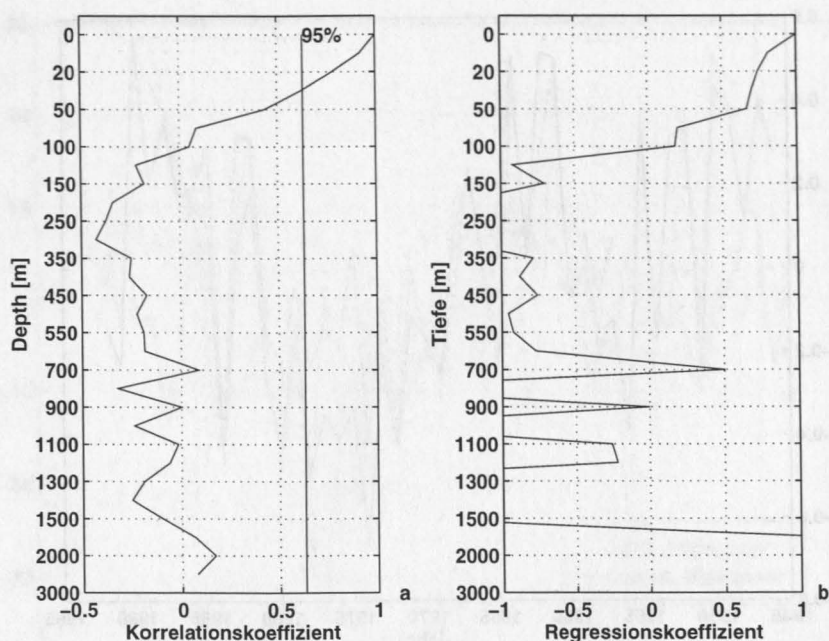


Abbildung 4.17: Profile der Korrelations- (a) und der Regressionskoeffizienten (b) zwischen den Oberflächentemperaturanomalien und denen aus den übrigen Schichten der Klimatologie. Signifikante Korrelation (95% Konfidenz) ist bei Koeffizienten über 0.63 gegeben. Signifikante Korrelation liegt für die obersten 30 m vor. Die Regressionskoeffizienten nehmen von der Oberfläche in größere Tiefen ab.

Gelangt das anomale Temperatursignal durch Advektion aus dem Atlantik in das westliche Mittelmeer, so sollten die Temperaturschwankungen kohärent in der gesamten Schicht atlantischen Wassers zu finden sein. Außerdem müßten sich Phasenunterschiede zwischen dem Auftreten der Anomalien in der Nähe der Straße von Gibraltar und dem Auftreten in anderen Teilen des Mittelmeeres feststellen lassen.

Für Abbildung 4.17 (a) wurden die Temperaturanomalien der klimatologischen Daten an der Oberfläche mit denen in größeren Tiefen korreliert. Signifikante Korrelationen ergeben sich für die obersten 30 m der Wassersäule. Die ebenfalls berechneten Regressionskoeffizienten (siehe Abbildung 4.17 b) zwischen den Anomalien an der Oberfläche und in größerer Tiefe ergeben mit der Tiefe abnehmende Werte. Die Schicht atlantischen Wassers im westlichen Mittelmeer reicht aber mindestens bis in 70 m Tiefe, regional sogar noch wesentlich tiefer (siehe Abbildung 3.12 a). Diese Ergebnisse deuten darauf hin, daß die Temperaturano-

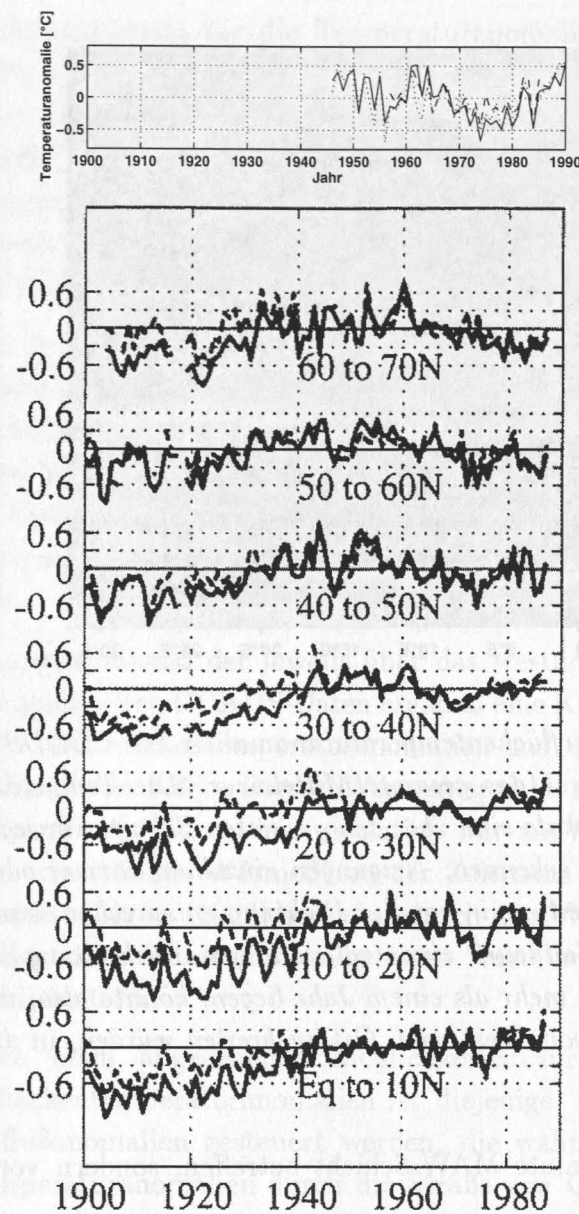


Abbildung 4.18: Im oberen Teil sind die Meeresoberflächentemperaturen aus Abbildung 4.16 nochmals auf der gleichen Zeitskala dargestellt wie die im unteren Teil reproduzierten langjährigen Zeitreihen aus der Arbeit von KUSHNIR (1994). Die Zeitreihen geben Anomalien der Jahresmittelwerte der Oberflächentemperaturen (durchgezogen) und der Lufttemperaturen (unterbrochen) des Nordatlantiks wieder. KUSHNIR (1994) hat dafür die COADS-Daten auf verschiedenen Breitenbändern analysiert. Vergleichbare dekadische und auch zwischenjährliche Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur treten sowohl im westlichen Mittelmeer als auch in den entsprechenden Breitenbändern des Nordatlantiks ($30\text{--}40^\circ\text{N}$ und $40\text{--}50^\circ\text{N}$) auf.

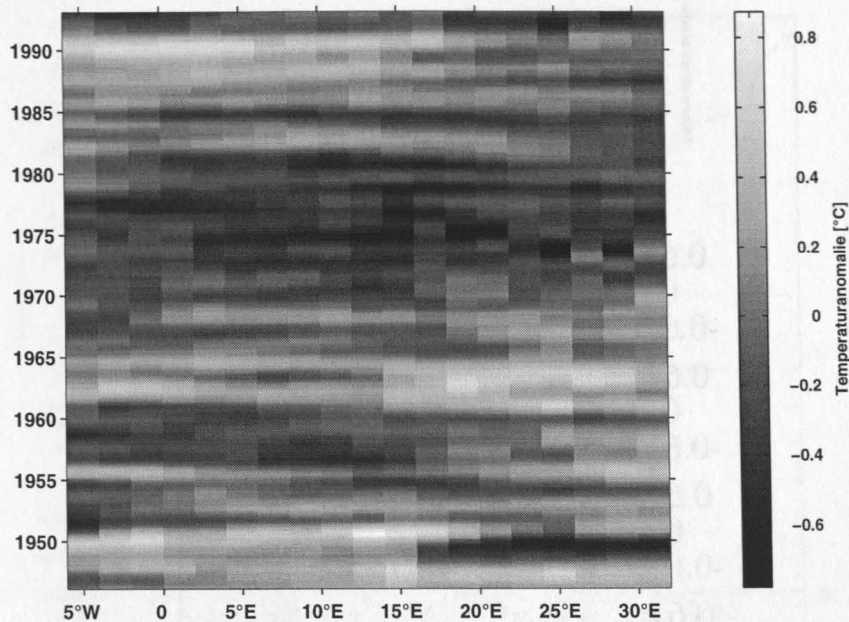


Abbildung 4.19: Oberflächentemperaturanomalien der COADS-Daten für einen West-Ost-Schnitt durch das gesamte Mittelmeer. Die Temperaturschwankungen auf dekadischer Zeitskala sind über den gesamten Schnitt hinweg als breite dunkle und helle Streifen zu erkennen. Neigungen einzelner warmer oder kalter Anomalien, die einer Ausbreitung in zonaler Richtung entsprechen, sind nicht eindeutig zu erkennen. Die Zeitdauer einer vollständigen Ausbreitung über das gesamte Mittelmeer würde bei mehr als einem Jahr liegen, könnte also, wenn sich die Anomalien regelmäßig von West nach Ost ausbreiten würden, in diesem Diagramm zu sehen sein.

malien nicht die gesamte MAW-Schicht betreffen, sondern von der Oberfläche ausgehen.

Phasenunterschiede zwischen dem Auftreten der Temperaturanomalien nahe der Straße von Gibraltar und in anderen Teilen des Mittelmeeres sollten in der Größenordnung von mehreren Jahren liegen. In Abbildung 4.19 sind die Oberflächentemperaturanomalien aus den COADS-Daten für den Zeitraum von 1946 bis 1992 auf einem West-Ost-Schnitt durch das gesamte Mittelmeer dargestellt. Eine Ausbreitung von Anomalien sollte in dieser Abbildung in Form von schräggestellten Bändern sichtbar sein. Vorhandene Bänder gleicher Temperaturanomalie sind jedoch weitgehend horizontal, d.h. die Temperaturschwankungen treten im gesamten Mittelmeer gleichzeitig auf.

Der zweite Erklärungsansatz für die Temperaturanomalien wurde teilweise schon von GARRETT et al. (1993) untersucht. Sie kamen dabei zu dem Ergebnis, daß die aus der zwischenjährlichen Variabilität der Wärmeflüsse erwartete Änderung der Oberflächentemperatur keine Ähnlichkeit mit den tatsächlich beobachteten Änderungen hat. Dabei stellten GARRETT et al. (1993) jedoch klar, daß bei dem Vergleich die Temperaturänderungen in größeren Tiefen nicht enthalten sind und die Analyse deshalb nur einen vorläufigen Charakter hat.

In einer anderen Analyse von COADS-Daten fand jedoch CAYAN (1992) Zusammenhänge zwischen Wärmeflüssen und Oberflächentemperaturänderungen. Er zeigte, daß im Mittelmeer ein Zusammenhang zwischen Anomalien der latenten und sensiblen Wärmeflüsse und Anomalien der Oberflächentemperaturen existiert. Bei der Analyse verwendete er jedoch die lokalen $2^\circ \times 2^\circ$ -Daten des COADS-Datensatzes und nicht, wie GARRETT et al. (1993), über größere Gebiete gemittelte Daten.

