

Interannuale und dekadische Variabilität
in Zirkulation und Salzgehalt der Nordsee 1958-1993
- Einführung und Anwendung von Boxmodellen -

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften im Fachbereich

Geowissenschaften

der Universität Hamburg

vorgelegt von

FRANK SIEGISMUND

aus

Uelzen

Hamburg

2004

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität
Hamburg auf Grund der Gutachten
von Herrn Prof. Dr. Jürgen Sündermann
und Herrn Dr. Thomas Pohlmann

Hamburg, den 26.Mai 2004

Prof. Dr. H. Schleicher
Dekan
des Fachbereichs Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	4
2	Datengrundlage und Methoden	8
2.1	Salzgehalt	8
2.2	Hydrodynamisches Modell	12
2.2.1	Randbedingungen	14
2.2.2	Validation des Wasserstandes	20
2.3	Begriffsbestimmungen	22
3	Zirkulation und Salzgehalt der Nordsee 1958 bis 1993; Evidenz aus den Daten	23
3.1	Zirkulation	23
3.2	Salzgehalt	27
3.2.1	Validation des hydrodynamischen Modells	27
3.2.2	Evidenz aus den Daten	33
4	Variabilität der Zirkulation 1958 bis 1993	40
4.1	BoMWiC: Ein Box-Modell für die Variabilität der Zirkulation in der Nordsee	40
4.1.1	Modelldefinition	42
4.1.2	Eingangsgrößen	44
4.1.3	Normierung der Koeffizienten	46
4.1.4	Validation	48
4.1.5	Zusammenfassende Bewertung des Box-Modells; barokline Effekte . .	60
4.2	Die Sensitivität unterschiedlicher Nordseeregionen bezüglich des Windklimas; Analyse der Koeffizienten α_{ij}	61
4.3	Zirkulation der Nordsee 1958 bis 1993; Analyse der Trends	66
4.3.1	Trends im Windklima	66
4.3.2	Variabilität und Trend der winterlichen Zirkulation; der Januar als Repräsentant	69
5	Variabilität des Salzgehaltes 1958 bis 1993	82
5.1	BoMSal: Ein Box-Modell für die Variabilität des Salzgehaltes der Nordsee . .	82
5.1.1	Modelldefinition	83
5.1.2	Spinup	90

5.1.3	Validation	90
5.2	Sensitivitätsstudien	96
5.2.1	Flusseinträge	98
5.2.2	Bilanz des atmosphärischen Wassereintrags: Niederschlag - Verdunstung	101
5.2.3	Salzgehalt am Nordrand der Nordsee	101
5.2.4	Salzgehalt im Übergang zur Ostsee	101
5.2.5	Salzgehalt im Englischen Kanal	101
5.2.6	Transporte	106
5.2.7	Sensitivität des Salzgehaltes bezüglich Änderungen im Winklima . . .	108
5.3	Zusammenfassung; Verbindung zu Forcingdaten	113
6	Zusammenfassung	118
A	Variabilitäten und Trends in der Zirkulation 1958 bis 1993; Zusammen-	
	hang zum Windforcing	128

Kapitel 1

Einleitung

Die Zirkulation in der Nordsee unterliegt starken Schwankungen über ein weites Spektrum von Zeitskalen. Besonders ausgeprägt sind die durch die Gezeiten bedingten Schwankungen mit kurzen Perioden unterhalb der Tageslänge, synoptische Schwankungen mit zwei- bis fünftägiger Periode sowie der Jahresgang. Die Flushing-Zeit, bestimmt aus dem Verhältnis von Einstrom und Volumen der Nordsee, liegt in der Größenordnung von einem halben bis ganzen Jahr (Damm 1997, Lenhart und Pohlman 1997) und damit deutlich oberhalb der synoptischen Zeitskala, mittlere Verweilzeiten können, je nach Region, mehrere Jahre betragen (Blaas et al. 2001, Prandle 1984). Während die kurzfristigen und synoptischen Schwankungen ihre Bedeutung deshalb hauptsächlich in der Durchmischung der Wassermassen haben, bestimmen längerfristige Variabilitäten zusammen mit der Reststromzirkulation die großskaligen hydrographischen Eigenschaften der Nordsee, abhängig in erster Linie von den hydrographischen und hydrologischen Randbedingungen, sowie die Drift von Partikeln im Wasserkörper.

Um die Variabilität der großskaligen hydrographischen Eigenschaften der Nordsee soll es in dieser Arbeit gehen. Beschreibungen des mittleren Jahresganges sowohl der Zirkulation (Hainbucher et al. 1986) als auch der hydrographischen Eigenschaften Temperatur und Salzgehalt (Janssen et al. 1999, Damm 1989) liegen vor. Die Zirkulation in der Nordsee unterliegt aber auch erheblichen interannualen und dekadischen Schwankungen (Siegismund 2001). Während für die hydrographischen Parameter für ausgewählte Regionen der Nordsee Analysen von langen Zeitserien vorliegen (Visser et al. 1996, Sündermann et al. 1996), fehlen für die Zirkulation aber eingehende Untersuchungen sowohl der verursachenden Antriebe als auch der Auswirkungen auf die Hydrographie.

Dabei zeigen neuere Veröffentlichungen, dass die Variabilität der Zirkulation auf langen Zeitskalen erheblichen Einfluss auf den Zustand des Ökosystems Nordsee hat. Es werden vor allem zwei Aspekte hervorgehoben: Die Variabilität des Einstroms atlantischen Wassers am Nordeingang der Nordsee zwischen Schottland und Norwegen sowie die interne Zirkulation der Nordsee. Der atlantische Einstrom steht in Zusammenhang mit der Zirkulation der Nordsee insgesamt, aber außerdem mit dem Transport von Nährstoffen, Plankton und Wärme in die Nordsee. Wenngleich die Mechanismen noch größtenteils unbekannt sind, spielen Variabilitäten im Einstrom eine wichtige Rolle bei der Rekrutierung der Fischbestände

(Corten 1999, Svendsen et al. 1995, Turrell 1992). Iversen et al. (2002) zeigen die hohe Korrelation, die der Einstrom mit dem Bestand an Holzmakrelen in der nordöstlichen Nordsee hat. Geeignete Strömungen innerhalb der Nordsee sind notwendig für die Verdriftung von Larven, die über die Zirkulation als Transportmechanismus den Lebensraum der nächsten Phase ihres Lebenszyklus erreichen müssen (Proctor et al. 1998, Van der Veer et al. 1998, Philippart et al. 1996, Dewarumez et al. 1993, Bartsch 1992, Corten, 1990, Bartsch et al. 1989).

Um die Zirkulation in der Nordsee auf der Zeitskala von Tagen bis Dekaden realistisch zu beschreiben, sind hydrodynamische Modelle das adäquate Mittel. Strömungsmessungen liegen für längere Zeiträume nur als Punktmessungen einzelner fester Stationen vor, Messungen von fahrenden Schiffen sind zeitlich auf die Dauer der Messkampagne begrenzt. Die Bestimmung von Restströmungen erfordert außerdem möglichst lange Zeitreihen um sie signifikant vom Fehlerrauschen der messenden Sonde unterscheiden zu können, da die Restströmungen gegenüber den Gezeitenströmungen etwa eine Größenordnung kleiner sind.

Um realistische Ergebnisse aus der hydrodynamischen Modellierung zu erhalten ist die Forcierung mit konsistenten Eingangsdaten Voraussetzung. Die Untersuchung von dekadi-schen Zeiträumen wurde erst in jüngster Zeit durch die Veröffentlichung von Reanalyse-Daten für die atmosphärischen Parameter durch Daten des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (siehe Gibson et al. 1996) sowie des NCEP/NCAR (Kalnay et al. 1996) möglich. Diese Datensätze entstehen durch die Assimilierung gemessener Daten in ein Analyse-/Vorhersagemodell.

Der Zeitraum von 1958 bis 1993, der hier untersucht werden soll, ist durch starke Veränderung der meteorologischen Bedingungen gekennzeichnet. Als Maß für die großskalige Luftmassenverteilung wurde der Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO-Index) von Hurrell (1995) eingeführt. Er ist die normierte Differenz des Luftdrucks zwischen den Azoren und Island. Der Index weist für die Wintermonate Dezember bis März im betrachteten 36-Jahres-Zeitraum eine massive Zunahme auf. Die Erhöhung des Index bedeutet für den Nordwesteuropäischen Schelf eine Verstärkung der Westwindzirkulation mit einem insgesamt rauheren Windklima gegenüber niedrigem NAO-Index.

Nicht geklärt ist zur Zeit, ob der hohe Index und die hohen mittleren Windstärken in Zusammenhang mit dem beginnenden Klimawandel stehen. Die zur Verfügung stehenden Zeitreihen sind für eine Analyse zu kurz, zumal für die NAO natürliche Schwankungen mit Perioden von 2, 8, 24, aber auch 70 Jahren gefunden wurden (Cook et al. 1998, Hurrell und van Loon 1997). Modellszenarien mit erhöhtem CO₂-Gehalt der Atmosphäre weisen auf eine Intensivierung der Westwindzirkulation hin (May 1999, Ulbrich und Christoph 1999), so dass die hier betrachteten vier Dekaden jedenfalls als Fallbeispiel für den Klimawandel gelten können, auch wenn die zu erwartenden Veränderungen der meteorologischen Bedingungen quantitativ nicht genau festzulegen sind.

Die vorliegende Arbeit verfolgt das Ziel, die Variabilität und den Trend in der Zirkulation der Nordsee aufzuzeigen und die Verbindung zum sich verändernden lokalen Windklima herzustellen. Unter zusätzlicher Einbeziehung des Frischwasserhaushaltes sowie der hydrographischen Bedingungen an den Rändern zum Atlantik und zur Ostsee soll außerdem die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes im betrachteten Zeitraum dargestellt werden und die

Abhängigkeit von der Zirkulation (und damit vom Windklima), den hydrographischen und den hydrologischen Randbedingungen aufgezeigt werden.

Aufgrund der Komplexität der Modellansätze in der hydrodynamischen Modellierung ist die Interpretation der Ergebnisse nicht immer offensichtlich und bedarf geeigneter Sensitivitätsstudien, die auf gewählte Fragestellungen zugeschnitten sind. In der vorliegenden Arbeit wird deshalb für die Zirkulation der Nordsee ein Box-Modell (BoMWiC: **B**ox **M**odel of the **W**ind induced **C**irculation) eingeführt. Es benutzt die ICES-Boxen als Raumschema und berechnet die anomalen Transporte zwischen den Boxen und über die Ränder zum Atlantik und zur Ostsee als Linearkombination von neun Eingangsgrößen, die das lokale Windklima beschreiben. Als anomal werden dabei die Abweichungen von der Klimatologie der Strömung verstanden. Die ICES-Boxen wurden verwendet um eine Vergleichbarkeit mit anderen Untersuchungen zu ermöglichen.

Das Modell führt vorliegende Analysen windinduzierter Zirkulation in der Nordsee (Backhaus 1984, Backhaus und Hainbucher 1987) fort. Zum einen ist eine sehr detaillierte räumliche Aufschlüsselung möglich, zum anderen eine Quantifizierung der Strömung abhängig vom Windantrieb. Die Ergebnisse sind aufgrund der einfachen Konzeption des Modells und der Linearität zwischen Antrieb und Strömung leicht interpretierbar.

Eine vereinfachte Beschreibung der Hydrodynamik, wie sie im Folgenden vorgenommen wird, ist insbesondere dann sinnvoll, wenn die Modellergebnisse nahe an den Ergebnissen aus der hydrodynamischen Modellierung liegen. Ist dies für eine Region nicht der Fall, kann dies etwa daran liegen, dass nur ein Teil der für diese Region wichtigen Antriebsgrößen im Modell integriert ist. In diesem Fall kann unter Umständen nicht einmal angenommen werden, dass die Modellergebnisse realistisch den Teil der Variabilität in der Strömung beschreiben, die durch die im Modell verwendete Forcierung verursacht wird. Nichtlineare Wechselwirkungen mit den nicht forcierten Anteilen der Strömung können eine Rolle spielen und eine sinnvolle Interpretation der Modellergebnisse unmöglich machen. Deshalb wird ein ausführlicher Vergleich der Ergebnisse aus dem Box-Modell mit den Strömungen aus dem hydrodynamischen Modell durchgeführt, die die Anwendbarkeit des Konzepts (für den überwiegenden Teil der Nordsee) zeigt.

Für den Salzgehalt der Nordsee liegen innerhalb die hier betrachteten 36 Jahre etwa 200.000 Messungen vor, Profilmessungen werden bei der Zählung als Einzelmessungen gewertet. Auf Grundlage dieser Daten und der Klimatologie von Janssen et al. (1999) wird ein Datensatz vorgestellt, der für die ICES-Boxen die Salzgehalte als jährliche Anomalien enthält. Er dient als Validationsgrundlage für das hydrodynamische Modell und schließlich auch für ein zweites Box-Modell (BoMSal: **B**ox **M**odel of the anomal **S**alinity distribution), das in dieser Arbeit eingeführt wird. Dieses Box-Modell benutzt die Ergebnisse aus dem linearen Transportmodell und beschreibt die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes in Abhängigkeit der Salzgehalte an den lateralen Rändern zum Atlantik und zur Ostsee, Niederschlag und Verdunstung, den Flusseinträgen und den Anomalien in den Transporten. Das Modell ist eine Fortsetzung der Arbeiten von Taylor et al. (1983) sowie Jones und Howarth (1995), die insbesondere um eine differenzierte Betrachtung der Rolle der Advektion und eine größere Datenmenge für die Festlegung der Randbedingungen erweitert werden.

In Kapitel 2 werden die beiden wichtigsten Hilfsmittel erläutert, die zur Erzeugung später

benötigter Daten verwendet werden: Das hydrodynamische Modell, das die Strömungen zur Verfügung stellt, die für die Kalibrierung des Transport-Box-Modells benötigt werden sowie die Bestimmung der Zeitreihen der jährlichen Salzgehalte für die ICES-Boxen, die der Validation sowohl des hydrodynamischen als auch des linearen Box-Modells dienen. Die beiden so erzeugten Datensätze werden in Kapitel 3 kurz vorgestellt und eine EOF-Analyse der Stromfunktion durchgeführt, um Variabilität und Trend im Verlauf des Zeitraums 1958 bis 1993 aufzuzeigen, die später mithilfe der Box-Modelle analysiert werden sollen. Kapitel 4 dient der Einführung des Transport-Box-Modells und seiner Validierung. Schließlich wird als Anwendungsfall für das Box-Modell die deutliche Intensivierung der winterlichen Zirkulation der Nordsee im Verlauf der betrachteten 36 Jahre herausgegriffen und in den Zusammenhang zum Wandel des Windklimas gesetzt. In Kapitel 5 wird das Salz-Advektionsmodell vorgestellt und validiert. Zur Analyse der Abhängigkeit des Salzgehaltes in den einzelnen Regionen der Nordsee werden die Randbedingungen variiert, indem wahlweise mit Klimatologien oder realistischen Flusseinträgen, Niederschlag und Verdunstung, Strömungen sowie Salzgehalten an den lateralen Rändern forciert wird. Um die Analysen aus Kapitel 4 zu vervollständigen, enthält der Anhang die vollständige Validation des Zirkulations-Box-Modells, wie sie von mir durchgeführt wurde. Außerdem wird für jeden der 44 Transporte des Transport-Box-Modells Trend und Variabilität und ihr Zusammenhang zum wechselnden Windklima dargestellt.

Kapitel 2

Datengrundlage und Methoden

Die etwa 200.000 Einzel- oder Profilmessungen des Salzgehaltes, die in der Nordsee für den Zeitraum 1958 bis 1993 durchgeführt wurden, sind räumlich wie zeitlich inhomogen verteilt und eine massive räumliche wie zeitliche Mittelung ist unvermeidbar, um für die gesamte Nordsee die räumlich/ zeitliche Entwicklung beschreiben zu können. Aber mit dieser Einschränkung ist eine Verwendung der Daten zur Untersuchung interannualer und dekadischer Variabilität möglich und sicher sinnvoll. Die entsprechende Aufbereitung der Daten wird im folgenden Abschnitt beschrieben.

Bei den Strömungen liegen weit weniger Daten vor, obwohl die Kleinskaligkeit der Phänomene eine noch höhere Dichte an gemessenen Daten erfordern würde als beim Salzgehalt. Die wenigen Langzeitreihen von Strömungsmessern, auch zumal diese in Küstennähe mit stark baroklinen Signalen verankert wurden, können nicht als repräsentativ für eine Region gelten.

Für die Strömungen wird deshalb auf die Ergebnisse eines hydrodynamischen Modells zurückgegriffen, das für den Zeitraum von 1958 bis 1993 mit realistischen atmosphärischen, hydrologischen und hydrographischen Randbedingungen betrieben wird. Modell und Randbedingungen werden in Abschnitt 2.2 beschrieben.

2.1 Salzgehalt

Die gemessenen Werte des Salzgehaltes sind inhomogen in der Zeit und über das Gebiet der Nordsee verteilt.

Die räumliche Verteilung der Messungen für die Jahre 1958 bis 1995 (Abbildung 2.1) weist neben einigen oft gemessenen Stellen, etwa entlang der belgischen, niederländischen und norwegische Küste sowie in der Deutschen Bucht, sehr geringe Messdichten in der zentralen Nordsee und an der Küste Ostenglands auf, mit teilweise weniger als 10 Messungen auf einer Fläche von 10 mal 10 km².

Die zeitliche Verteilung der Daten saisonal und über die Jahre ist in den Abbildungen 2.2 und 2.3 dargestellt. Bei der Durchführung von Messkampagnen wird der Sommer gegenüber dem Winter deutlich bevorzugt. Für Juni liegen mehr als doppelt so viele Messungen vor wie für Dezember. Pro Jahr wurden im Mittel etwa 5600 Einzel- und Profilmessungen durch-

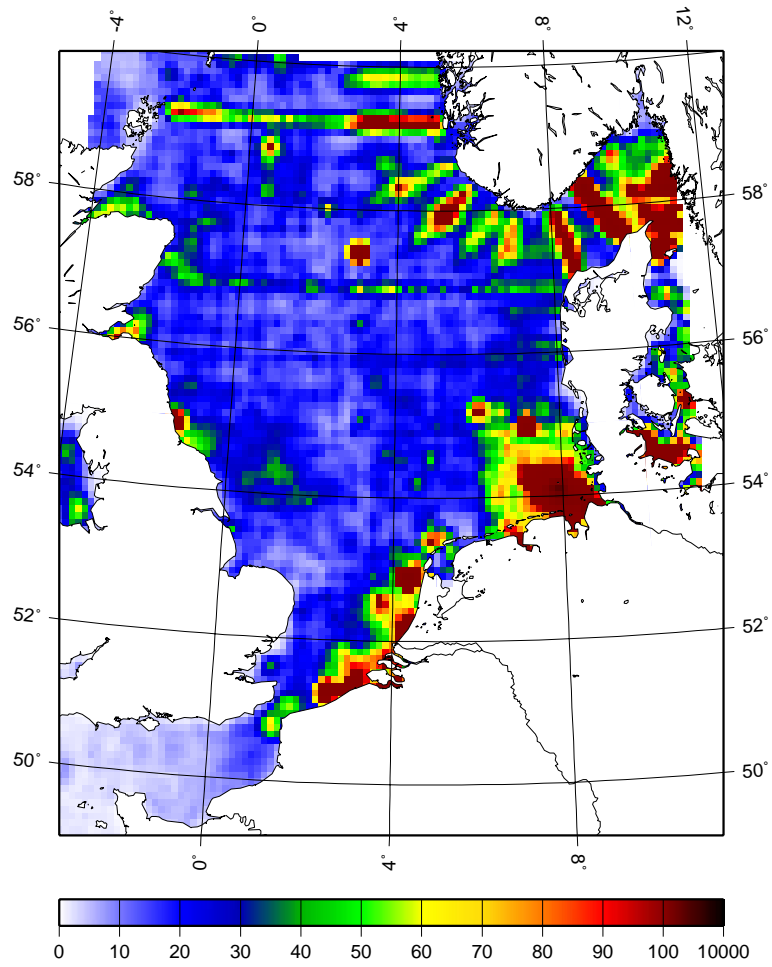


Abbildung 2.1: Anzahl von Salzgehaltsmessungen im Zeitraum von 1958 bis 1995. Gezählt werden die Messungen in Boxen von 10° zonaler und 6° meridionaler Auflösung. Die Messung eines Profils wird als Einzelmessung gewertet.

geführt, in den Jahren 1988 und 1989 aber jeweils etwa 9000, in 1990 sogar 11000, in 1979 dagegen weniger als 4000.

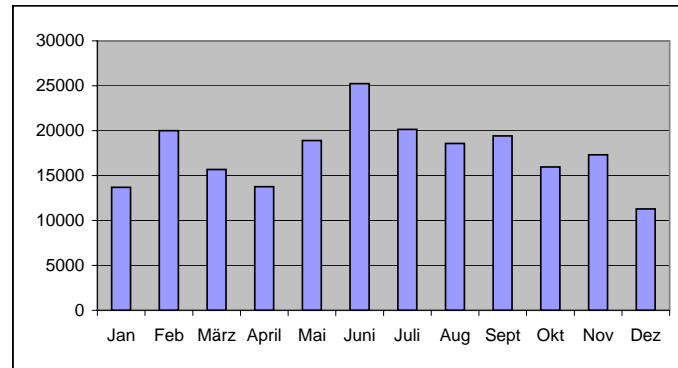


Abbildung 2.2: Die Anzahl von Messungen des Salzgehaltes in der Nordsee für den Zeitraum von 1958 bis 1995 in monatlicher Auflösung

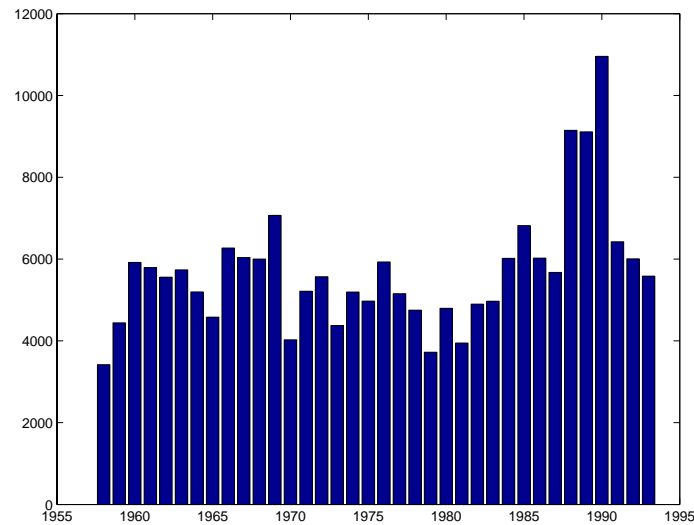


Abbildung 2.3: Die Anzahl von Messungen des Salzgehaltes in der Nordsee für den Zeitraum von 1958 bis 1993

Der Salzgehalt weist saisonale, interannuale und räumliche Variabilität auf. Zusammen mit der inhomogenen Verteilung der gemessenen Daten in diesen drei Dimensionen ist eine realistische Einschätzung der Variabilität nur auf langen Zeitskalen in der Größenordnung eines Jahres als Mittel über ein größeres Gebiet möglich. Die Erzeugung eines räumlich und zeitlich gemittelten Datensatzes birgt allerdings die Gefahr, die Variabilitäten in den drei Dimensionen zu verwechseln. Dies geschieht, wenn Jahr, Monat und Ort der Messungen Korrelationen aufweisen, also etwa in bestimmten Gebiete der Nordsee zu bestimmten Jahreszeiten bevorzugt gemessen wird oder in einigen Jahren Messungen hauptsächlich für den Winter vorliegen, in anderen Jahren dagegen im Sommer.

