

Statistische Analyse mehrjähriger Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee

Möglichkeiten zur Validation und Korrektur
systematischer Fehler eines regionalen Ozeanmodells

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich
Geowissenschaften
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Frank Janssen

aus Norden

Hamburg

2002

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von Dr. Corinna Schrum
und Prof. Dr. Hans von Storch

Hamburg, den 17. Mai 2002

Prof. Dr. J.O. Backhaus
Prodekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

Abkürzungen und Akronyme

1	Einleitung	1
2	Daten und Methoden	5
2.1	Beobachtungsdaten	5
2.1.1	Zur Inhomogenität von Beobachtungsdaten	6
2.1.2	Profil- und Einzelmessungen	8
2.1.3	Zeitreihen	12
2.1.4	Gitterpunktsdaten	13
2.2	Simulationsdaten	15
2.2.1	Modellsimulationen für Nord- und Ostsee im Überblick	15
2.2.2	Die Version des HAMSOM für Nord- und Ostsee	16
2.2.3	Eine dekadische Simulation mit dem HAMSOM	17
2.3	Statistische Verfahren	18
2.3.1	Verfahren zur Musteranalyse	19
2.3.2	Verfahren zur Zeitreihenanalyse	22
2.4	Validation	26
2.4.1	Zur Definition des Begriffs „Validation“	27
2.4.2	Funktionale Validation der dekadischen Simulation mit dem HAMSOM	27
3	Mittlerer Zustand der Hydrographie in Nord- und Ostsee	29
3.1	Topographie	29
3.2	Salzgehalt	31
3.3	Temperatur	34
3.4	Eisbedeckung der Ostsee	37
4	Die Nordatlantische Oszillation - NAO	39
5	Mehrjährige Variabilität in Beobachtung und Simulation	45
5.1	Vorbemerkungen	45
5.2	Wasserstand	47
5.2.1	Beobachtete Variabilität	48
5.2.2	Simulierte Variabilität	52
5.2.2.1	Validation simulierter Wasserstandsvariabilität	53
5.2.2.2	Windeinfluss auf die Wasserstandsschwankungen der Ostsee	55
5.2.2.3	Validation des Transports zwischen Nord- und Ostsee	58
5.3	Salzgehalt	62
5.3.1	Beobachtete Variabilität in der Nordsee	62
5.3.2	Simulierte Variabilität in der Nordsee	72

5.3.2.1	Validation der simulierten Variabilität in der Nordsee	72
5.3.2.2	Auswirkungen mehrjähriger Variabilität des Abflusses	74
5.3.3	Beobachtete Variabilität in der Ostsee	76
5.3.4	Simulierte Variabilität in der Ostsee	80
5.4	Meeresoberflächentemperatur	87
5.4.1	Beobachtete Variabilität in der Nordsee	87
5.4.1.1	Variabilität innerhalb der letzten 30 Jahre	87
5.4.1.2	Variabilität auf interdekadischer Zeitskala	90
5.4.1.3	SST-Variabilität der Nordsee in Bezug zur SST im Nordatlantik	94
5.4.2	Simulierte Variabilität in der Nordsee	95
5.4.3	Beobachtete Variabilität in der Ostsee	98
5.4.4	Simulierte Variabilität in der Ostsee	101
5.5	Eisbedeckung der Ostsee	104
5.5.1	Beobachtete Variabilität	104
5.5.2	Simulierte Variabilität	107
6	Ein Verfahren zur Korrektur systematischer Simulationsfehler	111
6.1	Fall A: Teilweise Überdeckung des Simulationszeitraumes mit Beobachtungsdaten	113
6.2	Fall B: Vollständige Überdeckung des Simulationszeitraums mit Beobachtungsdaten	120
7	Zusammenfassung und Ausblick	124
	Danksagung	128
	A Gleichungen	139
	B Interpolationsverfahren nach Barnes	140
	C Zum Problem der Modellinitialisierung	141
	D Die MVSTAT Toolbox	144
D.1	Kurzbeschreibung der Hauptroutinen	144
D.1.1	EOF – Empirische orthogonale Funktionen	144
D.1.2	EOT – Empirical orthogonal teleconnections	145
D.1.3	CCA – Kanonische Korrelationsanalyse	145
D.1.4	MCA – Maximum-Kovarianzanalyse	146
D.2	Kurzbeschreibung der Hilfsroutinen	148
D.2.1	Normierung und Standardisierung	148
D.2.2	Eliminierung des Jahresgangs	148
D.2.3	Filterung	149
D.2.4	Harmonische Analyse	150

Abkürzungen und Akronyme

AARI	A rctic and A ntarctic R esearch I nstitute (St.Petersburg, Russland)
AOGCM	A tmosphere- O cean G eneral C irculation M odel
AVHRR	A dvanced V ery H igh R esolution R adiometer
BASIS	B Altic S ea A ir- I ce- S tudy
BMP	B altic M onitoring P rogram
BSH	B undesamt für S eeschiffahrt und H ydrographie
CCA	C anonical C orrelation A nalysis
COMBINE	C Ooperative M onitoring in the B altic M ar I NE E nvironment
DHI	D eutsches H ydrographisches I nstitut
DOD	D eutsches O zeanographisches D atenzentrum
EOF	E mpirische O rthogonale F unktionen
EOT	E mpirical O rthogonal T eleconnections
FIMR	F innish I nstitute of M arine R esearch (Helsinki, Finnland)
HAMSOM	H AMburg S helf O cean M odel
HELCOM	HE Lsinki CO Mmission
IBTS	I nternational B ottom T rawl S urvey
ICES	I nternational C ouncil for the E xploration of the S ea
IYFS	I nternational Y oung F ish S urvey
KLINO	KL imatologie und P rognose klimainduzierter Ä nderungen hydrographischer Größen in N ord- und O stsee
MSSA	M ultichannel S ingular S pectrum A nalysis
MCA	M aximum C ovariance A nalysis
MEM	M aximum- E ntropie- M ethode
MUDAB	M eer <u>esUmwelt-DAtenBank</u>
NCAR	N ational C enter for A tmospheric R esearch (Washington DC, USA)
NCEP	N ational C enter for E nvironmental P rediction (Washington DC, USA)
NIC	N ational I ce C enter (Washington DC, USA)
NOWESP	NO rth- W est E uropean S helf P rogramme
O-RCM	O cean R egional C irculation M odel
PC	P rincipal C omponent
PSMSL	P ermanent S ervice for M ean S ea L evel
SAT	S urface A ir T emperature
SLP	S ea L evel P ressure, L uftdruck in Bodennähe
SMMR	S canning M ulti-channel M icrowave R adiometer
SSMI	S pecial S ensor M icrowave I mager
SMHI	S wedish M eteorological and H ydrological I nstitute (Norrköping, Schweden)
SSA	S ingular S pectrum A nalysis
SST	S ea S urface T emperature
SSTA	S ea S urface T emperature A nomaly
WMO	W orld M eteorological O rganization

1 Einleitung

Eigentlich weiß man nur, wenn man wenig weiß;
mit dem Wissen wächst der Zweifel.

Johann Wolfgang von Goethe

Die Variabilität des Klimas im globalen Maßstab ist in den letzten Jahren zunehmend in den Blickpunkt des öffentlichen Interesses gerückt. Während sich die Klimaänderungen auf globaler Skala vollziehen, sind es deren Auswirkungen auf sehr viel kleineren Skalen, die den einzelnen direkt betreffen. Die Klimaimpaktforschung ist demzufolge gefordert, Aussagen zu den Auswirkungen von Klimaänderungen auf Raumskalen unterhalb von 100 km zu treffen. Wichtigstes Hilfsmittel zur Erforschung von Klimaschwankungen und deren Ursachen sind heutzutage die globalen gekoppelten Zirkulationsmodelle von Atmosphäre und Ozean (AOGCM) [IPCC, 2001]. Mit ihnen lassen sich Klimaschwankungen mit einer Auflösung von etwa 500 km berechnen. Aus der Diskrepanz der Raumskalen von heutigen Klimasimulationen zu denen des Klimaimpakt folgt die Notwendigkeit zur *Regionalisierung* der globalen Simulationsergebnisse [Giorgi et al., 2001]. In den letzten Jahren wurden parallel mehrere Strategien verfolgt, die eine Regionalisierung zum Ziel hatten. Neben global oder regional stark verfeinerten Simulationen mit einem globalen Atmosphärenmodell auf der Grundlage ausgewählter Abschnitte aus einer Simulation mit einem AOGCM (engl.: *time-slice simulations*) haben sich die Methoden des *dynamischen* und des *statistischen* bzw. *empirischen Downscalings* als besonders nützlich erwiesen. Beim Verfahren des *dynamischen Downscalings* werden Daten aus einer Simulation mit einem AOGCM benutzt, um in einem ausgewählten Gebiet ein regionales Zirkulationsmodell (RCM) mit hoher räumlicher Auflösung anzutreiben. In dem RCM können sowohl die Topographie als auch für die Region besonders bedeutsame physikalische Prozesse wesentlich besser aufgelöst werden, als es in der globalen Simulation mit einem AOGCM möglich ist. Im Gegensatz dazu wird bei Verfahren des *statistischen Downscalings* nach einer Beziehung zwischen einer Größe, die in der AOGCM-Simulation vertrauenswürdig simuliert wird (z.B. der nordhemisphärischen Luftdruckverteilung) und einer regionalen Größe (z.B. dem Niederschlag über Spanien) gesucht. Ist eine solche Beziehung gefunden, kann - dem Beispiel folgend - aus den simulierten Luftdruckverteilungen des AOGCMs der Niederschlag abgeschätzt werden.

Zu den Regionen, die besonders sensitiv auf Klimaänderungen reagieren, zählen die Küsten- und Schelfmeerregionen, denen auch Nord- und Ostsee zuzuordnen sind. Allein in den deutschen Bundesländern an der Nord- und Ostseeküste leben ca. 15 Millionen Menschen, die unmittelbar von den klimatischen Schwankungen beider Randmeere betroffen sind. Es hat daher in den vergangenen Jahren nicht an Versuchen gemangelt, die auf eine Abschätzung der Auswirkungen einer möglichen Klimaänderung auf die physikalischen und biologischen Verhältnisse in Nord- und Ostsee abzielten. Hierbei wurde sowohl von der Methode des *statistischen* als auch des *dynamischen Downscalings* Gebrauch gemacht. Zu den Arbeiten, die die Auswirkungen von Klimaänderungen auf physikalische Größen mit den Methoden des *statistischen Downscalings* untersucht haben, zählen z.B. Heyen et al. [1996]; Heyen und

Dippner [1998]; Tinz [1996] und Zorita und Laine [2000]. Auch Zusammenhänge zwischen Klimaänderungen und biologischen Größen wurden mit den statistischen Verfahren analysiert [Heyen, 1998; Kröncke et al., 1998]. Ein großer Vorteil der statistischen Methoden liegt in ihrem geringen Rechenaufwand. Im Gegensatz dazu stellen mehrjährige Modellsimulationen mit hochauflösenden Regionalmodellen, die die Grundlage des *dynamischen Downscalings* bilden, einen erheblichen Rechenaufwand dar. Daher sind derartige Simulationen erst mit der stark gestiegenen Rechenleistung der letzten Jahre möglich geworden. Während für die Atmosphäre schon eine Reihe von Arbeiten vorliegen (für einen Überblick siehe Giorgi et al. [2001]), beschränken sich die Untersuchungen zur regionalen Klimavariabilität des Ozeans, die sich der Methodik des *dynamischen Downscalings* bedienen, auf einige wenige Beispiele [Kauker, 1998; Meier, 2001].

Das größte Potential zur Erweiterung der wissenschaftlichen Erkenntnis bezüglich klimatischer Schwankungen von Schelfmeeren wie Nord- und Ostsee besitzen die regionalen Zirkulationsmodelle des Ozeans (O-RCM). Die Basis der wissenschaftlichen Erkenntnis bildet jedoch immer die Analyse derzeitiger und zurückliegender klimatischer Schwankungen auf der Grundlage von Beobachtungen. Qualitativ hochwertigem Beobachtungsmaterial kommt in mehrfacher Weise eine besondere Bedeutung zu. Zum einen stellt die Analyse der Beobachtungen an sich die fundamentale Möglichkeit zur Charakterisierung und Quantifizierung der klimatischen Variabilität dar. Von besonderer Bedeutung ist das Beobachtungsmaterial aber auch während der Entwicklung und zur Validation von Simulationsmodellen.

Genau an dieser Schnittstelle zwischen der Analyse von Beobachtungsdaten und der Anwendung von O-RCMs zur Untersuchung regionaler Klimavariabilität setzt die vorliegende Arbeit an.

In Giorgi et al. [2001] wird ausdrücklich auf die Bedeutung von Beobachtungsdaten, die zur Evaluation von RCMs geeignet sind, hingewiesen. Hingegen wird der Mangel von Beobachtungsdaten, die sich zur Validation einer mehrjährigen Simulation mit einem O-RCM in der Nordsee eignen, von Kauker [1998] beklagt. Auf das Auffinden und Aufbereiten von Beobachtungsdaten wurde daher in der vorliegenden Arbeit großer Wert gelegt. Das über mehrere Jahre aufgebaute Archiv an hydrographischen Daten aus Nord- und Ostsee umfasst den Großteil der in Europa verfügbaren Daten im Zeitraum 1900-2000. Im Gegensatz zu einer bloßen Datensammlung wurden alle Daten in mehrfacher Weise bearbeitet und in einheitlicher Form gespeichert. Besonderes Gewicht wurde auf eine Aufbereitung der Datensätze gelegt, die sie sowohl für statistische Analysen der Variabilität als auch zur Validation eines R-OCMs tauglich macht.

Auf der Grundlage der Beobachtungsdaten wird die mehrjährige klimainduzierte Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee umfassend analysiert. Die Analyse erfolgt dabei unter Anwendung einer Reihe von - bei der Untersuchung klimarelevanter Daten bereits erprobter - statistischer Verfahren. Die Auswahl und strukturierte Programmierung der statistischen Verfahren stellt einen weiteren Aspekt der Arbeit dar. Die einheitliche Anwendung statistischer Verfahren auf alle hydrographischen Größen betont dabei die Gemeinsamkeiten in der mehrjährigen Variabilität.

Die auffallenden Übereinstimmungen sowohl in der Variabilität verschiedener hydrographischer Größen als auch zwischen der Variabilität in Nord- und Ostsee deutet auf eine gemeinsame Ursache hin. Da in flachen Meeresregionen wie Nord- und Ostsee ein dominierender Einfluss der Atmosphäre auf die Variabilität des Ozeans zu erwarten ist, wird der Zusammenhang zwischen der Variabilität der Hydrographie und der großskaligen atmosphärischen Zirkulation untersucht. Die dabei zum Einsatz kommenden statistischen Methoden werden in derselben Weise auch zum *statistischen Downscaling* angewandt. Die vorgestellten Analysen geben daher Anhaltspunkte, welche der hydrographischen Größen sich in welcher Form zum *statistischen Downscaling* von Ergebnissen aus einem globalen AOGCM eignen. Da die mehrjährige Variabilität der atmosphärischen Zirkulation auf der Nordhalbkugel von der Nordatlantischen Oszillation (NAO) dominiert ist, wird der NAO bei der Untersuchung des Zusammenhangs zwischen atmosphärischer und ozeanischer Variabilität besondere Aufmerksamkeit zuteil.

Trotz aller Bemühungen bei der Sammlung und Aufbereitung der Beobachtungsdaten ist eine lückenlose Charakterisierung der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee auf der Grundlage des Beobachtungsmaterials allein unmöglich. Zur Schließung der Wissenslücken können die Ergebnisse einer mehrjährigen Modellsimulation mit einem R-OCM herangezogen werden. Die Modellsimulationen innewohnenden Möglichkeiten das Verständnis klimainduzierter Variabilität in Nord- und Ostsee zu erweitern, sind erheblich. Jedoch verdienen diese Simulationen, das ihnen oftmals blindlings entgegengebrachte Vertrauen *a priori* nicht. Das Vertrauen in derartige Simulationen muss durch eine umfangreiche Validation erst erworben und gerechtfertigt werden. Die Möglichkeit zur umfassenden Validation einer mehrjährigen Simulation mit einem auf dem Stand der derzeitigen Entwicklung befindlichen gekoppelten Eis-/Ozeanmodell darzulegen, ist neben der Analyse der Beobachtungen der zweite wesentliche Aspekt der vorliegenden Arbeit. Die zur Analyse der Variabilität der Hydrographie herangezogenen Beobachtungsdaten werden in der Validation benutzt, um die Reproduktionseigenschaften des Simulationsmodells bezüglich der mehrjährigen Variabilität zu quantifizieren und die möglichen Ursachen der aufgefundenen Simulationsdefizite einzugrenzen.

Für die Anteile der beobachteten Variabilität, die gemäß der Validationsergebnisse vertrauenswürdig simuliert werden, wird das Potential des Simulationsmodells, zum Verständnis der Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee beizutragen, in einigen Fallbeispielen demonstriert. Insbesondere dient das Simulationsmodell dazu, statistischen Zusammenhängen, die anhand der Analysen der Beobachtungen aufgezeigt wurden, einen kausalen Zusammenhang zuzuordnen und diesen zu quantifizieren.

Zum Abschluss der Arbeit wird ein Verfahren vorgestellt, das für die Anteile der beobachteten Variabilität, die gemäß den Validationsergebnissen mit signifikanten Fehlern simuliert werden, eine Reduzierung der Defizite ermöglicht.

Es resultiert folgende Struktur der Arbeit: In Kapitel 2 werden die zur Untersuchung der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee verwandten Daten und Methoden beschrieben. Dies sind eine Vielzahl von Beobachtungsdaten, die Ergebnisse ei-

ner mehrjährigen Modellsimulation und eine Reihe statistischer Verfahren. Des Weiteren wird in diesem Kapitel festgelegt, was in der vorliegenden Arbeit unter dem Begriff „Validation“ zu verstehen ist. Eine zusammenfassende Beschreibung des mittleren Zustandes der Hydrographie in Nord- und Ostsee erfolgt in Kapitel 3. Ein Überblick über den für die Arbeit maßgeblichen Anteil der atmosphärischen Variabilität - die Nordatlantische Oszillation - wird in Kapitel 4 gegeben. Den Hauptteil der Arbeit bildet Kapitel 5. Hier werden die anhand der Beobachtungs- und Simulationsdaten erzielten Ergebnisse der Analysen der Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee dargelegt. In Kapitel 6 wird eine Methode zur Korrektur systematischer Modellfehler vorgestellt. Die Arbeit schließt mit einer Zusammenfassung in Kapitel 7. Ergänzt wird die Arbeit durch die Anhänge A-D, in denen formelmäßige Zusammenhänge dargestellt sind. Außerdem wird dort das Problem der Modellinitialisierung behandelt. Schließlich erfolgt im Anhang eine Kurzbeschreibung eines im Verlauf der Arbeit entstandenen Programmpaketes zur Musteranalyse.

Wie aus dem Titel und den bisherigen Ausführungen hervorgeht, behandelt die vorliegende Arbeit ausschließlich die mehrjährige Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee. Diese Beschränkung ist (leider) notwendig, um den Umfang der Arbeit nicht ausufern zu lassen. Die zum Verständnis von Nord- und Ostsee als physikalischem System ebenfalls sehr wichtigen Aspekte des mittleren Zustandes und der saisonalen Variabilität der Hydrographie werden nur in einem kurzen Überblick zusammengefasst. Zu diesen Aspekten wurden allerdings sowohl was die Beobachtung angeht [*Janssen et al.*, 1999] als auch was die Validation eines Simulationsmodells betrifft [*Janssen et al.*, 2001; *Schrum et al.*, 2000] bereits ausführliche Arbeiten vorgelegt.

2 Daten und Methoden

Von zentraler Bedeutung für die Analyse der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee sind auf Beobachtungen beruhende Datensätze ausreichender Länge und Qualität. Die Daten, auf denen die vorliegende Arbeit basiert, werden im ersten Abschnitt dieses Kapitels beschrieben.

Eine lückenlose Analyse der mehrjährigen Variabilität allein auf der Grundlage des vorhandenen Beobachtungsmaterials scheint unmöglich. Die Ergebnisse eines numerischen Simulationsmodells bieten eine hervorragende Möglichkeit, die verbleibenden Lücken zu schließen. Im zweiten Abschnitt des Kapitels wird ein Überblick zu Modellsimulationen in Nord- und Ostsee gegeben. Weiterhin wird eine ausgewählte Modellsimulation mit den daraus resultierenden Daten genauer beschrieben.

Gegenstand des dritten Abschnittes ist das wichtigste Hilfsmittel - sowohl um die mehrjährige Variabilität an Hand der Beobachtungen zu analysieren als auch die Eigenschaften der Modellsimulationen zu untersuchen - eine Auswahl statistischer Verfahren zur Muster- und Zeitserienanalyse.

Die Grundvoraussetzung für eine sinnvolle Interpretation der Simulationsergebnisse ist die Konsistenz der Simulationsergebnisse mit den vorhandenen Beobachtungsdaten. Diese Konsistenz sicherzustellen, ist Aufgabe der Validation, der der vierte und letzte Abschnitt gewidmet ist.

2.1 Beobachtungsdaten

Eine entscheidende Vorarbeit für statistische Analysen stellt das Auffinden und Aufbereiten von Beobachtungsdaten dar. Daher wurden in der vorliegenden Arbeit große Anstrengungen unternommen, aus den über viele Quellen verstreuten und in jeglicher Hinsicht inhomogenen hydrographischen Daten, Datensätze zu extrahieren und aufzubereiten, die eine eingehende Analyse der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee gestatten. In ihrer Gesamtheit ergeben die gewonnenen Daten ein umfassendes - wenn auch nicht lückenloses - Bild der raum-zeitlichen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee.

In den folgenden Abschnitten erfolgt eine Bestandsaufnahme der Datenquellen, die Verwendung gefunden haben. Von diesen Datenquellen bis zu einem Datensatz, der eine statistische Analyse der Variabilität oder einen Vergleich mit Simulationsergebnissen gestattet, sind in der Regel mehrere Arbeitsgänge notwendig. Diese Arbeitsgänge, die z.B. die Eliminierung von Fehlern, die Interpolation und die Filterung der Daten umfassen können, werden im Verlauf der Arbeit jeweils dort beschrieben, wo die daraus resultierenden Datensätze analysiert werden. Diese Vorgehensweise erlaubt einen besseren Einblick in die für die jeweilige Analyse notwendigen Arbeitsschritte und erleichtert, aus den Datensätzen hervorgehende Einschränkungen der Analysen zu erkennen.

In der Regel ist der Aufwand, um aus den Daten Informationen über die mehrjährige Variabilität und deren räumliche Charakteristik zu erlangen, sehr hoch. So stellt insbesondere die

Eliminierung von Fehlern jeglicher Art hohe zeitliche Anforderungen, da sie nur bedingt zu automatisieren ist. Eine besondere Problematik rührt dabei von Inhomogenitäten des Beobachtungsmaterials her, die im folgenden der Datenbeschreibung vorangestellten Abschnitt behandelt wird.

Entsprechend ihrer raum-zeitlichen Organisation wurden die Daten in drei Kategorien unterteilt, die im Wesentlichen auch eine Unterteilung bezüglich des Arbeitsaufwandes bei der Datenaufbereitung darstellt.

2.1.1 Zur Inhomogenität von Beobachtungsdaten

Bereits bei Untersuchungen mehrjähriger Variabilität treten Probleme mit Inhomogenitäten¹ des Beobachtungsmaterials auf, die sich verstärken, wenn die Analysen auf mehrere Dekaden ausgedehnt werden. Einen Einstieg in die sehr komplexe Thematik der Inhomogenität klimatologisch oder hydrographisch bedeutsamer Datensätze ermöglichen z.B. *Jones [1995]* oder *WASA [1998]* mit den dort gegebenen Zitaten.

Hier seien einige der Effekte genannt, die einer Homogenität langer hydrographischer Datensätze entgegenstehen:

- **Meeresoberflächentemperatur:** Mehrfache Umstellung der Messmethoden, zuerst von Thermometermessungen in Eimern aus Segeltuch auf Holzeimer und später (um 1940) auf Messungen am Kühlwassereinlauf der Schiffe.
- **Salzgehalt:** Umstellung auf Messung mittels CTD-Sonden zu Beginn der 70er Jahre. Mehrfache Verlegung von Feuerschiffen in Regionen mit starken ozeanischen Fronten.
- **Wasserstand:** Erneuerung von Pegeln nach Hafenerweiterungen. Eindeichungen des Hinterlandes. Änderungen des Bezugsniveaus.

Für den Wasserstand illustriert Abbildung 1 beispielhaft eines der auftretenden Probleme. Der Wasserstand am Pegel „Den Helder“ an der niederländischen Nordseeküste zeigt einen für die Hochwasser stark positiven Trend. Bei eingehender Betrachtung der Zeitreihe ist festzustellen, dass sich dieser Trend vor allem aus einem raschen Anstieg um 1930 ergibt. Noch deutlicher wird diese sprunghafte Änderung aus der Analyse der Eintrittszeiten der Hochwasser. Die gleitende Standardabweichung der Differenzen der Eintrittszeiten zeigt um 1930 einen Sprung um fast eine Größenordnung. Der Grund für diese gravierende Änderung liegt in der Eindeichung des IJsselmeers, die 1920 begonnen und am 23. Mai 1932 mit der Schließung des Hauptdeiches vollendet wurde. Die Amplitude dieser Wasserstandsänderung ist entsprechend des Ausmaßes der Änderung der Küstenlinie extrem, sie steht aber exemplarisch für Änderungen der Küstenlinie entlang der gesamten Nordseeküste, die zum Teil heute noch andauern.

Bleiben derartige Inhomogenitäten unerkannt, kann dies zu drastischen Fehleinschätzungen bei der Interpretation des Datenmaterials führen. So kommen *Sündermann et al. [2001a, b]*

¹Darunter sind zeitliche Variationen zu verstehen, die nicht klimatologischer Natur sind.

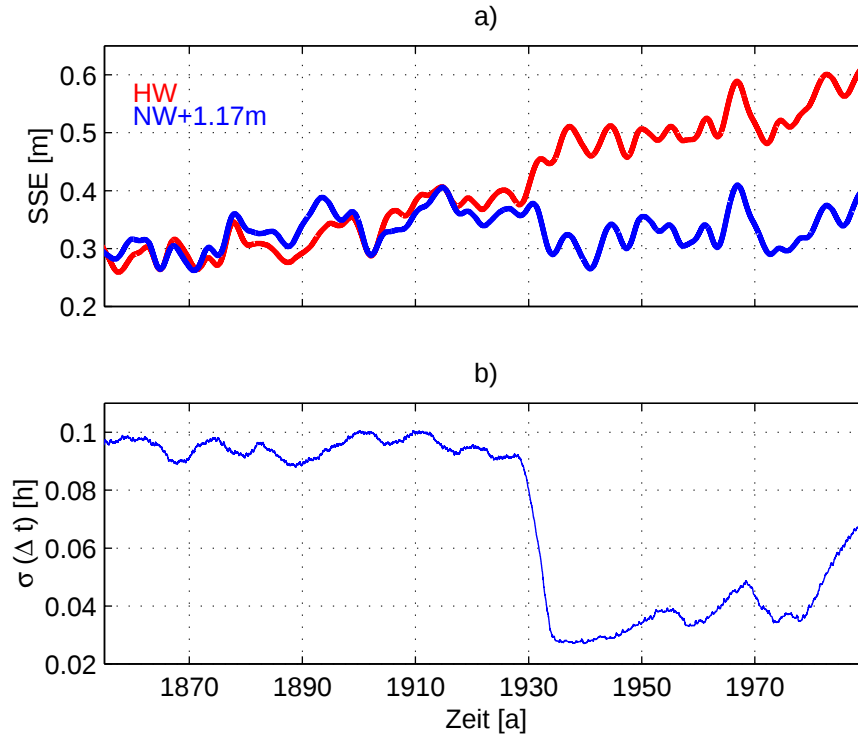


Abbildung 1: a) Über 5 Jahre tiefpassgefilterte Wasserstandsdaten zur Zeit des Hochwassers (rot) und des Niedrigwassers (blau) am Pegel „Den Helder“ an der niederländischen Nordseeküste. Zur besseren Darstellung wurden die Niedrigwasser um 1,17 m verschoben. b) Die 5-jährige gleitende Standardabweichung der Differenzen der Eintrittszeiten des Hochwassers.

auf der Grundlage der in Abbildung 1a dargestellten Zeitreihe des Tidehochwassers am Pegel „Den Helder“ zu einer Abschätzung eines Anstiegs des mittleren Wasserstandes in der südlichen Nordsee von 25-30 cm pro Jahrhundert. Die Berücksichtigung der durch die Schließung des IJsselmeers hervorgerufenen Wasserstandsänderung führt hingegen zu einer Abschätzung des Anstiegs des Tidehochwassers (nicht des mittleren Wasserstandes!) von 10-15 cm pro Jahrhundert. Davon ist ein Teil mit einiger Sicherheit auf eine Änderung in den Gezeitenamplituden zurückzuführen und trägt nicht zu einer Änderung des mittleren Wasserstandes bei. Letztendlich führen diese Überlegungen zu einem Anstieg des mittleren Wasserstandes von ca. 10 cm pro Jahrhundert, was in sehr guter Übereinstimmung mit dem in einer umfangreichen Analyse für Liverpool ermittelten Wert steht [Woodworth, 1999]. Dieses Beispiel führt die Problematik der Inhomogenität von Zeitreihen klar vor Augen und macht die große Bedeutung von *Meta-Daten* deutlich, in denen die zum Verständnis eines Datensatzes notwendigen Informationen abgelegt sind.

In der vorliegenden Arbeit wird allenfalls in den Fällen, in denen aus den Meta-Daten eindeutige Hinweise auf Inhomogenitäten hervorgehen, der Versuch unternommen, diese zu eliminieren. In der Regel wurden mit Inhomogenitäten behaftete Daten gänzlich von der Analyse ausgeschlossen und tauchen in der folgenden Datenbeschreibung nicht mehr auf.

2.1.2 Profil- und Einzelmessungen

Die in diese Kategorie eingeordneten Daten bestehen aus Beobachtungen der Temperatur und des Salzgehaltes, die vor allem von Forschungsschiffen aber auch von Handels- und Fährschiffen seit etwa 1900 gemacht wurden. In der Regel werden die Daten von den Forschungsinstituten einige Zeit nach der Erhebung an die nationalen und internationalen hydrographischen Datenzentren weitergeleitet, wo sie archiviert und verwaltet werden. Auf Anfrage und vermehrt auch direkt über das Internet werden die Daten dann für die wissenschaftliche Nutzung bereitgestellt.

Die Daten sind als Einzelmessungen und Profile unterschiedlicher vertikaler Auflösung strukturiert. Oftmals bildet eine Abfolge von Vertikalprofilen einen Vertikalschnitt. Einige dieser Schnitte wurden zumindest in den letzten Dekaden regelmäßig beprobt, so dass eine zeitliche Abfolge von Vertikalschnitten entstanden ist.

Um Aussagen zur mehrjährigen Variabilität der Hydrographie aus diesen Daten ableiten zu können, sind umfangreiche Mittellungs- und Interpolationsoperationen notwendig. Dabei stellt sich in der Regel heraus, dass die Daten eine Reihe unterschiedlicher Fehler aufweisen, die eliminiert werden müssen. Ausführlicher wird diese Problematik dort geschildert, wo die auf diese Weise entstandenen Datensätze analysiert werden.

Die Daten sind im Folgenden nach den Institutionen/Organisationen, die sie zusammengestellt haben, gegliedert. Neben einer kurzen Beschreibung der Daten wird in jedem Fall die Quelle angegeben. Daher eignet sich die Aufstellung, ohne einen Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben, sehr gut als Startpunkt für hydrographische Datenanalysen in Nord- und Ostsee.

- **Historische Daten des ICES:** Die bedeutendste Sammlung hydrographischer Daten für den nordatlantischen Raum ist die Datenbank des *ICES Service Hydrographique*. Die Datenbank umfasst mehr als 900.000 Stationen für den Zeitraum 1900–heute. Ein Großteil der Daten lässt sich heute direkt aus dem Internet (<http://www.ices.dk/ocean>) beziehen.

Aus dem Datensatz wurden Temperatur- und Salzgehaltsdaten für die Region 4°W–30°E, 48°N–66°N der Jahre 1900–1996 extrahiert (Harry Dooley, ICES, pers. Mitt.). Diese Daten umfassen ca. 2.8 Millionen Einzelmessungen für die Temperatur und geringfügig weniger für den Salzgehalt. Sie bilden die Grundlage für den auf Seite 14 beschriebenen Datensatz der mittleren Salzgehalts- und Temperaturverteilung in Nord- und Ostsee [Janssen *et al.*, 1999], sowie für weitere Analysen der raum-zeitlichen Verteilung von Temperatur und Salzgehalt.

Einen Überblick über die geographische Verteilung der Daten geben die Abbildungen 2 und 3. Die Abbildungen stellen die Anzahl von Temperaturmessungen in jeweils einem Monat, summiert über die Jahre 1900–1996 in der oberflächennahen Schicht, dar.

Wie aus der Verteilung der minimalen Datendichte in der Nordsee (Abbildung 2, links) hervorgeht, liegen im Dezember in weiten Teilen der zentralen Nordsee überhaupt kei-

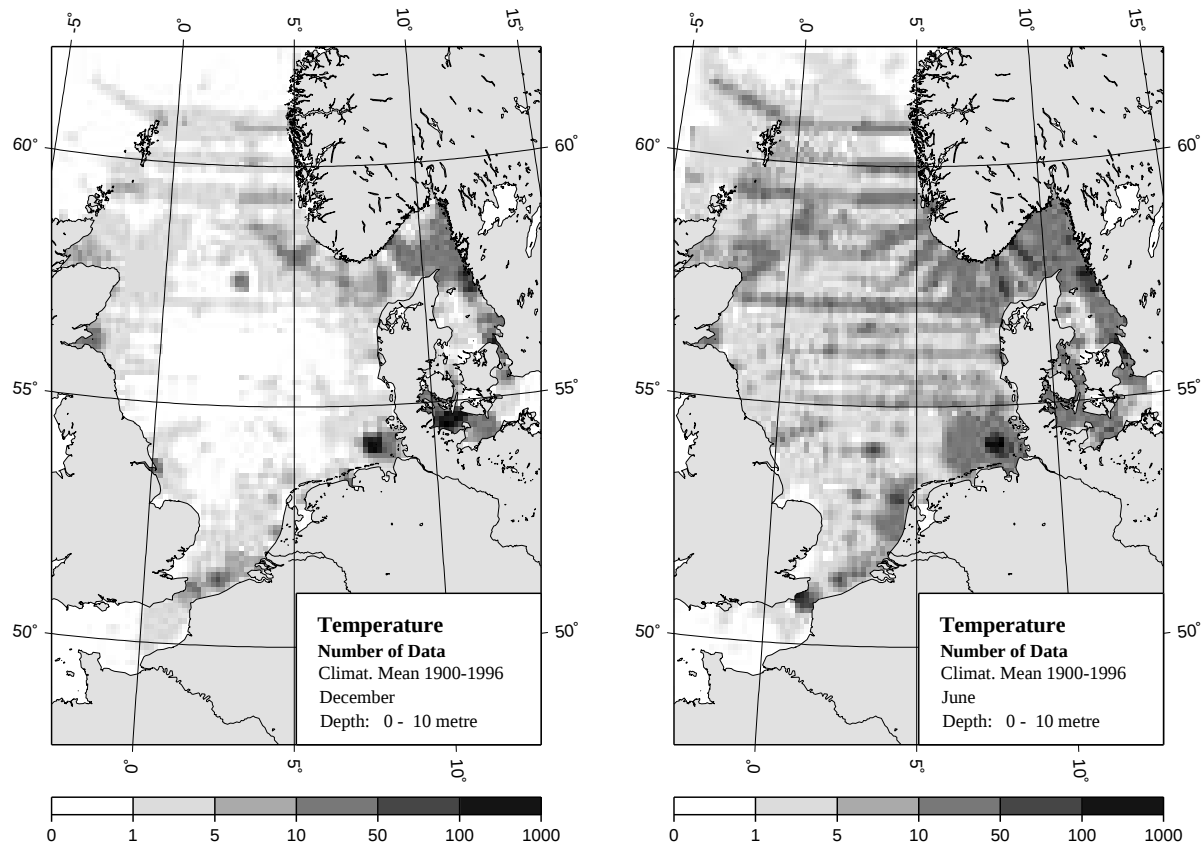


Abbildung 2: Minimale (links) und maximale (rechts) Datendichte von Temperaturdaten nahe der Oberfläche in der Nordsee aus *Janssen et al.* [1999].

ne Messungen vor. In der Verteilung der maximalen Datendichte in der Nordsee ist hingegen fast die gesamte Nordsee mit Messungen überdeckt. Durch eine hohe Datendichte zeichnen sich hier die hydrographischen Schnitte ab, die regelmäßig beprobt werden. Neben diesen Standardschnitten, die z.B. sternförmig senkrecht zur norwegischen Küste liegen, tritt insbesondere die Region rund um Helgoland in der Deutschen Bucht durch eine außergewöhnlich hohe Datendichte hervor.

Für die Ostsee fällt die Datenbilanz noch problematischer aus. Insbesondere der Nordteil des Bottnischen Meerbusens, aber auch die Küstenregion der baltischen Staaten, zeichnet sich durch eine sehr geringe Datendichte in der Minimal-Verteilung aus (Abbildung 3, links). Zum Teil wird dies sicherlich durch die allwinterliche Eisbedeckung (siehe Kapitel 3.4), die Messungen sehr erschwert, hervorgerufen. Doch selbst in der Maximal-Verteilung (Abbildung 3, rechts) sind in einigen Regionen, wie z.B. im Riga-ischen Meerbusen, Bereiche ohne jegliche Messungen sichtbar. Als Regionen mit hoher Datendichte sind die Stationen des „Baltic Monitoring Program“ (siehe Erläuterungen zu den BMP Daten weiter unten) auszumachen.

An dieser Stelle sei nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die Abbildungen die Anzahl aller Messungen innerhalb des jeweiligen Monats, aufsummiert über nahezu

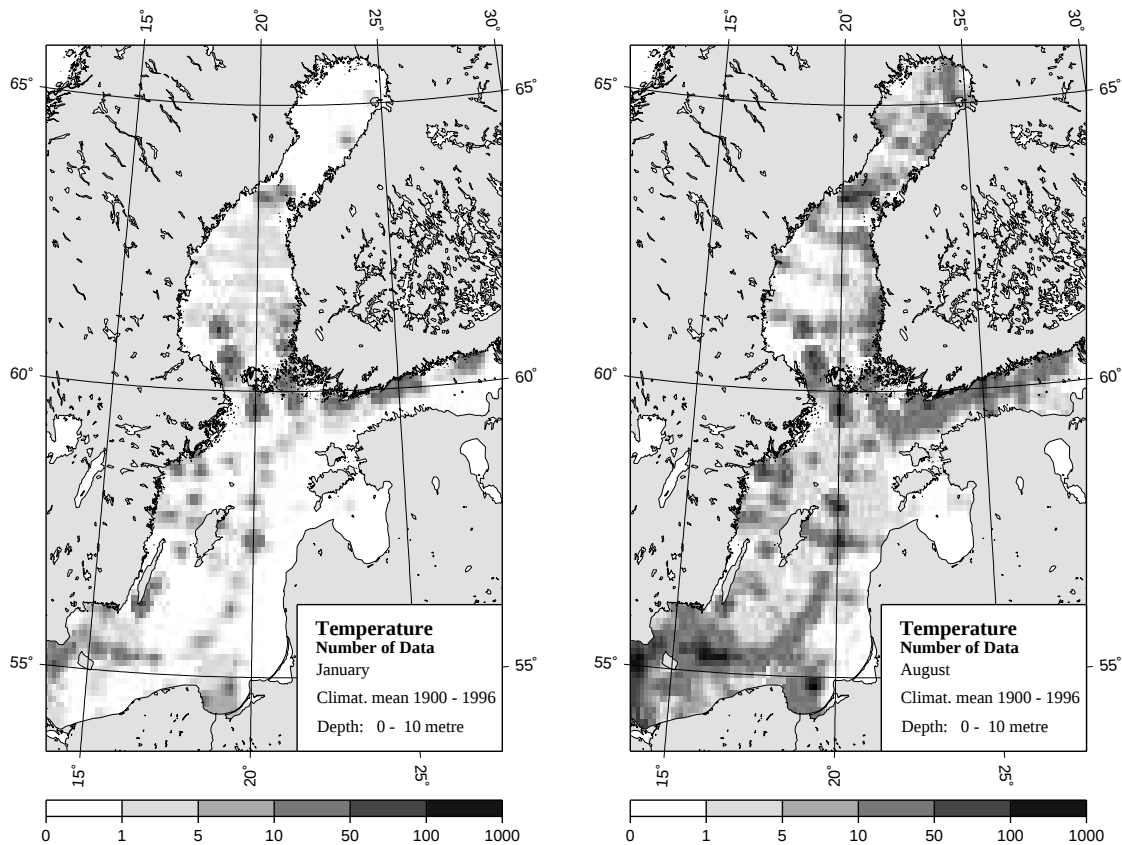


Abbildung 3: Minimale (links) und maximale (rechts) Datendichte von Temperaturdaten nahe der Oberfläche in der Ostsee aus *Janssen et al.* [1999].

100 Jahre, darstellen. Weiter ist zu berücksichtigen, dass die meisten Messungen oberflächennah erfolgen, und die Datendichte demzufolge für darunter liegende Schichten weiter abnimmt. Wie aus der dargestellten Datenbasis deutlich wird, ist eine flächendeckende, zeitlich (z.B. jährlich) aufgelöste Analyse der Temperatur in Nord- und Ostsee anhand dieser Daten unmöglich. Für den Salzgehalt ist die Situation noch geringfügig schlechter. Analoge Verteilungen der Datendichte sind für sämtliche Monate in *Janssen et al.* [1999] enthalten.

Die Variabilität der Datendichte über Zeit und Wassertiefe zeigt Abbildung 4. Durch eine besonders geringe Anzahl von Messungen fallen die Jahre der beiden Weltkriege auf. Weiterhin ist die starke zeitliche Zunahme der Messdichte auffallend. Mehr als 50 % der Daten entfallen auf den Zeitraum nach 1977. Langzeitliche Mittelwerte, die auf dieser Datenbasis beruhen, erhalten daher zwangsläufig eine starke Gewichtung zugunsten der letzten beiden Dekaden. Insbesondere in größeren Tiefen ist die starke Zunahme nach 1960 teilweise auf die vereinfachte Messung mittels CTD-Sonden zurückzuführen.

- **IYFS/IBTS Daten:** Die Daten unterscheiden sich in ihrer Art nicht von den oben beschriebenen historischen Daten des ICES, sie liegen als eine Sammlung von Profil-

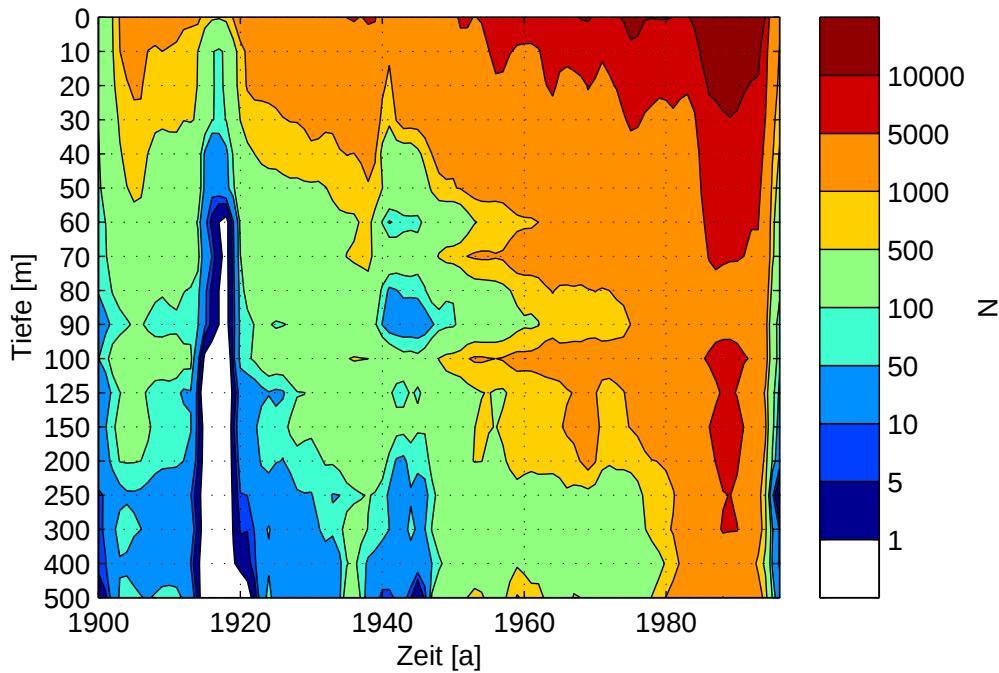


Abbildung 4: Verteilung der Anzahl einzelner Temperaturmessungen über Wassertiefe und Zeit nach *Janssen et al.* [1999]. Die Wassertiefe wurde hierzu in Schichten unterschiedlicher Mächtigkeit unterteilt, die den Schichten des Datensatzes entspricht und aus der Beschriftung der Ordinate deutlich wird.

messungen u.a. der Temperatur und des Salzgehalts vor. Die Besonderheit liegt in der Regelmäßigkeit, mit der die Daten erhoben wurden, und dem daraus resultierenden Umfang.

Seit etwa 1970 findet alljährlich jeweils im Januar/Februar eine quasi-synoptische Vermessung der Hydrographie der Nordsee statt. Bis 1993 wurden diese – heute unter der Bezeichnung IBTS bekannten – Terminfahrten als IYFS bezeichnet. Die Daten eignen sich in besonderer Weise, um mehrjährige Änderungen der winterlichen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung der Nordsee zu untersuchen. Auch diese Daten sind direkt von den Internetseiten des ICES zu beziehen: <http://www.ices.dk/ocean/project/data/iyfs.htm>.

- **MUDAB Daten:** Als Ergänzung zur internationalen Datenbank des ICES wurden die Temperatur- und Salzgehaltsdaten aus der nationalen Datenbank (MUDAB) des DOD herangezogen (Nast, BSH, pers. Mitt.). Die Daten entsprechen in ihrer Art den historischen Daten des ICES mit jedoch deutlich geringerem Umfang (ca. 290.000 Einzelmessungen der Temperatur und 247.000 des Salzgehalts).

Da eine weitgehende Überschneidung mit den historischen Daten des ICES vorliegt, ist der Informationsgewinn durch die Nutzung der MUDAB Daten i. Allg. gering. In Einzelfällen, ist die Berücksichtigung dieser Datenquelle jedoch durchaus gewinnbringend. So sind z.B. die quasi-synoptischen hydrographischen Datenerhebungen aus dem

ZISCH-Projekt [Sündermann, 1994] in den MUDAB-Daten enthalten, nicht aber in den ICES Daten.

- **NOWESP Daten:** Eine weitere Ergänzung der historischen ICES Daten bilden die im Projekt NOWESP [Radach et al., 1996] zusammengetragenen Temperatur- und Salzgehaltsmessungen. Diese als *Merged Datasets* bezeichneten Daten finden sich im Internet unter: ftp://ftp.ifm.uni-hamburg.de/outgoing/radach/nowesp/merged_data.

Auch hier gelten die bereits für die MUDAB Daten gegebenen Erläuterungen: Der Informationsgewinn gegenüber den ICES Daten ist i. Allg. gering, kann im Einzelfall aber erheblich sein.

- **BMP Daten:** Seit 1979 läuft in der Ostsee ein groß angelegtes Monitoring-Programm unter Leitung der HELCOM. Begonnen unter der Bezeichnung BMP wurde das Messprogramm in 1992 auf den unmittelbaren Küstenraum ausgedehnt und hat die neue Bezeichnung COMBINE erhalten. Auf einem festgelegten Stationsnetz werden regelmäßig eine Reihe physikalischer und biochemischer Parameter gemessen. Die Daten können für die Jahre 1980-1993 vom ICES direkt aus dem Internet bezogen werden: <http://www.ices.dk/ocean/project/helc/dat>.

2.1.3 Zeitreihen

Wesentlich bessere Ausgangsbedingungen zur Analyse der mehrjährigen Variabilität als bei den oben beschriebenen Profil- und Einzelmessungen liegen für die Datensätze vor, die schon in Form von Zeitreihen aufbereitet wurden. Hierbei sind zwei Arten von Zeitreihen zu unterscheiden: Solche, die durch kontinuierliche Aufzeichnungen an einer festen geographischen Position entstanden sind, und solche, die auf einer Abfolge von zeitlichen und räumlichen Mittelungen (etwa alle Daten eines Monats innerhalb einer $1^\circ \times 1^\circ$ -Box) beruhen.

Die als Zeitreihen organisierten Daten sind oftmals stark von der in Abschnitt 2.1.1 beschriebenen Inhomogenitätsproblematik betroffen. In besonderer Weise trifft dies für die Aufzeichnungen der meisten Feuerschiffe in der Nordsee zu, die mehrmals ihre Position verändert haben und später z.T. durch automatische Stationen ersetzt wurden. Nach Ansicht der Daten der Feuerschiffe wurden diese gänzlich von weiteren Analysen ausgeschlossen.

- **Wasserstandsaufzeichnungen:** Bereits seit 1933 ist der *Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL)* am *Proudman Oceanographic Laboratory (POL)*, *Bidston Observatory* die globale Datenbank für langfristige Wasserstandsregistrierungen. Dort werden Pegelaufzeichnungen aus der ganzen Welt gesammelt, aufbereitet und archiviert. Zur wissenschaftlichen Nutzung stehen zwei Datensätze mit Monats- und Jahresmittelwerten zur Verfügung. Für Untersuchungen von mehrjährigen Wasserstandsschwankungen sollten ausschließlich die Daten aus dem *Revised Local Reference (RLR)* Datensatz benutzt werden, da diese, im Gegensatz zu den Daten des *Metric* Datensatzes,

für den gesamten Beobachtungszeitraum auf ein einheitliches Niveau gebracht wurden. Beide Datensätze sind direkt von den Internetseiten des PSMSL zu beziehen: <http://www.pol.ac.uk/psmsl/datainfo/>.

Für Wasserstandsaufzeichnungen mit einer zeitlichen Auflösung unterhalb eines Monats liegt in der Regel die Verantwortlichkeit bei den hydrographischen Instituten der einzelnen Staaten. Es ist daher erforderlich, die verantwortlichen Institute der betreffenden Länder ausfindig zu machen und die Daten von dort anzufordern, falls die Daten nicht aus sekundären Quellen bezogen werden können. Es liegen Tagesmittelwerte am Pegel „Landsort“ von 1886–2001 (Barry Broman, SMHI, pers. Mitt.) und am Pegel „Hornbäck“ von 1891–1994 (Peter Windsor, Universität Göteborg, Schweden, pers. Mitt.) vor.

- **Salzgehalt in NOWESP-Boxen:** Aus den oben genannten NOWESP-Daten wurden im NOWESP in Regionen mit besonders hoher Datendichte Zeitreihen mit monatlicher Auflösung u.a. des oberflächennahen Salzgehaltes zusammengestellt. Die Regionen oder Boxen, in denen die Zeitreihen keine größeren Lücken aufweisen, befinden sich ausschließlich in unmittelbarer Nähe zur Küste. Eine Darstellung der Daten findet sich in *Sündermann et al.* [1996]. Die Zeitserien lassen sich aus dem Internet unter der Adresse ftp://ftp.ifm.uni-hamburg.de/outgoing/radach/nowesp/time_series beziehen.
- **Eisdicken an der Station Kemi-Ajos:** An einigen Positionen in der Ostsee werden vom FIMR Beobachtungen der Eisdicke vorgenommen. Es liegen Daten von der Station Kemi-Ajos, einem finnischen Hafen an der Nordspitze der Ostsee, vor, die von Tuomo M. Saloranta (Department of Geophysics, University of Oslo, Norway) aus den Eisreports des FIMR zusammengestellt wurden. Die Zeitreihe umfasst mit wöchentlicher Auflösung die Winter der Jahre 1979–1990 beginnend jeweils am 15. Oktober und endend am Ende der Eissaison im Mai/Juni.
- **NAO-Index:** Zur Beschreibung des Status der Nordatlantischen Oszillation (NAO, siehe Kapitel 4) dient ein Index, der oftmals aus der normierten Luftdruckdifferenz zwischen einer meteorologischen Station auf Island und einer Station im Bereich des Azorenhochs berechnet wird. In der vorliegenden Arbeit wird der NAO-Index nach *Hurrell* [1995] benutzt, der im Internet unter <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.htm> bezogen werden kann.

2.1.4 Gitterpunktsdaten

In der Regel wirft die Verarbeitung von Daten, denen schon eine raum-zeitliche Gitterstruktur aufgeprägt wurde, die geringsten Probleme auf. Die oben erwähnten Arbeitsgänge zur Datenaufbereitung sind bereits abgeschlossen und die Daten haben eine Struktur, die statistischen Analysen direkt zugänglich ist.

Unter den im folgenden beschriebenen Datensätzen nimmt die Temperatur- und Salzgehaltsklimatologie eine Sonderstellung ein, da sie im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstellt und nicht schon fertig bezogen wurde.

- **Temperatur- und Salzgehaltsklimatologie für Nord- und Ostsee:** Als wesentliche Grundlage der vorliegenden Arbeit wurde auf der Basis der historischen ICES Daten, ergänzt durch die MUDAB Daten, ein klimatologischer Mittelwertdatensatz für Salzgehalt und Temperatur in Nord- und Ostsee erstellt. Die gemeinsame, einheitliche Behandlung von Nord- und Ostsee stellt, neben der hohen räumlichen Auflösung, einen großen Gewinn gegenüber älteren Arbeiten [Bock, 1971; Damm, 1989; Goedecke *et al.*, 1967; Lenz, 1971; Tomczak und Goedecke, 1962] dar, bei denen Nord- und Ostsee stets getrennt behandelt wurden.

Die Klimatologie umfasst für jeden Monat einen Datensatz für Salzgehalt und Temperatur mit einer Auflösung von $1/6^\circ \times 1/10^\circ$ (Länge $\times$ Breite) und 18 Schichten (Schichtgrenzen bei 0, 10, ..., 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 1000 Meter).

Die umfangreichen Arbeiten von der Datenquelle bis zum klimatologischen Datensatz sowie Einsatzmöglichkeiten und Einschränkungen des Datensatzes sind ausführlich in Janssen *et al.* [1999] dargelegt.

- **SST Daten des BSH für Nord- und Ostsee:** Seit 1968 werden vom BSH (ehemals DHI) wöchentlich quasi-synoptische Karten der Meeresoberflächentemperatur (SST) herausgegeben [Becker *et al.*, 1986; Becker und Schulz, 2000]. Die Daten liegen auf einem äquidistanten Gitter mit einem Gitterabstand von 20 sm vor. In der vorliegenden Arbeit werden monatliche Mittelwerte dieser Daten benutzt (Peter Loewe, BSH, pers. Mitt.).

Für die Ostsee werden vom BSH seit Oktober 1996 wöchentliche Analysen der SST auf einem flächentreuen 20 km Gitter herausgegeben. Im Gegensatz zur Analyse der SST in der Nordsee, die sich schwerpunktmäßig auf Schiffsmessungen stützt, werden für die Ostsee ausschließlich Satellitendaten (AVHRR) verwandt. Auch für die Ostsee werden monatliche Mittelwerte benutzt (Peter Loewe, BSH, pers. Mitt.).

- **GISST:** Ein globaler Datensatz der SST liegt in Form von Monatsmittelwerten mit einer räumlichen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ für die Jahre 1871(!)–heute vor [Parker *et al.*, 1995b, a]. Die Daten werden unter der Bezeichnung *GISST* (hier in der Version 2.3b) vom *Hadley Centre for Climate Prediction and Research, the United Kingdom Meteorological Office* erstellt und auf Anfrage bereitgestellt (D.E. Parker, pers. Mitt.).
- **Reynolds SST:** Ein zweiter weitverbreiteter globaler Datensatz von Monatsmittelwerten der SST, ebenfalls mit einer räumlichen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ für die Jahre 1981–heute, liegt mit der Arbeit von Reynolds und Smith [1994] vor. Diese Daten werden hier in einer Bearbeitung des *NOAA-CIRES Climate Diagnostics Cen-*

ter, Boulder, Colorado, USA benutzt. Die Daten sind in Internet verfügbar unter http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.reynolds_sst.html.

- **Eiskonzentrationen:**

Flächendeckende Daten zur Beschreibung der Eiskonzentration in der Ostsee wurden vom AARI zur Verfügung gestellt (Vasily Smolyanitsky, AARI, pers. Mitt.). Es liegen zwei Datensätze der Eiskonzentration mit einer räumlichen Auflösung von $1/6^\circ \times 1/10^\circ$ (Länge $\times$ Breite) vor. Zum einen eine Aufbereitung der Daten des NIC, die im WMO Projekt „Global Digital Sea Ice Data Bank“ archiviert sind und den Zeitraum 03.01.1972 bis 28.12.1994 als wöchentliche Mittelwerte umfassen. Zum anderen sind dies Mittelwerte über 4-5 Tage aus den Jahren 1960-1979, die im BASIS Projekt (SMHI, FIMR) zusammengestellt wurden.

Die Verteilungen der Eiskonzentrationen können insbesondere benutzt werden, um die eisbedeckte Fläche der Ostsee zu bestimmen.

- **NCEP/NCAR Reanalyse:** Im NCEP/NCAR Reanalyse-Projekt [Kalnay et al., 1996] wurde ein Analyse-/Vorhersagesystem zur Datenassimilation von atmosphärischen Daten der Jahre 1948–heute benutzt. Eine Vielzahl atmosphärischer Parameter wurde auf einem globalen Gitter mit einer Auflösung von ca. $1.9^\circ \times 1.9^\circ$ (T62) und 28 Schichten in der Vertikalen mit einem Zeitschritt von 6 Stunden berechnet. Von den verfügbaren Daten werden in der vorliegenden Arbeit nur monatliche Mittelwerte der bodennahen Lufttemperatur (SAT) und des Luftdrucks in Höhe des Meeresspiegels (SLP) in einer Bearbeitung des *NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA* benutzt. Die Daten liegen auf einem $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitter vor und sind in Internet verfügbar unter <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.nmc.reanalysis.html>.

2.2 Simulationsdaten

2.2.1 Modellsimulationen für Nord- und Ostsee im Überblick

Im Verlauf der etwa letzten 30 Jahre sind eine Vielzahl regionaler Ozeanmodelle für die unterschiedlichsten Anwendungen entwickelt worden. Einen guten Überblick über das Spektrum heute eingesetzter Modelle und ihrer Besonderheiten geben die Arbeiten von *Haidvogel und Beckmann* [1998] und *Greatbatch und Mellor* [1999].

An der Spitze der Modellhierarchie befinden sich die dreidimensionalen prognostischen regionalen Ozeanzirkulationsmodelle (O-RCMs). Seit wenigen Jahren erlaubt die kontinuierlich wachsende Rechnerleistung mehrjährige Simulationen mit hochauflösenden O-RCMs. Diese Entwicklung führte auch zu einem ständig zunehmendem Einsatz der O-RCMs in der Klima- und Klimafolgenforschung. Ein derartiger Einsatz der Modelle stellt im Vergleich zur Behandlung rein ozeanographischer Fragestellungen zusätzliche Ansprüche und erfordert i. Allg. eine

Erweiterung durch zusätzliche Modellkomponenten. So ist zur Simulation von Klimavariabilität in Regionen mit permanenter oder zeitweiser Meereisbedeckung eine Kopplung mit einem Eismodell notwendig. Auf eine Kopplung mit einem regionalen Atmosphärenmodell, das die geschlossene Simulation des Systems Atmosphäre/Ozean/Eis ermöglichen würde, wird heute – aufgrund des immensen Rechenaufwandes – meist noch verzichtet.

Während der letzten Jahre wurden einige O-RCMs vorgestellt, die für Simulationen der Klimavariabilität im Bereich von Nord- und/oder Ostsee eingesetzt werden können oder wurden (u.a. *Kauker* [1998], *Lehmann* [1995], *Meier et al.* [1999], *Schrump* [1997]).

Aus physikalischer Sicht ist es wünschenswert, Nord- und Ostsee als Gesamtsystem zu beschreiben, da insbesondere die Verhältnisse in der Ostsee eine extreme Abhängigkeit von den hydrographischen Bedingungen im Kattegat/Skagerrak aufweisen. So ist die Zufuhr salzreichen Wassers aus der Nordsee maßgeblich für den Erhalt der halinen Schichtung der Ostsee. Aber auch die Verhältnisse in der nördlichen Nordsee zeigen eine Beeinflussung durch den Ostseeausstrom [*Gustafsson*, 1997]. Um Rechenzeit zu sparen und Schwierigkeiten bei der Implementierung des Simulationsmodells für die Gesamtregion zu umgehen, werden, wie die folgenden Beispiele zeigen, beide Regionen jedoch oftmals separat behandelt.

Die Modelle von Lehmann und Meier beschränken sich auf die Ostsee. Das Modell von Lehmann beruht auf dem klassischen Ozeanmodell von Bryan und Cox [*Bryan*, 1969; *Cox*, 1984] und wurde von *Lehmann* [1995] für die Ostsee angepasst und mit einem Meereismodell gekoppelt. Es umfasst die Ostsee sowie Kattegat und Skagerrak mit einer Auflösung von ca. 5 km horizontal und 28 Schichten. Das Modell von Meier ist eine Weiterentwicklung des OC-CAM Modells [*Webb et al.*, 1997], das seinerseits auch auf dem Ozeanmodell von Bryan und Cox beruht, mit Anwendung auf die Ostsee und einem offenen Rand im nördlichen Kattegat. Das Modellgitter unterteilt die Vertikale in 41 Schichten mit Schichtdicken zwischen 3 und 12 m bei einer horizontalen Auflösung von 6 sm.

Im Modell von Kauker (einer regionalen Version des „Ocean Isopycnical Model“ (OPYC; *Oberhuber* [1993]) liegt der Fokus auf der Nordsee, auch wenn es Teile des nordöstlichen Atlantik und die Ostsee beinhaltet. Die maximale vertikale Auflösung beträgt 15 Schichten bei einer maximalen horizontalen Auflösung von 6 sm. Durch die isopyknische Vertikalkoordinate des Modells reduziert sich die vertikale Auflösung in ungeschichteten Regionen, die im Winter fast die gesamte Nordsee umfassen, auf eine Schicht.

Das einzige für mehrjährige Simulationen geeignete Modell, das Nord- und Ostsee gemeinsam und (was physikalische Prozesse und raum-zeitliche Auflösung angeht) gleichberechtigt simuliert, ist die Version des HAMSOM (Hamburg Shelf Ocean Model) von *Schrump* [1997]. Da diesem Modell in der vorliegenden Arbeit eine besondere Bedeutung zukommt, wird es im folgenden Abschnitt gesondert beschrieben.

2.2.2 Die Version des HAMSOM für Nord- und Ostsee

Die besondere Bedeutung des Modells von *Schrump* [1997] für die vorliegende Arbeit ergibt sich daraus, dass das Modell in idealer Weise geeignet ist, eine Analyse der mehrjährigen Va-

riabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee anhand von Beobachtungsdaten zu ergänzen, wie im Folgenden dargelegt wird. Die im Verlauf der Arbeit eingehend analysierten Simulationsdaten wurden ausschließlich mit diesem gekoppelten Eis-/Ozeanmodell berechnet.

Da das Modell in *Schrum und Backhaus* [1999] detailliert beschrieben ist, soll hier nur eine grobe Skizzierung erfolgen: Der hydrodynamische Teil des Modells basiert auf dem regionalen Ozeanmodell HAMSOM [*Backhaus*, 1985]. Das HAMSOM ist ein z-Level Modell, löst die Modellgleichungen also mittels finiter Differenzen auf zeitlich unveränderlichen Tiefenhorizonten. Eine Besonderheit des Modells liegt in der Verwendung eines semi-impliziten Rechenverfahrens. Das Verfahren ermöglicht Simulationen mit freier Oberfläche bei großen Zeitschritten, was eine Voraussetzung für mehrjährige Simulationen in Regionen mit starken Wasserstandsschwankungen ist. Um die Einsatzmöglichkeit auf Meeresregionen mit partieller Eisbedeckung zu erweitern, wurde das HAMSOM an ein dynamisches Eismodell vom Hibler-Typ gekoppelt [*Hibler*, 1979; *Leppäranta*, 1981; *Leppäranta und Zhang*, 1992] und durch ein thermodynamisches Eismodell komplettiert. Die beiden Submodelle sind sowohl dynamisch wie thermodynamisch voll gekoppelt.

Das Modell wird mit einer räumlichen Auflösung von 6 sm und einer vertikalen Auflösung von maximal 20 Schichten mit Schichtgrenzen bei einer Tiefe von 0, 5, 10, ..., 40, 48, ..., 88, 100, 125, 150, 200, 300, 400 und 630 Metern betrieben. Die vertikale Auflösung wurde so gewählt, dass sowohl die saisonale thermische Schichtung an der Oberfläche als auch die permanente haline Schichtung der Ostsee in Tiefen von 40–80 m erfasst werden kann. Die gleichmäßige horizontale Auflösung über dem gesamten Modellgebiet gewährleistet die Fähigkeit, die baroklinen Druckgradienten zwischen Nord- und Ostsee und den damit verknüpften Gradienten im mittleren Wasserstand zu simulieren. Da das Modell prognostisch baroklin betrieben wird, ist weiterhin sichergestellt, dass die Variabilität des baroklinen Anteils des Bewegungsfeldes simuliert werden kann.

2.2.3 Eine dekadische Simulation mit dem HAMSOM

Im Rahmen des Projektes KLINO (Klimatologie und Prognose klimainduzierter Änderungen hydrographischer Größen in Nord- und Ostsee) wurde von *Schrum et al.* [2000] eine 15-Jahres-Simulation (1979–1993) für die Nord-/Ostseeregion mit dem oben beschriebenen Eis-/Ozeanmodell durchgeführt.