Eigene Berechnungen anhand der jeweils über das westliche Mittelmeer und das Winterhalbjahr gemittelten COADS-Daten ergaben eine Korrelation zwischen den Änderungen der Oberflächentemperaturanomalien und den Anomalien der Oberflächenwärmeflüsse von 0.38. Dieser Wert entspricht nach TAUBENHEIM (1969) einer Signifikanz von 95%. Die Korrelation war am höchsten, wenn für die Berechnung der winterlichen Wärmeflüsse der Zeitraum von November bis April verwendet wurde. CAYAN (1992) erreichte durch den Vergleich der lokalen (einzelne COADS-Boxen) und monatlich aufgelösten Werte noch deutlich höhere Korrelationen von bis zu 0.75.

Von den beiden oben angegebenen Möglichkeiten für die Quellen der langjährigen Oberflächentemperaturanomalien ist diejenige, in der die Anomalien durch Wärmeflußanomalien gesteuert werden, die wahrscheinlichere. Die Advektion von Temperaturanomalien durch die Straße von Gibraltar kann aufgrund der durch den Volumentransport und das Volumen des MAW vorgegebenen Zeitskala nicht zu den vorgefundenen im ganzen Mittelmeer nahezu gleichzeitigen Temperaturänderungen führen. Wärmeflußanomalien haben dagegen eine ausreichend große räumliche Skala, so daß sie die Oberflächentemperaturen des gesamten westlichen Mittelmeeres gleichzeitig beeinflussen können. Auch wenn die von GARRETT et al. (1993) berechneten Zeitreihen keine Beziehung zwischen Wärmefluß und Oberflächentemperatur zeigen, so brachte doch CAYAN (1992) die kurzzeitigen Anomalien der Wärmeflüsse mit Anomalien der Temperaturänderungen in Zusammenhang. Da die oben gezeigten langjährigen Oberflächentemperaturänderungen durch zwei unabhängige Datensätze bestätigt werden konnten, erscheinen daher die beckenweit gemittelten Wärmeflüsse als

schwächstes Glied in dem von GARRETT et al. (1993) durchgeführten Vergleich. Diese beinhalten als abgeleitete Größen nicht nur eine ganze Reihe statistisch begründeter Unsicherheiten, sondern auch systematische Fehler, wie die in früheren Abschnitten erläuterten Meßmethodenänderungen bei der Windgeschwindigkeit.

4.4 Diskussion der längerfristigen Variationen

Im zweiten Teil der Arbeit wurden langjährige Entwicklungen von Temperatur und Salzgehalt im westlichen Mittelmeer untersucht. Die Analyse historischer ozeanographischer Daten aus der Zeit zwischen 1955 und 1994 ergibt, daß die verschiedenen Wassermassen des westlichen Mittelmeeres Entwicklungen auf unterschiedlichen Zeitskalen aufweisen.

Während Temperatur und Salzgehalt des Tiefenwassers im genannten Zeitraum zunehmen, kann im Zwischenwasser kein Trend gefunden werden. Vielmehr zeigt das Zwischenwasser ausgeprägte Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen auf Zeitskalen von 3 bis 10 Jahren. Für die oberflächennahen Schichten des nordwestlichen Mittelmeeres ergibt die Analyse eine seit etwa 1960 stetige Zunahme der Salzgehalte. Die Temperaturen dieser Schichten zeigen hingegen keinen Trend, sondern eine ausgeprägte dekadische Variabilität.

Der quantitative Vergleich der Tiefenwassertrends mit der Zunahme des oberflächennahen Salzgehaltes im nordwestlichen Mittelmeer ergibt, daß die langjährige Entwicklung an der Oberfläche ausreicht, die Zunahme des Salzgehaltes in der Tiefe zu erklären. Dabei wird davon ausgegangen, daß bei der Tiefenwasserbildung im nordwestlichen Mittelmeer die Wassersäule vollständig vermischt wird und so die Zunahme des Oberflächensalzgehaltes auf ein größeres Volumen verteilt wird. Die Zunahme der Tiefenwassertemperaturen erklärt sich in diesem Ansatz durch die höheren Temperaturen, bei denen die Dichte des Tiefenwassers erreicht wird und somit tiefe Konvektion auftritt. Diese Erklärung der Tiefenwassertrends bedarf keiner langjährigen Entwicklung der Zwischenwasserigenschaften.

In den ebenfalls analysierten Daten des Zwischenwassers wurden keine Trends zu höheren Temperaturen oder Salzgehalten gefunden. ROHLING und BRYDEN (1992) und SPARNOCCHIA et al. (1995) hingegen fanden in ihren Analysen langjährige Zunahmen der Temperaturen und Salzgehalte. Diese beruhen jedoch möglicherweise auf der zu geringen vertikalen Auflösung der von ihnen verwendeten Daten und der Vernachlässigung räumlicher und saisonaler Variationen.

Zur Untersuchung der Ursachen der Zunahme der Oberflächensalzgehalte wurden historische meteorologische Daten herangezogen, um langjährige Veränderungen des Frischwasserbudgets des westlichen Mittelmeeres aufzudecken. Zwei Datensätze zeigten dabei Abnahmen der Frischwassereinträge in das nordwestliche Mittelmeer in dem untersuchten Zeitraum. Zum einen wurde der Eintrag durch Flüsse etwa 1962 durch Aufstauung stark reduziert, und zum anderen nahm der Niederschlag über dem Mittelmeerraum seit etwa 1965 ab. Wird der reduzierte Frischwassereintrag nur über ein Jahr integriert, so reicht dieser nicht aus, den hier gefundenen Salzgehaltstrend zu erklären. Wenn jedoch die Residenzdauer des Oberflächenwassers im westlichen Mittelmeer von etwa 3 Jahren berücksichtigt wird, ergeben die kumulierten reduzierten Frischwassereinträge eine Salzgehaltszunahme, die der beobachteten gleicht. Dieser Erklärungsansatz geht davon aus, daß die Verdunstung im untersuchten Zeitraum keine entsprechend großen Änderungen aufweist. Die aus den COADS-Daten berechnete Verdunstung zeigt zwar eine solche Änderung, jedoch bestehen Zweifel, ob diese nicht durch systematische Fehler der COADS-Daten verursacht werden. Zusammen ergeben die abnehmenden Niederschläge und der durch Aufstauung reduzierte Eintrag durch Flüsse eine plausible und auch quantitativ korrekte Erklärung für die beobachtete Zunahme des Oberflächensalzgehaltes im nordwestlichen Mittelmeer.

Die Erklärung für die Abnahme der Niederschläge im Mittelmeerraum findet sich in langfristigen und großräumigen Schwankungen des Klimas der nördlichen Hemisphäre. Wie schon aus anderen Arbeiten bekannt war, gibt es im nordatlantischen Raum positive und negative Korrelationen zwischen dem NAO-Index und regionalen Niederschlägen, die durch meridionale Verlagerungen des Wasserdampftransportes in der Atmosphäre entstehen. Der Mittelmeerraum hat sich dabei als Gebiet herausgestellt, dessen Niederschläge negativ mit dem NAO-Index korreliert sind. Dies konnte durch eine eigene Analyse nachvollzogen werden. Der NAO-Index zeigt seit etwa 1965 einen zunehmenden Trend. Die im Mittelmeerraum negativ korrelierten Niederschläge nehmen im gleichen Zeitraum ab.

Die Analyse langjähriger Trends im westlichen Mittelmeer ergibt also, daß die Zunahme von Temperatur und Salzgehalt im Tiefenwasser wahrscheinlich durch eine entsprechende Zunahme des Oberflächensalzgehaltes im nordwestlichen Mittelmeer und nicht durch vergleichbare Änderungen im östlichen Mittelmeer verursacht wird. Die Zunahme des Salzgehaltes läßt sich wiederum durch abnehmende Niederschläge und reduzierte Einträge durch spanische Flüsse erklären. Der reduzierte Eintrag durch Flüsse ist die Folge der Inbetriebnahme von Staudämmen etwa im Jahr 1962 und ist damit klar anthropogenen Ursprungs. Die Abnahme der Niederschläge hingegen hängt mit einer langfristigen Zunahme des NAO-Index

zusammen, deren Ursache nicht klar ist.

Sollte die in den letzten zwei Jahren beobachtete Abnahme des NAO-Index anhalten, so müßte der im Mittelmeerraum zunehmende Niederschlag wieder zu geringeren Salzgehalten im nordwestlichen Mittelmeer führen. Bei ausreichender Länge des niederschlagsreichen Zeitraums (mehr als 3 Jahre) sollte dies auch für die Salzgehalte und Temperaturen des zukünftigen Tiefenwassers wieder niedrigere Werte ergeben.

Während sich die Ursachen der Trends mit einiger Sicherheit feststellen lassen, ist dies bei den mehrjährigen und dekadischen Veränderungen, die in der Temperatur und dem Salzgehalt des Zwischenwassers und in der Temperatur der oberflächennahen Schichten gefunden wurden, weniger sicher.

Die Veränderungen in der Zwischenwasserschicht betreffen sowohl Temperatur als auch Salzgehalt und zeigen einen dichteerhaltenden Zusammenhang. Die Variationen der Zwischenwassertemperatur können jedoch wegen des größeren Datensatzes erheblich besser bestimmt werden als die des Salzgehaltes. Im nordwestlichen Mittelmeer (Region 2) variieren die Temperaturen auf Zeitskalen von 3 bis 10 Jahren. In den anderen beiden Regionen findet sich nur die Variation auf dekadischer Zeitskala. Es kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß dies ein Effekt der schlechteren Datenüberdeckung in den Regionen 1 und 3 ist. Die Ausdehnung der dekadischen Zwischenwasservariation über das gesamte westliche Mittelmeer legt eine advective Ausbreitung aus dem östlichen Mittelmeer durch die Straße von Sizilien nahe. Ein direkter Nachweis durch entsprechende Veränderungen im östlichen Mittelmeer fehlt jedoch. Über die kurzfristigen Variationen im nordwestlichen Mittelmeer können nur wenige Aussagen gemacht werden. Als Quellen kommen sowohl Advektion aus dem östlichen Mittelmeer als auch lokale Prozesse, wie Konvektion oder Variation der Zwischenwasserausbreitung, in Frage.