Das Verfahren, das hier vorgestellt wird, erzeugt jährliche Anomalien des Salzgehaltes für

eine räumliche Einteilung der Nordsee in 10 Gebiete. Die 5 Regionen in der nördlichen und zentralen Nordsee sind in der Vertikalen noch einmal unterteilt. Um eine Verwechslung zeitlicher Variabilität mit der räumlichen innerhalb der Regionen zu vermeiden wird die Nordsee zunächst in kleine Gebiete unterteilt. In jeder dieser Gebiete werden für die Zeiträume, innerhalb derer ausreichend Messungen vorliegen, monatliche Anomalien gebildet, die später zu Jahreswerten zusammengefasst werden. Die Berechnung monatlicher Werte soll wiederum das Verwechseln der interannualen Variabilität mit dem Jahresgang vermeiden. Die benötigte Referenz, gegenüber der die Anomalien berechnet werden, muss notwendigerweise in hoher räumlicher Auflösung den Jahresgang beschreiben. Sie wird der Klimatologie von Janssen et al. (1999) entnommen.

Das Verfahren im Detail:

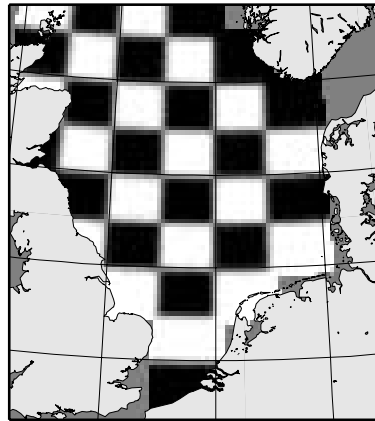


Abbildung 2.4: S-Gitter. Näheres siehe im Text.

Die Nordsee wird zunächst in 36 Boxen aufgeteilt, die jede eine Ausdehnung von 2 Grad zonal und 1 Grad meridional haben (Abbildung 2.4). Die Boxen werden, je nach lokaler Tiefe des Meeresbodens, vertikal bei 10, 20, 30, 40, 56, 72, 100 und 200m noch einmal unterteilt. Das entstandene Raumschema wird nachstehend als S-Gitter bezeichnet.

Das Vorgehen zur Berechnung der jährlichen Anomalien ist nun das Folgende:

1. Boxen, für die in mindestens 5 der Jahre von 1958 bis 1993 keine Daten vorliegen, werden aus der Berechnung ausgeschlossen.
2. Von jeder Messung in jeder Box wird die Klimatologie von Janssen et al. (1999) abgezogen.
3. Für jede Box wird Mittelwert und Standardabweichung bestimmt. Alle Werte, die weiter als 5 Standardabweichungen vom Mittelwert entfernt liegen, werden als Ausreißer gewertet und vom Verfahren ausgeschlossen.
4. Die Daten werden durch arithmetische Mittelung zu Monatswerten zusammengefasst.
5. Für Monate, in denen keine Messung vorliegt, wird der Wert durch lineare Interpolation aus dem letzten verfügbaren Monatsmittel vor der Lücke und dem ersten Wert

nach der Lücke abgeschätzt (Trapezmethode). Die Lücken dürfen nicht größer als 12 Monate sein, andernfalls werden alle Jahre, die ganz oder teilweise in diese Lücke fallen aus der Berechnung von jährlichen Anomalien ausgeschlossen.

6. Aus den Monatswerten werden Jahreswerte als arithmetisches Mittel gebildet.
7. Die mittlere Anomalie ist für jede Box definitionsgemäß 0, der Mittelwert für den Zeitraum 1958 bis 1993 wird als Offset von der Anomalie jeden Jahres abgezogen.

Die Anomalien der Boxen zwischen 59 und 60 Grad Nord werden, addiert zu den Klimatologien von Janssen et al. (1999), als Randbedingung für das hydrodynamische Modell verwendet. Die notwendige Anpassung der Daten an das Modellgitter ist in Abschnitt 2.2 beschrieben.

Für die Verwendung zur Validation des hydrodynamischen Modells sowie der Analyse der interannualen Variabilität im Salzgehalt der Nordsee werden die Daten räumlich zusammengefasst.

Das ICES hat unter Berücksichtigung von hydrographischen Erwägungen eine Einteilung der Nordsee vorgenommen (ICES 1983), die nachfolgend in vielen Anwendungen zur Charakterisierung unterschiedlicher Regionen der Nordsee, wie etwa beim Quality Status Report (North Sea Task Force 1993) verwendet wurde, der Präsentation der Ergebnisse aus dem North Sea Project (Howarth et al. 1994), sowie der Akkumulierung von Modellergebnissen und gemessenen Daten (Pohlmann et al. 1987).

Im Ökosystemmodell ERSEM, einem Box-Modell, das aus 10 Gebieten zusammengesetzt ist, werden die ICES-Boxen in leicht modifizierter Form verwendet (Lenhart et al. 1995). Diese Einteilung wird hier übernommen (siehe Abbildung 2.5), auch die vertikale Unterteilung der tiefen, nördlichen und zentralen Boxen 1, 2, 6, 7a und 7b bei 30m Wassertiefe. Diese Unterteilung ist motiviert durch die Bildung einer sommerlichen Thermokline in diesen Boxen, die eine mittlere Tiefe von etwa 30m hat. Um zu unterscheiden, ob das obere oder das untere Stockwerk einer unterteilten Box gemeint ist, wird im Folgenden ein 'o' oder 'u' hintenangehängt. '7ao' etwa meint die Box 7a in den oberen 30m, '7au' den Teil darunter bis zum Boden.

Die Salzgehaltsanomalien auf dem S-Gitter werden unter Berücksichtigung der Topographie volumengewichtet auf die 15 ICES-Boxen gemittelt.

2.2 Hydrodynamisches Modell

Das verwendete hydrodynamische Modell ist eine Weiterentwicklung eines von Backhaus (1985) eingeführten, baroklinen, dreidimensionalen Modells, das auf den nichtlinearen Primitiven Gleichungen beruht. Das Modell ist mit festen z-Koordinaten auf einem Arakawa C-Gitter (Arakawa und Lamb 1977) formuliert. Für die Approximation langer Oberflächenwellen sowie den vertikalen Impulsaustausch werden implizite Verfahren verwendet.

Die Modellgleichungen und die numerische Implementierung finden sich bei Backhaus (1985). Bei Pohlmann (1991, 1996) und Schrum (1994, 1997) finden sich Erweiterungen zur Prognose von Salzgehalt und Temperatur sowie zur Turbulenzschließung auf der Grundlage

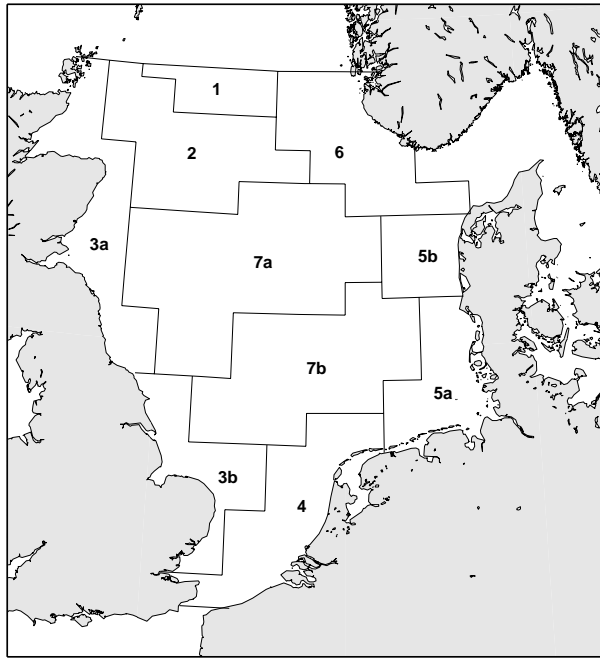


Abbildung 2.5: ICES-Boxen: Einteilung der Nordsee in Regionen nach den Empfehlungen des ICES im Flushingzeiten-Report (1983), modifiziert durch Lenhart et al. (1995)

eines Level 2 $k - \epsilon$ -Modells. In Schrum und Backhaus (1999) ist schließlich die Einbindung eines thermodynamischen Eismodells beschrieben sowie die thermodynamische und dynamische Kopplung der beiden Submodelle (Ozean- und Eismodell) untereinander und zu den atmosphärischen Randbedingungen. Der Austausch mit der Atmosphäre wird über die Lufttemperatur, relative Feuchte, Windgeschwindigkeit und -richtung, Luftdruck sowie die Bewölkung mit Hilfe von Bulk-Formeln berechnet.

Das Modell hat in seinen unterschiedlichen Entwicklungsstadien schon in unterschiedlichsten Schelfmeeren Anwendung gefunden (Backhaus 1985, Backhaus und Hainbucher 1987, Stronach et al. 1993, Daji 1995, Pohlmann 1996, Schrum 1997). Die hier verwendete Version für die Nord- und Ostsee ist im wesentlichen identisch mit der in Schrum und Backhaus (1999) sowie Schrum et al. (2000) beschriebenen.

Die Modelltopographie ist in Abbildung 2.6 dargestellt. Die horizontale Auflösung beträgt 6 Bogenminuten meridional sowie 10 Bogenminuten zonal, also etwa $10\text{km} \times 10\text{km}$. Die Wassersäule ist in 20 Schichten aufgeteilt: Die obersten 40m in einer Auflösung von 5m, darunter bis 88m wird eine Schichtdicke von 8m verwendet, die unteren Grenzen der untersten 6 Schichten sind schließlich 100, 125, 150, 200, 400 und 630m.

Der wesentliche Unterschied zu den Arbeiten von Schrum und Backhaus (1999) sowie Schrum et al. (2000) besteht in der Festlegung der Randbedingungen, die deshalb hier eingehend beschrieben wird.

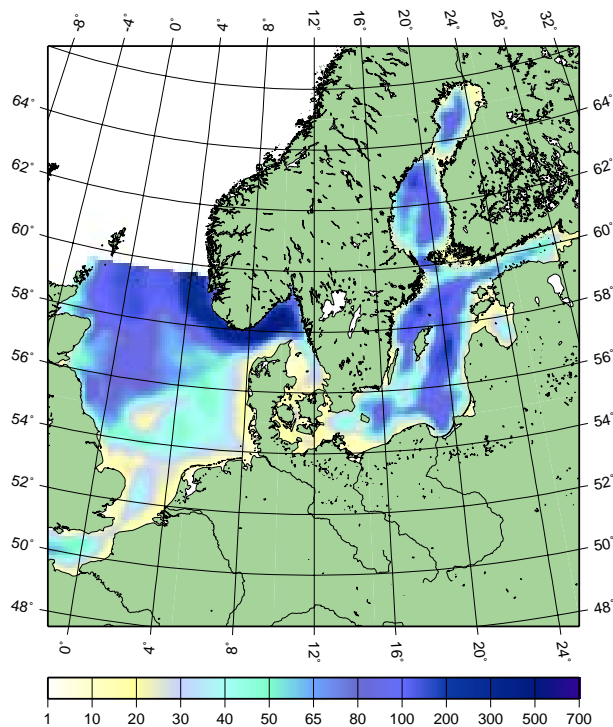


Abbildung 2.6: Region und Topographie des hydrodynamischen Modells HamSOM. Die Skala gibt Tiefen in Metern an.

2.2.1 Randbedingungen

Mit dem angestrebten Ziel, die Variabilität der Strömung und des Salzgehaltes auf interannualen Zeitskalen möglichst realistisch zu beschreiben und die Abhängigkeiten zu den lokalen atmosphärischen, hydrographischen und hydrologischen Randbedingungen aufzuzeigen, ist eine adäquate Festlegung der Randbedingungen notwendig.

Bei der Entwicklung des Salzgehaltes muss zunächst davon ausgegangen werden, dass die Variabilität der Strömung genauso eine Rolle spielt, wie Anomalien in den Salzgehalten am Nord- und Westrand der Nordsee, in den Frischwassereinträgen aus der Ostsee und vom Festland sowie der Bilanz von Niederschlag und Verdunstung an der Wasseroberfläche. Ob eine der Größen tatsächlich vernachlässigt werden kann, in Abhängigkeit von der betrachteten Region, kann erst durch Analyse der Modellergebnisse ermittelt werden.

Die hydrographischen Randbedingungen beinhalten deshalb neben den üblichen Klimatologien von Salzgehalt und Temperatur additiv jährliche Anomalien, zumindest für den Nordeingang der Nordsee. Die Frischwassereinträge werden monatlich aufgelöst, die atmosphärischen Randbedingungen vierteltägig.

Meteorologische Randbedingungen

Die Reanalyse-Daten des NCEP/NCAR liegen inzwischen für den Zeitraum ab 1948 bis heute in vierteltägiger Auflösung vor und sind, mit einer zeitlichen Verzögerung von nur etwa einer Woche, über das Internet abrufbar. Als Modellgitter wird ein Gaussches T62 - Gitter

verwendet, das für mittlere Breiten etwa eine Auflösung von 120km zonal sowie 210km meridional hat. Eine genauere Beschreibung des Reanalyse-Modells und der Ergebnisse findet sich bei Kalnay et al. (1996). Aus diesem Datensatz werden für das hydrodynamische Modell die Lufttemperatur und spezifische Feuchte in 2m Höhe, die zonale und die meridionale Komponente der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe, die kurz- und langwellige Ein- und Rückstrahlung sowie der Niederschlag verwendet, außerdem der Luftdruck in Meereshöhe. Dieser liegt allerdings lediglich in einer Auflösung von 2.5×2.5 Grad vor. Latente und sensible Wärmeflüsse werden aus diesen Daten berechnet, die Bulkformeln finden sich bei Schrum und Backhaus (1999).

Vor der Einbindung der meteorologischen Daten als Randbedingungen in das hydrodynamische Modell wurde ein Vergleich des Datensatzes mit den Daten aus dem Reanalyse-Projekt des ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Gibson et al. 1996) durchgeführt. Insbesondere für die Strahlung und die Lufttemperatur finden sich zum Teil erhebliche Differenzen in den Klimatologien der beiden Reanalysen.

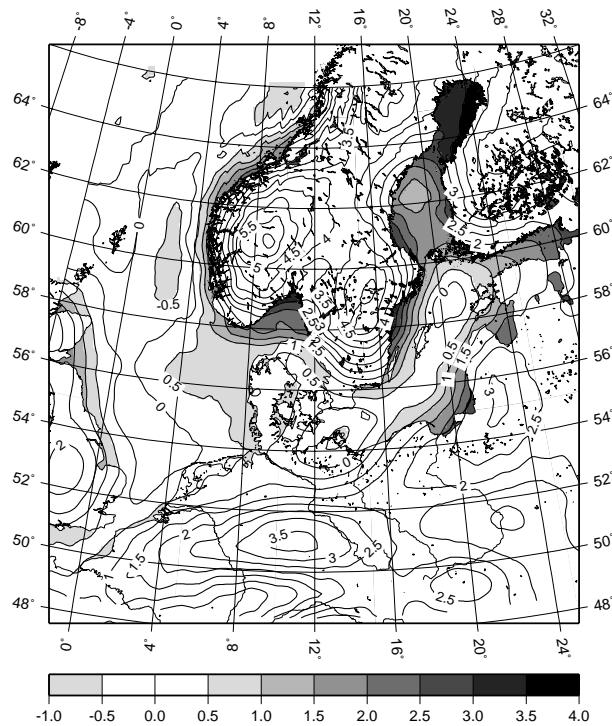


Abbildung 2.7: Lufttemperatur in 2m Höhe in den beiden Reanalyse-Datensätzen des NCEP und des ECMWF in K. Dargestellt ist die Differenz der Klimatologien 1979 bis 1993 für Februar, NCEP abzüglich ECMWF.

Die Abbildungen 2.7 und 2.8 zeigen als Beispiele die Unterschiede für Februar in der Temperatur und für August in der Strahlungsbilanz von kurzwelliger Netto-Einstrahlung und langwelliger Netto-Rückstrahlung. Die Differenzen in den Temperaturen können ganz erhebliche Einflüsse auf die Eisbedeckung der Ostsee haben und diese, wegen ihrer isolierenden Wirkung, den Wärmeinhalt insgesamt verändern. Die Differenz in den Strahlungsflüssen im Spätsommer wirkt sich insbesondere auf die oberflächennahe Temperatur der Wassersäule

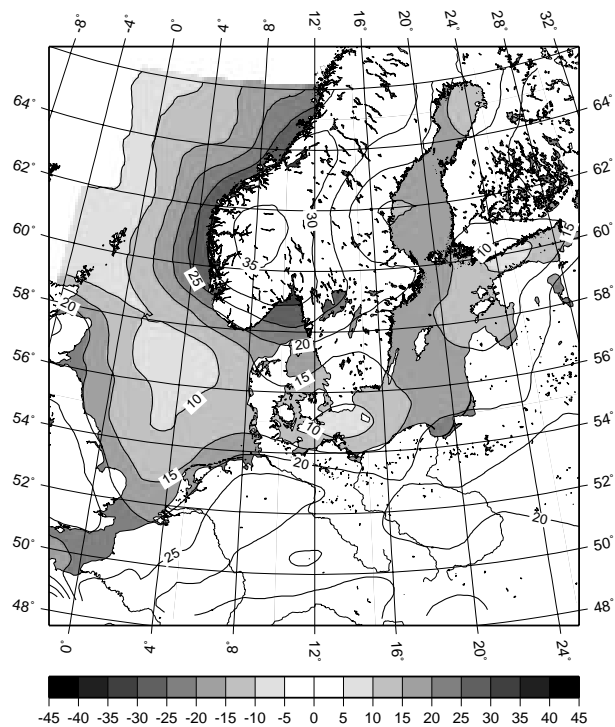


Abbildung 2.8: Bilanz der kurzwelligen Ein- und langwelligen Rückstrahlung in den beiden Reanalyse-Datensätzen des NCEP und des ECMWF in W/m^2 Netto-Einstrahlung. Dargestellt ist die Differenz der Klimatologien 1979 bis 1993 für August, NCEP abzüglich ECMWF.

in Nord- und Ostsee aus. Modellläufe, die mit ECMWF-Daten forciert wurden, sprechen für eine Anpassung der NCEP-Daten. Zum einen konnte die Eisbildung in der Ostsee realistisch mit den ECMWF-Daten reproduziert werden, zum anderen ergab sich in der Nordsee eine Überschätzung der Oberflächentemperatur im Sommer (Schrum et al. 2000). Jakob (1999) dokumentiert eine Unterschätzung der Bewölkung in den ECMWF-Reanalysedaten, die eine Überschätzung der kurzwelligen Einstrahlung annehmen lässt, die sich mit den höheren Einstrahlungen des NCEP-Datensatzes noch verstärken würde.

Für die Lufttemperatur sowie die langwellige Netto-Einstrahlung und kurzwellige Netto-Rückstrahlung wurde deshalb eine Anpassung an ECMWF-Klimatologien vorgenommen. Diese Anpassung besteht in der Berechnung der monatlichen Klimatologien der beiden Datensätze. Nach der Interpolation auf ein gemeinsames Gitter, bequemerweise das Modellgitter des hydrodynamischen Modells, wird die Differenz (NCEP-ECMWF) gebildet, im Resultat also 12 Karten mit den ortsabhängigen Unterschieden der beiden Reanalysen für den jeweiligen Monat. Von den Datenfeldern der NCEP-Reanalyse werden schließlich diese Differenzen (abhängig von Monat und Ort) abgezogen. Diese Anpassung verzerrt über die orts- und monatsabhängigen Offsets die zeitliche Variabilität innerhalb des Jahresgangs, hat aber keinen Einfluss auf die interannuale und dekadische Variabilität der Daten.

Hydrologische Randbedingungen

Für die Frischwassereinträge vom Kontinent und Großbritannien wurden von Damm (1997) und Omstedt et al. (1997) gesammelte Daten verwendet sowie Messungen, die das Bundesamt für Gewässerkunde in Koblenz zur Verfügung gestellt hat. Die Zeitreihen liegen in monatlicher Auflösung vor, haben allerdings in dem benötigten Zeitraum von 1958 bis 1993 zum Teil erhebliche Lücken. Zum Vervollständigen der Datenreihen wird ausgenutzt, dass benachbarte Flüsse zum Teil hoch korrelierte Abflüsse transportieren. So lassen sich etwa die britischen Flüsse anhand ihrer Klimatologien in zwei Gruppen einteilen: Forth, Tyne und Tees im Norden sowie Humber, Wash und Themse im Süden (Abb. 2.9, siehe auch Howarth et al. 1993).

Für die Tyne und die Themse liegen vollständige Datenreihen vor. Zum Füllen der Datennücken wurde nun folgendes Verfahren angewandt, ähnlich dem von Taylor et al. (1981), wobei statt einer Regression der Vergleich der monatlichen Klimatologien verwendet wird:

- Der Fluss, der Daten für den fraglichen Zeitraum enthält und die größte Korrelation, mindestens aber 0.6, zum lückenhaften Datensatz aufweist, wird als Vergleichsfluss ausgewählt.
- Ein Referenzzeitraum wird bestimmt, in dem beide Datensätze Daten enthalten und die monatlichen Klimatologien für diesen Zeitraum bestimmt.
- Der (monatsabhängige) Quotient der Klimatologien, multipliziert mit den Frischwassereinträgen des Vergleichsflusses ergibt die Schätzung für fehlende Daten im fraglichen Flusseintrag.

Wird kein Vergleichsfluss gefunden, dessen Frischwasserfracht die geforderte Korrelation mit dem lückenhaften Datensatz aufweist, wird die Zeitreihe mit der Klimatologie ver-

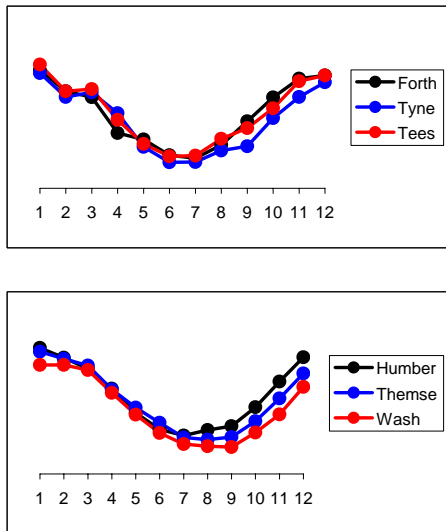


Abbildung 2.9: Klimatologien von Frischwassereinträgen britischer Flüsse in die Nordsee. Oben: Die 3 wichtigsten nördlichen Abflüsse, unten: die 3 wichtigsten südlichen Abflüsse. Die Skalierung der Ordinate ist willkürlich linear zur Abflussmenge.

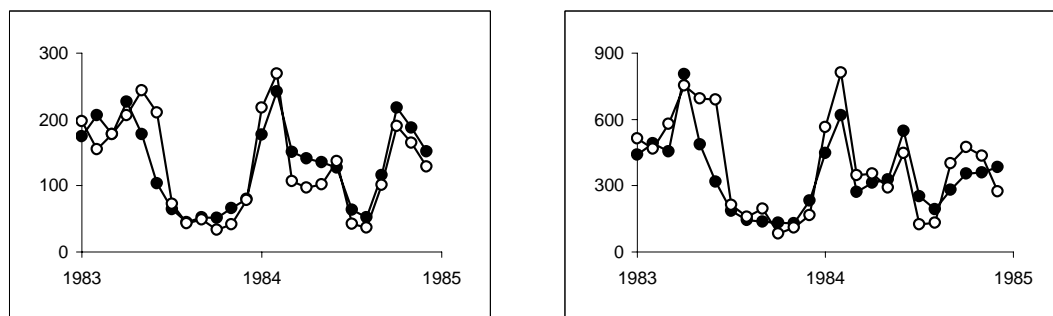


Abbildung 2.10: Gemessene monatliche Abflussdaten für die Schelde (links) und die Weser (rechts), (gefüllte Kreise) in m^3/s für die Jahre 1983 und 1984 sowie der Vergleich mit dem Verfahren zur Schließung von Datenlücken (offene Kreise), genauer beschrieben im Text

vollständig.

Um die Güte des Verfahrens zu testen, wurden für Flüsse unterschiedlicher Regionen Frischwassereinträge rekonstruiert, für die Daten vorlagen, um einen Vergleich mit den Messungen durchführen zu können. Abbildung 2.10 zeigt die Ergebnisse für Schelde und Weser. Für beide Flüsse wurde als Vergleichsfluss die Maas ausgewählt. Die Korrelation beträgt für die Weser 0.79, für die Schelde 0.90. Die Überlappzeiträume sind jeweils die Jahre 1977 bis 1984, es wurden aber lediglich der Zeitraum bis 1982 für die Bestimmung der Quotienten verwendet. Das Ergebnis der Rekonstruktion ist sehr zufriedenstellend.