Als Antrieb dienten die atmosphärischen Felder aus dem Re-Analyse-Projekt des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW; *Gibson et al.* [1996]), sowie monatliche Frischwasserabflüsse für die Nordsee [*Damm*, 1997] und die Ostsee [*Bergström und Carlsson*, 1994]. Als Randbedingungen am offenen Nord- und Westrand des Simulationsgebietes werden Tagesmittelwerte der meteorologisch und klimatologisch baroklin bedingten Oberflächenauslenkung aus einem Modell des Nordwest-Europäischen Schelfes (Peter Damm, IfM Hamburg, pers. Mitt.), sowie gezeitenbedingte Wasserstände (Partialtiden M_2 , S_2 und O_1) vorgeschrieben. Außerdem wurden sowohl zur Initialisierung des Modells als auch als Randwerte klimatologische Mittelwerte für Salzgehalt und Temperatur aus der Klimatologie

von *Janssen et al.* [1999] vorgeschrieben. Dieser Datensatz wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit u.a. zu diesem Zweck erstellt und ist in seiner räumlichen Auflösung dem Simulationsmodell angepasst (siehe Abschnitt 2.1.4, Seite 14).

Mit einem Zeitschritt von 20 Minuten lieferte das Modell an 82108 Gitterpunkten Werte von Transport, Temperatur und Salz sowie an 8216 Gitterpunkten Werte von Wasserstand und Meereisparametern. Die Ergebnisse wurden für den gesamten Simulationszeitraum als Tages- und Monatsmittel archiviert.

Die hier beschriebene Simulation, wird im Folgenden als *Standardsimulation* bezeichnet.

2.3 Statistische Verfahren

Die im Folgenden beschriebenen statistischen Verfahren bilden die wesentliche Methode, mit der in der vorliegenden Arbeit die Variabilität der Hydrographie in Zeit und Raum analysiert wird. Die Ergebnisse dieser Analysen liefern die grundlegenden Anhaltspunkte für eine physikalische Interpretation der Variabilität. Des Weiteren können die statistischen Verfahren benutzt werden, um die Simulations- und Beobachtungsdaten auf quantitative Weise miteinander zu verknüpfen.

Der folgende Abschnitt soll dem statistisch weniger erfahrenden Leser einen kurzen und anwendungsbezogenen Überblick über die statistischen Methoden geben, die in der vorliegenden Arbeit Verwendung gefunden haben. Der Überblick soll in die Lage versetzen, das Wesen der Methoden und somit deren Anwendungsmöglichkeiten zu erfassen, ohne den dahinter stehenden mathematischen Formalismus durchdringen zu müssen. In diesem Sinne wurde die Beschreibung jeder Methode in drei Abschnitte gegliedert:

- **Methode** – Name der Methode
 - **Zweck:** Erklärung, wozu die Methode in der praktischen Anwendung dient.
 - **Berechnung:** Hinweise zur Berechnung der Methode in der Anwendung mit nur marginalen Hinweisen auf die dahinterstehende Theorie. Die Probleme der praktischen Berechnung und Eigenheiten der Methoden werden angesprochen.
 - **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Angaben zu wesentlichen Literaturquellen, die sich für eine weitergehende Auseinandersetzung mit den Methoden eignen. Außerdem werden hier frei zugängliche Programmquellen angegeben.

Alle Methoden, die unter die Kategorie “Musteranalyse“ fallen, sind in dem anwendungsbezogenen Buch von *von Storch und Navarra* [1999] (Kapitel 13) zusammengefasst. Für Leser mit weitergehendem mathematischem Interesse bietet sich begleitend das Studium von *von Storch und Zwiers* [1999] (Kapitel 13 und 14) an. Im ebenfalls sehr anwendungsbezogenen Übersichtsartikel von *Ghil et al.* [2001] (im Internet unter: http://www.atmos.ucla.edu/tcd/MG/mg_ref_preprints.html) sind mit Ausnahme der Wavelets alle vorgestellten Methoden zur Analyse von Zeitreihen zusammengefasst.

Die praktische Berechnung stützt sich ausschließlich auf das Programmpaket MATLAB (<http://www.mathworks.com> und <http://www.mathworks.de>). Dementsprechend beziehen sich die meisten Angaben zu Programmquellen auf MATLAB Routinen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit entstand eine Sammlung von MATLAB Routinen zur multivariaten Statistik, insbesondere zur Musteranalyse. Alle im Abschnitt Musteranalyse aufgeführten Methoden sind dort in einheitlicher Form zum Paket MVSTAT zusammengefasst. Eine Beschreibung des Programmpakets erfolgt in Anhang D.

2.3.1 Verfahren zur Musteranalyse

- **EOF – Empirische orthogonale Funktionen (Empirical orthogonal functions)**

- **Zweck:** Die EOF- oder Hauptkomponentenanalyse dient der Zerlegung eines Datensatzes in eine Reihe von unabhängigen statistischen (!) Moden, bestehend aus (paarweise orthogonalen) Mustern, den EOFs, und dazugehörigen (paarweise unkorrelierten) Zeitreihen, den EOF-Koeffizienten (PCs – *Principal Components*). In der Regel repräsentiert schon eine geringe Anzahl von Moden (< 10) einen großen Anteil der Varianz des Datensatzes ($> 80\%$). EOFs ermöglichen somit eine starke Datenreduktion und erlauben eine Aufspaltung des Datensatzes in zwei Anteile: Der weiter zu analysierende oder zu interpretierende Anteil wird oftmals als „Signal“, der verbleibende Rest als „Rauschen“ bezeichnet.

Der direkten physikalischen Interpretation der EOF-Moden sind allerdings durch die Orthogonalitätsbedingung enge Grenzen gesetzt. Während sich der 1. EOF-Mode oftmals sinnvoll physikalisch interpretieren lässt, nimmt die Wahrscheinlichkeit, dass die weiteren EOF-Moden physikalisch interpretierbar sind, rasch ab. Denn geophysikalische Systeme zeichnen sich in der Regel gerade dadurch aus, dass eine Vielzahl von Prozessen über Zeit- und Raumskalen hinweg miteinander interagiert, was der Eigenschaft der EOFs, voneinander gänzlich unabhängige Moden zu erzeugen, entgegensteht.

- **Berechnung:** In der Regel wird der Datensatz X vor der Analyse zentriert. Die EOFs berechnen sich als Eigenvektoren der Kovarianzmatrix des Datensatzes. Die PCs ergeben sich dann aus der Projektion der EOFs auf den Datensatz. Das Resultat der EOF-Analyse ist also eine Zerlegung in zeitlich konstante Muster p , die EOFs, und zeitabhängige Koeffizienten α , die PCs:

$$X_t = \sum_{k=1}^K \alpha_k(t) p^k$$

Für die EOF-Moden wird eine Darstellungsform gewählt, bei der die PCs so normiert werden, dass sie die Standardabweichung Eins haben. Daraus folgend, haben die EOFs die (physikalische) Dimension der analysierten Daten und eine Amplitude, die der typischen Schwankungsbreite der analysierten Daten entspricht.

Eine Rangfolge der Muster lässt sich anhand des Anteils an der Gesamtvarianz des Datensatzes, den ein Muster zu beschreiben vermag (kurz der *erklärten Varianz* η , siehe Anhang A), erstellen.

- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Umfassend ist die EOF-Analyse, die oftmals auch als „*Principal Component Analysis-PCA*“ bezeichnet wird, in der Monographie von *Preisendorfer* [1988] beschrieben. Grundlage für die in der vorliegenden Arbeit verwendete Darstellung ist das Buch von *von Storch und Navarra* [1999].

Das Verfahren wurde in MATLAB programmiert und ist unter der Bezeichnung `MV_EOF` Teil des Programmpakets `MVSTAT` (siehe Anhang D).

- **EOT – Empirical orthogonal teleconnections**

- **Zweck:** Ähnlich dem Zweck der EOFs wird eine Zerlegung in einige wenige für den Datensatz charakteristische (hier im Gegensatz zu den EOFs nicht mehr orthogonale) Muster und dazugehörige (ebenfalls unkorrelierte) Koeffizienten angestrebt. Hier sind die Koeffizienten aber Zeitreihen aus dem Datensatz selbst und somit direkt mit einer geographischen Position verknüpft. Die Aufgabe der räumlichen Orthogonalität macht eine physikalische Interpretierbarkeit der Muster wahrscheinlicher, während die Auswahl einer Zeitreihe aus dem Datensatz als Koeffizient eine starke Regionalisierung der Muster zur Folge hat, die bei der EOF-Analyse oftmals in einer nachgeschalteten Rotation (siehe z.B. *Richman* [1986]) der EOFs erzwungen wird.
- **Berechnung:** Die Berechnung erfolgt in zwei Schritten: Zuerst wird aus dem Datensatz diejenige Zeitreihe bestimmt, die den größten Anteil der Varianz des gesamten Datensatzes erklärt. Ist die Zeitreihe gefunden, wird im zweiten Schritt das EOT-Muster durch lineare Regression dieser Zeitreihe mit allen anderen Zeitreihen des Datensatzes berechnet. Der Anteil des Datensatzes, den das erste Muster beschreibt, wird vom Datensatz subtrahiert und die Prozedur beginnt wieder mit dem ersten Schritt. Auf diese Weise wird sukzessive eine Reihe von Mustern und Zeitreihen berechnet. Die Punkte im Raum, an denen die Zeitreihen zu Koeffizienten bestimmt wurden, werden als *Basispunkte* (englisch: „*base points*“) bezeichnet.
- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Da das Verfahren noch sehr neu ist, gibt es bislang kaum Literatur, die eine Einschätzung der Vor- und Nachteile der Methode in der Praxis erlaubt. Die einzigen Anwendungen sind die im Originalartikel von *van den Dool et al.* [2000] dargelegten Beispiele. Eine weitere Anwendung für die diese Methode prädestiniert ist, ist die Analyse des Wasserstandes in der Ostsee, wie sie in der vorliegenden Arbeit gezeigt wird (siehe Kapitel 5.2.2.3, insbesondere Abbildung 59) und bereits in *Janssen et al.* [2001] veröffentlicht ist.

Das Verfahren wurde entsprechend dem Originalartikel in MATLAB programmiert und ist unter der Bezeichnung `MV_EOT` Teil des Programmpakets `MVSTAT` (siehe Anhang D).

- **CCA** – Kanonische Korrelationsanalyse (**C**anonical **c**orrelation **a**nalysis)

- **Zweck:** Die CCA dient dem Auffinden gekoppelter statistischer Moden in zwei multivariaten Datensätzen. Es erfolgt eine Zerlegung in Muster und Koeffizienten analog zur EOF-Analyse, jedoch für zwei Datensätze parallel:

$$X_t = \sum_{k=1}^K \alpha_k(t) p^k$$

$$Y_t = \sum_{k=1}^K \beta_k(t) q^k$$

Das Verfahren ist so beschaffen, dass die Koeffizienten α_1 und β_1 maximale Korrelation aufweisen. Die weiteren Koeffizienten weisen ebenfalls maximale Korrelation auf, jedoch unter der Bedingung mit ihrem Vorgänger unkorreliert zu sein. Falls sich ein durch hohe Korrelation erkenntlich gewordener statistischer Zusammenhang zwischen beiden Datensätzen als physikalisch plausibel erweist, kann aus den Ergebnissen der CCA in einfacher Weise ein lineares Regressionsmodell zwischen den beiden Variablen erstellt werden, das zur Vorhersage einer Variablen durch die andere eingesetzt werden kann (siehe Kapitel 6, Seite 111).

- **Berechnung:** Da sich die Methode für eine große Anzahl an Freiheitsgraden der Datensätze als instabil erwiesen hat [Bretherton et al., 1992], müssen die Daten entsprechend vorbehandelt werden. Eine sehr effiziente Methode zur Verringerung der Freiheitsgrade ist eine EOF-Analyse beider Datensätze. Indem nur einige wenige EOFs jedes Datensatzes beibehalten werden, können kleinskalige Fluktuationen eliminiert werden. Die CCA-Muster werden schließlich als Eigenvektoren zweier Matrizen berechnet, die sich aus einer Kombination der Auto-Kovarianz- und Kreuz-Kovarianzmatrizen der beiden Datensätze ergeben.
- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Grundlage für die in dieser Arbeit verwendete Darstellung ist das Buch von *von Storch und Navarra* [1999]. Da die Methode schon vielfach angewandt wurde, gibt es auch eine Vielzahl von Arbeiten, die dies dokumentiert. Hier seien zwei Arbeiten angeführt, die sich mit Nord- und Ostsee befassen. Zum einen handelt es sich dabei um eine Analyse der Wasserstandsschwankungen der Ostsee [Heyen et al., 1996] und zum anderen um eine Untersuchung zum Salzgehalt in der Deutschen Bucht [Heyen und Dippner, 1998].

Das Verfahren wurde in MATLAB programmiert und ist unter der Bezeichnung `MV_CCA` Teil des Programmpakets `MVSTAT` (siehe Anhang D).

- **MCA** – Maximum-Kovarianzanalyse (**M**aximum **c**ovariance **a**nalysis)
 - **Zweck:** Der Zweck, der mit dieser Methode verfolgt wird, ist im Wesentlichen identisch mit dem der CCA: Das Auffinden und die Quantifizierung eines Zusammenhangs zwischen zwei mehrdimensionalen Datensätzen.
 - **Berechnung:** Ein Vorteil dieser Methode gegenüber der CCA ist die uneingeschränkte numerische Stabilität. Somit entfällt die Notwendigkeit zur Vorbehandlung der Daten. Die Muster werden hier durch eine Singulärwertzerlegung der Kreuzkovarianzmatrix der beiden Datensätze berechnet. Irreführenderweise hat die Bezeichnung des Rechenverfahrens im englischen Sprachgebrauch (*Singular Value Decomposition* – *SVD*) dem gesamten Verfahren seinen Namen aufgeprägt, obwohl der hier (einem Vorschlag von *von Storch und Zwiers* [1999], Seite 336, folgend) benutzte Name MCA der Methode besser gerecht wird, da er das Charakteristische der Methode, nämlich die Maximierung der Kovarianz, zum Ausdruck bringt.
 - **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Die Grundlagen des Verfahrens sind in der Arbeit von *Bretherton et al.* [1992] ausführlich auch im Vergleich zu anderen Methoden dargelegt. Eine detaillierte Beschreibung der Anwendung des Verfahrens enthält *Wallace et al.* [1992]. Kritische Anmerkungen sowohl zur MCA wie zur CCA gibt *Cherry* [1996].
Das Verfahren wurde in MATLAB programmiert und ist unter der Bezeichnung `MV.MCA` Teil des Programmpakets `MVSTAT` (siehe Anhang D).

2.3.2 Verfahren zur Zeitreihenanalyse

- **SSA** – Singular spectrum analysis
 - **Zweck:** Die Methode ermöglicht eine „daten-adaptive“ Filterung von Zeitreihen. „Daten-adaptiv“ bedeutet in diesem Zusammenhang, dass die Eigenschaften der Filterung nicht *a priori* festgelegt sind, sondern sich aus den zu analysierenden Daten ergeben. Im Zuge der Filterung wird die Zeitreihe in verschiedene Komponenten, wie (nicht notwendigerweise lineare) Trends, Oszillationen und „Rauschen“, zerlegt. Die Oszillationen können dabei sowohl in Phase als auch in Amplitude moduliert sein. Durch die Rekonstruktion nur einiger weniger dieser Komponenten, lässt sich (wie bei den EOFs) eine Datenkompression erreichen, die die Methode zur Vorbehandlung für weitere Analysen, insbesondere für die Spektralanalyse mittels MEM, sehr wertvoll macht.
 - **Berechnung:** Die Berechnung ist identisch mit der bei der oben beschriebenen EOF-Analyse. Der gravierende Unterschied liegt in der Struktur der zu analysierenden Daten: Während der EOF-Analyse (in der hier benutzten Konfiguration) eine zeitliche Abfolge räumlicher Verteilungen als Datenbasis zu Grunde liegt,

stellt eine einzelne Zeitreihe die Datenbasis für die SSA dar. Aus der zu analysierenden Zeitreihe wird eine Matrix gebildet, indem die jeweils um einen Zeitschritt verschobenen Versionen der Zeitreihe X zusammengefasst werden. Daraus resultiert eine Zerlegung analog den EOFs:

$$(X_{t+\Delta}, X_{t+2\Delta}, \dots, X_{t+m^*\Delta}) = \sum_{k=1}^{m^*} \alpha_k(t) p^k.$$

Hierbei ist Δ der Zeitschritt und m^* die Anzahl der Zeitverschiebungen. Zur Unterscheidung werden die Muster als T-EOFs und die Koeffizienten als T-PCs bezeichnet. Aus den T-PCs und T-EOFs lassen sich Zeitreihen rekonstruieren, die RCs (*reconstructed components*), die die Länge der Ausgangszeitreihe besitzen und im Gegensatz zu den T-PCs auch die Phaseninformation beinhalten. Die Auswahl der maximalen Zeitverschiebung m^* (engl.: *embedding dimension*) führt zum klassischen Problem des Abwägens zwischen statistischer Sicherheit (m^* möglichst klein) und größtmöglicher Information (m^* möglichst groß). Wie die Praxis gezeigt hat, ist die SSA zur Analyse periodischer Anteile einer Zeitreihe in der Regel im Periodenbereich $(\frac{m^*}{5}, m^*)$ erfolgreich.

- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Neben den beiden Grundsatzartikeln von *Broomhead und King* [1986] und *Vautard und Ghil* [1989], die die Entwicklung der Methode aus unterschiedlichen Blickwinkeln (Analyse dynamischer Systeme in *Broomhead und King* [1986], Analyse paläoklimatischer Zeitreihen in *Vautard und Ghil* [1989]) beschreiben, enthält der Übersichtsartikel von *Ghil et al.* [2001] eine ausführliche Darstellung der Methode. In letzterer Arbeit werden sowohl die Theorie als auch die Probleme der praktischen Anwendung sowie der Vergleich mit anderen Methoden auf verständliche Weise dargelegt. Die Autoren dieser Arbeit haben auch ein Programmpaket (SSA-MTM-Toolkit; *Dettinger et al.* [1995]) entwickelt, in dem die SSA mit Methoden der Spektralanalyse von Zeitserien zusammengefasst ist. Das Programmpaket mit ausführlicher Dokumentation findet sich im Internet unter <http://www.atmos.ucla.edu/tcd/ssa>. In der vorliegenden Arbeit finden die von Eric Breitenberger (Geophysical Institute, University of Alaska, eric@gi.alaska.edu) in MATLAB geschriebenen Programme zur SSA Verwendung. Im Internet unter: <ftp://ftp.gi.alaska.edu/pub/eric>.

- **MSSA – Multichannel Singular spectrum analysis**

- **Zweck:** Die MSSA ist die Erweiterung der SSA um die räumliche Dimension. Dementsprechend wird die Methode an dieser Stelle erläutert, obwohl eine Einordnung in die Kategorien Musteranalyse und Zeitreihenanalyse nicht eindeutig ist. Denn die MSSA stellt eine Methode dar, die die Analyse des zeitlichen Verlaufs räumlich aufgelöster Prozesse erlaubt.

Bei der MSSA werden mehrere Zeitreihen gleichzeitig einer SSA unterzogen, wobei die Zeitreihen oftmals eine Abfolge räumlicher Verteilungen repräsentieren. In diesem Fall ist das Ziel die Analyse raum-zeitlicher Variabilität eines Datensatzes durch Zerlegung in einzelne Moden. Im Gegensatz zur EOF-Analyse erlaubt die MSSA Aussagen zur Dynamik des durch den Datensatz beschriebenen Systems, da die MSSA-Moden einen raum-zeitlichen Verlauf charakterisieren.

- **Berechnung:** Aus dem zu analysierenden Datensatz wird, vollkommen analog zur oben beschriebenen SSA, eine Datenmatrix gebildet, die aus den jeweils um einen Zeitschritt verschobenen Versionen des Ausgangsdatsatzes besteht:

$$\vec{Y}_t = (X_{t+\Delta,1}, X_{t+\Delta,2} \dots X_{t+\Delta,L}; \\ X_{t+2\Delta,1}, X_{t+2\Delta,2} \dots X_{t+2\Delta,L}; \\ X_{t+m^*\Delta,1}, X_{t+m^*\Delta,2} \dots X_{t+m^*\Delta,L}).$$

Die Berechnung der MSSA-Moden erfolgt (wie schon bei der SSA) analog zur EOF-Analyse. D.h. aus einer Eigenwertzerlegung der Kovarianzmatrix von $\vec{Y}_t$ resultieren die hier als Raum-Zeit-EOFs (ST-EOFs) bezeichneten Muster.

Ein Problem bei der praktischen Durchführung einer MSSA stellt die anfallende Datenmenge dar. Bereits die Analyse eines kleinen Datensatzes der Dimension 100×100 mit einer Zeitverschiebung von $m^* = 10$ erzeugt eine 1000×1000 Eigenvektormatrix, 1000 Eigenwerte und eine 10×1000 Matrix mit PCs. Wie sich leicht einsehen lässt, sind für die Praxis relevante Aufgabenstellungen auf direkte Weise kaum zu bearbeiten. Eine Lösung des Problems ist die Datenkompression mittels EOFs. Hierbei werden nur einige wenige PCs der MSSA unterzogen, was die räumliche Dimension erheblich reduziert.

- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Die Entwicklung der Methode ist in der Arbeit von *Plaut und Vautard* [1994] beschrieben. Dort erfolgt auch eine eingehende Erläuterung der Eigenschaften der MSSA anhand von Analysen zur Variabilität der Atmosphäre in der Nordhemisphäre. Im Übersichtsartikel von *Ghil et al.* [2001] finden sich sowohl eine ausführliche Darstellung der Theorie als auch Beispiele aus der praktischen Anwendung.

In der vorliegenden Arbeit finden, wie schon bei der SSA, die von Eric Breitenberger (Geophysical Institute, University of Alaska, eric@gi.alaska.edu) in MATLAB geschriebenen Programme zur MSSA Verwendung. Im Internet unter: <ftp://ftp.gi.alaska.edu/pub/eric>.

- **MEM – Maximum-Entropie-Methode (Maximum-entropy method)**

- **Zweck:** Die MEM dient zur Berechnung des Spektrums einer Zeitreihe. Der Vorteil der Methode liegt in der sehr hohen spektralen Auflösung.
- **Berechnung:** Zur Berechnung der Spektraldichte wird die zu analysierende Zeitreihe durch einen linearen autoregressiven Prozess der Ordnung M (AR(M))

approximiert. Dies geschieht, indem nach dem am wenigsten vorhersagbaren Prozess gesucht wird, der dieselben Autokorrelationskoeffizienten wie die Zeitreihe besitzt. Im Sinne der Informationstheorie ist das der Prozess *maximaler Entropie*, was der Methode ihren Namen gegeben hat.

Die Schwierigkeit bei der Anwendung der Methode liegt in der Auswahl der Ordnung M . Einerseits steigt die Frequenzauflösung mit M , andererseits steigt aber auch die Anzahl der „Peaks“ im Spektrum und zwar weitgehend unabhängig vom Verhalten der Zeitreihe. Es gibt eine Anzahl von Methoden zur Wahl von M , von denen aber keine eine unter allen Bedingungen zuverlässige Abschätzung für M ergibt. In der Praxis hat es sich bewährt, die Zeitreihe mittels SSA zu filtern. Durch die daraus resultierende Bandlimitierung der Zeitreihe liefert schon eine geringe Ordnung M eine gute Auflösung bei Minimierung „unechter Peaks“. Wenn nicht sichergestellt ist, dass sich die Zeitreihe durch einen AR-Prozess beschreiben lässt, sollte in jedem Fall eine weitere Methode zur Spektralschätzung herangezogen werden.

- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** In dem Übersichtsartikel von *Ghil et al.* [2001] wird sowohl die MEM als auch ihre Kombination mit der SSA besprochen. Eine weitere gute Übersicht zur Spektralschätzung allgemein, wie zur MEM im Besonderen enthält *Press et al.* [1992].

Die Methode ist im SSA-MTM-Toolkit enthalten und von Eric Breitenberger in MATLAB umgesetzt worden, dessen Programme hier benutzt wurden (siehe SSA).

• Wavelets

- **Zweck:** Seit den grundlegenden Arbeiten von Fourier ist es möglich, eine Zeitreihe sowohl im Zeit- wie im Frequenzraum – aber nicht in beiden zugleich (!) – zu beschreiben. Mit der gefensterten Fourier-Transformation von *Gabor* [1946], bei der die Frequenzen eines Signals abschnittsweise berechnet werden, lassen sich die Probleme der klassischen Fourier-Analyse (mit einigen Einschränkungen) überwinden. Wavelets sind schließlich in der Lage, ein Signal gleichzeitig in Zeit und Frequenz mit hoher Auflösung zu analysieren (vergleiche Abbildung 5). Damit bieten sich Wavelets zur Analyse nichtstationärer Zeitreihen an. Abbildung 5 verdeutlicht den Unterschied zwischen Wavelets und gefensterter Fourier-Analyse. Eine Anwendung der kontinuierlichen Wavelet-Transformation zeigt Abbildung 14.
- **Berechnung:** Bei der kontinuierlichen Wavelet-Transformation geht das Signal $f(t)$ über in eine Funktion zweier Variabler, Skale (oder Periode) und Zeit:

$$c(a, b) = \int f(t) \Psi(at + b) dt.$$

Ausgangspunkt dieser Transformation ist die Funktion Ψ , das Wavelet, das eine schrittweise Dehnung um a und Verschiebung um b erfährt.

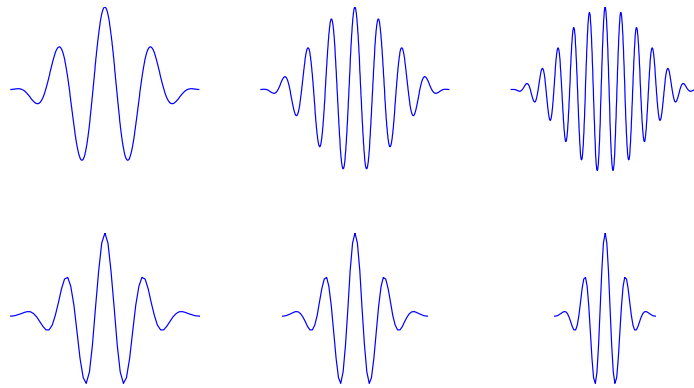


Abbildung 5: Oben: Gefensterter Fourier-Analyse mit Fenstern konstanter Breite und variierender Anzahl von Oszillationen. Unten: Durch Dehnung und Stauchung des Wavelets entsteht ein Fenster unterschiedlicher Breite aber mit einer konstanten Anzahl von Oszillationen.

- **Literaturhinweise und Programmquelle(n):** Eine sehr anschauliche Einführung zu Wavelets, die sowohl in deutscher wie englischer Sprache vorliegt, ist das Buch von *Hubbard* [1997]. Für einen schnellen Einstieg in die praktische Anwendung der kontinuierlichen Wavelet-Transformation ist die Arbeit von Torrence und Compo, im Internet unter: <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/>, sehr gut geeignet. Dort findet sich sowohl eine kurze Beschreibung der Theorie und der Algorithmen als auch Programme zur Wavelet-Analyse in Fortran, IDL und MATLAB.

Die in in der vorliegenden Arbeit gezeigten Wavelet-Analysen beruhen auf der MATLAB Version dieser Programme. Ein detaillierte Beschreibung haben die Autoren in *Torrence und Compo* [1998] gegeben.

2.4 Validation

Numerische Simulationen von natürlichen Systemen, wie sie z.B. Nord- und Ostsee darstellen, sind seit einigen Jahrzehnten Mittel zur Erweiterung wissenschaftlicher Erkenntnis, werden in zunehmendem Maße aber auch zur Grundlage von weitreichenden politischen Entscheidungen. Ein populäres Beispiel dafür ist der Einfluss von Klimamodellen auf die Diskussion zu Klimaänderungen und deren Auswirkungen (siehe etwa *von Storch et al.* [1999]).

In diesem Zusammenhang ist die Frage von besonderer Bedeutung, welche Anteile des natürlichen Systems vom Simulationsmodell mit welcher Genauigkeit reproduziert oder prognostiziert werden. Ansätze zur Beantwortung dieser Frage werden oftmals unter dem Begriff „Validation“ zusammengefasst.

2.4.1 Zur Definition des Begriffs „Validation“

In der wissenschaftlichen Welt besteht weitgehende Uneinigkeit was unter dem Begriff „Validation“ in Bezug auf numerische Simulationsmodelle zu verstehen ist bzw. ob der Begriff in diesem Zusammenhang überhaupt anwendbar ist. Die Lage wird durch die Verwendung weiterer Begriffe (z.B. Verifikation, Evaluation, Kalibration), die dieselbe Problematik behandeln, aber nicht klar voneinander abgegrenzt sind, zusätzlich kompliziert. Eine Bewertung einiger dieser Begriffe aus logischer und philosophischer Sicht haben *Oreskes et al.* [1994] gegeben. Dort wurde darauf hingewiesen, dass weder der Begriff „Validation“ noch „Verifikation“ in seiner ursprünglichen Bedeutung auf Simulationen von natürlichen Systemen anwendbar ist.

In der vorliegenden Arbeit wird der Begriff „Validation“ in Anlehnung an die Arbeit von *Dee* [1995] benutzt, der folgende Definition vorgeschlagen hat:

„Validation“ eines numerischen Modells bezeichnet den Prozess der Formulierung und Überprüfung von expliziten Forderungen an die Anwendbarkeit und Genauigkeit der Modellergebnisse in Bezug auf einem bestimmten Zweck, wie auch auf das zu repräsentierende natürliche System.

Diese Definition lässt sich auf alle Stufen der Modellentwicklung anwenden. Da die Interna des numerischen Modells in der vorliegenden Arbeit aber als weitgehend unbekannt angesehen werden (sog. „black-box“-Modell) und die Validation sich ausschließlich auf die Modellergebnisse bezieht, kann die oben gegebene Definition auf den in *Dee* [1995] als „functional validation“ bezeichneten Anteil begrenzt werden.

Als „funktionale Validation“ wird die Formulierung und Überprüfung von Forderungen an die Situationen, Prozesse und Ereignisse, die vom Modell repräsentiert werden und die Genauigkeit, mit der sie repräsentiert werden, bezeichnet.

2.4.2 Funktionale Validation der dekadischen Simulation mit dem HAMSOM

Die Definition der „funktionalen Validation“ erfordert die Formulierung von Forderungen bezüglich der Simulationsergebnisse. Da die Modellsimulation in der vorliegenden Arbeit aber nicht einem konkreten Zweck dient, sondern ganz allgemein auf ihre Tauglichkeit zur Abbildung der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee untersucht werden soll, gestaltet sich die Formulierung expliziter Forderungen schwierig. Forderungen der Art „das Modell sollte X % der beobachteten Variabilität beschreiben“ beherbergen die Willkür in der Wahl von X . Daher wird auf eine solche Angabe verzichtet. Stattdessen wird mittels dreier statistischer Größen (der erklärten Varianz η , dem Korrelationskoeffizienten R und dem mittleren quadratischen Fehler $RMSE$ (siehe Anhang A)) eine Quantifizierung der Abweichungen der Simulationsergebnisse von den Beobachtungen vorgenommen. Die Berechnung dieser Fehlermaße stellt einen wichtigen Schritt im Rahmen der funktionalen Validation dar und kann zu einem späteren Zeitpunkt zu der in der Definition angeführten „Überprüfung von Forderungen“ herangezogen werden.

Dieser Zeitpunkt wäre z.B. dann gekommen, wenn die berechneten Fehlermaße zur Beurteilung von simulierten Änderungen in der Hydrographie in Nord- und Ostsee gemäß einem Klima-Szenario herangezogen würden. In diesem Fall würden die Änderungen von Kontroll- zu Szenariosimulation in Bezug zu den Abweichungen der Simulationsergebnisse von den Beobachtungen in der Kontrollsimulation gesetzt.

Der Analyse der mehrjährigen Variabilität als Zielsetzung der vorliegenden Arbeit folgend, beschränkt sich die Validation auf diesen Variabilitätsanteil, d.h. es werden weder Analysen des mittleren Zustandes oder des Jahresgangs noch kürzerperiodischer Anteile vorgenommen. Für Analysen der Simulationsergebnisse - der in der vorliegenden Arbeit ausgeklammerten Anteile - kann auf die Literatur verwiesen werden [*Janssen et al.*, 2001; *Schrum et al.*, 1999, 2000].

3 Mittlerer Zustand der Hydrographie in Nord- und Ostsee

Um ein geophysikalisches System zu verstehen, ist es erforderlich sowohl den mittleren Zustand als auch seine Variabilität eingehend zu analysieren. Bei der Betrachtung der Variabilität ist es weiterhin sinnvoll, streng periodische Signale abzuspalten und getrennt zu behandeln. Das gilt insbesondere dann, falls es wie z. B. beim Tages- oder Jahresgang eine bekannte Ursache dafür gibt.

Dieser Maxime folgend, wird in diesem Kapitel eine kurze Beschreibung des mittleren Zustandes und der saisonalen Schwankungen der Hydrographie in Nord- und Ostsee gegeben. Auf diese Weise wird die Unterschiedlichkeit beider Randmeere aufgezeigt, die es zu berücksichtigen gilt, um dem Hauptanliegen der vorliegenden Arbeit – der Analyse der mehrjährigen Variabilität – gerecht werden zu können.

Für einen derartigen Überblick ist der klimatologische Datensatz von *Janssen et al.* [1999] (siehe Kapitel 2.1.4, Seite 14) die ideale Grundlage, da er die Temperatur- und Salzgehaltsverhältnisse in Nord- und Ostsee in einheitlicher Weise mit hoher räumlicher Auflösung wiedergibt.

Gemäß dem Fokus der vorliegenden Arbeit auf der Variabilität muss eine Darstellung des mittleren Zustandes recht kurz ausfallen. Detailliertere Darstellungen zur Hydrographie der Nordsee finden sich z. B. in *Lee* [1980], *Becker* [1990] und *Otto et al.* [1990]. Für die Ostsee eignen sich z. B. *Voipio* [1981], *Matthäus* [1996] und *Maagard und Rheinheimer* [1974]. Besondere Erwähnung verdienen die wenigen Arbeiten, in denen die Hydrographie von Nord- und Ostsee gemeinsam behandelt wird. Hierzu zählen *Dietrich* [1959] und ein neuerer Überblick von *Rodhe* [1998] .

3.1 Topographie

Ein bedeutender Teil der hydrographischen Unterschiede von Nord- und Ostsee lässt sich bereits aus Topographie und geographischer Lage erklären. Schon der erste Blick auf die Tiefenverteilung in Abbildung 6 zeigt große Unterschiede in der topographischen Gliederung beider Randmeere.

Bei der Nordsee handelt es sich um ein flaches Schelfmeer (mittlere Tiefe etwa 74 Meter) ohne starke topographische Gliederung mit offenem Zugang zum Nordatlantik. Sie stellt in grober Näherung ein nach Norden offenes rechteckiges Becken mit von Süden nach Norden leicht abfallendem Meeresboden dar. Eine bedeutende Ausnahme bildet die Norwegische Rinne mit einer maximalen Tiefe von über 700 Metern im Skagerrak. Weitere Verbindung mit dem Atlantischen Ozean hat die Nordsee über einen schmalen Zugang im Englischen Kanal.

Die Ostsee (mittlere Tiefe etwa 60 Meter) besitzt fjordähnlichen Charakter und ist durch ein System von Schwellen vom Zugang zum Atlantik weitgehend abgeschnitten. Maßgeblich für den Wasseraustausch zwischen Ostsee und Nordsee ist die maximale Tiefe über den Schwel-

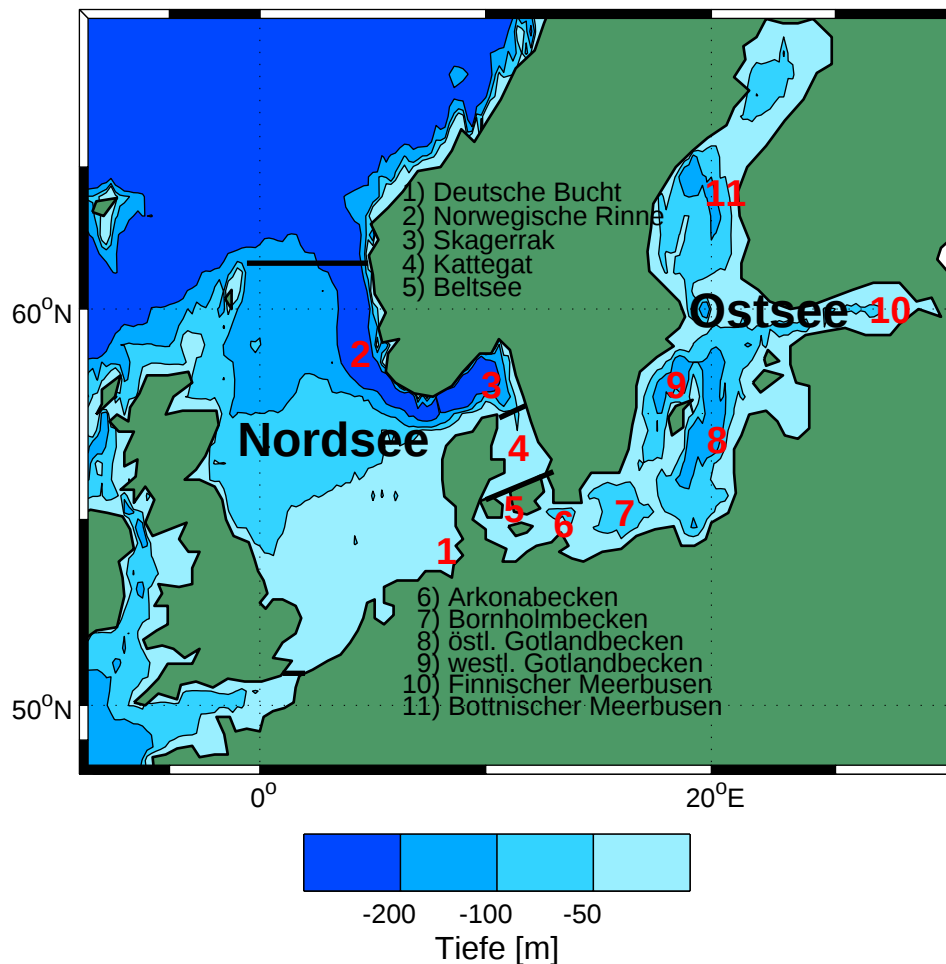


Abbildung 6: Tiefenverteilung und Regionen von Nord- und Ostsee.

len. Sie beträgt 18 Meter für den Großen und Kleinen Belt sowie 8 Meter im Öresund [Rodhe, 1998]. In ihrem Innern ist die Ostsee durch eine ausgeprägte Beckenstruktur gekennzeichnet. Der Austausch zwischen den einzelnen Becken ist ebenfalls durch eine Vielzahl von Schwellen erheblich reduziert.

Auch die Ausprägung der Gezeiten ist durch den Zugang zum Atlantik bestimmt. Sowohl Nord- als auch Ostsee sind zu klein, um selbst bedeutende Gezeitenamplituden zu entwickeln. Im Vergleich zur Ostsee, wo die Gezeiten insgesamt bedeutungslos sind, besitzt die Nordsee eine vom Atlantik angeregte vor allem halbtägige (M_2) Mitschwingungsgezeit mit Gezeitenamplituden von z. T. über zwei Metern entlang der englischen, sowie von 1-2 Metern entlang der niederländischen und deutschen Küste. Verbunden mit den Wasserstandsschwankungen sind starke Gezeitenströme, die für eine hohe gezeitenbedingte Vermischung insbesondere in den flachen Küstenregionen sorgen und dort ganzjährig ungeschichtete Verhältnisse zur Folge haben.

Im Gegensatz zur Nordsee ist die Ostsee gänzlich von Landmassen umgeben, was einen deutlich stärkeren kontinentalen klimatischen Einfluss erwarten lässt. Besonders deutliche

Unterschiede ergeben sich etwa in der Temperatur an der Meeresoberfläche, aber auch im Jahresgang des Salzgehaltes aufgrund unterschiedlicher Eintrittszeiten des Maximums der Flusseinträge.

3.2 Salzgehalt

Aus der Verteilung des Oberflächensalzgehaltes in Abbildung 7 werden die vor allem aus der Topographie resultierenden Unterschiede in der Hydrographie von Nord- und Ostsee deutlich.

Die Nordsee besitzt, vom unmittelbaren Küstenstreifen abgesehen, ozeanische Salzgehalte mit Werten > 34.75 . Nur die Bereiche nahe der Flussmündungen und des Norwegischen Küstenstroms haben aufgrund der Frischwasserzufuhr deutlich reduzierte Salzgehalte, die unter 30 fallen können.

Die Ostsee zeichnet sich hingegen durch einen stark reduzierten mittleren Salzgehalt < 10 aus und stellt damit eines der größten Brackwassermeere der Welt dar. An den Enden des Finnischen und Bottnischen Meerbusens geht der Salzgehalt bis auf Werte unter 2 zurück. Diese geringen Salzgehalte sind das Resultat von großen Flusseinträgen [Bergström und Carlsson, 1994] stark reduzierter Salzzufuhr aus dem Atlantik und einem Überschuss von Niederschlag gegenüber der Verdunstung [Omstedt et al., 1997].

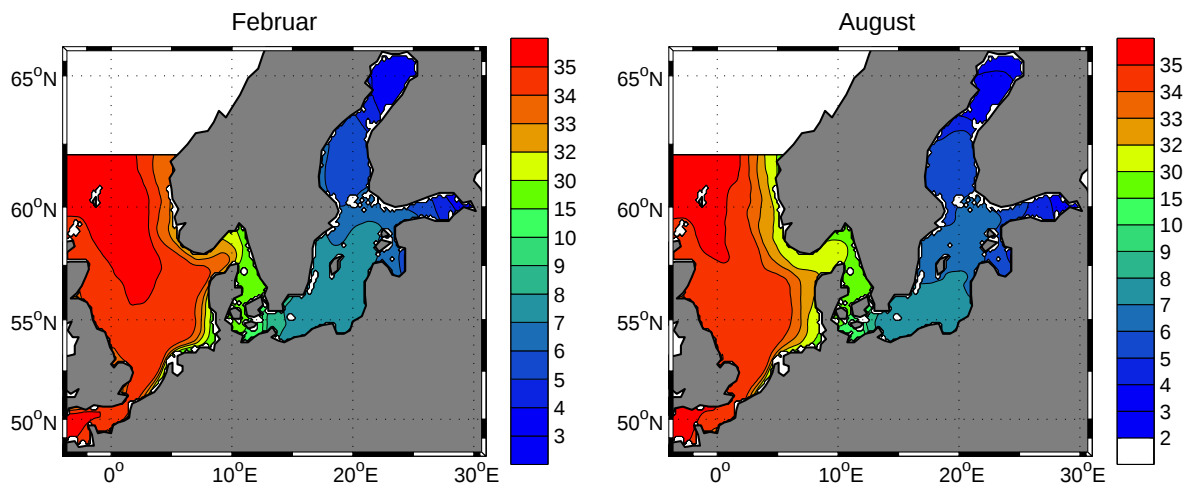


Abbildung 7: Oberflächensalzgehalt in Nord- und Ostsee. Die Datenbasis für diese Abbildung stellt der klimatologische Datensatz von Janssen et al. [1999] (siehe Seite 14) dar.

Wie der Vergleich der Verteilungen der Monate Februar und August in Abbildung 7 zeigt, ist die Amplitude des Jahresgangs im Oberflächensalzgehalt in weiten Teilen der Nordsee < 0.25 . Die Salzgehalte sind im Sommer gegenüber den Winterwerten im ganzen reduziert, mit einer besonders auffallenden Reduktion entlang der Norwegischen Küste, was im Wesentlichen durch die größeren Frischwassereinträge in den Frühjahrs- und Sommermonaten zu erklären ist. Verstärkend wirkt dabei die thermische Schichtung, die eine Verteilung des nahe der Oberfläche eingebrachten Frischwassers über die gesamte Wassersäule erschwert

oder verhindert, sowie saisonale Änderungen des Windfeldes, die in den Sommermonaten eine Ausbreitung des Ostseeausstroms von der Norwegischen Küste Richtung Shetland Inseln erlauben.

Die regionalen Unterschiede im Oberflächensalzgehalt setzen sich, wie Abbildung 8 verdeutlicht, über die gesamte Wassersäule fort. Der Schnitt durch die Nordsee zeigt, wie sich der Salzgehalt von der Deutschen Bucht (Frischwasserzufuhr durch die Elbe und andere Flüsse) bis zum Nordwestausgang der Nordsee zwischen Orkney und Shetland Inseln (Einstrom atlantischen Wassers) kontinuierlich erhöht. Der Jahresgang ist auch in der Vertikalverteilung gering und bis auf den Hochsommer (August) zeigt der Schnitt keine haline Schichtung.

Der Salzgehalt in der Ostsee wird bestimmt durch das Verhältnis von einströmendem salzreichen Wasser aus dem Kattegat zur Frischwasserzufuhr durch Flusseinträge und die Differenz von Niederschlag und Verdunstung. Das einströmende salzreiche Wasser breitet sich anfangs bodennah aus, was durch die ausgeprägte Beckenstruktur stark behindert wird, und schichtet sich schließlich entsprechend seiner Dichte in der zentralen Ostsee ein. Der überwiegende Teil dringt dabei in mittleren Tiefen in die zentrale Ostsee vor. Nur bei sehr starken Einstromereignissen, den sogenannten Salzwassereinbrüchen, gelangt so salzreiches Wasser ($S > 17$) in die Ostsee, dass es sich bis in die zentrale Ostsee bodenfolgend ausbreitend und dort zu einer Erneuerung des Bodenwassers führt. Bleibt die Salzwasserzufuhr über längere Zeit aus, so nimmt der Salzgehalt auch in den tiefen Bereichen infolge vertikaler Diffusion langsam ab. In Oberflächennähe sorgt weiterhin die Vermischung durch den Wind für eine Umverteilung des Salzes.

Infolge dieser Prozesse findet sich im Gegensatz zur Nordsee in der zentralen Ostsee eine starke, permanente haline Schichtung mit einer ausgeprägten Halokline, die von ca. 40 Meter im Arkonabecken auf 80 Meter am Nordrand des Gotlandbeckens abfällt. Die haline Schichtung hat zur Folge, dass das Wasser unterhalb der Halokline praktisch (bis auf diffusive Prozesse) vom Austausch mit den darüberliegenden Schichten abgeschottet ist. Eine Erneuerung des Tiefenwassers der Ostsee kann daher ausschließlich durch seitliche Advektion erfolgen, die ihrerseits durch die ausgeprägte Beckenstruktur stark behindert ist. Dies hat gravierende Folgen für die Biologie der Ostsee, da somit auch eine Ventilation des Bodenwassers stark erschwert ist [Matthäus, 1996].

Oberhalb der Halokline liegt der Salzgehalt etwa bei 8 und zeigt einen Jahresgang, der dem der Flusseinträge (Maximum im Frühsommer) folgt, während der Salzgehalt unterhalb der Halokline zum Boden hin auf 12-13 ansteigt. Gleichzeitig verschwindet der Jahresgang in den tieferen Regionen der Ostsee.

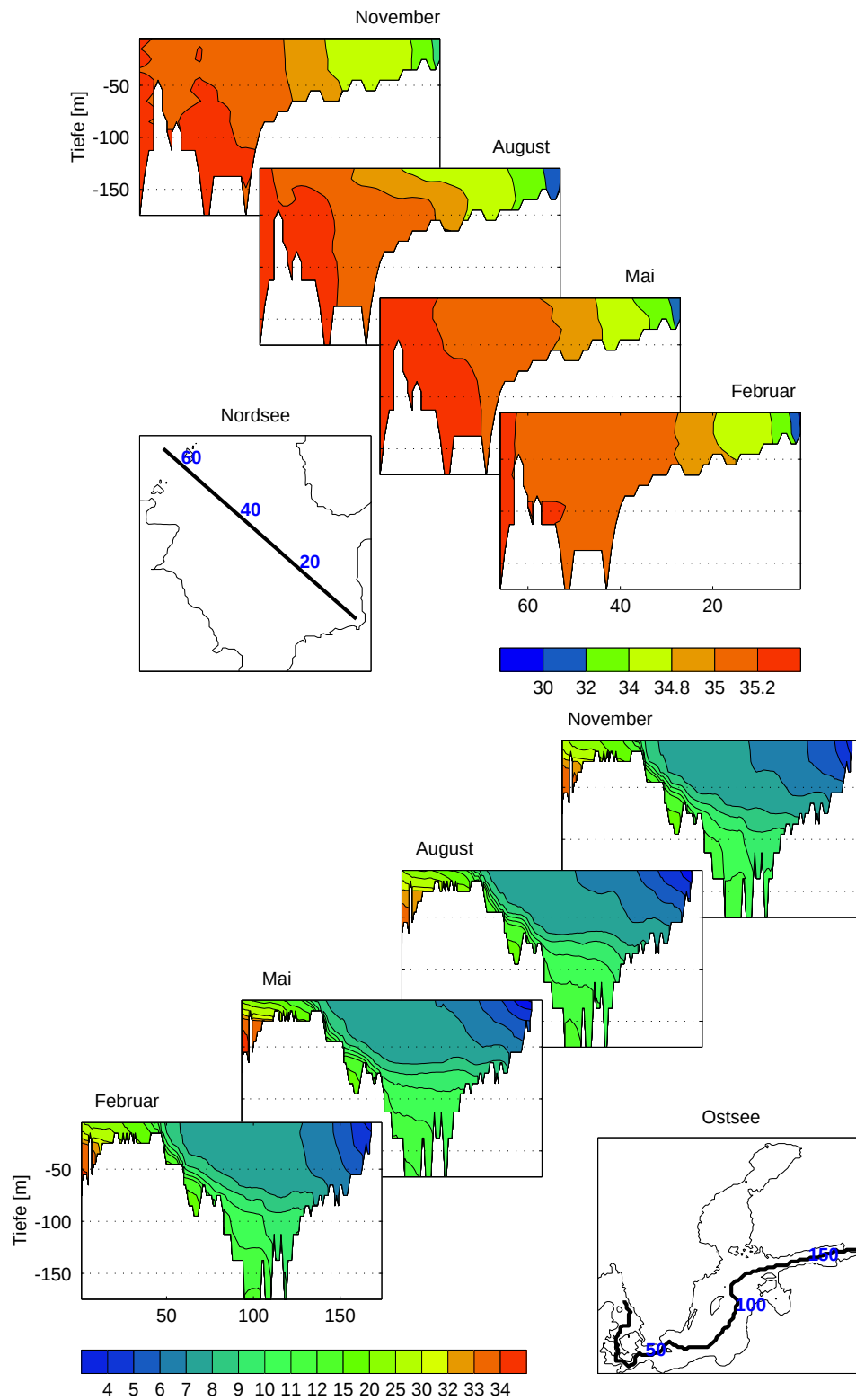


Abbildung 8: Salzgehalt auf je einem Vertikalschnitt durch die Nord- und Ostsee. Die Karten zeigen die Lage der Schnitte. Die Zahlen bezeichnen die Gitterpunkte im Datensatz und stimmen mit den Werten auf der Abzisse der monatlichen Verteilungen überein. Die Datenbasis für diese Abbildung stellt der klimatologische Datensatz von *Janssen et al.* [1999] (siehe Seite 14) dar.

3.3 Temperatur

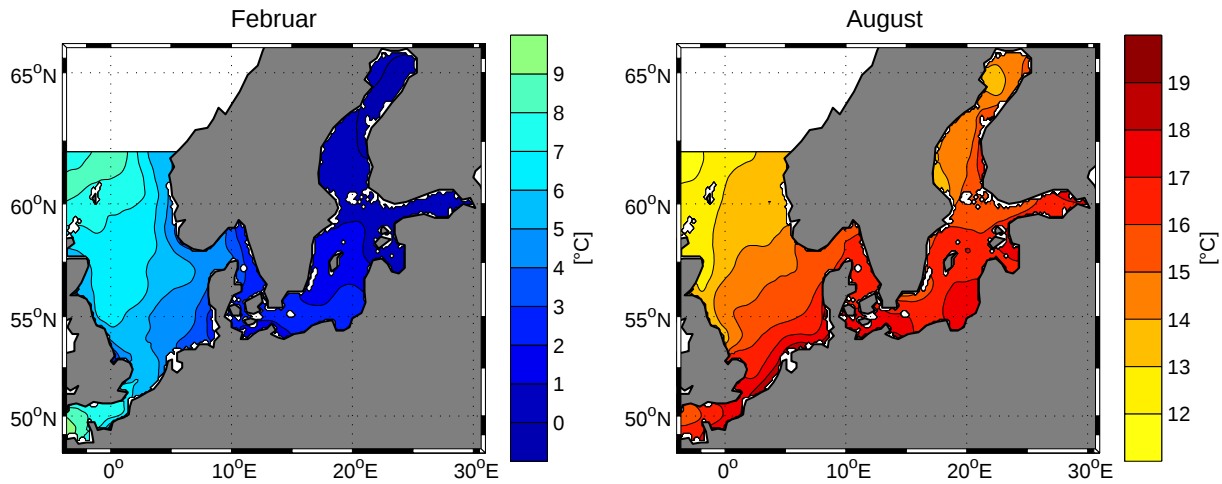


Abbildung 9: Oberflächentemperatur in Nord- und Ostsee. Die Datenbasis für diese Abbildung stellt der klimatologische Datensatz von *Janssen et al.* [1999] (siehe Seite 14) dar.

Die Wassertemperatur in Nord- und Ostsee wird in mindestens dreifacher Weise durch den Nordatlantischen Ozean beeinflusst.

Wie im vorherigen Abschnitt dargelegt, hat der Zugang zum Atlantik einen wesentlichen Einfluss auf die Salzgehaltsverhältnisse in Nord- und Ostsee. Daraus resultiert im Zusammenspiel mit den anomalen physikalischen Eigenschaften des Meerwassers ein gravierender Unterschied im thermischen Verhalten von Nord- und Ostsee. Die kritische Eigenschaft ist hierbei das Verhältnis von Gefrierpunkts- und Dichtemaximumstemperatur.

Für Salzgehalte > 24.7 liegt die Gefrierpunktstemperatur oberhalb der Temperatur des Dichtemaximums. In diesem Fall, der den Verhältnissen in der Nordsee entspricht, kommt es bei winterlicher Abkühlung zu einer tiefreichenden Konvektion und der Wärmeinhalt der gesamten Wassersäule steht zur Abgabe an die Atmosphäre zur Verfügung.

Ist der Salzgehalt < 24.7 liegt die Gefrierpunktstemperatur unterhalb der Temperatur des Dichtemaximums. Bei winterlicher Abkühlung kommt es zur Ausbildung einer Winterthermokline bei der kaltes, aber leichteres Wasser über wärmerem liegt und eine tiefreichende Konvektion verhindert. Diese Verhältnisse sind in der Ostsee anzutreffen und lassen eine Wärmeabgabe der Ostsee an die Atmosphäre nur für eine Schicht oberhalb der Thermokline zu. Hierdurch wird weiterhin die Ausbildung von Eis sehr stark gefördert, was die weitere Wärmeabgabe der Ostsee nahezu vollständig unterbindet.

Sowohl die Verteilungen der SST in Abbildung 9 als auch die vertikalen Schnitte durch Nord- und Ostsee in Abbildung 10 spiegeln die geschilderten Unterschiede im thermohalinen Verhalten wider. Insbesondere die gravierenden Unterschiede im Jahresgang der SST sind zum großen Teil auf diese Phänomene zurückzuführen. Wie die Vertikalschnitte zeigen, ist die Nordsee in den Wintermonaten vertikal homogenisiert. Im Gegensatz dazu zeigt die Ostsee eine thermische Schichtung, die durch die haline Schichtung begünstigt wird.

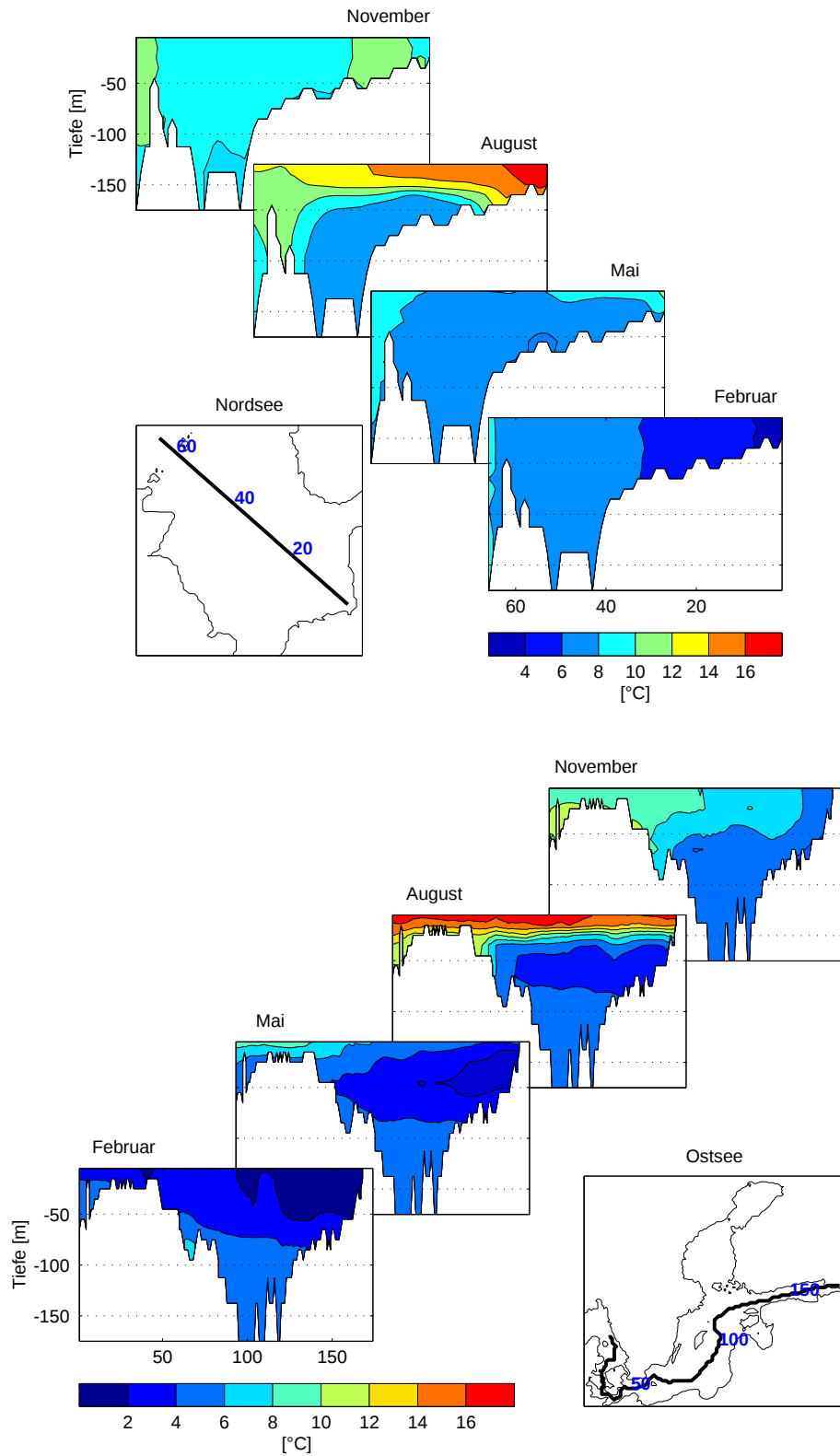


Abbildung 10: Temperatur auf je einem Vertikalschnitt durch die Nord- und Ostsee. Sonst wie Abbildung 8. Die Datenbasis für diese Abbildung stellt der klimatologische Datensatz von *Janssen et al.* [1999] (siehe Seite 14) dar.

Im Sommer zeichnet sich vor allem die Ostsee durch eine scharfe thermische Sprungschicht aus. Neben dem Einfluss des Atlantiks auf die Temperaturverteilung in Nord- und Ostsee über den Salzgehalt, besteht ein starker Zusammenhang über die atmosphärischen Verhältnisse, insbesondere die Lufttemperatur. Nord- und Ostsee liegen im Übergangsbereich von maritimem Einfluss im Westen und kontinentalem Einfluss im Osten [Hupfer und Tinz, 1996]. In der nördlichen und östlichen Ostsee im Winter ist der kontinentale Einfluss sehr stark, was zu niedrigen Temperaturen führt. Auch die regionale Ausprägung des Jahresgangs in der SST entspricht den klimatischen Verhältnissen, mit größeren Amplituden des Jahresgangs in der stärker kontinental geprägten Ostsee.

Hier besteht natürlich eine Wechselwirkung mit den oben angeführten thermohalinen Verhältnissen in Nord- und Ostsee. Während die Nordsee das infolge dominierender Westwinde ohnehin maritime Klima durch die winterliche Wärmeabgabe unterstützt, trägt die Ostsee durch die Ausbildung einer Winterthermokline und insbesondere durch die Eisbedeckung zur Verstärkung des kontinentalen Klimas bei.

Nicht zuletzt besteht für die Nordsee in den Einstromregionen auch ein direkter Einfluss des Atlantiks auf die Temperaturverteilung in der Nordsee. Sichtbar ist das vor allem in der SST im Februar im Nordwesten der Nordsee sowie im englischen Kanal.

3.4 Eisbedeckung der Ostsee

Eine der markantesten Eigenschaften der Hydrographie der Ostsee ist die allwinterliche partielle Eisbedeckung. Sie ist auch für die Anwohner der Ostsee von besonderer Bedeutung, da sie insbesondere im äußersten Norden den Transport auf dem Seeweg stark beeinträchtigt.

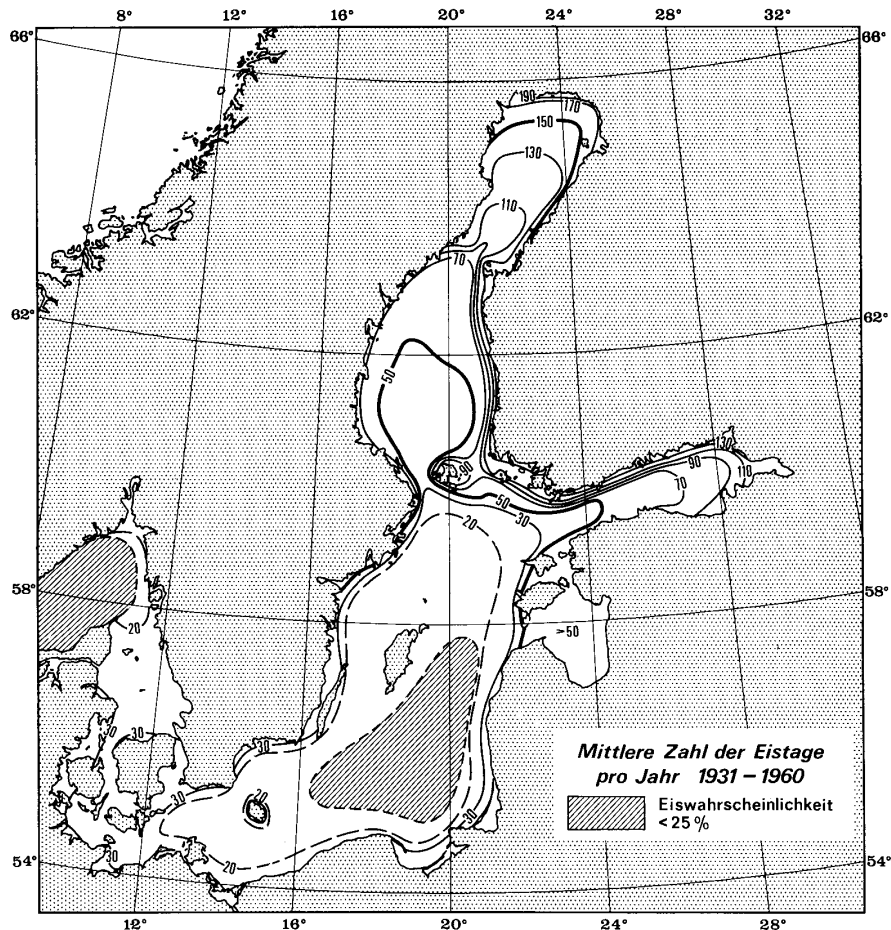


Abbildung 11: Mittlere Zahl der Eistage pro Jahr im Zeitraum 1931–1960 nach *Dietrich und Schott* [1974].

Die atmosphärischen Verhältnisse, allem voran die Lufttemperatur, sind von entscheidender Bedeutung für die Eisbedeckung der Ostsee. Wie im vorherigen Kapitel dargelegt, tragen aber auch die thermohalinen Verhältnisse in der Ostsee, die eine tiefreichende Vermischung verhindern, maßgeblich zur Entwicklung der Eisbedeckung bei. In den tieferen Regionen der Ostsee kann bei winterlicher Abkühlung nur ein Teil ihres Wärmeinhalts verfügbar gemacht werden. Bei Lufttemperaturen unterhalb des Gefrierpunkts ist somit der verfügbare Wärmeinhalt sowohl in den flachen Regionen als auch in den tieferen Regionen oberhalb der Winterthermokline rasch verbraucht und es setzt Eisbildung ein.

Im Mittel bildet sich bereits Ende November Eis in den flachen Regionen an den äußersten Enden von Bottnischem und Finnischem Meerbusen (Wassertiefe unter 10 Meter). Im Verlauf

des Winters breitet sich das Eis von den flacheren Regionen in die tieferen aus, bis zur Zeit der maximalen Eisbedeckung im März der Finnische und der Bottnische Meerbusen komplett eisbedeckt sind. In starken Eiswintern ist die gesamte Ostsee eisbedeckt. Mit zunehmender Sonneneinstrahlung geht das Eis dann im April zurück, um im Verlauf des Mai restlos zu schmelzen.