Die langjährigen Temperaturvariationen in den oberflächennahen Schichten des westlichen Mittelmeeres gleichen denen der Meeresoberflächentemperatur des Nordatlantiks im gleichen Breitenband. Die Quelle dieser Variationen liegt wahrscheinlich nicht in der Advektion durch die Straße von Gibraltar sondern in Veränderungen der Oberflächenwärmeflüsse. Die aus COADS-Daten berechneten flächengemittelten Oberflächenwärmeflüsse zeigen jedoch keine passenden Variationen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die systematische Analyse von Temperatur- und Salzgehaltsanomalien des westlichen Mittelmeeres wesentliche neue Erkenntnisse über die mehr- und langjährige Variabilität geliefert hat. Durch

Vergleich mit entsprechenden langjährigen Zeitreihen meteorologischer Parameter lassen sich plausible Erklärungen für die meisten Veränderungen finden.

Anhang A

Fehlerabschätzung

A.1 Fehler der Temperaturen und Salzgehalte

Die Abschätzung der Fehler und der Variabilität innerhalb der Klimatologie ermöglicht es, quantitative Aussagen über die Qualität der Temperaturen und Salzgehalte und der abgeleiteten Größen zu treffen. Die langjährigen Entwicklungen im westlichen Mittelmeer (siehe Kapitel 4) begrenzen jedoch die Anwendung üblicher statistischer Methoden zur Bestimmung von statistischen Fehlern der Werte der Klimatologie.

Da die Werte, die zur Berechnung der Klimatologie verwendet wurden, mehrere Dekaden überdecken, können die daraus berechneten langfristigen Mittelwerte deutliche Abweichungen gegenüber heute gemessenen Werten aufweisen. Die Klimatologie gibt also nicht den heutigen Zustand des westlichen Mittelmeeres wieder. Auch die berechneten Standardabweichungen der Meßdaten (siehe Kapitel 2) werden durch die langfristigen Entwicklungen erhöht und geben damit kein Maß für heute zu erwartende Abweichungen neuer Meßwerte von einem heutigen *mittleren* Zustand.

Die berechneten Standardabweichungen (siehe Kapitel 2) setzen sich aus mehreren unabhängigen Fehleranteilen zusammen. Dies sind :

- der Meßfehler ΔM ,
- die natürliche zeitliche Variabilität innerhalb eines Monats ΔT ,
- die natürliche horizontale Variabilität innerhalb der $\frac{1}{2}^\circ \times \frac{1}{2}^\circ$ -Box ΔH ,
- die natürliche vertikale Variabilität innerhalb der Box ΔZ

- und die natürliche zwischenjährliche Variabilität ΔY .

Diese fünf Fehlerquellen haben unterschiedliche räumliche und auch zeitliche Verteilungen, die im Folgenden genauer untersucht und quantifiziert werden. Die fünf Fehlerquellen können in drei verschiedene Typen unterteilt werden: Meßfehler, zwischenjährliche Variabilität und Variabilität durch räumlich und zeitlich in der Klimatologie nicht aufgelöste Strukturen.

Aus den Daten selbst wurde beim Verarbeitungsschritt von den monatlichen Daten zu mittleren monatlichen Werten (siehe Abbildung 2.1) die Standardabweichung berechnet. Diese Größe setzt sich auf komplexe Weise aus den verschiedenen Fehlerkomponenten zusammen. Die horizontalen Mittelwerte dieser Standardabweichungen sind in Abbildung A.1 als Funktion von Tiefenstufe und Monat konturiert.

Die Standardabweichungen der Temperaturen zeigen eine ausgeprägte zeitliche und vertikale Struktur. Der Jahresgang der Standardabweichungen ist auf die oberen 100 m beschränkt, darunter ist die Variabilität zeitlich konstant. Die Standardabweichungen der Salzgehalte zeigen hingegen keinen Jahresgang, sondern nur eine Abhängigkeit von der Tiefe.

Die verschiedenen Fehlerkomponenten tragen zu den in Abbildung A.1 gezeigten Standardabweichungen in sehr unterschiedlichen Anteilen bei. So gibt es beispielsweise zu Beginn der Messungen in der ersten Hälfte des Jahrhunderts so wenig Messungen, daß besetzte Klimatologieboxen der einzelnen Jahre meist nur einen einzelnen Datenpunkt enthalten. Dieser kann die volle Schwankungsbreite, die durch alle Fehlerkomponenten verursacht wird, aufweisen. Später werden die Messungen häufiger, so daß mehrere Datenpunkte in eine Box fallen, die dann gemittelt wurden. Der Fehleranteil des Mittelwertes, der durch die begrenzte Auflösung der Klimatologie verursacht wird, reduziert sich mit der Wurzel der Anzahl der Meßwerte. Diese verschiedenen genauen monatlichen Werte werden dann später bei der Berechnung der Klimatologie mit gleicher Gewichtung gemittelt. Die dabei berechnete Standardabweichung ist jedoch nur schwer zu interpretieren. Eine vergleichbare langfristige Veränderung eines Fehleranteils ergibt sich aus den unterschiedlichen Meßfehlern der mit der Zeit wechselnden Meßmethoden (siehe Tabelle A.1).

Im Folgenden werden die drei Fehlertypen genauer diskutiert.

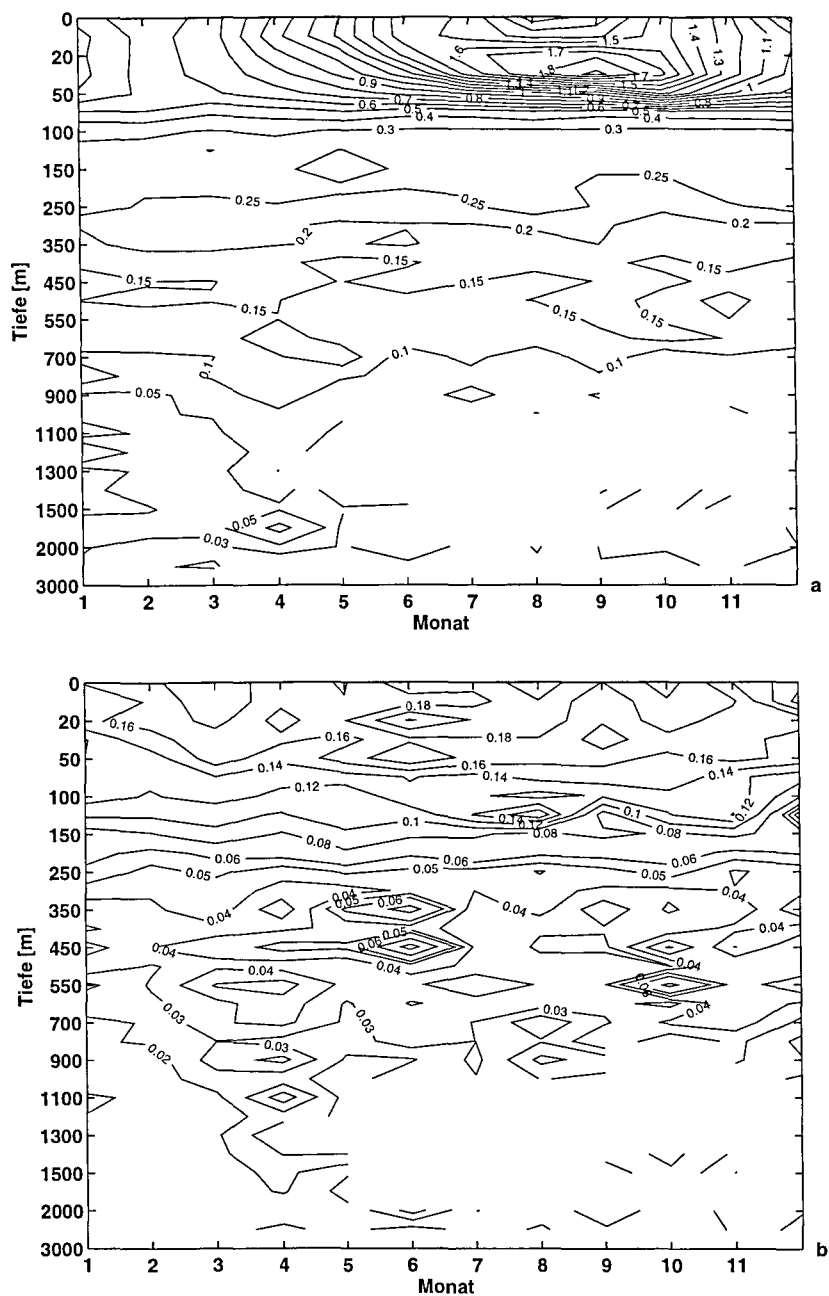


Abbildung A.1: Mittlere Standardabweichungen der Daten aus einzelnen Jahren vom langjährigen Mittelwert. Im Teil (a) der Abbildung sind die Standardabweichungen der Temperaturen als Funktion des Monats und der Tiefe aufgetragen, in Teil (b) die Standardabweichungen für die Salzgehalte. Die Standardabweichungen der Temperaturen zeigen eine deutliche saisonale Variabilität, während die der Salzgehalte über das Jahr kaum Veränderungen zeigen.

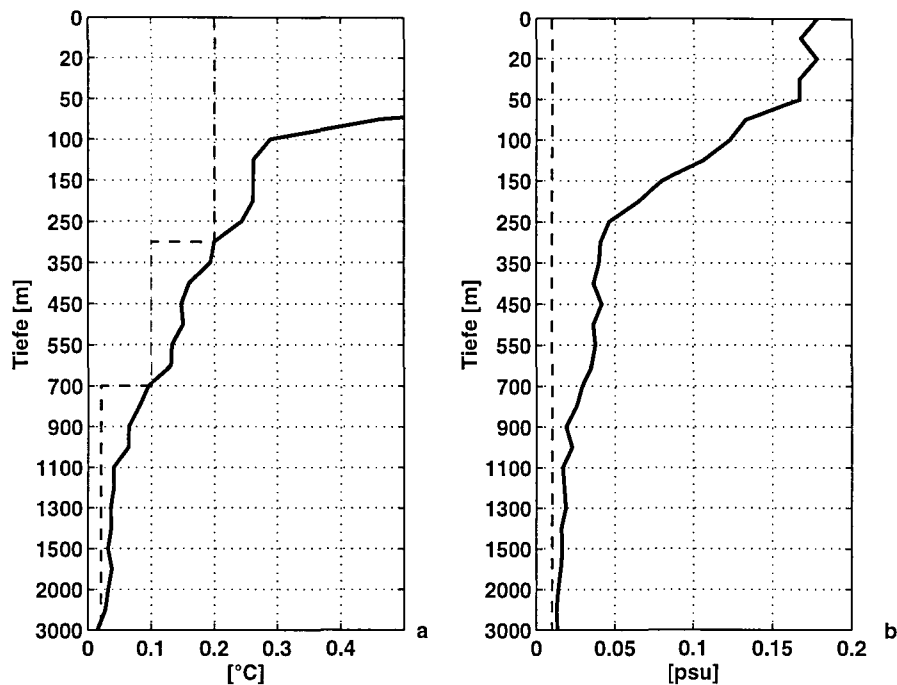


Abbildung A.2: In dieser Abbildung sind die Daten aus Abbildung A.1 als Jahresmittelwerte dargestellt. Außerdem sind die typischen Meßfehler aus Tabelle A.1 eingetragen.