Hydrographische Randbedingungen

Die hydrographischen Randbedingungen teilen sich in Wasserstand, Salzgehalt und Temperatur am Nordrand zwischen den Orkney-Inseln und Norwegischer Küste sowie am Westrand im Englischen Kanal auf (siehe Abbildung 2.6). Der Wasserstand wird als täglicher Wert aus Modellergebnissen entnommen, deren Modellgebiet den gesamten Nordwesteuropäischen Schelf umfasst (IfM-Modell in Smith et al. 1996). Diese Werte sind gezeitenbereinigt. Gezeitenströmungen und -wellen spielen auf den längeren Zeitskalen von Monaten bis Dekaden, die hier untersucht werden sollen, zwar keine direkte Rolle, haben aber über die Restströmungen und vor allem wegen ihrer Bedeutung für die Durchmischung langfristigen Einfluss auf die Hydrographie der Nordsee. Deshalb wird die halbtägige Mondzeit (M2) mithilfe von Gezeiten tabellen auf die Tagesmittel aufaddiert.

Bei den Salzgehalten und der Temperatur wird gewöhnlich eine Klimatologie vorgegeben. Es wird hier die monatlich aufgelöste Klimatologie von Janssen et al. (1999) verwendet. Zusätzlich werden aber für den Nordrand jährliche Anomalien festgelegt. Da der Ursprung der Wassermassen von der geographischen Länge, aber auch von der Tiefe abhängen, ist eine räumliche Differenzierung notwendig, dies gilt insbesondere im Bereich der Norwegischen Rinne, in der sowohl atlantisches Wasser in die Nordsee eingetragen wird als auch der gesamte Abtransport des Frischwassers von Nord- und Ostsee stattfindet.

Das Verfahren zur Bestimmung der Anomalien wurden bereits in Abschnitt 2.1 beschrieben. Es wird für die Temperatur gleichermaßen durchgeführt, wie dort für den Salzgehalt angegeben. Die Daten liegen dann auf dem in Abbildung 2.11 gezeigten Gitter vor. Die Anomalien werden nun vertikal und horizontal linear auf die Modellgitterpunkte interpoliert, mithilfe der jeweiligen Nachbarpunkte im Westen und Osten beziehungsweise oberhalb und unterhalb der betrachteten Tiefe. Die Anomalien der obersten Modellschicht werden identisch den obersten Werten aus dem S-Gitter gesetzt. Auch am Boden wird, wo notwendig, extrapoliert.

Für den Englischen Kanal ist die Datenlage sehr lückenhaft. Für 15 der 36 Jahre von 1958 bis 1993 liegen keine Daten für den Bereich von 3 bis 5 Grad westlicher Breite vor. Es wurde deshalb auf das Festlegen einer jährlichen Anomalie verzichtet. Inwiefern dies Auswirkungen auf den Salzgehalt in verschiedenen Gebieten der Nordsee hat, wird in Abschnitt 5.2.5 untersucht.

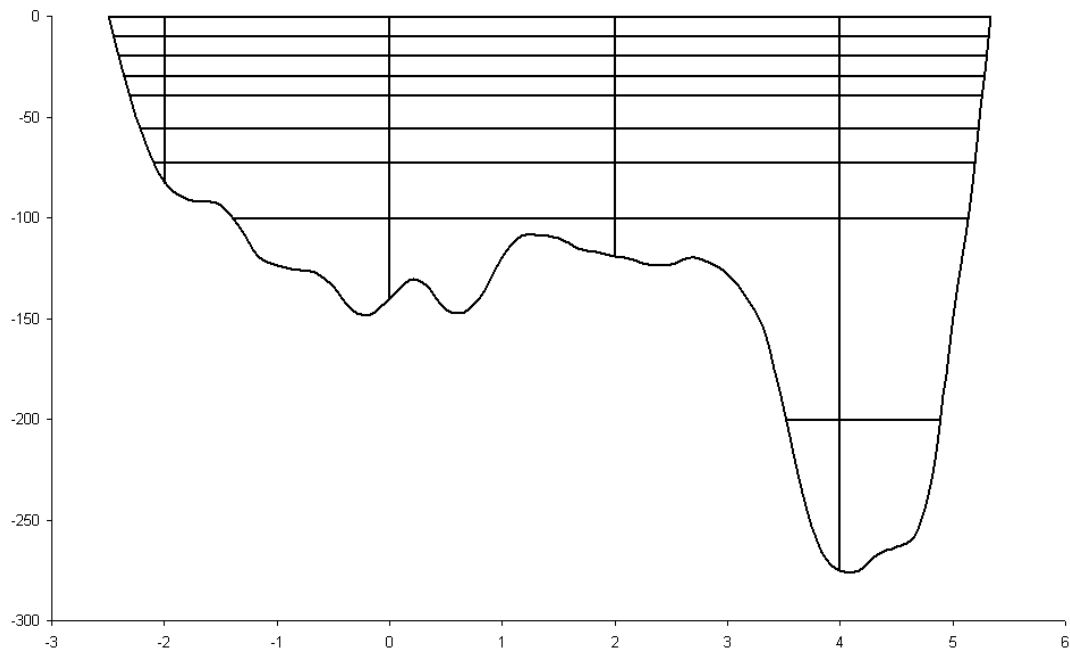


Abbildung 2.11: Schnitt durch den Nordrand des hydrodynamischen Modells bei $59^{\circ}30'$ N. Links grenzen die Orkneys und rechts die norwegische Küste an. Zur Bestimmung von jährlichen Anomalien in Salzgehalt und Temperatur ist die skizzierte Unterteilung in Boxen vorgenommen worden. Näheres im Text.

2.2.2 Validation des Wasserstandes

Da das verwendete hydrodynamische Modell bereits vielfach erfolgreich eingesetzt worden ist, soll keine umfassende Validation vorgenommen werden. Diese findet sich bei Schrum et al. (2000), wenngleich für andere Randbedingungen, insbesondere Nutzung der ECMWF-Reanalyse als meteorologischen Antrieb. Von besonderer Bedeutung ist an dieser Stelle eine realistische Beschreibung der Zirkulation, insbesondere ihrer Variabilität auf langen Zeitskalen, da für die späteren Analysen die Monatsmittel der Transporte benötigt werden. Da adäquater Strömungsmessungen für eine direkte Validation fehlen, ist ein Vergleich mit Größen zweckmäßig, die durch die Strömung unmittelbar beeinflusst werden. Dies sind vor allem Wasserstand und Salzgehalt. Für den Salzgehalt wird der Vergleich im Abschnitt 3.2.1 durchgeführt. An dieser Stelle soll deshalb nur der Wasserstand validiert werden. Die verwendeten Pegel sind in Abbildung 2.12 dargestellt.

Für die Ostsee wird lediglich auf den Pegel Degerby zurückgegriffen, der bekanntermaßen ein gutes Maß für niederfrequente Schwankungen des Volumeninhaltes der Ostsee ist (Lau-niainen und Vihma 1990). Aus dem Modell wurden immer die Ergebnisse des dem jeweiligen Pegel am nächsten liegenden Gitterpunktes verwendet.

Die Korrelationen der monatlichen Pegel mit den modellierten Wasserständen zeigt eine deutliche räumliche Abhängigkeit (Tabelle 2.1). Sie weisen zufriedenstellende Werte oberhalb von 0.9 für die Ostsee, die dänische und die friesische Küste auf, liegen aber unterhalb von 0.7 für die gesamte englische Ostküste.

Die schlechte Übereinstimmung der Modellergebnisse mit den Pegelmessungen entlang



Abbildung 2.12: Positionen der Pegel, die zur Validation der Wasserstände des hydrodynamischen Modells HamSOM herangezogen wurden

Pegel	Korrelation	Steigung der Regressionsgeraden
Wick	0,88	0,50
Aberdeen	0,78	0,45
North-Shields	0,62	0,36
Immingham	0,52	0,35
Lowestoft	0,67	0,49
Southend	0,57	0,53
Oostende	0,73	0,57
Vlissingen	0,81	0,65
Hoek van Holland	0,87	0,68
West-Terschelling	0,91	0,69
Cuxhaven	0,95	0,75
Esbjerg	0,96	0,79
Frederikshaven	0,92	0,62
Hornbaek	0,95	0,63
Smøgen	0,90	0,65
Tregde	0,87	0,62
Degerby	0,96	0,66

Tabelle 2.1: Korrelationskoeffizienten beim Vergleich der monatlichen Wasserstände des hydrodynamischen Modells mit den gemessenen Pegeln für den Zeitraum 1958 bis 1993 oder für den Teilzeitraum, für den Messungen vorliegen. In der rechten Spalte ist außerdem die Steigung der Regressionsgeraden angegeben, die sich bei Regression der modellierten auf die gemessenen Pegel ergibt.

der britischen Küste dürfte vor allen Dingen 2 Gründe haben: Die Vernachlässigung der halbtägigen Sonnengezeit S2, die zwar als isolierte Größe keine Wasserstandsschwankungen in den Monatsmittel aufweist, wohl aber über nichtlineare Wechselwirkungen mit anderen Strömungskomponenten. (Dies ist insbesondere deshalb von Bedeutung, weil die S2 ein absolutes Maximum ihrer Strömungsamplitude für die britische Küste aufweist ??). Außerdem wird die Variabilität des Wasserstandes am Nordeingang der Nordsee deutlich unterschätzt, was die Steigung der Regressionsgeraden im Vergleich des Pegels Wick mit den Modellergebnissen von lediglich 0.50 zeigt (siehe Tabelle 2.1). Die Korrelation von Pegel und Modellergebnissen ist mit 0.88 trotzdem hoch. Die niedrige Korrelation weiter südlich entsteht dann aus Überlagerung mit intern forcierten Wellen, die eine realistische Variabilität aufweisen.

2.3 Begriffsbestimmungen

In dieser Arbeit wird im Folgenden häufig von Variabilität und Trend in verschiedenen Zeitreihen gesprochen werden.

Die Variabilität meint dabei immer die Standardabweichung. Sie wird im allgemeinen aus Monatsmitteln der untersuchten Größe bestimmt und als einzelner Wert für einen Gesamtzeitraum sowie als Klimatologie in monatlicher Auflösung angegeben. Gelegentlich werden die Standardabweichungen aber auch aus Jahresmitteln ermittelt, insbesondere beim Salzgehalt, wo bei den Analysen keine kürzeren Zeitskalen als Jahre betrachtet werden. Auf die Datengrundlage wird jeweils im Text hingewiesen.

Der Trend wird bestimmt, indem eine lineare Regression der Jahresmittel einer Zeitreihe durchgeführt wird und die Werte der Geraden für das letzte und das erste Jahr der Zeitreihe verglichen werden. Die Differenz wird als Trend bezeichnet. Auch hier wird im allgemeinen außerdem eine Klimatologie angegeben, indem die Monatsmittel einer Größe in 12 Zeitreihen für die einzelnen Monate aufgeteilt und die Regression in jeder der Zeitreihen durchgeführt wird.

Kapitel 3

Zirkulation und Salzgehalt der Nordsee 1958 bis 1993; Evidenz aus den Daten

Es soll nun kurz die großskalige räumlich/ zeitliche Entwicklung der Zirkulation und des Salzgehaltes der 36 Jahre von 1958 bis 1993 auf interannualer und dekadischer Zeitskala beschrieben werden. Für die Zirkulation werden die Ergebnisse des hydrodynamischen Modells HamSOM (siehe Abschnitt 2.2) verwendet, für den Salzgehalt kann auf Messungen zurückgegriffen werden. Außerdem wird eine Validation des modellierten Salzgehaltes durchgeführt. Das in Abschnitt 2.1 beschriebene Verfahren erzeugt einen Datensatz, der durch räumliche und zeitliche Mittelung die großskaligen, interannualen Fluktuationen des Salzgehaltes beschreibt. Im Gegensatz zu Punktmessungen, die hohen Schwankungen durch kleinskalige und kurzfristige Phänomene unterliegen, ist dieser Datensatz gut zum Vergleich mit Ergebnissen aus einem mesoskaligen Modell geeignet. Um auch den Jahresgang des Salzgehaltes zu validieren, wird auf die Klimatologie von Janssen et al. (1999) zurückgegriffen.

3.1 Zirkulation

Eine vorliegende Analyse des lokalen Windklimas über der Nordsee für die letzten 40 Jahre (siehe Siegismund und Schrum 2001 sowie Abschnitt 4.3.1) weist auf hohe Variabilität und eine Steigerung der jährlichen Windgeschwindigkeiten hin, die hauptsächlich auf Variabilitäten und Trends in den Wintermonaten Oktober bis März zurückzuführen sind. Die Zirkulation der Nordsee wird entscheidend durch das vorherrschende Windklima beeinflusst (Siegismund 2001) und die Ergebnisse der hydrodynamischen Modellierung bestätigen, dass auch für die Strömungen im Winter weit höhere interannuale und dekadische Schwankungen auftreten als im Sommer.

Ein besonders prägnantes Beispiel liefert die Zirkulation im Februar im Vergleich der Zeiträume 1958 bis 1987 und 1988 bis 1993 (Abbildung 3.1) mit einer Vervielfachung der Transporte in der zentralen Nordsee und vor allem entlang der friesischen und dänischen

Küste.

Die Analysen der Zirkulation sollen deshalb neben der Variabilität der Jahreswerte auch Verzerrungen des Jahresganges auf dekadischen und interannualen Zeitskalen beinhalten. Dementsprechend wird zur Auflösung des Jahresganges mit Monatsmitteln gearbeitet. Auf dieser Skala kann das Transportfeld als vertikales Integral der Strömungen an einem bestimmten Punkt des Modellgitters ohne große Fehler als konservativ angesehen werden. Eine Wasserstandsschwankung im Mittel über die Nordsee etwa um 1cm in aufeinanderfolgenden Monaten entspricht einem Ein- bzw Ausstrom von $2 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fläche der Nordsee etwa 530000 km^2), die Variabilität des Einstroms in die Nordsee liegt (nach Abzug des Jahresganges) mit etwa $2 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ aber eine Größenordnung darunter.

Aus dem Monatsmittel des Transportfeldes wird die Stromfunktion berechnet. Dabei werden die Gitterpunkte an Flussmündungen ausgespart, die als Frischwasserquellen im Modell dienen und deshalb divergente Transporte aufweisen. Als Nullpunkt wird der nordwestliche Modellrand östlich der Orkneys gewählt ($59^\circ 17' \text{ N}$, $2^\circ 30' \text{ W}$). Nach Abzug der Klimatologie wird die Stromfunktion einer EOF-Analyse unterzogen (Abbildung 3.2).

Das erste Muster erklärt 74% der globalen Varianz. Es zeigt den Einstrom von etwa 0.25 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) atlantischen Wassers auf der Westseite des Nordeingangs der Nordsee, einen zyklonalen Transport durch die zentrale und vor allem östliche Nordsee, den Transport von etwa 0.03 Sv entlang der kontinentalen Küste nach Norden und eine zyklonale Zirkulation von etwa 0.05 Sv im Skagerrak. Die lokal erklärte Varianz ist vor allem in der zentralen Nordsee hoch und hier wiederum besonders im östlichen Teil, außerdem südwestlich der Dogger-Bank.

Zu beachten ist, dass die erklärte Varianz sich nicht auf die lokalen Transporte bezieht, sondern auf die Transporte über einen Schnitt vom betrachteten Punkt zum fixen Nullpunkt bei den Orkneys. In guter Näherung kann aber auch die britische Küste als Nulllinie gedacht werden, da die Flusseinträge und damit die mit ihnen verbundenen Massentransporte hier gering sind und als Gradienten der Stromfunktion auch im Integral über die gesamte Küste kaum ins Gewicht fallen.

Das zweite Muster erklärt weitere 18% der globalen Varianz. Damit decken die beiden ersten Muster zusammen bereits 92% ab. Die 2. EOF zeigt (vergleiche Abbildung 3.2) die Rezirkulation atlantischen Wassers im Westteil des Nordeingangs der Nordsee (0.04 Sv), der Einstrom entlang des Westhangs der norwegischen Rinne in den Skagerrak und entlang der norwegischen Küste zurück nach Norden (etwa 0.18 Sv), eine antizyklonale Zirkulation in der zentralen Nordsee (0.08 Sv) sowie eine Strömung entlang der kontinentalen Küste in Richtung Englischer Kanal (0.03 Sv). Hohe Werte der lokal erklärten Varianz finden sich vor allem im Skagerrak, auf dem westlichen Teil der Dogger-Bank sowie nordwestlich davon und entlang der kontinentalen, insbesondere der friesischen Küste.

Die Jahresmittel der zu den beiden Mustern gehörenden Zeitreihen (Principal Components, PCs) sind in der Abbildung 3.3 gezeigt zusammen mit der Trendlinie, die mithilfe linearer Regression bestimmt wurde.

Die erste PC zeigt einen deutlichen Trend von etwa 0.4 über die betrachteten 36 Jahre, was für die zyklonale Zirkulation in der zentralen östlichen Nordsee eine Intensivierung von 0.1 Sv bedeutet, Zeitreihe 2 zeigt keine ausgeprägte Tendenz. Der Trend als auch die

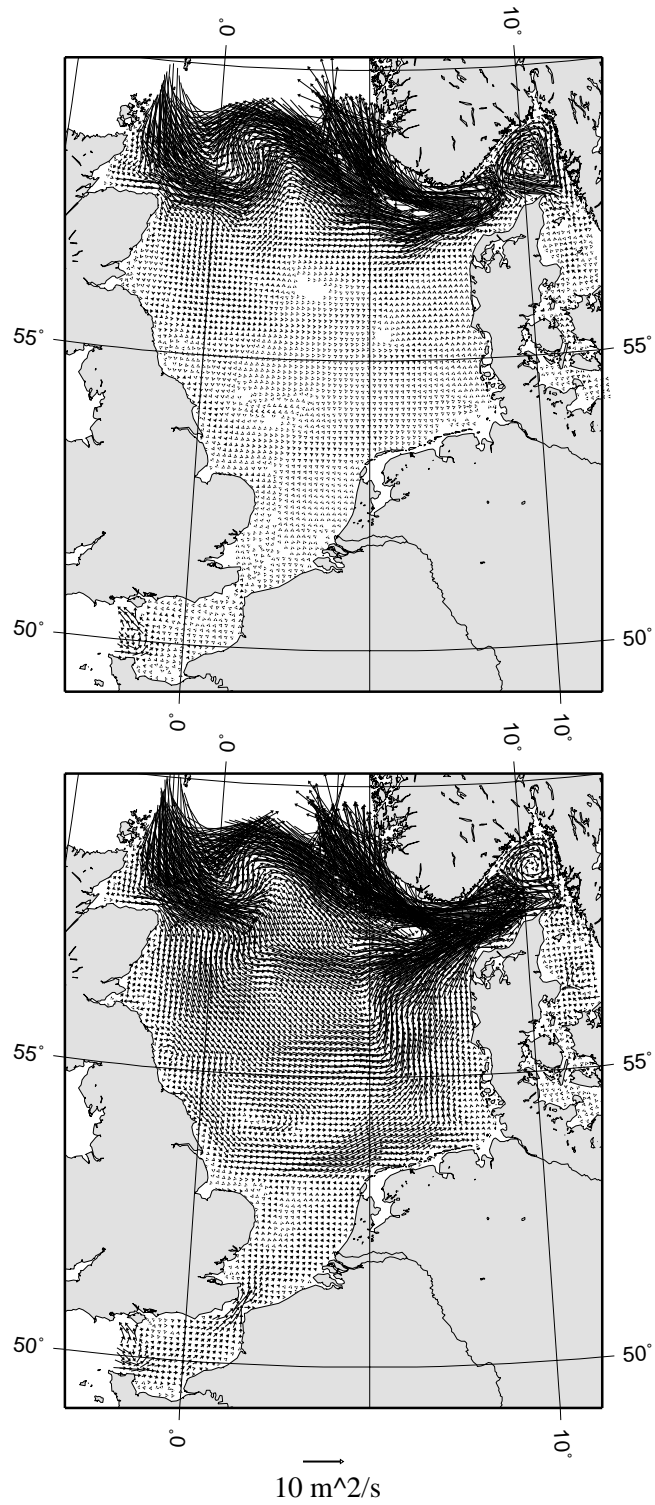


Abbildung 3.1: Vertikal integrierte Strömung, berechnet aus Ergebnissen des hydrodynamischen Modells HamSOM. Mittelwerte für Februar. Oben: 1958 bis 1987, unten: 1988 bis 1990.

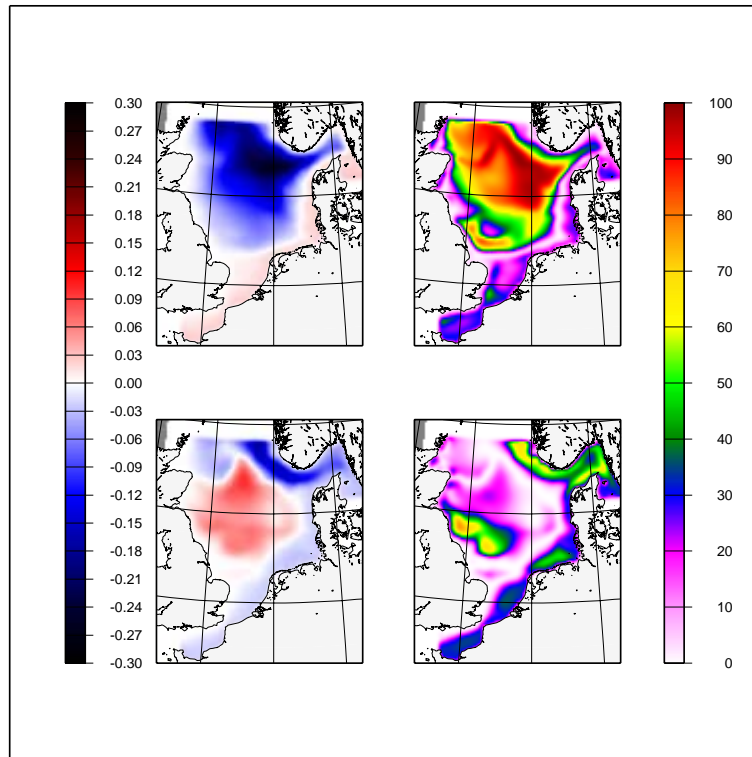


Abbildung 3.2: EOF-Analyse der Stromfunktion. Gezeigt sind das erste und zweite Muster (links von oben nach unten) sowie die lokal erklärten Varianzen in % (rechts). Die Muster tragen die Dimension Sv ($1\text{Sv}=10^6\text{m}^3/\text{s}$), die Zeitreihen (Principal Components, PCs, siehe Abbildungen 3.3 bis 3.8) sind auf Standardabweichung 1 normiert und dimensionslos.

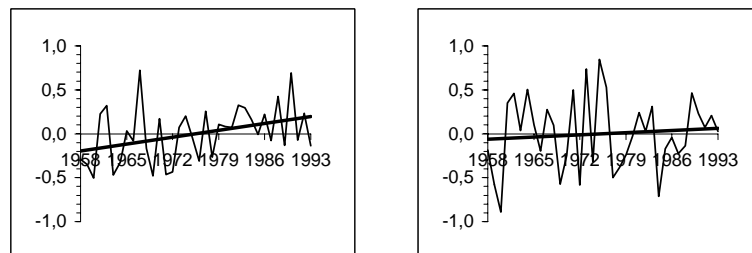


Abbildung 3.3: Jahresmittel der Zeitreihe (Principal Component (PC)) für das 1. (links) und das 2. Muster (rechts) aus der EOF-Analyse der Stromfunktion für den Zeitraum von 1958 bis 1993. Zusätzlich ist die Trendlinie eingezeichnet. Die EOF-Muster und Angaben zur Dimensionierung finden sich in Abbildung 3.2.

Variabilität in der Zirkulation sind sehr ungleich über das Jahr verteilt (Abbildung 3.4).