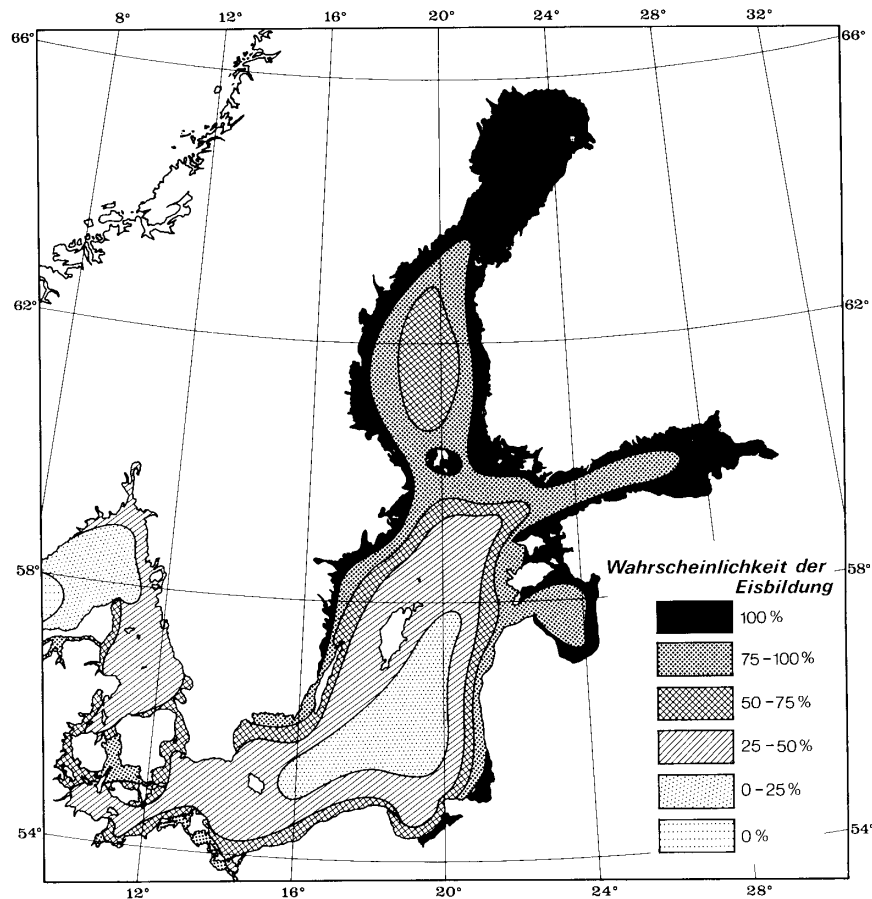


Abbildung 12: Wahrscheinlichkeit der Eisbildung, berechnet für die Jahre 1931–1960 [Dietrich und Schott, 1974].

Dieser winterliche Verlauf der Eisbedeckung führt zu der aus Abbildung 11 zu entnehmenden mittleren Dauer der winterlichen Eisbedeckung. Der äußerste Norden der Ostsee ist dementsprechend mehr als das halbe Jahr eisbedeckt. Nach Süden hin nimmt die Länge des Eiswinters rasch ab und das östliche Gotlandbecken bleibt in schwachen und mäßigen Eiswintern gänzlich eisfrei.

Wie Abbildung 12 zeigt, ist nur der Nordteil des Bottnischen und der Ostteil des Finnischen Meerbusens in jedem Winter eisbedeckt. Nach Süden und Westen nimmt die Wahrscheinlichkeit ab, so dass in der zentralen Ostsee nur noch in Küstennähe Wahrscheinlichkeiten $> 50\%$ auftreten. Wie schon in Abbildung 11 zu erkennen, ist das östliche Gotlandbecken eine Region, die nur in extrem kalten Wintern eine Eisbedeckung aufweist.

4 Die Nordatlantische Oszillation - NAO

Atmosphäre und Ozean sind auf vielfältige Weise miteinander gekoppelt (siehe etwa *Gill* [1982]). Für vergleichsweise kleine und flache Randmeere wie Nord- und Ostsee sind die Auswirkungen zumindest auf die großskalige atmosphärische Zirkulation gering. Umgekehrt stellt aber die atmosphärische Zirkulation über Wärme-, Feuchte- und Impulstransfer die dominante treibende Kraft für nahezu alle Änderungen in der Hydrographie von Nord- und Ostsee dar.

Daraus resultiert die Annahme, dass die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation im nordatlantischen Raum einen maßgeblichen Einfluss auf die Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee hat. Diese Annahme macht für die vorliegende Arbeit ein grundsätzliches Verständnis der atmosphärischen Verhältnisse in der die Nord- und Ostsee beeinflussenden Region notwendig, das im Folgenden vermittelt werden soll.

Auf interannualer bis interdekadischer Zeitskala ist die Nordatlantische Oszillation die bedeutendste großskalige Variationsform der Atmosphäre auf der Nordhalbkugel. Die mit dieser Variationsform assoziierten Luftdruck- und Temperaturmuster wurden bereits von *Walker und Bliss* [1932] beschrieben, die dem Phänomen auch seinen Namen gegeben haben. Die NAO manifestiert sich besonders in der Stärke des Luftdruckgegensatzes von Azoren-Hoch und Island-Tief in den Wintermonaten. Dies hat zur heute populärsten Beschreibung der NAO u.a. durch *Hurrell* [1995] geführt. *Hurrell* [1995] hat in Erweiterung der Arbeit von *Rogers* [1984] einen NAO Index (NAOI) als normierte Luftdruckdifferenz zwischen den Stationen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur (Island) berechnet, wobei eine Mittelung über die Monate Dezember (des Vorjahres) bis März (des aktuellen Jahres) zur Definition des NAO Winter Index (NAOWI) führt. Einen sehr ähnlichen Index hat *Bjerknes* [1964] bereits 30 Jahre vorher in seiner wegweisenden Arbeit zur Wechselwirkung von Atmosphäre und Ozean über dem Nordatlantik benutzt.

In Abbildung 13 ist der NAOWI nach *Hurrell* [1995] zusammen mit den Ergebnissen einer SSA (siehe Kapitel 2.3.2, Seite 22) dargestellt. Besonders niedrige Werte hat der Index während der 60er Jahre des 20. Jahrhunderts angenommen. Die letzten etwa dreißig Jahre zeichnen sich durch einen starken Anstieg mit dem absoluten Maximum der Zeitreihe 1989, sowie ausgeprägter dekadischer Variabilität aus. Wie die Zerlegung der Zeitserie mittels SSA zeigt, lässt sich dieses Verhalten auf den starken Anstieg im nicht-linearen Trend [RC(1)] sowie die Amplifizierung des zweiten und dritten SSA-Modes [RC(2-3)] mit einer Periodizität von 7.8 Jahren zurückführen. Hingegen spielt der Anteil des NAOWI mit einer Periodizität von 2.3 Jahren [RC(4-5)], der die Variabilität bis ca. 1905 maßgeblich geprägt hat, in diesem Zeitraum keine besondere Rolle.

Der durch die graue Hinterlegung in Abbildung 13 gekennzeichnete Simulationszeitraum mit dem HAMSOM (siehe Kapitel 2.2.3) erstreckt sich gemäß vorangegangener Diskussion im Wesentlichen über eine Phase mit stark bis sehr stark positivem NAOWI. Er beinhaltet mit dem Ende der 1980er Jahre die Phase mit den höchsten Index-Werten seit Beginn der Zeitreihe 1864.

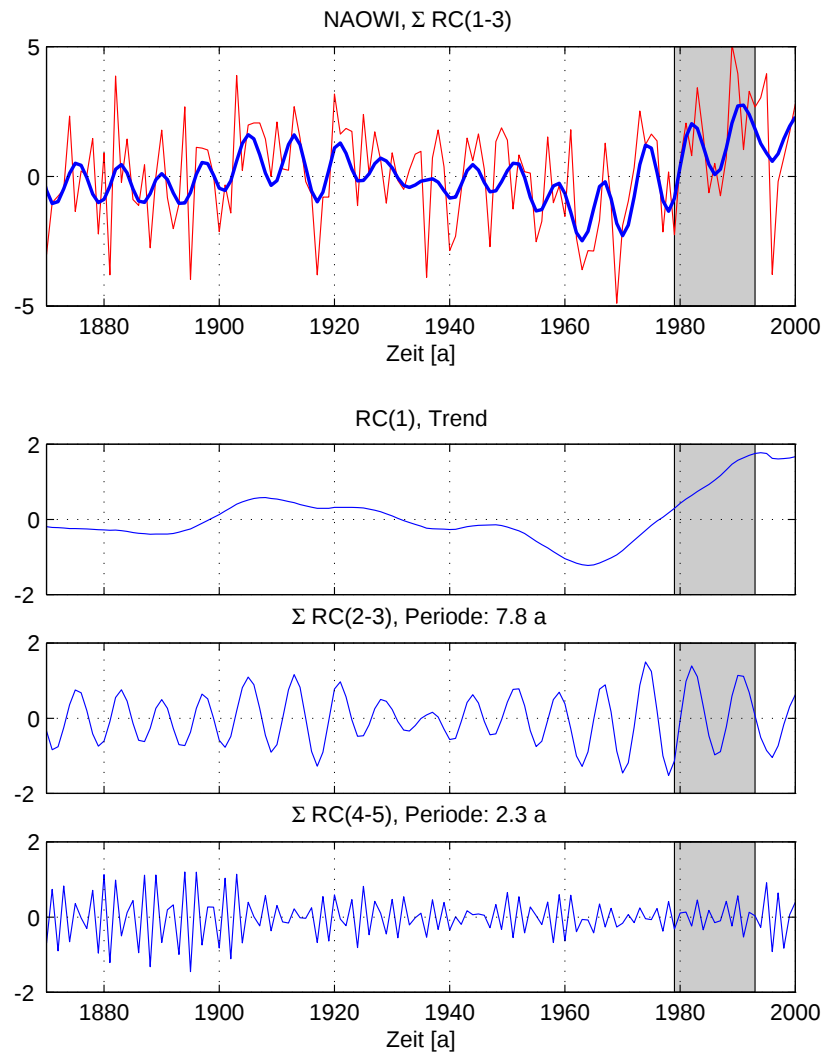


Abbildung 13: Oben: NAOWI 1864-2000 nach *Hurrell* [1995] (rot) und Rekonstruktion aus den ersten drei SSA-Moden (blau). Darunter: Die wichtigsten fünf SSA-Moden. Grau unterlegt ist der Zeitraum der HAMSON Simulation 1979-1993. Weitere Erläuterungen im Text.

Eine Besonderheit in der Zeitreihe des NAOWI tritt in der Mitte der 1990er Jahre auf. Vom Winter 1995 auf den Winter 1996 erfolgte die stärkste jährliche Änderung im Verlauf von über 100 Jahren.

Wie die in Abbildung 14 dargestellten Ergebnisse einer Wavelet-Analyse (siehe Kapitel 2.3.2, Seite 25) des NAOWI sehr anschaulich zeigen, ist der Begriff Nordatlantische „Oszillation“, zumindest was den zeitlichen Verlauf angeht, irreführend, denn in keinem Periodenbereich finden sich durchgehend große Amplituden. Vielmehr hat es Episoden gegeben, in denen bestimmte Perioden besonders ausgeprägt waren. Wie Abbildung 14b zeigt, ergibt sich ein zeitlich gemittelt Wavelet-Spektrum mit einem Maximum bei 7–8 Jahren. Gemäß *Wunsch* [1999] sind alle Strukturen der Zeitreihe mit der Hypothese eines stochastischen Prozesses mit nahezu weißem Spektrum vereinbar, was der Vorhersagbarkeit der NAO enge Grenzen

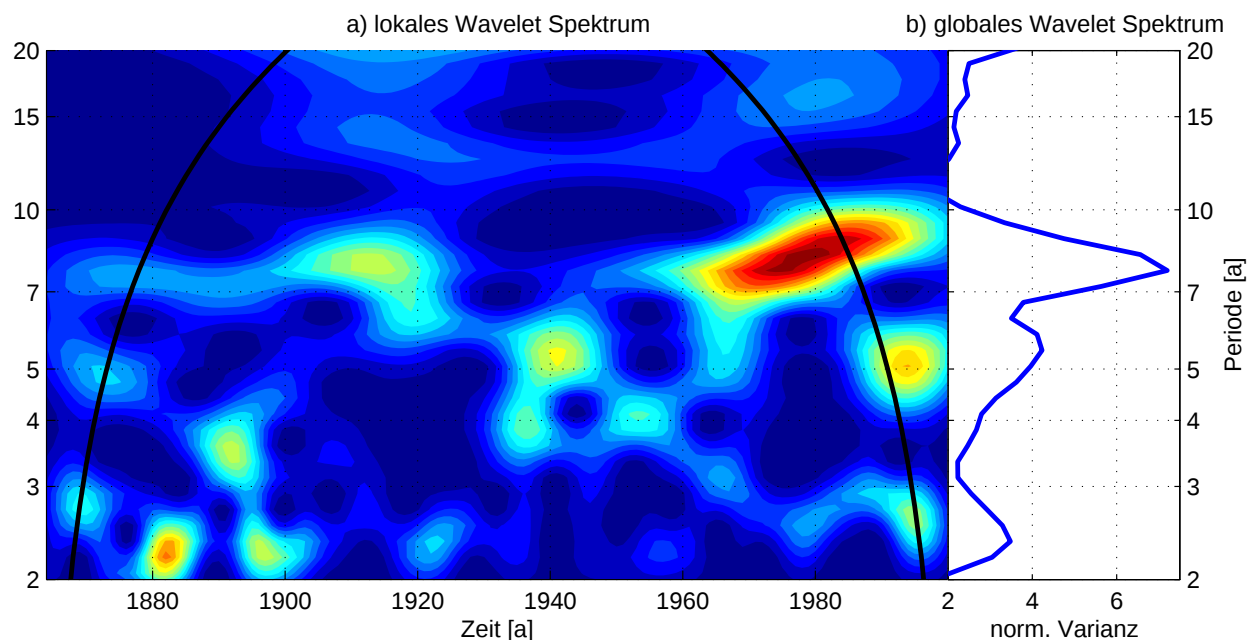


Abbildung 14: Morlet Wavelet-Spektrum des NAOWI. Die schwarze, gewölbte Linie in Teil a) kennzeichnet den Bereich, der durch Randeffekte beeinflusst ist. Das globale Wavelet-Spektrum b) wird als zeitliches Mittel aus a) berechnet.

setzt.

Das für die NAO charakteristische Luftdruckmuster zeigt Abbildung 15a. Als Datenbasis dienen monatliche Luftdruckverteilungen mit einer räumlichen Auflösung von $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ aus den NCEP/NCAR Reanalysen (*Kalnay et al.* [1996]; siehe Abschnitt 2.1.4, Seite 15). Dargestellt ist die erste EOF sowie der zugehörige Koeffizient (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19), der über die Monate Dezember–März gemittelten Luftdruckanomalie im nordatlantischen Raum. Der 1. EOF-Mode erklärt 55% der Varianz der winterlichen Luftdruckschwankungen der Jahre 1949–2000. Deutlich zu erkennen sind das Island-Tief als negatives Zentrum dieses Musters, sowie das Azoren-Hoch als positives Zentrum. Wie aus der geostrophischen Relation folgt, beschreibt dieser EOF-Mode und somit auch der NAOWI im Wesentlichen die Stärke des winterlichen Westwindes in einem Band von 50° – 65° N. Positive Indexwerte großen Betrags sind verknüpft mit anomal starken Westwinden und umgekehrt.

Der in Abbildung 15b gezeigte Koeffizient gibt die Polarisierung und Stärke des EOF-Musters wieder. Zum Vergleich ist auch der NAOWI dargestellt. Die große Übereinstimmung der beiden Kurven liefert die Begründung, warum der 2-Stationen-Index nach *Hurrell* [1995] eine derart große Bedeutung für die Beschreibung der winterlichen atmosphärischen Verhältnisse im nordatlantischen Raum hat: Der NAOWI gibt mit großer Genauigkeit die Variabilität des dominierenden Modes der winterlichen Luftdruckschwankungen wieder.

Einhergehend mit den Schwankungen des Luftdrucks sind natürlich Schwankungen aller anderen meteorologischen Größen. Am offenkundigsten sind die Schwankungen der bodennahen Lufttemperatur (SAT = Surface Air Temperature). Abbildung 16a zeigt die Korrelation des

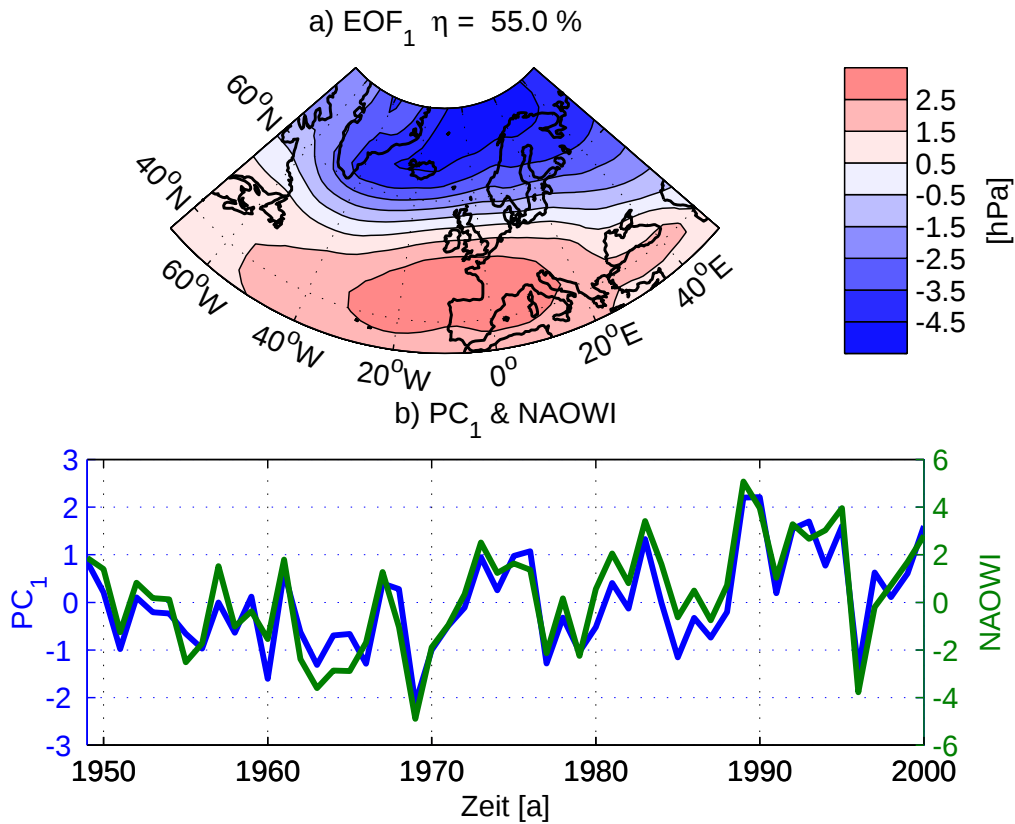


Abbildung 15: 1. EOF Mode der winterlichen Luftdruckanomalie. Das EOF Muster a) gibt die typische Stärke der Luftdruckanomalie an, während der Koeffizient (PC) in b) auf Standardabweichung 1 normiert ist. Zum Vergleich ist auch der NAOWI nach *Hurrell* [1995] dargestellt. η bezeichnet die erklärte Varianz.

Wintermittels der SAT mit dem PC aus Abbildung 15b und stellt somit die Verbindung zwischen Schwankungen des Luftdrucks und der Temperatur her. Es ergeben sich starke positive Korrelationen im Gebiet von Nord- und Ostsee, sowie negative Werte über Grönland und der Labradorsee. Die Amplitude der Schwankungen der SAT, die mit „typischen“ Luftdruckschwankungen einhergeht, wird durch lineare Regression des auf eine Standardabweichung von Eins normierten PCs mit der SAT an jedem Gitterpunkt ermittelt. Stark positive Werte des PCs oder gleichbedeutend des NAOWI, kennzeichnend für große Luftdruckgegensätze, führen somit zu warmen Wintern über Westeuropa und kalten Wintern im Süden Grönlands. Dieses gegensätzliche Verhalten der Lufttemperatur über Grönland und Europa ist in den Arbeiten von *van Loon und Rogers* [1978] und *Rogers und van Loon* [1979] ausführlich beschrieben und (nach den Zitaten dort) schon mindestens seit Ende des 18. Jahrhunderts bekannt. Die Autoren klassifizieren die atmosphärische Zirkulation anhand des Temperaturgegensatzes zwischen Jakobshaven (Grönland) und Oslo und erhalten so einen temperaturbasierten NAOI. Die dort anhand der Temperaturdifferenzen gefundenen Muster im Luftdruck zeigen eine starke Übereinstimmung mit dem Luftdruckmuster in Abbildung 15. Neben den hier dargestellten Auswirkungen der NAO gibt es eine Reihe weiterer Folgen für

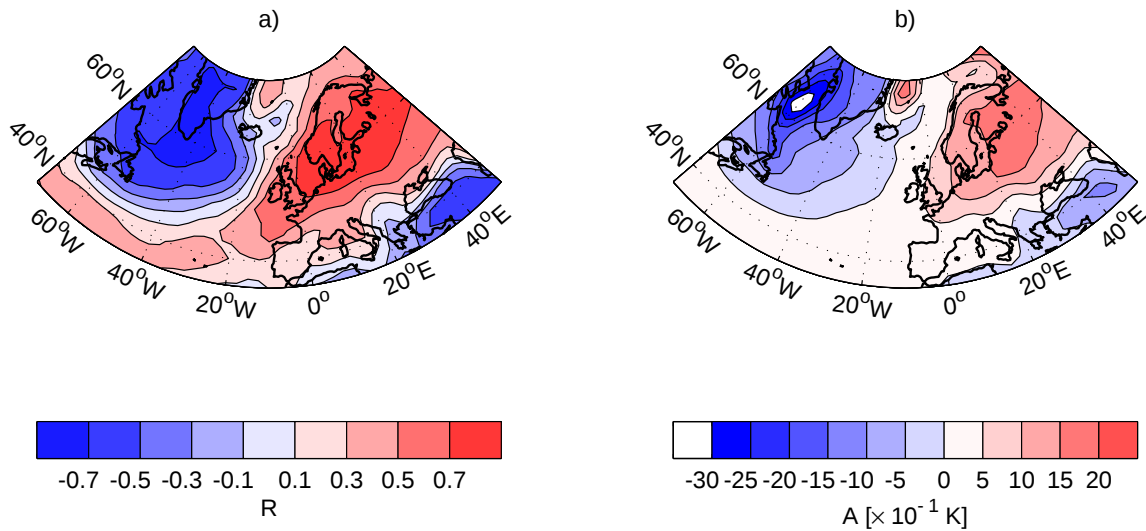


Abbildung 16: a) Korrelation des 1. PC des winterlichen Luftdrucks (siehe Abbildung 15b) mit Anomalien des Wintermittels der bodennahen Lufttemperatur, basierend auf den NCEP/NCAR Re-Analysen (siehe Seite 15). b) Entsprechende Verteilung des linearen Regressionskoeffizienten.

Atmosphäre und Ozean im Nordatlantischen Raum. Hierzu sind in den letzten Jahren neben zahlreichen Arbeiten zu einzelnen Aspekten auch einige Übersichtsartikel erschienen. Hier seien drei genannt, die einen besonderen Bezug zwischen der NAO und der Variabilität des Nordatlantischen Ozeans herstellen.

Meinke [1999] beschreibt anhand von fünf allein auf Beobachtungen gestützten Beispielen die Auswirkungen der NAO auf den Nordatlantischen und den Arktischen Ozean. Unter anderem wird der Einfluss der NAO auf den ozeanischen Wärmetransport im System Golfstrom/Nordatlantischer Strom, die Konvektion in Labrador- und Grönlandsee und auf Verschiebungen von subtropischem/subpolarem Wirbel dargelegt.

In *Greatbatch* [2000] erfolgt neben einer Zusammenfassung der atmosphärischen Auswirkungen der NAO eine eingehende Betrachtung einiger Modellstudien zur Variabilität insbesondere der SST im Nordatlantik. Weiterhin stellt der Autor einige Überlegungen zu den dynamischen Ursachen der NAO und zur Frage, ob die NAO ein gekoppelter atmosphärisch/ozeanischer Mode ist oder nicht, an.

Hurrell und Dickson [2001] liefern ausführliche Angaben zu den Auswirkungen der NAO auf den Nordatlantik, wobei sie nach Oberfläche, mittleren Tiefen und großen Tiefen unterteilen. Außerdem enthält die Arbeit zwei übersichtliche Schemata, die die Auswirkungen der NAO zusammenfassen.

Aus allen drei Arbeiten wird deutlich, dass die NAO die Variabilität des nordatlantischen und arktischen Ozeans auf einer Zeitskala von Jahren bis Dekaden maßgeblich beeinflusst. Während die Auswirkungen der NAO auf die oberflächennahen Schichten des Ozeans in Folge des direkten atmosphärischen Einflusses relativ leicht nachvollziehbar sind, steht die Forschung bezüglich des Verständnisses der Auswirkungen der NAO auf den tiefen Ozean noch am Anfang. Dabei ist die Steuerung der Tiefenwasserbildung - durch die u.a. vom

Status der NAO abhängigen Konvektion in Labrador- und Grönlandsee - ein Prozess von fundamentaler klimatischer Bedeutung.

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass die Beschreibung der dominanten atmosphärischen Variabilität im nordatlantischen Raum durch die NAO seit einigen Jahren durch eine nicht auf den Nordatlantik beschränkte, nordhemisphärische Betrachtungsweise Konkurrenz bekommen hat. Insbesondere die Analyse höherer atmosphärischer Schichten lässt einen dominanten Mode atmosphärischer Variabilität erkennen, der im Vergleich zur NAO deutlich symmetrischer ist. Dieser von *Thompson und Wallace* [1998] als „Artic Oscillation“ bezeichnete Mode wird in jüngster Zeit zunehmend unter dem Kürzel NAM („Northern Hemisphere Annular Mode“) bekannt. Eine Diskussion zur Unterscheidung von NAO und NAM und eine Erläuterung der gebräuchlichen Indices findet sich in *Wallace* [2000].

5 Mehrjährige Variabilität in Beobachtung und Simulation

5.1 Vorbemerkungen

Das Spektrum der Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee erstreckt sich sowohl zeitlich wie räumlich über mehrere Größenordnungen. Der zeitliche Bereich des Spektrums von Tagen bis zu einigen Dekaden ist mit Hilfe der in Kapitel 2 beschriebenen Sammlung beobachteter Daten (zumindest teilweise) zugänglich. Demgegenüber zeichnen sich Klimaänderungen durch eine Zeitskala von Jahren bis zu Jahrtausenden aus. Es besteht somit die Hoffnung, die Auswirkungen des kurzperiodischen Anteils klimatischer Änderungen in der Hydrographie von Nord- und Ostsee auf der Grundlage des Beobachtungsmaterials nachvollziehen und verstehen zu können.

Von dieser Hoffnung geleitet, erfolgt in der Analyse der Hydrographie in Nord- und Ostsee eine Beschränkung auf die mehrjährige Zeitskala. Daraus resultiert eine Bearbeitung aller zu analysierenden Daten, die die mehrjährige Variabilität hervorhebt. In der Regel werden alle Daten, sofern sie eine höhere zeitliche Auflösung aufweisen, monatsweise gemittelt, um die Variabilität unterhalb eines Monats zu eliminieren. Gemäß der Diskussion zu Beginn von Kapitel 3 werden alle Daten durch Eliminierung des Mittelwertes und des Jahresganges in Anomalien transformiert. Die so behandelten Daten lassen die Analyse der zeitlichen Variabilität von einigen Monaten (2 Monate in der Theorie, 4–8 in der Praxis) bishin zur Länge des jeweiligen Datensatzes zu, ohne dass das mehrjährige Signal hinter dem dominierenden Jahresgang verschwindet.

Ausgehend von dem in Anomalien transformierten Beobachtungsmaterial werden mittels statistischer Methoden die charakteristischen Zeit- und Raumstrukturen der Hydrographie in Nord- und Ostsee analysiert.

Wie in Kapitel 4 erläutert, ist eine maßgebliche Beeinflussung der Hydrographie in Nord- und Ostsee durch die atmosphärischen Verhältnisse zu erwarten. Zur Erklärung der mehrjährigen Schwankungen in der Hydrographie wird daher nach einer statistischen Verbindung zur atmosphärischen Zirkulation gesucht. Resultiert aus der Analyse ein *statistischer Zusammenhang*, der sich als statistisch stabil erweist, so kann dieser auf seine physikalische Plausibilität hin untersucht werden. Gegebenenfalls kann dann ein *physikalischer Zusammenhang* zwischen Variabilität der Hydrographie und Variabilität der Atmosphäre postuliert werden.

Als Indikator für die atmosphärischen Verhältnisse dient der bodennahe Luftdruck. Dafür gibt es im Wesentlichen zwei Gründe. Zum einen spiegelt sich eine Vielzahl atmosphärischer Prozesse in den Verteilungen des Luftdrucks wider. Insbesondere der Wind ist über die geostrophische Relation direkt mit den räumlichen Gradienten des bodennahen Luftdrucks verknüpft, wodurch sich weiter eine enge Beziehung zu den turbulenten Wärmeflüssen ergibt. Zum anderen ist der bodennahe Luftdruck eine der wenigen Variablen für die räumlich aufgelöste homogene Datensätze existieren, die sich über mehrere Dekaden erstrecken.

Neben der Analyse der Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee anhand der Be-

obachtungen gibt es einen zweiten wesentlichen Aspekt in der vorliegenden Arbeit. Dieser Aspekt basiert auf der Fragestellung, inwiefern eine mehrjährige Simulation mit einem numerischen Modell zum Erkenntnisgewinn bezüglich der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee beitragen kann. Prinzipiell gehen die Möglichkeiten einer Simulation weit über die einer Interpretation des lückenhaften Beobachtungsmaterials hinaus, da ein numerisches Modell eine lückenlose vier-dimensionale Beschreibung der Hydrographie mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zu geben vermag. Darüber hinaus sind Prognosen und „Was-Wäre-Wenn-Studien“ möglich, wobei letztere einen tiefen Einblick in die physikalischen Vorgänge erlauben.

Von essentieller Bedeutung sind in diesem Zusammenhang quantitative Angaben, welche Anteile der Variabilität mit welcher Genauigkeit von dem numerischen Modell repräsentiert werden. Erst diese Angaben erheben die Ergebnisse einer Simulation über einen zwar wohlgeordneten und in sich konsistenten, aber ansonsten wenig aussagekräftigen Berg von Daten. Der Weg zur Erlangung dieser Angaben wird in der vorliegenden Arbeit als „Validation“ bezeichnet und wurde in Abschnitt 2.4 bereits ausführlich besprochen.

Nach Abschluss der Validation besteht weitgehende Klarheit über die Vertrauenswürdigkeit der Simulation und die Simulationsergebnisse können benutzt werden, um Fragen zu klären, die an Hand des lückenhaften Beobachtungsmaterials nicht befriedigend beantwortet werden konnten. Insbesondere können Fragestellungen zu kausalen Zusammenhängen zwischen der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee beeinflussenden Faktoren (z.B. Frischwassereintrag, Wind) und der Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee selbst geklärt werden. Dies ist ein bedeutender Vorteil gegenüber statistischen Verfahren, die grundsätzlich nur statistische Zusammenhänge liefern, die bestenfalls einen Hinweis auf kausale Ursachen geben können.

Aus diesen Vorbemerkungen lässt sich zusammenfassend folgende Struktur der nach den hydrographischen Größen gegliederten Abschnitte ableiten:

- Beschreibung der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee auf der Grundlage des Beobachtungsmaterials, sowie Analyse des statistischen Zusammenhangs mit dem atmosphärischen Antrieb.

Einige Analysen erfolgen in Anlehnung an bereits in der Literatur dokumentierte Arbeiten. Die Konsistenz der eigenen mit älteren Arbeiten schafft das Vertrauen in die Aufbereitung der Beobachtungsdaten und die angewandten statistischen Methoden, welches notwendig ist, um die Daten und Methoden zur Validation des Simulationsmodells heranzuziehen.

- Validation der Simulationsergebnisse des HAMSOM anhand des Beobachtungsmaterials. Aus Startzeitpunkt und Länge der Simulation ergibt sich als Validationszeitraum die 15-Jahres-Periode 1.1.1979–31.12.1993.
- Aufzeigen einiger Möglichkeiten des numerischen Simulationsmodells bei der Untersuchung der Ursachen der Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee.

5.2 Wasserstand

Im Zusammenhang mit der Klimadiskussion besteht vorrangiges Interesse an den Wasserstandsänderungen auf *globaler* Skala. Diese säkularen (d.h. mit einer Zeitskala von 100 Jahren) Wasserstandsänderungen werden vor allem durch Schwankungen im Wasserhaushalt der Erde (eustatische Schwankungen), insbesondere Abschmelzen/Akkumulation von Festlandeis, aber auch durch Dichteänderungen des Weltozeans hervorgerufen. Die eustatischen Schwankungen werden dabei von den isostatischen Schwankungen als Folge von Landhebungsprozessen überlagert. Besonders ausgeprägt sind die isostatischen Wasserstandsänderungen in der nördlichen Ostsee, wo sie Werte von bis zu 9 mm a^{-1} erreichen. Hervorgerufen wurden diese heute noch andauernden Wasserstandsänderungen durch das Abschmelzen des fennoskandischen Eisschildes seit Ende der Würm- oder Weichselkaltzeit vor ca. 10000 Jahren.

Auf *regionaler* Skala spielen insbesondere in flachen Schelfmeeren wie der Nord- und Ostsee die durch Änderungen im Windfeld hervorgerufenen Wasserstandsschwankungen eine besondere Rolle. Dies gilt sowohl für die Extremereignisse (Sturmfluten, Niedrigwasser) als auch für die mit Änderungen in der großskaligen atmosphärischen Zirkulation verbundenen mehrjährigen bis dekadischen Schwankungen.

Das Augenmerk wird im Folgenden auf die letztgenannten mehrjährigen Schwankungen gerichtet. Um die Wasserstandsschwankungen mit Zeitskalen von Monaten bis zu 10 Jahren zu untersuchen, ist es erforderlich, die Schwankungen mit kürzerer Zeitskala - vor allem Gezeiten - aus den Daten zu eliminieren. Alle folgenden Analysen beruhen daher, wenn nicht ausdrücklich anders vermerkt, auf gezeitenbereinigten monatlich gemittelten Wasserstands-anomalien.

Im Laufe der letzten Jahre hat es einige Arbeiten gegeben, die sich mit mehrjähriger Variabilität von Wasserstandsschwankungen in Nord- und Ostsee und deren Ursachen beschäftigt haben. Wie *Samuelsson und Stigebrandt* [1996] gezeigt haben, verhält sich die Ostsee bezüglich der Wasserstandsschwankungen für Perioden unterhalb eines Monats wie ein geschlossenes Becken mit Schwingungsbäuchen im äußersten Norden und Süden und einem Schwingungsknoten im Gebiet östlich von Stockholm. Für längere Perioden ähnelt das Verhalten dem einer offenen Bucht mit einem Schwingungsknoten am Eingang und zunehmenden Amplituden im Innern.

Heyen et al. [1996] kommen durch eine CCA (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 21) zwischen winterlichen Wasserstands-anomalien aus der Ostsee und dem bodennahen Luftdruck über dem nordatlantischen Raum zu dem Schluss, dass die Ost-/Westkomponente des Windstress im Übergangsgebiet von Nord- und Ostsee sowohl für Wasserstandsschwankungen der Ostsee als auch in der Deutschen Bucht verantwortlich ist. Dieses Ergebnis wird durch die Arbeit von *Langenberg et al.* [1999] bestärkt, die eine zu *Heyen et al.* [1996] analoge Analyse für die winterlichen Wasserstandsschwankungen in der Nordsee durchgeführt haben.

Den Versuch einer Unterscheidung zwischen den Einflüssen des Nordseewasserstandes und des Windstress auf den Wasserstand der Ostsee hat *Wróblewski* [1998a] vorgenommen. Er

folgert, dass für Perioden größer als 2.8 Monate die Nordsee den Wasserstand der Ostsee beeinflusst und zusammen mit der zonalen Zirkulation der Atmosphäre über Belten und Sund der Haupteinflussfaktor ist.

Keine der genannten Arbeiten konnte den Zusammenhang zwischen dem Wasserstand in der Nordsee und dem der Ostsee schlüssig darlegen. Insbesondere die Beeinflussung der Wasserstandsschwankungen der Ostsee durch jene der Nordsee ist bislang nur unbefriedigend geklärt. Einen Beitrag zur Schließung dieser Lücke zu erbringen, wird die wesentliche Aufgabe der im Folgenden dargelegten Wasserstandsanalysen sein.

Am Anfang steht die Analyse der *beobachteten* Wasserstandsvariabilität. Hierbei wird besonderer Wert auf eine identische bzw. gemeinsame Analyse von Nord- und Ostsee gelegt, die notwendig ist, um Gemeinsamkeiten und Unterschiede im Verhalten beider Randmeere bezüglich der Wasserstandsschwankungen verstehen zu können.

Die anschließende Validation der Modellsimulation erlaubt eine Einschätzung, welche Fragestellungen mit Hilfe der Simulationsdaten bearbeitet werden können. Simulationen zum Einfluss des Windes über Nord- und Ostsee auf den Wasserstand in der Ostsee, tragen maßgeblich zur Lösung der oben gestellten Aufgabe bei.

Abschließend wird mit der Abschätzung des Transports zwischen Nord- und Ostsee aus den Wasserstandsschwankungen der Ostsee eine Problemstellung behandelt, die auf die große Bedeutung der Wasserstandsschwankungen für die Hydrographie der Ostsee hinweist.

5.2.1 Beobachtete Variabilität

Die im Folgenden vorgestellte Analyse der Wasserstandsschwankungen in Nord- und Ostsee ist den Analysen von *Heyen et al.* [1996] und *Langenberg et al.* [1999] vom Ansatz her ähnlich, beschränkt sich aber nicht auf den Winter und behandelt, wie bereits oben angeführt, Nord- und Ostsee in gleicher Weise, um Gemeinsamkeiten im Verhalten beider Regionen herauszustellen.

Die beobachtete Variabilität des Wasserstandes in Nord- und Ostsee wird anhand monatlicher Mittelwerte des Wasserstandes an 54 Pegeln aus den RLR-Daten des PSMSL (siehe Kapitel 2.1.3, Seite 12) analysiert. Es wurden Stationen ausgewählt, an denen für den Simulationszeitraum möglichst geringe Lücken auftraten. Kleinere Lücken wurden durch Regression mit benachbarten Pegeln geschlossen. Schließlich resultierte ein Datensatz von 54 Zeitreihen der Jahre 1981–1996. Die Zeitreihen wurden durch Elimination von Mittelwert, linearem Trend und einjährlichem sowie halbjährlichem Signal in Wasserstandsanomalien transformiert. Die Beseitigung des linearen Trends stellt dabei eine Einschränkung der Interpretationsmöglichkeiten der zu erzielenden Ergebnisse dar. Sie ist allerdings erforderlich, um die isostatischen Wasserstandsschwankungen in der Ostsee zu eliminieren und somit eine Vergleichbarkeit mit den Wasserstandsschwankungen in der Nordsee einerseits und mit den Simulationsergebnissen andererseits herzustellen.

Das Ergebnis einer EOF-Analyse (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19) zeigt Abbildung 17. Das 1. EOF-Muster zeigt ein generell positives Vorzeichen mit großen Beträgen in der Deut-

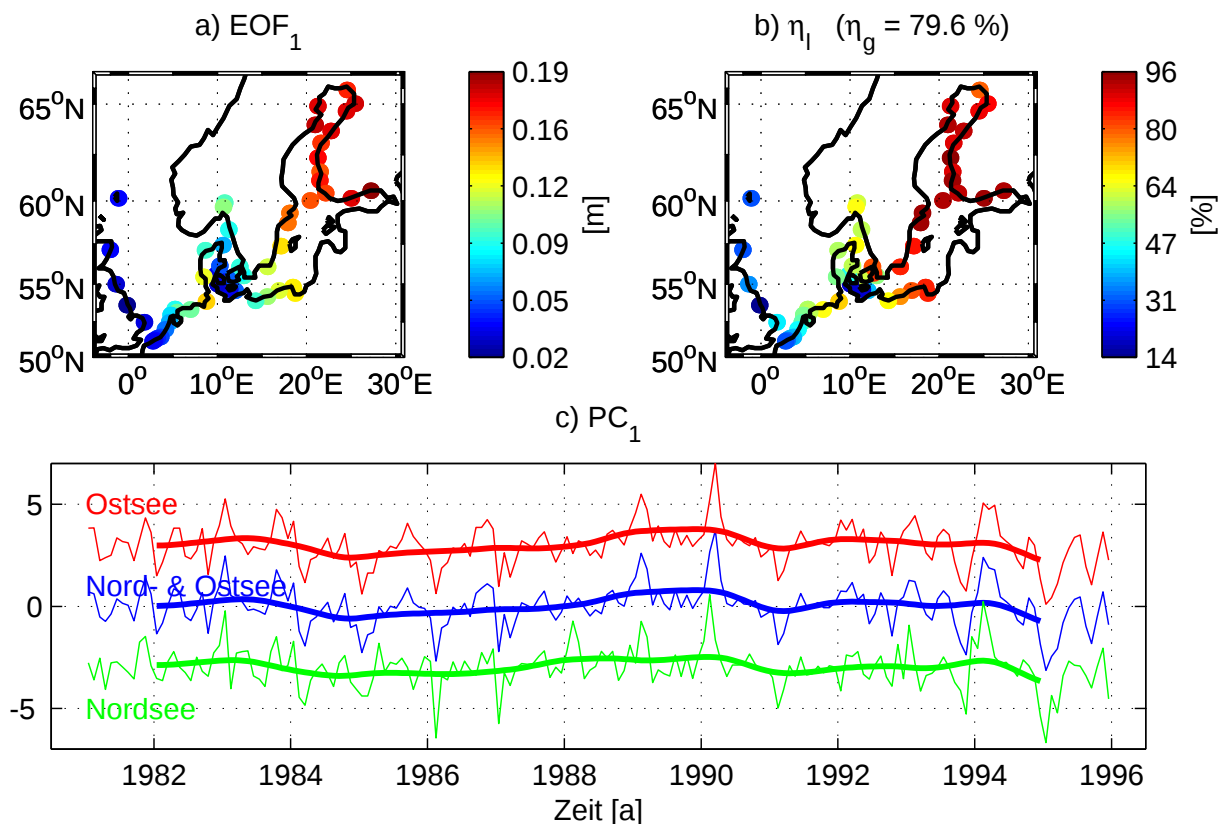


Abbildung 17: a) 1. EOF der monatlichen Wasserstandsanomalien der Jahre 1981–1996 an 54 Stationen. b) (lokale) erklärte Varianz an jeder Station in Prozent. Die globale erklärte Varianz beträgt 79,6%. c) blau: 1. EOF-Koeffizient zum in a) gezeigten Muster. In rot und grün sind die Koeffizienten zur 1. EOF einer getrennten EOF-Analyse für die Nordsee und die Ostsee dargestellt. Die Zeitreihe für die Nordsee ist um -3 Einheiten in Y-Richtung verschoben, die der Ostsee um +3 Einheiten. Alle Zeitreihen sind so normiert, dass ihre Standardabweichung 1 beträgt. Dicke Linien entsprechen den über 2 Jahre tiefpassgefilterten Versionen der jeweiligen Zeitreihe.

schen Bucht und insbesondere in der nördlichen und östlichen Ostsee. Die charakteristischen Beträge der Wasserstandsschwankungen liegen bei ca. 13 cm in der Deutschen Bucht und steigen in der Ostsee von Südwest nach Nordost von 5 cm auf 19 cm an. Entlang der britischen Küste sowie in der Beltsee ist dieses Muster von deutlich geringerer Bedeutung. Der zur 1. EOF gehörige Koeffizient ist im unteren Teil der Abbildung in blau dargestellt. Wie aus den über ein Jahr tiefpassgefilterten Daten ersichtlich, zeigt der Wasserstand mehrjährige Variabilität mit negativen Anomalien von 1984–1988, gefolgt von positiven Werten von 1988–1991. Der Vergleich mit den Zeitreihen aus getrennten EOF-Analysen für Nordsee (nur Pegel westlich 9°E, globale erklärte Varianz der 1. EOF 85,6%) und Ostsee (nur Pegel östlich 13°E, globale erklärte Varianz der 1. EOF 92,0%) verdeutlicht, wie ähnlich sich Nord- und Ostsee vor allem in ihren langperiodischen Wasserstandsschwankungen verhalten.

Dieses einheitliche Verhalten legt eine gemeinsame Ursache dieser Variabilitätsanteile nahe. Die Ergebnisse einer wie schon bei der EOF-Analyse nach Nord- und Ostsee aufgespaltenen

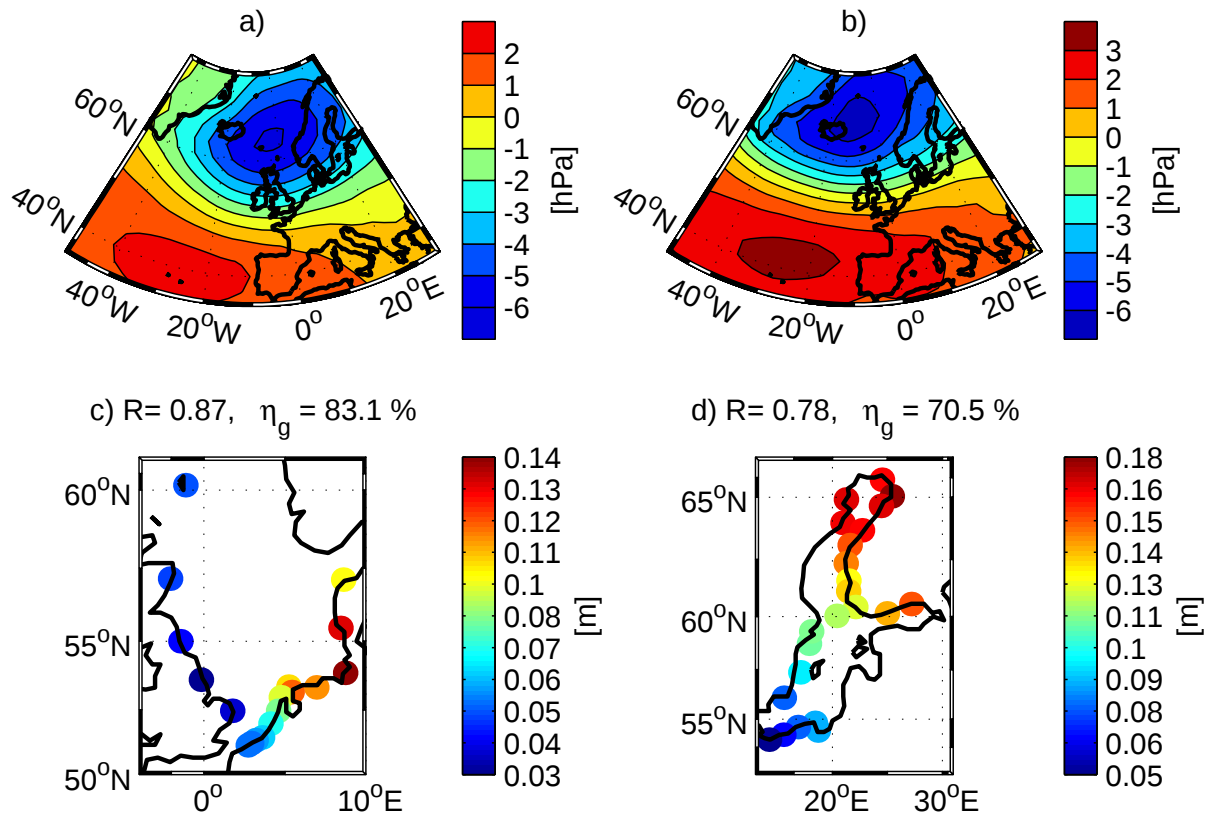


Abbildung 18: a) 1. CCA-Muster der monatlichen Luftdruckanomalien. c) Das zu a) gehörige Muster in der Wasserstandsanomalie der Nordsee. Die Korrelation der CCA-Koeffizienten beträgt $R=0.87$. b) 1. CCA-Muster der monatlichen Luftdruckanomalien. d) Das zu b) gehörige Muster in der Wasserstandsanomalie der Ostsee. Die Korrelation der CCA-Koeffizienten beträgt $R=0.78$.

CCA (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 21) zwischen den Wasserstandszeitreihen und den monatlichen Luftdruckanomalien in der Region 50°W – 30°E , 35°N – 75°N sind in Abbildung 18 dargestellt. Für die Analyse wurden jeweils die ersten zwei EOFs des Wasserstandes und die ersten drei EOFs der Luftdruckanomalie herangezogen. Die CCA-Muster im Wasserstand entsprechen sowohl in der Nord- wie in der Ostsee weitgehend dem jeweils 1. EOF-Muster. Demzufolge weisen beide CCA-Muster im Luftdruck große Ähnlichkeiten auf wie einen Dipol mit Nord-Süd-Ausrichtung und starken Gradienten über der Nordsee.

Unter Berücksichtigung der geostrophischen Relation folgt in beiden Fällen ein Zusammenhang zwischen den Wasserstandsschwankungen und der Stärke zonaler Winde über der Nordsee. Starke westliche Winde führen zu einem Anstau des Wassers in der Deutschen Bucht sowie in der nord-östlichen Ostsee. Gleichzeitig wird der Wasserstand in der Beltsee erniedrigt, was einen barotropen Druckgradienten von der Nord- in die Ostsee erzeugt und somit einen Einstrom in die Ostsee begünstigt. Auf diese Weise wirken Schwankungen im zonalen Wind sowohl direkt auf den Wasserstand der Ostsee als auch indirekt über den Wasserstand in der Nordsee. Dass die Variabilität im Wasserstand der Ostsee vom Wasserstand in der Nordsee beeinflusst wird [Samuelsson und Stigebrandt, 1996; Wróblewski, 1998b], verdeut-

licht eine Kreuzkorrelationsanalyse der Zeitreihen von gezeitenbereinigten Tagesmittelwerten des Wasserstandes der Pegel Cuxhaven (Nordsee) und Landsort (Ostsee). Die Zeitreihen weisen eine maximale Korrelation von $R = 0.51$ auf, wenn die Nordseewasserstände denen der Ostsee etwa 4 Tage vorauslaufen. Die Verzögerung von etwa 4 Tagen ist durch den limitierten Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee infolge der engen Meeresstraßen zu erklären. Der relativ geringe Korrelationskoeffizient resultiert im Wesentlichen aus den Unterschieden im hochfrequenten Anteil beider Zeitreihen. Der Wasserstand in der Nordsee weist deutlich größere Schwankungen im Periodenband unterhalb von 7 Tagen auf. Dieser Sachverhalt begründet sich auf die Tatsache, dass Belte und Sund als natürlicher Tiefpassfilter für die vom Kattegat ausgehenden Wasserstandsschwankungen der Ostsee wirken [Carlsson, 1998; Samuelsson und Stigebrandt, 1996].

Neben den Gemeinsamkeiten in der Forcierung von Wasserstandsschwankungen in Nord- und Ostsee durch westliche Winde, gibt es einen bedeutenden Unterschied, der sich auch in den CCA-Mustern in Abbildung 18a, b manifestiert. Im CCA-Muster der Luftdruckanomalie der Nordsee ist insbesondere das negative Druckzentrum der Dipolstruktur nahe Island gegenüber dem Muster für die Ostsee deutlich nach Süden verschoben. Eine mögliche Begründung liegt darin, dass die Wasserstandsänderungen in der nördlichen Nordsee nicht nur eine Folge des Windes, beschrieben durch die Gradienten des Luftdruckmusters, sondern auch des Luftdrucks selbst sind. Dieser, als „invers barometrischer Effekt“ bezeichnete Einfluss des Luftdrucks auf den Wasserstand, bewirkt eine Wasserstandsänderung von ca. 1 cm pro 1 hPa Luftdruckdifferenz (siehe z.B. Lisitzin [1974]). Der invers barometrische Effekt liefert eine plausible Begründung für den in Abbildung 18a, c gezeigten Zusammenhang zwischen Luftdruck und Wasserstand entlang der britischen Küste, der durch eine Abhängigkeit vom Wind nicht zu erklären ist. Eine solche Interpretation wird durch eine zu Abbildung 18 analoge CCA zwischen dem Luftdruck und den Wasserstandsanomalien der drei nördlich gelegenen Pegel an der britischen Küste gestützt. Das negative Luftdruckzentrum östlich von Island wandert in diesem Fall etwas nach Süden, während das Zentrum hohen Drucks bei den Azoren sich abschwächt. Die Amplitude von Luftdruck- und Wasserstandsschwankungen erfüllt dabei in guter Näherung die oben genannte Proportionalitätsbeziehung von 1cm pro 1hPa. Die Abnahme der Luftdruckgradienten stützt die These, dass es für den Nordteil der Nordsee nicht nur der Wind, sondern zu einem wesentlichen Teil auch der Luftdruck ist, der die Wasserstandsschwankungen bewirkt.

Die Ähnlichkeit der Dipolstruktur in den Luftdruckmustern von Abbildung 18 mit dem NAO-Muster in Abbildung 15 deutet darauf hin, dass ein wesentlicher Bestandteil der Variabilität des Wasserstandes in Nord- und Ostsee von der NAO (siehe Kapitel 4) beeinflusst ist.

Die Stärke des Zusammenhangs zwischen der NAO und den Wasserstandsschwankungen kann aus der Korrelation zwischen dem NAO-Index und Zeitreihen des Wasserstandes abgeschätzt werden. Für die Pegel Hornbæk am Nordausgang des Öresund und Landsort an der Ostseeküste in der Nähe von Stockholm liegen Zeitreihen des Wasserstandes von mehr als 100 Jahren Länge vor (siehe Kapitel 2.1.3). Aus den täglichen Wasserstandsaufzeichnungen werden Wintermittel analog zur Definition des NAOWI (siehe Kapitel 4) berechnet. In Ab-

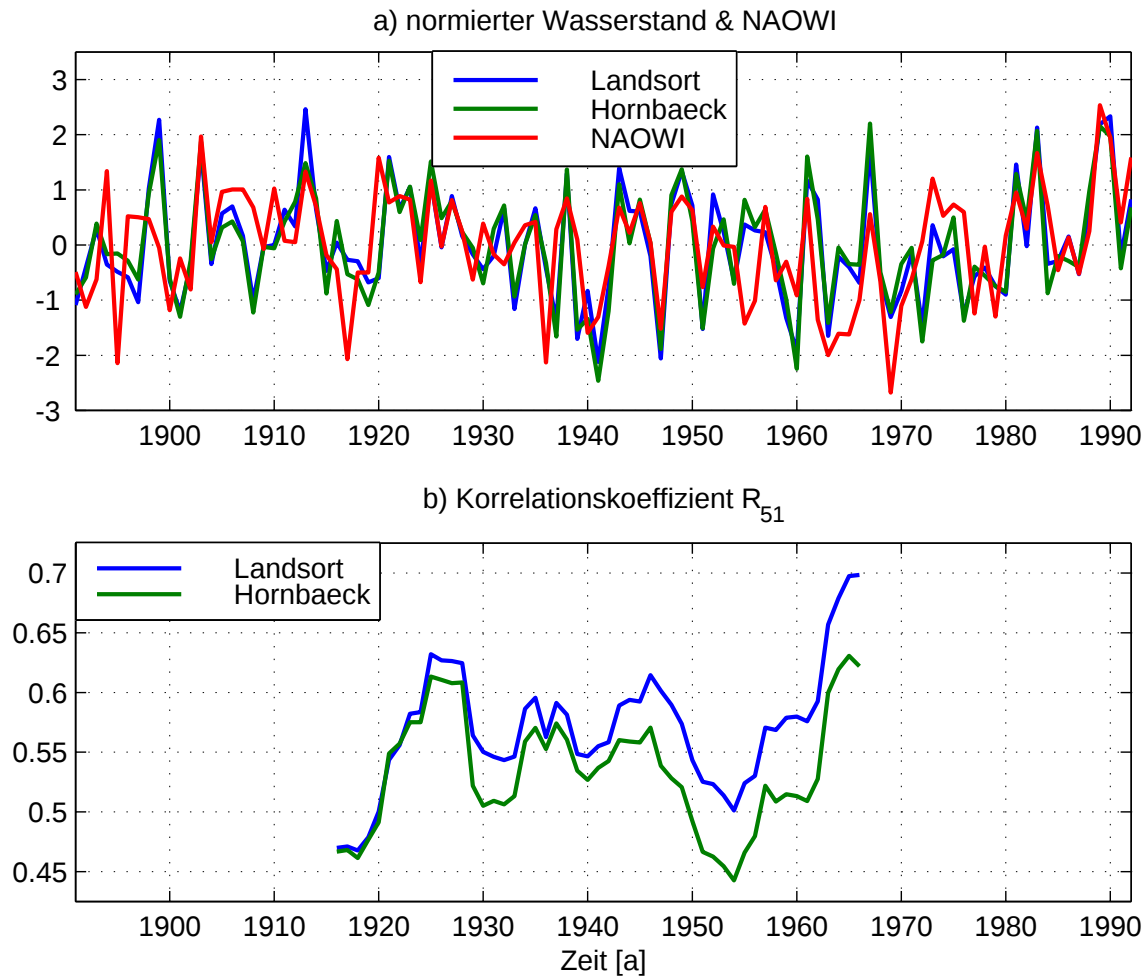


Abbildung 19: a) Wintermittel der Wasserstandsanomalie an den Pegeln Hornbäck und Landsort sowie der NAOWI. Alle Zeitreihen sind vom linearen Trend bereinigt und auf eine Standardabweichung von Eins normiert. b) Gleitender Korrelationskoeffizient zwischen dem NAOWI und den Wasserstandsanomalien über jeweils 51 Jahre.

Abbildung 19a sind die normierten Wasserstandszeitreihen zusammen mit dem NAOWI dargestellt. Die Korrelation dieser beiden um den linearen Trend bereinigten Zeitreihen mit dem NAOWI beträgt $R=0.54$ für Hornbäck und $R=0.59$ für Landsort. Die nicht besonders hohe Korrelation weist beträchtliche Schwankungen über die Zeit auf, wie der über jeweils 51 Jahre gleitend berechnete Korrelationskoeffizient in Abbildung 19b) zeigt. Insbesondere die letzten Dekaden zeichnen sich durch eine deutlich erhöhte Korrelation aus.

5.2.2 Simulierte Variabilität

Um einen Überblick über die simulierten Wasserstandsschwankungen zu erlangen, wird eine zu den Beobachtungen analoge EOF-Analyse durchgeführt. Die simulierten monatlich gemittelten Oberflächenauslenkungen der Jahre 1979-1993 werden dazu an jedem Gitterpunkt um Mittelwert, linearen Trend sowie halb- und ganzjährliche Anteile reduziert.

Abbildung 20 zeigt den bedeutenden Vorteil von simulierten Wasserstandsschwankungen. Diese liegen nicht nur an einzelnen Stationen entlang der Küste, sondern gleichmäßig verteilt über die gesamte Region vor. Wie der qualitative Vergleich mit den Beobachtungen in Abbildung 17 zeigt, wird das Muster des 1. EOF-Modes vom Modell mit großer Genauigkeit reproduziert. Aus dem Muster der erklärten lokalen Varianz in Teil b) folgt, dass praktisch die gesamte Varianz der Wasserstandsschwankungen in der zentralen Ostsee durch diesen EOF-Mode beschrieben wird; ganz im Gegensatz zur britischen Küste, wo dieser Mode nur geringe Bedeutung hat.

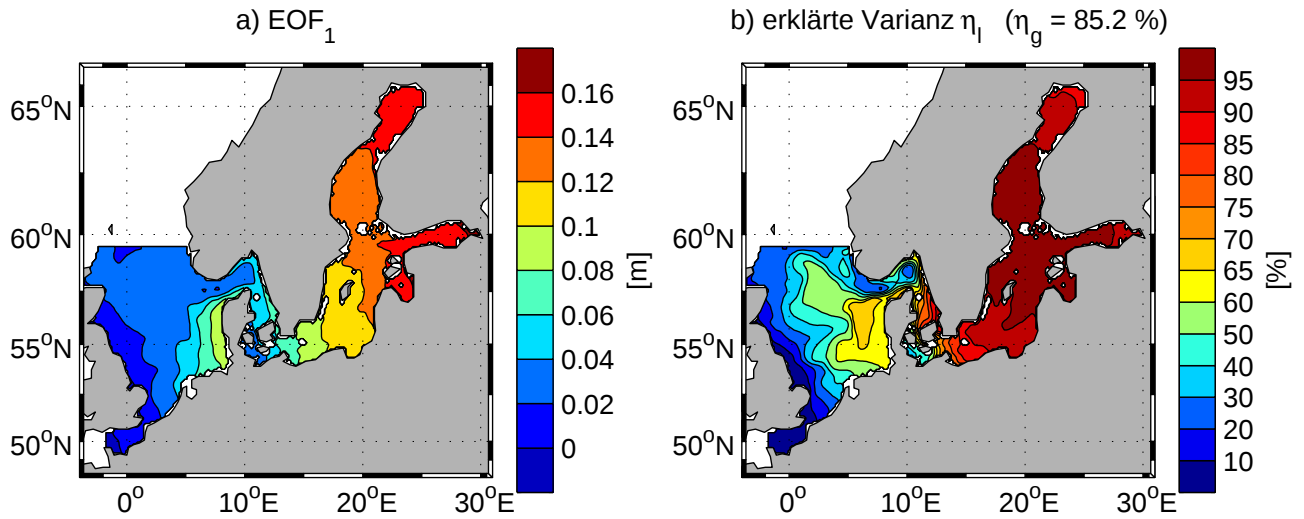


Abbildung 20: a) 1. EOF der Monatsmittel der Wasserstands anomalien der Jahre 1979-1993. b) lokale erklärte Varianz. Die globale erklärte Varianz η_g beträgt 85.2%.

Abbildung 20 visualisiert einen fundamentalen Unterschied in der Wasserstandsvariabilität von Nord- und Ostsee: Für die Ostsee lässt sich zu jedem Zeitpunkt ein (räumlich) mittlerer Wasserstand (der den Füllungsgrad oder Volumeninhalt der Ostsee beschreibt) berechnen, dessen zeitliche Schwankungen einen wesentlichen Beitrag zur Wasserstandsvariabilität an jedem Ort innerhalb der Mittelungsregion liefert; der also repräsentativ für die Gesamtregion ist. Hingegen ist die Berechnung eines (räumlich) mittleren Wasserstandes für die Nordsee wenig sinnvoll, da die zeitliche Variabilität dieses Mittelwertes nicht repräsentativ für die Gesamtregion ist. Wie die Verteilung der lokalen erklärten Varianz zeigt, werden im Südostteil der Nordsee 60-70% der Varianz durch den 1. EOF-Mode abgebildet. Der Westteil wird hingegen von diesem EOF-Mode nicht repräsentiert, wie aus den geringen erklärten Varianzen hervorgeht.

5.2.2.1 Validation simulierter Wasserstandsvariabilität Aussagen im Sinne der funktionalen Validation, welche Anteile der Wasserstandsschwankungen mit welcher Genauigkeit simuliert werden können, ermöglicht die Berechnung der für die Validation ausgewählten Parameter (siehe Kapitel 2.4.2). Aus den Simulationsdaten werden dazu die Zeitreihen von den jeweiligen den Pegeln nächstliegenden Gitterpunkten ausgewählt. Hierbei ist allerdings immer zu berücksichtigen, dass die Modellergebnisse nicht für einen Punkt repräsen-

tativ sind, sondern Flächenmittel über mehr als 100km^2 darstellen.

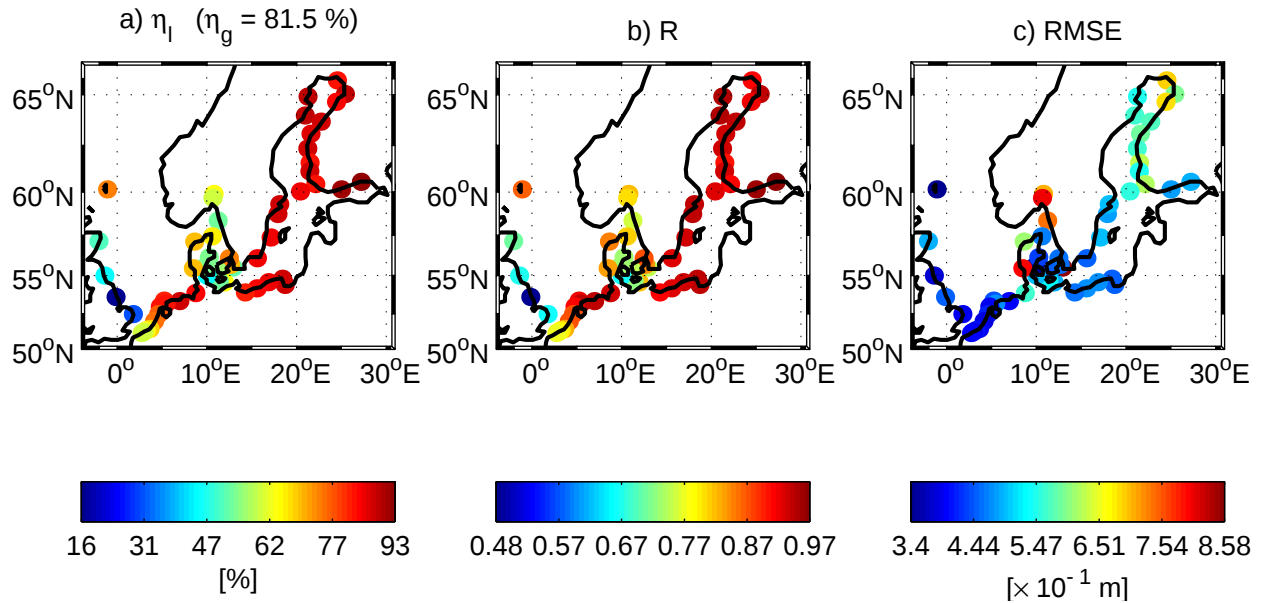


Abbildung 21: a) Anteil der Varianz den die Simulation an den beobachteten monatlichen Wasserständen der Jahre 1981–1993 zu erklären vermag, sowie Korrelationskoeffizient R in b) und RMS-Fehler in c).

In Abbildung 21 sind die Fehlermaße für den Zeitraum 1981–1993 dargestellt. Wie die qualitative Gegenüberstellung des 1. EOF-Modes bereits erwarten ließ, ist die Abbildung der beobachteten Variabilität durch das Modell an den Punkten an denen dieser EOF-Mode dominiert, mit erklärten Varianzen größer als 80% und Korrelationskoeffizienten größer als 0.8, sehr gut. Nur an den Pegeln am südlichen Teil der britischen Küste sind Werte von $\eta_l < 50\%$ und $R < 0.7$ anzutreffen.