Meßfehler

Die Meßfehler hängen vom Meßgerät ab, das bei der Messung verwendet wurde. Im Zeitraum der verwendeten Daten gab es sowohl bei Temperatur- als auch bei Salzgehaltmessungen Wechsel der verwendeten Methoden und Geräte. Die verschiedenen Geräte überdecken außerdem mit unterschiedlicher vertikaler Auflösung jeweils andere Tiefenbereiche. Die typischen Meßfehler der verschiedenen Meßmethoden sind in Tabelle A.1 zusammengestellt. In der Verarbeitung der Daten zur Klimatologie wurden die mit verschiedenen Methoden gewonnenen Werte alle mit gleicher Gewichtung verarbeitet. Damit sollte ein Ungleichgewicht zwischen neueren genaueren Messungen und älteren ungenaueren Messungen vermieden werden.

Gerät	Tiefenbereich	vert. Aufl.	Fehler
Kipp-Thermometer	0-Boden	diskret	$\pm 0.02^\circ\text{C}$
MBT	0-280 m	kont.	$\pm 0.2^\circ\text{C}$
XBT	0-500/750 m	kont.	$\pm 0.1^\circ\text{C}$
CTD	0-Boden	kont.	$\pm 0.005^\circ\text{C}$
Schöpfer&Salinometer	0-Boden	diskret	$\pm 0.01-0.003$ psu
CTD	0-Boden	kont.	± 0.005 psu

Tabelle A.1: *Verschiedene Geräte zur Temperatur- und Salzgehaltsbestimmung mit ihren Einsatztiefen, ihrer vertikalen Auflösung und den typischen Meßfehlern (zusammengestellt aus PICKARD, 1979).*

Zwischenjährliche Variabilität

Die zwischenjährliche und langfristige Variabilität der Temperaturen und Salzgehalte hat in bestimmten Tiefenbereichen der Klimatologie einen großen Anteil an den berechneten Standardabweichungen. Besonders ausgeprägt ist dieser Anteil an der Variabilität der Meßdaten im Tiefenwasserbereich. Dort sind die langjährigen Entwicklungen der Temperaturen und Salzgehalte deutlich größer als die Meßfehler und die räumliche Variabilität. In anderen Teilen der Klimatologie (z.B. an der Oberfläche) ist dieser Variabilitätsanteil kleiner als andere Anteile. Die zwischenjährliche Variabilität in den berechneten Standardabweichungen läßt sich jedoch nicht von den anderen Fehleranteilen trennen und entzieht sich damit einer genaueren Abschätzung.

Räumliche und monatliche Variabilität

Die begrenzte räumliche und zeitliche Auflösung der Klimatologie ist für einen weiteren Teil der berechneten Standardabweichungen verantwortlich. Zwei Teile tragen zu diesem Fehleranteil bei. Zum einen ist dies sehr kleinskalige durch die Klimatologie nicht aufgelöste Variabilität und zum anderen sind dies größerskalige räumliche und zeitliche Gradienten innerhalb der Klimatologieboxen.

Der Anteil an den Fehlern ΔH , ΔZ und ΔT , der durch die großräumigen Gradienten in Temperatur und Salzgehalt verursacht wird, kann aus dem Produkt der mittleren räumlichen und zeitlichen Gradienten innerhalb der Klimatologie mit der mittleren Abweichung von dem nominellen räumlichen und zeitlichen Boxmittelpunkt abgeschätzt werden. Variabilität, die die Meßwerte durch kleinerskalige Strukturen erhalten können, wird durch diesen Ansatz nicht erkannt. Dieser Ansatz wird hier weiter verfolgt und aus den klimatologischen Daten quantifiziert.

Es gilt dann für die drei Fehleranteile:

$$\Delta Z \approx \frac{1}{\sqrt{N}} \frac{\partial K}{\partial z} \langle z' \rangle \quad (\text{A.1})$$

$$\Delta H \approx \frac{1}{\sqrt{N}} \frac{\partial K}{\partial h} \langle h' \rangle \quad (\text{A.2})$$

$$\Delta T \approx \frac{1}{\sqrt{N}} \frac{\partial K}{\partial t} \langle t' \rangle \quad (\text{A.3})$$

wobei K die Variable der Klimatologie (potentielle Temperatur oder Salzgehalt), N die Anzahl der gemittelten monatlichen Werte und $\langle z' \rangle$, $\langle h' \rangle$, $\langle t' \rangle$ die mittleren quadratischen Abweichungen aller möglichen dreidimensionalen Positionen und Zeiten innerhalb der räumlichen und zeitlichen Box der Klimatologie sind. Die Variabilitäten dieser Fehleranteile verringern sich mit der Quadratwurzel der Anzahl der zur Berechnung des jeweiligen Mittels verwendeten Meßwerte. Die jeweiligen mittleren quadratischen Abweichungen können aus der Boxgeometrie bestimmt werden. Es sind dann $\langle h' \rangle = 20$ km, $\langle t' \rangle = 8.8$ Tage und $\langle z' \rangle$ eine Funktion der Tiefe mit Werten zwischen 1.49 m an der Oberfläche und 217 m in 3000 m Tiefe. Für die hier durchgeführte Abschätzung werden die mittleren räumlichen und zeitlichen Ableitungen der Klimatologievariablen aus der Klimatologie bestimmt.

In den Abbildungen A.3 und A.4 sind die Größen der nach dem obigen Ansatz für $N = 1$ abgeschätzten Fehleranteile dargestellt. Die Fehleranteile sind in Abhängigkeit von Monat und Tiefenschicht der Klimatologie berechnet worden. Für die Summen in den Abbildungen A.3 und A.4 die quadratischen Mittelwerte der drei Fehleranteile berechnet.

Aus den Abbildungen ergeben sich einige Aussagen über die Fehlerkomponenten. Bei der Temperatur ist der horizontale Fehleranteil über das ganze Jahr hinweg gering. Der vertikale und der zeitliche Fehleranteil hingegen besitzen in den obersten 100 m einen ausgeprägten Jahresgang. Der vertikale Fehler ist in der Thermokline, die sich im Sommer bildet und im Herbst in größere Tiefen vordringt, am größten. Dagegen ist der zeitliche Fehler, dem Verlauf der zeitlichen Temperaturänderung folgend, im Frühsommer und im Spätherbst am größten. Der Gesamtfehler der Temperatur wird somit maßgeblich durch die saisonale Erwärmung der Oberflächenschicht bestimmt.

Die Fehleranteile des Salzgehaltes verhalten sich dagegen grundlegend anders. Die größte Fehlerquelle ist hier der vertikale Fehleranteil, während der zeitliche und der horizontale Anteil, entsprechend den geringen zeitlichen und horizontalen Gradienten, gering sind. Der vertikale Fehleranteil hat, wie bei der Tempera-

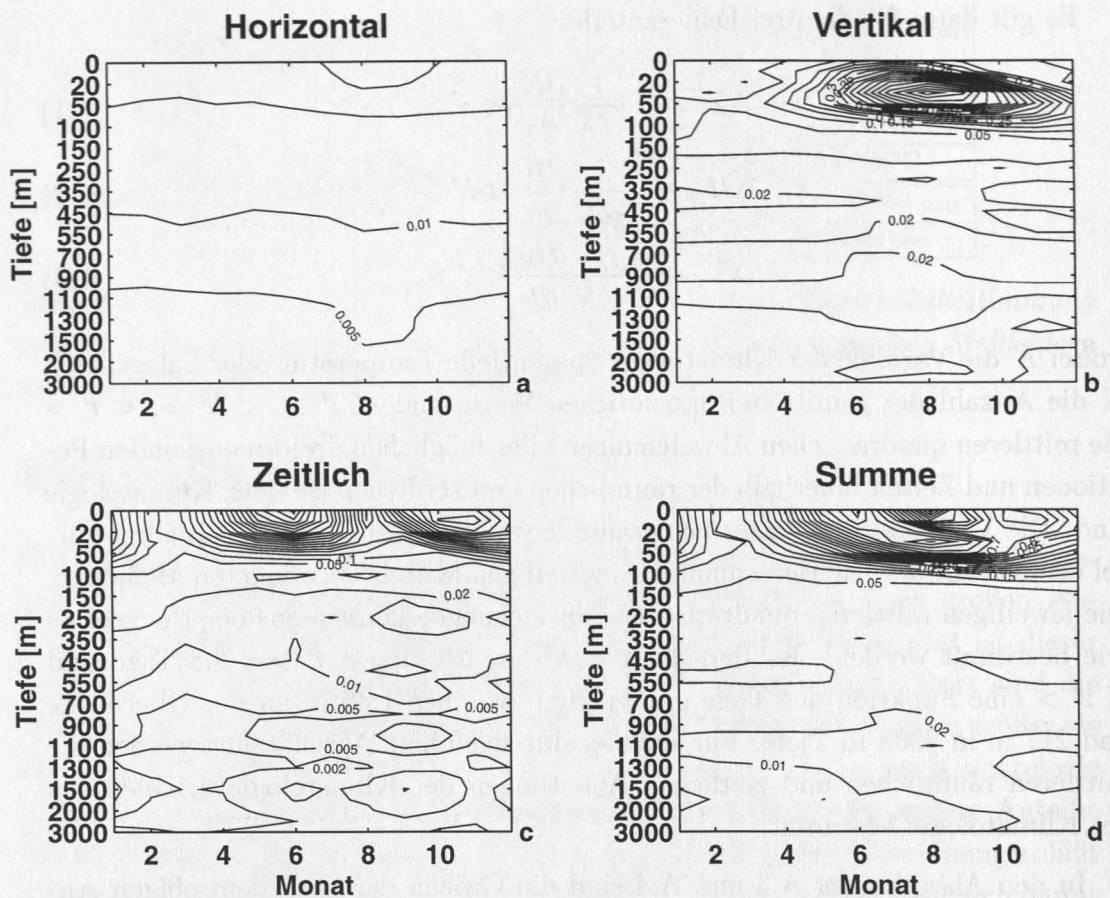


Abbildung A.3: Variabilitätsanteile der Temperaturen, die durch die begrenzte räumliche und zeitliche Auflösung der Klimatologie verursacht werden. Horizontaler (a), vertikaler (b) und zeitlicher Anteil (c) sind zusammen mit ihrer Summe (d) dargestellt.

tur, eine ausgeprägte Tiefenabhängigkeit. Wie schon aus den Abschätzungen A.2 und A.3 erkennbar ist, sind die Fehler bei großen räumlichen oder zeitlichen Gradienten am größten. Beim Salzgehalt ist dieser Gradient für die Grenzschicht zwischen atlantischem und mediterranem Wasser am größten, so daß folgerichtig in dieser Schicht die größten Fehler zu finden sind.