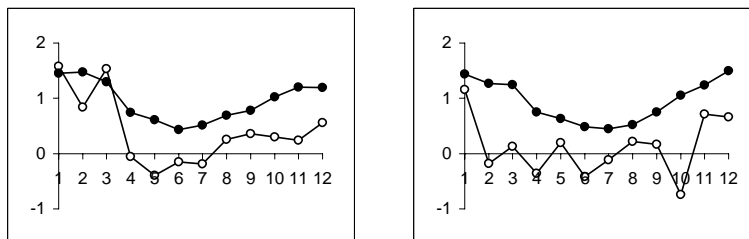


Abbildung 3.4: Standardabweichung (gefüllte Kreise) und Trend (offene Kreise) der 1. (links) und 2. (rechts) Principal Component aus der EOF-Analyse der Stromfunktion in monatlicher Auflösung. Die EOF-Muster und Angaben zur Dimensionierung finden sich in Abbildung 3.2.

Beide sind in den Sommermonaten April bis September für beide PCs gering (Abbildungen 3.7 und 3.8).

Starke Trends weisen insbesondere die Zeitreihen für Januar und März für die erste PC aus. Diese Trends bedeuten für diese beiden Monate eine Verstärkung der zyklonalen Zirkulation um etwa 0.3 Sv . Für Februar fallen die außergewöhnlich hohen Werte der Jahre 1988 bis 1990 auf (Abbildung 3.5), Ein- und Ausstrom in der nördlichen Nordsee lagen um knapp 1 Sv höher als das langjährige Mittel, die Strömungen der gesamten Nordsee sind für diesen Zeitraum außergewöhnlich hoch im Vergleich zu den 3 Jahrzehnten zuvor (vergleiche Abb. 3.1).

Für die 2. PC ist ein steigender Trend insbesondere im Januar auszumachen, in geringem Maße auch für November und Dezember, außerdem eine fallende Tendenz im Oktober (siehe Abbildung 3.6).

3.2 Salzgehalt

Der in Abschnitt 2.1 aus Messungen gewonnene Datensatz jährlicher Anomalien des Salzgehaltes in den ICES-Boxen für die Jahre 1958 bis 1993 soll nun verwendet werden, um die räumlich/ zeitliche Entwicklung dieses Parameters aufzuzeigen. Er dient aber außerdem der Validation des hydrodynamischen Modells. Um neben der interannualen Variabilität auch den Jahresgang vergleichen zu können wird außerdem die Klimatologie von Janssen et al. (1999) hinzugezogen.

3.2.1 Validation des hydrodynamischen Modells

Der Vergleich der Klimatologien mit Hilfe des Datensatzes von Janssen et al. (1999) ist in den Abbildungen 3.9 und 3.10 gezeigt. Erhebliche Unterschiede von Modell und Klimatologie zeigen sich insbesondere entlang der britischen Küste. Die Modellergebnisse zeigen hier höhere Salzgehalte sowohl in der oberen ($< 30\text{ m}$) als auch der unteren Schicht ($\geq 30\text{ m}$). Als Ursache ist sicherlich starke Diffusion im hydrodynamischen Modell zu nennen sowie fehlerhafte Randbedingungen am nordwestlichen Rand des Modells. Außerdem ist aber zu

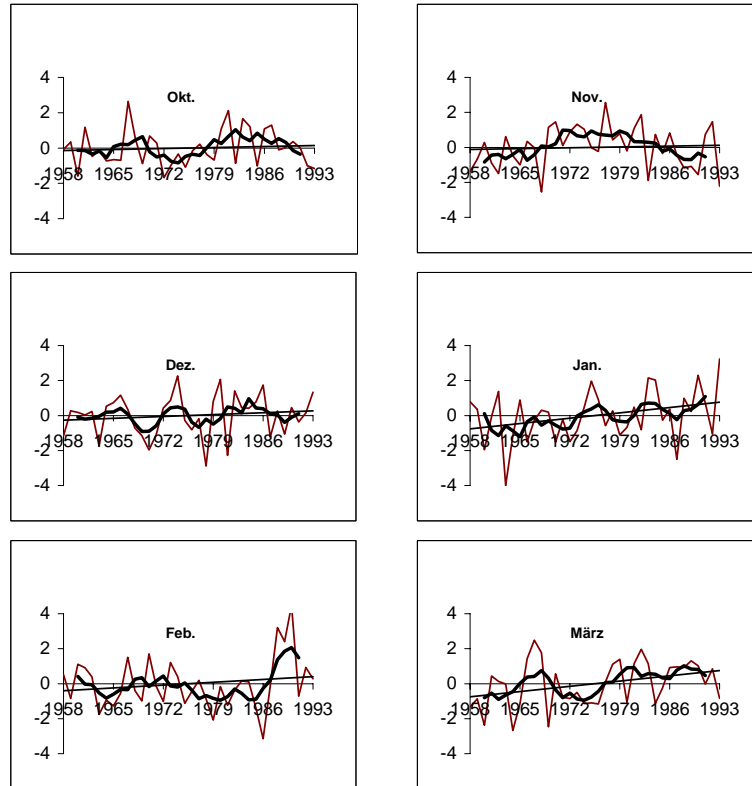


Abbildung 3.5: 1. PC aus der EOF-Analyse der Stromfunktion für die Jahre 1958 bis 1993 in den Monaten Oktober bis März. Zusätzlich ist das gleitende Mittel über 5 Jahre dargestellt. Die EOF-Muster und Angaben zur Dimensionierung finden sich in Abbildung 3.2.

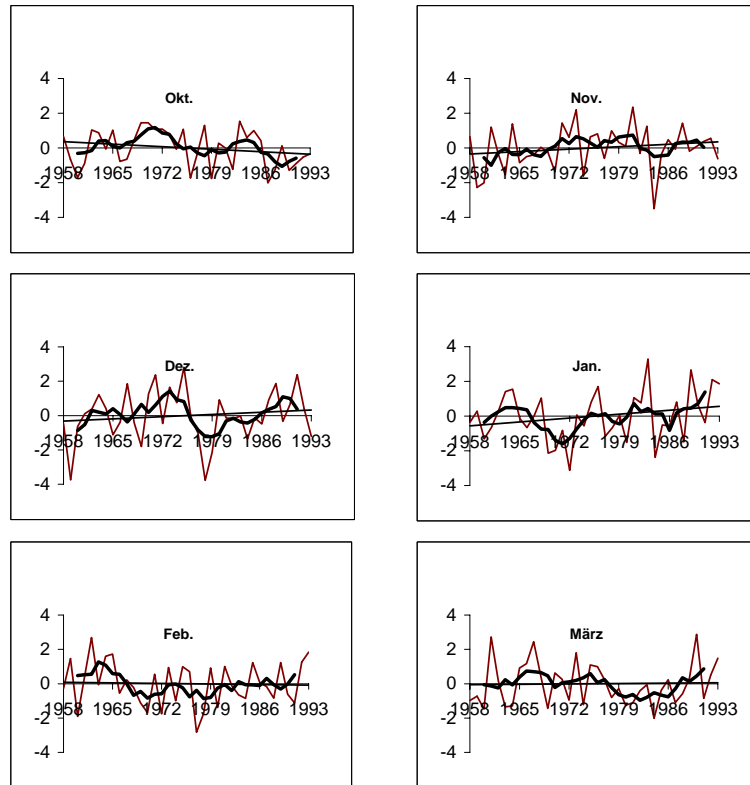


Abbildung 3.6: Fortsetzung von Abbildung 3.5 für die 2. PC.

beachten, dass sich die Messungen in der westlichen Nordsee sehr stark auf Mündungsregionen konzentrieren (siehe Abbildung 2.1), was eine Unterschätzung der klimatologischen Werte nach sich ziehen kann, wenn nicht genügend Werte entfernter von der Küste vorhanden sind. Trotzdem bleibt festzustellen, dass der Jahresgang im Salzgehalt vom hydrodynamischen Modell nicht befriedigend wiedergegeben wird.

Deutlich besser fällt dagegen der Vergleich jährlichen Anomalien für die 15 ICES-Boxen aus. Die gleitenden 3-Jahresmittel (Abbildungen 3.11 und 3.12) weisen in allen Boxen, mit Ausnahme von Box 6o, im überwiegenden Teil des betrachteten Zeitraums hohe Übereinstimmung auf, die Amplituden der Anomalien werden gut nachgebildet. Eine Ausnahme bildet das erste Jahrzehnt in den südlichen Boxen 7b, 3b, 4, 5a und 5b. Die Salzgehaltsschwankungen auf interannualer Skala werden zwar im wesentlichen gut wiedergegeben, die Werte sind aber mit einem negativen Offset belegt. Zum Teil ist diese Unterschätzung auf Anpassung von zu niedrig gewählten Salzgehalten in den Anfangsbedingungen zurückzuführen, die, anders als in den hauptsächlich von den atlantischen Salzgehalten geprägten nördlichen Boxen, in der südlichen Nordsee länger dauert, da hier das Wechselspiel von mehreren Faktoren (Diffusion durch Transportanomalien, Flusseinträge und Niederschläge) eine Rolle spielt. In den Boxen 3b, 4 und 7b scheint allerdings über den gesamten Zeitraum der untersuchten 36 Jahre ein Trend vom Modell prognostiziert zu werden, der in den Messungen nicht zu finden ist. Außerdem wird um 1985 herum eine positive Anomalie in allen südlichen Boxen im Modell beschrieben, die je nach Region nicht oder nur in geringerem Maße stattgefunden

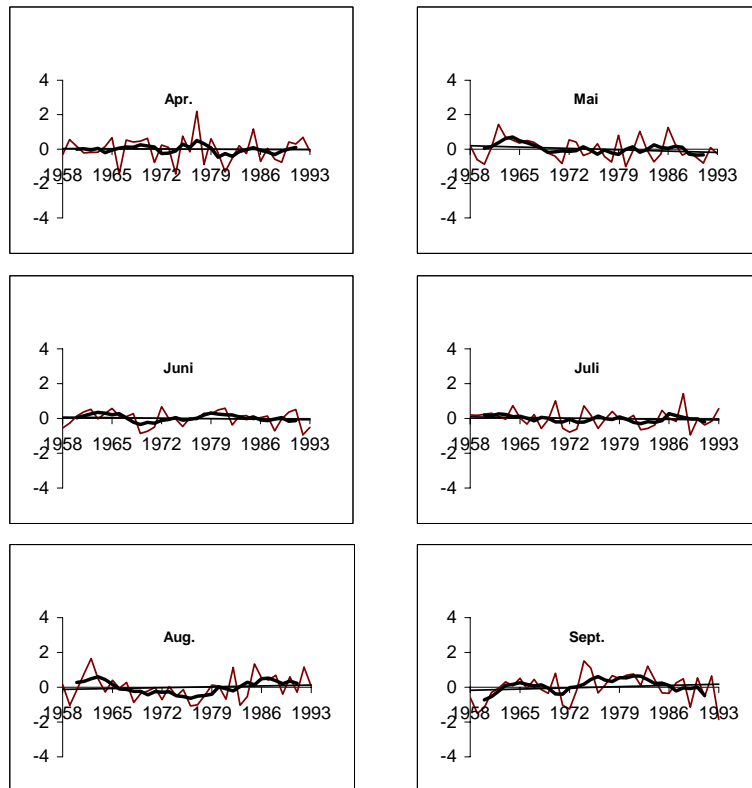


Abbildung 3.7: Fortsetzung von Abbildung 3.5 für die Monate April bis September.

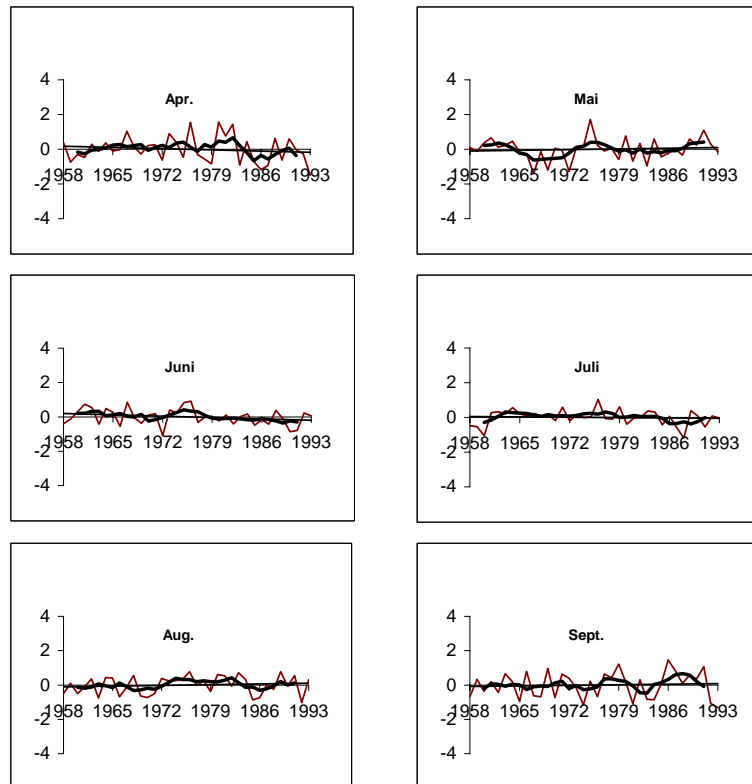


Abbildung 3.8: Fortsetzung von Abbildung 3.5 für die 2. PC und die Monate April bis September.

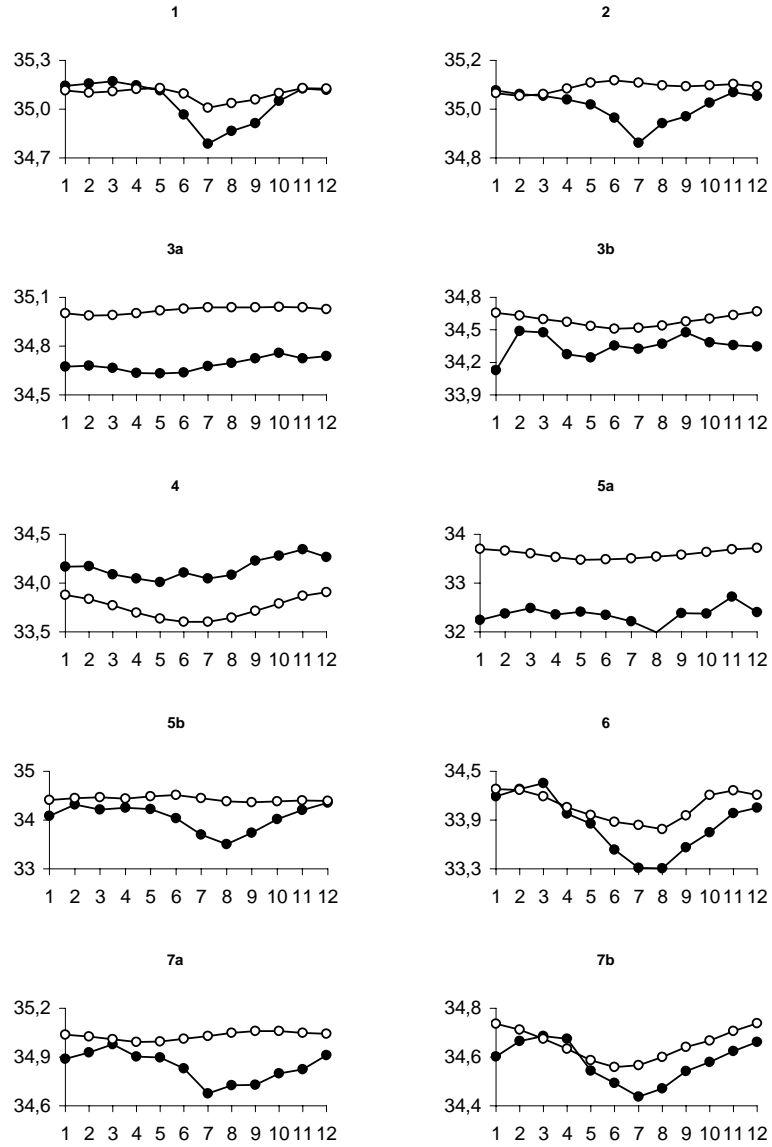


Abbildung 3.9: Klimatologie des Salzgehaltes in PSU für die 10 ICES-Boxen oberhalb 30m Wassertiefe. Gefüllte Kreise: Klimatologie nach Janssen et al. (1999), offene Kreise: hydrodynamisches Modell HamSOM

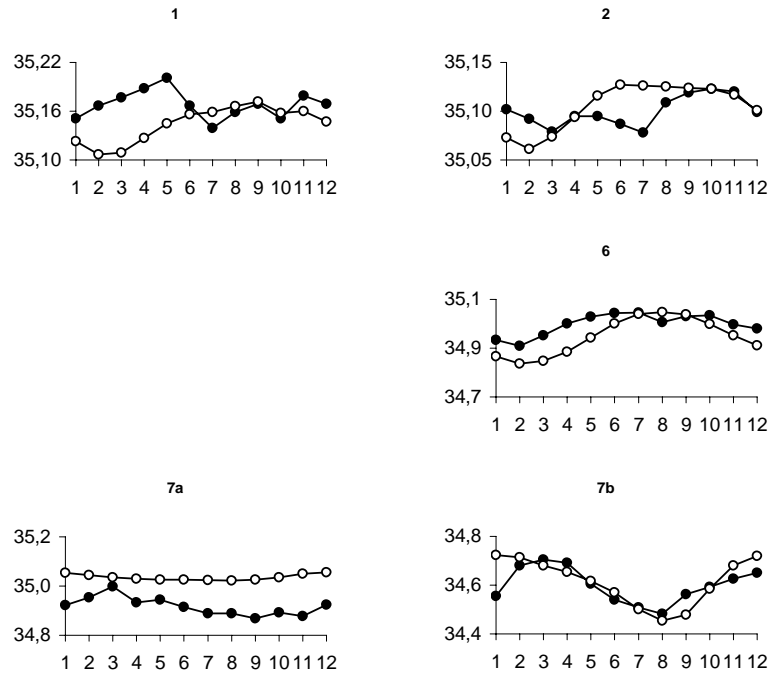


Abbildung 3.10: Klimatologie des Salzgehaltes in PSU für die 5 ICES-Boxen unterhalb 30m Wassertiefe. Gefüllte Kreise: Klimatologie nach Janssen et al. (1999), offene Kreise: hydrodynamisches Modell HamSOM

hat. Für diesen Zeitraum wird andererseits die Salzgehaltsanomalie in beiden Stockwerken der Box 6 unterschätzt. Der Zusammenhang ist nicht offensichtlich, möglicherweise ein zu schneller Abtransport von Frischwasser aus den Regionen entlang der Kontinentalküste.

3.2.2 Evidenz aus den Daten

Die zeitliche Entwicklung von Salzgehaltsanomalien, wie sie sich aus den Abbildungen 3.11 und 3.12 ergibt, ist für die oberen 30m, also 10 der 15 ICES-Boxen, in den Abbildungen 3.13 bis 3.16 noch einmal in Form von räumlichen Karten und für die jährlichen Werte zur besseren Veranschaulichung wiedergegeben.

Die zeitliche Variabilität des Salzgehaltes in der Nordsee, gemessen als Standardabweichung der jährlichen Werte, ist am geringsten in der nördlichen und zentralen Nordsee und liegt hier bei unter 0.1 PSU (Boxen 1o, 2o, 3a, 7ao), ebenso in allen 5 Boxen unterhalb 30m Wassertiefe. Ausgenommen ist allerdings Box 6o entlang der norwegischen Küste oberhalb von 30m Wassertiefe mit Werten um 0.2 PSU. In der Südlichen Bucht, entlang der kontinentalen bis an die deutsche Küste nimmt die Variabilität des Salzgehaltes von etwa 0.15 PSU an der englischen Ostküste (Box 3b) auf knapp 0.4 PSU in der Deutschen Bucht (Box 5a) zu und beträgt entlang der dänischen Küste 0.25 PSU. Box 7bo in der zentralen südlichen Nordsee hat mit 0.12 PSU eine etwas höhere Schwankungsbreite als die Salzgehalte in der nördlichen Nordsee, die Variabilität liegt aber deutlich unter den Werten für die Kontinentalküste.

Für die Boxen 2o, 3a, 3b, 7ao und 7bo, also entlang der britischen Küste und der zentra-

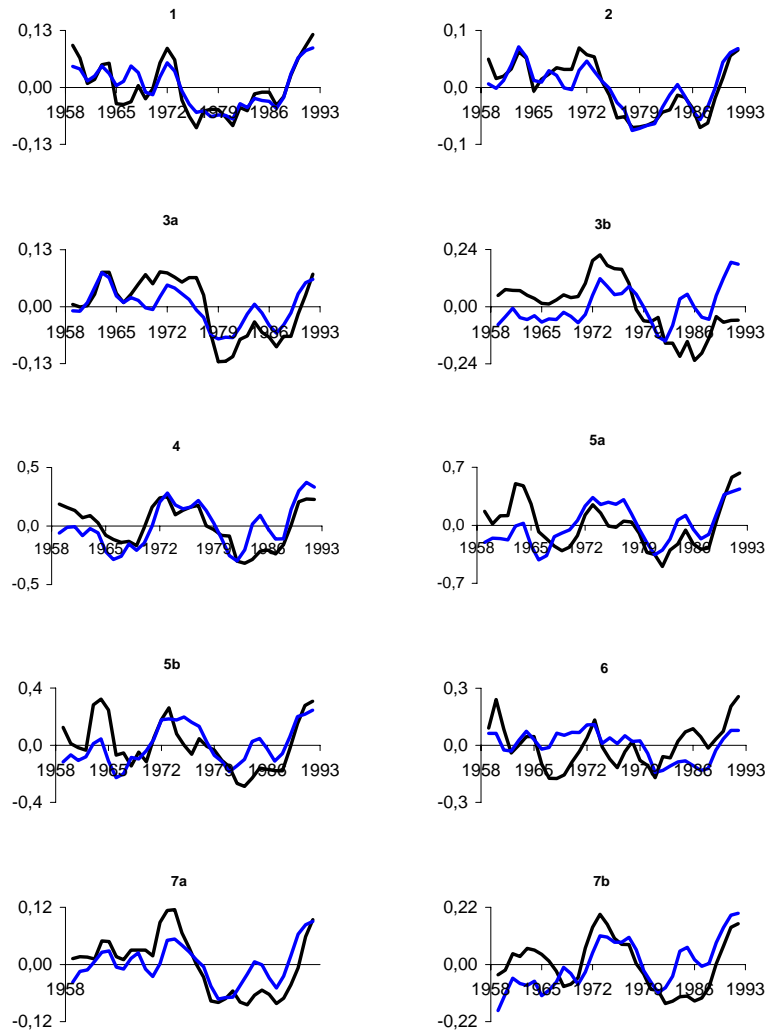


Abbildung 3.11: Gleitende 3-Jahresmittel der Salzgehaltsanomalien in PSU für die 10 ICES-Boxen oberhalb 30m Wassertiefe in den Jahren 1959 bis 1992. Schwarz: Messungen, blau: hydrodynamisches Modell HamSOM

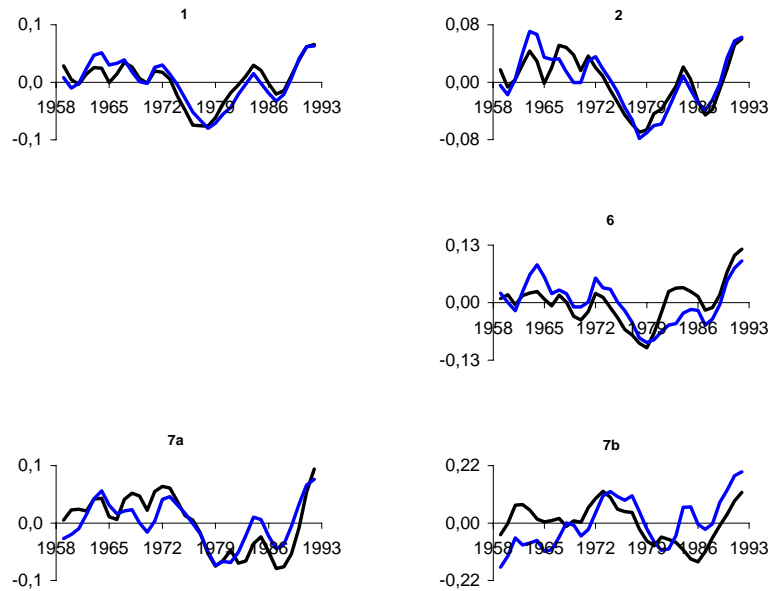


Abbildung 3.12: Gleitende 3-Jahresmittel der Salzgehaltsanomalien in PSU für die 5 ICES-Boxen unterhalb 30m Wassertiefe in den Jahren 1959 bis 1992. Schwarz: Messungen, blau: hydrodynamisches Modell HamSOM

len Nordsee, kann die zeitliche Entwicklung der Salzgehaltsanomalien grob in drei Phasen eingeteilt werden: positive Werte bis 1976, 1979 bis 1988 ausgeprägt niedrige Salzgehalte und ab 1991 wieder eine positive Anomalie. Die erste Phase ist dreimal unterbrochen (1961, 1966 und 1969), die zweite Phase nur einmal in 1985.