Es kommt eine Reihe von Gründen in Frage, die als Erklärungsansatz für die schlechtere Abbildung der natürlichen Variabilität an der britischen Küste dienen können. Zum einem sind sowohl die erklärte Varianz als auch der Korrelationskoeffizient relative Fehlermaße. Die Beurteilung der Ergebnisse wird also bereits dadurch relativiert, dass sowohl die beobachtete Varianz an diesen Pegeln als auch der RMS-Fehler (siehe Abbildung 21c) als absolutes Fehlermaß die geringsten im gesamten Gebiet sind. Weiterhin gibt es keine physikalische Ursache für die Wasserstandsvariabilität dieser Region, die alle anderen derart stark dominiert wie der zonale Windstress in der Deutschen Bucht oder der Ostsee. Es ist anzunehmen, dass zumindest eine der vielfältigen Ursachen, nämlich die Ausbreitung externer Wellen aus dem Nordatlantik, in den Randbedingungen des Modells nicht ausreichend repräsentiert ist. Rasch ziehende Tiefdruckgebiete über dem Nordatlantik erzeugen propagierende Wellen, die sich nach Auftreffen auf den europäischen Schelf entlang der Küste als Kelvinwellen ausbreiten. Dieses Phänomen kann von dem Simulationsmodell mit einem offenen Rand in der nördlichen Nordsee nicht beschrieben werden und muss daher über die Randwerte in die Simulation einfließen. Da das Modell des Nordwesteuropäischen Schelfes, dem die Rand-

werte entstammen, auch nur die Region bis 15°W überdeckt, sind die Einflüsse externer Wellen auf den Wasserstand der Nordsee in der HAMSOM-Simulation mit einiger Sicherheit unterrepräsentiert.

5.2.2.2 Zum Einfluss des Windes auf die Wasserstandsschwankungen der Ostsee Nachdem durch die Validation sichergestellt wurde, dass das Simulationsmodell die Wasserstandsvariabilität der Ostsee und zumindest den mit der Stärke zonaler Winde verbundenen Anteil der Wasserstandsvariabilität der Nordsee mit großer Genauigkeit zu reproduzieren vermag, können die Simulationsergebnisse für weitere Analysen herangezogen werden. Wie in der Einleitung zu diesem Kapitel ausgeführt, besteht für die Beeinflussung des Wasserstandes der Ostsee durch den Wind und die Wasserstandsschwankungen der Nordsee weiterhin Erklärungsbedarf.

Bei der Behandlung dieser Fragestellung kommt der große Vorteil eines Modells, das Nord- und Ostsee als Gesamtsystem simuliert, voll zum Tragen. In einer derartigen Modellkonfiguration lässt sich auf einfache Weise der Einfluss des Windes über der Ostsee von dem Einfluss des Windes über der Nordsee auf den Wasserstand der Ostsee trennen. Zu diesem Zweck wurden zusätzlich zu der bislang analysierten Standardsimulation zwei weitere Modellsimulationen über den Zeitraum von jeweils einem Jahr (1979) durchgeführt. Die beiden Simulationen unterscheiden sich darin, dass eine ohne Windforcierung über der Nordsee (Wind_{NS}=0) und die andere ohne Windforcierung über der Ostsee (Wind_{OS}=0) gerechnet wurde. Durch den Vergleich mit der Standardsimulation ist es möglich, die Anteile der Wasserstandsschwankungen der Ostsee, die durch den Wind über der Nordsee hervorgerufen werden, von denen zu separieren, die durch den Wind über der Ostsee hervorgerufen werden. In Abbildung 22 sind die Ergebnisse der Simulationen zusammengefasst. Dargestellt ist die prozentuale Änderung der Standardabweichung täglicher Wasserstandsänderungen in der Ostsee. Die prozentuale Änderung berechnet sich gemäß

$$\Delta\sigma = 100 \frac{\sigma(y) - \sigma(x)}{\sigma(x)},$$

wobei $\sigma(x)$ die Standardabweichung der Standardsimulation und $\sigma(y)$ die Standardabweichung der jeweiligen geänderten Simulation bezeichnet.

In der oberen Reihe der Abbildungen sind die Resultate zu sehen, die auf ungefilterten Simulationsdaten beruhen. Demgemäß führt das Ausschalten des Windes über der Ostsee (Wind_{OS}=0) zu einer Reduzierung der Standardabweichung der täglichen Wasserstandsschwankungen der Ostsee von etwa 15-30%. Wird hingegen der Wind über der Nordsee auf Null reduziert (Wind_{NS}=0), so erfolgt eine Abnahme der Standardabweichung in sehr ähnlichem Maße. In der rechten Teilabbildung der oberen Reihe ist die Differenz der durch die Windabschaltung über der Nordsee bewirkten Abnahme der Standardabweichung zu derjenigen durch die Windabschaltung über der Ostsee bewirkten dargestellt. Für positive Werte überwiegt der Einfluss des Windes über der Nordsee, für negative Werte hingegen der Einfluss des Windes über der Ostsee. In der gesamten zentralen Ostsee dominiert demzufolge der Einfluss des Windes über der Nordsee die Wasserstandsvariabilität in der Ostsee! Nur in den „Randbereichen“ der Ostsee (nördlicher Teil des Bottnischen Meerbusens, östlicher Teil des

Finnischen Meerbusens, Arkona- und Beltsee) ist der Einfluss des Windes über der Ostsee auf die Wasserstandsschwankungen der Ostsee größer als der Einfluss des Windes über der Nordsee.

Ein besseres Verständnis der zu diesem Ergebnis beitragenden Prozesse ermöglicht eine Aufspaltung in kurz- und langperiodische Anteile der Wasserstandsschwankungen. Zu diesem Zweck wird durch jeweils eine Hoch- und eine Tiefpassfilterung der simulierten Wasserstandszeitreihen eine Aufspaltung in Wasserstandsschwankungen mit einer Periodizität kürzer als 7 Tage (HP) und länger als 7 Tage (TP) vorgenommen. Die mittels dieser gefilterten Daten berechneten Änderungen der Standardabweichung des Wasserstandes in der Ostsee sind in den beiden unteren Reihen von Abbildung 22 dargestellt.

Für die kurzperiodischen Wasserstandsschwankungen folgt aus einem Abschalten des Windes über der Ostsee eine Reduktion der Standardabweichung von 15–70% mit einer ausgeprägten Regionalstruktur. Die größte Abnahme resultiert in der westlichen Ostsee. Dieses regionale Maximum der Abnahme ist zum einen durch die mit der Westkomponente des Windes verbundenen Staueffekte in dieser Region bedingt, wird zum anderen aber auch durch die windinduzierten Eigenschwingungen der Ostsee hervorgerufen. Die Annahme, dass Eigenschwingungen hierbei eine bedeutende Rolle spielen, wird durch die schwache Reduzierung der Standardabweichung in der Region östlich von Stockholm gestützt, in der bekanntermaßen die Knotenlinien sowohl des Eigenschwingungssystems „westliche Ostsee — Finnischer Meerbusen“ als auch des Systems „westliche Ostsee — Bottnischer Meerbusen“ liegen. Nur in dieser Region hat der von der Nordsee ausgehende Windeffekt den gleichen Betrag wie der Effekt des Windes über der Ostsee (rechte Teilabbildung).

Für die Wasserstandsschwankungen mit Perioden größer als 7 Tagen dominiert der Windefekt der Nordsee - mit Ausnahme des Finnischen und Rigaischen Meerbusens - praktisch die gesamte Ostsee (untere Reihe in Abbildung 22). In diesem Periodenbereich sind die Eigenschwingen der Ostsee mit Periodizitäten unterhalb von 2 Tagen bedeutungslos und die Wasserstandsschwankungen sind von Variationen des Füllungsgrades der Ostsee dominiert. Auch treten die Wasserstandsschwankungen aus der Nordsee für die längeren Perioden praktisch ungehindert in die Ostsee ein und unterliegen nicht der oben erwähnten Tiefpassfilterung durch Belte und Sund.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Auswirkungen des Windes über der Nordsee und des Windes über der Ostsee auf den Wasserstand der Ostsee insgesamt (gemessen an der Standardabweichung von Tagesmittelwerten eines Jahres) etwa gleich stark ist. Beide Anteile führen zu einer Änderung der Standardabweichung von 20-30%. Jedoch gibt es starke regionale Unterschiede: Während der Einfluss des Windes über der Ostsee stark auf die Randbereiche der Ostsee wirkt, zeichnet sich der Einfluss des Windes über der Nordsee als dominierender Faktor der Wasserstandsschwankungen in der zentralen Ostsee ab. Die regionalen Unterschiede sind auf die unterschiedlichen Wirkungsweisen des Windes zurückzuführen. Der Wind über der Ostsee beeinflusst den Wasserstand zu wesentlichen Teilen über den lokalen Windstau und die Anfachung von Eigenschwingungen, wohingegen der Wind über der Nordsee durch den Wasserstandsgradienten zwischen Kattegat und Ostsee den mittleren Wasserstand in der Ostsee verändert.

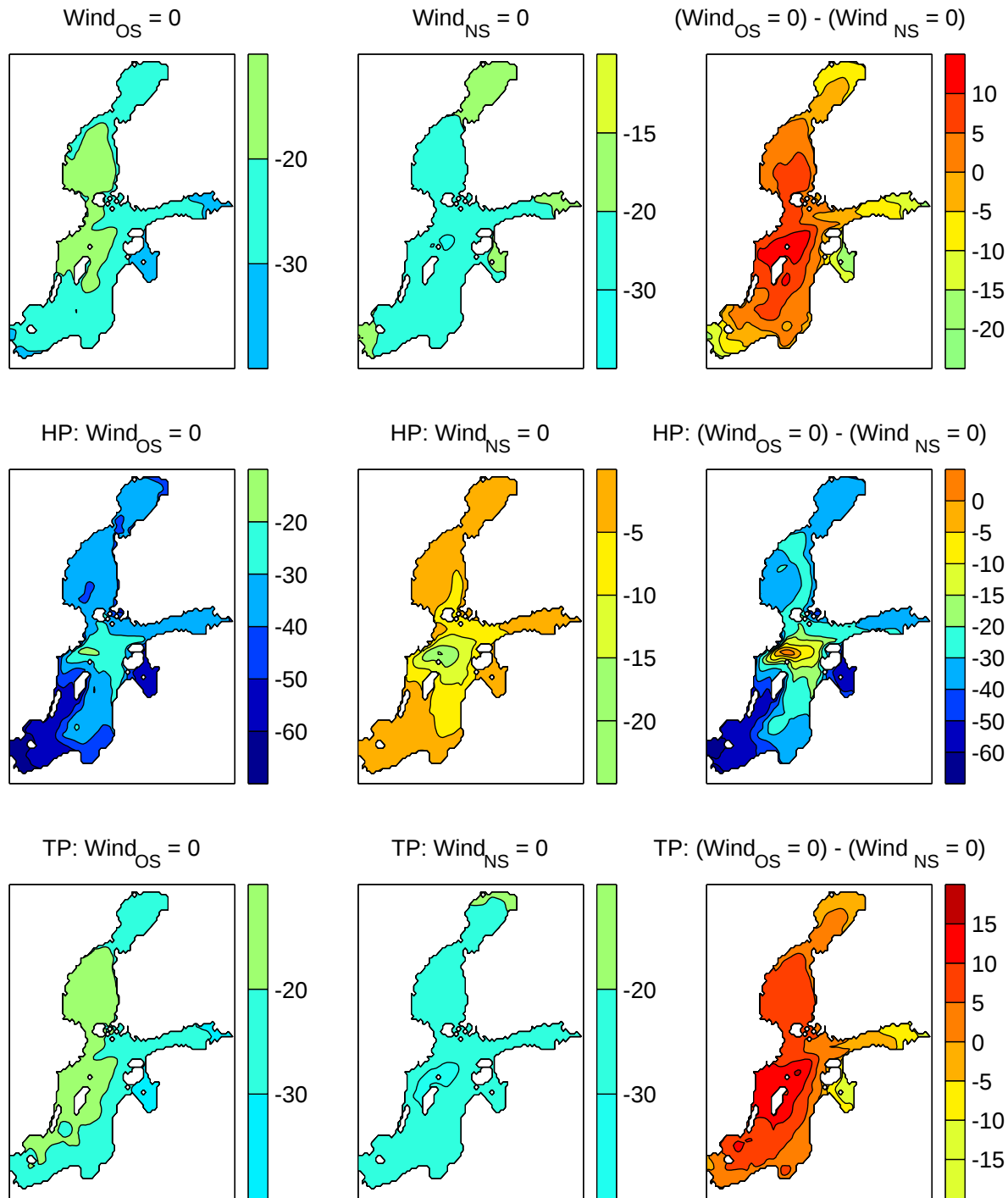


Abbildung 22: Änderung der Standardabweichung zweier Modellsimulationen gegenüber der Standardsimulation in [%]. $Wind_{NS} = 0$ bezeichnet die Simulation, ohne Windforcierung über der Nordsee, $Wind_{OS} = 0$ die analoge Simulation für die Ostsee. Die obere Reihe bezieht sich auf die ungefilterten Simulationsdaten. Die zweite und dritte Reihe beziehen sich auf gefilterte Simulationsdaten. Hierbei steht HP für Hochpass und TP für Tiefpass. Weitere Erläuterungen im Text.

5.2.2.3 Validation des Transports zwischen Nord- und Ostsee Es ist in der Regel sehr schwierig, Zeitreihen von Transporten über bestimmte Querschnitte im Ozean aus hydrographischen Daten abzuleiten, da die Beobachtungen weder in zeitlicher noch in räumlicher Auflösung eine ausreichende Grundlage dafür bieten. Daraus resultieren zwangsläufig Probleme, quantitative Abschätzungen der Qualität simulierter Transporte zu erlangen. Die Ostsee als fjordähnliches Becken nimmt hier eine Sonderstellung ein und erlaubt eine einfache Validation simulierter Transporte zwischen Nord- und Ostsee.

In der Arbeit von *Jakobsen* [1980] findet sich eine umfangreiche Übersicht von Methoden, die bislang angewandt wurden, um den Wasseraustausch der Ostsee abzuschätzen. Eine dieser Methoden, die in den Arbeiten von *Lisitzin* ausführlich beschrieben wird (einen Überblick gibt *Lisitzin* [1974]), zeichnet sich durch ihre besondere Einfachheit aus. Der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee lässt sich durch die Volumenänderungen bzw. Änderungen im mittleren Wasserstand der Ostsee abschätzen:

$$\frac{dV}{dt} = Q_0 + Q.$$

Hierbei ist $\frac{dV}{dt}$ die zeitliche Änderung des Volumens (mittleren Wasserstandes), Q_0 der Frischwassereintrag und Q der Netto-Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee. Besonders vereinfacht wird diese Abschätzung durch die Tatsache, dass sich die Volumenänderungen der Ostsee durch die Wasserstandsänderungen an einem Pegel in der Umgebung von Stockholm mit großer Genauigkeit abschätzen lassen. Warum sich gerade diese Region in besonderer Weise zur Abschätzung der Volumenänderungen eignet, zeigen die Ergebnisse einer EOT-Analyse (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19) des Wasserstandes der Ostsee in Abbildung 23. Diese Analyse wurde bereits in *Janssen et al.* [2001] vorgestellt und wird im Folgenden ausführlicher beschrieben.

Das erste EOT-Muster zeigt eine von Südwest nach Nordost ansteigende Ebene mit durchgängig positivem Vorzeichen. Es kennzeichnet eine gleichzeitige Änderung des Wasserstandes in der gesamten Ostsee und demzufolge des Volumens. Im Zentrum dieses Musters liegt der durch das weiße Kreuz gekennzeichnete Pegel Landsort und in direkter Nähe dazu der von der EOT-Analyse gefundene Basispunkt (zur Definition des Basispunktes siehe Seite 20). Das abgebildete Muster schwankt mit der Variabilität der Wasserstandszeitreihe am Basispunkt. Wie die Abbildung der erklärten Varianz verdeutlicht, sind die Wasserstandsschwankungen an diesem Ort repräsentativ für weite Teile der Ostsee. Nur am Südrand sinkt die erklärte Varianz unter 50%. Die Varianz in diesem Teil der Ostsee wird durch das zweite EOT-Muster abgebildet, wie aus der Lage des Basispunktes ersichtlich ist. Dieser zweite EOT-Mode beschreibt die erste fundamentale Eigenschwingung der Ostsee zwischen Beltsee und Bottnischem Meerbusen. Die Knotenlinie dieser Eigenschwingung verläuft exakt durch die Position des Pegels Landsort. Somit sind die von der Eigenschwingung hervorgerufenen Wasserstandsschwankungen in dieser Region sehr gering. Die Variabilität des Wasserstandes in der Umgebung von Landsort wird daher vornehmlich von den Änderungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee bestimmt, was die physikalische Begründung dafür liefert, dass

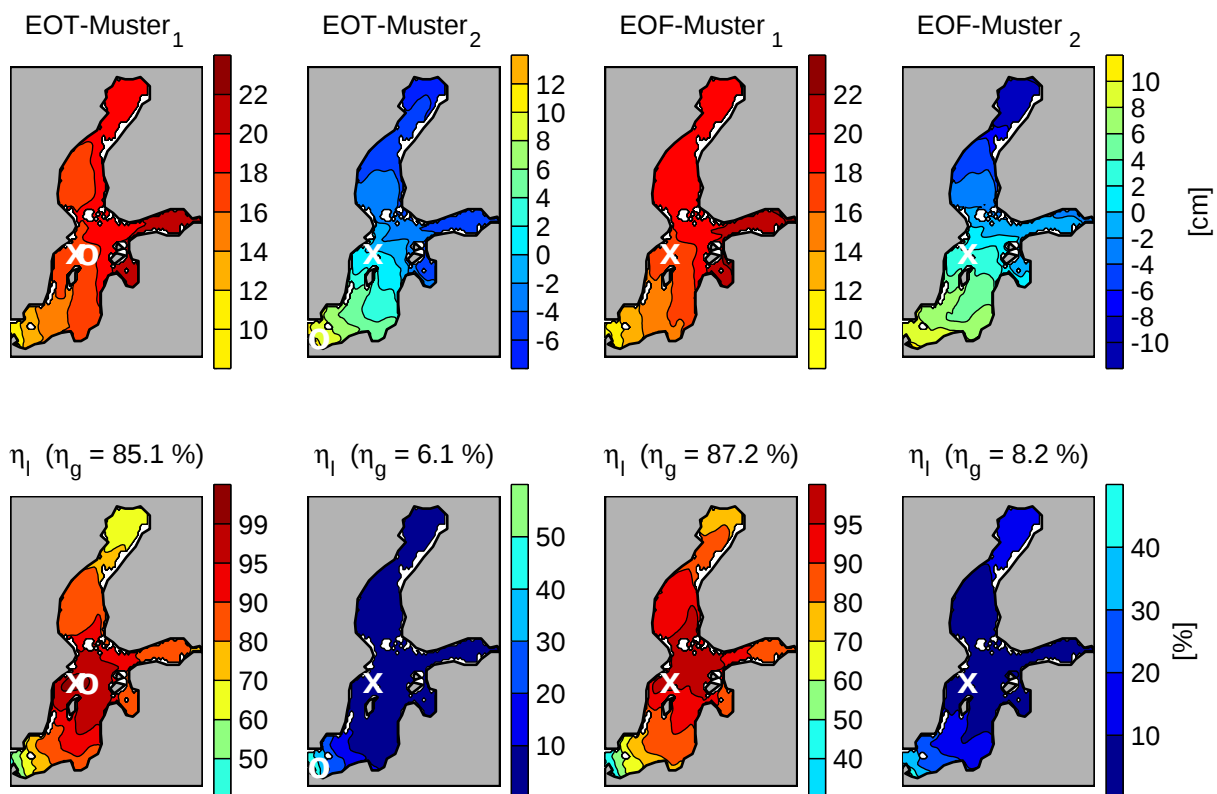


Abbildung 23: Obere Reihe, von links nach rechts: Die ersten beiden Muster einer EOT-Analyse von simulierten täglichen Wasserstandsdaten der Jahre 1980-1988 und die entsprechenden Muster einer EOF-Analyse. Untere Reihe, von links nach rechts: Die lokale erklärte Varianz η_l zu den darüber abgebildeten Mustern in Prozent. Das weiße Kreuz und der weiße Kreis kennzeichnen die Position des Pegels Landsort sowie des Basispunktes der EOT-Analyse.

sich diese Region in idealer Weise zur Beschreibung der Volumenänderungen eignet (siehe auch Diskussion in Abschnitt 5.2.2.2).

Da die EOT-Analyse ein sehr neues Verfahren ist [van den Dool et al., 2000] und keine umfangreichen Erfahrungen im Umgang mit der Methode vorliegen, soll die vorliegende Analyse genutzt werden, einen Vergleich zwischen EOT- und der verbreiteten EOF-Analyse (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19) anzustellen. Zu diesem Zweck sind in Abbildung 23 auch die ersten beiden EOF-Muster mit der dazugehörigen erklärten Varianz dargestellt. Der Vergleich der beiden ersten Muster zeigt eine nahezu perfekte Übereinstimmung beider Methoden, sowohl was die Amplitude insgesamt als auch die Lage einzelner Isolinien angeht. Erst ein Blick in die Verteilung der erklärten Varianzen lässt die geringen Unterschiede zu Tage treten. Die globale erklärte Varianz η_g liegt in der EOF-Analyse höher. Obwohl die fundamentale Eigenschaft von EOFs die Maximierung der erklärten Varianz ist und gezeigt werden kann, dass EOFs optimal in der Zerlegung eines Datensatzes bezüglich der erklärten Varianz sind, fällt die Differenz zur EOT-Analyse sehr gering aus. Für die EOFs werden an keinem Gitterpunkt erklärte Varianzen erreicht, die 98% übersteigen, wohingegen die EOT-Analyse in der

Umgebung des Basispunktes diesen Wert überschreitet (am Basispunkt selbst beträgt die erklärte Varianz definitionsbedingt 100%). Größere Unterschiede werden erst in den zweiten Mustern sichtbar. Während das 2. EOF-Muster einen Dipol darstellt, bei dem das Maximum im Süden und das Minimum im Norden denselben Betrag aufweisen, ist das Gewicht des 2. EOT-Musters deutlich nach Süden verschoben, eine Eigenschaft, die sowohl aus dem Betrag des Musters als auch aus der Verteilung von η_l erkenntlich ist. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die EOT-Analyse der EOF-Analyse bezüglich der erklärten Varianz kaum nachsteht und dabei stärker regionalisierte Muster hervorbringt.

Aus der EOT-Analyse der *simulierten* Wasserstandsdaten lässt sich schließen, dass der Pegel Landsort die Schwankungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee sehr gut repräsentiert. Dies wird bestätigt durch eine EOT-Analyse der *beobachteten* Wasserstände an den Ostseepegeln, die als Basispunkt für das 1. EOT-Muster den Pegel Stockholm in unmittelbarer Nähe des Pegels Landsort ergeben hat. Da weiter der Wert des 1. EOT-Musters am Basispunkt dem Gebietsmittelwert über das 1. EOT-Muster bis auf eine Differenz von weniger als 2% entspricht, können die Wasserstandsschwankungen ohne weitere Transformation als Schwankungen des mittleren Wasserstandes der Ostsee angesehen werden. Die Schwankungen im Volumen ergeben sich hieraus durch Multiplikation mit der Fläche der Ostsee, die hier als 392.228 km^2 angenommen wird (nach *Ehlin und Mattisson* [1976], zitiert in *Wróblewski* [1998a]). Eine Änderung des Wasserstandes am Pegel Landsort von 1 cm entspricht demnach einer Volumenänderung von $3,92 \text{ km}^3$.

Aus den täglichen Änderungen des Wasserstandes am Pegel Landsort kann der Transport zwischen Nord- und Ostsee abgeschätzt werden. Dies geschieht unter der Annahme, dass der durch die Variabilität der Frischwasserzufuhr bedingte Anteil der Wasserstandsschwankungen (Q_0) gegenüber den sonstigen Transporten (Q) vernachlässigt werden kann. Eine Annahme, die nach den Angaben von *Samuelsson und Stigebrandt* [1996] gerechtfertigt erscheint, die den beiden Anteilen ein Verhältnis von 1:20 zuweisen.

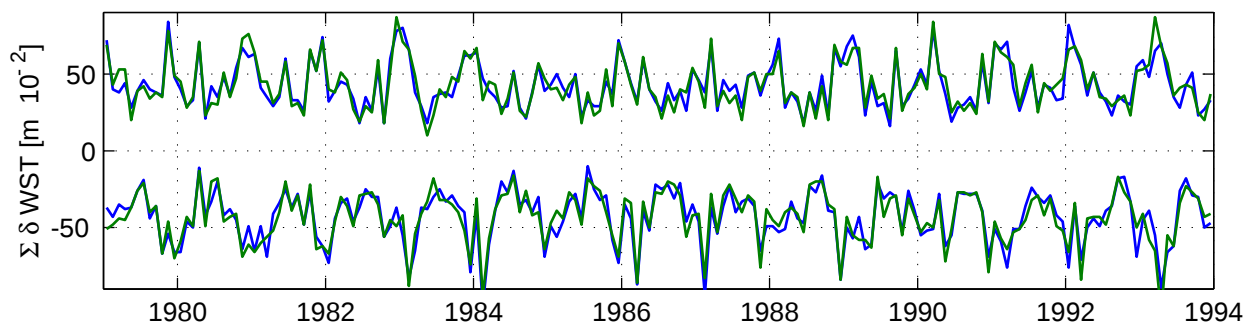


Abbildung 24: Monatlich akkumulierte tägliche Wasserstandsänderungen am Pegel Landsort der Jahre 1979–1993, getrennt nach positiven ($\Sigma \delta H > 0$, Einstrom) und negativen Änderungen ($\Sigma \delta H < 0$, Ausstrom). Simulierte Daten in blau, Beobachtungen in grün.

Wie in Abbildung 24 zu erkennen, zeigen die simulierten monatlich akkumulierten täglichen Wasserstandsdifferenzen eine sehr hohe Übereinstimmung mit den Beobachtungen, sowohl

für die Einstromsituationen ($\Sigma\delta H > 0$) als auch für die Ausstromsituationen ($\Sigma\delta H < 0$). Dieser Eindruck wird durch die Ergebnisse der funktionalen Validation der simulierten Transporte in Tabelle 1, ausgedrückt als Änderungen im mittleren Wasserstand der Ostsee, bestätigt.

Tabelle 1: Korrelationskoeffizient R , erklärte Varianz η und RMS-Fehler zwischen den beobachteten und den simulierten monatlich akkumulierten Wasserstandsänderungen ($\Sigma\delta H$) am Pegel Landsort der Jahre 1979-1993.

	$\Sigma\delta H > 0$	$\Sigma\delta H < 0$
R	0.93	0.92
$\eta[\%]$	84.38	83.79
$RMSE[cm]$	6.08	6.83

5.3 Salzgehalt

Da sich, wie in Kapitel 3.2 gezeigt wurde, die hydrographischen Bedingungen bezüglich des Salzgehaltes in Nord- und Ostsee sehr stark unterscheiden, werden beide Regionen getrennt analysiert. Ein Vorgehen, das auch durch die Datenlage erzwungen wird, die sich für Nord- und Ostsee als sehr unterschiedlich erweist.

5.3.1 Beobachtete Variabilität in der Nordsee

Für die Nordsee liegen Zeitreihen des Salzgehaltes mit einer Länge von mehr als 10 Jahren und mindestens monatlicher Auflösung nur an einigen Positionen in unmittelbarer Küstennähe vor. Dies sind vor allem die Positionen, an denen bis etwa 1980 Feuerschiffe verankert waren, die später z.T. durch automatische Messsysteme ersetzt wurden und die Station Helgoland Reede. *Schott* [1966] und *Heyen und Dippner* [1998] haben die Daten von Feuerschiffen in der Nordsee analysiert. Da die Daten der Feuerschiffe starke Inhomogenitäten aufweisen (siehe Kapitel 2.1.1), wird von einer Analyse dieser Zeitreihen abgesehen. Die Station Helgoland Reede, deren Daten z.B. in *Becker et al.* [1997] analysiert wurden, liegt im Einflussbereich des Elbeabflusses und weist eine extrem hohe Variabilität auf, die Aussagen zur mehrjährigen Variabilität problematisch erscheinen lässt.

Um die genannten Probleme zu umgehen, wird ein anderer Weg beschritten, der eine flächenhafte Analyse des Salzgehaltes in der gesamten Nordsee, allerdings mit nur jährlicher Auflösung, ermöglicht. Als Grundlage dienen die Salzgehaltsdaten des IYFS/IBTS Datensatzes, die seit 1970 in jedem Winter, meist im Februar, flächendeckend erhoben wurden. Für die Jahre 1970–1999 wurden die oberflächennahen Salzgehaltsbeobachtungen (0–30m Tiefe) eines jeden Jahres auf ein geographisches Gitter mit $0.5^\circ \times 1^\circ$ (Länge $\times$ Breite) Auflösung interpoliert. Zur Interpolation wurde die bei *Levitus und Boyer* [1994] beschriebene Interpolationsmethode von *Barnes* [1973] benutzt. Mittels dieser Methode wurden mit der Klimatologie von *Janssen et al.* [1999] als „erster Schätzung“ „Korrekturen“ (siehe Anhang B) für den Salzgehalt in jedem Jahr berechnet. Die Korrekturen können, da die Klimatologie ein langjähriges Mittel repräsentiert, direkt als Anomalien des mittleren Salzgehaltes interpretiert werden. Aus der Addition von Korrektur und „erster Schätzung“ resultiert die Salzgehaltsverteilung im entsprechenden Jahr.

Im Verlauf der Interpolation war festzustellen, dass die Beobachtungsdaten z.T. erhebliche Fehler aufweisen (z. B. Salzgehalte > 36 und Salzgehalte < 10 in der zentralen Nordsee) und zudem die Nordsee in einigen Jahren nur teilweise überdecken.

Zur Füllung der räumlichen Lücken in den IYFS/IBTS-Daten wurden alle verfügbaren Datenquellen (historische ICES-Daten, NOWESP- und MUDAB-Daten; siehe Kapitel 2.1.2) herangezogen. Aus den Datenquellen wurden die Salzgehaltsdaten der Monate Januar–März der Jahre 1970–1999 extrahiert und zu den IYFS/IBTS-Daten hinzugefügt. Das Ausschließen der mehrfachen Verwendung einzelner Beobachtungen, die durch die inhaltliche Überlappung der Datenquellen hervorgerufen wird, stellt dabei einen erheblichen Aufwand dar. Denn die Daten aus allen verfügbaren Datenquellen wurden in vielfacher Weise bearbeitet und eine

ursprünglich identische Beobachtung fällt im Vergleich der Datensätze bestenfalls durch ihre *Ähnlichkeit* was Ort, Zeit und Betrag angeht auf. In keinem Fall führt aber eine exakte Abfrage auf Gleichheit zweier Beobachtungen zum Auffinden von zwei ursprünglich identischen Beobachtungen.

Eine bedeutende Reduzierung der Fehler konnte durch die Einführung eines Kriteriums zum Auffinden von „Ausreißern“ in das Interpolationsschema erreicht werden. Als „Ausreißer“ werden solche Beobachtungen bezeichnet, die nicht in ein über die Standardabweichung definiertes Intervall fallen. Es wurden die Werte eliminiert, die außerhalb des Intervalls

$$\mu - 3\sigma > S > \mu + 3\sigma$$

lagen, wobei μ den Mittelwert und σ die Standardabweichung aller Beobachtungswerte des Salzgehaltes S bezeichnet, die innerhalb des Einflussradius R liegen (siehe Anhang B).

Nach erfolgter Interpolation steht ein Datensatz der winterlichen Salzgehaltsverteilung für den Zeitraum 1970–1999 mit einer räumlichen Auflösung von $0.5^\circ \times 1^\circ$ zur Verfügung. Die Beschränkung auf die Oberfläche stellt hierbei keine besondere Einschränkung dar, da weite Teile der Nordsee im Winter vertikal durchmischt sind (siehe Abbildung 8). Nur in der nördlichen Nordsee, insbesondere im Bereich der Norwegischen Rinne, kann nicht davon ausgegangen werden, dass der Datensatz die Verhältnisse der gesamten Wassersäule repräsentiert.

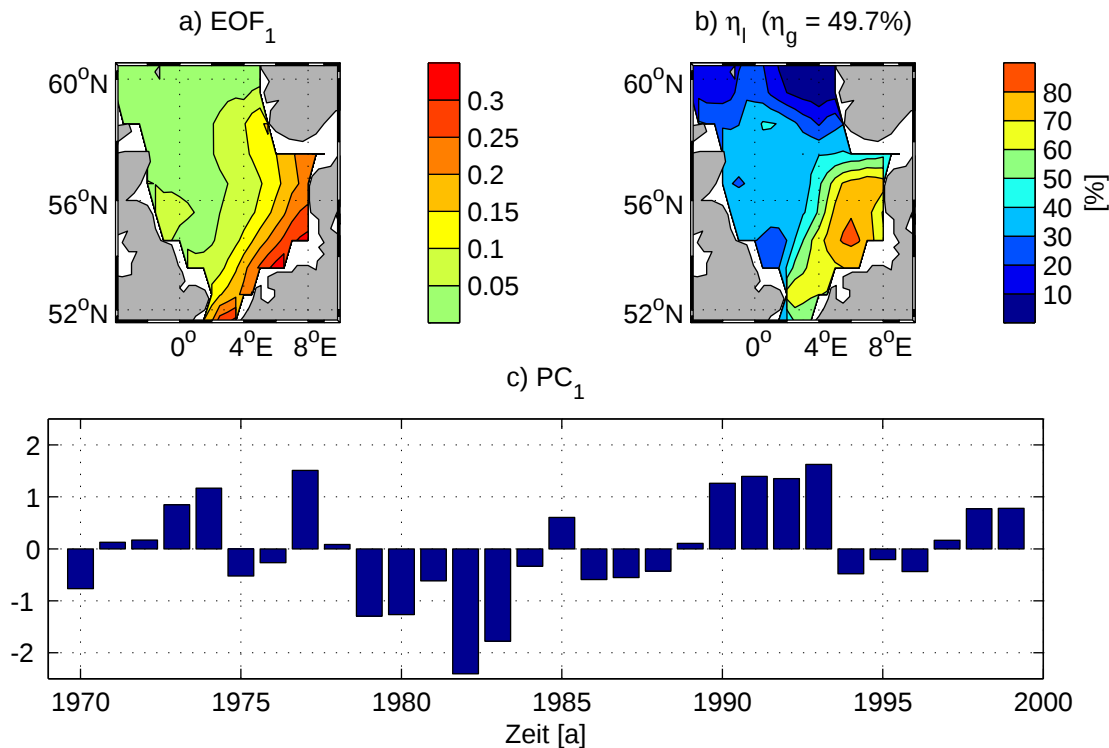


Abbildung 25: a) 1. EOF-Muster der winterlichen Salzgehaltsanomalie in der Nordsee aus den Jahren 1970–1999. b) Verteilung der lokalen erklärten Varianz. c) Der zugehörige EOF-Koeffizient. Eine EOF-Analyse (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19) des Datensatzes zeigt (Abbildung 25), dass die Küstenregion entlang der niederländischen, deutschen und dänischen Küste die Variabi-

lität der winterlichen Oberflächensalzgehaltsanomalien der gesamten Nordsee dominiert. Der zeitliche Verlauf ist geprägt von mehrjähriger Variabilität mit einem Minimum in 1982, das einer negativen Anomalie von ca. 0.7 in der Deutschen Bucht entspricht und einer starken positiven Anomalie in der ersten Hälfte der 90er Jahre.

Die große Amplitude des 1. EOF-Musters der Salzgehaltsanomalie entlang der kontinentalen Küste macht den Frischwassereintrag über die Flüsse als mögliche Ursache der Salzgehaltsvariabilität sehr wahrscheinlich.

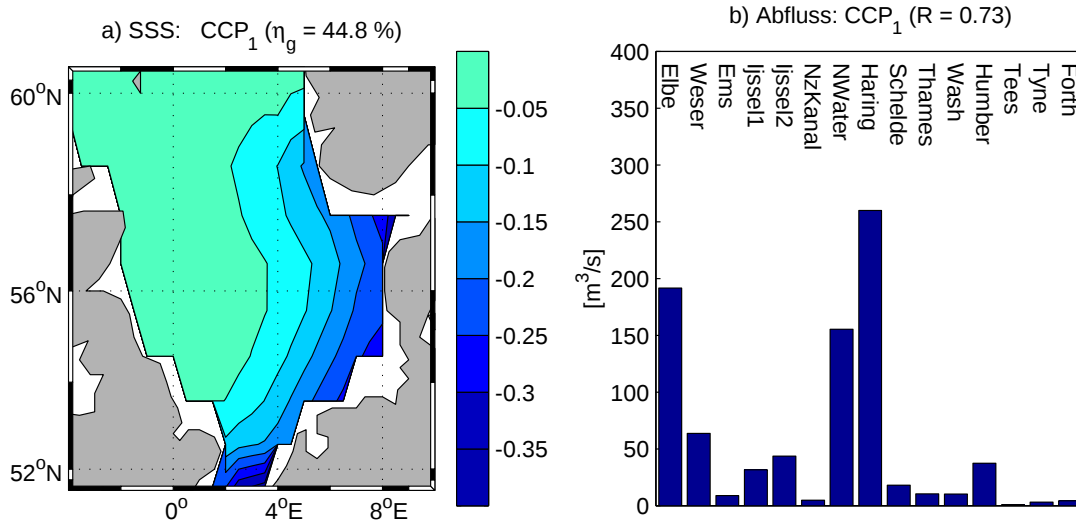


Abbildung 26: a) 1. CCA-Muster der winterlichen Salzgehaltsanomalie in der Nordsee aus den Jahren 1970–1999. b) 1. CCA-Muster der Anomalie des Abflusses von 15 in die Nordsee mündenden Flüssen (gemittelt über das Halbjahr, das der Salzgehaltsanomalie vorangeht).

Zur Prüfung dieser Hypothese wird eine CCA (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 21) zwischen den monatlich gemittelten Abflüssen der in die Nordsee mündenden Flüsse (Peter Damm, IfM Hamburg, pers. Mitt.) und der Salzgehaltsanomalie durchgeführt. Hierbei wird eine Vielzahl von Konstellationen bezüglich zeitlicher Verschiebung und Mittelungsintervall der Abflussdaten in die Analyse einbezogen. Die stärksten Korrelationen resultieren für die von September des Vorjahres bis März des aktuellen Jahres gemittelten monatlichen Flusseinträge. Das Ergebnis der optimalen CCA-Konfiguration ist in Abbildung 26 dargestellt. In der Tat ist die Variabilität der Salzgehaltsanomalie mit der Variabilität der Flusseinträge statistisch verknüpft, was die oben angeführte Hypothese stützt. Die Stärke des Zusammenhangs wird durch den kanonischen Korrelationskoeffizienten quantifiziert, der $R = 0.73$ beträgt. Positive Abflussanomalien, insbesondere von Rhein (Nieuwe Waterweg (NWater), Haringsvliet (Haring)) und Elbe, sind verbunden mit einer negativen Salzgehaltsanomalie deren regionale Verteilung dem 1. EOF-Muster (siehe Abbildung 25) stark ähnelt.

Um eine Verbindung zur großskaligen atmosphärischen Zirkulation herzustellen, wird eine CCA zwischen den monatlichen Verteilungen der Luftdruckanomalien im nordatlantischen Raum und dem Abfluss durchgeführt. Das in Abbildung 27 gezeigte Luftdruckmuster weist eine weitgehende Übereinstimmung mit der als „Hoch Britische Inseln“ bezeichneten Groß-

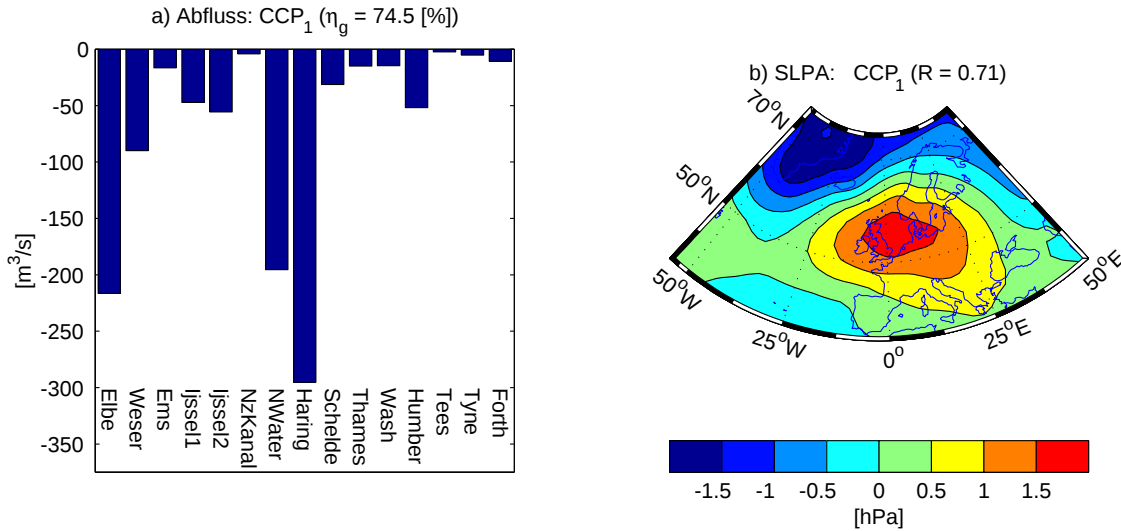


Abbildung 27: a) 1. CCA-Muster des Abflusses von 15 in die Nordsee mündenden Flüssen (gemittelt über das Halbjahr, das der Salzgehaltsanomalie vorangeht). b) 1. CCA-Muster der winterlichen Luftdruckanomalie (gemittelt über das Halbjahr, das der Salzgehaltsanomalie vorangeht).

wetterlage nach *Hess und Brezowsky* [1977] auf. In *Hess und Brezowsky* [1977] wird diese Großwetterlage als eine atmosphärische Situation beschrieben, die sich in allen Jahreszeiten durch unternormale Niederschläge auszeichnet. Infolge der unternormalen Niederschläge kommt es zu ebenfalls unternormalen Abflussmengen. Das Luftdruckmuster in Abbildung 27 weist darüber hinaus auch eine grundsätzliche Übereinstimmung mit dem Luftdruckmuster auf, das *Heyen und Dippner* [1998] in der oben bereits erwähnten Analyse von Salzgehaltsdaten von Feuerschiffen in der Deutschen Bucht erhalten haben. Die Autoren haben eine CCA zwischen den jährlichen Salzgehaltsanomalien in der Deutschen Bucht und den Luftdruckanomalien - gemittelt über die vorangehenden 9 Monate - durchgeführt. Aus ihren Betrachtungen der zeitlichen Verschiebung zwischen Luftdruck- und Salzgehaltsanomalien schließen sie auf eine Wirkungskette der Art:

Starke Ostwinde über Westeuropa $\Rightarrow$ verringerter Niederschlag $\Rightarrow$ verringerte Flusseinträge $\Rightarrow$ verringerter Salzgehalt in der südlichen Nordsee (und umgekehrt).

Ob diese Hypothese mit den in Abbildung 26 und 27 gezeigten Resultaten verträglich ist, kann anhand der Korrelation der CCA-Koeffizienten abgeschätzt werden. Der Blick auf die in Abbildung 28 dargestellten CCA-Koeffizienten aus den beiden obigen Analysen bestätigt den Zusammenhang. Insbesondere die starke Korrelation ($R=0.9$) der beiden den Abfluss beschreibenden Koeffizienten (R_{SLP} , R_{SSS}) verdeutlicht die statistische Gemeinsamkeit zwischen beiden Analysen. Weitere Bestätigung erfährt die dargelegte Verbindung zwischen Salzgehalt und Abfluss einerseits sowie Luftdruck und Abfluss andererseits durch eine CCA zwischen Salzgehalt und Luftdruck. Aus dieser Analyse resultiert ein Luftdruckmuster, das dem aus Abbildung 27 ähnelt und ein Muster im Salzgehalt, das weitgehende Gemeinsam-

keiten mit dem Salzgehaltsmuster in Abbildung 26 aufweist.

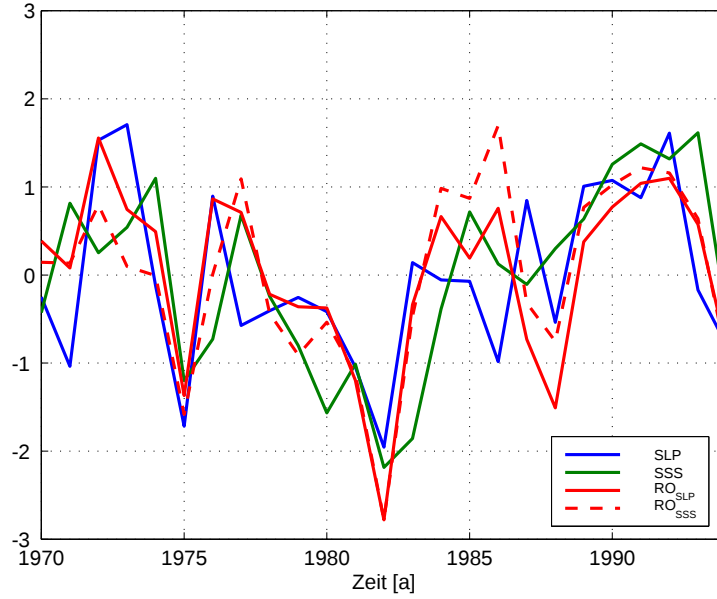


Abbildung 28: CCA-Koeffizienten zu den in Abbildung 26 und 27 dargestellten Analysen. SSS = Salzgehalt, SLP = Luftdruck, RO = Abfluss.

Bei der Diskussion der Ergebnisse muss allerdings berücksichtigt werden, dass nicht ausgeschlossen werden kann, dass es neben den genannten Faktoren weitere Einflussfaktoren gibt, die als teilweise oder alleinige Ursache für die Variabilität des Salzgehaltes in Frage kommen. Insbesondere Anomalien im ozeanischen Transport und im Salzgehalt des in die Nordsee einströmenden Atlantikwassers bzw. eine Kombination von beidem können solche Faktoren sein. Aber auch Verlagerungen der Fronten in der südlichen Nordsee infolge der Variabilität des Windfeldes üben einen Einfluss auf die oberflächennahe Salzgehaltsverteilung aus. Im folgenden Abschnitt zur simulierten Variabilität wird dieser Fragestellung nachgegangen.

Bislang ist ausschließlich die Variabilität des Salzgehaltes in den küstennahen Bereichen der südlichen Nordsee diskutiert worden, die von der Variabilität des Festlandsabflusses dominiert ist. In der nördlichen Nordsee ist der Einfluss des atlantischen Einstroms auf den Salzgehalt im Vergleich zum Festlandsabfluss wesentlich stärker, wie sich an Salzgehalten > 35 ablesen lässt (siehe Abbildung 7). Die Salzgehaltsvariabilität dieser Region nördlich von 55° N ist in Abbildung 29a durch die zeitliche Änderung der Fläche mit $S > 35$ und $S > 35.1$ veranschaulicht. Die Variabilität dieses Flächenanteils charakterisiert den Einstrom salzreichen Wassers über den Nordrand der Nordsee. Die minimale Ausdehnung atlantischen Wassers findet sich in den Jahren 1978-1980. Dieser Zeitpunkt stimmt mit den Angaben zur Ankunft der „Great Salinity Anomaly“ [Dickson *et al.*, 1988; Ellett und Blindheim, 1992] in der nördlichen Nordsee überein. Einen Hinweis auf die Ursachen der in Abbildung 29a dargestellten Salzgehaltsvariabilität gibt der Verlauf des dort zum Vergleich aufgetragenen NAOWI. Der Zusammenhang zwischen der Salzgehaltsanomalie in der nördlichen Nordsee und der NAO wird durch die in Abbildung 29b dargestellte Korrelation zwischen NAOWI

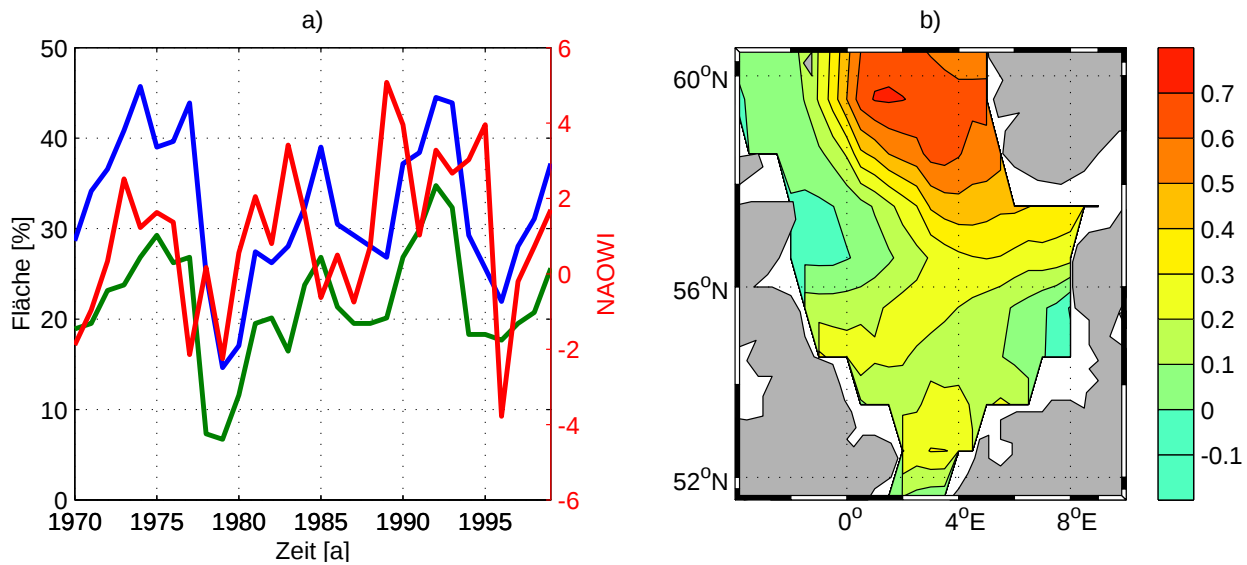


Abbildung 29: a) Anteil an der Gesamtfläche der Nordsee in Prozent, der von Wassermassen mit $S > 35$ (blau) und $S > 35.1$ (grün) bedeckt ist, sowie der NAO-Winterindex nach Hurrell (rot). b) Korrelationskoeffizient R zwischen der beobachteten winterlichen Salzgehaltsanomalie der Jahre 1970-1999 und dem NAOWI im Jahr vorher.

und winterlicher Salzgehaltsanomalie verdeutlicht. Statistisch signifikante Korrelationen ergeben sich in einer Region westlich der norwegischen Küste insbesondere, wenn der NAOWI der Salzgehaltsanomalie um ein Jahr vorangeht. Die Schlussfolgerung, dass die NAO durch den windgetriebenen Transport zu Salzgehaltsanomalien in der Nordsee führt, wird durch eine Analyse simulierter Transporte bestärkt [Schrum und Siegismund, 2001]. In Abbildung 30 sind die Wintermittel (Dezember-März) simulierter Transporte gemittelt über Jahre mit niedrigem NAOWI ($\text{NAOWI} < -2$) und hohem NAOWI ($\text{NAOWI} > 2$) gegenübergestellt. Wie zu erkennen ist, ist ein hoher NAOWI mit einer deutlich stärkeren Zirkulation in der gesamten Nordsee verbunden. Die Anfachung der Zirkulation in der nördlichen Nordsee führt zu einem verstärkten Einstrom von atlantischem Wasser mit hohen Salzgehalten. Welchen Anteil die Salzgehaltsvariabilität des atlantischen Wassers am Nordausgang der Nordsee im Vergleich zur Variabilität des in die Nordsee transportierten Volumens hat, lässt sich aus den vorhandenen Daten nicht bestimmen. Zur Klärung dieser Frage können Modellsimulationen von großem Nutzen sein, da sie eine exakte Trennung von Transport- und Salzgehaltsanomalie ermöglichen.

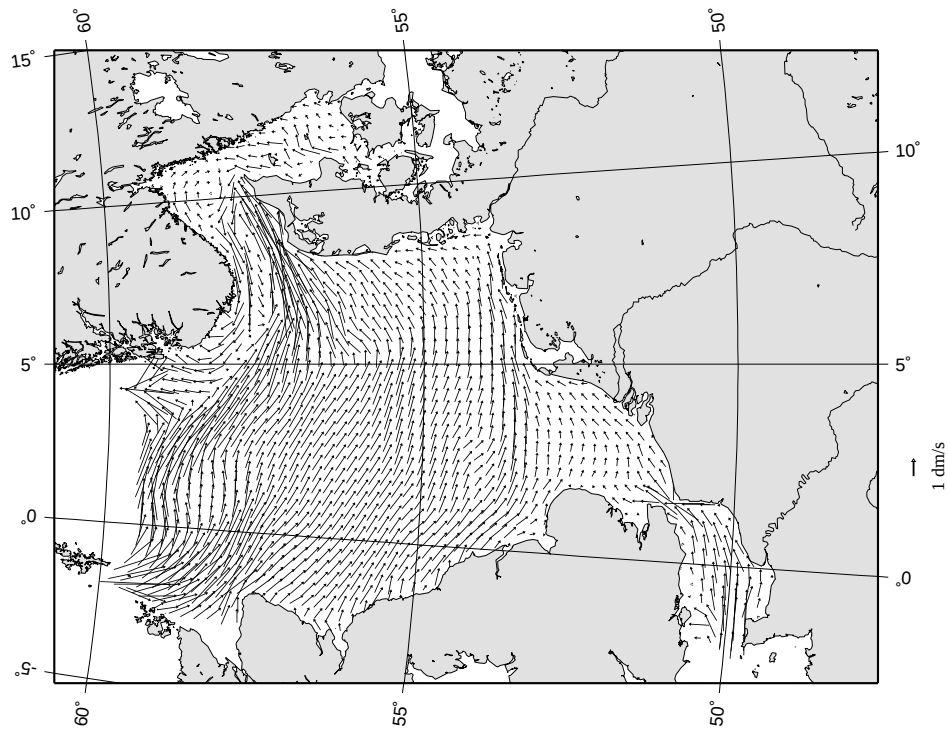
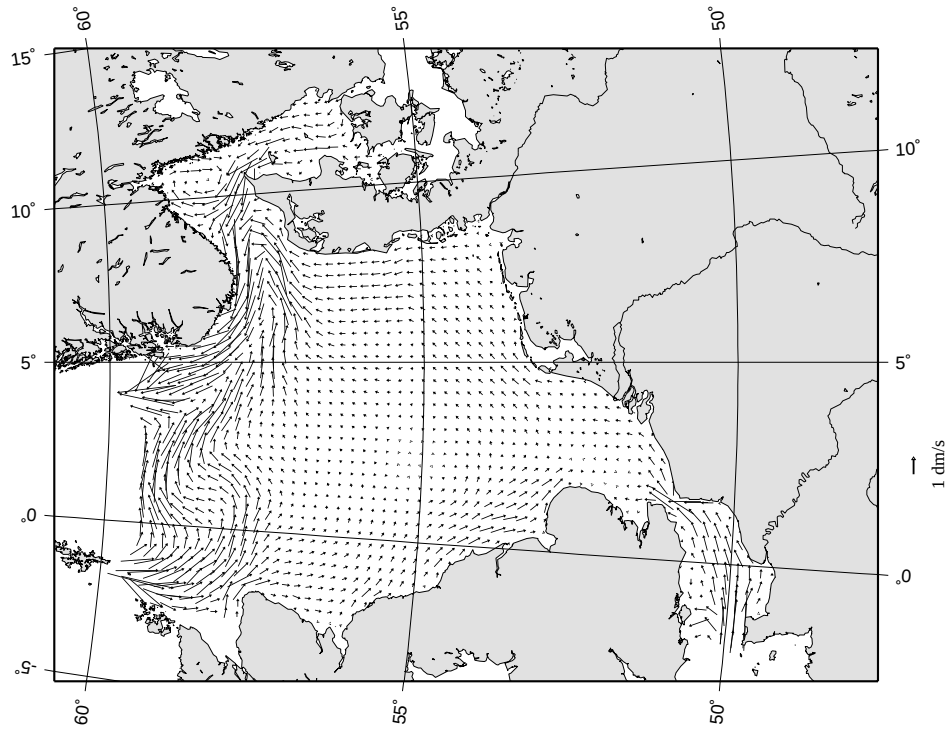


Abbildung 30: Simulierte Oberflächenzirkulation in der Nordsee. Oben: Wintermittel für Jahre mit $NAOWI < -2$, unten: Wintermittel für Jahre mit $NAOWI > 2$. Abbildungen aus *Schrum und Siegismund* [2001].

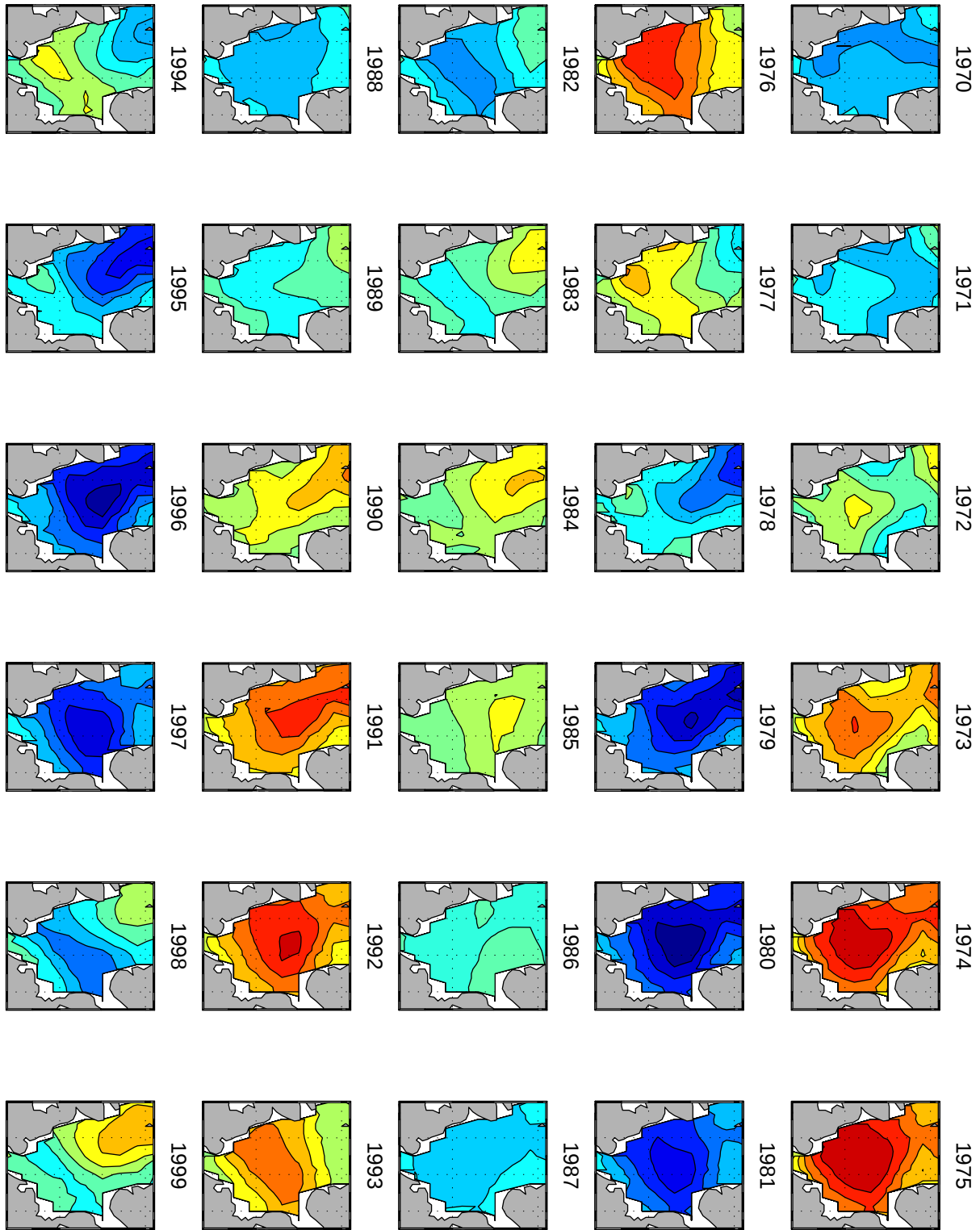


Abbildung 31: Summe der aus dem ersten und zweiten MSSA-Mode rekonstruierten Anteile der normierten Salzgehaltsanomalien der Jahre 1970-1999 für $m^* = 9$. Negative Anomalien sind in blau dargestellt, positive in rot.

Um die Salzgehaltsvariabilität in der gesamten Nordsee ohne regionale Differenzierungen untersuchen zu können, werden die Salzgehaltsdaten an jedem Gitterpunkt durch ihre Standardabweichung dividiert. Diese Normierung ist geeignet, großräumige Salzgehaltsanomalien in der Nordsee sichtbar zu machen und die Dominanz der küstennahen Variabilität infolge der Flusseinträge zu eliminieren. Eine MSSA (siehe Kapitel 2.3.2, Seite 23) der normierten Salzgehaltsanomalien gestattet die Analyse der raum-zeitlichen Variabilität des Salzgehaltes in der Nordsee. Abbildung 31 stellt den zeitlichen Verlauf der Summe der aus dem ersten und zweiten MSSA-Mode rekonstruierten Anteile dar. Die durch die ersten beiden MSSA-Moden erklärte Varianz bezüglich der normierten Salzgehaltsanomalien beträgt global $\eta_g = 39.7\%$ mit einem lokalen Maximum von 76.6% in der mittleren Nordsee. Die MSSA-Moden charakterisieren Salzgehaltsanomalien mit einer Periodizität von etwa 8 Jahren, die vom Nordrand der Region in südöstlicher Richtung in die mittlere Nordsee vordringen und dort abklingen. Besonders deutlich ist der charakteristische zeitliche Verlauf der Anomalien an der starken negativen Anomalie zu verfolgen, die 1978 im Nordwesten der Region ihren Anfang nimmt und 1980 in der zentralen Nordsee ihr Maximum erreicht. Die besondere Stärke dieser Anomalie ist auf die Koinzidenz eines Salzgehaltsminimums infolge der 8-jährigen Periodizität mit dem Auftreten der bereits oben genannten „Great Salinity Anomaly“ zurückzuführen. Generell entspricht sowohl die Ausbreitungsrichtung als auch die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Anomalien den für die Nordsee bekannten Größenordnungen (siehe z.B. *Otto et al.* [1990] und vergleiche Abbildung 30).

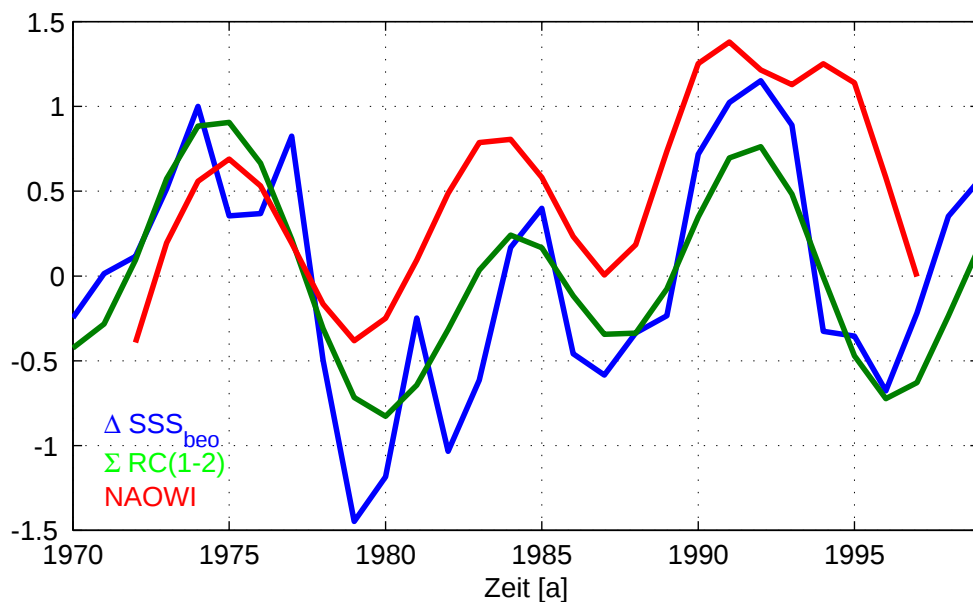


Abbildung 32: Zeitlicher Verlauf der über die Fläche der Nordsee gemittelten normierten Salzgehaltsanomalie (ΔSSS_{beo}), der aus einer MSSA rekonstruierten Salzgehaltsanomalie ($\Sigma RC(1-2)$), sowie des normierten, tiefpassgefilterten NAOWI. Alle Zeitreihen sind auf Standardabweichung von Eins normiert. Der NAOWI ist gegenüber den anderen Zeitreihen um ein Jahr in positive Richtung verschoben!

Wie der Vergleich der Zeitreihen der räumlich gemittelten Salzgehaltsanomalien mit dem normierten NAOWI in Abbildung 32 belegt, besteht eine grundsätzliche Übereinstimmung im Verlauf der mittleren Salzgehaltsanomalie mit dem NAOWI. Abbildung 32 verdeutlicht, dass die MSSA in der Lage ist, den langperiodischen Anteil der Salzgehaltsvariabilität mit einer Periode von ca. 8 Jahren sehr gut zu erfassen und dass diese Periodizität auch die Variabilität des NAOWI bestimmt (siehe Abbildung 13). Neben dem raum-zeitlichen Verlauf der in Abbildung 31 gezeigten Muster spricht auch die positive Korrelation des um ein Jahr verschobenen NAOWI mit dem Salzgehalt für advektiv bedingte Salzgehaltsanomalien. Eine direkte Kopplung des Salzgehaltes der Nordsee an die NAO über das Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung ist nach den Ergebnissen von *Hurrell* [1995] bezüglich der Feuchtetransporte nur in schwacher Ausprägung zu erwarten. Die Ergebnisse der vorangegangenen Analysen werden im Folgenden zusammengefasst. Dabei bleiben einige Fragen offen, die ebenfalls aufgeführt werden:

- Die Variabilität des Salzgehaltes nahe der kontinentalen Küste ist geprägt vom Einfluss des Frischwassereintrags durch Rhein, Elbe und weitere Flüsse (Abbildung 26). Der Abfluss ist wiederum mit einer atmosphärischen Situation verbunden, die durch ein blockierendes Hochdruckgebiet über der Nordsee bestimmt ist (Abbildung 27).

Den Einfluss der mehrjährigen Variabilität des Abflusses auf die Variabilität des Salzgehaltes nicht als statistischen sondern als kausalen Zusammenhang herzustellen und besser zu quantifizieren, wird Aufgabe des folgenden Abschnittes sein.