Die räumlichen und zeitlichen Verteilungen der durch die begrenzte Auflösung der Klimatologie verursachten und hier abgeschätzten Fehler stimmt gut mit den in Abbildung A.1 gezeigten und aus den Daten berechneten Verteilungen überein.

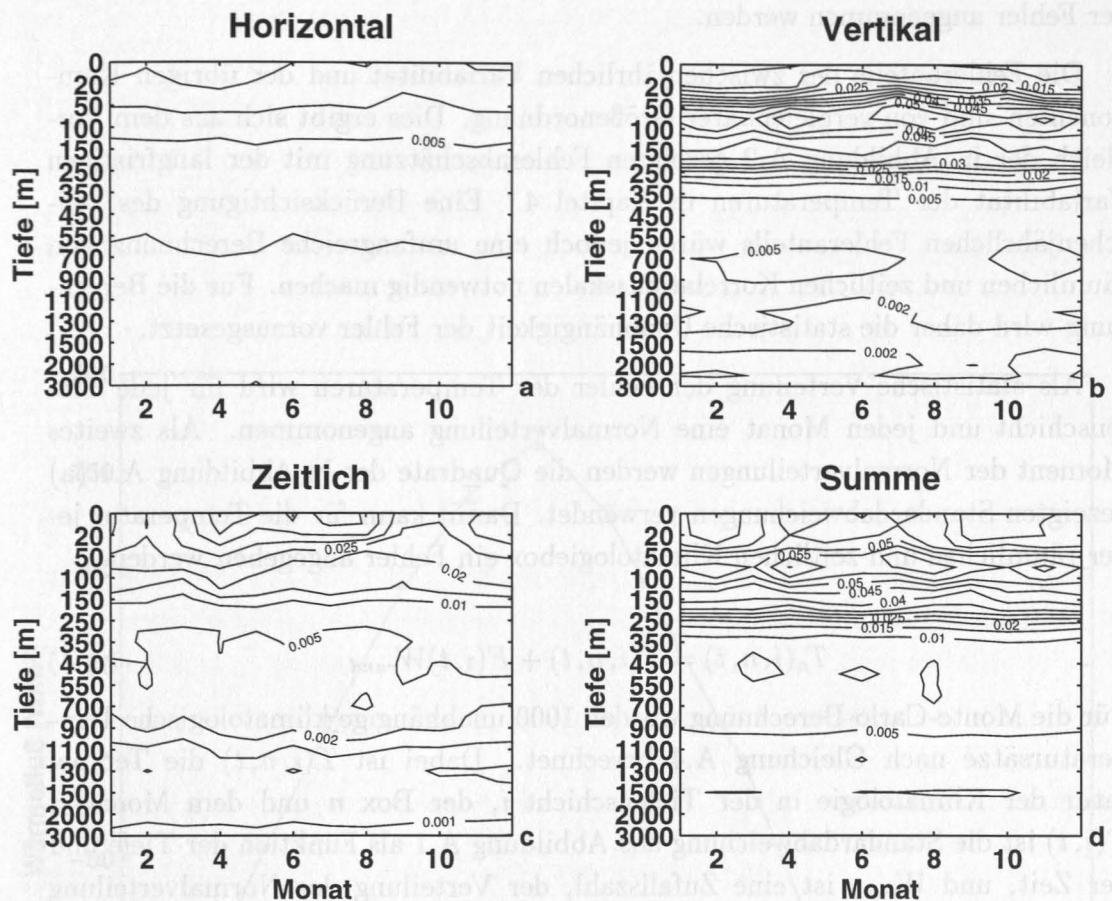


Abbildung A.4: Variabilitätsanteile der Salzgehalte, die durch die begrenzte räumliche und zeitliche Auflösung der Klimatologie verursacht werden. Horizontaler (a), vertikaler (b) und zeitlicher Anteil (c) sind zusammen mit ihrer Summe (d) dargestellt.

A.2 Fehler der Wärmespeicherungsänderungen

Der statistische Fehler der in Abschnitt 3.1 bestimmten Wärmespeicherungsänderungen, der sich aus den Unsicherheiten der Temperaturdaten ergibt, kann durch eine Monte-Carlo-Berechnung abgeschätzt werden.

Bei der Berechnung wird davon ausgegangen, daß die Fehler der einzelnen Klimatologieboxen statistisch unabhängig sind. Diese Annahme ist sicherlich nur begrenzt korrekt, da die zwischenjährlichen Variabilitäten (siehe Kapitel 4) räumliche und zeitliche Ausdehnungen besitzen, die größer als 0.5° bzw. ein Monat sind. Für die Fehler der horizontal und zeitlich durch die Klimatologie nicht aufgelösten Strukturen sowie den Meßfehler kann hingegen eine Unabhängigkeit

der Fehler angenommen werden.

Die Fehleranteile der zwischenjährlichen Variabilität und der übrigen Komponenten sind von vergleichbarer Größenordnung. Dies ergibt sich aus dem Vergleich der in Abbildung A.2 gezeigten Fehlerabschätzung mit der langfristigen Variabilität der Temperaturen in Kapitel 4. Eine Berücksichtigung des zwischenjährlichen Fehleranteils würde jedoch eine umfangreiche Berechnung von räumlichen und zeitlichen Korrelationsskalen notwendig machen. Für die Berechnung wird daher die statistische Unabhängigkeit der Fehler vorausgesetzt.

Als statistische Verteilung der Fehler der Temperaturen wird für jede Tiefenschicht und jeden Monat eine Normalverteilung angenommen. Als zweites Moment der Normalverteilungen werden die Quadrate der in Abbildung A.1 (a) gezeigten Standardabweichungen verwendet. Damit kann für die Temperatur jeder räumlichen und zeitlichen Klimatologiebox ein Fehler angegeben werden.

$$T_n(i, n, t) = T(i, n, t) + F(i, t)W_{rand} \quad (\text{A.4})$$

Für die Monte-Carlo-Berechnung wurden 1000 unabhängige klimatologische Temperatursätze nach Gleichung A.4 berechnet. Dabei ist $T(i, n, t)$ die Temperatur der Klimatologie in der Tiefenschicht i , der Box n und dem Monat t . $F(i, t)$ ist die Standardabweichung aus Abbildung A.1 als Funktion der Tiefe und der Zeit, und W_{rand} ist eine Zufallszahl, der Verteilung der Normalverteilung folgt. Aus den Temperaturen $T_n(i, n, t)$ werden dann gemäß Gleichung 3.4 der Wärmehalt und daraus wiederum die Wärmespeicherungsänderungen berechnet. Die Standardabweichungen der 1000 unabhängigen Realisierungen der monatlichen Wärmespeicherungsänderungen ergeben dann die statistische Unsicherheit der Wärmespeicherungsänderungen. Die berechneten Standardabweichungen liegen zwischen 3.6 und 4.6 W m^{-2} und sind in Abbildung A.5 dargestellt.

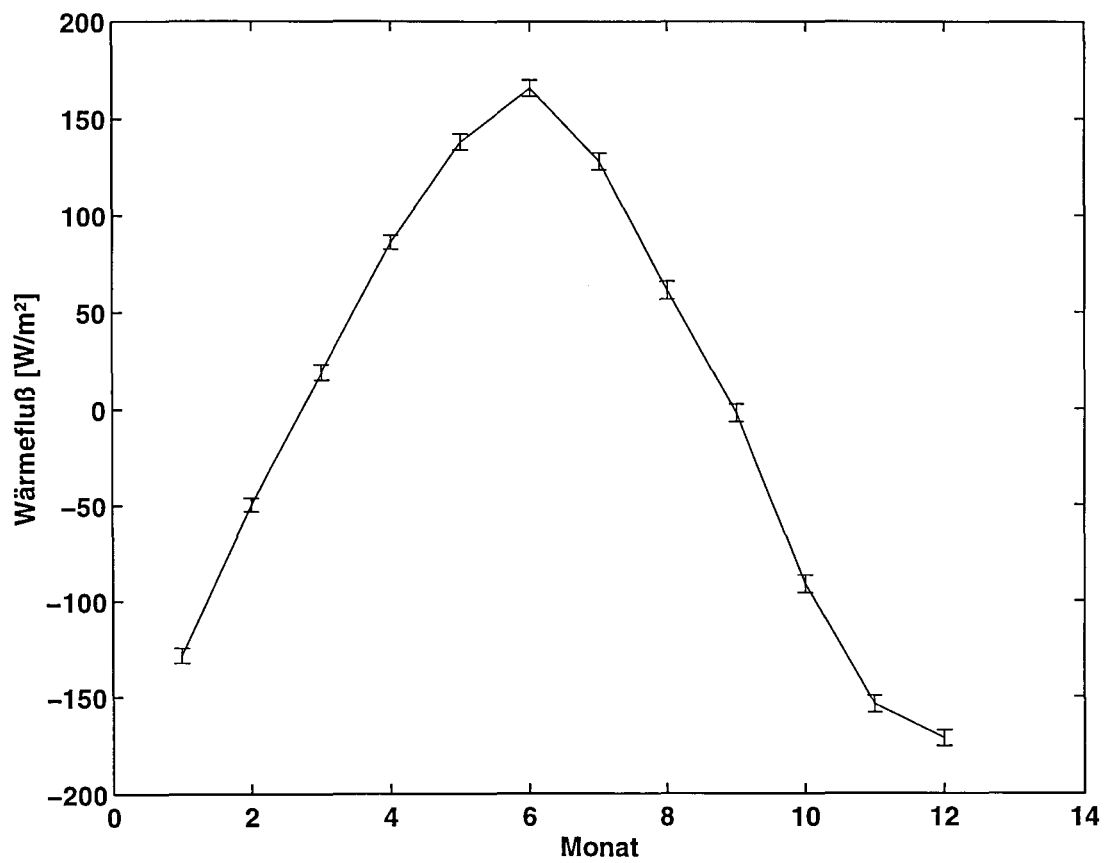


Abbildung A.5: *Saisonaler Verlauf der aus der Klimatologie bestimmten Wärmespeicherungsänderungen und ihre statistische Unsicherheit.*

Anhang B

Bulk-Formeln

Wärmeflüsse durch die Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre können in guter Näherung mit Hilfe von empirisch bestimmten Formeln (Bulk-Formeln) aus atmosphärischen und ozeanischen Parametern berechnet werden.

In der Literatur finden sich unterschiedliche Varianten der Bulk-Formeln. Sie unterscheiden sich jedoch meist nur geringfügig in den verwendeten Koeffizienten und Parametrisierungen. Die Unterschiede in den resultierenden Wärmeflüssen sind meist kleiner als $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$.