In den Salzgehalte entlang der kontinentalen Küste (Boxen 4, 5a und 5b) findet sich eine ähnliche Entwicklung mit höheren Amplituden wieder, nicht allerdings in den Jahren 1967 bis 1970 und im Übergang von Phase 1 zu Phase 2 von 1975 bis 1978. Anomalien in der Deutschen Bucht und entlang der dänischen Küste (Boxen 5a und 5b) sind sehr hoch korreliert, während Box 4 in 8 der analysierten 36 Jahre ein abweichendes Verhalten zeigt (1958, 1961, 1965, 1966, 1971, 1976, 1978 und 1980). Anomalien, die in eine der Boxen 1o oder 2o in zwei aufeinanderfolgenden Jahren mit gleichem Vorzeichen auftreten, finden sich spätestens im zweiten Jahr auch in der zentralen Nordsee und an der schottischen Küste (Boxen 7a und 3a).

Anomalien in den Boxen 1o und 6o in der nördlichen Nordsee beziehungsweise entlang der norwegischen Küste weisen hohe Korrelationen untereinander, aber relativ geringe mit dem Rest der Nordsee auf.

Die Boxen 2u, 7au und 7bu (vergleiche Abbildungen 3.11 und 3.12) folgen grob den Entwicklungen der Boxen über ihnen, mit etwas kleineren Amplituden, während die Anomalien in Box 1u etwa denen in Box 2u entspricht. Box 6u spielt wiederum eine Sonderrolle, zeigt aber wie die Boxen 2 und 1u ab Mitte der Siebziger bis Ende der Achtziger Jahre eine negative Anomalie mit Unterbrechung Mitte der Achtziger Jahre.

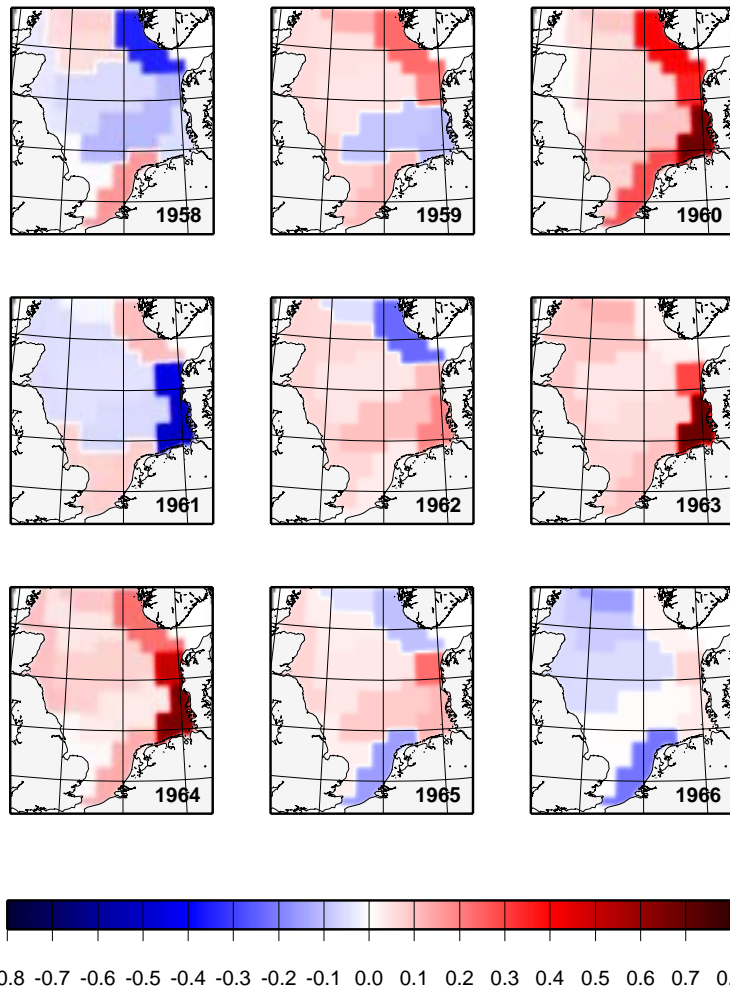
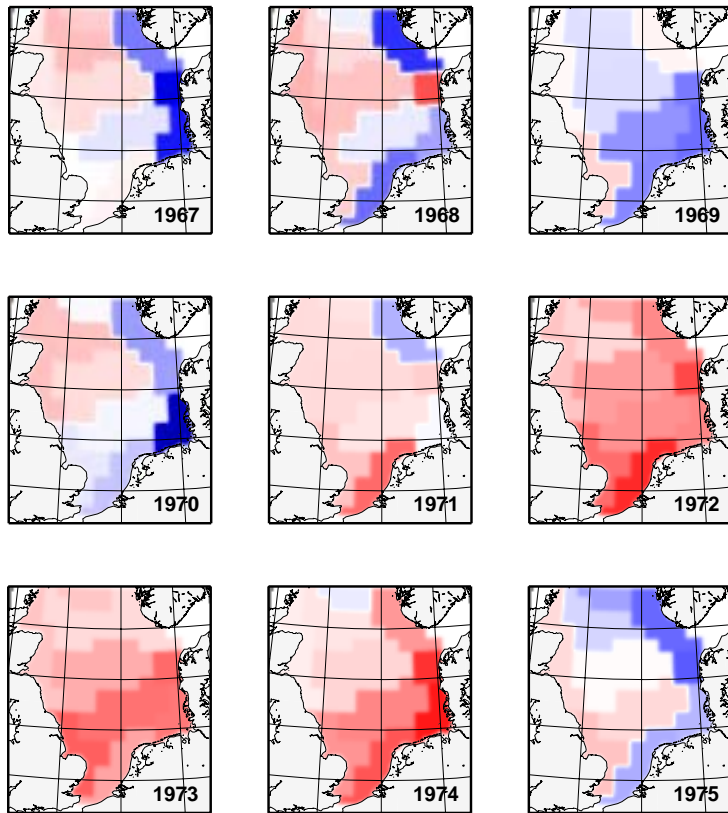


Abbildung 3.13: Anomalien des Salzgehalts in den ICES-Boxen für die oberen 30m der Wassersäule in den Jahren 1958 bis 1966 in PSU, ermittelt aus Messungen mit dem im Abschnitt 2.1 angegebenen Verfahren



-0.8 -0.7 -0.6 -0.5 -0.4 -0.3 -0.2 -0.1 0.0 0.1 0.2 0.3 0.4 0.5 0.6 0.7 0.8

Abbildung 3.14: Fortsetzung von Abbildung 3.13 für die Jahre 1967 bis 1975

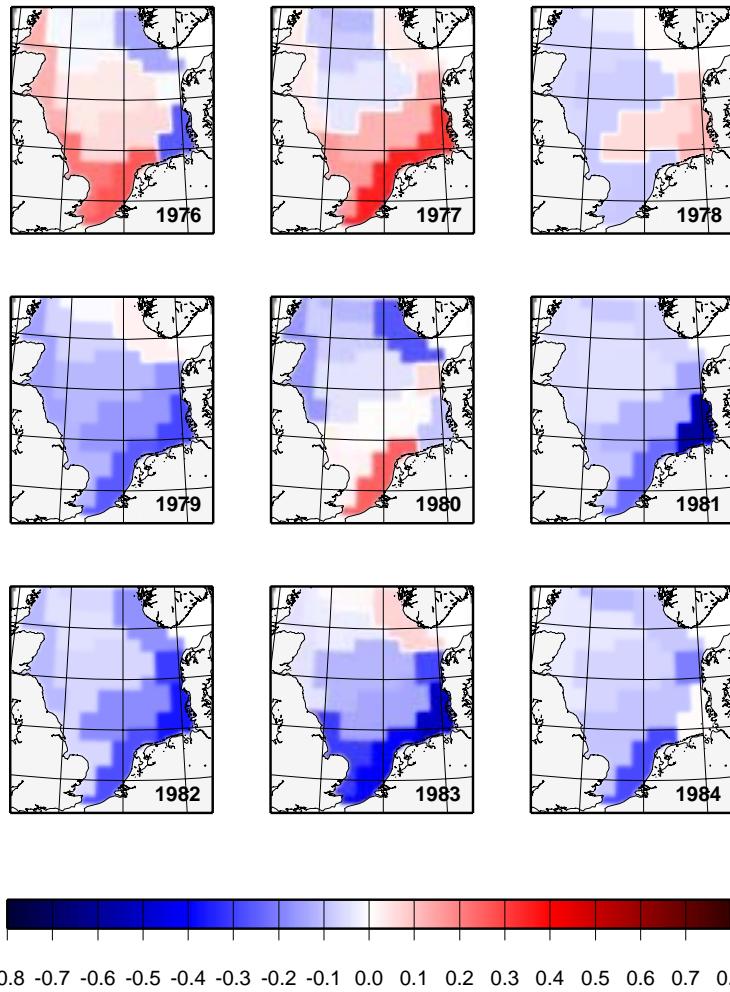


Abbildung 3.15: Fortsetzung von Abbildung 3.13 für die Jahre 1976 bis 1984

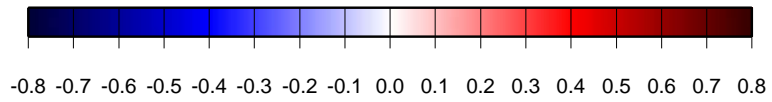
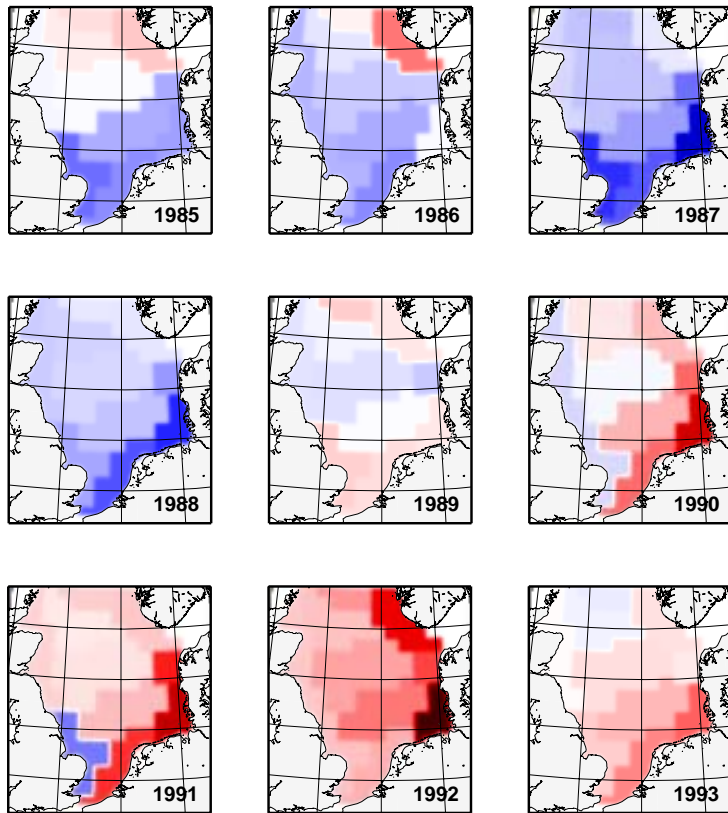


Abbildung 3.16: Fortsetzung von Abbildung 3.13 für die Jahre 1985 bis 1993

Kapitel 4

Variabilität der Zirkulation 1958 bis 1993

Die in Abschnitt 2.2.1 durchgeführte EOF-Analyse ist ein effektives Mittel die niederfrequente Variabilität der Zirkulation kompakt und anschaulich zu beschreiben. Leider ist der Zusammenhang zu den Ursachen insbesondere des starken Anstiegs der Strömungen im Winter nicht offensichtlich. Eine Analyse wird im Folgenden auf einem anderen Weg durchgeführt.

4.1 BoMWiC: Ein Box-Modell für die Variabilität der Zirkulation in der Nordsee

Der Antrieb der Zirkulation in der Nordsee erfolgt vor allem von den Gezeitenkräften, dem lokalen Windfeld, der räumlichen Variabilität der Dichte, insbesondere verursacht durch Gradienten im Salzgehalt, und den Wasserständen an den ozeanischen Rändern. Die Zeitskalen, die in dieser Arbeit betrachtet werden, ab der Monatsskala aufwärts, liegen zwar weit oberhalb der Periode der beiden wichtigsten Partialtiden der Nordsee, der halbtägigen Mond- sowie Sonnengezeit. Wechselwirkung mit der Topographie bewirkt allerdings eine zyklonale Reststromzirkulation in der Größenordnung von einigen cm/s, die nicht zu vernachlässigen ist (Maier-Reimer 1977, Davies 1983).

Die typische Zirkulation in der Nordsee ist als Beispiel der Klimatologien für Januar und Juli in Abbildung 4.1 zu sehen, wie sie sich als Ergebnis der hydrodynamischen Modellierung ergibt. Die zyklonale Zirkulation ist in der Klimatologie das ganze Jahr über zu finden, besonders ausgeprägt im Winter. Sie ergibt sich aus der Kombination unterschiedlicher Faktoren. Die Gezeitenrestströmung ist schon genannt. Insbesondere die vorherrschenden Winde aus westlichen Richtungen in Verbindung mit der Topographie eines nach Norden hin geöffneten, rechteckigen Beckens mit nach Süden abfallenden Wassertiefen und einer tiefen Rinne auf der Ostseite, die ein Abfließen der Wassermassen unterhalb des direkten Windeinflusses ermöglicht, verstärken diese Zirkulation (Furnes 1980, Davies und Heaps 1980) genauso wie das Vorherrschen zyklonaler Windfelder. Auch die Frischwassereinträge entlang der

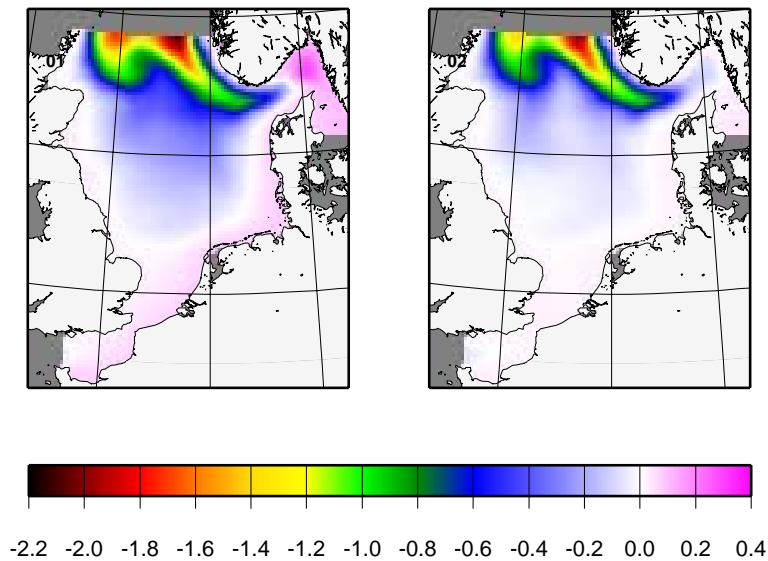


Abbildung 4.1: Klimatologie der Stromfunktion der vertikal integrierten Strömungen aus der hydrodynamischen Modellierung für den Zeitraum 1958 bis 1993 in Sv. Dargestellt ist die Zirkulation im Januar (links) und im Juli (rechts).

Küstenlinien mit an der Oberfläche resultierenden seewärts gerichteten horizontalen Dichtegradienten bewirken eine Zirkulation gegen den Uhrzeigersinn. Wind- und dichtegetriebene Strömung wechselwirken nichtlinear mit den Gezeiten (Backhaus et al. 1986).

Ein einfaches, lineares Box-Modell wird nicht in der Lage sein, die Zirkulation der Nordsee quantitativ richtig zu beschreiben. Untersuchungen zur Klimatologie der Strömungen in der Nordsee liegen aber bereits vor (Hainbucher et al. 1986). Als Variabilität in der Zirkulation wird deshalb hier immer die Abweichung von der Klimatologie verstanden, die in Abhängigkeit zu den lokalen Randbedingungen beschrieben werden soll, der mittlere Jahresgang der Strömungen und ihre Forcierung aber außer acht gelassen. Die gestellte Aufgabe erleichtert sich dadurch erheblich. Zum einen braucht die Gezeitenrestströmung nicht betrachtet zu werden. Es wird außerdem angenommen, dass nichtlineare Wechselwirkungen vernachlässigt werden können solange die Variabilität der Strömung (im Monatsmittel) klein genug gegenüber der Klimatologie bleibt.

Es verbleibt eine Betrachtung des Windantriebs, der dichtegetriebenen Zirkulation sowie des barotropen Antriebs über Wasserstandsschwankungen an den ozeanischen Rändern.

Otto et al. (1990) geben als relevante Ursachen für die langfristige Variabilität der hydrographischen Bedingungen in der Nordsee insbesondere 4 Faktoren an:

- Veränderungen im Wärmeaustausch
- Veränderungen des Windfeldes
- Veränderungen des Frischwassereintrags
- Veränderungen in den ozeanischen Randbedingungen

Für die Variabilität der Zirkulation steht die Bedeutung des Windfeldes außer Frage. Veränderungen des Wärmeaustausches, des Frischwassereintrags und zum Teil der ozeanischen Randbedingungen bewirken über die Veränderungen des Dichtefeldes die Variabilität der baroklinen Zirkulation.

Im Folgenden wird zunächst ein Box-Modell vorgestellt, dass die Variabilität der Zirkulation auf interannualen und dekadischen Zeiträumen alleine auf der Grundlage der Variationen im lokalen Windfeld über der Nordsee erklärt (BoMWiC: **Box Model for the Wind induced Circulation**). Das Modell soll außerdem die Variabilität innerhalb des Jahresganges gegenüber der Klimatologie auf Monatsskala beschreiben. Die Diskussion, inwieweit die Vernachlässigung der Variabilität des dichtegetriebenen Anteils der Zirkulation berechtigt war oder korrigiert werden muss, wird anschließend geführt.

4.1.1 Modelldefinition

Die räumlichen Elemente des Box-Modells sind durch die ICES-Boxen gegeben, in der Variante, wie sie im Abschnitt 2.1.2 eingeführt wurde, mit vertikaler Unterteilung der tieferen nördlichen und zentralen Boxen 1, 2, 6, 7a und 7b bei 30m. Das ergibt 15 Boxen. Die zwischen den Boxen definierten horizontalen Transporte sowie die Strömungen in die Nordsee hinein und aus der Nordsee heraus an den Rändern zum Atlantik im Norden und im Südwesten sowie zur Ostsee definieren die 44 Variablen des Modells. Insgesamt sind allerdings 49 Transporte festgelegt, die vertikalen Transporte zwischen dem oberen und dem unteren Stockwerk der 5 unterteilten Boxen ergeben sich aber zwangsläufig aus der zeitlichen Konstanz der Wassermassen (Kontinuität) für das untere Stockwerk.

Im Folgenden werden die Transporte, je nach Bedarf, durchnummeriert oder über die Boxen referenziert, zwischen denen sie definiert sind. Der Transport 7a6o etwa meint den Transport zwischen den Boxen 7a und 6 in den oberen 30m, die Reihenfolge der Nennung der Boxen gibt die Richtung des Transportes im langfristigen Mittel an, wie sie aus der Integration des hydrodynamischen Modells für die Jahre 1958-1993 abgeleitet wurde: Im Mittel ist der Transport aus der Box 7a in die Box 6 hinein gerichtet. Im Anhang sind die langfristigen Mittel der Transporte zwischen den ICES-Boxen sowie die monatlich aufgelöste Klimatologie zu finden.

Mit $U_i(t)$ sei der Transport der Nummer i , ($i = 1, 2, \dots, 44$) zum Zeitpunkt t , ($t = 1, 2, \dots, 12 \cdot 36$) bezeichnet, wie er sich aus der hydrodynamischen Modellierung nach Abzug der Klimatologie ergibt. Die Zeitschritte t entsprechen den 432 Monaten der Jahre 1958 bis 1993. Dann wird $\tilde{U}_i(t)$ als Schätzung von $U_i(t)$ berechnet aus

$$\tilde{U}_i(t) = \sum_{j=1}^n \alpha_{ij} u_j(t). \quad (4.1)$$

\tilde{U}_i ist also definiert als eine Linearkombination der n Zeitreihen $u_j(t)$ mit Koeffizienten (Gewichtungen) α_{ij} . Da definitionsgemäß $\overline{\tilde{U}_i(t)} = 0$ bei Mittelung über alle 432 Monate, wird es zweckmäßig sein, wenn auch $\overline{u_j(t)} = 0$ für alle $j = 1, \dots, n$ gilt, damit $\overline{\tilde{U}_i(t)} = 0$.

Die u_j werden als physikalische Forcing-Daten interpretiert, während α_{ij} die Sensitivität des Transportes i gegenüber der Variabilität der Zeitreihe u_j angibt.

Zur Bestimmung der α_{ij} wird die bewährte Methode der Minimierung der Summe der Fehlerquadrate nach Gauß verwendet. Es soll die Einschränkung gelten, dass in allen ICES-Boxen der Wasserstand eine zeitlich konstante Größe ist, also die Einströme in eine Box immer gleich der Ausströme sein soll. Die Auswertung von Ergebnissen aus dem hydrodynamischen Modell zeigen, dass diese Vereinfachung als gute Näherung für den Zeithorizont von einem Monat angenommen werden kann. Fehler in den Transporten, die durch Vernachlässigung der Strömungen gemacht werden, die durch Schwankungen des Wasserstandes erzeugt werden, liegen im allgemeinen 2 Größenordnungen unterhalb der insgesamt auftretenden Variabilität.

Die Kontinuität der Wassermenge, die durch die diese Einschränkung gefordert wird, ist nicht nur physikalisch sinnvoll, sondern auch notwendig für die Formulierung eines Advektions-Box-Modells, das in Kapitel 5 vorgestellt wird. Dieses Modell verwendet die Transporte aus BoMWiC, um die Entwicklung des Salzgehaltes in der Nordsee zu prognostizieren. Der Formulierung beider Modelle liegen außerdem die im Projekt LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) entwickelten Richtlinien für Budget-Modelle zugrunde (Gordon et al. 1996).

Es ergeben sich also 10 einschränkende Bedingungen an die α_{ij} .

Formell wird die Berechnung der α_{ij} wie folgt durchgeführt: Zum Anbringen der 10 Nebenbedingungen werden 10 der 44 Transporte durch Linearkombination der verbleibenden 34 Transporte ausgedrückt. Dafür wird eine 44×44 -Matrix A mit den Elementen $a_{i_1 i_2}$ eingeführt, so dass

$$\tilde{U}_{i_1} = \sum_{i_2=1}^{44} a_{i_1 i_2} \tilde{U}_{i_2}, \quad i_1 = 1, \dots, 44 \quad (4.2)$$

gilt. A entspricht der Einheitsmatrix bis auf 10 Zeilen, deren Diagonalelemente 0 und einige der Nebendiagonalelemente Werte ungleich 0 enthalten. Auf die Angabe der Nebenbedingungen im einzelnen soll an dieser Stelle verzichtet werden.