- Für die nördliche und zentrale Nordsee wurde ein Zusammenhang zwischen Salzgehaltsvariabilität und der NAO sowohl durch direkte Korrelation mit dem NAOWI als auch durch die Analysen des dominanten Modus der raum-zeitlichen Variabilität durch eine MSSA dargelegt (Abbildungen 29, 32).

Diesen Zusammenhang zu klären, wird Aufgabe zukünftiger Analysen sein. Hier bieten sich vielfältige Möglichkeiten zum Einsatz eines numerischen Simulationsmodells. So kann der Einfluss advektiver Salzgehaltsanomalien, der durch Änderungen in Betrag und/oder Richtung des Transports bedingt ist, von dem Anteil getrennt werden, der durch eine Salzgehaltsänderung der transportierten Wassermassen bedingt ist. Ebenso ist eine Abschätzung der durch die Variabilität von Niederschlag und Verdunstung hervorgerufenen Salzgehaltsanomalien möglich.

5.3.2 Simulierte Variabilität in der Nordsee

5.3.2.1 Validation der simulierten Variabilität in der Nordsee Der im vorherigen Abschnitt zur Beschreibung der beobachteten Variabilität der Salzgehaltsanomalie in der Nordsee benutzte Datensatz wird im Folgenden zum Vergleich mit simulierten Salzgehaltsverteilungen der Jahre 1979-1993 herangezogen. Hierzu werden die Simulationsdaten (siehe Kapitel 2.2.3) auf ein den Beobachtungen äquivalentes Raum-Zeit-Gitter gemittelt: Zeitmittel über die Monate Januar-März eines jeden Jahres; Raummittel horizontal über $0.5^\circ \times 1^\circ$ Gitterboxen, vertikal über die obersten 6 Modellschichten (0-30 Meter). Abbildung 33 zeigt die Verteilung des Korrelationskoeffizienten R , der erklärten Varianz η_l sowie des RMS-Fehlers (RMSE) zwischen der simulierten und der beobachteten winterlichen Salzgehaltsanomalie (siehe Anhang A). Da die zu vergleichenden Zeitreihen nur jeweils 15 Werte umfassen, ist eine Aussage zur quantitativen Übereinstimmung beider Datensätze unsicher; es lassen sich aber Regionen ausmachen, die besser als andere übereinstimmen. Die zentrale Nordsee zeichnet sich mit Werten von $R > 0.8$ und $\eta_l > 60\%$ durch einen hohen Grad an Übereinstimmung aus, während in der gesamten Küstenregion sehr geringe Korrelationen und z.T. negative erklärte Varianzen auftreten. Die sehr geringen Korrelationen am Nordrand des Gebietes erklären sich dadurch, dass in der Simulation nur der Jahresgang des Salzgehaltes als Randbedingung benutzt wird und demzufolge in Einstromregionen die mehrjährige Variabilität gleich Null ist. Die großen Differenzen zwischen beobachteter und simulierter Variabilität der Salzgehaltsanomalie in den Küstenregionen sind mit großer Wahrscheinlichkeit zumindest teilweise durch die „Undersampling“-Problematik hervorgerufen. In diesen Regionen herrscht eine sehr große raum-zeitliche Salzgehaltvariabilität vor, die durch die wenigen Beobachtungen nicht repräsentiert wird. Das hat zur Folge, dass die interpolierten Felder keine repräsentativen Wintermittel darstellen.

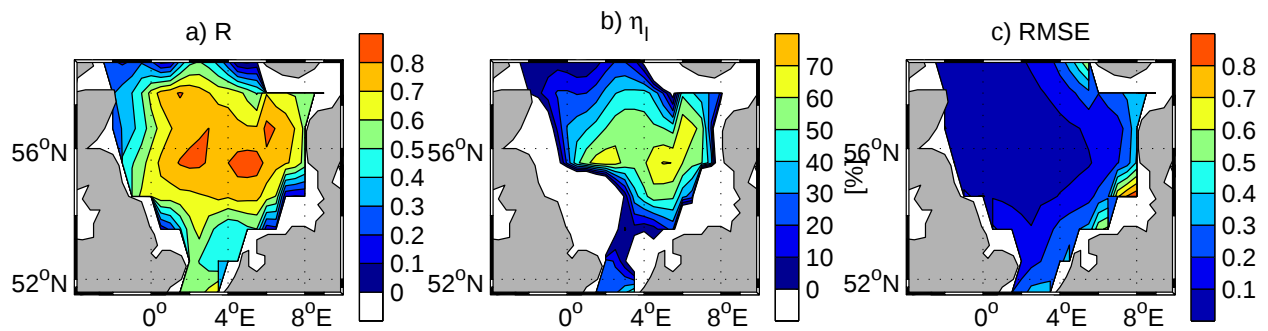


Abbildung 33: Korrelationkoeffizient R , erklärte Varianz η_l und RMS-Fehler zwischen beobachteter und simulierter winterlicher Salzgehaltsanomalie der Jahre 1979-1993.

Da dieser Vergleich der Salzgehaltsvariabilität zwischen Beobachtung und Simulation sowohl auf Grund der zeitlichen Auflösung als auch auf Grund der bereits oben bemängelten Qualität des Beobachtungsmaterials nicht als befriedigend angesehen werden kann, wird eine weitere Analyse durchgeführt, die auf den NOWESP Daten [Radach *et al.*, 1996] beruht. Im NOWESP wurden unter anderem für einige Boxen in der Nordsee Zeitreihen des ober-

flächennahen Salzgehaltes mit monatlicher Auflösung erstellt (siehe Kapitel 2.1.3, Seite 13). Insbesondere in unmittelbarer Nähe der belgischen, niederländischen und deutschen Küste liegen einige Zeitreihen ohne größere Lücken vor. Diese Lücken wurden, falls möglich, mittels der MUDAB und der historischen ICES Daten (siehe Kapitel 2.1.2, Seite 8) geschlossen, in Ausnahmen durch lineare Interpolation.

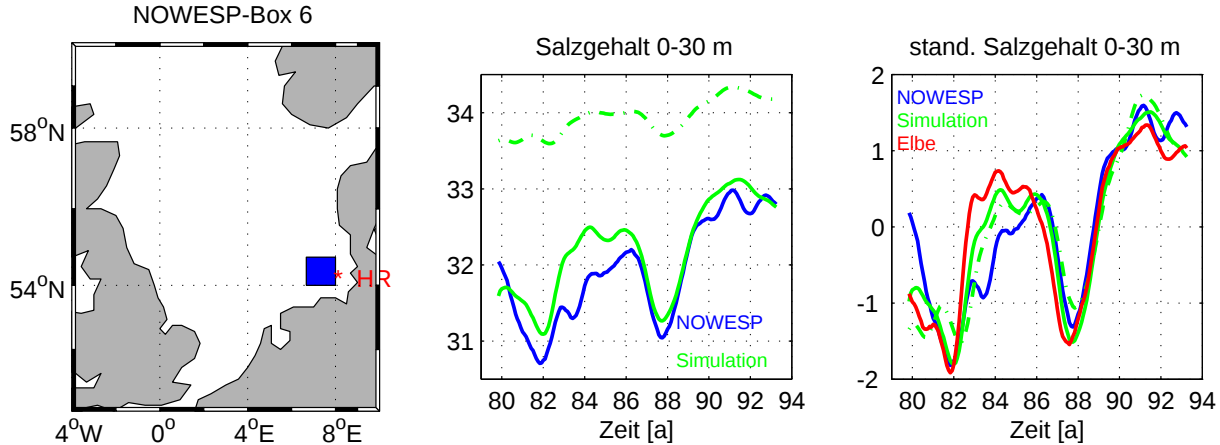


Abbildung 34: Über ein Jahr tiefpassgefilterte monatliche Salzgehalte in der Deutschen Bucht (NOWESP-Box 6). Mit HR ist die Position der Messstation Helgoland Reede bezeichnet. Aus der Simulation wurden die Gitterpunkte in der Nordwestecke (grün gestrichelt) und der Südostecke (grün durchgezogen) ausgewählt. Die standardisierten Salzgehalte sind auf Mittelwert Null und Standardabweichung Eins normiert. Zum Vergleich ist der ebenfalls standardisierte Flusseintrag der Elbe mit umgekehrtem Vorzeichen (!) dargestellt.

Abbildung 34 zeigt einen Vergleich des Salzgehalts in der Deutschen Bucht. Die Beobachtungsdaten enthalten u.a. die Daten der Station Helgoland Reede, die mit sehr hoher Auflösung nahezu lückenlos vorliegen. Es ist daher davon auszugehen, dass die Zeitreihe nicht ein Mittel über die Box repräsentiert, sondern die Verhältnisse an dieser Station wiedergibt. Die damit verbundenen Probleme werden aus der Darstellung der beiden simulierten Zeitreihen deutlich. Die Zeitreihe aus der Nordwestecke zeigt neben einem im Mittel um mehr als 1 PSU höheren Salzgehalt eine deutlich geringere Variabilität als die aus der Südostecke der Box. Dieses Verhalten lässt sich durch die Lage in Nähe einer starken halinen Front, hervorgerufen durch den Frischwassereintrag insbesondere der Elbe, erklären. Es ist ein anschauliches Beispiel für die Problematik der Bildung von Flächenmitteln bei Variablen mit geringer räumlicher Repräsentanz. Wie aus der standardisierten Darstellung hervorgeht, ist der prinzipielle Verlauf beider Simulationszeitreihen nahezu identisch und zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit den Beobachtungen (Korrelationskoeffizient $R = 0.93$, erklärte Varianz $\eta = 86\%$). Wie die Zeitreihe des Elbeabflusses belegt, geht nahezu die gesamte mehrjährige Variabilität des Salzgehaltes in der Umgebung von Helgoland mit großer Wahrscheinlichkeit auf die Frischwasserzufuhr durch die Elbe zurück (vergleiche Abbildung 26). Einen analogen Vergleich für eine Box vor der belgischen Küste zeigt Abbildung 35. Auch hier macht erst die standardisierte Darstellung die sehr gute prinzipielle Übereinstimmung

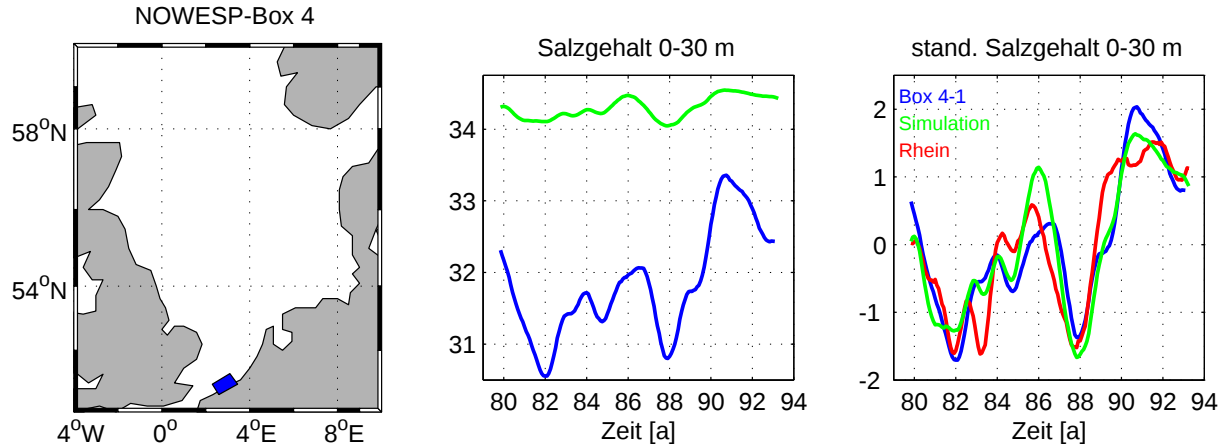


Abbildung 35: Über ein Jahr tiefpassgefilterte monatliche Salzgehalte vor der belgischen Küste (NOWESP-Box 4.1). Die standardisierten Salzgehalte sind auf Mittelwert Null und Standardabweichung Eins normiert. Zum Vergleich ist der ebenfalls standardisierte Flusseintrag des Rheins mit umgekehrtem Vorzeichen (!) dargestellt.

zwischen Beobachtung und Simulation deutlich.

5.3.2.2 Auswirkungen mehrjähriger Variabilität des Abflusses auf den Salzgehalt in der Nordsee In Kapitel 5.3.1 wurden umfangreiche Analysen zu den Auswirkungen des Abflusses der in die Nordsee mündenden Flüsse auf den Salzgehalt in der südlichen Nordsee vorgestellt (siehe Abbildungen 26 und 27). Wie im Verlauf der Arbeit bereits mehrfach erwähnt, können die statistischen Analysen stets auch nur einen statistischen Zusammenhang herstellen. Der Schluss auf einen kausalen Zusammenhang bleibt der physikalischen Interpretation der Analysen vorbehalten. Sind nicht alle Einflussfaktoren mit ausreichender Genauigkeit bekannt, ist der Schluss auf einen kausalen Zusammenhang unsicher.

Um die Auswirkungen von Anomalien des Abflusses auf die mehrjährige Variabilität des Salzgehaltes in der Nordsee genauer zu untersuchen und deren Stärke zu quantifizieren, wird eine weitere Simulation mit dem in Kapitel 2.2.2 beschriebenen Simulationsmodell durchgeführt. Als einzige Abweichung von der Standardsimulation (siehe Kapitel 2.2.3) werden Änderungen der als Randwerte für das Modell benutzten Abflussdaten vorgenommen. Hierzu werden die Zeitreihen der Abflüsse unter Verwendung des Programms `mv_harana` (siehe Anhang D) harmonisch analysiert. Die Summe des mittels harmonischer Analyse ermittelten Jahres- und Halbjahresganges sowie des Mittelwertes der Abflusszeitreihen ersetzt in der neuen Simulation die ursprünglichen Abflusswerte. Zwei Beispiele der alten und neuen Abflusswerte zeigt Abbildung 36.

Die Simulation wird über die gesamte 15-jährige Simulationsperiode der Standardsimulation (1979-1993) durchgeführt. Sowohl die simulierten Salzgehaltsdaten der Standardsimulation als auch der neuen Simulation werden von jährlichem und halbjährlichem Signal befreit und anschließend tiefpassgefiltert, um die Variabilität mit Perioden unterhalb eines Jahres zu eliminieren. Die Ergebnisse sind in Form der prozentualen Änderung in der Standardabwei-

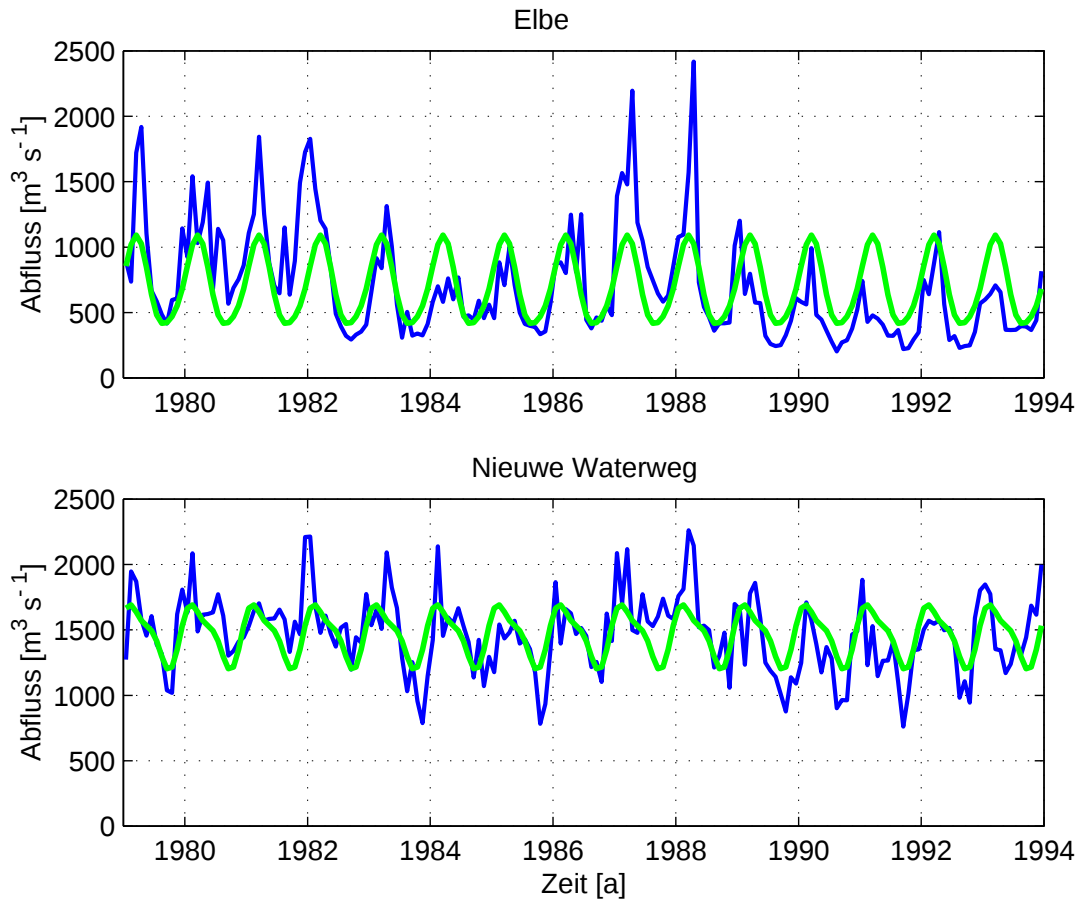


Abbildung 36: a) Monatlicher Abfluss der Elbe (blau) und die Summe von Mittelwert und mittels harmonischer Analyse ermitteltem jährlichem und halbjährlichem Anteil der Zeitreihe (grün). b) Zu a) analoge Darstellung für einen Teil des Rheinabflusses.

chung des oberflächennahen Salzgehaltes (0-30m Tiefe) in Abbildung 37 zusammengefasst. Wie zu erwarten, ist praktisch die gesamte (mehr als 90 %) mehrjährige Variabilität des Salzgehaltes im Mündungsgebiet von Rhein und Elbe durch die mehrjährige Variabilität des Abflusses bestimmt. Die Zone signifikanter Beeinflussung des Salzgehaltes durch den Flusseintrag erfasst die südöstliche Nordsee von der britischen bis zur dänischen Küste und wird nach Nordwesten durch die Doggerbank begrenzt. Im Bereich nördlich der Doggerbank sowie im Skagerrak sind Auswirkungen der Variabilität der Flusseinträge nicht mehr zu erkennen. Dies stellt im Bereich des Skagerrak und entlang der norwegischen Küste eine erhebliche Abweichung zu dem in Abbildung 26 dargelegten statistischen Zusammenhang zwischen Flusseintrag und Salzgehaltsvariabilität dar. Der wesentliche Grund für diese Differenzen ist darin zu suchen, dass für den Frischwassereintrag, der von der norwegischen Küste ausgeht, nur Zeitreihen zur saisonalen Variabilität vorliegen. Demzufolge ist die Variabilität des Abflusses entlang der norwegischen Küste in beiden Simulationen identisch. Hinzu kommt, dass auch die Salzgehaltsvariabilität des in die Nordsee einströmenden Wassers, das z.T. im Skagerrak rezirkuliert, auf Grund der klimatologischen Randbedingungen des Simulationsmodells nur

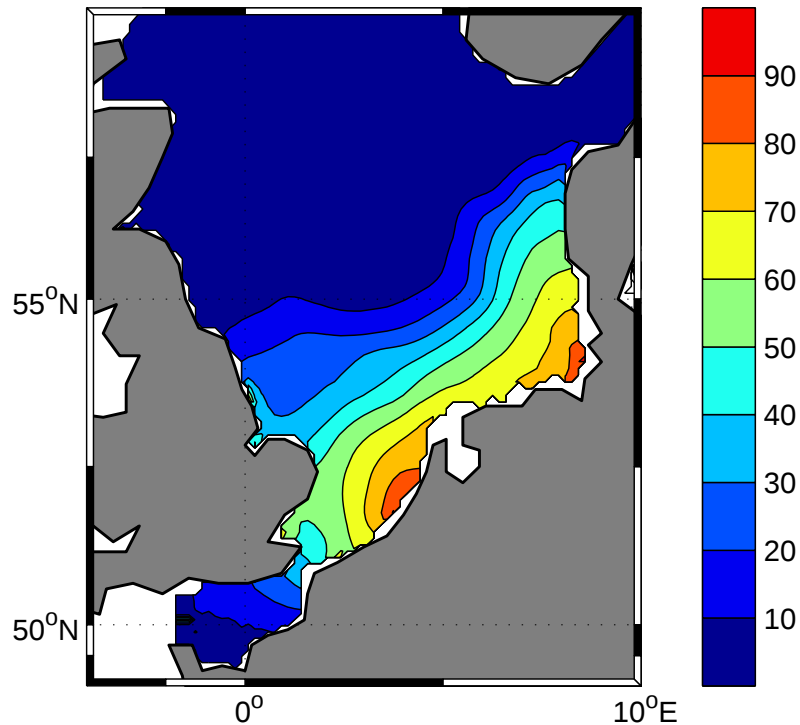


Abbildung 37: Prozentuale Änderung in der Standardabweichung des oberflächennahen Salzgehaltes (0-30m Tiefe) die durch die mehrjährige Variabilität des Abflusses in einer Modellsimulation im Gegensatz zu einer Simulation mit ausschließlich saisonaler Abflussvariabilität hervorgerufen wird.

saisonale Schwankungen aufweist.

Anhand dieses Beispiels konnte eindrucksvoll demonstriert werden, wie aus einer Kombination der statistischen Analysen der Beobachtungsdaten mit den Ergebnissen von Modellsimulationen aus einer anfangs statistischen Beziehung zwischen Abfluss und Salzgehalt ein kausaler, quantifizierter Zusammenhang abgeleitet werden kann.

5.3.3 Beobachtete Variabilität in der Ostsee

In der Regel wird die Ostsee zur Beschreibung ihrer Hydrographie in Regionen aufgeteilt, denen charakteristische physikalische Eigenschaften zugesprochen werden. Das gilt sowohl für Modellstudien [Omstedt, 1990; Carlsson, 1998] als auch für Arbeiten, die auf der Interpretation von Beobachtungsdaten beruhen [HELCOM, 1996]. Obwohl dieser Ansatz für eine Meeresregion wie die Ostsee, mit einer starken topographischen Gliederung, angemessen ist, erschwert er den Überblick über das Gesamtsystem und das Verständnis der physikalischen Zusammenhänge. In der vorliegenden Arbeit soll daher durch entsprechende Aufbereitung von Beobachtungsdaten eine mehrere Regionen umfassende Analyse der Salzgehaltsvariabilität ermöglicht werden.

Um die Salzgehaltsvariabilität in der zentralen Ostsee charakterisieren zu können, wurde aus den verfügbaren Salzgehaltsbeobachtungen (historische ICES Daten, MUDAB Daten

und BMP Daten; siehe Kapitel 2.1.2) der Jahre 1965-1993 ein Datensatz mit monatlicher Auflösung zusammengestellt. Hierzu wurde, der Beckenstruktur der Ostsee folgend, ein Vertikalschnitt vom Arkonabecken bis in den Finnischen Meerbusen ausgewählt (siehe Abbildung 8, Gitterpunkte 50-156). Entlang des Schnittes wurden die Daten für jeden Monat in Form von Vertikalprofilen mit einer Auflösung von 10 Metern aufbereitet. Zur Bildung eines Vertikalprofils wurden jeweils Daten in Boxen von $1^\circ \times 1^\circ$ (Länge $\times$ Breite) gemittelt. Durch das Zusammenfügen der Vertikalprofile nach ihrer zeitlichen Abfolge resultiert schließlich ein dreidimensionaler Datensatz, der die Salzgehaltsvariabilität in weiten Teilen der Ostsee im Zeitraum 1965-1993 mit monatlicher Auflösung zu beschreiben vermag.

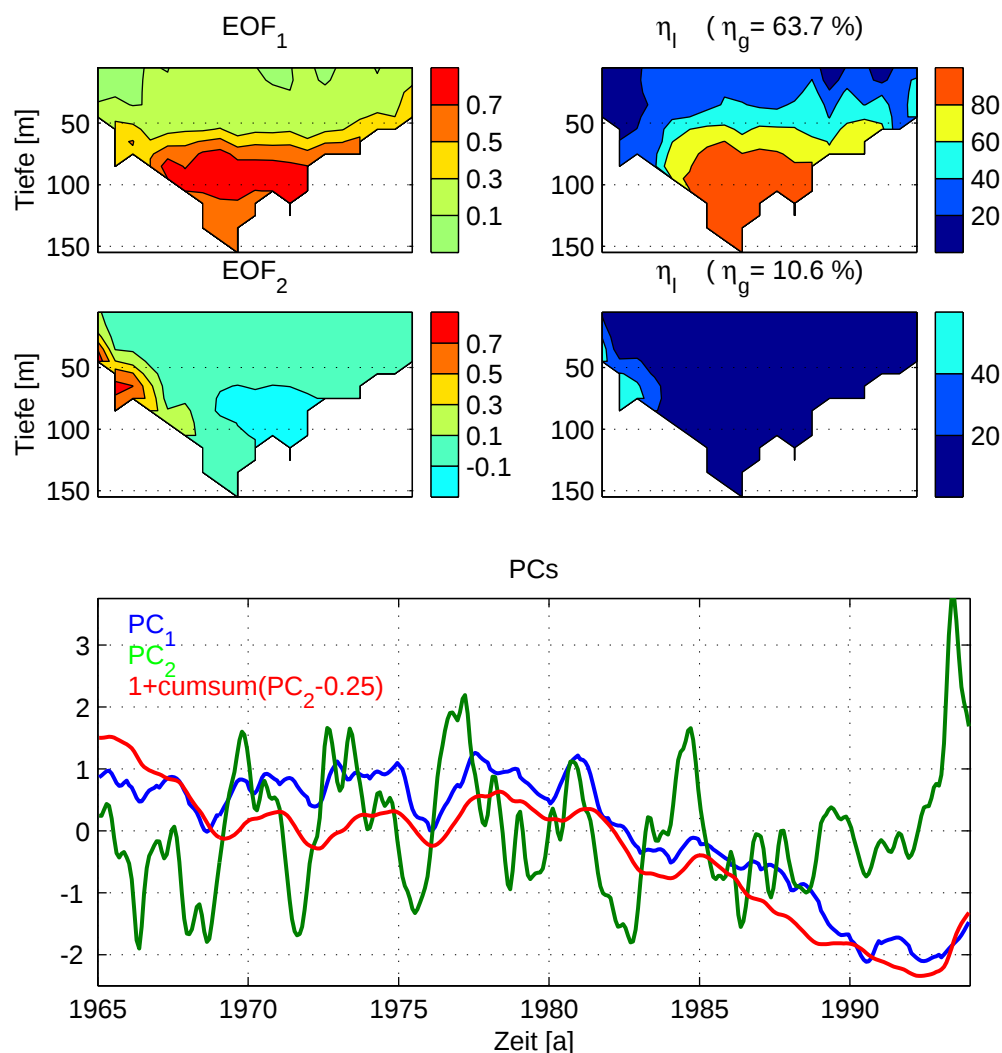


Abbildung 38: Die ersten beiden EOF-Muster der monatlichen Salzgehaltsanomalie der Jahre 1965-1993 auf einem Vertikalschnitt durch die Ostsee, sowie die entsprechende Verteilung der erklärten Varianz η_l . Der Schnitt führt vom Bornholmbecken (links) in den Finnischen Meerbusen (rechts). Die EOF-Koeffizienten (PCs) charakterisieren die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes. Zur Darstellung der kumulativen Summe von PC_2 (rote Kurve) siehe Erläuterungen im Text.

Einen Überblick über die raum-zeitliche Variabilität auf dem Vertikalschnitt liefert eine EOF-Analyse (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19) des Datensatzes. Wie das 1. EOF-Muster in Abbildung 38 zeigt, erfolgen die stärksten Salzgehaltsänderungen kohärent über den gesamten Schnitt. Die größte Amplitude hat dieser Mode in Nähe der Halokline. Der zeitliche Verlauf der Salzgehaltsentwicklung lässt sich anhand des 1. EOF-Koeffizienten (PC_1) in zwei Abschnitte gliedern. Im Zeitraum 1965-1977 nimmt der Salzgehalt leicht zu und zeigt eine schwache Periodizität von ca. 3.8 Jahren. Von Beginn der 80er Jahre bis 1993 fällt der Salzgehalt sehr stark ab. Hervorgerufen wurde diese Abnahme durch ein Ausbleiben von starken Einstromereignissen, den sogenannten Salzwassereinbrüchen. Nach der Definition von *Matthäus und Franck* [1992] gab es in den Jahren 1983-1993 keinen Salzwassereinbruch in die Ostsee. Dieser Zeitraum stellt die längste Stagnationsperiode seit Beginn der Aufzeichnungen 1897 dar. Als eine der wesentlichen Ursachen für das Ausbleiben von Salzwassereinbrüchen in den 80er Jahren wird heute die sehr hohe Frischwasserzufuhr in diesem Zeitraum angesehen [*Samuelsson*, 1996; *Schinke*, 1996]. Das Ausbleiben der Salzwassereinbrüche spiegelt sich im zeitlichen Verlauf des 2. EOF-Mode wider, der offensichtlich die Variabilität des Einstromes von salzreichem Wasser beschreibt. Insbesondere die 70er Jahre sind durch eine sehr hohe Variabilität in diesem EOF-Mode gekennzeichnet, während die Variabilität nach 1984 sehr stark zurückgeht. Für den Zeitraum 1965-1980 zeigt eine Kreuzkorrelation zwischen dem ersten und dem zweiten PC, dass die Zeitreihen stark korreliert sind ($R > 0.7$), wenn PC_2 PC_1 ca. 6 Monate vorausgeht. Eine Salzgehaltsanomalie im Bereich Bornholmbecken/Stolpe-Rinne führt demnach ca. 6 Monate später zu einer Anomalie in der zentralen Ostsee mit den größten Amplituden in Nähe der Halokline.

Einen weiteren Hinweis auf den Zusammenhang des durch den 2. EOF-Mode charakterisierten Einstroms mit der großräumigen Salzgehaltsänderung unterhalb der Halokline, die vom 1. EOF-Mode beschrieben wird, liefert ein Vergleich der kumulativen Summe von PC_2 (*cumsum* PC_2 , rote Kurve in Abbildung 38) mit PC_1 . Da das Verhalten der kumulativen Summe bei Zeitreihen, die um Null schwanken, sehr sensitiv auf kleine Änderungen des Mittelwertes reagiert, wird zu PC_2 eine Konstante addiert, die eine optimale Übereinstimmung der kumulativen Summe von PC_2 mit PC_1 herbeiführt. Unter Berücksichtigung der Tatsache, dass PC_1 und PC_2 definitionsgemäß unkorreliert sind (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19), stellt die sehr hohe Korrelation von $R = 0.93$ (trotz der Manipulation durch die Addition der Konstanten) eine ebenso mathematisch erstaunliche wie physikalisch plausible Übereinstimmung dar.

Sowohl der Verzicht auf eine regional unterteilende Datenaufbereitung als auch die gewählte Analyseform mittels EOFs haben zu einem tiefreichenden Einblick in die mehrjährige Salzgehaltsvariabilität der Ostsee geführt. Der Einstrom bzw. das Ausbleiben des Einstroms von salzreichem Wasser aus dem Kattegat durch die Beltsee und das Arkonabecken in das Bornholmbecken, abgebildet durch den 2. EOF-Mode in Abbildung 38, erzeugt den Großteil der Variabilität in der zentralen Ostsee im Bereich unterhalb der Halokline.

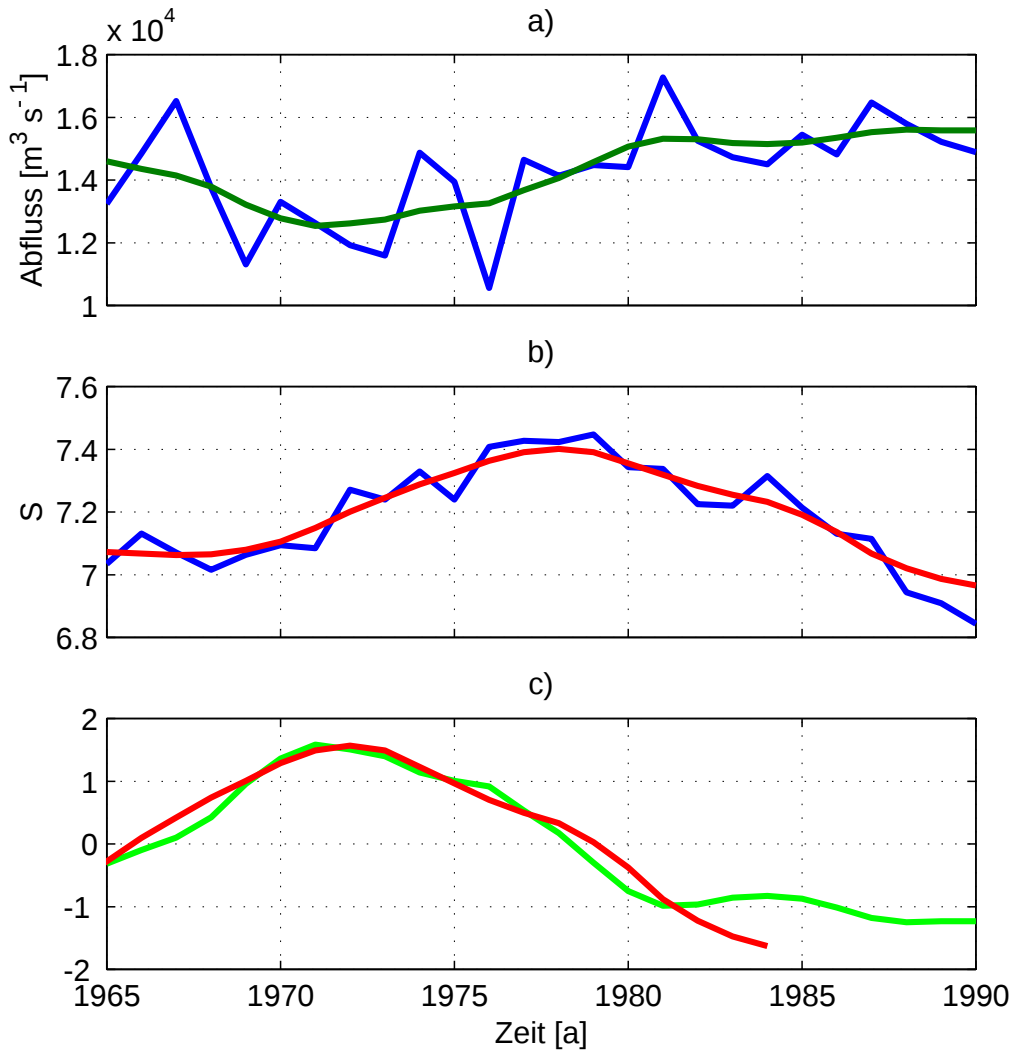


Abbildung 39: a) Jahresmittel des Abflusses in die Ostsee (blau) und nichtlinearer Trend (grün). b) Jahresmittel des mittleren Salzgehaltes in den oberen 50 m der Ostsee (blau) und nichtlinearer Trend (rot). c) Die auf eine Standardabweichung von Eins normierten nichtlinearen Trends aus a und b. Die Zeitreihe für den Abfluss (grün) wurde mit -1 multipliziert und die des Salzgehaltes (rot) um -6 Jahre verschoben, um die optimale Übereinstimmung der Zeitreihen zu erreichen.

Für die Salzgehaltsvariabilität im Bereich oberhalb der Halokline konnten anhand der bisherigen Analysen keine Aussagen abgeleitet werden. Es ist zu erwarten, dass der wesentliche Einfluss auf den Salzgehalt oberhalb der Halokline vom Frischwassereintrag durch die in die Ostsee mündenden Flüsse ausgeht, da dieser Einfluss den der Differenz von Niederschlag und Verdunstung um einen Faktor 10 übersteigt [Samuelsson, 1996]. Bergström und Carlsson [1994] haben den abflussbedingten Frischwassereintrag in die Ostsee der Jahre 1950-1990 analysiert. Die dort veröffentlichten Abflussdaten wurden über die gesamte Ostsee aufsummiert und zeitlich jahresweise gemittelt. Die Zeitreihe der Jahresmittel der Abflüsse ist in Abbildung 39a dargestellt. Ein deutlicher Anstieg des Abflusses ist in der zweiten Hälfte der Zeitreihe zu erkennen. Um den Zusammenhang zwischen Salzgehalt und Abfluss unter-

suchen zu können, wird aus dem oben beschriebenen Datensatz des Salzgehaltes ebenfalls eine Zeitreihe mit jährlicher Auflösung berechnet. Dazu werden die Salzgehaltsdaten jährlich sowie über den Bereich oberhalb der Halokline (0-50m) gemittelt. Die Zeitreihe des mittleren Salzgehaltes (Abbildung 39b) steigt von 1965 bis etwa 1978 an, wo sie ein Maximum aufweist. Von 1978 an fällt der Salzgehalt bis zum Ende der Zeitreihe stark ab. Sowohl für den mittleren Abfluss als auch für den mittleren Salzgehalt wurde mittels einer SSA (siehe Kapitel 2.3.2, Seite 22) der nichtlineare Trend der Zeitreihen bestimmt. In Abbildung 39c sind die normierten Trends zusammen aufgetragen. Beide Trends wurden auf eine Standardabweichung von Eins normiert. Der Trend des Abflusses wurde mit -1 multipliziert und der des Salzgehaltes um -6 Jahre verschoben. Diese Darstellung legt die Annahme nahe, dass eine negative Anomalie des Abflusses eine positive Anomalie des Salzgehaltes oberhalb der Halokline mit etwa sechsjähriger Verzögerung hervorruft. Die lange Verzögerung zwischen Abflussanomalie und Salzgehaltsanomalie kann durch die große Verweilzeit der Ostsee begründet werden, die nach *Stigebrandt und Wulff* [1989] bei 22 Jahren liegt.

5.3.4 Simulierte Variabilität in der Ostsee

Die Simulation der Salzgehaltsvariabilität in der Ostsee stellt in mehrjährigen Modellsimulationen eines der schwerwiegendsten Probleme dar, die in keiner der in Kapitel 2.2.1 genannten Arbeiten zufriedenstellend gelöst ist. Die besondere Problematik resultiert aus der Tatsache, dass physikalische Prozesse sehr unterschiedlicher Zeitskalen einen Beitrag zur Salzgehaltsvariabilität liefern. Auf der Zeitskala von Tagen bis zu einigen Wochen haben unregelmäßig auftretende Einstromereignisse, die im Wesentlichen durch winderzeugte barotrope Transporte von salzreichen Wassermassen aus dem Kattegat durch die dänischen Straßen in die Ostsee bedingt sind, einen maßgeblichen Einfluss auf die Salzgehaltsentwicklung. Wird ein starkes Einstromereignis in einer Simulation deutlich unterschätzt, hat das gravierende Auswirkungen auf den Salzgehalt in der zentralen Ostsee für die nächsten 10-20 Jahre. Wie aus der genannten Zeitspanne hervorgeht, kommen hier Prozesse mit einer sehr viel längeren Zeitskala ins Spiel [*Stigebrandt und Wulff*, 1989]. Dies sind zum einen Prozesse einer Zeitskala von mehreren Monaten bis zu einigen Jahren, die die Ausbreitung und Einschichtung des eingeströmten salzreichen Wassers in die zentrale Ostsee beschreiben. Zum anderen haben aber auch diffusive Austauschprozesse, die den Transport des Salzes in den tieferen Schichten durch die Halokline in die Schichten oberhalb der Halokline bestimmen, einen entscheidenden Einfluss auf die mehrjährige Salzgehaltsentwicklung. Die diffusiven Austauschprozesse haben für die Salzgehaltsentwicklung in der zentralen Ostsee eine Zeitskala von 20-30 Jahren [*Rodhe*, 1998].

Auf Grund der großen Bedeutung der Salzgehaltsentwicklung sowohl für physikalische, wie auch für biologische Fragestellungen, wird die Simulation der Salzgehaltsvariabilität im Folgenden ausführlich beschrieben.

Wie ein Vergleich der simulierten mit den beobachteten Salzgehaltsverteilungen in der Ostsee zeigte, weist die Standardsimulation (siehe Kapitel 2.2.3) erhebliche Differenzen zu den

Beobachtungen auf. Der offensichtlichste Unterschied zwischen den Simulationsergebnissen und den Beobachtungen ist eine mit der Tiefe zunehmende Differenz im Salzgehalt der Ostsee von ca. 0.5 an der Oberfläche und bis zu 1.5 in Tiefen größer als 150 m (siehe Anhang C, Abbildung 64). Da diese Differenz von Simulationsbeginn an auftritt, wird sie auf eine mangelnde Beschreibung des Initialzustandes der Simulation zurückgeführt. Der Initialfehler hat eine Größenordnung, die eine Beeinflussung der mehrjährigen Variabilität erwarten lässt. Daher wurde für die vorliegende Arbeit die Simulation mit einem für den Salzgehalt der Ostsee korrigierten Initialfeld (siehe Anhang C) wiederholt. Im Folgenden werden ausschließlich die Ergebnisse der im Initialzustand korrigierten Simulation analysiert.

Der in Kapitel 5.3.3 ausgewählte Vertikalschnitt dient als Ausgangspunkt für die Analyse der simulierten Salzgehaltsentwicklung. Aus diesem Grund wird aus den Monatsmittelwerten der Simulationsdaten ein zu den Beobachtungen analoger Datensatz der Jahre 1979-1993 erstellt. Zum Zwecke der Validation werden die in Kapitel 2.4.2 ausgewählten statistischen Größen (siehe Anhang A) für die Monatsmittelwerte des Salzgehaltes auf dem Vertikalschnitt durch die Ostsee berechnet. Die Ergebnisse der Berechnung bezüglich des Simulationsintervalls 1979-1993 sind in Abbildung 40 zusammengefasst.

Unterhalb der Halokline ist im zentralen Bereich des Vertikalschnittes (östliches Gotlandbecken) eine sehr gute Simulation der beobachteten Variabilität festzustellen, wie insbesondere der Korrelationskoeffizient R belegt. In dieser Region sind auch oberhalb der Halokline noch mäßige Übereinstimmungen ($\eta_l > 50\%$) zu erkennen. Im Gegensatz dazu besteht in der westlichen Ostsee (links im Bild) praktisch kein Zusammenhang zwischen beobachteter und simulierter Variabilität ($\eta_l < 0\%$, $R < 0.2$). In diesem Bereich sind auch die größten RMS-Fehler anzutreffen, was auf große Amplituden der Salzgehaltsschwankungen hinweist. Wie ein Vergleich mit Abbildung 38 zeigt, entspricht die Region der vom 2. EOF abgebildeten Einstromregion. Demzufolge ist davon auszugehen, dass das Modell gravierende Mängel in der Simulation des Einstroms salzreichen Wassers in die Ostsee aufweist.

Da die in Abbildung 40 gezeigten Verteilungen statistischer Größen nur sehr bedingt auf die Ursachen der Differenzen zwischen Simulation und Beobachtung schließen lassen, wird die folgende Analyse genutzt, um diesen Zusammenhang aufzuklären.

Abbildung 41 zeigt einen Vergleich zwischen der beobachteten und der simulierten Variabilität auf dem Vertikalschnitt durch die Ostsee anhand der Ergebnisse einer MCA (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 22).

Für die Anwendung einer MCA anstelle der bislang ausschließlich angewandten CCA (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 21) im Rahmen dieser Analyse gibt es im wesentlichen zwei Gründe. Zum einem müssen bei der MCA *a priori* keine Variabilitätsanteile ausgeschlossen werden, wie es bei einer CCA durch die notwendige Reduktion der Freiheitsgrade erzwungen wird. Zum anderen stellt die Maximierung der Kovarianz, auf der die MCA beruht, gegenüber der Maximierung der Korrelation der CCA-Koeffizienten das geeignetere Kriterium dar (vergleiche Seite 21). Denn auf diese Weise werden die Variabilitätsanteile gegenübergestellt,

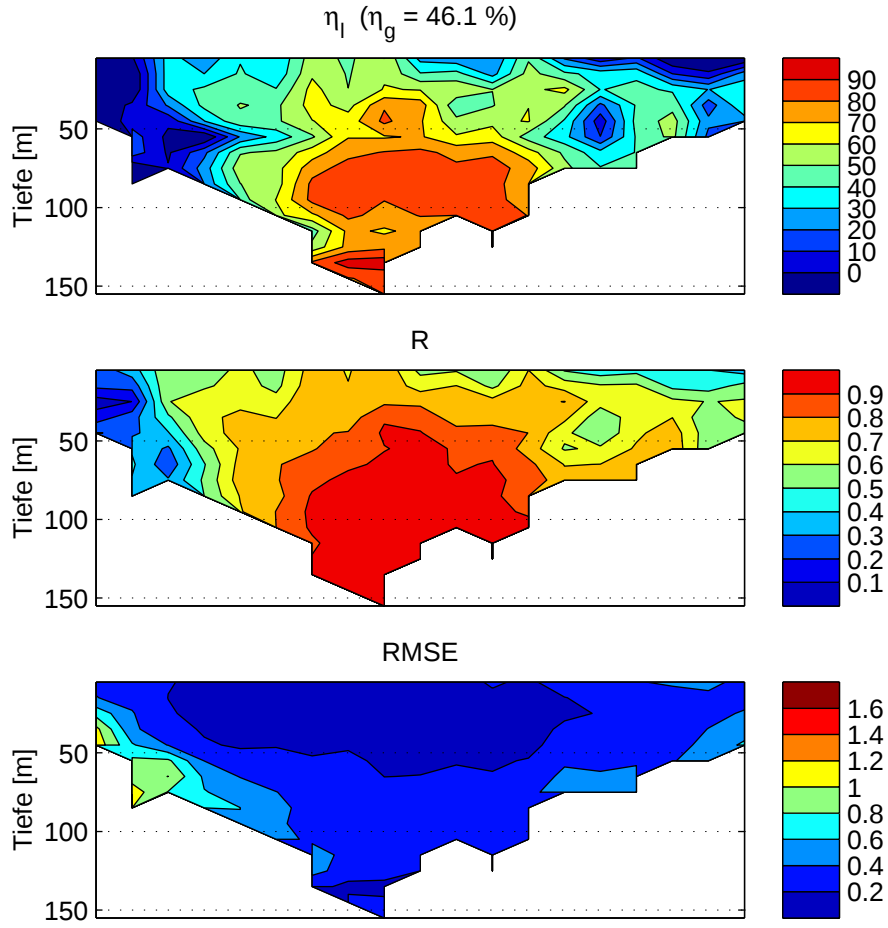


Abbildung 40: Funktionale Validation der Variabilität des Salzgehaltes auf einem Vertikalschnitt durch die Ostsee. Dargestellt sind die erklärte Varianz η_l , der Korrelationskoeffizient R und der RMS-Fehler RMSE der monatlichen Salzgehaltsanomalien der Jahre 1979-1993.

die eine große Amplitude haben und somit auch physikalisch von Bedeutung sind, auch wenn sie nicht unbedingt direkt physikalisch interpretierbar sind.

Für den beobachteten Salzgehalt zeigt der Vergleich zwischen den Mustern der MCA (Abbildung 41b, e) und den EOF-Mustern aus Abbildung 38 eine weitgehende Übereinstimmung. Auch der zeitliche Verlauf der MCA-Koeffizienten (Abbildung 41c, f) ist denen der PCs in Abbildung 38 sehr ähnlich. Wie aus dem durchgehend negativen Trend der Zeitreihen des 1. MCA-Modes hervorgeht, umfasst der Simulationszeitraum ausschließlich die in Kapitel 5.3.3 beschriebene Stagnationsperiode. Die sehr hohe Korrelation von $R = 0.97$ zeigt, dass das Modell in der Lage ist, die Salzgehaltsabnahme in der Ostsee im Zeitraum 1979-1993 realitätsnah zu beschreiben. Die erklärte Varianz liegt für diesen Mode in der Beobachtung bei $\eta_g = 66\%$ und in der Simulation bei $\eta_g = 79\%$, so dass die Salzgehaltsvariabilität auf dem Schnitt durch die nahezu lineare Salzgehaltsabnahme dominiert ist. In der Gegenüberstellung der Muster sind Unterschiede erkennbar; mit von der Simulation überschätzten Amplituden in der Region des Gotlandtiefs in Tiefen von 110-130 Meter und unterschätz-

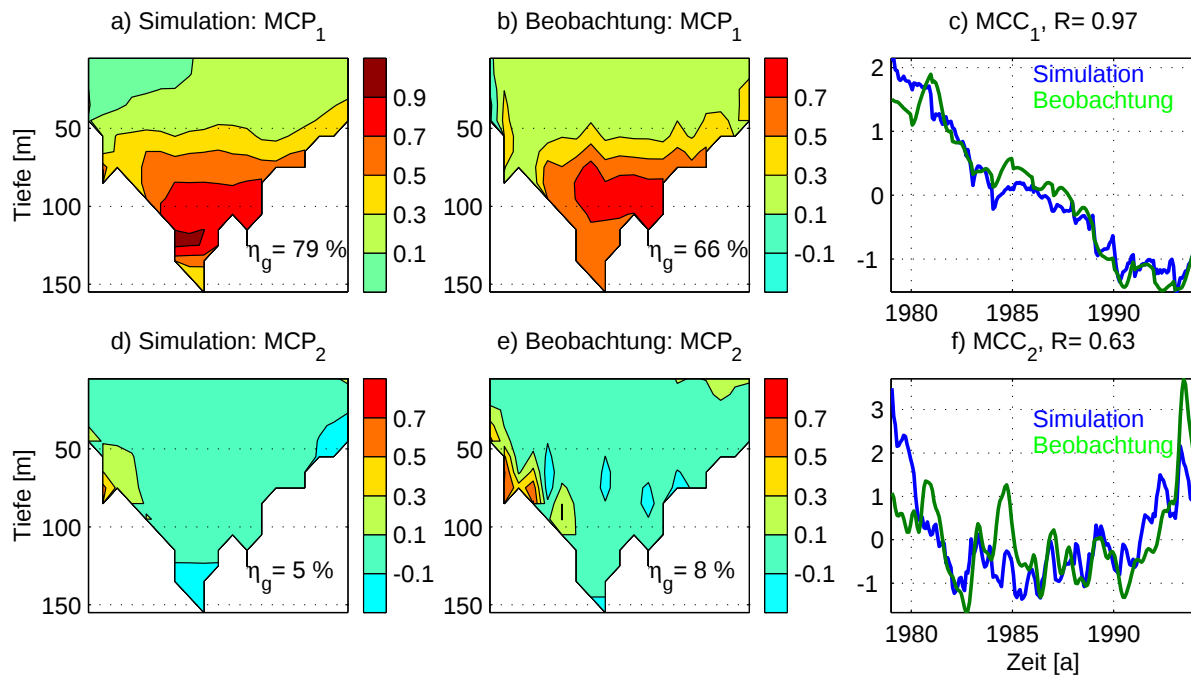


Abbildung 41: MCA zwischen simulierter und beobachteter Variabilität des Salzgehaltes auf einem Vertikalschnitt durch die Ostsee. Dargestellt sind die ersten beiden MCA-Moden der monatlichen Salzgehaltsanomalien der Jahre 1979-1993.

ten Amplituden darunter. Diese Differenzen werden im Folgenden im Detail erläutert. Der 2. MCA-Mode charakterisiert, wie schon bei der EOF-Analyse der Beobachtungen beschrieben, die Variabilität des Einstroms von salzreichem Wasser. Dieser Mode ist in der Simulation schwächer ausgeprägt, wie aus den Mustern hervorgeht. Im zeitlichen Verlauf resultieren die größten Abweichungen der Zeitreihen in Abbildung 41f aus der starken Salzgehaltsabnahme der Simulation innerhalb der ersten zwei Jahre. Der Zeitraum von 1986-1990 zeichnet sich hingegen durch eine weitgehende Reproduktion des beobachteten Verlaufs in der Simulation aus, während der Salzwassereinbruch im Januar 1993 deutlich unterschätzt wird.

Die Salzgehaltsentwicklung im Gotlandtief verdient eine genauere Betrachtung. Das Gotlandtief ist mit einer Tiefe von 249 m das tiefste Becken der Ostsee, das von eindringendem salzreichem Wasser erreicht werden kann, und hat somit eine besondere Bedeutung bei der Charakterisierung der Verhältnisse des Tiefenwassers der Ostsee. Becken mit noch größeren Tiefen wie das Landsortief (459 m) oder das Ålandtief (301 m) besitzen nur lokale Bedeutung, da sie vom Zustrom durch Schwellen abgeschottet sind. In Abbildung 42 erfolgt eine Gegenüberstellung der simulierten und beobachteten Salzgehaltsentwicklung im Gotlandtief. Die Beobachtungen zeigen zu Beginn eine ausgeprägte Halokline in einer Tiefe von ca. 70 m, die sich nach 1982 stetig abschwächt und gleichzeitig absinkt. Wie die Differenzen zwischen der Beobachtung und der Simulation zeigen, weist der simulierte Salzgehalt zu Simulationsbeginn nur einen geringen Fehler auf. Demnach ist die Initialisierung in dieser Region als im Wesentlichen korrekt anzusehen (vergleiche Anhang C, insbesondere Abbildung 64). Die zeitliche Abnahme des Salzgehaltes unterhalb der Halokline ist in der Simulation zu gering,

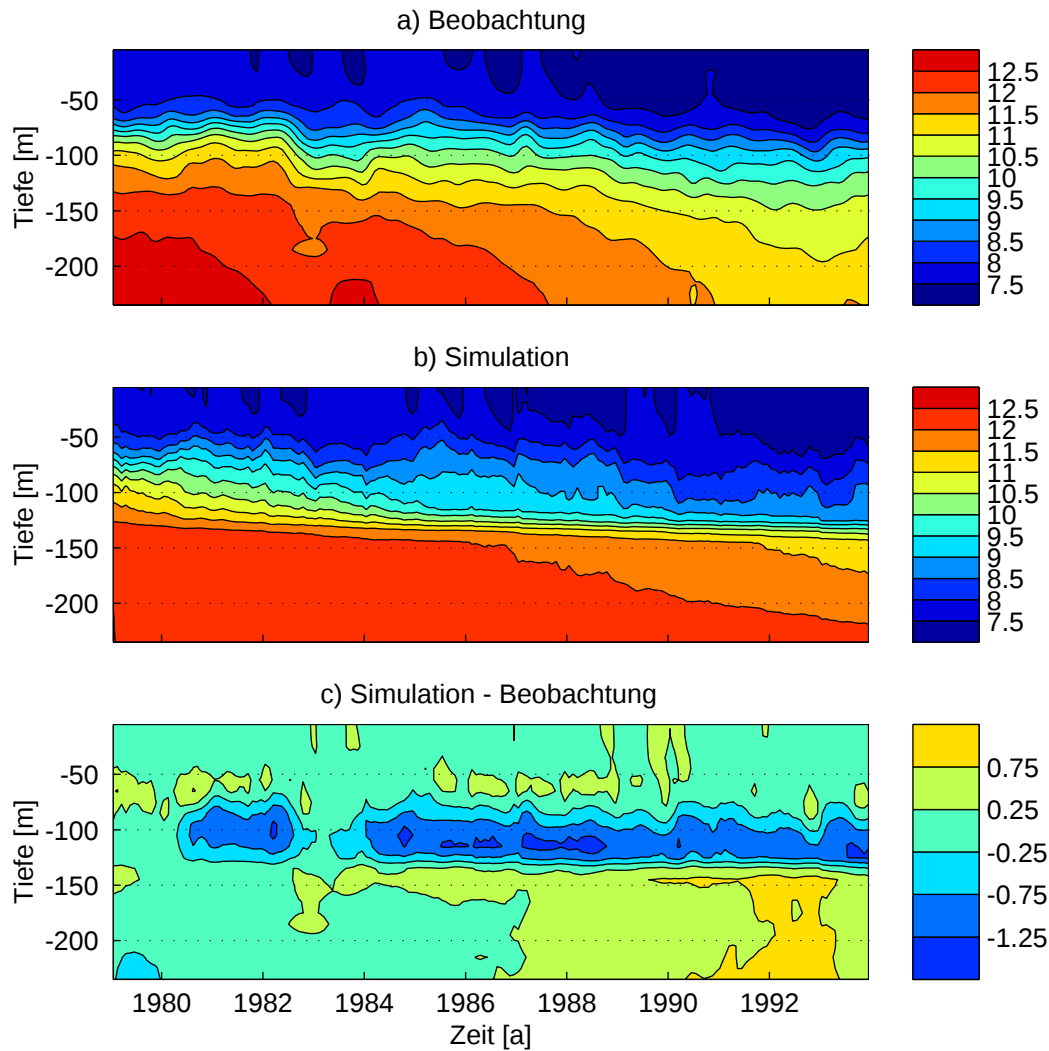


Abbildung 42: Vergleich der Variabilität des Salzgehaltes im Gotlandtief (BMP Station J1). Dar-
gestellt ist der zeitliche Verlauf der monatlichen Salzgehalte der Jahre 1979-1993 aus den Beobach-
tungen (a) und der Modellsimulation (b) sowie deren Differenz (c).

woraus im Simulationsverlauf eine Überschätzung des Salzgehaltes in Tiefen > 130 m re-
sultiert. Im Gegensatz zu den Beobachtungen kommt es in der Simulation mit der Zeit zu
einer Verstärkung der Halokline. Im Bereich der Halokline und darunter ist in der Simulati-
on (abgesehen vom Trend) keinerlei Variabilität zu erkennen. Besonders deutlich wird dieses
am Ende des Simulationszeitraums. In den Beobachtungen ist 1993 eine starke Zunahme des
Salzgehaltes in Tiefen größer als 150 m festzustellen, die Folge eines Salzwassereinbruchs im
Januar 1993 ist. In der Simulation führt das salzreiche in die Ostsee vordringende Wasser hin-
gegen zu einer Salzgehaltserhöhung oberhalb der Halokline. Im Gegensatz zur Beobachtung
hat der simulierte Einstrom einen Salzgehalt von 7-8 und nicht von 11-12.

Zusammenfassend lassen sich zwei gravierende Mängel der Simulation feststellen:

- Die zeitliche Abnahme des Salzgehaltes unterhalb der Halokline wird von der Simulation unterschätzt (siehe Abbildung 42). Eine wahrscheinliche Ursache für diese Unterschätzung ist in der zu geringen Durchlässigkeit der Halokline infolge einer Unterschätzung diffusiver Prozesse zu suchen. Wie *Meier* [1999, 2000] gezeigt hat, führt die Einführung einer Parameterisierung zur Berücksichtigung brechender interner Wellen auf die Diffusion in großen Wassertiefen zu einer erheblichen Verbesserung der Simulation der Salzgehaltsabnahme unterhalb der Halokline. Es sind aber Zweifel angebracht, ob die in *Meier* [1999, 2000] gezeigte Verbesserung der Simulation der Salzgehaltsentwicklung unterhalb der Halokline tatsächlich auf einer besseren Berücksichtigung vorher im Modell nicht enthaltener physikalischer Prozesse zurückzuführen ist, oder ob nicht nur ein Kalibrationsparameter in das Modell eingeführt wurde, der den Fehler in einer besonderen Simulationsperiode verringert. Diese Zweifel lassen sich in zweifacher Weise begründen. Wie *Meier* [2000] ausführt, ist ein Teil der Prozesse, die eigentlich durch die zusätzlich eingeführte Parameterisierung beschrieben werden sollten, bereits in den Modellgleichungen enthalten. Darauf führt der Autor zurück, dass die Diffusionskoeffizienten, die sich in seinen Simulationen als optimal erwiesen haben, deutlich geringer ausfallen, als die in unabhängigen Arbeiten ermittelten. Ob diese Begründung vernünftig ist, ist nicht zu belegen, da quantitative Abschätzungen der Auswirkungen einzelner Prozesse auf die Diffusion in den tiefen Becken der Ostsee nicht vorliegen. Eine weitere Begründung für die Zweifel ist, dass die neu eingeführte Parameterisierung zwar durch eine Verstärkung der nahezu linearen zeitlichen Abnahme des Salzgehaltes unterhalb der Halokline die Simulationsergebnisse besser an die Begebenheiten der Beobachtungen anpasst, aber ein wesentliches Charakteristikum der beobachteten Abnahme, die starke Beschleunigung in der Zeit nach 1984 (siehe Abbildung 42a), weiterhin nicht zu beschreiben vermag. Um die Zweifel auszuräumen, wären Simulationen anderer Perioden notwendig, in denen nachgewiesen wird, dass die Einführung der zusätzlichen Parameterisierung unter anderen Bedingungen ebenfalls zu einer Verbesserung der Simulationsergebnisse beiträgt und nicht nur ein „Tuning“ bezüglich einer ausschließlichen Stagnationsperiode darstellt.
- Der zweite Mangel besteht in der unzureichenden Simulation der Salzgehaltsvariabilität in der westlichen Ostsee (Abbildung 40). Da die Salzgehaltsvariabilität dieser Region stark vom Wasseraustausch zwischen Kattegat und Ostsee dominiert ist, ist auch die Ursache des Fehlers in der Simulation des Wasseraustausches zu suchen. Wie in Kapitel 5.2.2.3 dargelegt, werden die barotropen Transporte zwischen Nord- und Ostsee im monatlichen Mittel gut ($R=0.92$, $\eta = 84\%$) simuliert. Es wurden jedoch keine Analysen von Maximalwerten vorgenommen, wie sie nötig wären, um die wenigen starken Einstromereignisse in der Simulationsperiode zu erfassen. Gravierender als der Fehler im transportierten Volumen dürfte aber der Fehler in den maximalen Salzgehalten der aus dem Kattegat in die Ostsee einströmenden Wassermassen sein. Diese Annahme wird durch die in Abbildung 43 dargestellte Häufigkeitsverteilung des bodennahen Salzgehaltes im Arkonabecken (BMP-Station K7) belegt. Im Arkonabecken treffen die

durch Belte und Sund einströmenden Wassermassen aufeinander. Durch Vermischung beider Einstromquellen wird hier der Salzgehalt der Wassermassen festgelegt, die zum weiteren Transport in die Ostsee zur Verfügung stehen. Nur wenn im Arkonabecken ein Schwellenwert des Salzgehaltes überschritten wird, der eine Auffüllung des Bornholmbeckens vom Boden her möglich macht, ist ein Einstrom in das Gotlandbecken unterhalb der Halokline und somit eine Erneuerung des Bodenwassers möglich. Wie aus Abbildung 43 hervorgeht, sind sowohl die mittleren Salzgehalte, in besonderem Maße aber die maximalen Salzgehalte, in der Simulation stark unterschätzt. Die geringen simulierten Salzgehalte lassen während des gesamten Simulationszeitraumes keinen Einstrom in das Gotlandbecken unterhalb der Halokline zu (siehe Abbildung 42). Die Ursachen für einen bedeutenden Teil des Simulationsfehlers bezüglich des Salzgehaltes in der zentralen Ostsee liegen demzufolge schon im Arkonabecken oder auf dem Weg vom Kattegat bis dorthin. Ein sehr ähnliches Simulationsdefizit findet sich auch in den Simulationen von *Meier* [1999], was auf ein grundsätzliches, nicht modellspezifisches Problem hindeutet. *Meier et al.* [1999] führen die Probleme bei der Simulation des Einstroms salzreichen Wassers vor allem auf eine zu grobe horizontale Modellauflösung zurück. Da der Einstrom aber von einer Vielzahl physikalischer Begebenheiten beeinflusst wird (u.a. Wind, Wasserstandsdifferenz Nordsee-Ostsee, Schichtung, Vermischung), ist fragwürdig, ob eine Erhöhung der horizontalen Auflösung allein das Problem wird lösen können. Vielmehr wird eine detaillierte Untersuchung der Simulationseigenschaften der maßgeblichen physikalischen Prozesse notwendig sein.

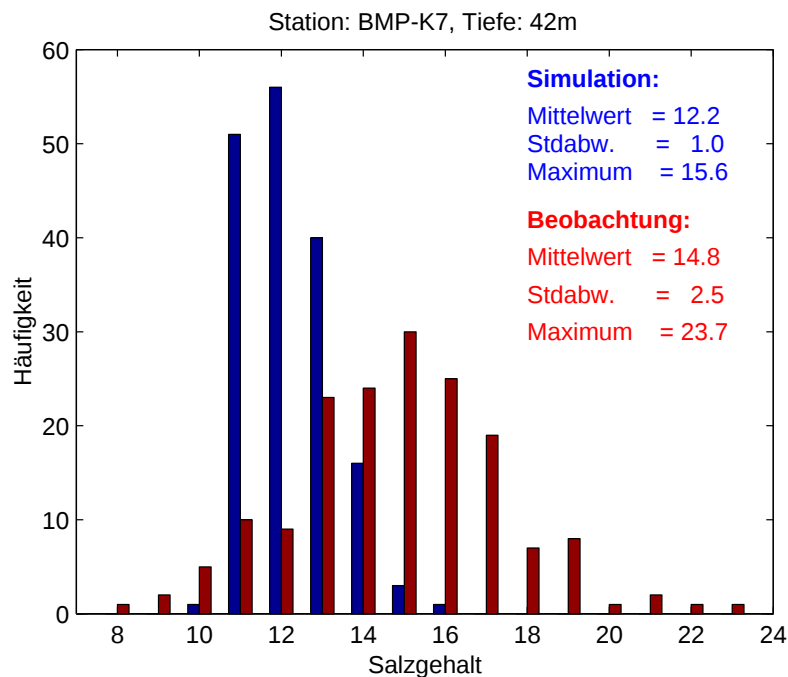


Abbildung 43: Häufigkeitsverteilung des beobachteten und simulierten bodennahen Salzgehaltes im Arkonabecken. Datenbasis sind Monatsmittelwerte der Jahre 1980-1993.