In dieser Arbeit wurden die Bulk-Formeln entsprechend den Arbeiten von GARRETT et al. (1993) und GILMAN und GARRETT (1994) verwendet. In beiden Arbeiten wurden die Oberflächenwärmeflüsse nach Bulk-Formeln, die aus diversen anderen Arbeiten zusammengestellt wurden, aus dem COADS-Datensatz berechnet. GILMAN und GARRETT (1994) bauten in ihrer Arbeit auf der von GARRETT et al. (1993) auf und brachten einige Korrekturen an den Formeln an (siehe auch Kapitel 3.1). Vergleiche verschiedener anderer Bulk-Formeln finden sich z.B. bei CASTELLARI et al. (1994) oder SCHIANO et al. (1993).

Vier Komponenten tragen zum Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre bei: die solare Einstrahlung Q_s , die langwellige Rückstrahlung des Meeres Q_b sowie die sensiblen und latenten Wärmeflüsse Q_e und Q_h . Die Bulk-Formeln stellen einen Zusammenhang zwischen den Temperaturen von Meeresoberfläche und Luft, den Windgeschwindigkeiten in einer bekannten Höhe über der Meeresoberfläche, den Differenzen zwischen Sättigungsfeuchte und spezifischer Luftfeuchtigkeit, der Wolkenbedeckung, der geographischen Position und der Zeit und den Wärmeflüssen her.

Die Berechnung der solaren Einstrahlung erfolgt in dieser Arbeit nach Formeln

von REED (1977), DOBSON und SMITH (1988) und ISEMER et al. (1989) durch

$$Q_s = Q_0 T_r (1 - 0.637n + 0.0019h)(1 - \alpha). \quad (\text{B.1})$$

Dabei gibt Q_0 die solare Strahlung am Außenrand der Atmosphäre als Funktion von Breite und Zeit an (SECKEL und BEAUDRY, 1973), T_r ist der Transmissionsverlust der solaren Strahlung in der klaren Atmosphäre, der um die Wolkenbedeckung n reduziert wird, h ist der Sonnenhöhenstand zur lokalen Mittagszeit, und α ist die Albedo der Meeresoberfläche, die aus Tafeln von PAYNE (1972) genommen wird.

Die langwellige Rückstrahlung vom Ozean wird nach der Formel

$$Q_b = \epsilon \sigma T_s^4 (0.344 - 6.66 \cdot 10^{-3} e_a) (1 - 0.42n) \quad (\text{B.2})$$

von BIGNAMI et al. (1991) bestimmt. Dabei ist T_s die Meeresoberflächentemperatur, n die Wolkenbedeckung, ϵ die Emissivität des Ozeans, σ die Stefan-Boltzmann Konstante und e_a der Wasserdampfdruck der Atmosphäre.

Der latente Wärmefluß wird entsprechend BUNKER et al. (1982) durch

$$Q_e = \rho L C_e \overline{(q_s - q)W} \quad (\text{B.3})$$

parametrisiert. Dabei ist ρ die Luftdichte, die aus Luftdruck und Lufttemperatur berechnet wird, L die latente Verdunstungswärme und $\overline{(q_s - q)W}$ das in den COADS-Daten enthaltene Produkt aus skalarer Windgeschwindigkeit und der Differenz aus gemessener und Sättigungsluftfeuchtigkeit. Der Austauschkoefizient C_e wird aus Tabellen von SMITH (1988) gewonnen.

Für den sensiblen Wärmefluß setzen GARRETT et al. (1993) nach BUNKER et al. (1982)

$$Q_h = \rho c_p C_h \overline{(T_s - T_a)W} \quad (\text{B.4})$$

an. Dabei ist ρ wieder die Luftdichte, c_p die spezifische Wärme der Luft und $\overline{(T_s - T_a)W}$ das in den COADS-Daten enthaltene Produkt aus der skalaren Windgeschwindigkeit und der Differenz aus Luft- und Meeresoberflächentemperatur. Der Austauschkoefizient C_h wird entsprechend SMITH (1988) als $C_h = C_e/1.2$ angesetzt.

In Tabelle B.1 sind die Ergebnisse der Parametrisierungen, die GARRETT et al. (1993) angeben, aufgelistet. Ihre erste Parametrisierung ergibt einen mittleren Wärmeeintrag $\overline{Q_t}$ von 29 W m^{-2} , während die bekannte Randbedingung bei der Straße von Gibraltar einen Wert von -7 W m^{-2} fordert. Um die Randbedingung zu erfüllen, haben GARRETT et al. (1993) zwei verschiedene Korrekturen

Parametrisierung	$\overline{Q_s}$ [W m ⁻²]	$-\overline{Q_b}$ [W m ⁻²]	$-\overline{Q_e}$ [W m ⁻²]	$-\overline{Q_h}$ [W m ⁻²]	$\overline{Q_t}$ [W m ⁻²]
GARRETT et al., 1993	202	-67	-99	-7	29
GARRETT et al., 1993 (A)	166	-67	-99	-7	-7
GARRETT et al., 1993 (B)	202	-67	-133	-7	-7
GILMAN und GARRETT, 1994	183	-77	-99	-7	0

Tabelle B.1: Langjährige Mittelwerte der vier Komponenten des totalen Oberflächenwärmeflusses Q_t nach vier verschiedenen Bulk-Parametrisierungen aus den Arbeiten von GARRETT et al. (1993) und GILMAN und GARRETT (1994).

der von Anteilen der Wärmeflüsse vorgeschlagen. In Variante (A) wird die solare Einstrahlung um 18% verringert, und in Variante (B) werden die latenten Wärmeflüsse um 33% erhöht.

GILMAN und GARRETT (1994) erkannten in ihrer Arbeit, daß in der Parametrisierung der Einstrahlung ein Fehler bei geringen Wolkenbedeckungen vorlag. In diesen Fällen konnte es vorkommen, daß die durch die Parametrisierung angegebene solare Einstrahlung über dem von der Sonne geleisteten Wert lag. Diesen Fehler korrigierten sie dadurch, daß sie Q_s auf die maximal mögliche solare Einstrahlung beschränkten. Als weiteren Punkt, durch den die solare Einstrahlung überschätzt wird, fanden GILMAN und GARRETT (1994) den Effekt von Aerosolen. Sie schätzten, daß die Attenuation durch Aerosole im Sommer 5% der solaren Einstrahlung beträgt. Diese Verringerung der Einstrahlung wurde durch einen entsprechenden jahreszeitabhängigen Faktor berücksichtigt.

Literaturverzeichnis

- ARNONE, R. A., D. A. WIESENBERG, und K. D. SAUNDERS (1990). The origin and characteristics of the Algerian Current. *J. Geophys. Res.*, 95:1587–1598.
- ASTRALDI, M., J. FONT, G. P. GASPARINI, C. MILLOT, und S. SPARNOCCHIA (1994). Hydrographic and dynamic conditions of the flow in the corsica channel, in the sardinia channel and in the sicily strait. In *First Workshop of the Mediterranean Targeted Project.*, CANALS, M. und E. LIPIATOU, Hrsg., S. 286, Barcelona, Spain. European Commission.
- ASTRALDI, M. und G. P. GASPARINI (1992). The seasonal characteristics of the circulation in the North Mediterranean basin and their relationship with the atmospheric-climatic conditions. *J. Geophys. Res.*, 97(C6):9531–9540.
- ASTRALDI, M., G. P. GASPARINI, S. SPARNOCCHIA, M. MORETTI, und E. SANSONE (1996). The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales. *Bulletin de l'Institut Oceanographique*, Numero special 17:95–115.
- BETHOUX, J. P. (1979). Budgets of the Mediterranean Sea. Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanol. Acta*, 2:157–163.
- BETHOUX, J. P. (1980). Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities. *Oceanol. Acta*, 3:79–88.
- BETHOUX, J. P. und B. GENTILI (1994). The Mediterranean Sea, a test area for marine and climatic interactions. In *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples.*, MALANOTTE-RIZZOLI, P. und A. R. ROBINSON, Hrsg., S. 239–254. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- BETHOUX, J. P., B. GENTILI, J. RAUNET, und D. TAILLIEZ (1990). Warming trend in the western Mediterranean deep water. *Nature*, 347:660–662.

- BETHOUX, J. P., L. PRIEUR, und F. NYFFELER (1982). The water circulation in the North-western Mediterranean Sea, its relations with wind and atmospheric pressure. In *Hydrodynamics of semi-enclosed seas.*, NIHOUL, J. C. J., Hrsg., S. 129–148. Elsevier.
- BETHOUX, J. P. und D. TAILLIEZ (1994). Deep-water in the western Mediterranean Sea, yearly climatic signature and enigmatic spreading. In *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples.*, MALANOTTE-RIZZOLI, P. und A. R. ROBINSON, Hrsg., S. 355–369. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- BIGNAMI, F., R. SANTOLERI, M. SCHIANO, und S. MARULLO (1991). Net long-wave radiation in the Western Mediterranean Sea. Poster session at the 20th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, IAPSO, Vienna.
- BORMANS, M. und C. GARRETT (1989). The Effects of Nonrectangular Cross Section, Friction, and Barotropic Fluctuations on the Exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Phys. Oceanogr.*, 19:1543–1557.
- BORMANS, M., C. GARRETT, und K. T. THOMPSON (1986). Seasonal variability of the surface inflow through the strait of gibraltar. *Oceanol. Acta*, 9(4):403–414.
- BRASSEUR, P. (1991). A Variational Inverse Method for the Reconstruction of General Circulation Fields in the Northern Bering Sea. *J. Geophys. Res.*, 96:4891–4907.
- BRASSEUR, P., J. M. BECKERS, J. M. BRANKART, und R. SHOENAUEN (1996). Seasonal temperature and salinity fields in the Mediterranean Sea: Climatological analyses of a historical data set. *Deep-Sea Res.*, 43:159–192.
- BRAY, N. A., J. OCHOA, und T. H. KINDER (1995). The role of the interface in exchange through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 100(C6):10755–10776.
- BRYDEN, H. L., E. C. BRADY, und R. D. PILLSBURY (1989). Flow through the Strait of Gibraltar. . In *Seminario Sobre La Oceanografico Fisica Del Estrecho De Gibraltar*, S. 166–194, Madrid, Spain. SECEG.
- BRYDEN, H. L., J. CANDELA, und T. H. KINDER (1994). Exchange through the strait of gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, 33:201–248.