Die Fehlerquadratsumme ergibt sich dann als

$$F(\Lambda) = \sum_{t=1}^{432} \sum_{i_1=1}^{44} [\tilde{U}_{i_1}(t) - U_{i_1}(t)]^2, \quad (4.3)$$

wobei Λ die $44 \times n$ -Matrix aller α_{ij} ist. Durch Einarbeiten der Nebenbedingungen (Gl. 4.2) und Einsetzen des linearen Ansatzes (Gl. 4.1) erhält man dann

$$F(\Lambda) = \sum_{t=1}^{432} \sum_{i_1=1}^{44} \left[\left\{ \sum_{i_2=1}^{44} a_{i_1 i_2} \sum_{j_2=1}^n \alpha_{i_2 j_2} u_{j_2}(t) \right\} - U_{i_1}(t) \right]^2. \quad (4.4)$$

Zur Minimierung der Fehlerquadratsumme wird gefordert, dass die Ableitungen nach allen α_{ij} verschwinden, also

$$\frac{\partial F}{\partial \alpha_{ij}} = \sum_{t=1}^{432} \sum_{i_1=1}^{44} 2 \left[\left\{ \sum_{i_2=1}^{44} a_{i_1 i_2} \sum_{j_2=1}^n \alpha_{i_2 j_2} u_{j_2}(t) \right\} - U_{i_1}(t) \right] a_{i_1 i} u_j(t) = 0. \quad (4.5)$$

Klammern Auflösen und Umordnen ergibt dann

$$\sum_{t=1}^{432} \sum_{i_1=1}^{44} \sum_{j_2=1}^n \sum_{i_2=1}^{44} u_{j_2}(t) u_j(t) a_{i_1 i_2} a_{i_1 i} \alpha_{i_2 j_2} = \sum_{t=1}^{432} \sum_{i_1=1}^{44} a_{i_1 i} U_{i_1}(t) u_j(t). \quad (4.6)$$

Das Lösen des linearen Gleichungssystems ergibt die gesuchten α_{ij} .

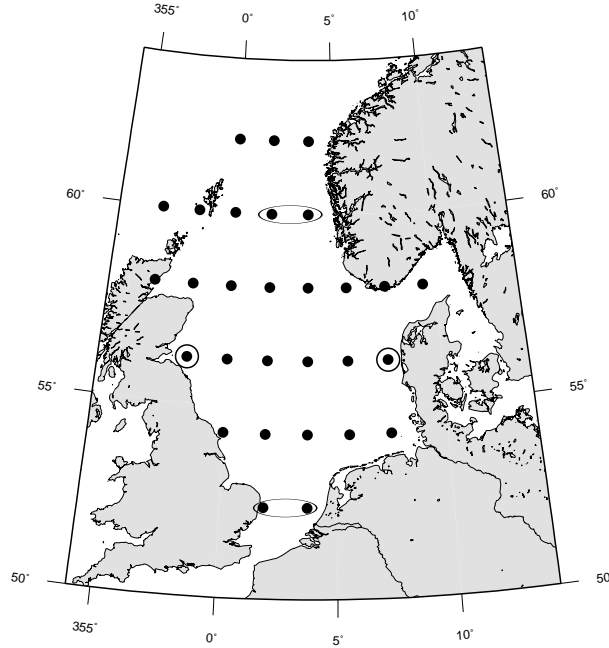


Abbildung 4.2: Gitterpunkte der NCEP-Reanalyse, die für die Berechnung der Windstressdichten verwendet werden. Die eingekreisten Punkte dienen der Bestimmung der Rotation des Windstress. Näheres siehe Text.

4.1.2 Eingangsgrößen

Anomaler Windstress für 8 Richtungssektoren

Welche Forcingdaten u_j sollen zur Bestimmung von \tilde{U}_i herangezogen werden? Es ist seit langem bekannt, dass die Variabilität der Strömung in der Nordsee stark vom Windklima abhängt, nicht nur von der Stärke, sondern insbesondere auch von der Richtung des Windes. So wird die vorherrschende zyklonale Zirkulation etwa bei Westwinden verstärkt, kann aber bei Ostwinden in eine antizyklonale Zirkulation umschlagen (siehe etwa Backhaus und Hainbucher 1987).

Es wird deshalb ein Satz von 8 Zeitreihen eingeführt, der die Anomalie des Windstress für 8 Richtungssektoren beschreibt, um eine richtungsabhängige Wirkung des Windes auf die Zirkulation zu ermöglichen. Es werden dafür die Winddaten aus dem Reanalyse-Datensatz des NCEP/NCAR verwendet. Aus dem Globalgitter werden die 29 Punkte herausgeschnitten, die über der Nordsee liegen (Abb. 4.2).

Für einen ausgewählten Monat t seien die zonalen und meridionalen Komponenten der Windgeschwindigkeit aus der Reanalyse durch wu_{lk} und wv_{lk} gegeben, wobei l mit $l = 1, \dots, 29$ den Gitterpunkt und k den Zeitpunkt bezeichnet. Zunächst werden die Komponenten in Betrag w_{lk} und Richtung ϕ_{lk} umgewandelt. ϕ_{lk} wächst gegen den Uhrzeigersinn, der Nullpunkt liegt bei ostwärts gerichteter Luftströmung. Es werden 8 Richtungssegmente gebildet, jeder mit einer Öffnung von 45 Grad. Segment 1 ist zentriert um Westwind, weitergezählt wird gegen den Uhrzeigersinn.

Eine Größe $\tau_j(t)$ für die Windrichtungssegmente $j, j = 1, \dots, 8$ wird dann wie folgt be-

rechnet:

Seien $k = 1, \dots, m(t)$ die Zeitpunkte des Reanalyse-Datensatzes innerhalb des Monats t und $m(t)$ die Anzahl dieser Zeitschritte. Dies sind, abhängig vom Monat, etwa 120, da die Daten in vierteltägiger Auflösung vorliegen. Außerdem sei eine Größe δ_{lkj} eingeführt durch

$$\delta_{lkj} = \begin{cases} 1, & \text{falls } \phi_{lk} \text{ in Segment } j \text{ liegt;} \\ 0, & \text{sonst.} \end{cases}$$

Dann ist

$$\tau_j(t) = \frac{\sum_{k=1}^{m(t)} \sum_{l=1}^{29} \delta_{lkj} w_{lk}^2}{m(t)}. \quad (4.7)$$

Die resultierende Größe $\tau_j(t)$ ist damit proportional zum Produkt von mittlerem quadratischen Windstress für den Sektor j und der relativen Häufigkeit, mit der Winde im Sektor j im Monat t auftreten. Wird die relative Häufigkeit etwa durch

$$h_j(t) = \frac{H_j(t)}{m(t)} \quad (4.8)$$

mit

$$H_j(t) = \sum_{k=1}^{m(t)} \sum_{l=1}^{29} \delta_{lkj} \quad (4.9)$$

eingeführt und die mittlere quadratische Geschwindigkeit durch

$$\nu_j(t) = \frac{\sum_{k=1}^{m(t)} \sum_{l=1}^{29} \delta_{lkj} w_{lk}^2}{H_j(t)}, \quad (4.10)$$

so ist das Produkt

$$\nu_j(t) h_j(t) = \frac{\sum_{k=1}^{m(t)} \sum_{l=1}^{29} \delta_{lkj} w_{lk}^2}{H_j(t)} \cdot \frac{H_j(t)}{m(t)} \quad (4.11)$$

$$= \frac{\sum_{k=1}^{m(t)} \sum_{l=1}^{29} \delta_{lkj} w_{lk}^2}{m(t)} = \tau_j(t). \quad (4.12)$$

Die Größe $\tau_j(t)$, $j = 1, \dots, 8$, wird im Folgenden Windstressdichte genannt. Die Größen, die in das Box-Modell eingehen, sollen, wie die Schätzungen \tilde{U}_i der Transporte U_i , Anomalien des klimatologischen Zustandes beschreiben. Es wird deshalb

$$u_j(t) = \tau_j(t) - \bar{\tau}_j \quad (4.13)$$

festgelegt, mit

$$\bar{\tau}_j = \frac{\sum_{t=1}^{432} \tau_j(t)}{432}. \quad (4.14)$$

Es wird von u_j , $j = 1, \dots, 8$ als anomale Windstressdichte oder verkürzt wiederum von der Windstressdichte gesprochen, da im Folgenden immer Anomalien gemeint sein werden.

Rotation des Windstressses

Die räumliche Struktur des Windfeldes wurde bisher außer acht gelassen. Mit Rückgriff auf die Ergebnisse der EOF-Analyse im Abschnitt 2.2.1 wird am Ende dieses Abschnitts gezeigt, dass insbesondere der Rotation des Windfeldes eine besondere Bedeutung zukommt.

Die Ausdehnung der Nordsee ist so groß, dass die räumliche Variabilität eines Druckfeldes gespürt wird, aber so klein, dass die entsprechende Variabilität des Windfeldes in erster Näherung als linear in meridionaler und zonaler Richtung angesehen werden kann. Entsprechend einfach wird aus dem Datensatz der Reanalyse die Rotation des Windstresses mit Hilfe der in Abbildung 4.2 besonders gekennzeichneten Punkte eingeführt.

Sie wird definiert über

$$w_k = \frac{wvo_k^2 - vvw_k^2}{dx} - \frac{\overline{wun_k^2} - \overline{wus_k^2}}{dy}. \quad (4.15)$$

Die $\overline{wun_k}$ und $\overline{wus_k}$ sind die arithmetischen Mittel der zonalen Geschwindigkeitskomponenten über die Gitterpunktspaare in der nördlichen und südlichen Nordsee und die wvo_k und vvw_k die meridionalen Wingschwindigkeiten für den markierten Gitterpunkt im Osten beziehungsweise im Westen der Nordsee. k ist wiederum ein beliebiger Zeitpunkt $k = 1, \dots, m(t)$ eines festgelegten Monats t .

Zeitliche Mittelung auf Monatswerte ergibt dann die (monatliche) Rotation des Windstresses

$$\omega(t) = \frac{\sum_{k=1}^{m(t)} w_k}{m(t)}. \quad (4.16)$$

Wie bei der Windstressdichte wird nur die Anomalie betrachtet:

$$u_9(t) = \omega(t) - \bar{\omega} \quad (4.17)$$

mit

$$\bar{\omega} = \frac{\sum_{t=1}^{432} \omega(t)}{432}. \quad (4.18)$$

Auch hier wird der Einfachhalt halber im Folgenden von u_9 verkürzend als der Rotation des Windstresses gesprochen, obwohl immer Anomalien gemeint sind.

Dass diese Größe einen wesentlichen Einfluss auf die Zirkulation hat, wird aus dem Vergleich mit der 2. Principal Component aus der EOF-Analyse der Stromfunktion (vergleiche Abschnitt 3.1 und Abbildung 3.2) deutlich. Das Muster zusammen mit der Zeitreihe erklärt global 18% der Varianz der anomalen Stromfunktion. Die Korrelation mit u_9 ist auf monatlicher Zeitskala 0.73, auf jährlicher 0.60. Für die Jahre von 1976 bis 1993 sogar 0.80 bzw. 0.78. Die Abbildung 4.3 zeigt den direkten Vergleich der Jahresmittel.

4.1.3 Normierung der Koeffizienten

Die Formulierung der Transporte zwischen den ICES-Boxen als Linearkombination der Eingangsgrößen, wie sie in Abschnitt 4.1.1 eingeführt wurde (Gl. 4.1), bedingt, dass die Koeffizienten α_{ij} dimensionsbehaftete Größen sind, deren Einheiten von der Dimension der u_j abhängen. Diese sind für Windstressdichte (m^2/s^2) und Rotation des Windstresses (m/s^2) verschieden. Die α_{ij} sollen aber zum einen die Sensitivität des Transportes i für Windstressdichten aus unterschiedlichen Richtungen j für $j = 1, \dots, 8$ angeben und zum anderen die relative Bedeutung der Rotation des Windstresses gegenüber der Windstressdichte für diesen Transport messen. Um beides zu gewährleisten werden dimensionsbehaftete Größen $k_{i1}, k_{i2} > 0$ eingeführt und die Gleichung 4.1 umgeschrieben zu

$$\tilde{U}_i(t) = \sum_{j=1}^n \alpha_{ij} u_j(t) = \left[\sum_{j=1}^8 \tilde{\alpha}_{ij} k_{i1} u_j(t) \right] + \tilde{\alpha}_{i9} k_{i2} u_9(t). \quad (4.19)$$

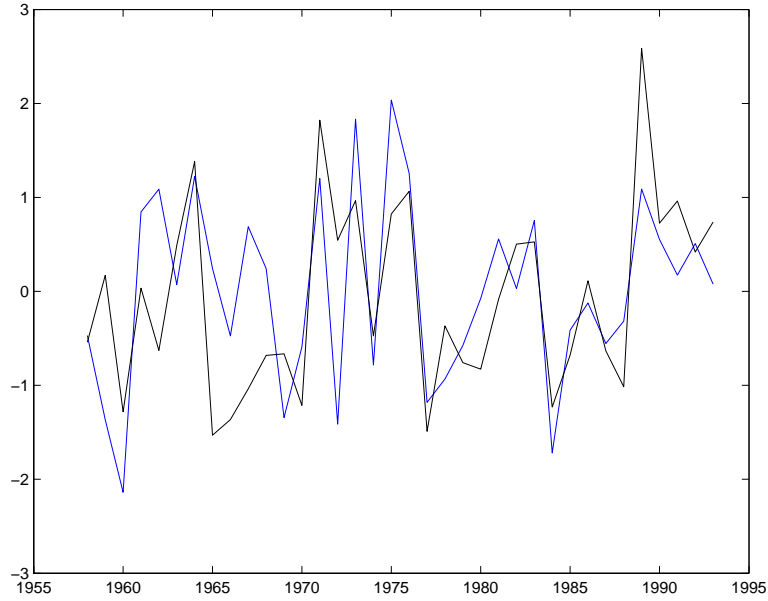


Abbildung 4.3: Vergleich der Jahresmittel der Rotation des Windstress u_9 mit der 2. Principal Component (PC) der EOF-Analyse aus Abschnitt 3.1 (blau). u_9 wurde zur besseren Darstellung auf die Standardabweichung der 2.PC renormiert.

Es werden zwei Bedingungen gestellt:

1.

$$\frac{\sum_{j=1}^8 |\tilde{\alpha}_{ij}|}{|\tilde{\alpha}_{i9}|} = \frac{\rho_{i1}}{\rho_{i2}}, \quad (4.20)$$

wobei ρ_{i1} und ρ_{i2} mit

$$\rho_{i1} = std\left[\sum_{j=1}^8 \alpha_{ij} \cdot u_j(t)\right] \quad (4.21)$$

und

$$\rho_{i2} = std[\alpha_{i9} \cdot u_9(t)] \quad (4.22)$$

die Standardabweichung $std()$ des Transportes i angeben, die durch die Variabilität der Windstressdichte (ρ_{i1}) beziehungsweise der Rotation des Windstress (ρ_{i2}) verursacht wird.

2.

$$\sum_{j=1}^9 \tilde{\alpha}_{ij} = 1 \quad (4.23)$$

Einsetzen der Beziehung

$$\alpha_{ij} = \tilde{\alpha}_{ij} \cdot k_{i1} \quad (4.24)$$

für $j = 1, \dots, 8$ sowie

$$\alpha_{i9} = \tilde{\alpha}_{i9} \cdot k_{i2} \quad (4.25)$$

in die erste Bedingung (Gl. 4.22) und Umformen ergibt

$$k_{i2} = \frac{\rho_{i1}}{\rho_{i2}} \cdot \frac{|\alpha_{i9}|}{\sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}|} \cdot k_{i1}. \quad (4.26)$$

Dieselben Gleichungen 4.24 und 4.25 in 4.23 eingesetzt wird die zweite Bedingung zu

$$\frac{\sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}|}{k_{i1}} + \frac{|\alpha_{i9}|}{k_{i2}} = 1. \quad (4.27)$$

Nach Eliminieren von k_{i2} in 4.27 durch Ausnutzen von 4.26 erhält man

$$\frac{\sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}|}{k_{i1}} + \frac{\rho_{i2}}{\rho_{i1}} \frac{\sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}|}{k_{i1}} = 1 \quad (4.28)$$

und schließlich

$$k_{i1} = \left[1 + \frac{\rho_{i2}}{\rho_{i1}}\right] \sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}| \quad (4.29)$$

Eine entsprechende Gleichung für k_{i2} ergibt sich durch Einsetzen von 4.29 in 4.26 zu

$$k_{i2} = \frac{\rho_{i1}}{\rho_{i2}} \frac{|\alpha_{i9}|}{\sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}|} \left[1 + \frac{\rho_{i2}}{\rho_{i1}}\right] \sum_{j=1}^8 |\alpha_{ij}| \quad (4.30)$$

und nach Zusammenfassen

$$k_{i2} = \left[1 + \frac{\rho_{i2}}{\rho_{i1}}\right] |\alpha_{i9}|. \quad (4.31)$$

Der Einfachheit halber wird die Tilde im Folgenden weggelassen und von α gesprochen, wenn die normierten Koeffizienten gemeint sind.

4.1.4 Validation

Unter der Validation des im Abschnitt 4.1.1 eingeführten linearen Zirkulationsmodells BoM-WiC wird hier zweierlei verstanden: Zum einen die Eignung des Modells die Wirkung der zeitlichen Variabilität des Windes auf die Zirkulation realistisch zu beschreiben, zum zweiten die Güte der Abschätzung der Zirkulation, also die Frage, in welchen Teilen der Nordsee die Variabilität der Strömung im wesentlichen vom Windklima bestimmt wird.

In den Teilen der Nordsee, wo die Abschätzung der Zirkulation durch das Modell schlecht ist, setzt die richtige Einschätzung der Wirkung des Windklimas auf die Variabilität der Strömung zweierlei voraus:

1. Der lineare Ansatz des Modells bleibt gültig, also nichtlineare Effekte durch Verkopplung der nicht berücksichtigten Antriebsgrößen mit dem windgetriebenen Anteil können vernachlässigt werden.
2. Die Bestimmung der α_{ij} mithilfe des in Abschnitt 4.1.1 beschriebenen Verfahrens kann ohne große Fehler durchgeführt werden. Die Koeffizienten α_{ij} geben realistisch die Sensitivität des Transportes bezüglich jeder der Eingangsgrößen $u_j, j = 1, \dots, 9$, wieder.

Die α_{ij} gelten als zeitunabhängige und für den Ort spezifische Größen. Ein guter Indikator, dass beide Voraussetzungen erfüllt sind, ist die Unabhängigkeit der α_{ij} vom Zeitraum, für den das in 4.1.1 beschriebene Fitting an die Transporte $U_i(t)$ aus der hydrodynamischen Modellierung durchgeführt wird, solange dieser Zeitraum lang gegenüber der Anzahl n der Eingangsgrößen ist.

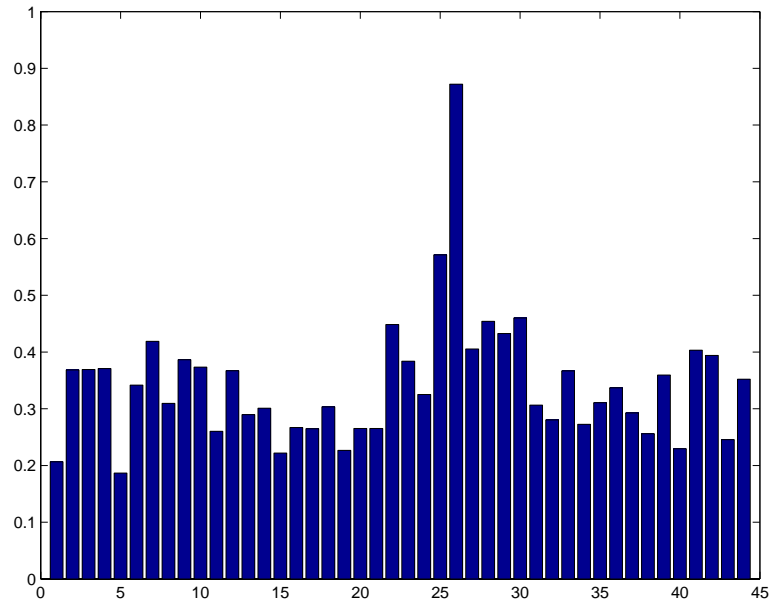


Abbildung 4.4: Relative Fehler der Transporte des linearen Box-Modells gegenüber der hydrodynamischen Modellierung. Näheres siehe Text.

Im Folgenden werden deshalb zum einen die Transporte zwischen den ICES-Boxen, wie sie sich aus den Ergebnissen des hydrodynamischen Modells ergeben, mit denen aus BoMWiC verglichen. Zum anderen wird die Bestimmung der α_{ij} für vier unterschiedliche Zeiträume durchgeführt und die Standardabweichung der berechneten Koeffizienten betrachtet.

Vergleich der Transporte der beiden Modelle Um die Darstellung kurz zu halten wird lediglich eine Abschätzung der mittleren (absoluten) Fehler für die Monatswerte durchgeführt, was durch die übliche Betrachtung der mittleren Fehlerquadrate geschieht, sowie ein Trendvergleich für den Gesamtzeitraum von 1958 bis 1993. Damit wird ein Einblick in die Güte der Transporte aus dem linearen Ansatz auf der monatlichen und der dekadischen Zeitskala gegeben. Der direkte Vergleich von jährlich gemittelten Transporten aus der hydrodynamischen Modellierung und dem Zirkulations-Box-Modell findet sich im Anhang.

Der mittlere (vorzeichenbehaftete) Fehler zwischen den Ergebnissen des hydrodynamischen Modells und denen aus BoMWiC ist entsprechend der Definition des Box-Modells 0. Die Wurzel aus der Fehlerquadratsumme fällt damit mit der Standardabweichung zusammen. In Abbildung 4.4 ist die Standardabweichung des Fehlers relativ zur Standardabweichung der 44 Transporte aus HamSOM aufgetragen, in Abbildung 4.5 die Korrelation der Transporte aus beiden Modellen.

Zunächst ist zu sagen, dass die Ergebnisse sehr vielversprechend aussehen. Die Standardabweichungen der Fehler liegen in allen außer einem Fall deutlich unterhalb der Standardabweichung der Transporte. Die Korrelation der Transporte liegt für 39 der 44 Transporte oberhalb von 0.9 und für weitere 4 noch oberhalb von 0.8.

Die Ausnahme bildet der Einstrom atlantischen Wassers in die Box 1u (Transport Nr.

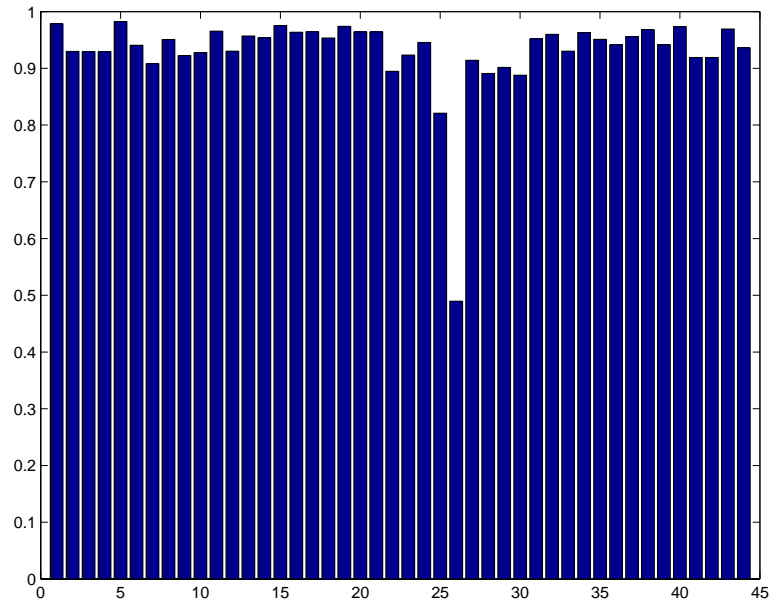


Abbildung 4.5: Korrelation der monatlichen Transporte des linearen Box-Modells mit den Ergebnissen aus der hydrodynamischen Modellierung

26 in den Abbildungen 4.4 und 4.5). Schon der Blick auf den Vergleich der Jahresmittel im Anhang auf Seite ??? lässt deutlich erkennen, dass die Variabilität dieses Transportes durch das Box-Modell nicht wiedergegeben werden kann. Der relative Fehler liegt mit 0.87 fast dreimal so hoch wie im Mittel der anderen Transporte und die Korrelation lediglich bei 0.49.