5.4 Meeresoberflächentemperatur

Die Meeresoberfläche ist sowohl für globale wie auch für regionale Studien zur Klimavariabilität von besonderer Bedeutung. Einerseits manifestieren sich hier die Wechselwirkungsprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean, die die Klimavariabilität auf allen Zeit- und Raumskalen maßgeblich prägen. Andererseits ist die Meeresoberfläche im Gegensatz zum darunter verborgenen Ozean den Beobachtungen wesentlich besser zugänglich. Die modernen Verfahren der Fernerkundung eröffnen Möglichkeiten hinsichtlich der Messdichte, die für den tiefen Ozean nie zu erreichen sein werden. Insbesondere die Meeresoberflächentemperatur (SST) ist eine Messgröße, für die Daten vorliegen, die eine Beschreibung der Variabilität auf globaler Skala über mehr als 100 Jahre erlaubt. Ein ganz wesentlicher Teil der Arbeiten zur globalen Klimavariabilität beruht daher auf Analysen der SST. Auch in regionalen Untersuchungen hat die SST hohen Stellenwert. Für die Nord- und Ostsee lässt die Datenlage bisher Analysen der Variabilität der letzten 3 Dekaden mit hoher räumlicher Auflösung zu. Da schon einige Arbeiten zur Variabilität der SST in Nord- und Ostsee vorliegen, wird im Folgenden die Einordnung der bereits behandelten Zeit- und Raumskalen in sowohl zeitlich als auch räumlich größere Skalen einen wesentlichen Aspekt darstellen. Des Weiteren wird dargelegt, inwiefern ein ausgewähltes regionales Ozeanmodell (siehe Kapitel 2.2.2) in der Lage ist, die beobachtete Variabilität auf mehrjähriger Zeitskala abzubilden.

5.4.1 Beobachtete Variabilität in der Nordsee

5.4.1.1 Variabilität innerhalb der letzten 30 Jahre Die Datenlage zur Analyse der mehrjährigen Variabilität der SST in der Nordsee ist, vor allem Dank der Bemühungen der Mitarbeiter des BSH (siehe Seite 14), als sehr gut zu bezeichnen. Neben den SST Daten des BSH, die für die Jahre 1971-2000 als Wochenmittel vorliegen und fortlaufend aktualisiert werden, sind mehrere globale SST Datensätze mit geringerer räumlicher und meist monatlicher zeitlicher Auflösung verfügbar, die z.T. mehr als 100 Jahre überdecken (GISST, Seite 14).

Im Laufe der letzten Jahre sind einige Arbeiten erschienen, die sich mit der Variabilität der SST in der Nordsee befassen haben. Für die vorliegende Arbeit sind zwei Publikationen von besonderer Bedeutung, da sie sich ebenfalls auf die SST Daten des BSH stützen.

Becker und Pauly [1996] haben die Daten der Jahre 1969-1993 mittels Cluster-Analyse in 8 Regionen aufgeteilt und jeweils eine charakteristische Zeitreihe für jede der Regionen analysiert. Wie die Korrelation des NAOI mit den SST Anomalien zeigte, besteht für die zentrale und südöstliche Nordsee ein signifikanter Zusammenhang zwischen SST und NAO. Die Autoren kommen weiter zu dem Ergebnis, dass die Änderungen in der SST zu einem großen Teil durch lokale Austauschprozesse mit der Atmosphäre erklärt werden können.

Diese Ergebnisse werden durch die Arbeit von *Dippner* [1997] bestätigt, der den Zusammenhang zwischen SST und NAO anhand einer EOF-Analyse der SST in verschiedenen Regionen der Nordsee untersucht hat. Außer in der Region des Fair-Isle-Einstroms am Nordrand der

Nordsee findet Dippner Korrelationen größer 0.63 und kommt zu dem Schluss, dass die SST dort durch direkte atmosphärische Forcierung bestimmt wird. Für die Einstromregion wird ein advektiver ozeanischer Einfluss angenommen. Im Gegensatz zu *Becker und Pauly* [1996] ist nach Einschätzung Dippners auch die SST im Bereich des Einstroms durch den Englischen Kanal vom atmosphärischen Einfluss und nicht von ozeanischer Advektion bestimmt.

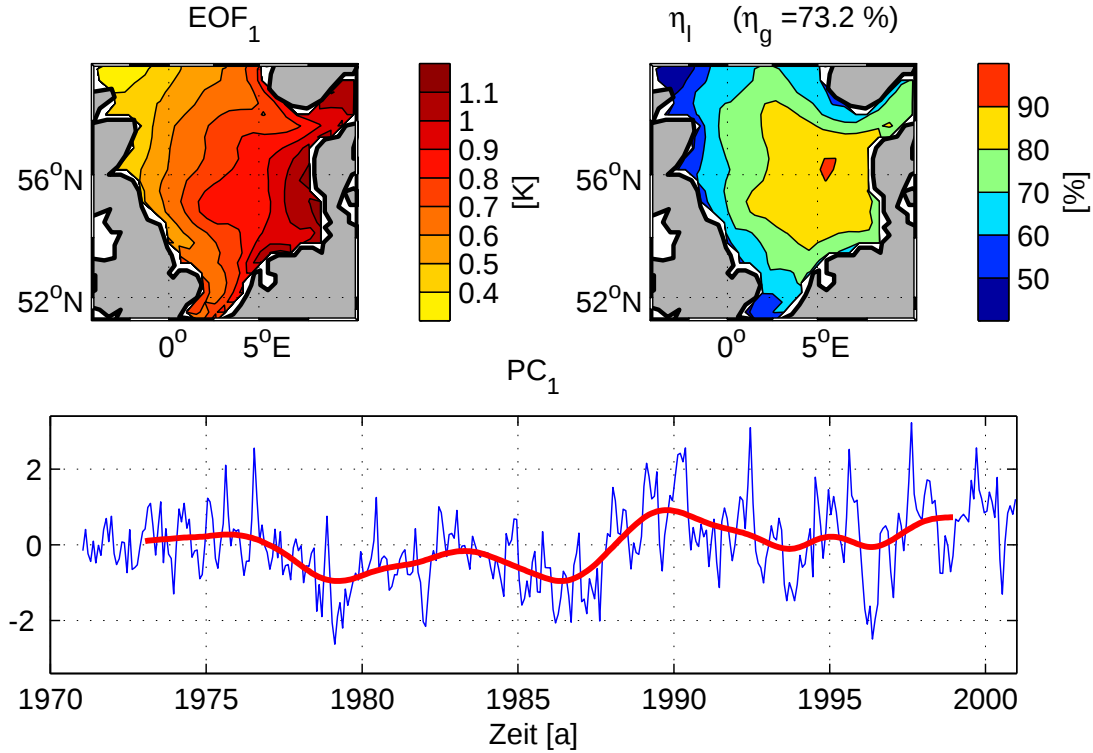


Abbildung 44: 1. EOF-Mode der monatlichen SSTA der Jahre 1971–2000 in der Nordsee. Die erklärte Varianz beträgt $\eta_g = 73.2\%$. Die rote Kurve im unteren Teil stellt den über 4 Jahre tiefpassgefilterten EOF-Koeffizienten dar.

Die Monatsmittel der SST Daten des BSH für den Zeitraum 1/1971–6/2000 (siehe Seite 14) bilden die Grundlage für alle nachfolgend gezeigten Analysen. Auf dieselbe Weise wie in den vorherigen Kapiteln wurden die Daten durch Subtraktion des Jahresganges in Anomalien (SSTA) transformiert.

Die im Folgenden beschriebene EOF-Analyse (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 19) erfolgt in weitgehender Analogie zu der bereits in der oben zitierten Arbeit von Dippner vorgestellten Untersuchung. Die Darstellung ist an dieser Stelle aber unerlässlich, um sowohl die Interpretation der im Folgenden gezeigten kanonischen Korrelationsanalyse (CCA, siehe Seite 2.3.1) als auch das Verständnis zur Möglichkeit der Erweiterung der SST Daten auf eine Zeitspanne von 100 Jahren zu erleichtern. Das 1. EOF-Muster in Abbildung 44 mit einer erklärten Varianz von $\eta_g = 73.2\%$ zeigt in grober Näherung eine von Südost nach Nordwest abfallende Ebene. Die größten Amplituden treten mit Werten von ca. 1.2 K an der nordfriesischen und jütländischen Küste auf, während die Amplituden in der Fair-Isle-Region minimale Werte von unter 0.4 K annehmen. Wie aus der Verteilung der lokalen erklärten Varianz folgt,

stellt dieser EOF-Mode nur entlang der britischen Küste nicht den dominierenden Anteil der Varianz dar. Der zeitliche Verlauf des 1. EOF-Koeffizienten lässt neben sehr starken hochfrequenten Schwankungen auch ein deutliches niederfrequentes Signal erkennen, wie durch die Tiefpassfilterung besonders deutlich wird. Die niedrigsten Temperaturen herrschten am Übergang von den 70er in die 80er Jahre mit dem Minimum der Zeitreihe im Winter 1978/79. Hingegen zeichnen sich die 90er Jahre durch sehr hohe Temperaturen aus, mit den maximalen Temperaturen in 1997.

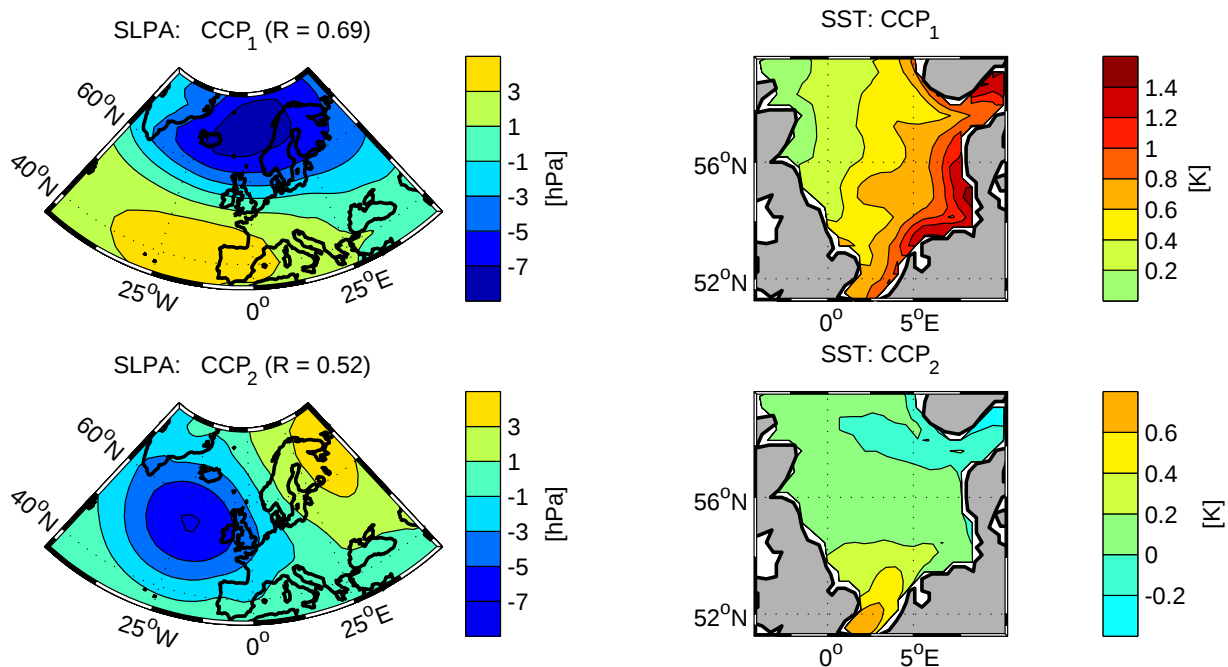


Abbildung 45: Die ersten beiden CCA-Muster einer CCA zwischen der monatlichen SSTA der Jahre 1971-1999 in der Nordsee und der Luftdruckanomalie im nordatlantischen Raum im Winter (Dezember–März). Die SSTA wird durch die ersten 5 EOFs ($\eta_g = 90.3\%$) und die SLPA durch die ersten 3 EOFs ($\eta_g = 76.7\%$) repräsentiert.

Während, wie oben bereits ausgeführt, über den maßgeblichen direkten atmosphärischen Einfluss auf die SST in weiten Teilen der Nordsee Einigkeit besteht, herrschen für das Gebiet des Kanaleinstroms gegensätzliche Meinungen zum Einfluss der Advektion vor. Die Ergebnisse einer CCA zwischen der SSTA der Wintermonate (Dezember–März) und der entsprechenden Luftdruckanomalie in Abbildung 45 bestätigen den starken Zusammenhang zwischen NAO und SST. Der 1. CCA-Mode mit einer Korrelation von $R = 0.7$ zeigt im Luftdruck das typische NAO-Muster (vergleiche Abbildung 15). Das dazugehörige Muster der SSTA entspricht im Wesentlichen dem 1. EOF-Muster. Demzufolge sind positive Anomalien westlicher Winde mit einer positiven SSTA über der gesamten Nordsee verbunden, die ihre größte Amplitude in der Deutschen Bucht haben. Die Änderungen in der Advektion warmer, feuchter Luftmassen vom Nordatlantik zur Nordsee bewirken Schwankungen in den latenten und sensiblen Wärmeflüssen und daraus folgend in der SST (siehe *Cayan* [1992a, b]). Im 2. CCA-Mode

deutet sich dagegen der Einfluss der Advektion in der Einstromregion im Englischen Kanal an. Ein Luftdruckmuster das westliche Winde über dem Kanal hervorruft und somit einen Einstrom atlantischen Wassers in die Nordsee forciert, ist verknüpft mit einer SSTA in der Einstromregion, deren Lage und Form der mittleren winterlichen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung dieser Region entspricht. Wie aus den Verteilungen der lokalen erklärten Varianz folgt, sind die ersten beiden CCA-Moden in der Einstromregion mit $40 < \eta_i < 50\%$ etwa von derselben Bedeutung und erklären gemeinsam mehr als 80 % der Varianz. Für Winterverhältnisse folgt daraus eine etwa gleich starke Änderung der SST dieser Region durch Advektion und lokale Austauschprozesse mit der Atmosphäre. Es ist zu erwarten, dass sich dieses Verhältnis im Rest des Jahres zugunsten der direkten Kopplung an die Atmosphäre verschiebt, da sowohl die Advektion als auch der Temperaturgradient zwischen Kanal und Nordsee schwächer ausgeprägt ist und die Strahlungskomponenten in der Wärmebilanz ein stärkeres Gewicht erhalten.

5.4.1.2 Variabilität auf interdekadischer Zeitskala Wie der tiefpassgefilterte EOF-Koeffizient in Abbildung 44 veranschaulicht, stellt die niederfrequente Variabilität der SST einen bedeutenden Anteil an der Gesamtvarianz dar und es treten Perioden auf, deren Dauer ein Drittel der Gesamtlänge der Zeitreihe erreichen. Um die Zeitstruktur der SST zu analysieren, wäre demzufolge ein deutlich längerer Datensatz wünschenswert. Mit den GISST Daten (siehe Seite 14) liegt ein Datensatz von mehr als 100 Jahren Dauer vor. Allerdings ist die räumliche Auflösung so grob, dass die Regionalstruktur der SST in der Nordsee nur schlecht wiedergegeben wird, wie ein Vergleich mit den BSH SSTs der Jahre 1971-2000 gezeigt hat. Abhilfe schafft hier ein Regressionsverfahren, das die hohe räumliche Auflösung der BSH SSTs auf den Zeitraum der GISST SSTs überträgt. Hierzu wurde ein statistisches Downscaling-Verfahren, das von *von Storch et al.* [1993] vorgestellt wurde, für die Problemstellung adaptiert. Da das Verfahren bereits vielfach angewandt wurde und z.B. in den Arbeiten von *Heyen et al.* [1996] und *Heyen und Dippner* [1998] ausführlich beschrieben ist, erfolgt hier nur eine kurze Skizzierung des Verfahrens.

- Für den Zeitraum 1/1971—12/1999 liegen sowohl die GISST SSTs als auch die BSH SSTs als Monatsmittel vor. Beide Datensätze werden durch Subtraktion des Jahresgangs in Anomalien transformiert. Da der zu gewinnende Datensatz die mehrjährige Variabilität wiedergeben soll, wird aus beiden Datensätzen die Variabilität unterhalb eines Jahres mittels Tiefpassfilterung eliminiert, was deren Korrelation deutlich erhöht.
- Durch eine CCA wird für den oben genannten Zeitraum eine statistische Beziehung zwischen den beiden Datensätzen hergestellt.
- Um die Stabilität des statistischen Zusammenhangs zu testen, wird der Zeitraum 1/1971—12/1999 in zwei gleich lange Abschnitte von 14.5 Jahren unterteilt. Die BSH SSTs für den zweiten Abschnitt werden dann aus der Regressionsbeziehung zwischen den GISST SSTs und den BSH SSTs aus dem ersten Abschnitt geschätzt. Die erklärte

Varianz zwischen geschätzten BSH SSTs und den ursprünglichen SSTs wird berechnet. Unter Vertauschung von erstem und zweitem Abschnitt wird die Prozedur wiederholt. Es zeigt sich, dass die Regionalstruktur der mittels der Regressionsbeziehung geschätzten BSH SSTs in beiden Fällen den originalen BSH SSTs deutlich besser entspricht als die der GISST SSTs. Die erklärten Varianzen betragen 79.1% im ersten Fall und 83.1% im zweiten Fall. Insbesondere die Bereiche zwischen Shetland Inseln und Schottland und entlang der schottischen und norwegischen Küste werden mit erklärten Varianzen von z.T. unter 50% schlechter wiedergeben, während in der zentralen Nordsee Werte $> 80\%$ vorherrschen. Weiterhin lässt sich durch den Vergleich der Resultate aus beiden Perioden schließen, dass eine Abhängigkeit der Regressionsbeziehung von der NAO besteht.

- Unter der Annahme, dass derselbe statistische Zusammenhang zwischen den GISST und den BSH Daten auch vor 1971 bestanden hat, lässt sich ein wesentlicher Anteil der Regionalstruktur der BSH SSTs auf den Zeitraum 1901-1970 übertragen. Um die NAO-Abhängigkeit der Regressionsbeziehung zu berücksichtigen, wird als Periode zur Schätzung des statistischen Zusammenhangs der Zeitraum 1971-1988 ausgewählt. Somit werden die 90er Jahre mit extrem hohem NAOI von der Regression ausgeschlossen. Um weiterhin einen über die gesamte Zeit konsistenten Datensatz zu erhalten, wird die Regression auf den Zeitraum 1901-1999 angewandt.

Auf diese Weise konnte ein Datensatz für die SSTA in der Nordsee erstellt werden, der die mehrjährige Variabilität mit hoher räumlicher Auflösung für die Jahre 1901 bis 1999 beschreibt und im Folgenden die Grundlage zur Analyse von mehrjähriger bis interdekadischer Variabilität bietet.

Einen Überblick über die zeitliche Struktur des Datensatzes wird durch eine SSA (siehe Seite 22) des 1. EOF-Koeffizienten (der EOF-Mode erklärt 93% der Varianz) erlangt. Wie Abbildung 46 zeigt, lässt sich der überwiegende Anteil der Varianz des EOF-Koeffizienten durch die Summe der ersten 9 SSA-Moden darstellen. Der aus dem ersten SSA-Mode rekonstruierte Anteil (RC(1)) stellt den nichtlinearen Trend der Zeitreihe dar und veranschaulicht, dass eine lineare Trendanalyse zu irreführenden Ergebnissen führen muss. Eine starke Erwärmung ist in den Zeitintervallen 1920-1938 und 1978-1997 festzustellen, während zu Beginn des Jahrhunderts und von 1940-1965 eine schwache Abkühlung vorherrschte. Die höheren SSA-Moden geben (quasi-) periodische Schwankungen mit mehrjähriger Periode wieder. Bei der SSA sind jeweils zwei Moden, deren Eigenwerte näherungsweise gleich sind und deren T-EOFs eine Phasendifferenz von 90° aufweisen, zur Darstellung einer periodischen Komponente des Signals nötig. Daher werden zur Darstellung immer zwei RCs summiert, die dieselbe Periodizität beschreiben. Die Zeitreihen der RCs weisen auf einen Vorteil der SSA gegenüber klassischen Verfahren der Spektralanalyse hin: Die Zerlegung erfolgt hier nicht nach *a priori* festgelegten Basisfunktionen unendlicher Länge, wie bei einer Fouriertransformation, sondern nach Basisfunktionen, die während der Analyse aus den Daten bestimmt werden. Demzufolge können die RCs sowohl in ihrer Amplitude als auch in ihrer Periode

zeitliche Variationen aufweisen und ähneln eher einer Waveletanalyse (siehe Seite 25) als der klassischen Zerlegung in Sinus- und Kosinusfunktionen. Die Periodizitäten werden aus den RCs durch eine Spektralanalyse mittels der Maximum-Entropie-Methode (MEM, siehe Seite 24) ermittelt. Die beiden Komponenten mit der größten Amplitude haben eine Periode von 7.5 (RC_{2+3}) und 12-13 (RC_{4+5}) Jahren. Die 7.5a Periode in der SST der Nordsee entspricht der Periode, die *Moron et al.* [1998] für Schwankungen der SST im gesamten Nordatlantik gefunden haben. Wie ein Vergleich mit den Ergebnissen der SSA des NAOWI in Abbildung 13 zeigt, besteht eine weitgehende Übereinstimmung dieses Modes mit dem Anteil des NAOWI mit einer Periodizität von 7.8a. Die beiden Zeitreihen sind sowohl in ihrer Phase als auch in der Amplitudenmodulation mit minimalen Amplituden im Zeitraum 1920-1940 sehr ähnlich. Eine analoge Übereinstimmung zwischen SST und NAOWI weist die Komponente mit einer Periodizität von 2.3a auf. Auch eine Periodizität von 12-13a wurde von *Moron et al.* [1998] für den gesamten Nordatlantik gefunden, jedoch konnte weder zum NAOI noch zu den Luftdruckfeldern über dem Nordatlantik eine Beziehung hergestellt werden. Um die 12-13a Periode in der SST auf einen Zusammenhang mit der Variabilität der Luftdruckanomalien über dem Nordatlantik zu testen, wird durch Projektion der Summe von RC_{4+5} auf das 1. EOF-Muster der SSTA ein Datensatz erzeugt, der die Raumstruktur des EOF-Musters und die Zeitstruktur der RCs aufweist. Aus einer CCA zwischen den Wintermitteln (DJFM) der Luftdruckanomalien über dem Nordatlantik der Jahre 1902-1999 und den Wintermitteln der rekonstruierten SSTA aus der Nordsee resultiert ein CCA-Mode mit einem Muster im Luftdruck, das der typischen NAO-Luftdruckverteilung (siehe Abbildung 15) entspricht. Die Korrelation von $R = 0.5$ ist insbesondere dadurch so gering, dass der CCA-Koeffizient des Luftdrucks einen langfristigen nichtlinearen Trend aufweist. Wird der nichtlineare Trend vor Durchführung der CCA aus den Luftdruckdaten entfernt, erhöht sich die Korrelation auf $R=0.7$. Auch für diesen dekadischen Mode in der SST besteht demzufolge eine Beziehung zur NAO. Für die bislang nicht betrachtete Komponente mit einer Periode 5.5a ist auch ein Zusammenhang mit der NAO zu vermuten, da sie weitgehend der von *Loewe und Koslowski* [1998] angegebenen Periodizität von 5.7a entspricht. Alle Ergebnisse der SSA bestätigen somit die Resultate der CCA in Abbildung 45 und zeigen eine starke Kopplung zwischen SST in der Nordsee und der NAO auch auf dekadischer bis interdekadischer Zeitskala.

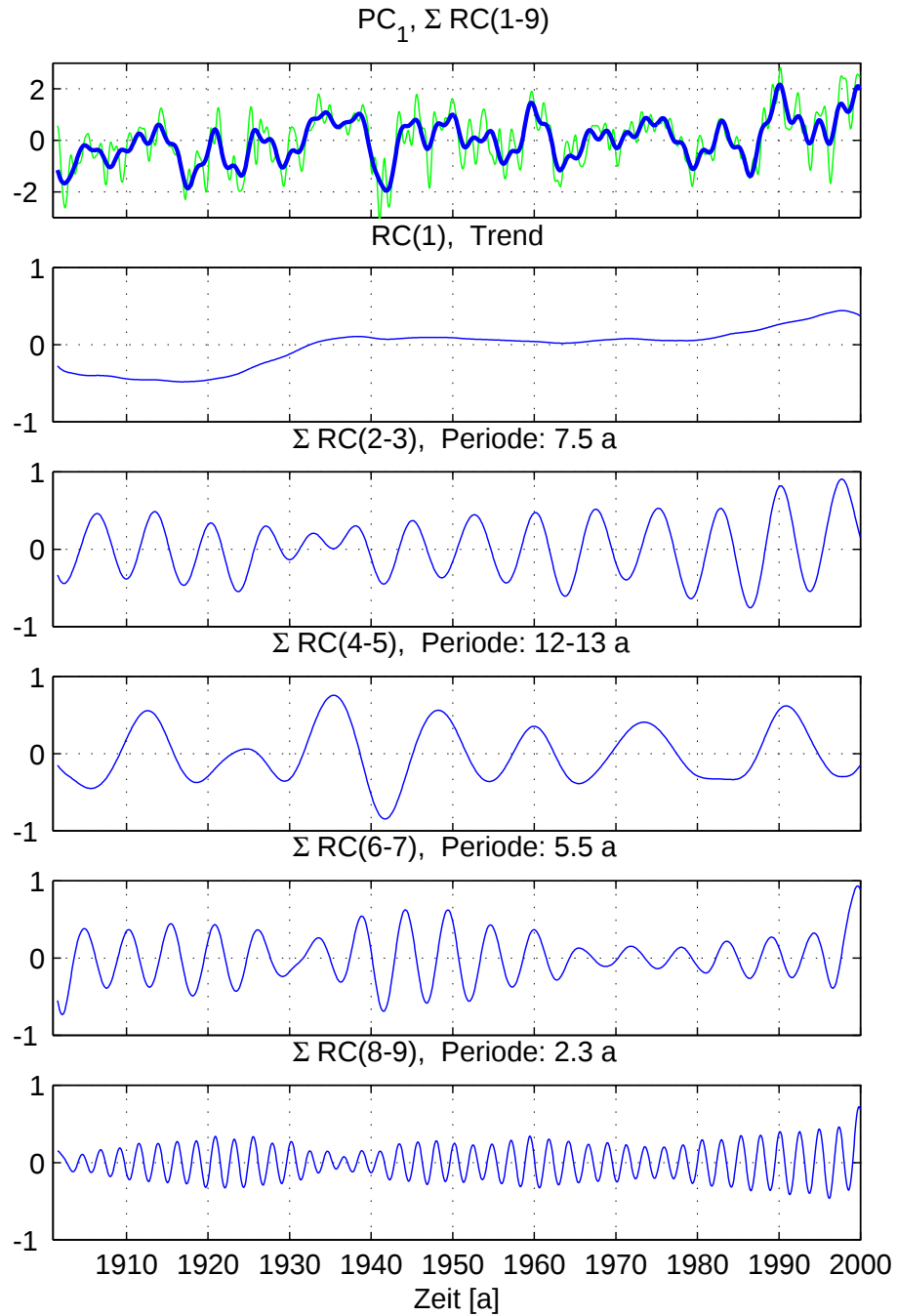


Abbildung 46: 1. EOF-Koeffizient der SSTA in der Nordsee von 1901-1999 (grün) und die aus einer SSA rekonstruierten Komponenten (RCs, blau). Die Perioden wurden mittels MEM aus den RCs bestimmt.

5.4.1.3 SST-Variabilität der Nordsee in Bezug zur SST im Nordatlantik Im Folgenden soll die Variabilität der SST in der Nordsee in Bezug zu Raumskalen gesetzt werden, die in den bislang verfügbaren Arbeiten nur ansatzweise behandelt wurden.

Becker et al. [1997] haben versucht, durch den visuellen Vergleich von Zeitreihen u.a. aus der Nordsee mit Zeitreihen der über Breitenintervalle von jeweils 10° gemittelten SST im Nordatlantik [*Kushnir*, 1994] eine Beziehung zwischen der langjährigen Variabilität der SST in der Nordsee und im Nordatlantik herzustellen. Sie kommen zu dem Schluss, dass das langzeitliche Verhalten der SST der Station Helgoland Reede ähnlich dem der SST des Nordatlantiks im Breitenintervall 50°N – 60°N ist, aber Abweichungen aufweist, die internen Prozessen der Nordsee zugeordnet werden.

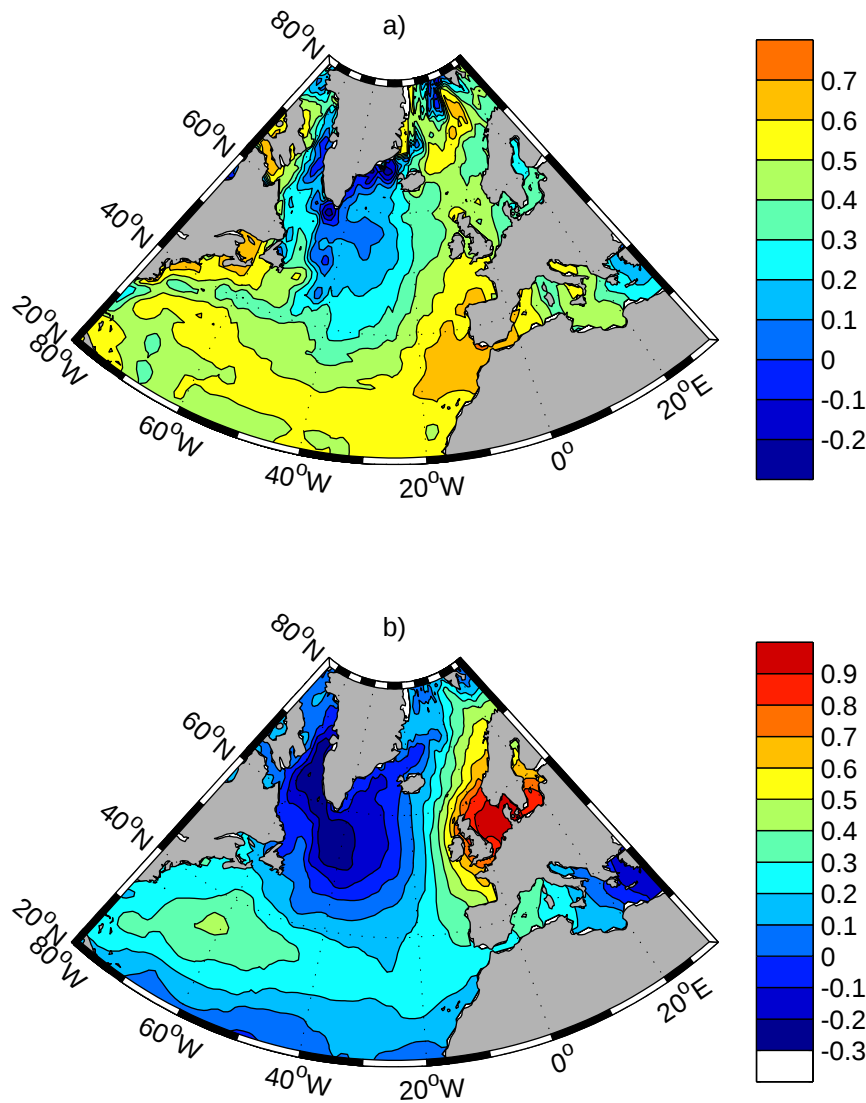


Abbildung 47: Korrelation des 1. EOF-Koeffizienten der SSTA in der Nordsee von 1901-1999 ($\eta_g = 93\%$) mit der SST im Nordatlantik und den angrenzenden Meeresregionen. a) Korrelation mit RC(1) aus Abbildung 46. b) Korrelation mit dem 1. EOF-Koeffizienten abzüglich RC(1).

In Abbildung 47 ist der Korrelationskoeffizient zwischen zwei Anteilen des 1. EOF-Koeffizienten der SSTA in der Nordsee von 1901-1999 und den Zeitreihen der SST im Nordatlantik und angrenzenden Regionen dargestellt. Zur Berechnung der Korrelation wurde der 1. EOF-Koeffizient in zwei Anteile aufgespalten: In eine Zeitreihe, die den nichtlinearen Trend repräsentiert (RC(1) in Abbildung 46) und eine zweite Zeitreihe, die die Variabilität abzüglich des Trends beschreibt. Wie aus Abbildung 47a hervorgeht, weist das Verhalten der SST in der Nordsee bezüglich des Trends Ähnlichkeiten mit dem subtropischen Nordatlantik südlich von 40°N auf. Besonders starke Korrelationen finden sich westlich des Ausgangs des Mittelmeeres und im Golf von Biskaya. Hingegen zeichnet sich die Region des subpolaren Nordatlantiks durch sehr geringe Korrelationen aus. Für den um den Trend reduzierten Anteil in Abbildung 47b treten die höchsten Korrelationen in der Nordsee auf, der Region, deren Variabilität durch den EOF-Koeffizienten beschrieben wird. Das Korrelationsmuster weist aber auf deutliche Zusammenhänge zwischen der SST in der Nordsee und weit entfernten Regionen hin (engl.: teleconnection); insbesondere mit einer Region mit einem Zentrum bei etwa 60°W/35°N. Wie aus der Gegenüberstellung mit dem in Abbildung 16 gezeigten Regressionsmuster folgt, sind die hohen Korrelationen in Abbildung 47 nichts anderes als eine weitere Manifestation der NAO in der SST. Eine ausführliche Interpretation dieses Zusammenhangs findet sich z.B. in *Cayan* [1992a] (siehe insbesondere dessen Abbildung 8). Im Gegensatz zu *Becker et al.* [1997] weist die hier vorgestellte Analyse auf Ähnlichkeiten der interdekadischen Variabilität der SST in der Nordsee mit der atlantischen SST südlich von 40°N hin. Für kürzere Zeitskalen spiegelt die Variabilität der SST in der Nordsee eine Hälfte des NAO bedingten Dipolmusters zwischen Grönland und Nordeuropa wider [*van Loon und Rogers*, 1978; *Rogers und van Loon*, 1979].

5.4.2 Simulierte Variabilität in der Nordsee

Für die SST in der Nordsee tritt die seltene Situation ein, dass ein auf Beobachtungen beruhender Datensatz existiert, der die Beschreibung der mehrjährigen Variabilität mit sowohl zeitlich als auch räumlich befriedigender Auflösung zulässt. Das stellt für die Validation des Simulationsmodells eine erhebliche Vereinfachung dar, weil die aufwendige Aufbereitung von Beobachtungsdaten entfällt. Die Datenaufbereitung zum Zwecke der Validation umfasst daher nur die Berechnung von monatlichen Mittelwerten der Simulationsdaten und deren Interpolation auf das BSH-Gitter. Sowohl Beobachtungen wie Simulationsdaten werden durch Subtraktion des Jahresgangs an jedem Gitterpunkt in Anomalien transformiert.

Bei einer physikalischen Größe wie der SST, deren Variabilität zu mehr als 90% aus dem Jahresgang besteht, ist anzunehmen, dass die räumliche Variabilität im Verlaufe eines Jahres starken Änderungen unterliegt. Diesen Änderungen liegen physikalische Prozesse zu Grunde (z.B. kurzweilige Einstrahlung, turbulente Wärmefflüsse, Sprungschichtbildung, küstennaher Auftrieb), deren Bedeutung für die SST im Verlauf eines Jahres starken Schwankungen unterworfen ist. Um die daraus resultierenden Änderungen in den Reproduktionseigenschaften des Simulationsmodells erfassen zu können, wird eine Aufteilung in eine Winter- und eine

Sommersituation vorgenommen.

Wie die aus der Gegenüberstellung der Abbildungen 48 und 49 hervorgehende Diskrepanz zwischen der Reproduktion der beobachteten SST im Sommer zu der im Winter belegt, ist die Aufteilung in Winter- und Sommersituation ein notwendiger Schritt.

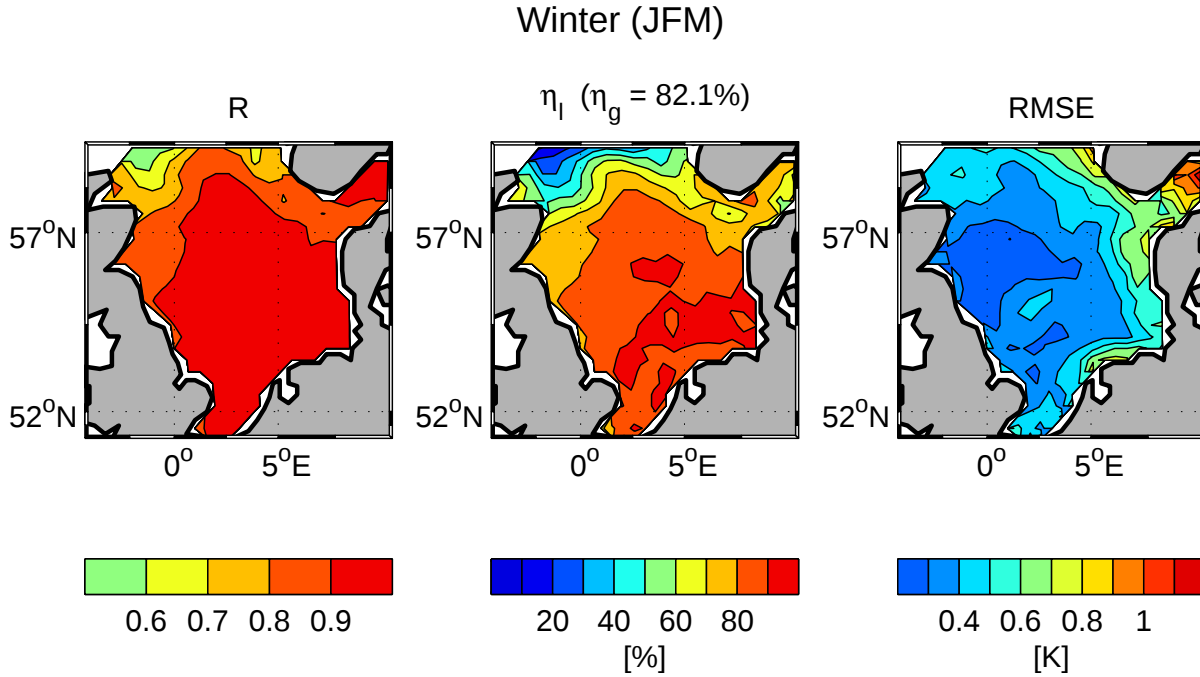


Abbildung 48: Korrelationskoeffizient R , erklärte Varianz η und RMS-Fehler der simulierten winterlichen (Januar—März) SSTA der Jahre 1979-1993 gemessen an den BSH-SSTA. Die Anomalien wurden durch Subtraktion des Jahresgangs erzeugt.

Die Wintersituation (Abbildung 48) wird in weiten Teilen der Nordsee mit $R > 0.9$ und $\eta > 80\%$ sehr gut wiedergegeben. Insbesondere in der erklärten Varianz sind die Einstromregionen am Nordrand des Gebietes gut zu erkennen. Da in der Simulation nur der Jahresgang der Temperatur als Randbedingung vorgeschrieben wurde, ist die Varianz der Anomalien und daraus folgend auch die erklärte Varianz bezüglich der Beobachtungen in den vom Einstrom dominierten Regionen nahezu Null. Dieser Vergleich stellt somit eine indirekte Methode zur Kennzeichnung der Regionen dar, in denen die Advektion einen bedeutenden Beitrag zur SST-Variabilität darstellt. Wie sich zeigt, ist die advektiv bedingte Variabilität in der SST nur nördlich von 57°N von Bedeutung. Der Einstrom durch den Englischen Kanal liefert keinen sichtbaren Beitrag zur Variabilität in der südlichen Nordsee. Diese Aussagen müssen insofern relativiert werden, dass sie sich nur auf den Anteil an advektiven Temperaturanomalien beziehen, die auf Temperaturänderungen zurückgehen, da Anomalien im Transport vom Simulationmodell sehr wohl reproduziert werden können.

Die Sommersituation (Abbildung 49) wird mit generell größeren Abweichungen von den Beobachtungen simuliert, was sich z.T. bereits aus den Schichtungsverhältnissen erklärt. In den

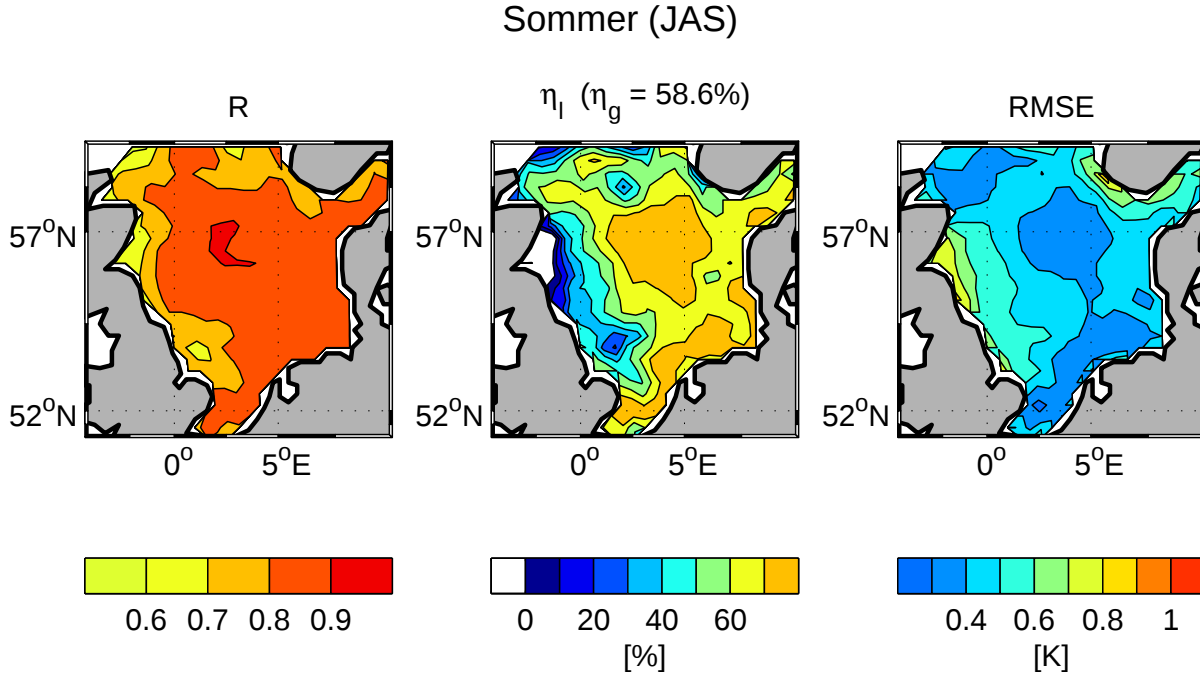


Abbildung 49: Korrelationskoeffizient R , erklärte Varianz η und RMS-Fehler der simulierten sommerlichen (Juli—September) SSTA der Jahre 1979-1993 gemessen an den BSH-SSTA. Die Anomalien wurden durch Subtraktion des Jahresgangs erzeugt.

Wintermonaten ist praktisch die gesamte Nordsee vertikal thermisch ungeschichtet, wohingegen sich im Sommer – abseits eines schmalen Küstenstreifens – eine thermische Sprungschicht einstellt (siehe Abbildung 10). Im Sommer wirken die Wärme Flüsse und die Strahlungskomponenten an der Oberfläche auf eine Wassersäule geringerer Mächtigkeit, was im Vergleich zum Winter zu einer Erhöhung der Amplitude der SST-Anomalien führt. Daraus resultiert, dass neben den Prozessen an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre in den Sommermonaten auch die Schichtungsverhältnisse im Meer eine wesentliche Fehlerquelle für die Simulation darstellen. Geringe Fehler in den Strahlungskomponenten können bereits zu großen Fehlern in der SST führen, falls etwa durch eine Überschätzung der Einstrahlung in der Simulation Schichtung entsteht, wo laut Beobachtungen ungeschichtete Verhältnisse vorherrschen. Die Schichtung würde den durch die Strahlung bedingten Fehler verstärken und zu einer positiven Rückkopplung zwischen Überschätzung der SST und Überschätzung der Schichtung führen.

Gravierende Schwächen in der Simulation der SST lassen sich entlang der britischen Küste beobachten, wo die erklärte Varianz im *Firth of Forth* negative Werte annimmt. Dieser Bereich ist gekennzeichnet durch im klimatologischen Mittel des August um 2-3° C kältere Temperaturen im Vergleich zu weiter westlich gelegenen Regionen der Nordsee auf gleicher geographischer Breite (siehe Abbildung 9). Nach *Dietrich* [1959] bewirken die hohen Gezeitenströme in dieser Region eine starke Vermischung, die eine sommerliche Schichtung

unterbindet. Es liegt daher die Vermutung nahe, dass der Fehler in der Simulation der sommerlichen Schichtung einen Beitrag zum Fehler in der SST nach dem oben beschriebenen Mechanismus liefert. Diese Vermutung wird dadurch erhärtet, dass das Modell mit nur drei Partialtiden in den Randbedingungen für den gezeitenbedingten Wasserstand betrieben wird, was zu einer Unterschätzung der Amplituden der Gezeitenströmung führt.

Wie eine Untersuchung zur Wolkenbedeckung in den ERA15-Daten [Gibson *et al.*, 1996] gezeigt hat, ist die Wolkenbedeckung über Westeuropa in diesem Datensatz um mehr als 15% unterschätzt [Jakob, 1999]. Aus dem Fehler in der Wolkenbedeckung resultiert eine Überschätzung in der kurzwelligen Einstrahlung, die als Forcierung direkt in das Simulationsmodell eingeht und dort zwangsläufig zu einer Überschätzung der sommerlichen SST führt. Da auch die langwellige Rückstrahlung aus den ERA15-Daten direkt in die Simulation eingeht, wirkt sich ein Fehler in dieser Strahlungskomponente unvermindert aus. Des Weiteren wird dem Modell durch die direkte Berücksichtigung der langwelligen Rückstrahlung (im Gegensatz zu einer Berechnung durch Bulk-Formeln) ein Rückkopplungsmechanismus entzogen, der eine Reduzierung des Fehlers in der SST zur Folge haben könnte. Dass diese Fehlerquelle eine Rolle spielt, wird durch einen Vergleich der Reynolds-SSTs, die eine Grundlage für die ERA15-Daten bilden, mit den BSH-SSTs bestätigt. Die größten Differenzen zwischen beiden Datensätzen treten in der Region östlich der britischen Küste auf, in der auch der Modellfehler ein Maximum aufweist.

Letztlich ist es aber auch möglich, dass die BSH-SSTs in dieser Region Abweichungen von den wahren SST-Verteilungen aufweisen. Im Zeitraum 1981-1990 ist die Dichte der Beobachtungen in der Region des *Firth of Forth* mit 18-400 Messwerten pro $42 \times 42 \text{ km}$ Box die geringste in der gesamten Nordsee [Michaelsen *et al.*, 1998], woraus folgt, dass die Unsicherheit bei der Berechnung von Mittelwerten hier am größten ist.

5.4.3 Beobachtete Variabilität in der Ostsee

Für die Ostsee liegt kein Datensatz der SST vor, der mit den BSH-SSTs für die Nordsee vergleichbar wäre. Für den Zeitraum 11/1996-12/2000 sind SST-Daten mit hoher räumlicher Auflösung vom BSH verfügbar, die allerdings ausschließlich auf Satellitenmessungen beruhen (siehe Seite 14). Des Weiteren kann, wie bereits für die Nordsee praktiziert, auf globale SST-Analysen verschiedener Autoren zurückgegriffen werden, die mit einer maximalen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ als Monatsmittelwerte für mehrere Dekaden vorliegen. Um einen Vergleich mit den Simulationsdaten einerseits und mit den hochaufgelösten BSH-SSTs andererseits zu ermöglichen, wurden die Reynolds-SSTs (siehe Seite 15) ausgewählt, die für den Zeitraum 11/1981-12/2000 vorliegen. Eine Komplikation der SST-Analyse in der Ostsee wird durch die partielle Eisbedeckung in den Wintermonaten hervorgerufen, deren Variabilität im folgenden Kapitel behandelt wird. Für die SST wurde der Problematik nur insofern Rechnung getragen, als dass für alle Datensätze eine einheitliche Minimaltemperatur von -1.3°C festgelegt wurde. Ein Überblick über die räumliche Variabilität wird auch hier durch eine EOF-Analyse er-

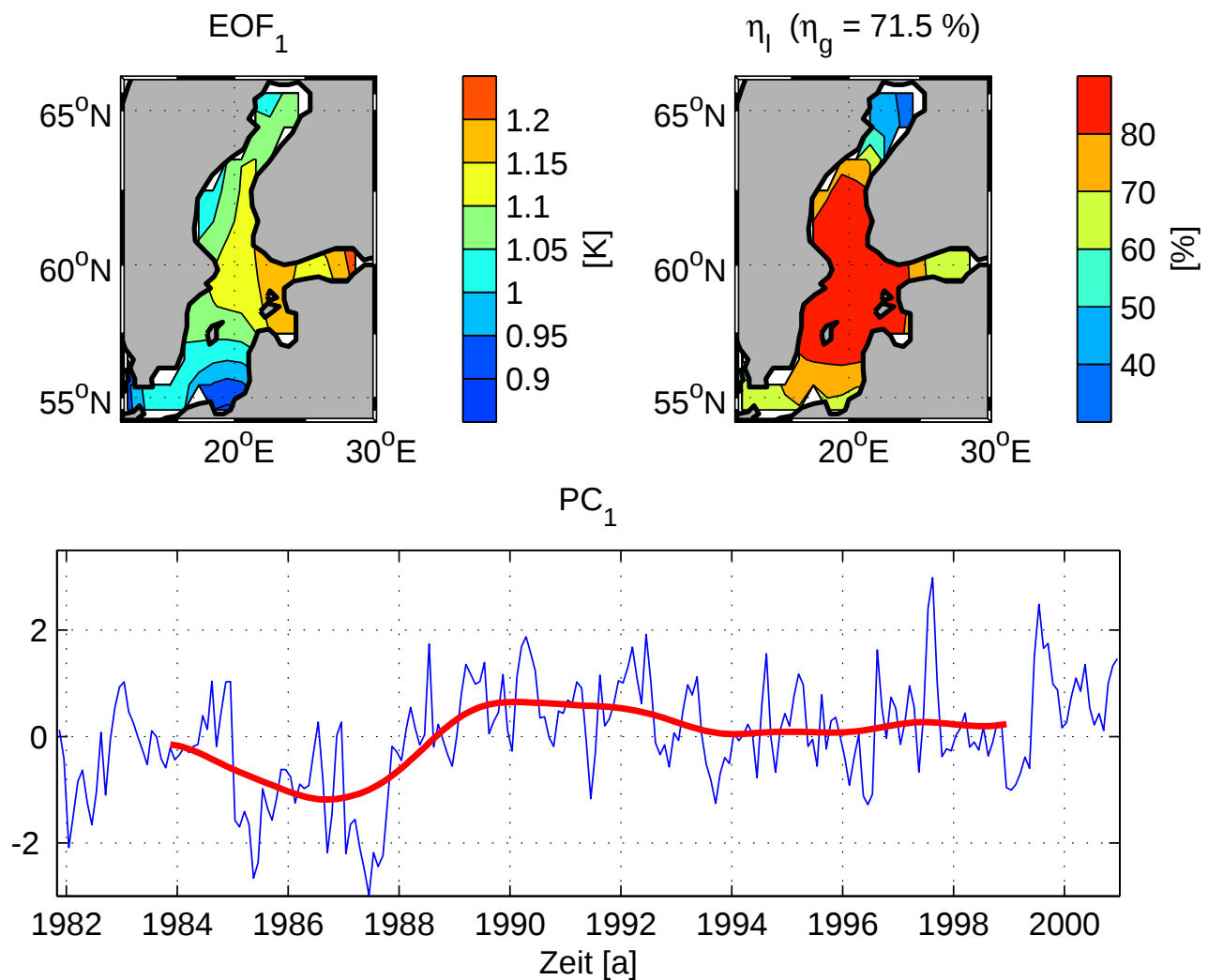


Abbildung 50: 1. EOF-Mode der monatlichen SSTA der Jahre 1981-2000 in der Ostsee. Die erklärte Varianz beträgt $\eta_g = 71.5\%$. Die rote Kurve im unteren Teil stellt den über 4 Jahre tiefpassgefilterten EOF-Koeffizienten dar.

reicht. Das 1. EOF-Muster in Abbildung 50 ist wie das der Nordsee (Abbildung 44) durchgehend positiv, weist jedoch geringere räumliche Gradienten auf. Der von diesem Mode repräsentierte Anteil an den SST-Anomalien erfasst die gesamte Ostsee in nahezu gleicher Stärke. Wie die Verteilung der erklärten Varianz zeigt, werden mehr als 80% der Varianz in weiten Teilen der Ostsee von diesem Mode beschrieben. Nur in den Randregionen, insbesondere im Nordteil des Bottnischen Meerbusens, fällt die erklärte Varianz unter 60%. Der zeitliche Verlauf des 1. EOF-Koeffizienten zeigt dieselben Strukturen wie für die Nordsee. Besonders auffällig sind die starken negativen Anomalien der Jahre 1985 und 1987, die mit negativen Werten im NAOWI koinzidieren.

Um einen Eindruck davon zu gewinnen, welchen Einfluss die Auflösung der Daten auf die Abbildung der räumlichen Variabilität der SST hat, wird ein Vergleich zwischen den BSH-

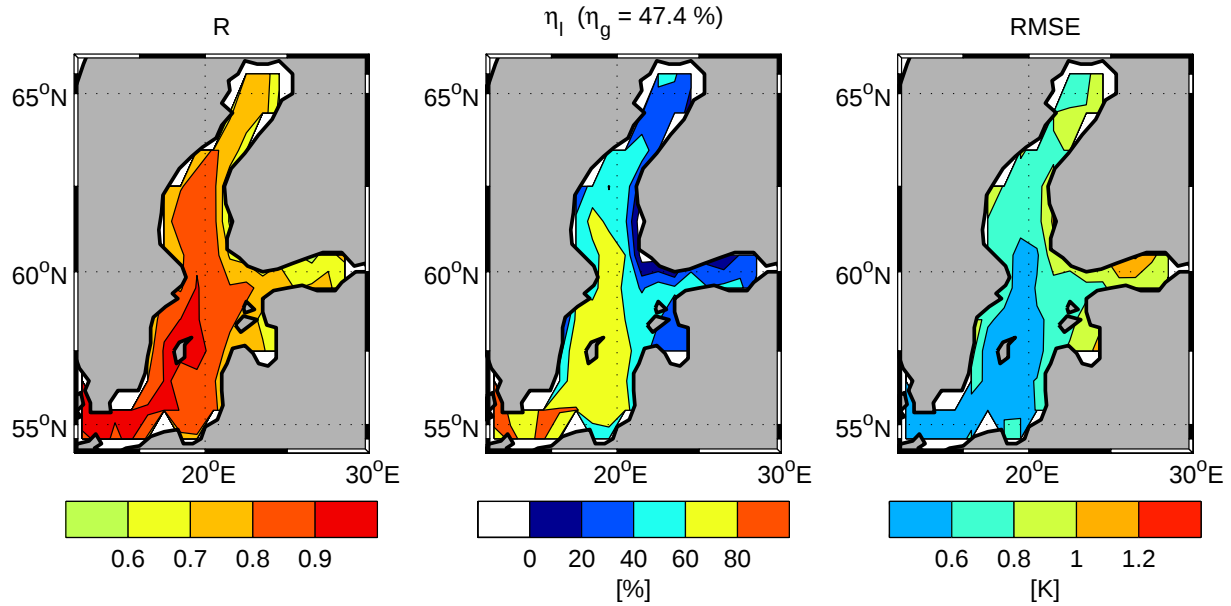


Abbildung 51: Vergleich der Reynolds- und der BSH-SSTA für den Zeitraum 11/1996-12/2000. Die monatlichen Anomalien der BSH-SSTs wurden hierzu auf das Gitter der Reynolds-SSTs interpoliert. Dargestellt sind der Korrelationskoeffizient R , die erklärte Varianz η_l sowie der RMS-Fehler.

und den Reynolds-SSTs angestellt. Eine CCA zwischen beiden Datensätzen (repräsentiert durch die jeweils ersten drei EOFs) bringt zwei CCA-Moden mit einer Korrelation von $R > 0.9$ hervor, die gemeinsam jeweils etwa 70% der Varianz erklären. Dass ein solcher Vergleich, der auf der Maximierung der Gemeinsamkeit (hier in Form maximaler Korrelation der Koeffizienten) zweier Datensätze beruht, nicht sehr kritisch ist, verdeutlicht Abbildung 51. Insbesondere die Verteilung der erklärten Varianz η_l lässt auf gravierende Differenzen beider Datensätze im Finnischen und Bottnischen Meerbusen schließen. Die Verteilung der Fehler deutet darauf hin, dass die Behandlung der Eisverteilung einen bedeutenden Anteil an den Differenzen hat.

5.4.4 Simulierte Variabilität in der Ostsee

Auch wenn, wie im vorherigen Abschnitt dargelegt, die Datenlage seitens der Beobachtungen nicht so günstig ist wie in der Nordsee, soll ein Vergleich zwischen beobachteter und simulierter Variabilität der SST durchgeführt werden. Die Monatsmittel der simulierten SSTs werden durch Subtraktion des Jahresgangs in Anomalien (SSTA) transformiert und anschließend auf die Gitterstruktur der Reynolds-SSTs interpoliert. Hieraus resultiert ein Datensatz der simulierten SSTA für den Zeitraum 11/1981-12/1993 mit einer räumlichen Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$, der mit den Anomalien der Reynolds-SSTs vergleichbar ist. Analog zur Analyse für die Nordsee werden, nach Sommer und Winter getrennt, der Regressionskoeffizient R , die erklärte Varianz η_l und der RMS-Fehler an jedem Gitterpunkt berechnet.

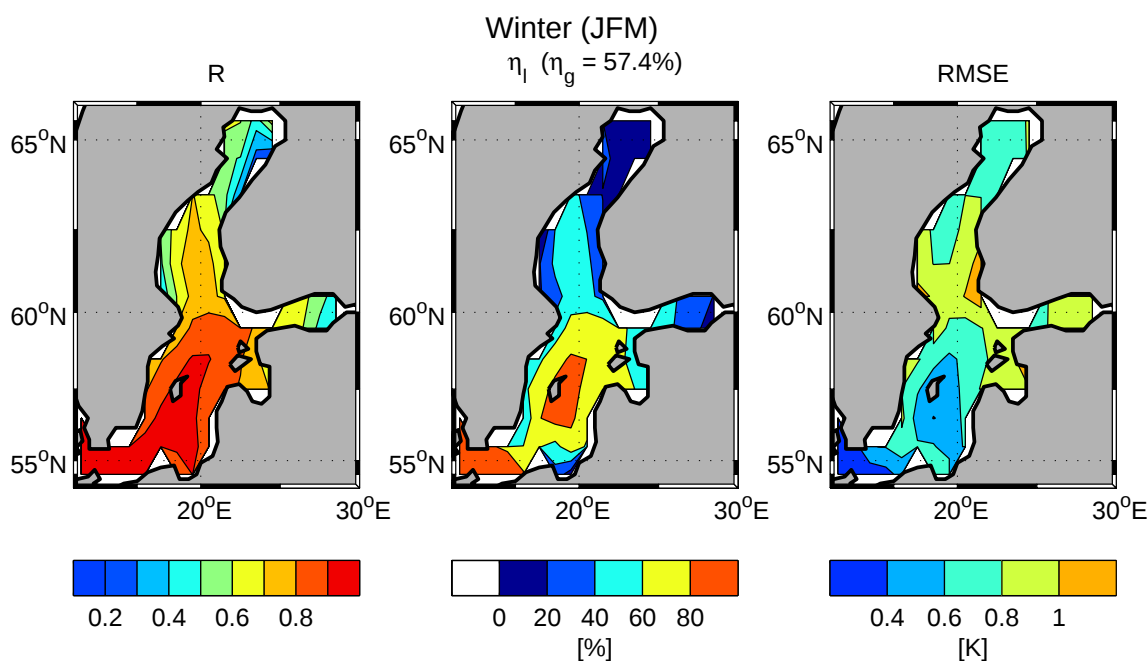


Abbildung 52: Korrelationskoeffizient R , erklärte Varianz η und RMS-Fehler der simulierten winterlichen (Januar—März) SSTA der Jahre 1982-1993 gemessen an den Reynolds-SSTA. Die Anomalien wurden durch Subtraktion des Jahresgangs erzeugt.

Abbildung 52 zeigt die Verteilung der genannten Größen für die Wintermonate (Januar-März). Ein hohes Maß an Übereinstimmung findet sich sowohl in R als auch in η_l für das Arkona-, Bornholm- und das Gotlandbecken. Im Finnischen und Bottnischen Meerbusen sind gravierende Differenzen festzustellen, wobei zu berücksichtigen ist, dass diese Regionen in allen diesen Monaten zumindest teilweise eisbedeckt sind.

Für die Sommermonate (Juli-September) setzt sich die Region hoher Übereinstimmung weiter nach Norden fort (Abbildung 53). Entlang der schwedischen Ostküste ist wie im äußersten Norden und Osten in η_l und RMSE eine Region mit hohen Abweichungen zu erkennen. In allen Fehlerverteilungen treten starke Ost/West-Gradienten auf. Aus einem Vergleich einer aus den Reynolds-SSTs berechneten monatlichen Klimatologie mit der Klimatologie

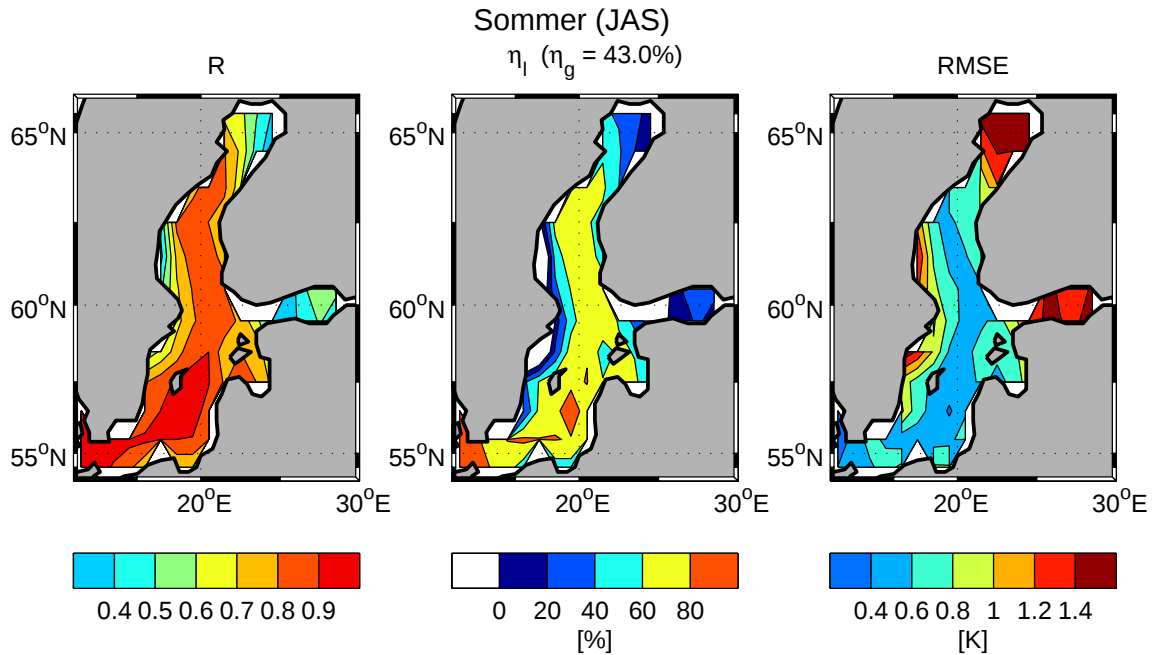


Abbildung 53: Korrelationskoeffizient R , erklärte Varianz η und RMS-Fehler der simulierten sommerlichen (Juli–September) SSTA der Jahre 1982-1993 gemessen an den Reynolds-SSTA. Die Anomalien wurden durch Subtraktion des Jahresgangs erzeugt.

von *Janssen et al.* [1999] folgt, dass die Reynolds-SSTs in den Monaten Juli-September im äußersten Norden und Osten der Ostsee um mehr als 4°C kälter sind und daraus resultierend extreme Nord/Süd-Gradienten über der gesamten Ostsee aufweisen, wohingegen die Ost/West-Gradienten deutlich geringer ausgeprägt sind. Weiterhin fehlt eine kalte Region entlang der schwedischen Ostküste in den Reynolds-SSTs vollkommen. Wenn sich die Differenzen von Absolutwerten der Klimatologien auch nur bedingt auf die hier betrachteten Anomalien übertragen lassen, ist doch anzunehmen, dass sich ein bedeutender Teil der Differenzen zwischen den simulierten SSTs und den Reynolds-SSTs aus den Unzulänglichkeiten der Reynolds-SSTs erklären lässt.

Für die Wintermonate liefert eine CCA zwischen simulierter SSTA und der Luftdruckanomalie im 1. CCA-Mode einen starken ($R = 0.78$) Zusammenhang mit der NAO, wie er bereits für die Nordsee (siehe Abbildung 45) gefunden wurde. Die Anomalien in der SSTA betragen südlich von 60°N 1-2 K und gehen in den häufig eisbedeckten Regionen auf Null zurück. Das Muster in der Luftdruckanomalie gleicht dem für die Nordsee. Ein deutlich anderes Bild ergibt sich für die Sommermonate (Abbildung 54). Die NAO und somit auch ihr Einfluss auf die SST in der Ostsee ist in den Sommermonaten weit weniger ausgeprägt und lokale Phänomene - wie küstennaher Auftrieb von kaltem Wasser infolge der windgetriebenen Zirkulation - spielen für die SST eine weit größere Rolle. Die Andeutung eines Zusammenhangs zwischen Auftrieb und SST ist im 2. CCA-Mode zu erkennen, der eine kalte Anomalie in der SSTA entlang der schwedischen Küste mit einer Luftdruckanomalie verknüpft, die ein Gebiet tiefen Drucks über der nördlichen Ostsee aufweist, das sich weit nach Südwesten über den

Atlantik erstreckt. Diese Druckverteilung führt zu Winden aus südwestlicher Richtung, die mit küstennahem Auftrieb infolge des Ekman-Transportes entlang der genannten Küstenabschnitte verbunden ist. Die mangelhafte Berücksichtigung solcher Phänomene in SST-Daten grober räumlicher Auflösung kann mit einiger Wahrscheinlichkeit für einen Teil der in Abbildung 53 aufgetretenen Differenzen entlang der schwedischen Küste verantwortlich gemacht werden.