- BRYDEN, H. L. und T. H. KINDER (1991). Steady two-layer exchange through the strait of gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 38:445–463.
- BRYDEN, H. L. und H. M. STOMMEL (1984). Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea. *Oceanol. Acta*, 7(3):289–296.
- BUNKER, A. F., H. CHARNOCK, und R. A. GOLDSMITH (1982). A note on the heat balance in the Mediterranean and Red Seas. *J. Mar. Res.*, 40(Suppl.):73–84.
- CANDELA, J., C. D. WINANT, und H. L. BRYDEN (1989). Meteorologically Forced Subinertial Flows Through the Strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 94:12667–12679.
- CASTELLARI, S., N. PINARDI, und K. LEAMAN (1994). A heat budget study for the Mediterranean Sea. *Draft*, S. 41pp.
- CAYAN, D. R. (1992). Latent and Sensible Heat Flux Anomalies over the Northern Oceans: Driving the Sea Surface Temperature. *J. Phys. Oceanogr.*, 22:859–881.
- CHERNIAWSKY, J. Y. und W. R. CRAWFORD (1996). Comparison between weather buoy and comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set wind data for the west coast of Canada. *J. Geophys. Res.*, 101:18377–18389.
- DOBSON, F. W. und S. D. SMITH (1988). Bulk models of solar radiation at sea. *Quart. J. Royal Met. Soc.*, 114:165–182.
- FARMER, D. M. und L. ARMI (1986). Maximal two-layer exchange over a sill and through the combination of a sill and contraction with barotropic flow. *J. of Fluid Mech.*, 164:53–76.
- FONT, J. (1987). The path of the Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea. *Deep-Sea Res.*, 34:1745–1755.
- GARCIA, M. J. LOPEZ, C. MILLOT, J. FONT, und E. GARCIA-LADONA (1994). Surface circulation variability in the Balearic basin. *J. Geophys. Res.*, 99(C2):3285–3296.
- GARRETT, C., M. BORMANS, und K. THOMPSON (1990). Is the exchange through the Strait of Gibraltar maximal or submaximal. In *The Physical Oceanography of Sea Straits.* , PRATT, L. J., Hrsg., S. 271–294. Kluwer Academic Publishers.

- GARRETT, C., R. OUTERBRIDGE, und K. THOMPSON (1993). Interannual variability in Mediterranean heat and buoyancy fluxes. *J. Climate*, 6:900–910.
- GILL, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Band 30 *International Geophysics Series*. Academic Press Inc.
- GILMAN, C. und C. GARRETT (1994). Heat flux parameterizations for the mediterranean sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget. *J. Geophys. Res.*, 99:5119–5134.
- GOLDSMITH, R. A. und A. F. BUNKER (1979). Woods Hole Oceanographic Institution collection of climatology and air-sea interaction data. Technischer Bericht WHOI 79-70, Woods Hole Oceanographic Institution.
- GRABS, W. (1992). Global Runoff Data. Technischer Bericht, Global Runoff Data Centre.
- HAINES, K. und P. WU (1996). Gcm studies of intermediate and deep waters in the Mediterranean. *J. Mar. Res.*, S. (submitted).
- HARZALLAH, A., D. L. CADET, und M. CREPON (1993). Possible Forcing Effects of Net Evaporation, Atmospheric Pressure, and Transients on Water Transports in the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 98:12341–12350.
- HEBURN, G. W. (1995). The Dynamics of the Seasonal Variability of the Western Mediterranean Circulation. In *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean*. , VIOLETTE, P. E. LA, Hrsg., S. 249–285. Amer. Geophys. Union.
- HEBURN, G. W. und P. E. LA VIOLETTE (1990). Variations in the Structure of the Anticyclonic Gyres Found in the Alboran Sea. *J. Geophys. Res.*, 95:1599–1613.
- HECHT, A. (1992). Abrupt changes in the characteristics of Atlantic and Levantine intermediate waters in the Southeastern Levantine Basin. *Oceanol. Acta*, 15:25–42.
- HERBAUT, C., F. MARTEL, und M. CREPON (1996). A Sensitivity Study of the General Circulation of the Western Mediterranean Sea Part II: the Response to Atmospheric Forcing. *J. Geophys. Res.*, S. submitted.
- HERBAUT, C., L. MORTIER, und M. CREPON (1996). A Sensitivity Study of the General Circulation of the Western Mediterranean Sea Part I: The Response to Density Forcing through the Straits. *J. Phys. Oceanogr.*, 26:65–84.

- HOPKINS, T. S. (1988). Recent observations on the intermediate and deep water circulation in the Southern Tyrrhenian Sea. *Oceanol. Acta*, 9:41–50.
- HURRELL, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269:676–679.
- HURRELL, J. W. und H. VAN LOON (1997). Decadal Variations in Climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, in press:41pp.
- HUTCHINSON, I., R. P. VON HERSEN, K. E. LOUDEN, J. G. SCLATER, und J. JEMSEK (1985). Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian Basins, Western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 90(B1):685–701.
- ISEMER, H. J., J. WILLEBRAND, und L. HASSE (1989). Fine adjustment of large scale air-sea energy flux parameterizations by direct estimates of ocean heat transport. *J. Climate*, 2:1173–1184.
- KATSAROS, K. B. (1990). In-situ Measurements for Validation of Microwave Data: Problems, Accuracies. In *Microwave Remote Sensing for Oceanographic and Marine Weather-Forecast Models*, VAUGHAN, R. A., Hrsg., S. 217–238. Kluwer Academic Publishers.
- KATZ, E. L. (1972). The Levantine intermediate water between the Strait of Sicily and the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, 19:507–520.
- KAUFELD, L. (1981). The development of a new Beaufort equivalent scale. *Meteor. Rundsch.*, 19:17–23.
- KINDER, T. H. und G. PARILLA (1987). Yes, Some of the Mediterranean Outflow Does Come From Great Depth. *J. Geophys. Res.*, 92(C3):2901–2906.
- KUSHNIR, Y. (1994). Interdecadal Variations in North Atlantic Sea Surface Temperature and Associated Atmospheric Conditions. *J. Climate*, 7:141–157.
- LACOMBE, H. und C. RICHEZ (1982). The regime of the Strait of Gibraltar. In *Hydrodynamics of semi-enclosed seas*, NIHOUL, J. C. J., Hrsg., S. 13–73. Elsevier.
- LACOMBE, H. und P. TCHERNIA (1972). Caracteres Hydrologiques et Circulation des Eaux en Mediterranee. In *The Mediterranean Sea*, STANLEY, D. J., Hrsg., S. 25–36. Hutchinson and Ross Inc.
- LACOMBE, H., P. TCHERNIA, und L. GAMBERONI (1985). Variable bottom water in the western Mediterranean basin. *Prog. Oceanogr.*, 14:319–338.

- LACOMBE, H., P. TCHERNIA, C. RICHEZ, und L. GAMBERONI (1964). Deuxieme contribution a l'etude du regime du detroit de Gibraltar. *Cah. Oceanogr.*, 16:283–327.
- LASCARATOS, A., R. G. WILLIAMS, und E. TRAGO (1993). A mixed-layer study of the formation of Levantine Intermediate Water. *J. Geophys. Res.*, 98(C8):14739–14749.
- LEAMAN, K. D. und F. SCHOTT (1991). Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: Winter 1987. *J. Phys. Oceanogr.*, 21:573–596.
- LEVITUS, S. (1982). Climatological atlas of the world ocean. Technischer Bericht 13, NORDA.
- LINDAU, R., H.-J. ISEMER, und L. HASSE (1990). Towards time-dependent calibration of historical wind observations at sea. *Tropical Ocean-Atmos. Newsl.*, 54:7–12.
- LOPEZ-JURADO, J. L., J. M. GARCIA LAFUENTE, und N. CANO LUCAYA (1995). Hydrographic conditions of the Ibiza Channel during November 1990, March 1991 and July 1992. *Oceanol. Acta*, 18(2):235–243.
- MACDONALD, A. M., J. CANDELA, und H. L. BRYDEN (1995). An Estimate of the Net Heat Transport Through the Strait of Gibraltar. In *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea.*, VIOLETTE, P. E. LA, Hrsg., S. 13–32. American Geophysical Union, Washington, DC.
- MADEC, G., M. CHARTIER, und M. CREPON (1991). The effect of thermohaline forcing variability on deep water formation in the western mediterranean sea: a high-resolution three-dimensional numerical study. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15:301–332.
- MANZELLA, G. M. R., G. P. GASPARINI, und M. ASTRALDI (1988). Water exchange between the eastern and western mediterranean through the strait of sicily. *Deep-Sea Res.*, 35(6):1021–1035.
- MANZELLA, G. M. R. und P. E. LA VIOLETTE (1990). The Seasonal Variation of Water Mass Content in the Western Mediterranean and Its Relationship With the Inflows Through the Straits of Gibraltar and Sicily. *J. Geophys. Res.*, 95:1623–1626.
- MARTIN, J.-M., F. ELBAZ-POULICHET, C. GUIEU, M.-D. LOÏE-PILOT, und G. HAN (1989). River versus Atmospheric Input of Material to the Mediterranean Sea: an Overview. *Mar. Chem.*, 28:159–182.

- MAY, P. W. (1982). Climatological flux estimates in the Mediterranean Sea: Part i. winds and wind stresses. Technischer Bericht 54, NORDA.
- MEDOC GROUP (1970). Observations of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969. *Nature*, 227:1037–1040.
- MERTENS, C. (1994). Winterliche Deckschichtentwicklung und ihre zwischenjährliche Variabilität im nordwestlichen Mittelmeer. Master's thesis, Universität Kiel.
- MILLOT, C. (1979). Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanol. Acta*, 2:261–274.
- MILLOT, C. (1985). Some features of the algerian current. *J. Geophys. Res.*, 90:7169–7176.
- MILLOT, C. (1987a). The circulation in the western mediterranean sea. *Oceanol. Acta*, 10:143–149.
- MILLOT, C. (1987b). The Circulation of the Levantine Intermediate Water in the Algerian basin. *J. Geophys. Res.*, 92:8265–8276.
- MILLOT, C. (1991). Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dyn. Atmos. Oceans*, 15:179–214.
- MILLOT, C. (1994). Models and Data: A Synergetic Approach in the Western Mediterranean Sea. In *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples.*, MALANOTTE-RIZZOLI, P. und A. R. ROBINSON, Hrsg., S. 407–425. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- MILLOT, C., G. M. R. MANZELLA, und P. E. LA VIOLETTE (1992). Correction to :The Seasonal Variation of Water Mass Content in the Western Mediterranean and Its Relationship With the Inflows Through the Straits of Gibraltar and Sicily by G. M. R. Manzella and P. E. La Violette. *J. Geophys. Res.*, 97:17961–17962.
- MOLCARD, R. (1972). Preliminary Results of Current Measurements in the Strait of Sicily in May 1970. . In *Oceanography of the Strait of Sicily, Saclantcen Conference Proceedings 7*, S. 82–95, La Spezia, Italy. Saclant Undersea Res. Cent.