Die Frage, ob die Differenzen zu den Transporten aus dem hydrodynamischen Modell im wesentlichen auf die vereinfachten Annahmen der Linearität zwischen Windstress und Transportanomalie, zeitlich grober Auflösung von einem Monat und Vernachlässigung von nichtlinearen Wechselwirkungen zurückzuführen sind oder ob nicht berücksichtigte Antriebsgrößen, insbesondere zeitlich variable horizontale Dichtegradienten wichtig sind, kann nicht abschließend geklärt werden.

Zum Einfluss der Dichtegradienten kann gesagt werden: Windklima und Dichtegradienten zeigen Jahresgänge, die durch Aufbau von Schichtung im Frühjahr bei abflauenden Winden und Erosion der Schichtung im Herbst bei steigenden Wingschwindigkeiten in weiten Teilen der Nordsee gegenphasig verlaufen: Im Winter Höhepunkt des Windstresses, im Sommer Maximum der baroklin getriebenen Zirkulation. Insofern lohnt ein Blick in die monatlich aufgelöste Klimatologie der Standardabweichung des Fehlers in den vom Box-Modell diagnostizierten Transporten relativ zur Standardabweichung des Transportes des betrachteten Monats. Diese ist in den Abbildungen 4.6 bis 4.8 gezeigt.

In vielen der Transporte zeigt sich ein deutlicher Jahresgang mit Maximum im Sommer. Besonders aufschlussreich ist der Jahresgang im Transport von Box 3b nach Box 4: Während in den ersten 4 Monaten des Jahres der relative Fehler nahezu konstant ist, springt er im Mai auf den etwa doppelten Wert, um dann bis zum Jahresende sukzessive wieder auf einen Wert etwas oberhalb des Januarwertes abzustiegen. Die These ist naheliegend, dass hier die

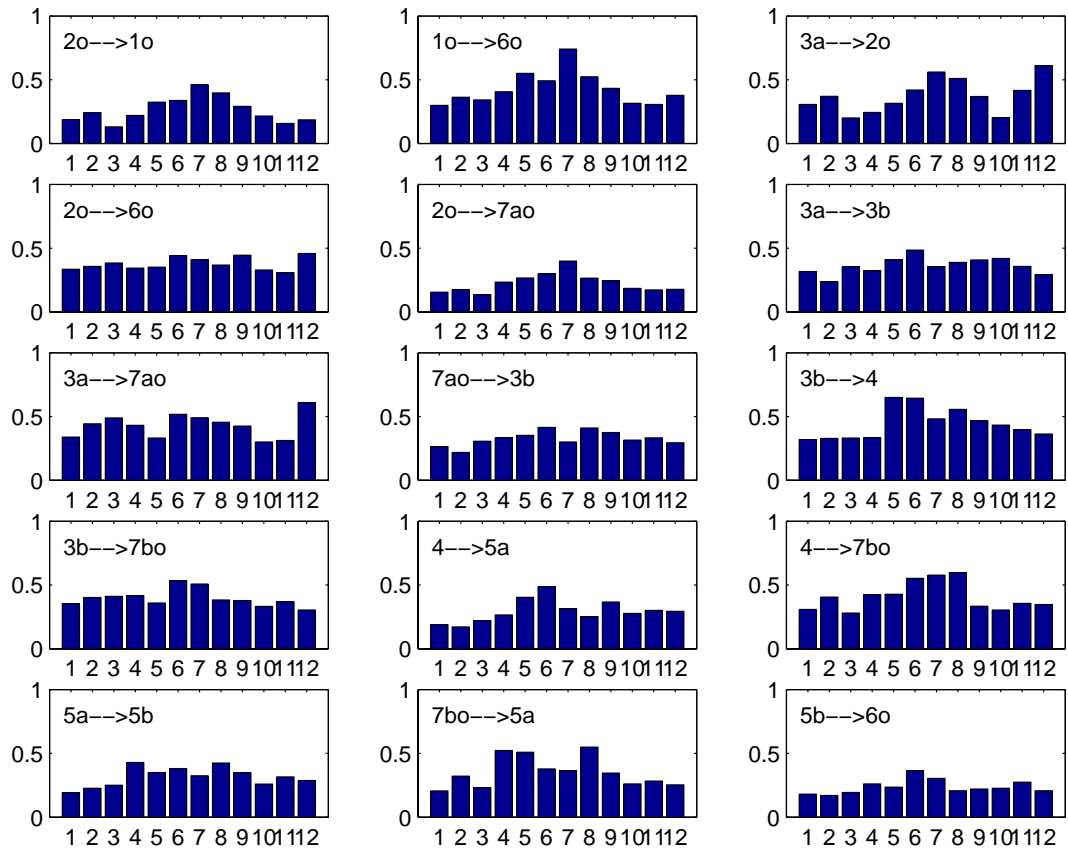


Abbildung 4.6: Relative Fehler der Transporten des linearen Box-Modells gegenüber der hydrodynamischen Modellierung als monatlich aufgelöste Klimatologie. Näheres siehe Text.

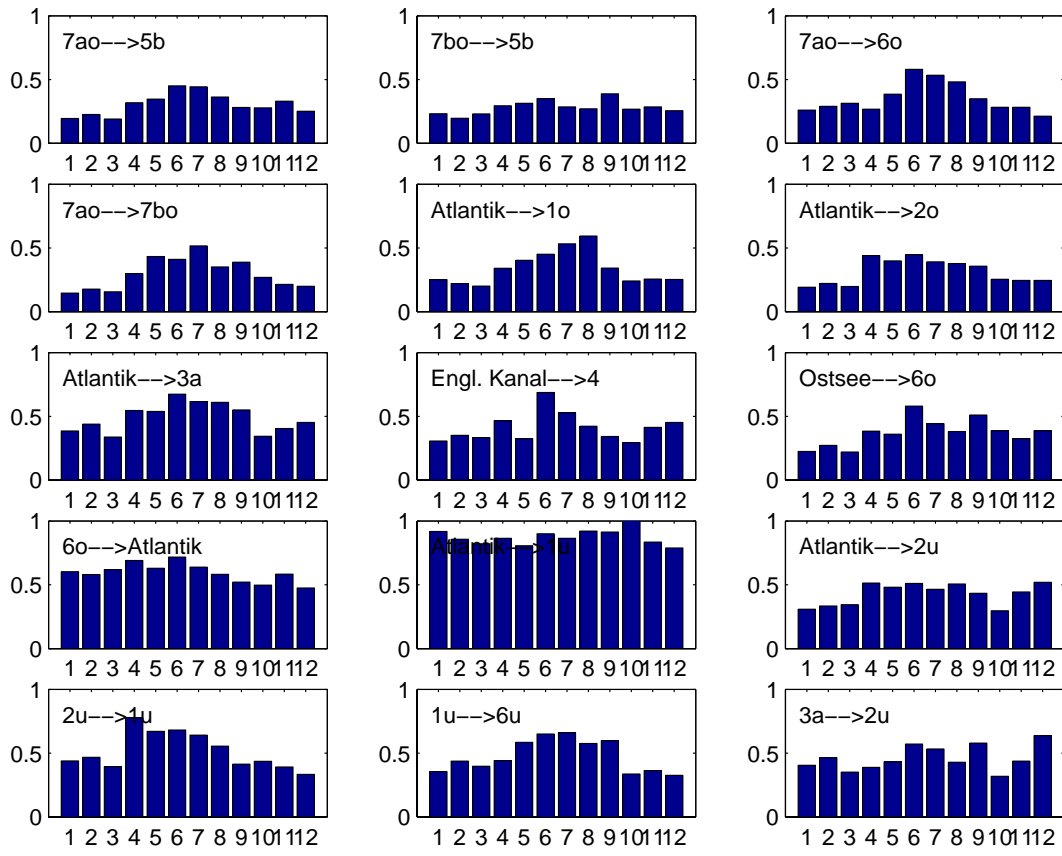


Abbildung 4.7: Fortsetzung von Abbildung 4.6

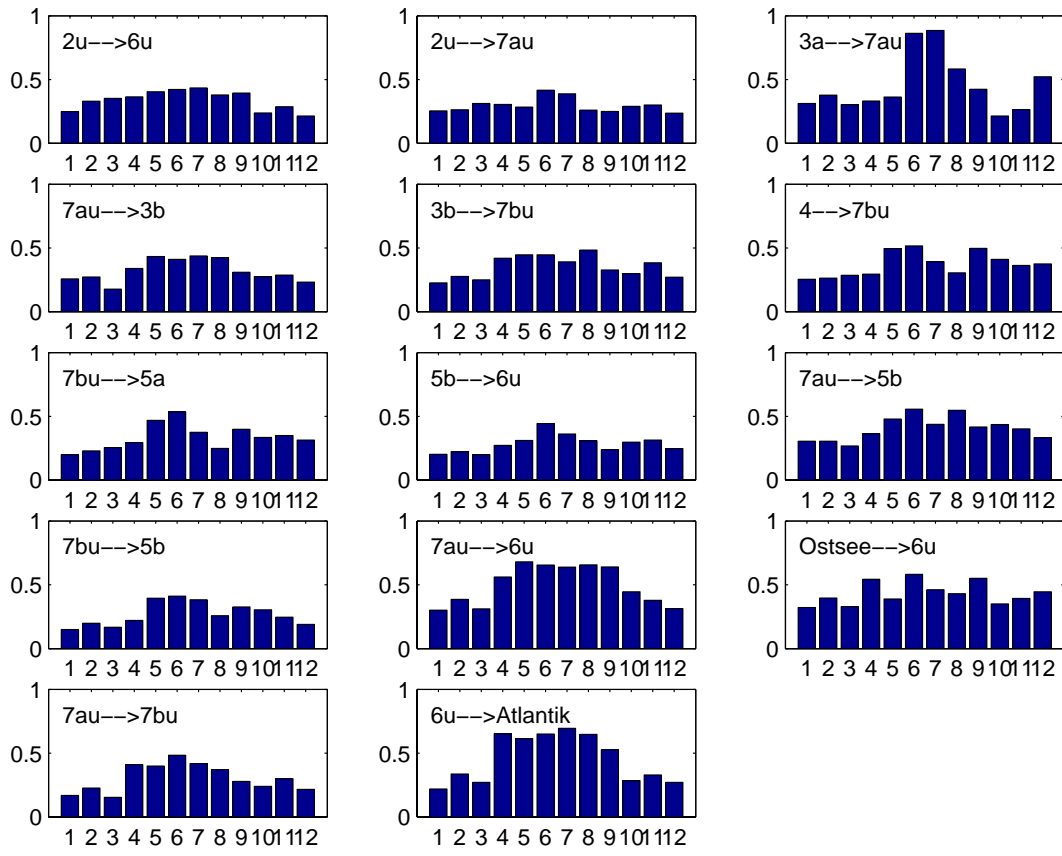


Abbildung 4.8: Fortsetzung von Abbildung 4.6

seeseitig im Mai einsetzende Schichtung barokline Strömungen erzeugt, deren Variabilität in den Fehlerbalken sichtbar wird.

Die lange Zeitskala betreffend sind in den Abbildungen 4.9 bis 4.12 die Trends über den Gesamtzeitraum von 1958 bis 1993 im Vergleich wiedergegeben, ebenfalls in Abhängigkeit des Monats. Die Korrelation ist jeweils sehr hoch, größere Differenzen finden sich nur vereinzelt, insbesondere im Juni. Selbst für den atlantischen Einstrom in Box 1u mit hohen relativen Fehlern in den monatlichen Transporten entsprechen die Trends im Box-Modell im wesentlichen den Ergebnissen des hydrodynamischen Modells.

Zeitunabhängigkeit der Koeffizienten Zur Prüfung der Zeitunabhängigkeit der Koeffizienten α_{ij} wurde die Bestimmung dieser Größen für 4 unterschiedliche Zeiträume durchgeführt:

1. Die Jahre 1958 bis 1975
2. Die Jahre 1976 bis 1993
3. Mai bis Oktober für alle Jahre
4. November bis April für alle Jahre

Die Unterteilung des Jahres in Sommer- und Winterhalbjahr (3. und 4.) ist interessant, da hier überprüft werden kann, inwieweit barokline Effekte die Werte der Koeffizienten beeinflussen. Dies kann geschehen, wenn die Variabilität der dichtegetriebenen Strömungen korreliert mit der Variabilität des Windklimas auftritt.

Die Standardabweichung der α_{ij} bezüglich der 4 Zeiträume ist in den Abbildungen 4.13 und 4.14 als Histogramm dargestellt, die Koeffizienten selber finden sich, zusammen mit den Standardabweichungen als Fehlerbalken aufgetragen, im Anhang. Zu beachten ist, dass die Standardabweichungen als Quadratwurzeln der Varianz berechnet werden und die Varianz hier als die Summe der quadratischen Abweichungen vom Mittelwert dividiert durch die Anzahl der Elemente n , also in diesem Fall 4, definiert wird und nicht, wie in der mathematischen Literatur üblich, durch $n - 1$.

Die α_{ij} haben bedingt durch die Normierung (Gleichung 4.22: Summe der Beträge gleich 1) im Mittel eine Größe von $1/9$. Im Vergleich dazu sind die Standardabweichungen im allgemeinen klein. Die maximalen Standardabweichungen stammen (abgesehen von dem Koeffizienten für Nordwest-Wind) von den Koeffizienten für den Einstrom atlantischen Wassers in Box 1u, wo der Vergleich der monatlichen Transportanomalien mit den Ergebnissen von HaMSOM große Unterschiede zeigt. Abweichungen größer als 0.1 gibt es außerdem nur für den Transport von Box 2u nach Box 1u für Nordost-Wind. Generell sind die größten Standardabweichungen bei den Koeffizienten für Nordost-Wind zu finden. Der Grund für die schwierige Festlegung der Sensibilität des Transportes bezüglich dieser Windrichtung dürfte vor allem darin liegen, dass die Variabilität der Windstressdichte für Nordost-Wind die kleinste der 8 Sektoren ist und dass Nordost-Wind vor allem im Sommer auftritt, wenn barokline Effekte den Windstress-Effekt überdecken können.

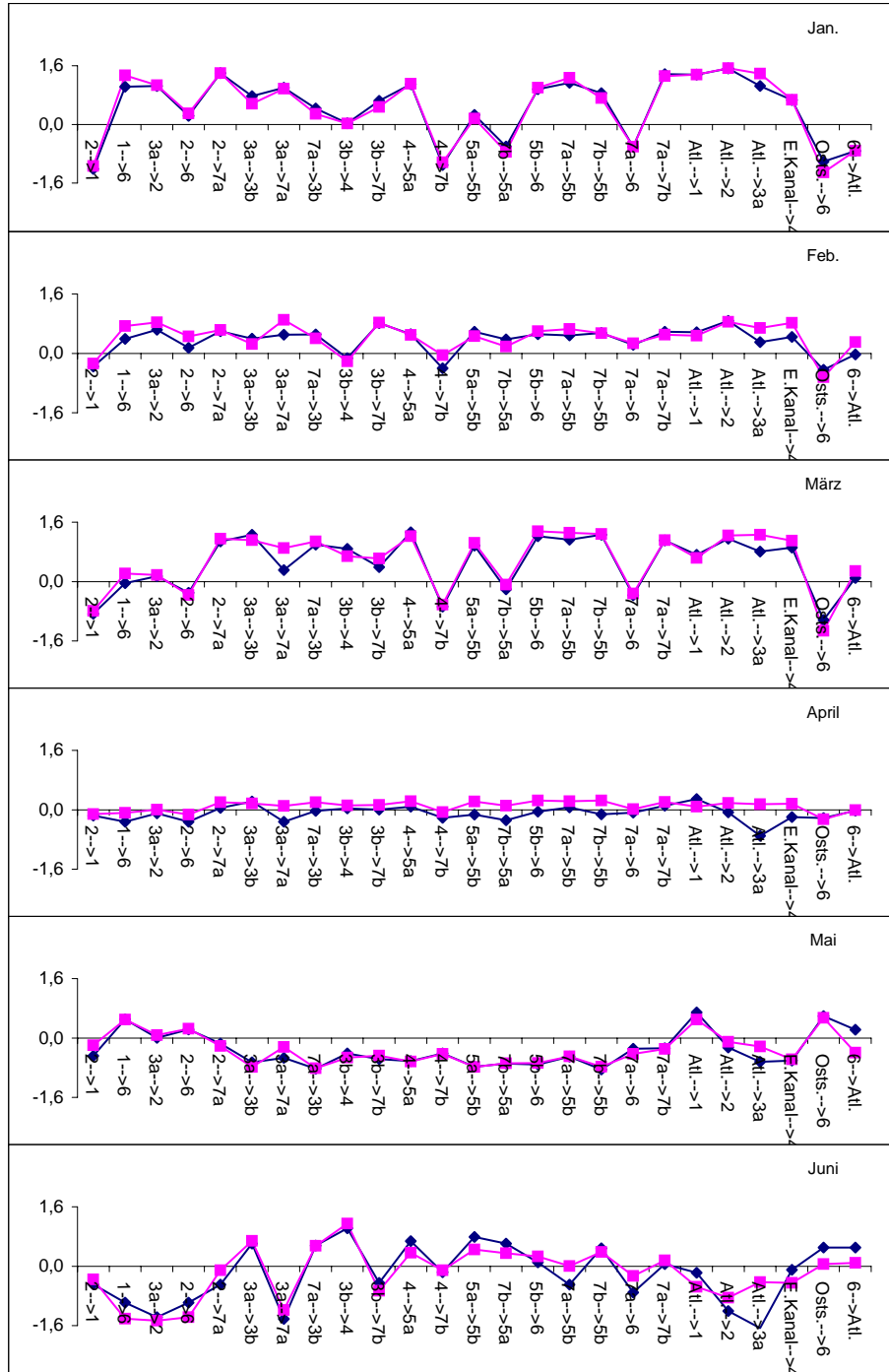


Abbildung 4.9: Trends in den Transporten aus BoMWiC (violette Rauten) und HamSOM (blaue Rauten) in monatlicher Auflösung für den Zeitraum 1958 bis 1993. Dargestellt sind die Monate Januar bis Juni für die Transporte oberhalb 30m Wassertiefe. Die Werte sind dimensionslos. Sie geben den Trend jeweils relativ zur Standardabweichung des Transportes im jeweiligen Monat an.

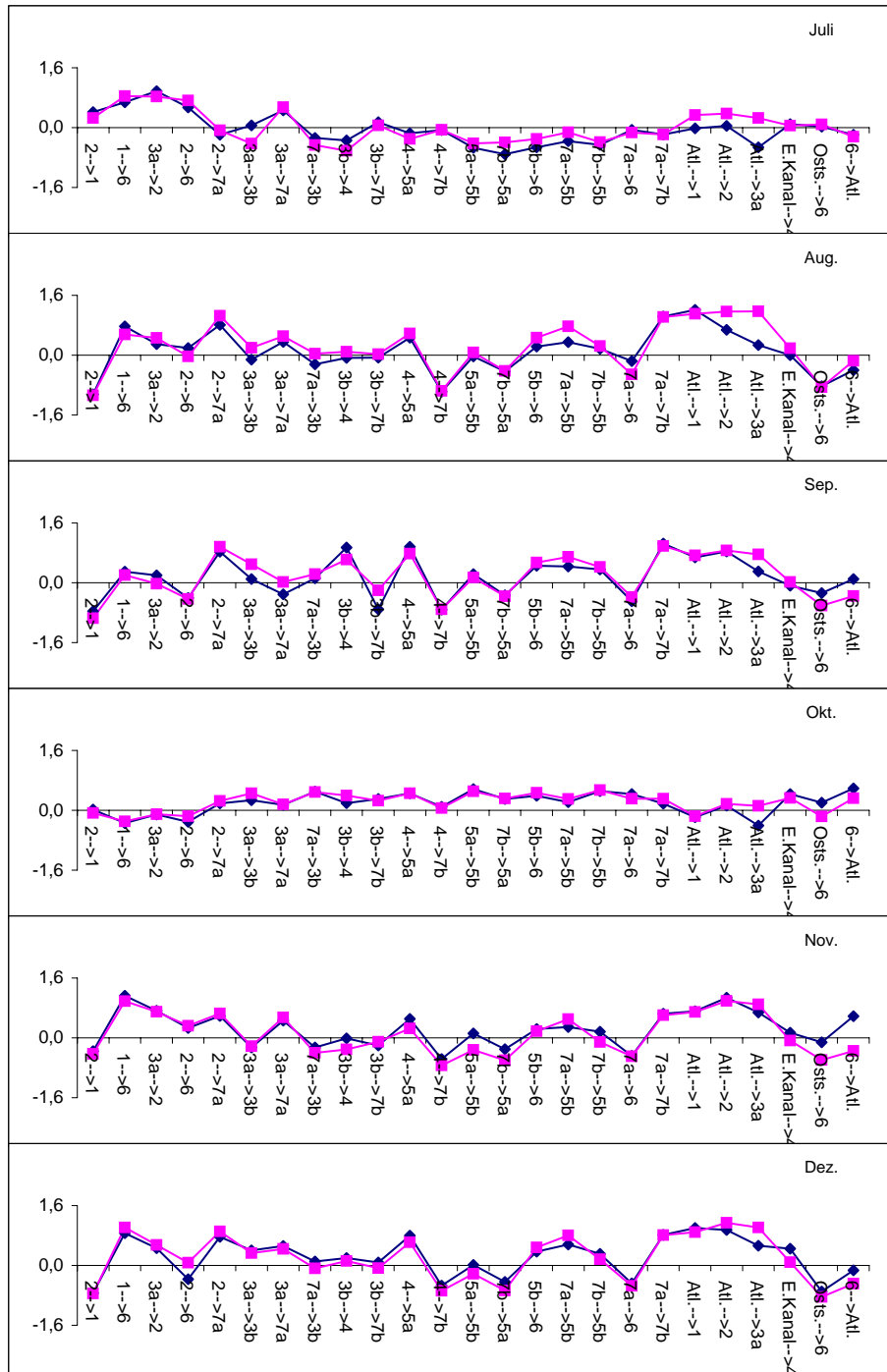


Abbildung 4.10: Fortsetzung von Abbildung 4.9. Dargestellt sind die Monate Juli bis Dezember für die Transporte oberhalb 30m Wassertiefe.