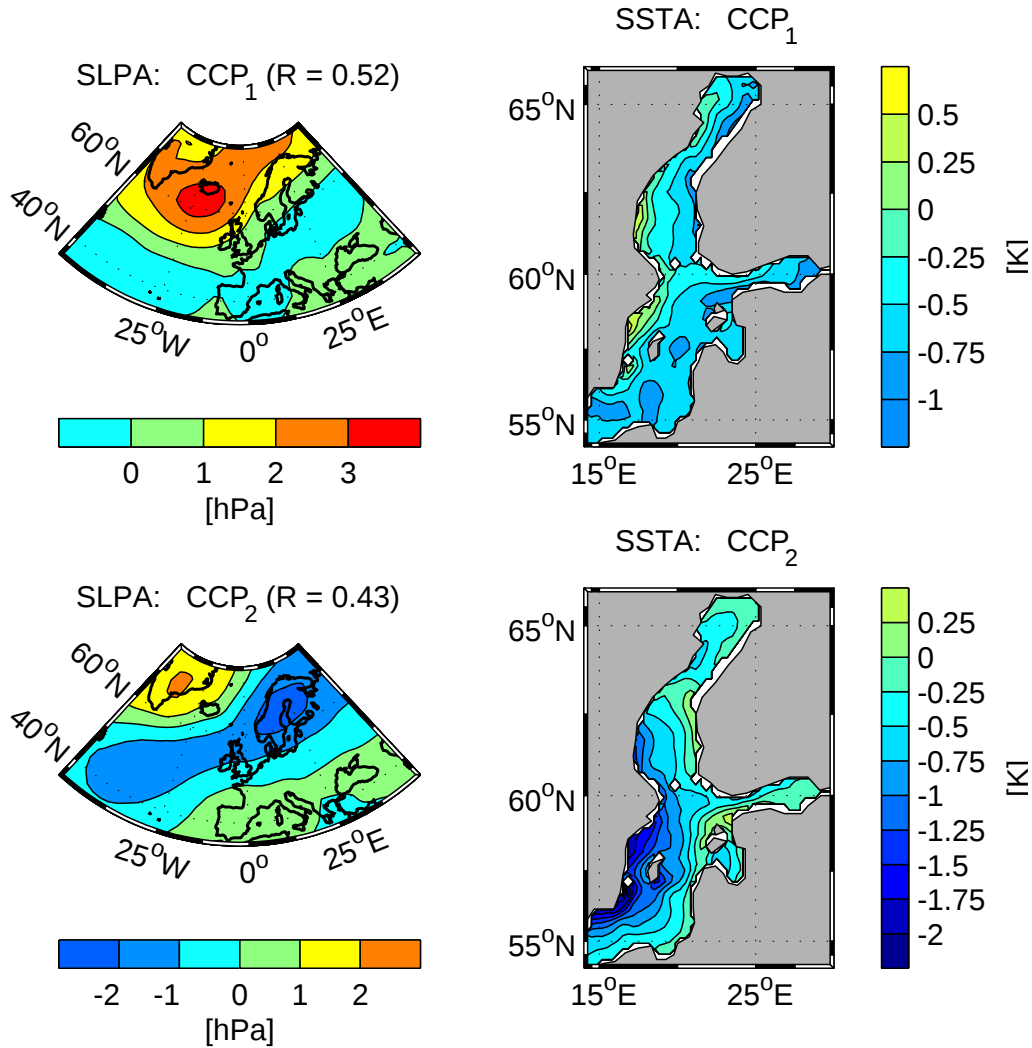


Abbildung 54: Die ersten beiden CCA-Muster einer CCA zwischen der monatlichen SSTA der Jahre 1982-1999 in der Ostsee und der Luftdruckanomalie im nordatlantischen Raum im Sommer (Juli—September). Sowohl die SSTA ($\eta_g = 85.3\%$) als auch die Luftdruckanomalie ($\eta_g = 69.5\%$) wird durch die ersten 3 EOFs repräsentiert.

Aus den vorangehenden Analysen wird deutlich, dass ein Vergleich von hochaufgelösten Simulationsergebnissen mit Beobachtungen, die in wesentlich geringerer räumlicher Auflösung aufbereitet wurden, auch dann unbefriedigend bleibt, wenn beide Datensätze auf dieselbe grobe Raumstruktur gemittelt werden.

5.5 Eisbedeckung der Ostsee

Eng verknüpft mit der in Kapitel 5.4 behandelten SST ist die Eisbedeckung in Nord- und Ostsee. Während in der Nordsee aufgrund der thermohalinen Verhältnisse (siehe Kapitel 3.3) und der höheren Lufttemperaturen selbst in kalten Wintern nur in Küstennähe Eis auftritt, ist die Ostsee alljährlich für mehrere Monate partiell mit Eis bedeckt (siehe Abbildung 11). Wegen der im Vergleich zur Nordsee weitaus größeren Bedeutung des Eises in der Ostsee werden die Analysen auf die Ostsee beschränkt.

Die Eisbedeckung hat durch ihre isolierende Wirkung sowohl bezüglich des Impuls- wie auch des Wärmeaustausches gravierende Auswirkungen auf die physikalischen Verhältnisse in der Ostsee. Die durch die Eisbedeckung hervorgerufene Änderung der Albedo und der Wärme-flüsse macht sie zu einem bedeutenden Klimafaktor in Nordeuropa. Weiterhin lässt ihre hohe Sensitivität bezüglich Änderungen der bodennahen Lufttemperatur die Eisbedeckung als einen guten Indikator für Klimaänderungen erscheinen [Omstedt und Nyberg, 1996; Tinz, 1996].

In der überwiegenden Anzahl von Arbeiten zur beobachteten mehrjährigen Variabilität der Eisbedeckung in der Ostsee wurden Zeitreihen räumlich gemittelter Größen zur Charakterisierung der jährlichen Eisbedeckung herangezogen [Leppäranta und Seinä, 1985; Koslowski und Loewe, 1994; Loewe und Koslowski, 1998; Tinz, 1996]. Arbeiten zur Simulation der Eisbedeckung stützen sich hingegen oftmals auf flächenhafte Eisverteilungen zu konkreten Zeitpunkten oder auf Zeitreihen von Eisparametern an einzelnen Stationen [Omstedt und Nyberg, 1996; Meier, 1999]. Bislang fehlt ein Datensatz, der Analysen zur mehrjährigen Variabilität sowohl mit räumlicher Auflösung als auch mit einer zeitlichen Auflösung unterhalb eines Jahres erlaubt. Ein solcher Datensatz, der insbesondere auch die Validation mehrjähriger Modellsimulationen zulässt, wird im Folgenden erstmals vorgestellt.

5.5.1 Beobachtete Variabilität

Die vom AARI zur Verfügung gestellten Daten der Eiskonzentration (siehe Kapitel 2.1.4, Seite 15) ermöglichen prinzipiell eine Analyse der raum-zeitlichen Variabilität der Eisbedeckung in der Ostsee über mehr als 30 Jahre. Dabei treten allerdings einige Komplikationen auf, die im Folgenden beschrieben werden. Die im BASIS-Projekt gewonnenen Daten der Eiskonzentration (im Folgenden als *BASIS-Daten* bezeichnet) erstrecken sich über die Jahre 1960-1979 und beruhen sowohl auf Satelliten-Daten (AVHRR) als auch auf Beobachtungen von Flugzeugen, Schiffen und Küstenstationen. Hingegen besteht die Grundlage der vom NIC für die Jahre 1972-1994 verfügbaren Daten (im folgenden als *NIC-Daten* bezeichnet) ausschließlich aus Satelliten-Daten (SMMR/SSM/I). Anhand der 8-jährigen Überlappungsperiode 1972-1979 wurde ein Vergleich beider Datensätze angestellt. Dabei wurde eine Unterschätzung der Eiskonzentrationen der NIC-Daten gegenüber den BASIS-Daten festgestellt. Diese wird durch eine systematische Unterschätzung von Neueis und der Eisbedeckung in unmittelbarer Küstennähe durch die Unzulänglichkeiten der Mikrowellensensoren der Satelliten (SMMR/SSM/I) erklärt (Vasily Smolyanitsky, AARI, pers. Mitt.). Ein

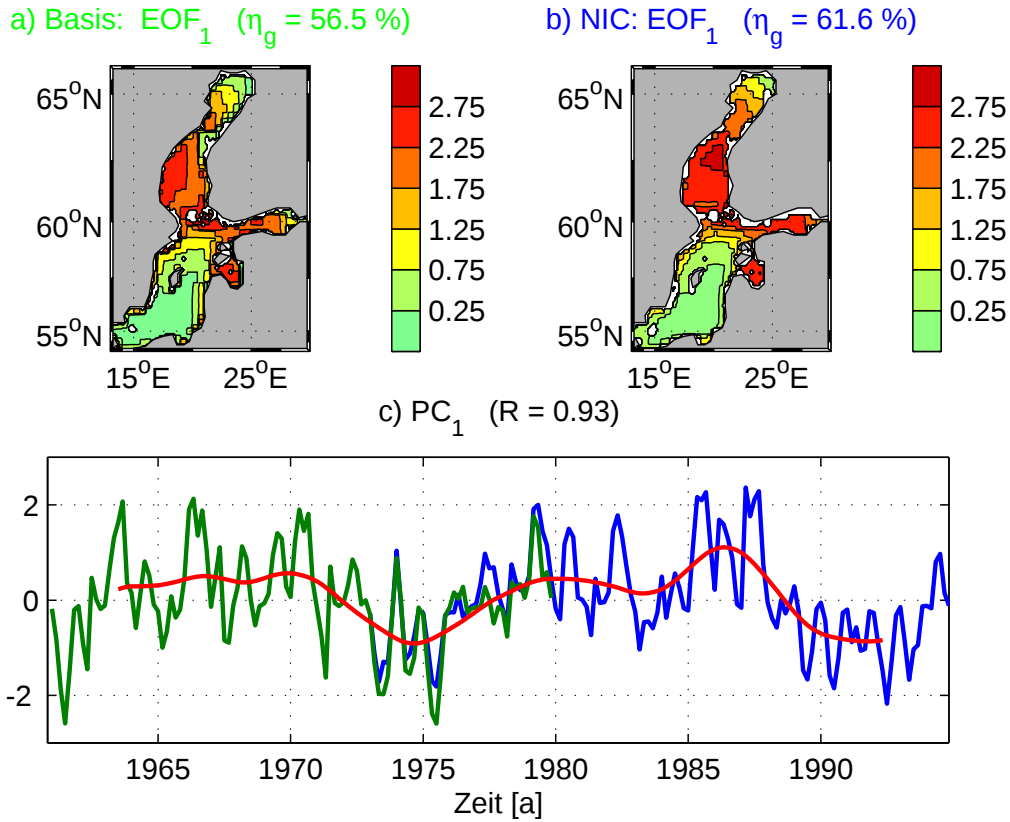


Abbildung 55: 1. EOF der winterlichen (Dezember des Vorjahres - Mai des aktuellen Jahres) Eiskonzentrationsanomalien. a) BASIS-Daten der Winter 1961-1979 ($\eta_g = 56.5\%$). b) NIC-Daten der Winter 1973-1994 ($\eta_g = 61.6\%$). c) Zeitkoeffizienten des 1. EOF-Modus (PCs). Die Korrelation der PCs beträgt im Überlappungszeitraum 1972-1979 $R = 0.93$. Die rote Kurve entspricht einer Tiefpassfilterung mit einer Cutoff-Periode von 5 Jahren. Vor der Tiefpassfilterung wurden die beiden PCs, wie im Text beschrieben, zusammengefügt.

wochenweiser visueller Vergleich der Eisverteilungen zeigt, dass beide Datensätze große Unterschiede in ihrer räumlichen Struktur aufweisen. Ein gitterpunktweises Zusammenfügen der Datensätze zu einem Datensatz wurde aufgrund der zu erwartenden Inhomogenitäten unterlassen. Zur Darstellung der raum-zeitlichen Variabilität wurden daher beide Datensätze getrennt analysiert. Hierzu wurden die wöchentlichen bzw. halbwochentlichen Daten für die Monate Dezember-Mai jeweils zu Monatsmitteln zusammengefasst und um das mehrjährige Monatsmittel reduziert. Auf diese Weise entstanden zwei Datensätze von Anomalien der Eiskonzentration in der Ostsee. Wie aus den Ergebnissen der EOF-Analyse in Abbildung 55 folgt, besteht zwischen beiden Datensätzen im 1. EOF-Mode eine weitgehende Übereinstimmung. Diese Übereinstimmung setzt sich in den beiden nächsten, hier nicht gezeigten, EOF-Moden fort, die ebenfalls einander stark ähnelnde Raumstrukturen aufweisen und im Überlappungszeitraum 1972-1979 mit $R = 0.91$ bzw. $R = 0.72$ korreliert sind. Wie ein Vergleich der EOF-Koeffizienten mit den Zeitreihen der eisbedeckten Fläche, die im Folgenden Abschnitt ausführlich besprochen werden, zeigt, beschreibt der 1. EOF-Mode mit hoher

Korrelation ($R = 0.93$) die zeitliche Variabilität der Ausdehnung der Eisbedeckung in der Ostsee. Die beiden 1. EOF-Muster zeigen einen Monopol mit maximalen Amplituden im Bottnischen und Finnischen Meerbusen. An der Nordspitze der Region sowie südlich von etwa 57°N geht die Variabilität auf Werte nahe Null zurück. Im Norden ist dies dadurch zu erklären, dass in praktisch allen Monaten die Eiskonzentration 100% beträgt, wohingegen die minimalen Amplituden im Süden auf nahezu permanente Eisfreiheit hindeuten. Maximale Amplituden ergeben sich dort, wo die Eiskonzentration von Jahr zu Jahr von 0-100% schwankt. Die zeitliche Variabilität zeigt neben der starken Veränderlichkeit von Jahr zu Jahr auch ein deutliches mehrjähriges Signal mit Minima am Beginn der Zeitreihe sowie in der Mitte der 70er und am Anfang der 90er Jahre. Hohe Werte treten in den 60er Jahren, zum Ende der 70er Jahre und in den Wintern 1985-1987 auf.

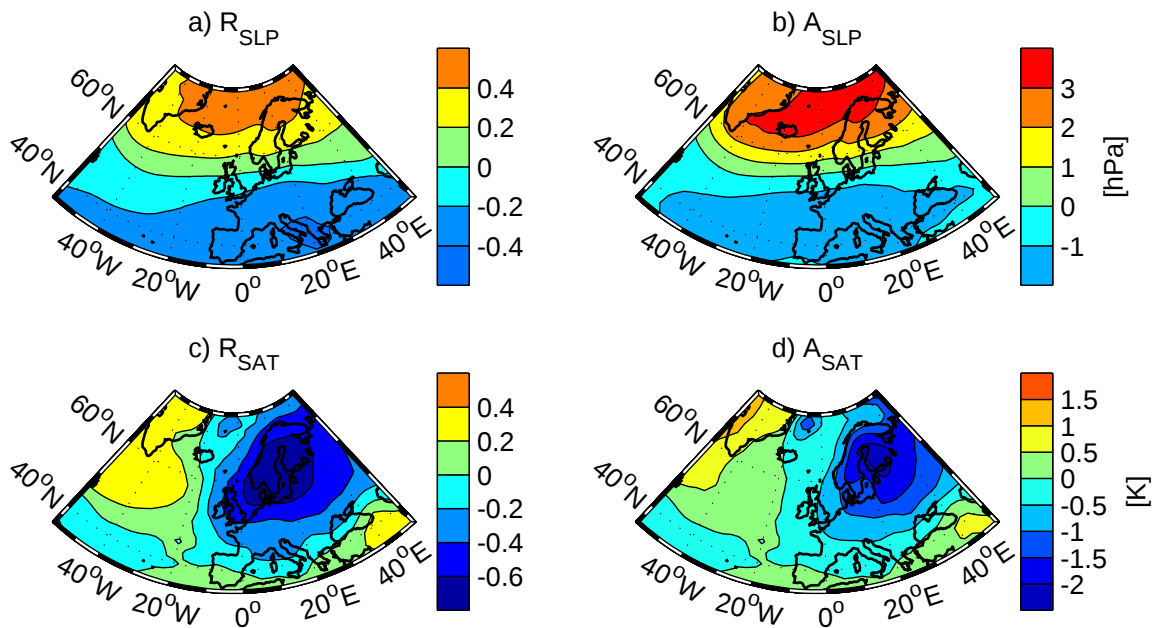


Abbildung 56: a) Korrelationskoeffizient R zwischen dem 1. EOF-Koeffizienten aus Abbildung 55 und der Luftdruckanomalie (SLP) im Winterhalbjahr (November-April) der Winter 1961-1994. b) Regressionskoeffizient A berechnet aus denselben Daten wie unter a). c) und d) sind analog zu a) und b) für die bodennahe Lufttemperatur SAT.

Abbildung 56 gibt einen Überblick über den Zusammenhang zwischen der Verteilung der Eiskonzentration und den atmosphärischen Verhältnissen im nordatlantischen Raum. Für diese Analyse wurden die 1. EOF-Koeffizienten aus Abbildung 55 zusammengefügt. Da die Korrelation der beiden EOF-Koeffizienten $R=0.93$ beträgt und eine lineare Regression einen Regressionskoeffizienten von $A=0.96$ ergibt, können die beiden EOF-Koeffizienten mit einem geringen Fehler ohne jegliche Korrektur zusammengefügt werden. Der Koeffizient für die Jahre 1961-1979 wird aus den BASIS-Daten und für die verbleibenden Jahre 1980-1994 aus den NIC-Daten übernommen.

Die Verteilung von R in Abbildung 56a macht deutlich, dass es eine Verbindung zwischen

der Variabilität der Eiskonzentration in der Ostsee und der NAO gibt. Das Regressionsmuster in Abbildung 56b zeigt eine weitgehende Übereinstimmung mit dem NAO-Muster in Abbildung 15, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen. Eine Verstärkung der zonalen atmosphärischen Zirkulation in der geographischen Breite der Ostsee führt demnach zu geringeren Eiskonzentrationen in der Ostsee und umgekehrt. Der Betrag des Luftdruckmusters entspricht einer „typischen“ Änderung in der Eiskonzentration, da die EOF-Koeffizienten die Standardabweichung $\sigma = 1$ aufweisen. Die Korrelation zwischen der Eiskonzentration und der bodennahen Lufttemperatur (SAT) in c) ist mit maximalen Werten von $|R| = 0.76$ deutlich stärker als die Korrelation zur Luftdruckanomalie ($|R| = 0.58$). Am stärksten ist die Korrelation zwischen der Lufttemperatur und der Eiskonzentration über dem Gebiet der Ostsee. Wie die Verteilung des Regressionskoeffizienten in d) darlegt, treten Änderungen „typischer“ Größenordnung in der Eiskonzentration in Verbindung mit Temperaturanomalien von 2-2.5 K mit einem Zentrum über Finnland auf. Weiter folgt aus dem Vergleich von c) und d) mit Abbildung 16, dass die räumlichen Strukturen in den statistischen Parametern der Lufttemperatur ebenfalls die Signatur der NAO aufzeigen.

Die in Abbildung 56 dargestellten Verteilungen sind in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von *Tinz* [1996], der Korrelationsanalysen zwischen einer Zeitreihe der maximalen jährlichen Eisbedeckung der Ostsee und den Luftdruckfeldern (Mittel der Monate Januar/Februar) der Jahre 1899-1993 sowie den Temperaturfeldern (Mittel der Monate November - März) der Jahre 1854-1990 angestellt hat. Eine weitere Bestätigung der hier dargelegten Verbindung zwischen der NAO und der Eisbedeckung in der Ostsee geht aus den Arbeiten von *Koslowski und Loewe* [1994] und *Loewe und Koslowski* [1998] hervor. Die Autoren haben den Zusammenhang des NAOI mit einem Eisindex, gebildet aus Beobachtungen von 6 Stationen an der deutschen Ostseeküste, untersucht. Die Korrelation zwischen dem von ihnen benutzten NAOI und dem Eisindex der Jahre 1879-1992 beträgt $R = -0.49$.

5.5.2 Simulierte Variabilität

Die Bedeutung der Eisbedeckung der Ostsee für das Klimasystem Nordeuropas einerseits und ihre hohe Sensitivität bezüglich Klimaänderungen andererseits haben zu zahlreichen Versuchen geführt, die Eisbedeckung zu simulieren und zu prognostizieren. *Tinz* [1996] hat als Regressionsbeziehung zur Vorhersage der maximalen jährlichen Eisbedeckung der Ostsee eine exponentielle Gleichung aufgestellt. Die Gleichung stellt einen Zusammenhang der Lufttemperatur an der Position der maximalen Korrelation (in einer zu Abbildung 56d ähnlichen räumlichen Verteilung von Korrelationskoeffizienten) mit der Eisbedeckung her. Mittels dieser Beziehung konnte er 86% der Varianz der maximalen jährlichen Eisbedeckung erklären. Weiterhin wurde die Regressionsbeziehung zum statistischen Downscaling eines simulierten Klimaszenarios benutzt. Mehrjährige Modellsimulationen der Eisbedeckung wurden z.B. in *Omstedt und Nyberg* [1996] und in *Haapala et al.* [2001] vorgestellt. Die letztgenannte Arbeit beinhaltet einen Vergleich von zwei Simulationsmodellen und deren Ergebnissen in einer Kontroll- und einer Szenario-Simulation. Die Ergebnisse aller genannten Arbeiten bestätigen

die hohe Sensitivität der Eisbedeckung und prognostizieren einen dramatischen Rückgang der Eisbedeckung im Falle einer Erhöhung der Lufttemperatur.

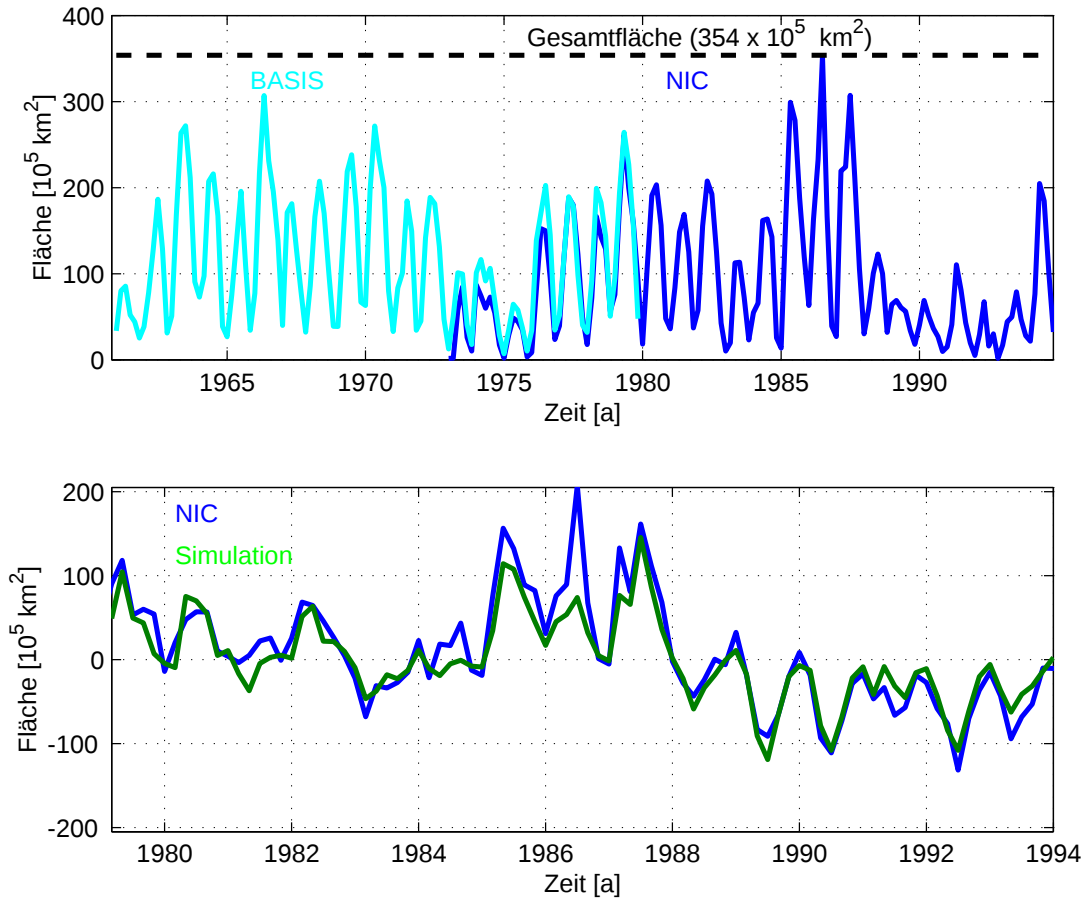


Abbildung 57: Oben: Die eisbedeckte Fläche der Ostsee in den Monaten Dezember-Mai der Winter 1961/62-1993/94 zusammengesetzt aus zwei unterschiedlichen Datensätzen. Erläuterungen im Text. Unten: Beobachtete (blau) und simulierte (grün) Anomalien der eisbedeckten Fläche in den Monaten Dezember-Mai der Winter 1978/79-1993/94. Die mit „NIC“ bezeichnete Beobachtungszeitreihe wurde durch Kalibration der NIC-Daten an den BASIS-Daten der Jahre 1972-1979 vorgenommen, wie im Text beschrieben.

Im Folgenden werden die simulierten Eiskonzentrationen der Winter 1979-1993 analysiert, die als Tagesmittelwerte an jeden Modellgitterpunkt vorliegen (siehe Kapitel 2.2.3). Zum Vergleich mit der Simulation stehen, mit Ausnahme des Jahres 1979 für das auch die BASIS-Daten vorliegen, nur die NIC-Daten zur Verfügung. Wegen der oben beschriebenen Probleme mit den NIC-Daten wird von einem gitterpunktweisen Vergleich mit den simulierten Daten abgesehen. Stattdessen wird aus den räumlichen Verteilungen der Eiskonzentrationen eine integrale Größe - die eisbedeckte Fläche der Ostsee - berechnet und zum Vergleich herangezogen. Die eisbedeckte Fläche der Ostsee östlich von 13°Ost wird aus der Summe der Flächenelemente der Verteilungen der Eiskonzentrationen mit Werten $> \frac{1}{10}$ für die Monate Dezember-Mai eines jeden Jahres berechnet. Die Berechnung erfolgt getrennt für die BASIS-

und NIC-Daten. Es liegen somit zwei Beobachtungszeitreihen der Eisfläche vor, die sich für die 8 Winter 1972-1979 überlappen. Aus dem Überlappungszeitraum werden mittels linearer Regression zwischen den BASIS- und den NIC-Daten Koeffizienten gewonnen, die zur Kalibration der NIC-Daten benutzt werden. Die aus den NIC-Daten gewonnene Zeitreihe, die anhand der BASIS-Daten kalibriert wurde, wird schließlich zum Vergleich mit den Simulationsergebnissen herangezogen. Der obere Teil von Abbildung 57 zeigt die zeitliche Variabilität der eisbedeckten Fläche der Ostsee mit schwachen Eiswintern in der Mitte der 70er Jahre und am Übergang von den 80er Jahren in die 90er Jahre. Besonders starke Eiswinter mit weitgehender Eisbedeckung der Ostsee sind in den Jahren 1985-1987 vorzufinden. Durch Subtraktion des mehrjährigen Mittels von den einzelnen Monaten wurden die NIC-Daten in Anomalien transformiert. Eine analoge Zeitreihe wurde aus den simulierten Monatsmitteln der Eiskonzentration gewonnen. Die Gegenüberstellung beider Zeitreihen im unteren Teil von Abbildung 57 belegt die sehr gute Reproduktion der mehrjährigen Variabilität der eisbedeckten Fläche durch das Modell. Ein außergewöhnlich großer Fehler liegt zum Zeitpunkt der maximalen Eisbedeckung im Winter 1986/87 vor. Wie aus Abbildung 57 (oben) hervorgeht, herrscht nach den NIC-Daten zu dieser Zeit eine vollkommene Eisbedeckung der Ostsee vor. Hingegen zeigen die Zeitreihen der maximalen Eisbedeckung, die vom FIMR herausgegeben werden [Seinä, 1994], ein Verhalten, das dem der Simulation entspricht, wonach der Winter 1986/87 zwar sehr stark, aber schwächer als die beiden umliegenden Winter war. Es kann also mit einiger Wahrscheinlichkeit von einem Fehler in den NIC-Daten zu diesem Zeitpunkt ausgegangen werden. Unter Berücksichtigung dieses Fehlers ergeben sich für den Vergleich die in Tabelle 2 aufgeführten Resultate. Die quantitativen Angaben bestätigen sowohl durch die sehr hohe Korrelation als auch eine erklärte Varianz von $\eta > 85\%$ die sehr gute Reproduktion der Variabilität der Eisbedeckung durch das Simulationmodell.

Tabelle 2: Korrelationskoeffizient R , erklärte Varianz η und RMS-Fehler (RMSE) der Anomalien der eisbedeckten Fläche der Winter (Dezember-Mai) 1979-1993.

	eisbedeckte Fläche	eisbedeckte Fläche ohne 2/1987
R	0.94	0.95
η [%]	85.77	88.89
$RMSE$ [$10^5 km^2$]	25.26	21.11

Neben der eisbedeckten Flächen ist natürlich die Dicke des Eises von besonderem Interesse. Da die Eisdicke jedoch nicht mit Mitteln der Fernerkundung zu erfassen ist, liegen nur an einzelnen Stationen Zeitreihen der Eisdicke aus *in situ* Beobachtungen vor. Im äußersten Norden der Ostsee liegt die Station Kemi-Ajos, die vom FIMR regelmäßig beprobt wird. Messergebnisse von dieser Station liegen für die Winter 1979/80–1989/90 vor (siehe Kapitel 2.1.3, Seite 13).

Wie bereits aus der Betrachtung der absoluten Eisdicken in Abbildung 58 (oben) hervorgeht,

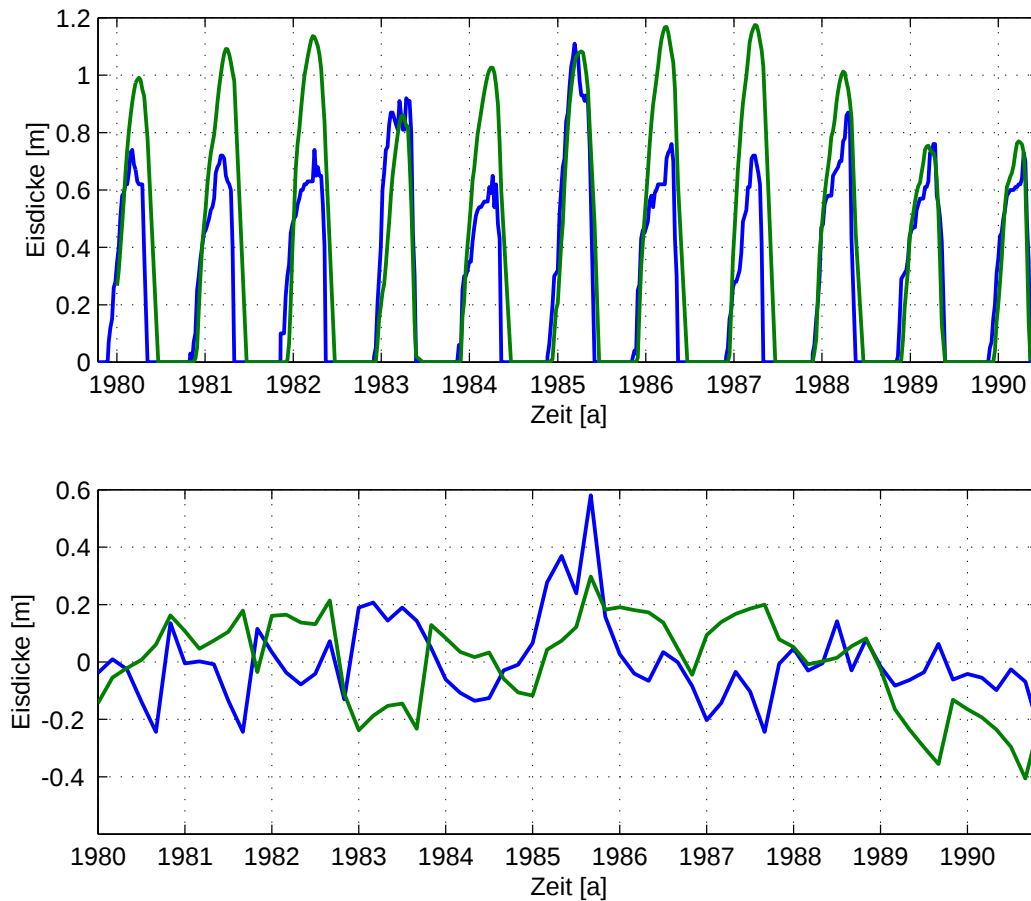


Abbildung 58: Oben: Die mittlere wöchentliche Eisdicke an der Station Kemi-Ajos (Beobachtung: blau, Simulation: grün) der Winter 1979/80-1989/90 zusammengesetzt aus zwei unterschiedlichen Datensätzen. Unten: Anomalien der mittleren monatlichen Eisdicke (Beobachtung: blau, Simulation: grün) in den Monaten Dezember-Mai der Winter 1979/80-1989/90.

ist das Modell zwar in der Lage, den Jahresgang der Eisdicke zu simulieren, doch werden die maximalen Eisdicken in einigen Jahren um mehr als 20 cm überschätzt und insbesondere die interannuelle Variabilität wird nicht zufriedenstellend reproduziert. Dies veranschaulicht die Darstellung der Anomalien in Abbildung 58 (unten), die kaum erkennbare Übereinstimmungen aufweist, was durch einen Korrelationskoeffizienten nahe Null und eine negative erklärte Varianz bestätigt wird.

An dieser Stelle muss aber darauf hingewiesen werden, dass der direkte Vergleich einer punktuellen Beobachtung mit den Simulationsergebnissen, die Flächenmittel über mehr als 100km^2 darstellen, immer problematisch ist. Insbesondere wenn über die räumliche Repräsentanz der Beobachtungen keine Aussagen möglich sind. Da die zeitliche Variabilität der eisbedeckten Fläche nicht unabhängig von der Eisdicke ist und diese vom Modell, wie oben gezeigt wurde, sehr gut simuliert wird, ist es unwahrscheinlich, dass der hier angestellte punktuelle Vergleich der Variabilität der Eisdicke repräsentativ für die Reproduktionseigenschaften in der gesamten Ostsee ist.

6 Ein Verfahren zur Korrektur systematischer Simulationsfehler

Insensibly one begins to twist facts to suit theories,
instead of theories to suit facts.

Sherlock Holmes

Durch den systematischen Vergleich von Simulationsergebnissen mit in geeigneter Weise aufbereiteten Beobachtungsdaten wurden in Kapitel 5 die Fehler der Modellsimulation charakterisiert und quantifiziert. Wie aus dem Vergleich deutlich wurde, entsprechen die Simulationsergebnisse nicht dem Idealzustand, bei dem die Fehler räumlich und zeitlich zufällig verteilt sind. Für die SST der Nordsee wurde beispielsweise gezeigt, dass der Fehler im Sommer deutlich größer ist als im Winter und eine klare räumliche Struktur aufweist. Fehler dieser Art, die eine räumliche und/oder zeitliche Struktur aufweisen, werden hier als *systematische Fehler* bezeichnet. Aus der Systematik des Fehlers resultiert die Möglichkeit, auch die Suche nach dessen Ursache zu systematisieren.

Wird die Reduzierung eines systematischen Fehlers angestrebt, scheint die nachfolgend skizzierte Strategie erfolgversprechend:

- Charakterisierung des Fehlers z.B. nach Saison, Region, Trend, Status der NAO,
- Unterscheidung der Fehlerquelle in extern (z.B. Antriebsdaten, Randbedingungen) und intern (z.B. Vereinfachungen der kontinuierlichen Gleichungen, Diskretisierung, Parametrisierungen, . . .)
- Falls der Fehler einer externen Quelle, z.B. den Antriebsdaten, zugeordnet werden kann, sollten Antriebsdaten aus einer anderen Quelle zumindest zu Vergleichszwecken genutzt werden.
- Falls der Fehler einer internen Quelle zugeordnet werden kann, können z.B. Sensitivitätsstudien mit verschiedenen Parametrisierungen weitere Hinweise zur Lokalisierung der Fehlerquelle geben.

Wenn auch nicht im Detail ausgeführt, so stellt die vorgeschlagene Strategie einen im Prinzip praktikablen Ansatz zur Reduzierung von Simulationsfehlern dar. In der Praxis treten jedoch oftmals Probleme auf, die - wenn überhaupt - nur mit hohem Arbeits- und Zeitaufwand zu überwinden sind. So stellt beispielsweise die Reduzierung eines externen Fehlers in einer mehrjährigen Simulation durch einen Wechsel des Antriebsdatensatzes einen erheblichen Aufwand dar. Auch die Behebung eines internen Fehlers durch Veränderung einer Parametrisierung etwa zur Beschreibung der Turbulenz stellt infolge der notwendigen umfangreichen Testrechnungen hohe zeitliche Anforderungen.

Trotz des zum Teil sehr hohen Aufwandes ist langfristig eine Behebung systematischer Modellfehler von den Ursachen her unumgänglich. Zur kurzfristigen, vorläufigen Reduzierung der Fehler soll hier aber ein weniger aufwendiger Weg vorgeschlagen werden.

Im Folgenden wird eine Methode vorgestellt, die mit geringem zeitlichem und rechnerischem Aufwand eine quantifizierbare Reduzierung des Simulationsfehlers ermöglicht, und zwar unabhängig davon, ob der Fehler aus einer internen oder externen Quelle herrührt.

Ausgangspunkt ist der Vergleich von Beobachtungs- und Simulationsdaten, der zum Auffinden des Simulationsfehlers geführt hat. Ist mit den verfügbaren Beobachtungsdaten eine Quantifizierung des Simulationsfehlers möglich, so stellen diese Daten auch eine geeignete Basis zum Aufbau eines Regressionsmodells zwischen Simulation und Beobachtung dar. Zur Bildung des Regressionsmodells sollte eine Methode dienen, die

- robust gegen lokale Fehler in den Beobachtungsdaten ist.
- nicht erfordert, dass Beobachtungs- und Simulationsdaten an denselben geographischen Positionen vorliegen.
- eine Berücksichtigung der Charakteristik des Fehlers zulässt.

Als eine Methode, die diese Eigenschaften erfüllt, wurde ein auf CCA beruhendes Regressionsmodell ausgewählt. Diese Methode hat in vielen Anwendungen im Zusammenhang mit statistischem Downscaling (siehe Kapitel 1) ihre Eignung gezeigt (siehe z.B. *von Storch et al.* [1993], *Heyen et al.* [1996], *Heyen und Dippner* [1998] und *Busuioc et al.* [1999]).

Für das vorliegende Problem der Korrektur von Simulationsfehlern, lassen sich zwei Fälle unterscheiden die im folgenden mit *Fall A* und *Fall B* bezeichnet werden.

Im *Fall A* liegen nur für ein Teilintervall des Simulationszeitraums Beobachtungen vor. Um aus den Simulationsergebnissen im verbleibenden Zeitraum, für den keine Beobachtungen vorliegen, sichere Interpretationen ableiten zu können, sollten die systematischen Fehler in den Simulationsergebnissen weitgehend eliminiert werden. Es ist also anhand eines begrenzten Zeitraums, für den geeignete Beobachtungsdaten vorliegen, eine Korrektur zu erarbeiten, die auf einen Zeitraum angewandt wird, für den keine Beobachtungsdaten zur Verfügung stehen.

Im *Fall B* wird eine Korrektur der Simulationsergebnisse angestrebt, obwohl für den gesamten Simulationszeitraum Beobachtungsdaten vorliegen. In diesem Fall mag eine Korrektur der Simulationsergebnisse von ebenso geringem Nutzen erscheinen wie die Simulation selbst, da wissenschaftliche Erkenntnisse auch aus den Beobachtungen gewonnen werden könnten. Doch sind Situationen vorstellbar, in denen auch in einer solchen Konstellation eine Korrektur von Simulationsergebnissen durchaus sinnvoll ist. So können z.B. auch nur Teile der Simulationsergebnisse korrigiert werden und später wieder mit dem unkorrigierten Teil zusammengefügt werden. Ist beispielsweise bekannt, dass ein Simulationsfehler auf einen Fehler in einem Antriebsdatensatz zurückgeht und in der ganzen Modellregion in derselben Weise wirkt (z.B. ein Fehler in der SST durch einen Fehler in der Globalstrahlung), gleichzeitig aber lokale Eigenschaften des betreffenden Parameters in der Simulation besser abgebildet werden als in den Beobachtungen (z.B. Veränderungen der SST durch küstennahen Auftrieb), so sollte die Korrektur nur auf die als fehlerhaft erkannte Komponente wirken, ohne die

anderen Komponenten zu beeinträchtigen. Für den speziellen Fall kann das bedeuten, dass die Anteile der SST, die lokale Auftriebsgebiete repräsentieren, vor der Bildung des Regressionsmodells abgespalten werden und im Nachhinein den korrigierten Simulationsergebnissen wieder hinzugefügt werden.

6.1 Fall A: Teilweise Überdeckung des Simulationszeitraumes mit Beobachtungsdaten

Aus der CCA (siehe Kapitel 2.3.1, Seite 21) resultiert für den Zeitraum, der zum Auffinden des Fehlers dient (im Folgenden als *Fitting-Periode* bezeichnet und mit *fit* abgekürzt), eine Zerlegung des simulierten (mit *Sim* abgekürzt) und des beobachteten (mit *Beo* abgekürzt) Datensatzes:

$$\begin{aligned} Simfit(i, t) &= \sum_{k=1}^K \alpha_k(t) p_k(i) \\ Beofit(j, t) &= \sum_{k=1}^K \beta_k(t) q_k(j). \end{aligned}$$

Dieses Resultat kann in einem zwei Schritte umfassenden Verfahren benutzt werden, um eine korrigierte Version der Simulationsdaten in einer unabhängigen Periode (im Folgenden als *Validations-Periode* bezeichnet und mit *val* abgekürzt) zu erhalten.

Der Begriff *Validations-Periode* wird hier, also in der Phase der Modellentwicklung, benutzt, um eine von der *Fitting-Periode* statistisch unabhängige Periode zu kennzeichnen, die zur Evaluierung des Regressionsmodells dient. Voraussetzung dafür ist, dass auch für die *Validations-Periode* Beobachtungsdaten vorliegen. In der späteren Anwendung des Regressionsmodells ist diese Bedingung in der Regel nicht erfüllt und die unabhängige Periode ist besser als *Korrektur-Periode* zu bezeichnen. In diesem Fall muss die Evaluierung des Regressionsmodells innerhalb der Fitting-Periode etwa durch Kreuz-Validierung (siehe z.B. Livezey [1999]) erfolgen.

Im ersten Schritt werden die Koeffizienten α_k berechnet, mit der die Muster der Simulation in der Validations-Periode verknüpft sind. Hierzu wird die Summe

$$E = \sum_{t,i} \left[Simval(i, t) - \sum_{k=1}^K \alpha_k(t) p_k(i) \right]^2$$

nach der „Methode der Kleinsten Quadrate“ minimiert. Die korrigierten Simulationsdaten in der Validations-Periode berechnen sich dann aus den CCA-Mustern der Beobachtung, die in der Fitting-Periode ermittelt wurden:

$$Simkorr(j, t) = \sum_{k=1}^K c_k \alpha_k(t) q_k(j),$$

wobei c_k die kanonischen Korrelationen bezeichnet.

Wie aus dem Ortsindex j der korrigierten Simulationslösung *Simkorr* hervorgeht, liegen die korrigierten Daten an den geographischen Positionen der Beobachtungen vor, was i.Allg. eine - mitunter starke - Einschränkung bedeutet, da die räumliche Auflösung der Simulationsergebnisse die der Beobachtungen oftmals übersteigt. Weiter wird aus der Summation über die Moden K deutlich, dass nur die Anteile in *Simkorr* vorhanden sind, die in der CCA und im Regressionsmodell berücksichtigt wurden. Die erklärte Varianz von *Simkorr* bezüglich der Beobachtungen ist also bereits dadurch eingeschränkt, dass nur ein Teil der EOFs für die CCA benutzt wurden. Eine weitere Einschränkung erfolgt, wenn im Regressionsmodell nicht die maximale Anzahl der CCA-Moden, die der der EOFs entspricht, benutzt wird. Es ist dementsprechend darauf zu achten, die Variabilität der Beobachtungen sowohl bei der Auswahl der EOFs als auch der CCA-Moden in der Regression nicht zu stark zu beschränken. Der Hinweis, bei der Beschränkung der Variabilität Vorsicht walten zu lassen, gilt nicht nur global, sondern insbesondere auch lokal in den Regionen, die mit dem zu korrigierenden Fehler behaftet sind.

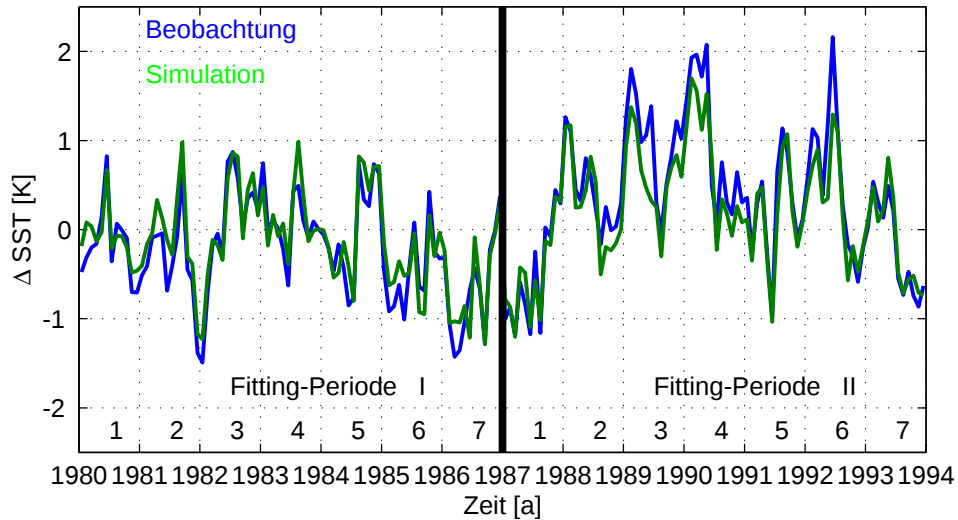


Abbildung 59: Mittlere monatliche SSTA der Nordsee in den Jahren 1980-1993 mit Kennzeichnung der zwei Perioden, die zur Bildung des Regressionsmodells benutzt wurden im unteren Teil der Abbildung.

Anhand des Beispiels der SST in der Nordsee werden die in der Praxis relevanten Eigenschaften der Korrektur-Methode im Folgenden dargelegt. Die benutzten Daten entsprechen sowohl für die Beobachtung als auch für die Simulation den in Kapitel 6 analysierten Daten. Um Fehler, die infolge der Initialisierung des Simulationsmodells entstanden sind, auszuschließen, wird das erste Simulationsjahr von den Berechnungen ausgeschlossen. Die verbleibenden 14 Simulationsjahre werden gemäß der oben eingeführten Notation in zwei jeweils 7 Jahre umfassende Abschnitte unterteilt, die wechselseitig als Fitting- und Validations-Periode dienen (siehe Abbildung 59). Wird als Fitting-Periode das Intervall 1980-1986 gewählt, so wird das Intervall 1987-1993 als Validations-Periode herangezogen und umgekehrt. Zusätzlich wird

aber auch eine Analyse der Ergebnisse des Regressionsmodells innerhalb der Fitting-Periode vorgenommen.

Für beide Intervalle wurde das Regressionsmodell in zahlreichen Konstellationen getestet. Die unterschiedlichen Konstellationen des Regressionsmodells ergeben sich aus der Tatsache, dass die erzielten Ergebnisse stark von der Anzahl der EOFs, die zur Kompression der Datensätze in Vorbereitung auf die CCA Verwendung finden, sowie von der Anzahl der CCA-Moden, die in das Regressionsmodell eingehen, abhängen. Eine Methode zur Auswahl der optimalen Anzahl der EOFs und CCA-Moden ist in der Arbeit von *Busuioc et al.* [1999] detailliert beschrieben. Sie besteht darin, die Anzahl der EOFs und CCA-Moden sukzessive zu erhöhen, bis sich der Fehler zwischen Beobachtung und durch Regression gewonnenem Datensatz, gemessen durch die erklärte Varianz oder den Regressionskoeffizienten, nur noch geringfügig verringert. Diese Methode wird hier erweitert, indem zusätzlich die Länge der Fitting-Periode variiert wird. Diese Erweiterung erfolgt zur Abschätzung der Länge der Fitting-Periode, die notwendig ist, um eine messbare Korrektur der Simulationsergebnisse zu erhalten. Eine Übersicht der Testresultate zeigt Abbildung 60.

Dargestellt sind die drei zur Beurteilung des Korrekturerfolgs herangezogenen statistischen Größen für die vier möglichen Konstellationen von Fitting- und Validationsperiode. Jede Teilabbildung zeigt eine Verteilung einer der statistischen Größen in Abhängigkeit von der Anzahl der EOFs (Ordinate), die zur Reduzierung der Freiheitsgrade in Vorbereitung auf die CCA benutzt wurden und in Abhängigkeit von der Länge der Fitting-Periode in Jahren (Abszisse). Für jede der vier Konstellationen wurden somit 49 Regressionsanalysen durchgeführt. Die Anzahl der CCA-Moden wurde dabei maximal, also entsprechend der Anzahl der EOFs, gewählt. Bei Tests mit einer submaximalen Anzahl von CCA-Moden stellten sich nur in Einzelfällen geringfügig bessere Ergebnisse als die hier dargestellten ein, sodass die grundlegenden Eigenschaften der Methode aus der Abbildung zu entnehmen sind. Die Länge der Fitting-Periode wurde beginnend mit 1980 kontinuierlich um je ein Jahr erhöht, während die Länge der Validationsperiode mit 7 Jahren konstant gehalten wurde. In der ersten Zeile einer jeden Teilabbildung ($N_{EOF} = 0$) sind als Referenzwerte die durch den Vergleich der unkorrigierten Simulationsergebnisse mit den Beobachtungen erzielten Resultate angegeben. Für die erklärte Varianz η_g und den Medianwert des Korrelationskoeffizienten über die Simulationsregion R_{med} steht eine Erhöhung gegenüber dem Referenzwert für einen Korrekturerfolg, während für den Medianwert des RMS-Fehlers $RMSE$ eine Reduzierung angestrebt wird. Wie aus der Gegenüberstellung der Teilabbildung 1a-c, 2a-c mit 3a-c, 4a-c hervorgeht, bestehen starke Unterschiede zwischen den beiden ausgewählten 7-Jahres-Perioden. Die zweite Periode (1987-1993), die eine deutlich höhere zeitliche Variabilität aufweist (siehe Abbildung 59), wird in der Simulation mit höherer erklärter Varianz und höherer Korrelation wiedergegeben. Offensichtlich wird der zeitliche Verlauf der SSTA in dieser Periode überdurchschnittlich gut simuliert, wie die Verteilungen von η_g und R_{med} belegen. Hingegen steigt der quadratische Fehler naturgemäß mit den erhöhten Amplituden der SSTA an. Mit hoher Wahrscheinlichkeit ist die erhöhte Variabilität mit dem extrem positiven Status der NAO in diesen Jahren verknüpft (vergleiche hierzu Abbildung 45).

Bei fester Validations-Periode verhält sich das Regressionsmodell bezüglich der Fitting-Periode in zu erwartender Weise, d.h. die Wirksamkeit der Korrektur ist höher, wenn Fitting- und Validations-Periode nicht unabhängig voneinander sind (Konstellation 1 und 3). In diesen Fällen reduziert sich der Fehler nahezu monoton, sowohl mit zunehmender Anzahl der EOFs als auch mit der Länge der Fitting-Periode. Die erklärte Varianz steigt dabei von $\eta_g = 60.5\%$ auf maximal $\eta_g = 73.4\%$ in Konstellation 1 und von $\eta_g = 72.3\%$ auf maximal $\eta_g = 80.2\%$ in Konstellation 3. In den für die Praxis relevanten Fällen 2 und 4, in denen Fitting- und Validations-Periode unabhängig sind, zeigt sich ein abweichendes Verhalten. Zwar nimmt die mittels des Regressionsmodells zu gewinnende Korrektur in der Regel weiterhin mit der Länge der Fitting-Periode zu, doch ist eine einfache Abhängigkeit von der Anzahl der EOFs nicht mehr klar erkennbar. Es können aber zwei untere Grenzwerte angegeben werden. Zum einen muss die Länge der Fitting-Periode mindestens zwei Jahre betragen, da sonst die Gefahr besteht, dass das Regressionsmodell die Ergebnisse sogar - z.T. gravierend - verschlechtert (siehe Teilabbildung 4a, c). Zum anderen sollte die Anzahl der EOFs in diesem Beispiel 3 nicht unterschreiten, da sonst ebenfalls die Gefahr einer Verschlechterung besteht (siehe Teilabbildung 2a,b). Das letztgenannte Verhalten ist dadurch zu erklären, dass die Variabilität sowohl in der Beobachtung als auch in der Simulation in der Region mit großen systematischen Fehlern im Nordwestteil der Nordsee (siehe Abbildung 48) erst mit dem dritten EOF-Mode erfasst wird. Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die Anwendung des Regressionsmodells für eine Länge der Fitting-Periode von mindestens drei Jahren zu einer Verringerung des systematischen Fehlers und eine Verwendung von mehr als drei EOFs zu keiner gravierenden Verbesserung der Ergebnisse führt.

Aus diesem Grund wurden für die räumliche Darstellung der Eigenschaften der Korrekturen mittels des Regressionsmodells in Abbildung 61 eine Länge der Fitting-Periode von 4 Jahren und eine Anzahl von 3 EOFs gewählt. Wie insbesondere die erklärte Varianz im Vergleich der unkorrigierten Simulationsdaten mit den Beobachtungen für Konstellation 2 zeigt, liegt der Hauptfehler in einer Unterschätzung der Variabilität im Nordteil des Simulationsgebietes. Während die Korrelation R fast überall > 0.6 ist, nimmt die erklärte Varianz lokal Werte $< 10\%$ und im Skagerrak sogar $< 0\%$ an. Hier ist auch der RMS-Fehler maximal. Die Anwendung des Regressionsmodells führt in diesem Beispiel global nur zu einer geringfügigen Reduzierung des Simulationsfehlers bezüglich der erklärten Varianz. Lokal tritt aber eine deutliche Reduktion ein; so ist die minimale lokale erklärte Varianz $> 20\%$ und auch der maximale RMS-Fehler in Skagerrak ist deutlich verringert.

Zu gleichen Schlussfolgerungen führt auch die Betrachtung der Resultate für Konstellation 4 in den unteren beiden Reihen von Abbildung 61. Offensichtlich wird diese Periode, wie bereits oben besprochen, besser simuliert. Aber die Anwendung des Regressionsmodells liefert auch in diesem Fall global gesehen keine gravierende Verbesserung des Simulationsergebnisses. Am Nordrand des Simulationsgebietes, wo die Varianz der Simulation in den Einstromregionen aufgrund der Randbedingungen nahe Null ist, gelingt aber eine Erhöhung der erklärten Varianz von $0 - 20\%$ auf $40 - 60\%$ und die minimale Korrelation wird auf Werte von $R > 0.6$ angehoben.

Die Ergebnisse lassen sich insofern zusammenfassen, dass sich das Regressionsmodell so verhält, wie es die Theorie erwarten lässt: Da das wesentliche Korrekturpotential der Methode aus der Verwendung der räumlichen Muster der Beobachtungen resultiert, die zeitliche Struktur der Beobachtungen in der Validations-Periode (im Gegensatz zu Fall B) aber unberücksichtigt bleiben muss, sind grundlegende Verbesserungen der Korrelation R nicht zu erwarten. Und große Korrekturerfolge bleiben auf die Situationen beschränkt, in denen CCA-Moden mit hoher Korrelation auftreten, die sich in ihrem räumlichen Muster stark unterscheiden. Ein bedeutender Vorteil der Methode folgt daraus, dass Korrekturen auch dort möglich sind, wo die Varianz in der Simulation Null ist, wie der Korrekturerfolg am Nordrand des Simulationsgebietes belegt. Diese Möglichkeit besteht bei einer Methode, die im Wesentlichen auf eine Verbesserung der Abbildung der zeitlichen Struktur angelegt ist, nicht, wie im folgenden Abschnitt gezeigt wird.

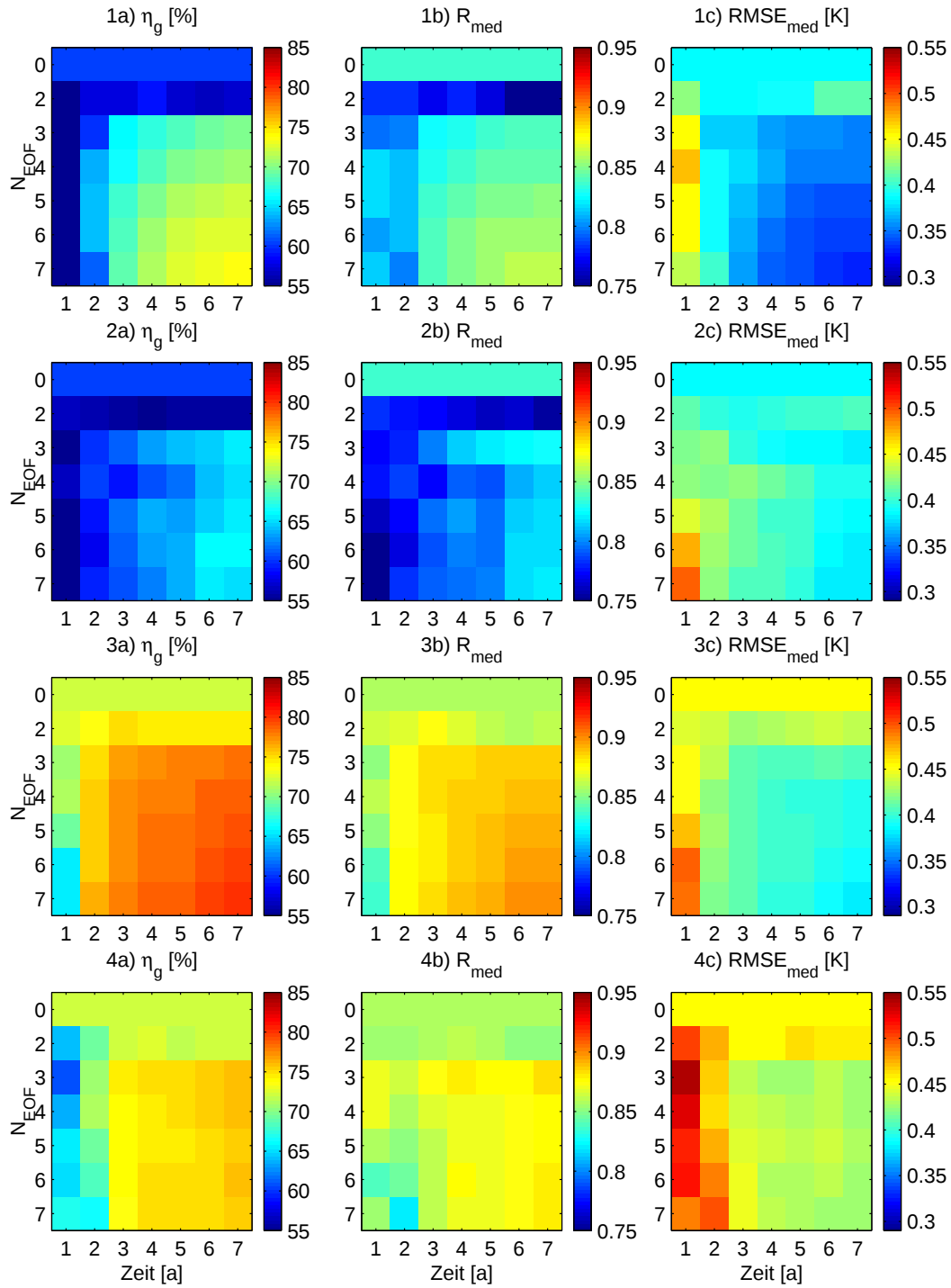


Abbildung 60: Diagnose des Regressionsmodells für unterschiedliche Konstellationen von Fitting- und Validations-Periode. Für alle Konstellationen gilt: a) erklärte Varianz, b) Korrelationskoeffizient, c) RMS-Fehler. Für die Nummerierung gilt:

- 1: Fitting-Periode 1980-1986, Validations-Periode: 1980-1986.
- 2: Fitting-Periode 1987-1993, Validations-Periode: 1980-1986.
- 3: Fitting-Periode 1987-1993, Validations-Periode: 1987-1993.
- 4: Fitting-Periode 1980-1986, Validations-Periode: 1987-1993.

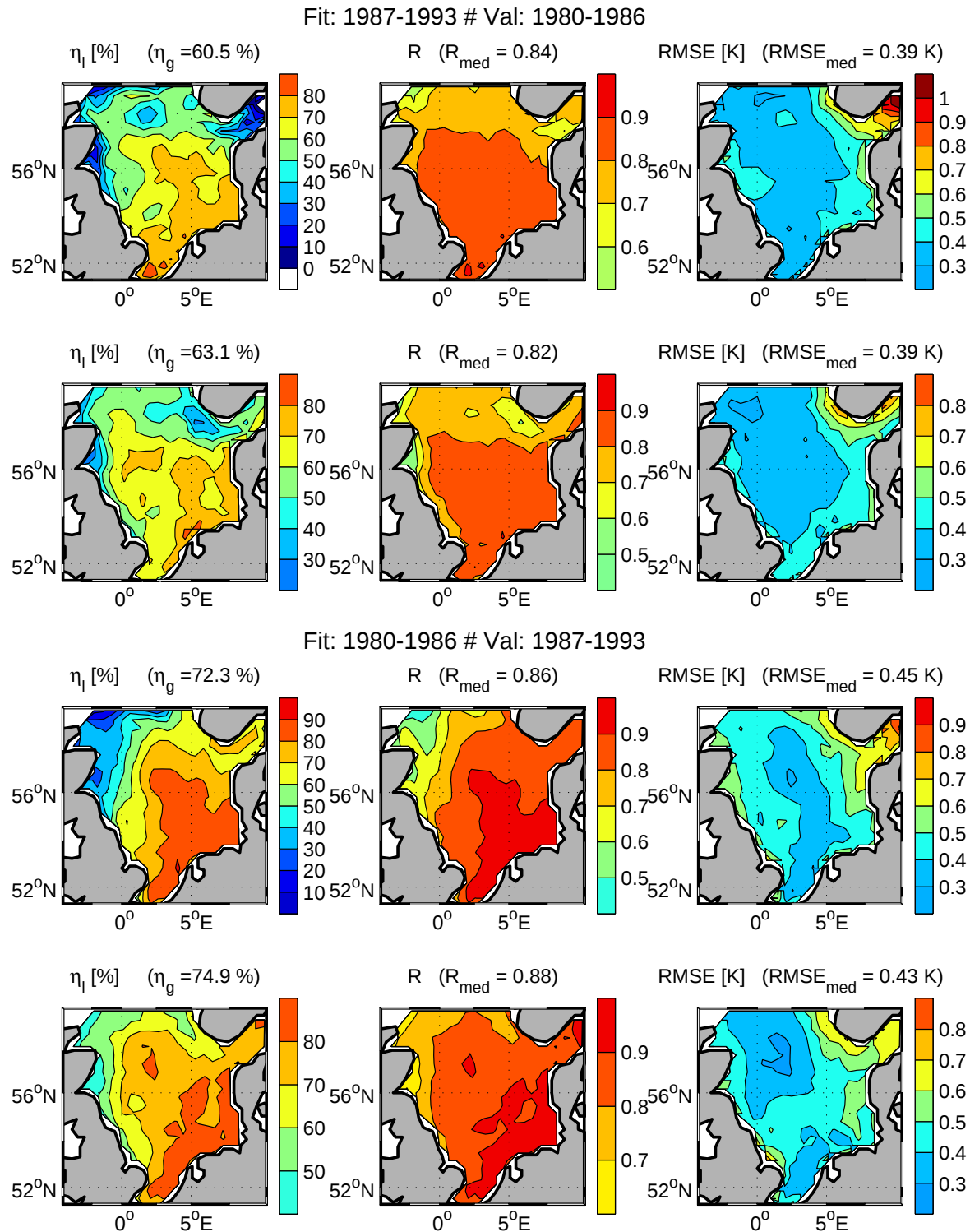


Abbildung 61: Räumliche Verteilung der Fehlermaße.

Oberste Reihe: Fehler der unkorrigierten Simulationsergebnisse für die Konstellation 2.

Zweite Reihe: Fehler der korrigierten Simulationsergebnisse für die Konstellation 2.

Dritte Reihe: Fehler der unkorrigierten Simulationsergebnisse für die Konstellation 4.

Unterste Reihe: Fehler der korrigierten Simulationsergebnisse für die Konstellation 4.

6.2 Fall B: Vollständige Überdeckung des Simulationszeitraums mit Beobachtungsdaten

Prinzipiell folgen aus den oben angeführten Unterschieden in der Ausrichtung der Methode im Vergleich zu Fall A auch Unterschiede in der Auswahl der Zeitintervalle. Zugunsten einer besseren Vergleichbarkeit mit Fall A werden hier jedoch exakt dieselben Konstellationen der Perioden gewählt. Der wesentliche Unterschied besteht jedoch darin, dass im Regressionsmodell das Vorliegen von Beobachtungsdaten in der Validations-Periode, die diesen Namen somit eigentlich nicht mehr verdient, da sie nicht mehr unabhängig von der Simulations-Periode ist, berücksichtigt wird. Im Folgenden werden die sich aus dieser Tatsache ergebenden Übereinstimmungen und Unterschiede im Regressionsmodell beschrieben.

Nach wie vor bildet eine CCA zwischen den beobachteten und den simulierten Daten die Grundlage der Methode.

$$Simfit(i, t) = \sum_{k=1}^K \alpha_k(t) p_k(i)$$

$$Beofit(j, t) = \sum_{k=1}^K \beta_k(t) q_k(j).$$

Der erste Schritt besteht aber nicht mehr in der Berechnung der Koeffizienten α_k , mit der die Muster der Simulation in der Validations-Periode verknüpft sind. Stattdessen werden in analoger Weise die Koeffizienten β_k für die Beobachtungen bestimmt.

$$E = \sum_{t,j} \left[Beoval(j, t) - \sum_{k=1}^K \beta_k(t) q_k(j) \right]^2$$

Die korrigierten Simulationsdaten berechnen sich dann aus den Mustern der Simulation, die in der Fitting-Periode ermittelt wurden:

$$Simkorr(i, t) = \sum_{k=1}^K c_k \beta_k(t) p_k(i),$$

wobei c_k wieder die kanonischen Korrelationen bezeichnet. Die korrigierten Simulationsergebnisse liegen jetzt an den geographischen Positionen der Simulation vor, die räumliche Auflösung bleibt somit unverändert. Der gravierende Unterschied zu Fall A resultiert daraus, dass die zeitliche Information aus den Beobachtungen durch die Verwendung der β_k über den gesamten Zeitraum genutzt wird. Im Gegensatz zu Fall A werden die zeitabhängigen CCA-Koeffizienten und nicht wie dort die zeitunabhängigen CCA-Muster zur Korrektur der Simulationsergebnisse herangezogen. Wie Abbildung 62 zeigt, haben diese Unterschiede gravierende Auswirkungen auf die zu erzielenden Korrekturen.