- MOREL, A. (1972). The Hydrological Characteristics of the waters exchanged between the eastern and the western basins of the Mediterranean. . In *Oceanography of the Strait of Sicily, Saclantcen Conference Proceedings 7*, S. 11–37, La Spezia, Italy. Saclant Undersea Res. Cent.
- MORETTI, M., E. SANSONE, G. SPEZIE, und A. DE MAIO (1993). Results of investigations in the Sicily Channel (1986–1990). *Deep-Sea Res.*, 40(6):1181–1192.
- MUNK, W. und C. WUNSCH (1979). Ocean Acoustic Tomography: A Scheme for Large Scale Monitoring. *Deep-Sea Res.*, 26A:123–161.
- PARILLA, G., T. H. KINDER, und R. H. PRELLER (1987). Deep and Intermediate Mediterranean Water in the western Alboran Sea. *Deep-Sea Res.*, 33:55–88.
- PAYNE, R. E. (1972). Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, 29:959–970.
- PERKINS, H. und P. PISTEK (1990). Circulation in the Algerian Basin during june 1986. *J. Geophys. Res.*, 95:1577–1585.
- PICKARD, G. L. (1979). *Descriptive Physical Oceanography*. Pergamon International Library.
- PINARDI, N., G. KORRES, A. LASCARATOS, V. ROUSSENOV, und E. STANEV (1995). Evidence for interannual variability of the Mediterranean Sea upper ocean circulation. Draft.
- RAMAGE, C. S. (1987). Secular change in reported surface wind speeds over the ocean. *J. Appl. Meteor.*, 26:525–528.
- REED, R. K. (1977). On estimating insolation over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 7:482–485.
- RHEIN, M. (1995). Deep water formation in the western Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 100:6943–6959.
- ROETHER, W., B. KLEIN, V. BEITZEL, und B. B. MANCA (1996b). Property distributions and transient-tracer ages in Levantine Intermediate Water in the Eastern Mediterranean. *submitted to J. Marine Systems*, S. 22.
- ROETHER, W., B. B. MANCA, B. KLEIN, D. BREGANT, D. GEORGOPOULOS, V. BEITZEL, V. KOVACEVIC, und A. LUCHETTA (1996a). Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*, 271:333–335.

- ROHLING, E. J. und H. L. BRYDEN (1992). Man-induced salinity and temperature increase in Western Mediterranean deep water. *J. Geophys. Res.*, 97:11191–11198.
- SAMMARI, C., C. MILLOT, und L. PRIEUR (1995). Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current in the western mediterranean sea inferred from the prolig-2 and pros-6 experiments. *Deep-Sea Res.*, 42(6):893–917.
- SANKEY, T. (1973). The formation of deep water in the Northwestern Mediterranean. *Prog. Oceanogr.*, 6:159–179.
- SANTOLERI, R., E. BÖHM, und M. E. SCHIANO (1995). The Sea Surface Temperature of the Western Mediterranean Sea: Historical Satellite Thermal Data. In *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean.* , VIOLETTE, P. E. LA, Hrsg., S. 155–176. Amer. Geophys. Union.
- SCHIANO, M. E., R. SANTOLERI, F. BIGNAMI, R. M. LEONARDI, S. MARULLO, und E. BÖHM (1993). Air-sea interaction measurements in the West Mediterranean Sea during the Tyrrhenian eddy multi-platform observations experiment. *J. Geophys. Res.*, 98(C2):2461–2474.
- SCHOTT, F., M. VISBECK, und U. SEND (1994). Open ocean deep convection, Mediterranean and Greenland Seas. In *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples.* , MALANOTTE-RIZZOLI, P. und A. R. ROBINSON, Hrsg., S. 203–225. Kluwer Academic Publishers, Netherlands.
- SCHOTT, F., M. VISBECK, U. SEND, J. FISCHER, L. STRAMMA, und Y. DESAUBIES (1996). Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/92. *J. Geophys. Res.*, 26(4):505–524.
- SECKEL, G. R. und F. H. BEAUDRY (1973). The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract). *Trans. Amer. Geophys. Union*, 54:1114.
- SEND, U. (1995). Untersuchungen zur ozeanischen konvektion und großräumigen wassermassenvariabilität unter einatz der akustischen tomographie. Habilitationsschrift.
- SEND, U., J. FONT, und C. MERTENS (1996). Recent Observation Indicates Convection's Role in Deep Water Circulation. *Eos Trans. AGU*, 77:61, 65.

- SEND, U., G. KRAHMANN, D. MAUARY, Y. DESAUBIES, F. GAILLARD, T. TERRE, J. PAPADAKIS, M. TAROUdakIS, E. SKARSOULIS, und C. MILLOT (1997). Acoustic observations of heat content across the Mediterranean Sea. *Nature*, 385:615–617.
- SEND, U. und J. MARSHALL (1995). Integral effects of deep convection. *J. Phys. Oceanogr.*, 25:855–872.
- SEND, U., F. SCHOTT, F. GAILLARD, und Y. DESAUBIES (1995). Observation of a deep convection regime with acoustic tomography. *J. Geophys. Res.*, 100:6927–6941.
- SMITH, S. D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, 93(C12):15467–15472.
- SPARNOCCHIA, S., G. M. R. MANZELLA, und P. E. LA VIOLETTE (1995). The Interannual and Seasonal Variability of the main and low Core Properties in the Western Mediterranean Sea. In *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean*, VIOLETTE, P. E. LA, Hrsg., S. 177–194. Amer. Geophys. Union.
- SPARNOCCHIA, S., P. PICCO, G. M. R. MANZELLA, A. RIBOTTI, S. COPELLO, und P. BRASEY (1996). Intermediate water formation in the Ligurian Sea. *Oceanol. Acta*, 19:151–162.
- STANEV, E. V., H. J. FRIEDRICHs, und S. V. BOTEV (1989). On the seasonal response of intermediate and deep water to surface forcing in the Mediterranean sea. *Oceanol. Acta*, 11:141–149.
- TAUBENHEIM, J. (1969). *Statistische Auswertung Geophysikalischer und Meteorologischer Daten*, Band 5 *Geophysikalische Monographien*. Akademische Verlagsges. Geest & Portig.
- THETIS-2 GROUP (1995). Thetis-2 final report. Technischer Bericht, EU MAST-II.
- THETIS GROUP (1994). Open-ocean deep convection explored in the Mediterranean. *Eos Trans. AGU*, 75(19):217–221.
- TINTORE, J. D. und P. E. LA VIOLETTE (1988). A study of an intense density front in the eastern Alboran Sea: The Almeria Oran front. *J. Phys. Oceanogr.*, 18:1384–1397.

- TIXERONT, J. (1970). Le Bilan Hydrologique de la mer Noire et de la mer Mediterranee. *Cah. Oceanogr.*, 22:227–237.
- TZIPERMAN, E. und P. MALANOTTE-RIZZOLI (1991). The climatological seasonal circulation of the Mediterranean Sea. *J. Mar. Res.*, 49:411–434.
- VIOLETTE, P. E. LA (1994). Overview if the Major Forcings and Water Masses of the Western Mediterranean Sea. In *Seasonal and Interannual Variability of the Western Mediterranean Sea.* , LA VIOLETTE, P. E., Hrsg., Band 46 *Coastal and Estuarine Studies*, S. 1–11. American Geophysical Union, Washington, DC.
- VISBECK, M. (1993). *Konvektion im offenen Ozean*. PhD thesis, Institut für Meereskunde, Kiel.
- VISBECK, M., J. MARSHALL, und H. JONES (1995). On the dynamics of convective chimneys in the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, S. (submitted).
- VOSE, R. S., R. L. SCHMOYER, P. M. STEURER, T. C. PETERSON, R. HEIM, T. R. KARL, und J. K. EISCHEID (1992). The Global Historical Climatology Network: Long-term monthly temperature, precipitation, sea level pressure and station pressure data. Technischer Bericht NDP-041, Carbon Dioxide Information Analysis Center.
- WOODRUFF, S. D., R. J. SLEUTZ, R. L. JENNE, und P. M. STEURER (1987). A comprehensive ocean-atmosphere data set. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 68:1239–1250.
- WÜST, G. (1961). On the Vertical Circulation of the Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.*, 66(10):3261–3271.
- ZAVATARELLI, M. und G. L. MELLOR (1995). A numerical study of the mediterranean sea circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 25:1384–1414.
- ZORITA, E., V. KHARIN, und H. VON STORCH (1992). The Atmospheric Circulation and Sea Surface Temperature in the North Atlantic Area in Winter: Their Interaction and Relevance for Iberian Precipitation. *J. Climate*, 5:1097–1108.

Danksagung

Ich möchte hier zuerst meinem Doktorvater Herrn Prof. Dr. Friedrich Schott dafür danken, daß er mir die Möglichkeit eröffnet hat, in die physikalische Ozeanographie einzusteigen. Durch Ihn wurde für mich der Satz 'Gehen Sie in die Regionale Ozeanographie, und Sie lernen die Welt kennen !' zur Realität. Er hat mir bei der Entwicklung meines Themas viel Freiraum gelassen, mich aber immer wieder zum Wesentlichen zurückgeführt.

Herrn PD. Dr. U. Send gebührt besonderer Dank für sein Interesse an meiner Arbeit und seine immerwährende Bereitschaft, konstruktiv zu ihrem Gelingen beizutragen. Die Mitarbeit in dem von ihm geleiteten THETIS-2-Experiment gab mir die Möglichkeit meine Ideen zum Mittelmeer auch im internationalen Rahmen weiterzuentwickeln, dafür danke ich ihm.

Frau PD. Dr. M. Rhein und Herr Dr. J. Fischer waren ständig bereit, meine Fragen zur Ozeanographie beantworten und über meine Ideen zum westlichen Mittelmeer zu diskutieren. Ihnen sei hiermit herzlich gedankt.

Frau Dr. N. Pinardi sei dafür gedankt, daß sie mir den MED2-Datensatz zur Verfügung stellte. Herr Dr. F.-R. Martin-Lauzer machte es möglich, daß ich hydrographische Daten der französischen Marine mit in die Untersuchungen einbeziehen konnte, bei der Bearbeitung in Brest stand mir Monsieur L. Kerleguer hilfreich zur Seite, ihnen beiden schulde ich Dank. Auch den Herrn Dr. D. Quadfasel und Dr. C. Millot danke ich für die Bereitstellung von hydrographischen Daten des westlichen Mittelmeeres.

Der ganzen Abteilung Regionale Ozeanographie des IfM Kiel danke ich herzlich für die angenehme Atmosphäre in vielen hundert Kaffeerunden und auf den gemeinsamen Seereisen.

Meinem Mannschaftskameraden Herrn G. Reese danke ich für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts.

Außerdem möchte ich mich bei all denjenigen bedanken, die mir in den letzten für mich schwierigen Monaten geholfen haben. Besonders genannt seien hier Martina Elbrächter und Sybille und Jörg Kähler.

Referent/in:.....

Korreferent/in:.....

Tag der mündlichen Prüfung:.....

Zum Druck genehmigt: Kiel, den.....

Der Dekan