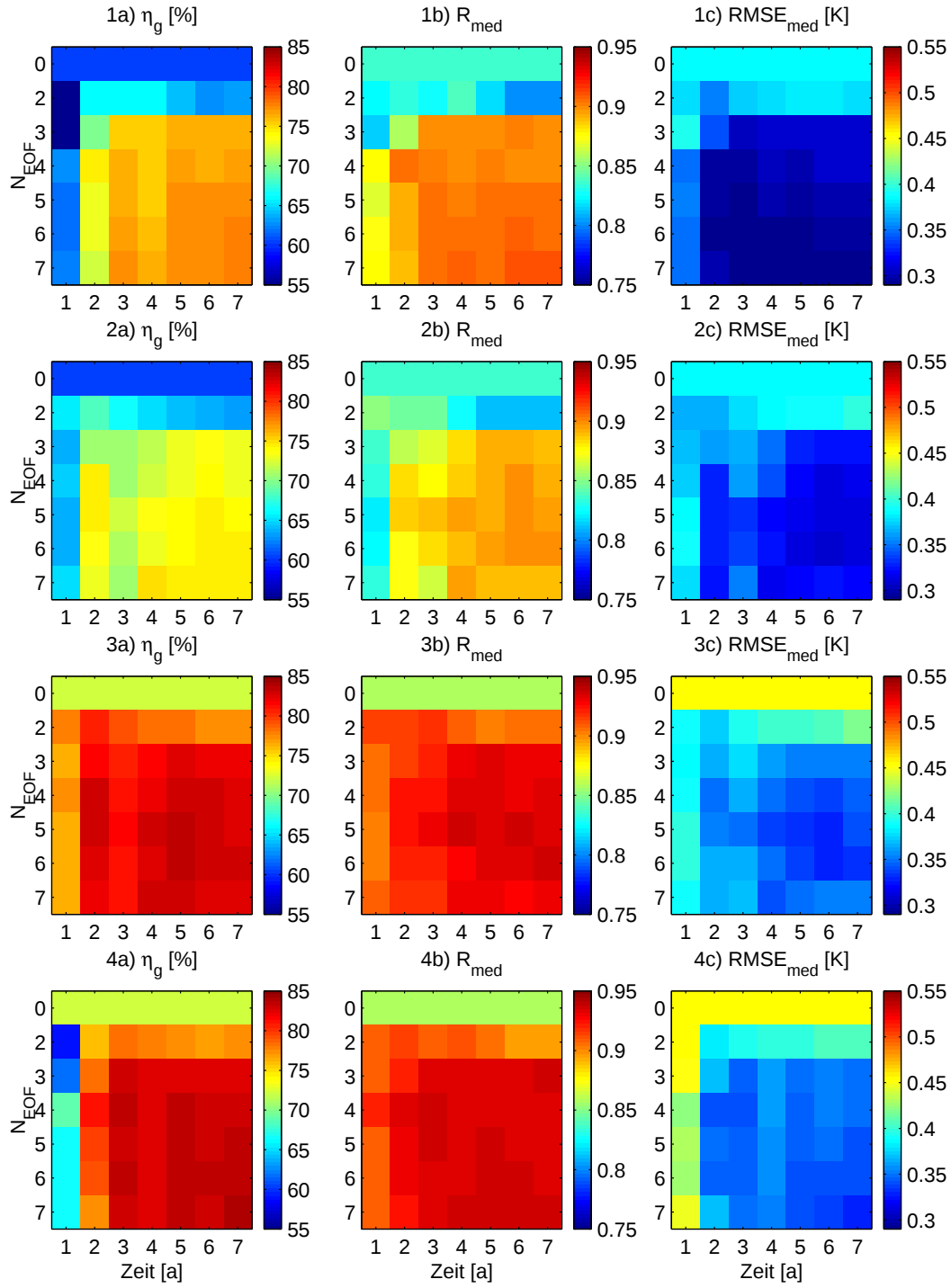


Abbildung 62: Erläuterungen analog zu Abbildung 60

Eine Gegenüberstellung mit Abbildung 60 lässt die Wirkung des fundamentalen Unterschieds beider Methoden augenscheinlich werden. Die Korrekturen sind in diesem Fall wesentlich effektiver. Bereits ab einer Länge der Fitting-Periode von 2 Jahren stellt sich eine Reduzierung der Fehler ein. Im Gegensatz zu Fall A tritt aber keine kontinuierliche Verbesserung des Korrekturerfolgs mit länger werdender Fitting-Periode ein, für den Fall, dass die Fitting-Periode selbst zur Berechnung der Fehler herangezogen wird. Eine untere Schranke von 3 EOFs existiert weiterhin, da sich an den EOFs keine Änderungen ergeben haben.

Für die Darstellungen der räumlichen Fehlerverteilungen in Abbildung 63 wurden dieselben Einstellungen des Regressionsmodells wie in Fall A gewählt: Die Länge der Fitting-Periode beträgt 4 Jahre und es werden jeweils 3 EOFs und CCA-Moden benutzt.

Im Vergleich zu Fall A sind die Korrekturerfolge global gesehen beeindruckend. Für beide Konstellationen konnte die erklärte Varianz η_g durch Anwendung des Regressionsmodells um ca. 10% gesteigert werden. Und insbesondere für Konstellation 4 (die beiden unteren Reihen in Abbildung 63) ist die Verbesserung der Korrelation beachtlich. Im Gegensatz zu Fall A gelingt hier aber keine Reduzierung des Fehlers am Nordrand, was dadurch begründet ist, dass die zeitliche Variabilität der Simulation in dieser Region praktisch Null ist und die Regressionsbeziehung auf den räumlichen Mustern aus der Simulation beruht, deren Amplitude in dieser Region ebenfalls nahezu Null ist.

Wie zu erwarten, ist der Korrekturerfolg dieses Regressionsmodells im Vergleich zu dem von Fall A deutlich größer. Hierbei muss aber nochmals deutlich hervorgehoben werden, dass dies vor allem auf den unterschiedlichen Voraussetzungen beruht, die den beiden Regressionsmodellen zugrunde liegen. Während in Fall A die Voraussetzung getroffen wurde, dass die Beobachtungen in der Validations-Periode unbekannt sind, was einem Vorhersagemodus des Regressionsmodells entspricht, werden die Beobachtungen in Fall B für die gesamte Simulationsdauer als bekannt vorausgesetzt, womit es praktisch keine unabhängige Validations-Periode mehr gibt. Eine Unabhängigkeit kann allenfalls partiell durch statistische Kunstgriffe, wie die oben erwähnte Kreuz-Validierung, hergestellt werden.

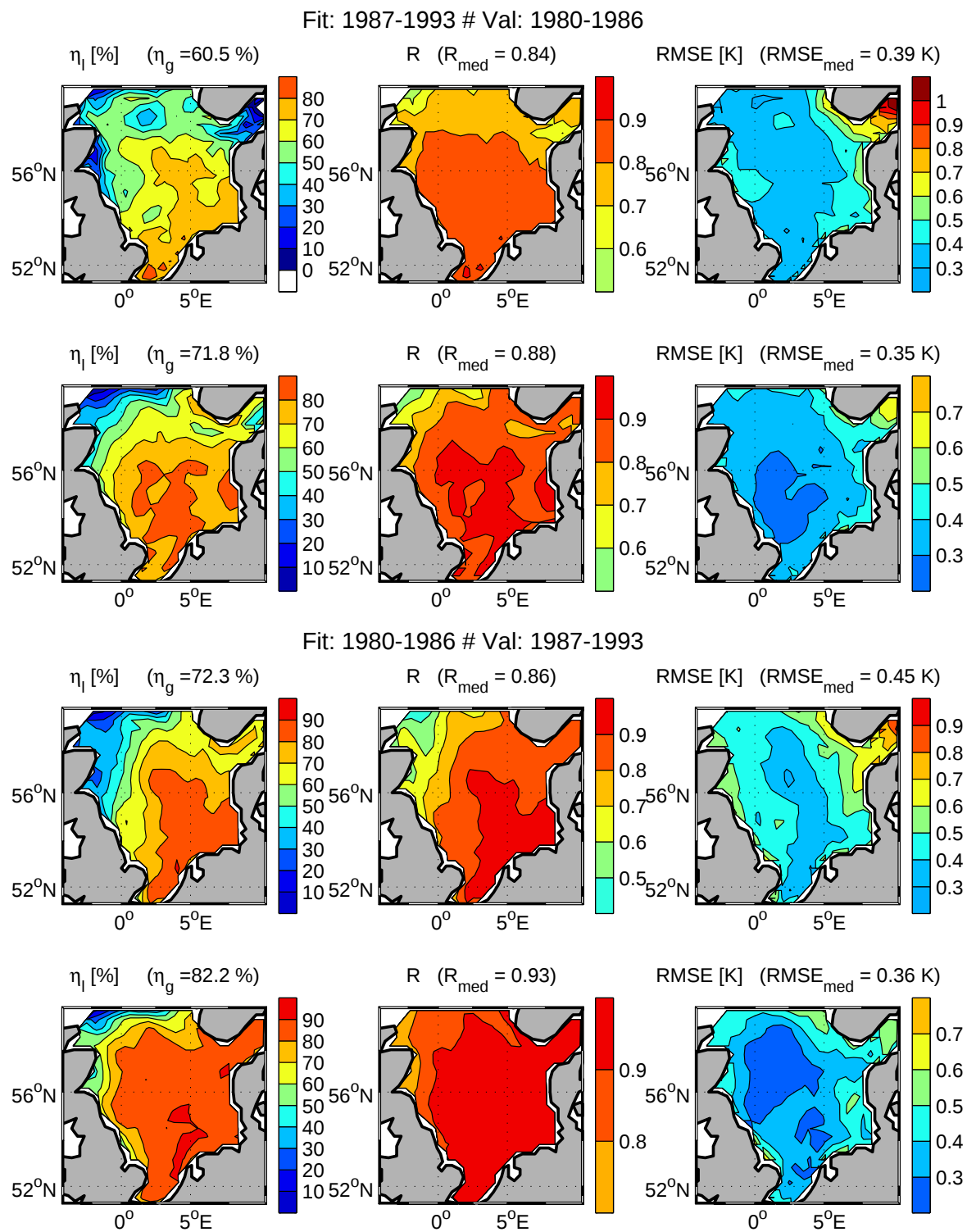


Abbildung 63: Räumliche Verteilung der Fehlermaße. Weitere Erläuterungen siehe Abbildung 61

7 Zusammenfassung und Ausblick

Auf der Grundlage einer Vielzahl von Beobachtungsdaten wurde die mehrjährige Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee eingehend analysiert. Durch die einheitliche Betrachtung von Nord- und Ostsee konnten die weitgehenden Gemeinsamkeiten der Variabilität beider Randmeere, aber auch deren bedeutsame Unterschiede herausgearbeitet werden.

Die Gemeinsamkeiten rühren dabei insbesondere von der gleichartigen Forcierung beider Regionen her, die durch die großskalige atmosphärische Zirkulation bedingt ist. Der dominierende Anteil der atmosphärischen Variabilität im nordatlantischen Raum geht von der Nordatlantischen Oszillation (NAO) aus. Die NAO wirkt besonders prägend auf die hydrographischen Größen, die von der Stärke westlicher Winde und/oder von der Lufttemperatur abhängen. Hierzu zählen der Wasserstand und die SST in Nord- und Ostsee sowie die Eisbedeckung der Ostsee. In allen Analysen dieser Größen zeichnet sich die Signatur der NAO, die sich im Zeitraum nach 1960 im Wesentlichen aus einem positiven Trend und einer ausgeprägten Komponente mit einer Periodizität von 7-8 Jahren zusammensetzt, deutlich ab.

Für den Salzgehalt liegt ein in zweifacher Weise abweichendes Verhalten vor. Zum einen besteht für beide Randmeere keine dominante Beeinflussung der mehrjährigen Variabilität durch die NAO und zum anderen zeichnen sich Nord- und Ostsee durch systematische Unterschiede bezüglich ihrer Salzgehaltsvariabilität aus. Den stärksten Einfluss auf die Salzgehaltsvariabilität der Nordsee - gemessen an der erklärten Varianz der Salzgehaltsanomalien in der gesamten Nordsee - haben die Schwankungen in den Abflüssen von Rhein und Elbe. Für den nördlichen Teil der Nordsee ist eine Kopplung an die NAO über den Einstrom von salzreichem Atlantikwasser festzustellen. Aber auch die zentrale Nordsee wird von Salzgehaltsschwankungen erfasst, die mit der NAO korreliert sind. Die Salzgehaltsvariabilität der Ostsee ist von den topographischen Verhältnissen geprägt, die ein sporadisches Eindringen von salzreichem Nordseewasser mit sich bringen. Die Intensität und Häufigkeit dieser Einstromereignisse sind der dominierende Einfluss auf die Salzgehaltsvariabilität unterhalb der Halokline. Oberhalb der Halokline besteht ein Zusammenhang zwischen dem Salzgehalt und dem Frischwasserabfluss der in die Ostsee mündenden Flüsse. Durch das im Vergleich zum Abfluss sehr große Volumen der Schicht oberhalb der Halokline treten abflussbedingte Salzgehaltsanomalien aber nur gedämpft und mit einigen Jahren Verzögerung auf.

Außer zur statistischen Analyse der Variabilität wurden die Beobachtungsdaten auch zur Validation einer dekadischen Modellsimulation mit einem regionalen gekoppelten Eis-/Ozeanmodell herangezogen. Die Ergebnisse der funktionalen Validation ergeben ein sehr differenziertes Bild der Simulationseigenschaften. Während die Variabilität der Wasserstandsschwankungen in Nord- und Ostsee, der Transporte zwischen Nord- und Ostsee sowie der eisbedeckten Fläche der Ostsee mit großer Genauigkeit ($\eta_g > 80\%$) wiedergegeben wird, bestehen für andere hydrographische Größen (z.T. beträchtliche) Defizite in der Reproduktion der beobachteten Variabilität. Die sommerliche SST weist am Nordrand des Simulationsgebietes und besonders entlang der britischen Küste erhebliche Abweichungen von den

Beobachtungen auf. Die Fehler am Nordrand sind dabei auf die klimatologischen Randbedingungen zurückzuführen, wie Vergleiche mit den Fehlern in der simulierten winterlichen SST und im Salzgehalt der Nordsee zeigen, die dieselbe Charakteristik aufweisen. Die Validationsergebnisse für die SST der Ostsee und den Salzgehalt in der Nordsee sind aufgrund der schlechten Datenlage seitens der Beobachtungen mit großen Unsicherheiten behaftet.

Die Quantifizierung der Abweichungen zwischen Beobachtung und Simulation ist ein wichtiger Schritt zur Beurteilung eines Simulationsmodells. Dass dabei Differenzen zwischen dem (oftmals dürftigen) Beobachtungsmaterial und den Ergebnissen eines komplexen Simulationsmodells auftreten, ist unvermeidlich und auch nicht von eigentlichem Interesse. Die eigentliche Frage ist, ob die zu Tage tretenden Differenzen einen Betrag aufweisen, der das Modell zur Beantwortung der jeweiligen Fragestellung untauglich macht. Bezüglich der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Modellsimulation in Anwendung auf die mehrjährige Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee lässt sich folgende Aussage treffen: Mit Ausnahme des Salzgehaltes in der Ostsee ist das untersuchte Simulationsmodell unter Berücksichtigung der Unsicherheiten des Beobachtungsmaterials geeignet, die Variabilität zu simulieren. Für den Salzgehalt in der Ostsee treten jedoch - wie bei allen anderen bekannten Simulationen der mehrjährigen Variabilität der Ostsee - Fehler auf, die das Simulationsmodell zur Beschreibung der mehrjährigen Variabilität dieser Größe untauglich macht.

Die in dieser Arbeit gezeigten Validationsergebnisse machen das Modell von *Schrum* [1997] zusammen mit den bereits in *Janssen et al.* [2001] und *Schrum et al.* [2000] veröffentlichten Ergebnissen zu dem am umfassendsten validierten Modell zur Simulation klimainduzierter Variabilität in Nord- und Ostsee. Damit ist eine der wesentlichen Voraussetzungen zum Einsatz dieses Modells in Bezug auf Fragen des Klimaimpaktes erfüllt.

Weiterhin wurde eine Methode zur Korrektur der im Verlauf der Validation aufgefundenen Simulationsfehler vorgestellt. Die auf einer Kanonischen Korrelationsanalyse beruhende Methode lässt sich dabei in zwei unterschiedlichen Konstellationen anwenden. Die erste Konstellation stellt eine Situation dar, bei der für den gesamten zu korrigierenden Simulationszeitraum Beobachtungsdaten vorliegen. In der zweiten möglichen Konstellation liegen die Beobachtungsdaten hingegen nur für ein Teilintervall des zu korrigierenden Simulationszeitraums vor. Obwohl die Methode für die erste Konstellation eine sehr effektive Fehlerkorrektur ermöglicht und auch in der zweiten Konstellation noch beachtliche Korrekturerfolge erzielt werden, ist beim Einsatz dieses Verfahrens eine genaue Abwägung zwischen Nutzen und Gefahren notwendig. Insbesondere sollte der Einsatz des Korrekturverfahrens in keiner Weise von der Notwendigkeit ablenken, die Fehler von den Ursachen her zu beheben.

In zwei Beispielen wurden die Möglichkeiten des Simulationsmodells dargelegt, zum Verständnis und zur Quantifizierung der mehrjährigen Variabilität beizutragen und bisher offene wissenschaftliche Fragen zu klären.

Wie aus der Simulation zu windinduzierten Wasserstandsschwankungen in der Ostsee hervorgeht, ist die Variabilität auf einer Zeitskala unterhalb von einer Woche durch den direkten

Windeinfluss innerhalb der Ostsee dominiert. Für längere Zeitskalen überwiegt der Einfluss der Wasserstandsschwankungen der Nordsee auf die der Ostsee gegenüber dem direkten Einfluss des Windes.

Die Simulation zur Salzgehaltsvariabilität in der Nordsee lässt die Quantifizierung des Einflusses von Schwankungen im Abfluss auf den Salzgehalt zu. Der Einfluss der Abflussanomalien beschränkt sich auf eine Region, die nach Nordwesten durch die Doggerbank begrenzt ist. Von der zentralen Nordsee ausgehend, nimmt der Einfluss in Richtung der Mündungen von Rhein und Elbe zu, in deren Nähe praktisch die gesamte Salzgehaltsvariabilität durch den Flusseintrag bestimmt ist.

Neben zahlreichen neuen wissenschaftlichen Erkenntnissen gehen aus dieser Arbeit auch wesentliche Neuerungen von praktischem Nutzen hervor:

- Es wurden Datensätze sowohl zur Beschreibung des mittleren Zustandes und der saisonalen Schwankungen [Janssen *et al.*, 1999] als auch der mehrjährigen Variabilität der Hydrographie in Nord- und Ostsee erstellt. Im letzteren Fall sind besonders die Datensätze des Salzgehaltes in Nord- und Ostsee und der Eisbedeckung der Ostsee zu nennen. Diese Datensätze sind zur Beschreibung der Hydrographie von ebenso großem Wert wie auch zur Initialisierung und Validation von regionalen Zirkulationsmodellen.
- Das Programmpaket MVSTAT (siehe Anhang D) fasst eine Reihe von Programmen zur Musteranalyse in einheitlicher Form zusammen. Es wird komplettiert durch mehrere Programme, die zur Vorbereitung von Datensätzen für die statistische Analyse notwendig oder hilfreich sind. Der einheitliche und modulare Aufbau macht auch komplexe statistische Analysen mit kurzer Entwicklungszeit möglich. Die Verwendung von MATLAB als Programmierumgebung bietet einen deutlichen Vorteil gegenüber auf FORTRAN oder C basierenden Programmpaketen, da alle Arbeitsgänge von der Datenaufbereitung über die statistische Analyse bis hin zur druckreifen, graphischen Ausgabe in einem Arbeitsgang erfolgen.

Die vorliegende Arbeit lässt zwangsläufig eine Reihe von Fragen unbeantwortet. Diese beziehen sich sowohl auf die Analyse des Beobachtungsmaterials als auch auf die Simulationsergebnisse.

Anhand der Beobachtungen sollten in Zukunft insbesondere weitere Analysen zur Variabilität der Vertikalstruktur von Nord- und Ostsee vorgenommen werden. Während die Datenbasis in der Ostsee in den letzten zwei Dekaden Analysen zur dreidimensionalen Variabilität zulässt und sich die Datenlage durch den Ausbau des Monitoring-Programms weiter verbessert, muss die Analyse für die Nordsee auf einige Standardschnitte beschränkt bleiben. Insbesondere Analysen zur mehrjährigen bis dekadischen Salzgehaltsvariabilität sind für die Nordsee auf Grund eines Mangels an (verfügbaren) Beobachtungsdaten problematisch. Eine Verbesserung des Monitorings von „Schlüsselregionen“ - auch wenn deren Definition für die

Nordsee ungleich schwerer ist als für die Ostsee - würde einen bedeutenden Fortschritt für die Beurteilung der Variabilität der Hydrographie in der Nordsee bedeuten.

Die Analysen zur beobachteten Vertikalstruktur würden die Validation der simulierten Vertikalstruktur erlauben und damit einen wesentlich tieferen Einblick in die Defizite eines Simulationsmodells ermöglichen. Insbesondere sind auf diese Weise Erkenntnisse zu erlangen, die eine Beantwortung der Frage zulassen, ob und auf welche Weise an der Oberfläche auftretende Fehler ihre Ursachen in den darunter liegenden Schichten haben.

In Verlauf der Arbeit wurde ein mehrschrittiger Weg zu Analyse klimainduzierter Variabilität auf regionaler Skala eingeschlagen, der eine Kombination von Beobachtungsdaten mit statistischen Methoden und numerischen Modellsimulationen darstellt. Die wesentlichen Schritte sind:

- Sammlung und Aufbereitung von Beobachtungsdaten.
- Statistische Analyse der beobachteten Variabilität.
- Statistische Analyse des Zusammenhangs zwischen regionaler Variabilität und der großskaligen Zirkulation.
- Simulation der regionalen Variabilität mit einem numerischen Regionalmodell.
- Eingehende Validation der Simulation.
- Weitere numerische Simulationen, um von den aufgefundenen statistischen Beziehungen auf kausale Beziehungen zu schließen, und diese zu quantifizieren.

Obwohl dieser Weg ein hohes Potential besitzt, zum Verständnis regionaler klimainduzierter Variabilität beizutragen, wurde er in der Vergangenheit noch nicht konsequent beschritten. Insbesondere was die - bezüglich der regionalen Skala erst in der Entstehung begriffene - Klimaimpaktforschung angeht, bietet diese Vorgehensweise eine zukunftsweisende Perspektive.

Danksagung

Mein besonderer Dank gebührt Dr. Corinna Schrum, die meine Tätigkeit am IfM Hamburg über 5 Jahre begleitet hat. Durch ihre Begeisterung für die Ozeanographie hat sie in zahlreichen anregenden und ermutigenden Diskussionen sehr zur Entstehung und zum Abschluss dieser Arbeit beigetragen.

Bedanken möchte ich mich bei Prof. Dr. Backhaus für die Unterstützung meiner Arbeit am IfM. Danken möchte ich ferner Udo Hübner für die freundschaftliche Zusammenarbeit im Projekt KLINO und dafür, mich als Zimmergenossen geduldig ertragen zu haben.

Für die Unterstützung in L^AT_EX, das Korrekturlesen dieser Arbeit und viele Becher Kaffee, die ein Weiterarbeiten oft erst möglich gemacht haben, bedanke ich mich bei Dr. Susanne Rolinski.

Dr. Maik Thomas danke ich für viele gemeinsame Stunden von Studienbeginn bis zum Abschluss dieser Arbeit, die sehr zum Spaß an der Arbeit beigetragen haben.

Ich habe allen zu danken, die mir freundlicherweise ihre Daten zur Verfügung gestellt haben. Dies sind insbesondere alle Personen und Institutionen, die in Kapitel 2.1 namentlich aufgeführt sind, aber auch alle nicht namentlich bekannten Wissenschaftler/innen, die Messungen durchgeführt, aufbereitet und archiviert haben. Für die Bereitstellung der Simulationsdaten sowie die Überlassung des Programm-Codes „ihrer“ HAMSOM-Version danke ich Dr. Corinna Schrum.

Meinen Eltern und meiner Schwiegermutter danke ich für die fortwährende Unterstützung in allen Lebenssituationen.

Abschließend möchte ich mich besonders bedanken bei meinen Söhnen Jan-Hauke und Sönke, die viele Stunden auf ihren Vater verzichten mussten, und bei meiner Frau Ulrike, ohne deren jahrelange liebevolle Unterstützung diese Arbeit nicht hätte entstehen können.

Literatur

- Backhaus, J. O., A three-dimensional model for the simulation of shelf sea dynamics, *Dt. Hydrogr. Z.*, 38, 165–187, 1985.
- Barnes, S., Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations, *Tech. rep*, NOAA Technical Memorandum ERL NSSL-62, 60 Seiten, 1973.
- Becker, G. A., Die Nordsee als physikalisches System, in *Warnsignale aus der Nordsee: Wissenschaftliche Fakten*, herausgegeben von J. Lozàn, W. Lenz, E. Rachor, B. Watermann, und H. v. Westernhagen, pp. 11–27, Parey Buchverlag Berlin, 1990.
- Becker, G. A. und M. Pauly, Sea surface temperature changes in the North Sea and their causes, *Ices Journ. of Mar. Sc.*, 53, 887–898, 1996.
- Becker, G. A. und A. Schulz, Atlas of North Sea surface temperatures. Weekly and monthly means for the period 1969 to 1993, *Dt. Hydrogr. Z., Supplement*, 11, 79 Seiten, 2000.
- Becker, G. A., H. Frey und G. Wegener, Atlas der Temperatur an der Oberfläche der Nordsee, *Dt. Hydrogr. Z., Erg. H. B*, 17, 128 Seiten, 1986.
- Becker, G. A., A. Frohse und P. Damm, The North-West European Shelf temperature and salinity variability, *Dt. Hydrogr. Z.*, 49, 135–151, 1997.
- Bergström, S. und B. Carlsson, River runoff to the Baltic Sea: 1950-1990, *Ambio*, 23, 280–287, 1994.
- Bjerknes, J., Atlantic air-sea interaction, *Adv. in Geophysics*, 7, 1–82, 1964.
- Bock, K. H., Monatskarten der Temperatur der Nordsee, *Dt. Hydrogr. Z., Erg. H. B*, 12, 147 Seiten, 1971.
- Bretherton, C. S., C. Smith und J. M. Wallace, An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data, *J. Climate*, 5, 541–560, 1992.
- Broomhead, D. S. und G. P. King, Extracting qualitative dynamics from experimental data, *Physica D*, 20, 217–236, 1986.
- Bryan, K., A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, 4, 347–376, 1969.
- Busuioc, A., H. von Storch und R. Schnur, Verification of GCM generated regional precipitation and of statistical downscaling estimates, *J. Climate*, 12, 258–272, 1999.
- Carlsson, M., A coupled three-basin sea level model for the Baltic Sea, *Cont. Shelf Res.*, 18, 1015–1038, 1998.

- Cayan, D. R., Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperatures, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 859–881, 1992a.
- Cayan, D. R., Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: The connection to monthly atmospheric circulation, *J. Climate*, 5, 354–369, 1992b.
- Cherry, S., Singular value decomposition analysis and canonical correlation analysis, *J. Climate*, 9, 2003–2009, 1996.
- Cox, M. D., A primitive equation 3-dimensional model of the ocean, *Tech. Rep 1*, GFDL Ocean Group, Princeton University, U.S.A., 1984.
- Damm, P., Klimatologischer Atlas des Salzgehaltes, der Temperatur und der Dichte in der Nordsee, 1968 - 1985., *Technischer Report 6*, Institut für Meereskunde Hamburg, 6-89, 81, 1989.
- Damm, P., Die saisonale Salzgehalts- und Frischwasserverteilung in der Nordsee und ihre Bilanzierung, *Tech. Bericht 28*, Berichte des Zentrums für Meeres- und Klimaforschung, 259 Seiten, 1997.
- Dee, D. P., A pragmatic approach to model validation, in *Quantitative Skill Assessment for Coastal Ocean Models*, herausgegeben von D. R. Lynch und A. M. Davies, Kap. 1, pp. 1–13, American Geophysical Union, 1995.
- Dettinger, M. D., M. Ghil, C. M. Strong, W. Weibel und P. Yiou, Software expedites singular-spectrum analysis of noisy time series, *Eos, Trans. American Geophysical Union*, 76, 12, 14, 21, 1995.
- Dickson, R. R., J. Meincke, S.-A. Malmberg und A. L. Lee, The “Great Salinity Anomaly” in the northern North Atlantic 1968-1982, *Progr. Oceanogr.*, 20, 103–151, 1988.
- Dietrich, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage, *Kieler Meeresforschungen*, 7, 35–69, 1959.
- Dietrich, G. und F. Schott, Eisverhältnisse, in *Meereskunde der Ostsee*, herausgegeben von L. Magaard und G. Rheinheimer, pp. 61–66, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1974.
- Dippner, J. W., SST anomalies in the North Sea in relation to the North Atlantic Oscillation and the influence on the theoretical spawning time of fish, *Dt. Hydrogr. Z.*, 49, 267–275, 1997.
- Ehlin, U. und I. Mattisson, Volumes and areas of the Baltic Sea and its subbasins, *Water in the North, IHP-News*, 9, 16–20, (in Swedish), 1976.

- Ellett, D. J. und J. Blindheim, Climate and hydrographic variability in the ICES area during the 1980, *ICES mar. Sci. Symp.*, 195, 11–31, 1992.
- Gabor, D., Theory of communication, *J. Inst. Electr. Engeneering, London, Band 93*, 429–457, 1946.
- Ghil, M., R. M. Allen, M. D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M. E. Mann, A. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi und P. Yiou, Advanced spectral methods for climatic time series, *Rev. Geophys.*, accepted, 2001.
- Gibson, R., P. Kallberg und S. Uppala, The ECMWF Re-analysis (ERA) projekt, *ECMWF Newsletter*, 73, 7–17, 1996.
- Gill, A., *Atmosphere-ocean dynamics*, International Geophysics Series, Vol. 30, Academic Press, Orlando, London, 666 Seiten, 1982.
- Giorgi, F., B. Hewitson, J. Christensen, M. Hulme, H. von Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns und C. Fu, Regional climate information - evaluation and projections, in *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 583–638, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001.
- Goedecke, E., J. Smed und G. Tomczak, Monatskarten des Salzgehaltes der Nordsee, *Dt. Hydrogr. Z., Erg. H. B*, 9, 109 Seiten, 1967.
- Greatbatch, R. J., The North Atlantic Oscillation, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, Springer*, 14, 213–242, 2000.
- Greatbatch, R. J. und G. L. Mellor, An overview of coastal ocean models, in *Coastal Ocean Prediction*, herausgegeben von C. Mooers, pp. 31–57, American Geophysical Union, Washington, DC, 1999.
- Gustafsson, B., Interaction between Baltic Sea and North Sea, *Dt. Hydrogr. Z.*, 49, 165–186, 1997.
- Haapala, J., H. E. Meier und J. Rinne, Numerical investigations of future ice conditions in the Baltic Sea, *Ambio*, 30, 237–244, 2001.
- Haidvogel, D. B. und A. Beckmann, Numerical models of the coastal ocean, *The Sea*, 10, 457–482, 1998.
- HELCOM, Hrsg., *Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989-1993; Background document*, Nr. 64 B in Balt. Sea Environ. Proc., 1996.
- Hess, P. und H. Brezowsky, Katalog der Großwetterlagen Europas, *Bericht 15 (113)*, Dt. Wetterd., 3. verbesserte und ergänzte Auflage, 1977.

- Heyen, H., Detecting relationships between the interannual variability in climate records and ecological time series using a multivariate statistical approach - four case studies for the North Sea region, Dissertation, Universität Hamburg, GKSS Report 98/E/32, 1998.
- Heyen, H. und J. W. Dippner, Salinity in the southern German Bight estimated from large-scale climate data, *Tellus*, 50A, 545–556, 1998.
- Heyen, H., E. Zorita und H. von Storch, Statistical downscaling of winter monthly mean North Atlantic sea-level pressure to sea-level variations in the Baltic Sea, *Tellus*, 48A, 312–323, 1996.
- Hibler, W. D., A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 815–846, 1979.
- Hubbard, B., *Wavelets: Die Mathematik der kleinen Wellen*, Birkhäuser, 308 Seiten, 1997.
- Hupfer, P. und B. Tinz, Lebensraum Ostsee: Klima und Klimaänderungen, in *Warnsignale aus der Ostsee*, herausgegeben von J. Lozàn, R. Lampe, W. Matthäus, E. Rachor, H. Rumohr, und H. von Westernhagen, pp. 17–24, Parey, Berlin, 1996.
- Hurrell, J. W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679, 1995.
- Hurrell, J. W. und R. R. Dickson, Climate variability over the North Atlantic, in *Ecological effects of climatic variations in the North Atlantic Ocean*, herausgegeben von N. C. Stenseth, G. Ottersen, J. W. Hurrell, A. Belgrano, und B. Planque, Oxford University Press, 2001, in press.
- IPCC, *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, herausgegeben von J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskell, 2001.
- Jakob, C., Cloud cover in the ECMWF reanalysis, *J. Climate*, 12, 947–959, 1999.
- Jakobsen, T. S., The Belt Project - sea water exchange of the Baltic, measurements and methods, *Tech. Bericht*, The National Agency of Environmental Protection, Denmark, 106 Seiten, 1980.
- Janssen, F., C. Schrum und J. O. Backhaus, A climatological dataset of temperature and salinity for the North Sea and the Baltic Sea, *Dt. Hydrogr. Z., Supplement*, 9, 245 Seiten, 1999.
- Janssen, F., C. Schrum, U. Hübner und J. O. Backhaus, Uncertainty analysis of a decadal simulation with a regional ocean model for North Sea and Baltic Sea, *Clim. Res.*, 18, 55–62, 2001.

- Jones, P. D., The instrumental data record: Its accuracy and use in attempts to identify the "CO₂ signal", in *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, herausgegeben von H. v. Storch und A. Navarra, pp. 53–76, Springer Verlag, 1995.
- Kalnay, E. et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Met. Soc.*, *77*, 437–471, 1996.
- Kauker, F., Regionalization of climate model results for the North Sea, Dissertation, Universität Hamburg, 109 Seiten, 1998.
- Koslowski, G. und P. Loewe, The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1897-1992. (I). Temporal variability and association with the North Atlantic Oscillation, *Tellus*, *46A*, 66–74, 1994.
- Kröncke, I., J. Dippner, H. Heyen und B. Zeiss, Long-term changes in macrofauna communities off Norderney (East Frisia, Germany) in relation to climate variability, *Mar. Ecol. Prog. Series*, *167*, 25–36, 1998.
- Kushnir, Y., Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions, *J. Climate*, *7*, 141–157, 1994.
- Langenberg, H., A. Pfizenmayer, H. von Storch und J. Sündermann, Storm related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change, *Cont. Shelf Res.*, *19*, 821–842, 1999.
- Lee, A. J., North Sea: Physical oceanography, in *The North-West European Shelf Seas: the Sea Bed and the Sea in Motion*, Vol. 24B of *Oceanogr. Ser.*, II ed., pp. 467–493, Elsevier, 1980.
- Lehmann, A., A three-dimensional eddy-resolving model of the Baltic Sea, *Tellus*, *47A*, 1013–1031, 1995.
- Lenz, W., Monatskarten der Temperatur der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte, *Dt. Hydrogr. Z., Erg. H. B.*, *11*, 148 Seiten, 1971.
- Leppäranta, M., An ice drift model for the Baltic Sea, *Tellus*, *33*, 583–596, 1981.
- Leppäranta, M. und A. Seinä, Freezing, maximum annual ice thickness and breakup of ice on the finnish coast during 1930-1980, *Geophysica*, *21*, 87–104, 1985.
- Leppäranta, M. und Z. Zhang, A viscous-plastic ice dynamic test model for the Baltic Sea, *Int. report*, Finnish Institute of Marine Res., 14 Seiten, 1992.
- Levitus, S. und T. Boyer, World Ocean Atlas 1994 Volume 3: Salinity, *NOAA Atlas NESDIS 3*, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C., 1994.

- Lisitzin, E., *Sea-level changes*, Vol. 8 of *Elsevier Oceanography Series*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 1974.
- Livezey, R., The evaluation of forecasts, in *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, herausgegeben von H. von Storch und A. Navarra, 2nd ed., pp. 179–198, Springer, 1999.
- Loewe, P. und G. Koslowski, The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1897-1992. (II). Spectral characteristics and associations with the NAO, QBO, and solar cycle, *Tellus*, 50A, 219–241, 1998.
- Maagard, L. und G. Rheinheimer, *Meereskunde der Ostsee*, Springer, 269 Seiten, 1974.
- Matthäus, W., Lebensraum Ostsee: Ozeanographische Besonderheiten, in *Warnsignale aus der Ostsee*, herausgegeben von J. L. Lozàn, R. Lampe, W. Matthäus, E. Rachor, H. Rumohr, und H. von Westernhagen, pp. 17–24, Berlin, Parey, 1996.
- Matthäus, W. und H. Franck, Characteristics of major Baltic inflows—a statistical analysis, *Cont. Shelf Res.*, 12, 1375–1400, 1992.
- Meier, M., First results of multi-year simulations using a 3D Baltic Sea model, *SMHI Reports Oceanography* 27, SMHI, 48 Seiten, 1999.
- Meier, M., The use of the $k-\varepsilon$ turbulence model within the Rossby Centre regional ocean climate model: parameterization, development and results, *SMHI Reports Oceanography* 27, SMHI, 48 Seiten, 2000.
- Meier, M., The first Rossby Centre regional climate scenario for the Baltic Sea using a 3D coupled ice-model, *SMHI Reports Meteorology and Climatology* 95, SMHI, 63 Seiten, 2001.
- Meier, M., R. Döscher, A. C. Coward, J. Nycander und K. Döös, RCO-Rossby Centre regional Ocean climate model: model description (version 1.0) and first results from the hindcast period 1992/93, *SMHI Reports Oceanography* 26, SMHI, 102 Seiten, 1999.
- Meinke, J., Climate dynamics of the North Atlantic and NW-Europe - An observation-based overview -, in *Past climate and its significance for Human History in NW-Europe*, Proceedings of Hanse-Conference, Springer, 1999, 14 Seiten.
- Michaelson, K., U. Krell, V. Reinhardt, H. Graßl und L. Kaufeld, Climate of the North Sea, *Einzelveröffentlichungen Nr. 118*, Deutscher Wetterdienst, Hamburg, 277 Seiten, 1998.
- Moron, V., R. Vautard und M. Ghil, Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures, *Clim. Dynamics*, 14, 545–569, 1998.
- Oberhuber, J. M., The OPYC ocean general circulation model, *Technical report no. 7*, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, Germany, 1993.

- Omstedt, A., Modelling the Baltic Sea as thirteen sub-basins with vertical resolution, *Tellus*, 42A, 286–301, 1990.
- Omstedt, A. und L. Nyberg, Response of Baltic Sea ice to seasonal, interannual forcing and climate change, *Tellus*, 48A, 644–662, 1996.
- Omstedt, A., L. Mueller und L. Nyberg, Interannual, seasonal and regional variations of precipitation and evaporation over the Baltic Sea, *Ambio*, 26, 484–492, 1997.
- Oreskes, N., K. Shrader-Frechette und K. Belitz, Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences, *Science*, 263, 641–646, 1994.
- Otto, L., J. T. F. Zimmermann, G. Furnes, M. Mork, R. Saetre und G. A. Becker, Review of the physical oceanography of the North Sea, *Netherlands Journ. of Sea Research*, 26, 161–238, 1990.
- Parker, D. E., C. K. Folland und M. Jackson, Marine surface temperature: observed variations and data requirements, *Clim. Change*, 31, 559–600, 1995a.
- Parker, D. E., M. Jackson und E. B. Horton, The GISST2.2 sea surface temperature and sea-ice climatology, *Climate research technical note 63 (crtn63)*, Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Meteorological Office, London Road, Bracknell, Berkshire RG12 2SY, 1995b.
- Plaut, G. und R. Vautard, Spells of low-frequency oscillations and weather regimes over the northern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 51, 210–236, 1994.
- Preisendorfer, R. W., *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*, Elsevier, Amsterdam, 426 Seiten, 1988.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling und B. P. Flannery, *Numerical Recipes in Fortran: The Art of Scientific Computing*, 2nd ed., Cambridge University Press, 1992.
- Radach, G. et al., The NOWESP research data base, *Dt. Hydrogr. Z.*, 48, 241–259, 1996.
- Reynolds, R. W. und T. M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses, *J. Climate*, 7, 929–948, 1994.
- Richman, M. B., Rotation of principal components, *Int. J. Climatol.*, 6, 293–335, 1986.
- Rodhe, J., The Baltic and North Seas: A process-oriented review of the physical oceanography, *The Sea*, 11, 699–732, 1998.
- Rogers, J. C., The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1999–2015, 1984.

- Rogers, J. C. und H. van Loon, The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part II: Some oceanic and atmospheric effects at middle and high latitudes, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 509–519, 1979.
- Samuelsson, M., Interannual salinity variations in the Baltic Sea during the period 1954-1990, *Cont. Shelf Res.*, 16, 1463–1477, 1996.
- Samuelsson, M. und A. Stigebrandt, Main characteristics of long-term sea level variability in the Baltic Sea, *Tellus*, 48A, 672–683, 1996.
- Schinke, H., Zu den Ursachen von Salzwassereinbrüchen in die Ostsee, *Meereswiss. Ber., Warnemünde*, 12, 137 Seiten, 1996.
- Schott, F., Der Oberflächensalzgehalt der Nordsee, *Dt. Hydrogr. Z., Erg. H. A*, 9, 58, 1966.
- Schrum, C., A coupled ice-ocean model for the North Sea and the Baltic Sea, in *Sensitivity of the North Sea, Baltic Sea and Black Sea to anthropogenic and climate changes*, herausgegeben von E. Özsoy und A. Mikaelyna, Nato ASI Ser., pp. 311–325, Kluwer Academic Publisher, 1997.
- Schrum, C. und J. O. Backhaus, Sensitivity of atmosphere-ocean heat exchange and heat content in North Sea and Baltic Sea. A comparative assessment, *Tellus*, 51A, 526–549, 1999.
- Schrum, C. und F. Siegismund, Modellkonfiguration des Nordsee-/Ostseemodells, 40-Jahres Integration NCEP, *interner Report*, Institut für Meereskunde Hamburg, Hamburg, 2001.
- Schrum, C., F. Janssen und U. Hübner, *Modelling the interannual variability of hydro- and thermodynamics in the North Sea and the Baltic Sea*, ICES, CM 1999 / O:05 ed., 1999.
- Schrum, C., F. Janssen und U. Hübner, Recent climate modelling in North Sea and Baltic Sea, Part A: Model description and validation, *Tech. Bericht 37*, Berichte des Zentrums für Meeres- und Klimaforschung, 60 Seiten, 2000.
- Seinä, A., Extent of ice-cover 1960-1990 and restrictions to navigation 1981-1990 along the finnish coast, *Tech. Bericht 262*, Finnish Marine Research, 3-34, 1994.
- Stigebrandt, A. und F. Wulff, A time-dependent budget model for nutrients in the Baltic Sea, *Global Biochemical Cycles*, 3, 63–78, 1989.
- Sündermann, J., *Circulation and Contaminant Fluxes in the North Sea*, Springer-Verlag, 654 Seiten, 1994.
- Sündermann, J., S. Beddig, J. Huthnance und C. N. K. Mooers, Impact of climate change on the coastal zone: discussion and conclusions, *Clim. Res.*, 18, 1–3, 2001a.

- Sündermann, J., S. Beddig, G. Radach und H. Schlünzen, *Nordsee—Gefährdung und Forschungsbedarf*, Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Hamburg, 64 Seiten, 2001b.
- Sündermann, J., G. Becker, P. Damm, D. V. den Eynde, R. Laane, W. van Leussen, T. Pohlmann, W. van Raaphorst, G. Radach, H. Schultz und M. Visser, Decadal variability on the North-West European Shelf, *Dt. Hydrogr. Z.*, *48*, 365–400, 1996.
- Thompson, D. W. J. und J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 1297–1300, 1998.
- Tinz, B., On the relation between annual maximum extent of ice cover in the Baltic Sea and sea level pressure as well as air temperature field, *Geophysica*, *32*, 319–341, 1996.
- Tomczak, G. und E. Goedecke, Monatskarten der Temperatur der Nordsee, *Dt. Hydrogr. Z., Erg. H. B.*, *7*, 112 Seiten, 1962.
- Torrence, C. und G. P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *79*, 61–78, 1998.
- van den Dool, H. M., S. Saha und A. Johansson, Empirical orthogonal teleconnections, *J. Climate*, *13*, 1421–1435, 2000.
- van Loon, H. und J. C. Rogers, The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description, *Mon. Wea. Rev.*, *106*, 296–310, 1978.
- Vautard, R. und M. Ghil, Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics with applications to paleoclimatic time series, *Physica D*, *35*, 395–424, 1989.
- Voipio, A., Hrsg., *The Baltic*, Vol. 30 of *Elsevier Oceanography Series*, Elsevier, New York, 418 Seiten, 1981.
- von Storch, H. und A. Navarra, Hrsg., *Analysis of Climate Variability: Applications of Statistical Techniques*, 2nd ed., Springer Verlag, 342 Seiten, 1999.
- von Storch, H. und F. W. Zwiers, *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, 494 Seiten, 1999.
- von Storch, H., E. Zorita und U. Cubasch, Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime, *J. Climate*, *6*, 1161–1171, 1993.
- von Storch, H., S. Güss und M. Heimann, *Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung*, Springer Verlag, 255 Seiten, 1999.
- Walker, G. und E. Bliss, World Weather V, *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, *4*, 53–84, 1932.

- Wallace, J. M., North Atlantic Oscillation/Annular Mode: Two Paradigms - One Phenomenon, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 126, 791–805, 2000.
- Wallace, J. M., C. Smith und C. S. Bretherton, Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies, *J. Climate*, 5, 561–576, 1992.
- WASA, Changing waves and storms in the Northeast Atlantic?, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 79, 741–760, 1998.
- Webb, D. J., A. C. Coward, B. A. de Cuevas und C. S. Gwilliam, A multiprocessor ocean circulation model using message passing, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 14, 175–183, 1997.
- Woodworth, P. L., A study of changes in high water levels and tides at Liverpool during the last two hundred and thirty years with some historical background, *Tech. Bericht 56*, Proudman Oceanographic Laboratory, 62 Seiten, 1999.
- Wróblewski, A., Inter-annual oscillations of Baltic water volumes and sea levels, *Oceanologia*, 40, 183–203, 1998a.
- Wróblewski, A., The effect of the North Sea on oscillations of the mean monthly sea levels in the Baltic Sea, *Cont. Shelf Res.*, 18, 501–514, 1998b.
- Wunsch, C., The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 80, 245–255, 1999.
- Zorita, E. und A. Laine, Dependence of salinity and oxygen concentrations in the Baltic Sea on the large-scale atmospheric circulation, *Clim. Res.*, 14, 25–41, 2000.

A Gleichungen

Im Folgenden steht der Index j für eine geographische Position bzw. bezeichnet einen Gitterpunkt in einem räumlichen Gitter. Im Zusammenhang mit Vergleichen zwischen Beobachtungen und Simulationsergebnissen bezeichnet $\vec{X}$ ein im allgemeinen dreidimensionales Feld von Beobachtungen und $\vec{Y}$ steht analog für die Simulation. Die erklärte Varianz taucht in einem weiteren Zusammenhang auf, wo sie die Bedeutung eines statistisches Modes (z.B. EOF- oder CCA-Mode) innerhalb der Zerlegung des Ausgangsdatensatzes widerspiegelt. In diesem Fall bezeichnet $\vec{X}$ den Ausgangsdatensatz und es ist

$$\vec{Y}_t = \sum_k \alpha_k(t) \vec{p}^k,$$

wobei $\vec{p}^k$ ein zeitlich konstantes räumliches Muster beschreibt und $\alpha_k(t)$ der dazugehörige Zeitkoeffizient ist.

(globale) erklärte Varianz η_g :

$$\eta_g = \frac{VAR(\vec{X}) - VAR(\vec{X} - \vec{Y})}{VAR(\vec{X})} \quad (1)$$

(lokale) erklärte Varianz η_l :

$$\eta_l(j) = \frac{VAR(\mathbf{X}_j) - VAR(\mathbf{X}_j - \mathbf{Y}_j)}{VAR(\mathbf{X}_j)} \quad (2)$$

Mittlerer quadratischer Fehler (RMS-Fehler) $RMSE$:

$$RMSE(j) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\mathbf{X}_{j_n} - \mathbf{Y}_{j_n})^2} \quad (3)$$

Korrelationskoeffizient R :

$$R(j) = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N ((\mathbf{X}_{j_n} - \bar{\mathbf{X}}_j)(\mathbf{Y}_{j_n} - \bar{\mathbf{Y}}_j))}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\mathbf{X}_{j_n} - \bar{\mathbf{X}}_j)^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (\mathbf{Y}_{j_n} - \bar{\mathbf{Y}}_j)^2}} \quad (4)$$

B Interpolationsverfahren nach Barnes

Im Folgenden wird das Interpolationsverfahren nach *Barnes* [1973] beschrieben, wie es u.a. in *Levitus und Boyer* [1994] Verwendung gefunden hat. Das Verfahren beruht darauf, dass das zu interpolierende Feld $G_{i,j}$ durch die Korrektur $C_{i,j}$ einer ersten Schätzung des zu interpolierenden Feldes $F_{i,j}$ berechnet wird:

$$G_{i,j} = F_{i,j} + C_{i,j}.$$

Die Korrektur $C_{i,j}$ ergibt sich aus dem Ausdruck

$$C_{i,j} = \frac{\sum_{s=1}^n W_s Q_s}{\sum_{s=1}^n W_s},$$

mit

$C_{i,j}$ = Korrekturfaktor am Gitterpunkt mit den Koordinaten (i,j)

i, j = Koordinaten des Gitterpunktes in Ost/West- und Nord/Süd-Richtung

n = Anzahl der Beobachtungen in der Umgebung

des Gitterpunktes definiert durch den Einflussradius R

Q_s = Differenz zwischen dem beobachteten Mittelwert und

der ersten Schätzung am mit S bezeichneten Punkt

$W_s = \exp(-Er^2R^{-2})$ für $r < R$

$W_s = 0$ für $r > R$

r = Abstand zwischen Beobachtung und Gitterpunkt

R = Einflussradius

$E = 4.$

C Zum Problem der Modellinitialisierung

Bei der Simulation physikalischer Systeme, deren Anpassungszeit lang ist im Vergleich zur Länge der Simulation, kommt den Anfangsbedingungen eine besondere Bedeutung zu. Die Ostsee stellt für Simulationen bis zur Länge von einigen Dekaden insbesondere bezüglich des Salzgehaltes ein solches System dar. Wird eine Simulation der in Kapitel 2.2.3 beschriebenen Art mit einem erheblichen Fehler in den Initialbedingungen durchgeführt, hat das Simulationsmodell, selbst bei ansonsten fehlerfreier Simulation, bis zum Ende der Simulationsperiode nicht die Möglichkeit, sich realistischen Bedingungen anzupassen.

Anhand der Standardsimulation (siehe Kapitel 2.2.3) wird die Problematik der Modellinitialisierung am Beispiel des Salzgehaltes in der Ostsee beschrieben. Im Anschluss daran wird eine Möglichkeit zur Verbesserung der Initialbedingung vorgestellt, die sich problemlos auf Simulationen anderer Meeresgebiete übertragen lässt.

Als Initialzustand der Standardsimulation dient die im Rahmen der vorliegenden Arbeit erstellte Klimatologie (*Janssen et al.* [1999], siehe Seite 14). Das Problem in der Initialisierung des Salzgehaltes veranschaulicht Abbildung 64. Für den Zeitpunkt des Simulationsbeginns ist die vertikale Salzgehaltsverteilung im Gotlandtief, das die zentrale Ostsee charakterisiert, dargestellt. Der Salzgehalt in der Initialbedingung der Standardsimulation (LIS) ist im Vergleich zur Beobachtung über die gesamte Tiefe, besonders stark aber unterhalb der Halokline, unterschätzt.

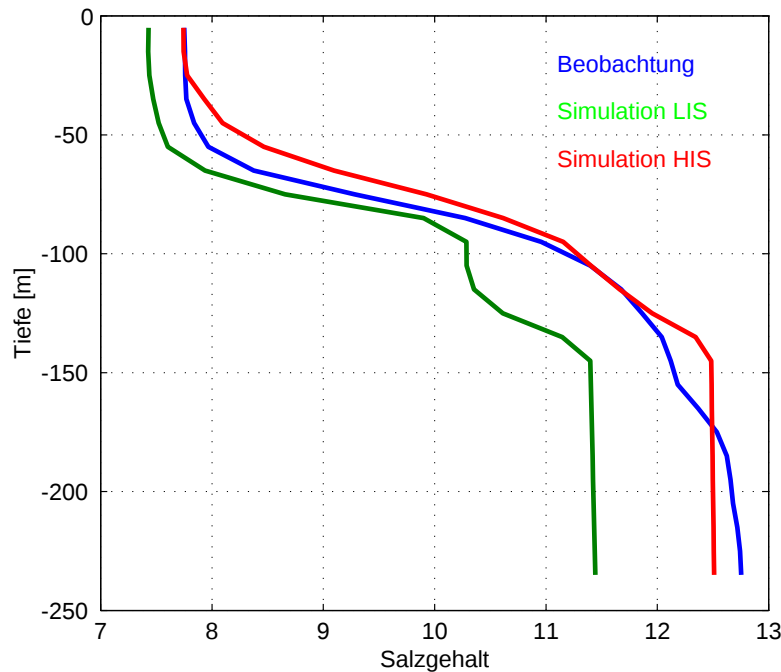


Abbildung 64: Mittleres Vertikalprofil des Salzgehaltes im Gotlandtief (östliches Gotlandbecken) für den Januar 1979. *LIS* („low initial salinity“) kennzeichnet den Initialzustand der Standardsimulationen. *HIS* („high initial salinity“) bezeichnet den korrigierten Initialzustand.

Ein Blick auf Abbildung 4 liefert eine plausible Erklärung für die Unterschätzung des beob-

achteten Salzgehaltes in der Ostsee in 1979 durch das klimatologische Mittel. Wie aus der Verteilung der Datendichte in Abbildung 4 (gezeigt ist eine Verteilung der Temperaturdaten, die Verteilung für die Salzgehaltsdaten ist sehr ähnlich) hervorgeht, ist der überwiegende Teil der Daten innerhalb der letzten 20 Jahre erhoben worden. Mehr als 50% der Daten entstammen der Zeit nach 1977. Dementsprechend tendiert das klimatologische Mittel stark gegen ein Mittel der 80er und 90er Jahre mit sehr niedrigen Salzgehalten in der Ostsee (siehe Abbildung 38). Der Startzeitpunkt der Modellsimulation (1.01.1979) liegt am Beginn der in Kapitel 5.3.3 beschriebenen Stagnationsperiode und - wichtiger - am Ende einer mehrjährigen Periode häufiger und starker Salzwassereinbrüche und zeichnet sich demzufolge durch sehr hohe Salzgehalte aus, die von der klimatologischen Verteilung nicht repräsentiert werden. Zur Lösung dieses Problems wurde nach der in *Levitus und Boyer* [1994] beschriebenen Interpolationsmethode von *Barnes* [1973] ein neues Initialfeld für den Salzgehalt erzeugt, das die Salzgehaltsverhältnisse in der Ostsee 1979 deutlich besser repräsentiert. Mit der Klimatologie als „erster Schätzung“ wurden „Korrekturen“ (siehe Anhang B) für den Salzgehalt in der Ostsee ostwärts vom Bornholmbecken für 18 Tiefenhorizonte berechnet. Für die Korrektur wurden Beobachtungen aus den Jahren 1977-1981, einem 5-Jahres Intervall zentriert um den Startzeitpunkt der Simulation, herangezogen. Auf eine Korrektur westlich des Bornholmbeckens wurde verzichtet, da dort die zeitliche Variabilität des Salzgehaltes 5-10 mal höher ist als in der zentralen Ostsee und die Datendichte eine der Variabilität angemessene Abtastrate nicht zulässt. Dies bedeutet aber auf Grund des geringen Volumens der westlichen Region eine vertretbare Einschränkung.

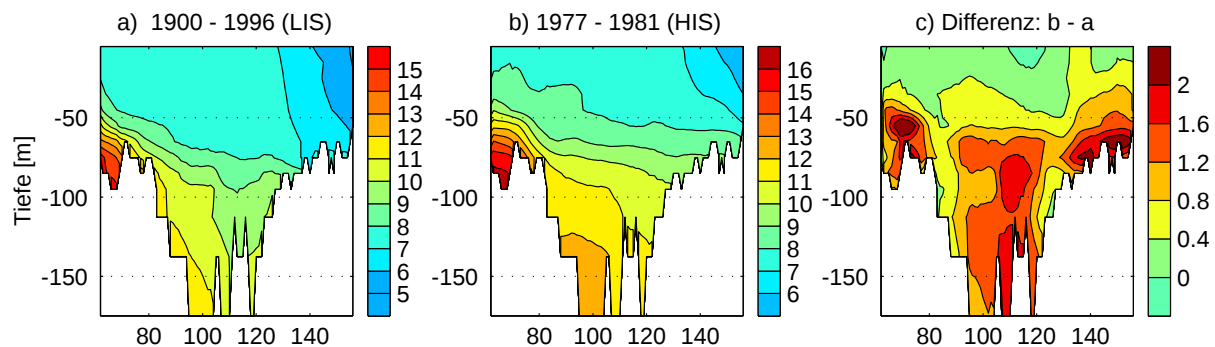


Abbildung 65: Mittlerer Salzgehalt auf einem Vertikalschnitt durch die Ostsee. a) Mittelwert der Jahre 1900-1996. b) Mit den Beobachtungen der Jahre 1977-1981 korrigierte Version von a). c) Differenz von b) und a), die zeigt, dass der Salzgehalt unterhalb der Halokline durch die Korrektur um mehr als 1 PSU angehoben wurde. Die Abkürzungen *HIS* („high initial salinity“) und *LIS* („low initial salinity“) kennzeichnen zwei Modellsimulationen.

Wie Abbildung 65c zeigt, bewirkt die Korrektur des ursprünglichen Initialfeldes eine Erhöhung des Salzgehaltes unterhalb der Halokline von 1-2.5 psu. Die Änderungen in der vertikalen Salzgehaltsverteilung im Gotlandtief sind in Abbildung 64 aus dem Vergleich der mit „Simulation HIS“ und „Simulation LIS“ bezeichneten Profile abzulesen. Insbesondere unterhalb von 100m Tiefe ist durch die Korrektur eine wesentlich bessere Übereinstimmung

mit den Beobachtungen festzustellen.

Die hier dargelegte Methode zur Erzeugung von Initialbedingungen durch die Korrektur einer klimatologischen Verteilung kann als eine unkomplizierte, leicht auf beliebige Probleme übertragbare Methode angesehen werden. Zur Initialisierung eines Ozeanmodells wird in der Regel ein mittlerer Zustand für Temperatur und Salzgehalt vorgeschrieben. Oftmals werden die mittleren Verteilungen von *Levitus und Boyer* [1994] benutzt. Sind zusätzlich Beobachtungen von Temperatur und Salzgehalt aus der entsprechenden Region zum Startzeitpunkt der Simulation vorhanden, bietet die hier benutzte Interpolationsmethode von *Barnes* [1973] eine einfache Möglichkeit, den mittleren Zustand den beobachteten Verhältnissen zum Startzeitpunkt anzupassen.

D Die MVSTAT Toolbox

MVSTAT ist eine Sammlung von Routinen (Toolbox) zur multivariaten Statistik, insbesondere zur Musteranalyse. Sie basiert auf dem Programmpaket MATLAB. Hier sind in einheitlicher Form eine Reihe statistischer Verfahren mit dazugehörigen Hilfsprogrammen zur Datenaufbereitung zusammengefasst. Die Datenaufbereitung geht dabei von einer einfachen Subtraktion des Mittelwertes, über Eliminierung des Jahresgangs und Standardisierung bis zu Hoch- und Tiefpassfilterung und harmonischer Analyse der Daten.

D.1 Kurzbeschreibung der Hauptroutinen

D.1.1 EOF – Empirische orthogonale Funktionen

MV_EOF: EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTION ANALYSIS

Function call:

```
[eof,pc,expvarg,eigval,expvarl] = mv_eof(x,neof,normalize,vb)
```

Input: x = data set to be analysed x(nt,nx)
 neof = (10); number of EOFs estimated
 normalize = 0/(1); 1 -> EOFs and PCs are normalized
 vb = verbose mode

Output: eof = matrix of EOFs
 pc = matrix of principal components
 expvarl = local explained variance
 expvarg = global explained variance
 eigval = eigenvalues

FJ 7/03/00, 04/05/01

Lit.: Storch, H. von; A. Navarra (eds.), 1995:
 Analysis of climate variability, Chapter 13

This file is part of the MVSTAT Toolbox

by
Frank Janssen

D.1.2 EOT – Empirical orthogonal teleconnections

MV_EOT: Empirical Orthogonal Teleconnections (EOT)

Function Call: [eot,alpha,ev,jind] = mv_eot(x,neot)

Inxput: x(time,space) = data set to be analysed
 neot = no. of modes to be estimated

Output: eot = spatial patterns (EOTs)
 alpha = corresponding time-series in x
 ev = explained variance of eot mode
 jind = index of alpha

Lit.: van den Dool, et. al, 2000: Empirical Orthogonal Teleconnections.
 J. Climate, 13, 1421 - 1435

FJ 18/01/01, 07/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox ####
 by
 Frank Janssen

D.1.3 CCA – Kanonische Korrelationsanalyse

MV_CCA: CANONICAL CORRELATION ANALYSIS -> CCA

Function call:
[cca1,cpc1,expvarg1,cca2,cpc2,expvarg2,co] = ...
 mv_cca(dat1,eof1,pc1,eigval1,dat2,eof2,pc2,eigval2,ncca)

Input: eof1 = eof's of first data set
 pc1 = pc's of first data set
 eigval1 = eigenvalues of first data set
 eof2 = eof's of second data set
 pc2 = pc's of second data set
 eigval2 = eigenvalues of second data set
 ncca = number of cca pattern to be estimated

Output: cca1 = cca pattern of first data set
 cca2 = cca pattern of second data set
 expvarg1 = global explained variance of first data set
 expvarg2 = global explained variance of second data set
 co = cca correlation

FJ 8/03/00, 04/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox ####
 by
 Frank Janssen

D.1.4 MCA – Maximum-Kovarianzanalyse

MV_MCA : MAXIMUM COVARIANCE ANALYSIS -> MCA (SVD)

Function call:

[mcp1,mcc1,expvarg1,mcp2,mcc2,expvarg2,co,cscf] = mv_mca(dat1,dat2,nmca)

Input: dat1 = first data set
 dat2 = second data set
 nmca = number of mca pattern to be estimated

Output: mcp1 = mca pattern of first data set
 mcp2 = mca pattern of second data set
 mcc1 = mca coefficient of first data set
 mcc2 = mca coefficient of second data set
 expvarg1 = global explained variance of first data set

expvarg2 = global explained variance of second data set
co = mca correlation
cscf = explained covariance

FJ 25/04/00, 04/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox ####
by
Frank Janssen

D.2 Kurzbeschreibung der Hilfsroutinen

D.2.1 Normierung und Standardisierung

MV_CENTER: Center 2D arrays

Function Call: [xcenter] = center(x,normalize)

Input: x(time,space) = dataset to be centered
 normalize = 0/1, 0 -> only mean is subtracted
 1 -> subtraction of mean and
 division by standard deviation

Output: xcenter = centered/normalized data set

FJ 7/03/00, 04/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox ####
 by
 Frank Janssen

D.2.2 Eliminierung des Jahresgangs

MV_ANO: Create anomalies of monthly data -> subtraction of annual signal

Function Call: [xano] = mv_ano(x,normalize)

Input: x(time,space) = dataset with annual component
 normalize = 0/1, 0 -> only mean is subtracted
 1 -> subtraction of mean and
 division by standard deviation

Output: xano = (normalized) anomaly of data set

FJ 7/03/00, 04/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox

by

Frank Janssen

D.2.3 Filterung

MV_FILTER: Low/high-pass filter based on windowed moving averages

Function Call: [filtx] = mv_filter(x,nf,win,hl,rm,pl)

Input: x(time,space) = data set to be analysed
nf = Length of window

win = window

0 = Boxcar

1 = Hamming

2 = Hanning

3 = Bartlett

4 = Gaussian

rm = how shall endpoints be handled?

1 = set endpoints to NaN

2 = remove endpoints

hl = high- or low-pass filter (default is low-pass)

h = high-pass

l = low-pass

pl = plot results?

Output: filtx(time,space) = filtered data set

FJ 05/09/00, 07/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox ####
by
Frank Janssen

D.2.4 Harmonische Analyse

MV_HARANA: Harmonic Analysis based on least squares

Function Call: [a0,amp,phase,xn,a,b] = mv_harana(x,dt,f,syn,pr)

Input: x(time,space) = data set to be analysed
dt = time step
f = frequencies to be analysed
syn = synthesis to be carried out (y/n)
pr = results on screen (y/n)

Output: a0 = mean of fit
amp = amplitude of partial tide
phase = phase of partial tide
xn = synthesised time-series
a = coeff. of cosine terms
b = coeff. of sine terms

FJ 03/09/99, 07/05/01

This file is part of the MVSTAT Toolbox ####
by
Frank Janssen

Versicherung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst und außer den genannten Quellen und Hilfsmitteln keine weiteren verwendet zu haben.

Frank Janssen

Hamburg, den 20. Januar 2003