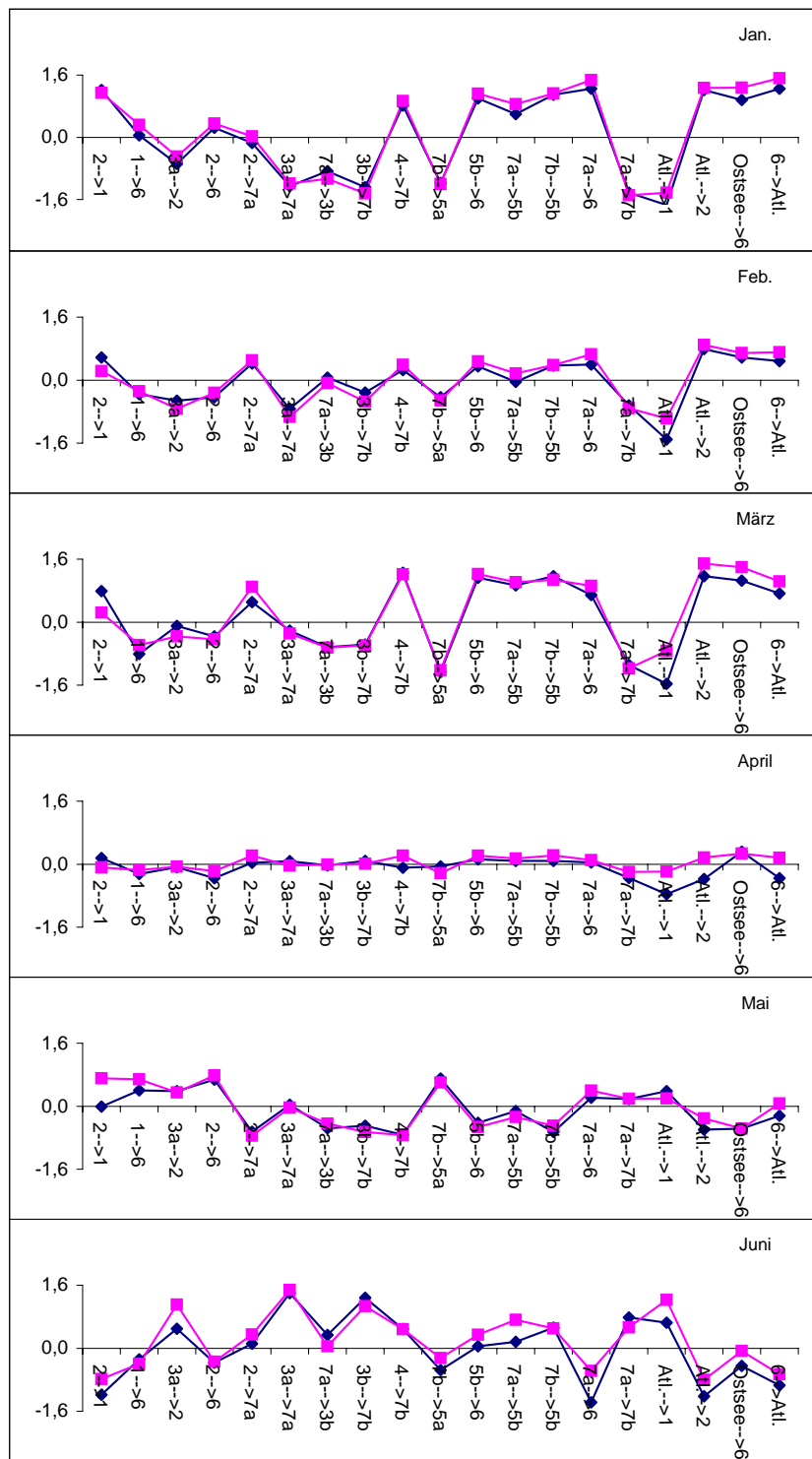


Abbildung 4.11: Fortsetzung von Abbildung 4.9. Dargestellt sind die Monate Januar bis Juni für die Transporte unterhalb 30m Wassertiefe.

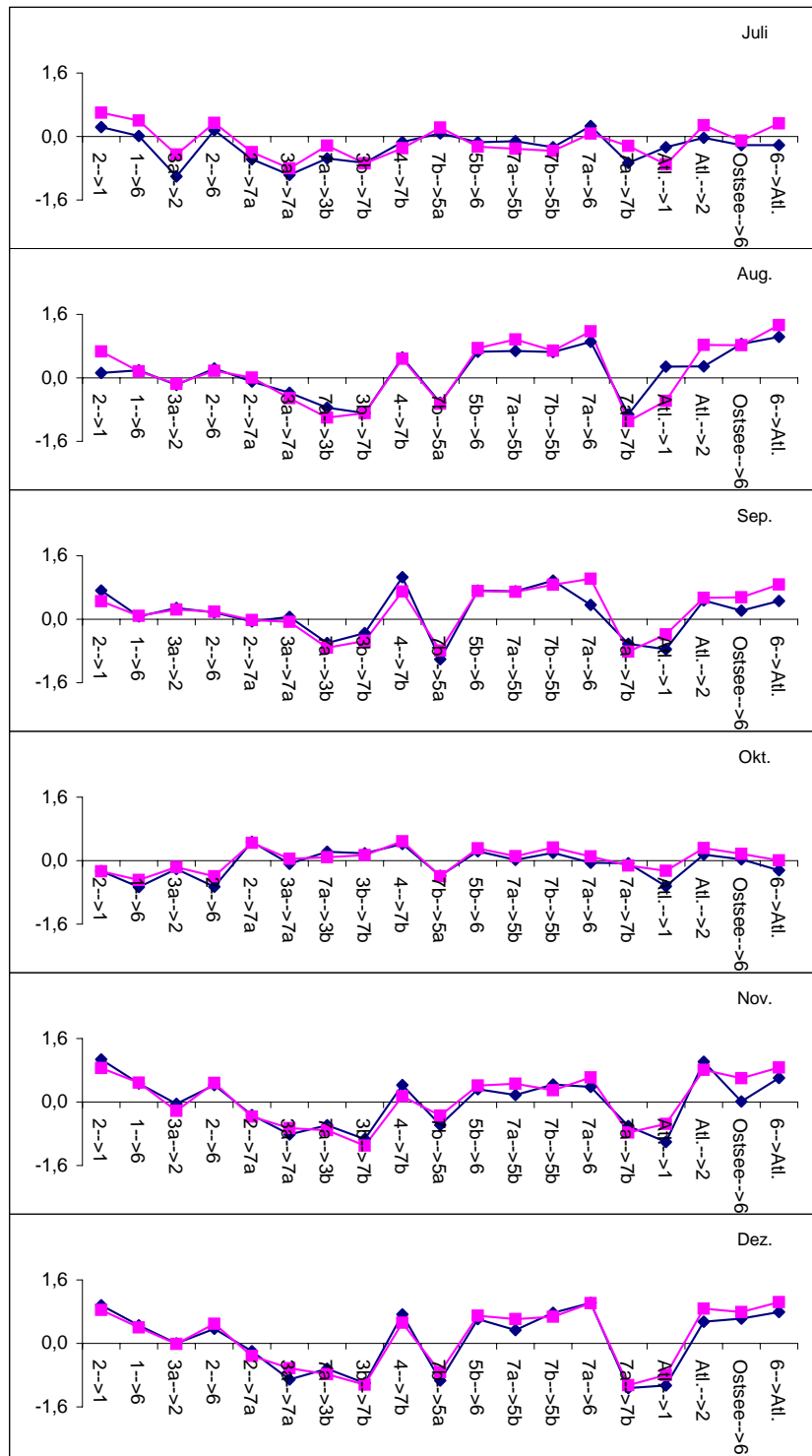


Abbildung 4.12: Fortsetzung von Abbildung 4.9. Dargestellt sind die Monate Juli bis Dezember für die Transporte unterhalb 30m Wassertiefe.

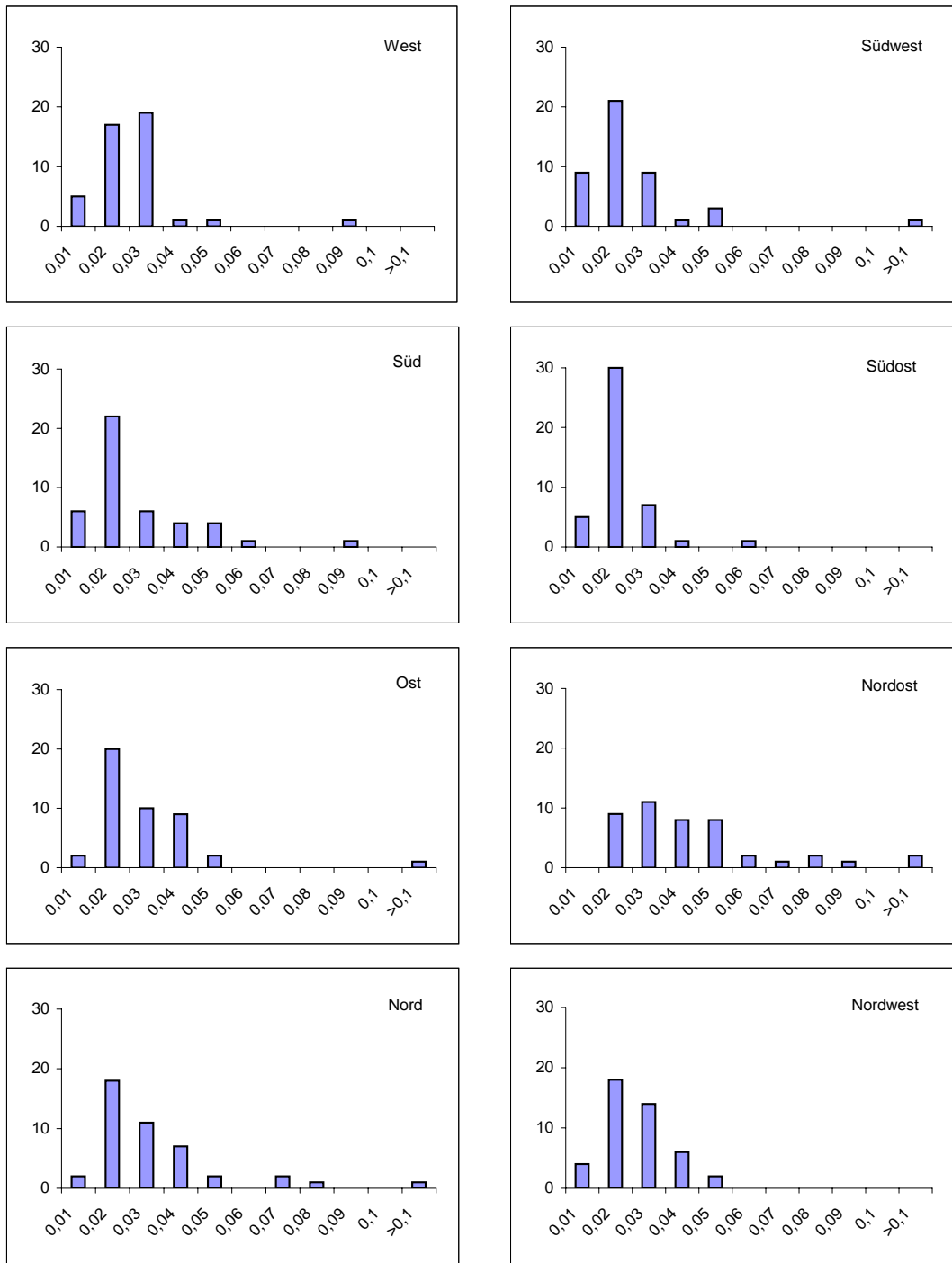


Abbildung 4.13: Häufigkeitsverteilung der Standardabweichungen für die Koeffizienten α_{ij} für $j = 1, \dots, 8$ (Windstressdichten). Näheres siehe Text.

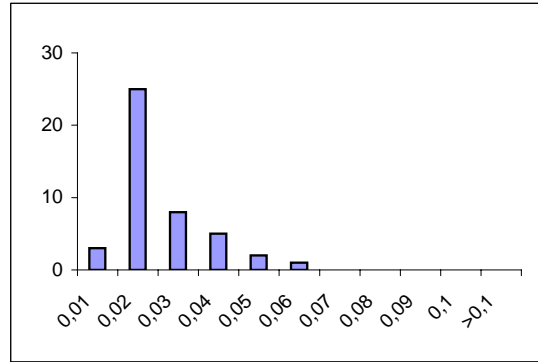


Abbildung 4.14: Häufigkeitsverteilung der Standardabweichungen für die Koeffizienten α_{ij} für $j = 9$ (Rotation des Windstresses). Näheres siehe Text.

4.1.5 Zusammenfassende Bewertung des Box-Modells; barokline Effekte

Die Validation des vorgestellten Zirkulations-Box-Modells BoMWiC zeigt, dass die Anomalien des Transports gegenüber dem klimatologischen Mittel in guter Annäherung mithilfe der Variabilität des Windklimas erklärt werden können. Dies gilt sowohl für die Variabilität auf der monatlichen Zeitskala als auch für den Trend über den Gesamtzeitraum der Analyse von 1958 bis 1993.

Die Interpretation der Ergebnisse des Box-Modells über die Koeffizienten α_{ij} , deren Werte die Sensitivität der Transporte für bestimmte Windrichtungen sowie die Rotation des Windstresses an einem bestimmten Ort der Nordsee beschreiben, erweist sich als gangbar, zumal diese Koeffizienten sich als im wesentlichen zeitunabhängig erwiesen haben.

Lediglich für den Transport atlantischen Wassers in die Box 1 unterhalb von 30m Wassertiefe misslingt die Abschätzung der Transportanomalien auf monatlicher Basis und auch die Koeffizienten α_{ij} können nur mit großen Unsicherheiten angegeben werden, denn ihre Größe hängt von dem Zeitraum ab, in dem sie bestimmt werden. Für diesen Transport kann also davon ausgegangen werden, dass andere Effekte als der Windstress die Variabilität der Strömung wesentlich tragen. Der Anteil, der allein auf die Wirkung des Windes zurückzuführen ist, kann mithilfe des Modells nicht isoliert werden kann.

Barokline Effekte spielen bei der Ursache der Variabilität der restlichen 43 betrachteten Transporte eine untergeordnete Rolle, sowohl auf der monatlichen als auch auf der dekadischen Zeitskala, ihr Anteil kann in den meisten Fällen eine Größe von etwa 1/5 der insgesamt beobachtbaren Variabilität nicht überschreiten, zumal die relativen Fehler in dieser Größenordnung liegen. Lediglich im Sommer sind höhere Beträge möglich, da die Variabilität des Windes erheblich geringer als im Winter ausfällt und variable thermische Schichtung eine entsprechende Variabilität des Dichteantriebs erzeugt.

Insgesamt kann daraus gefolgert werden, dass barokliner Antrieb, der an der mittleren Zirkulation in der Nordsee einen bedeutenden Anteil hat (Backhaus et al. 1986), für die Variabilität gegenüber dem klimatologischen Jahresgang und insbesondere für den Trend auf dekadischen Zeitskalen eine untergeordnete Rolle spielt. Bis auf die Gebiete der zentra-

len nördlichen Nordsee, die unter dem Einfluss der Austauschprozesse an der Schelfkante stehen, kann für die Erklärung der Variabilität der monatlichen Zirkulation und für ihren dekadischen Trend in erster Näherung der Windantrieb alleine angesetzt werden.

4.2 Die Sensitivität unterschiedlicher Nordseeregionen bezüglich des Windklimas; Analyse der Koeffizienten α_{ij}

Die ortsabhängigen α_{ij} bestimmen die Empfindlichkeit, mit der Abweichungen von der Klimatologie in der Windstressdichte sowie der Rotation des Windstressses entsprechende Abweichungen der Transporte von ihren klimatologischen Werten nach sich ziehen. Eine detaillierte Analyse inklusive Fehlerbalken in den Werten für α_{ij} und die Angabe der Klimatologien der Transporte findet sich im Anhang, hier soll die Darstellung kompakt gehalten werden.

Abbildung 4.15 zeigt die ersten 8 Komponenten $\alpha_{ij}u_j, j = 1, \dots, 8$ des linearen Modells für ein fest gewähltes $u_j = 100m^2/s^2$ in der nördliche Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe. Es wird also für alle Windrichtungen eine Windstressdichte von $100m^2/s^2$ angenommen und gezeigt, welche anomalen Transporte diese Windstressdichten erzeugen. Der verwendete Wert von $100m^2/s^2$ entspricht etwa der Standardabweichung für u_1 und u_2 , also für West- und Südwestwind, im Winter. Für andere Windrichtungen und Jahreszeiten sind die Werte im allgemeinen niedriger (siehe dazu Abschnitt 4.3.1). Entsprechend zeigt Abbildung 4.16 die 9. Komponente des linearen Modells $\alpha_{i9}u_9$ für die Transporte oberhalb 30m Wassertiefe und für ein festes $u_9 = 0.05m/s^2$, was wiederum etwa der Standardabweichung der Rotation des Windstressses im Winter entspricht.

Wenngleich jede Box eine charakteristische Reaktion auf das vorhandene Windklima hat, kann doch grob eine Einteilung angegeben werden. Es fällt zunächst auf, dass die Variabilität im Ein- und Ausstrom am nördlichen Rand zum Atlantik, die durch Änderungen im Windklima erzeugt werden, sehr gering im Vergleich zu den mittleren Transporten ist, in ihrer absoluten Menge deshalb aber nicht unbedeutend. Der Transport zwischen den Boxen 1o und 6o hängt von der Rotation des Windstressses ab, aber nahezu überhaupt nicht von den Windstressdichten.

Die Boxen 7ao, 5b und 6o bilden eine Einheit. Insbesondere verstärkte West- und Südwestwinde führen zu einer Südwärtsverbreiterung des Rezirkulationsstroms atlantischen Wassers. Dieses Wasser dringt dann vermehrt, insbesondere über Box 2o, in Box 7ao ein. Ein Teil davon gelangt weiter nach Süden in die Box 7bo, der Rest wird über Box 5b und 6o dem Norwegischen Küstenstrom zugeführt und verlässt die Nordsee wieder. Eine positive Rotation des Windstressses verstärkt ebenfalls den Einstrom in diese Boxen. Sie unterstützt die zyklonale Zirkulation, verstärkt den südwärtigen Transport entlang der britischen Ostküste zur Kontinentalküste und durch die zentrale Nordsee Richtung Dänemark, aber auch südostwärts in die Deutsche Bucht und nordostwärts zur norwegischen Küste.

Die Boxen 2o und 3a verhalten sich insofern ähnlich, als dass die Menge einströmenden atlantischen Wassers durch Wind um Südwest verstärkt wird. Box 2o erhält allerdings

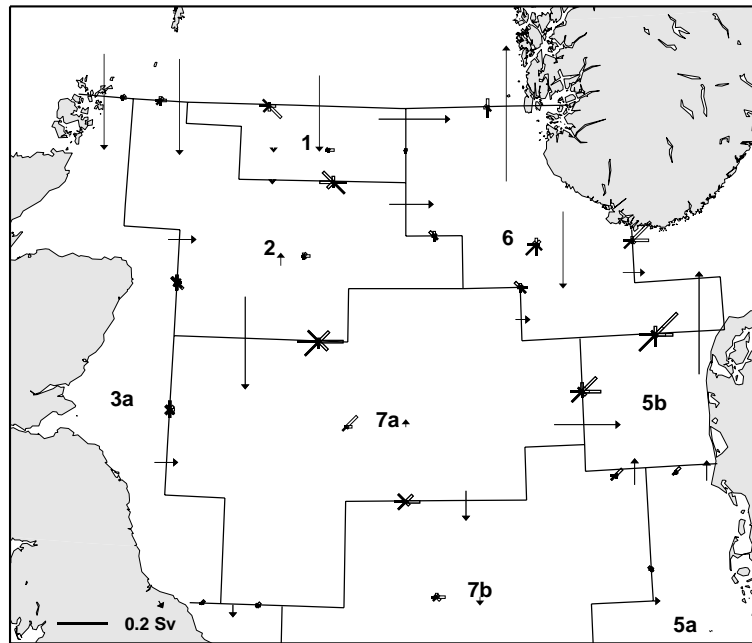


Abbildung 4.15: Transportanomalien in der nördlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe bei einer anomalen Windstressdichte von $100m^2/s^2$ für jeden der 8 Richtungssektoren. Zum Vergleich sind die mittleren Transporte aus der hydrodynamischen Modellierung als dünne Pfeile mit angegeben. Die Länge der Balken in den Rosetten gibt zu jedem Sektor die Transportanomalie an. Westen ist nach meteorologischer Konvention nach links abgetragen. Geschlossene Balken bedeuten Verstärkung, offene Balken Abschwächung gegenüber dem mittleren Transport. Rosetten und Pfeile im Zentrum der Boxen geben Anomalien und mittlere Werte in den vertikalen Transporten zwischen den beiden Stockwerken der unterteilten Boxen an. Pfeile nach oben (unten) bedeuten zur Oberfläche (zum Meeresboden) gerichtete Strömungen.

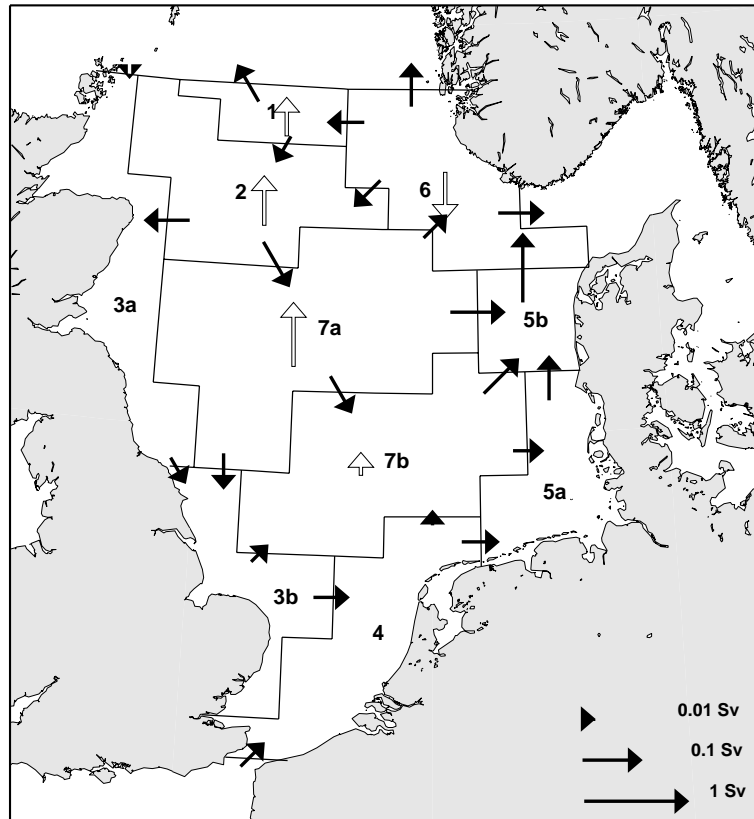


Abbildung 4.16: Transportanomalien oberhalb 30m Wassertiefe bei einer anomalen Rotation des Windstresses von $0.05 m/s^2$. Die offenen Pfeile im Zentrum der Boxen geben vertikale Transporte zwischen den beiden Stockwerken der unterteilten Boxen an. Pfeile nach oben (unten) bedeuten zur Oberfläche (zum Meeresboden) gerichtete Transportanomalien.

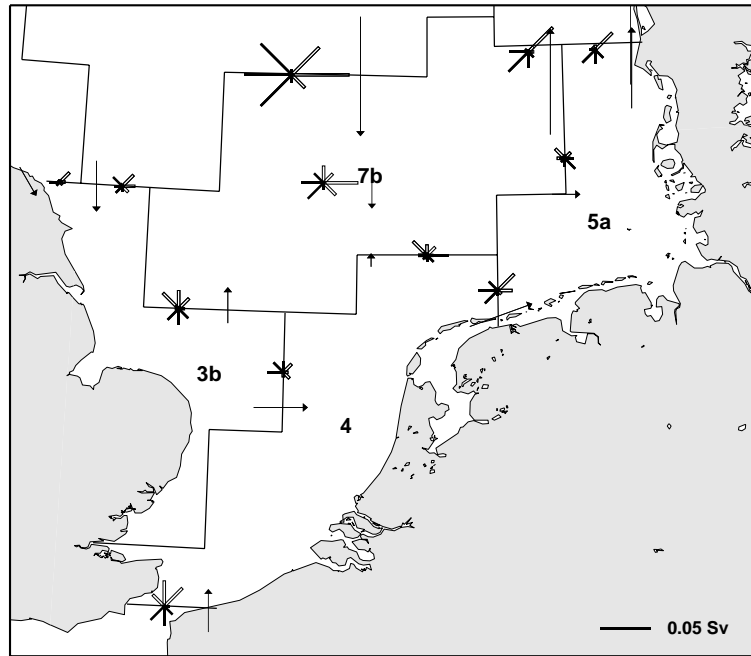


Abbildung 4.17: Transportanomalien in der südlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe bei einer anomalen Windstressdichte von $100\text{m}^2/\text{s}^2$ für jeden der 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.15

bei der angesprochenen Südwärtsverbreiterung des Rezirkulationsstroms zusätzlich Wasser von Box 1o, außerdem wirkt eine positive Rotation des Windstresses verstärkend auf die Durchströmung von Box 2o, für Box 3a aber für Dezember bis Februar abschwächend, da ostwärtige Strömung von Box 3a nach Box 7au (Abb. 4.20) forciert wird und in diesen Monaten die klimatologische Strömung in die Gegenrichtung zur Küste hin weist. (Für die Klimatologie siehe Anhang.)

Box 1o spielt eine Sonderrolle. Winde um West verstärken den Einstrom vom Atlantik, während insbesondere Südostwinde ihn verringern. Positive Rotation des Windstresses verringert den Einstrom und lenkt einen Teil des Einstroms statt zur norwegischen Küste südwärts nach Box 2o.

In der südliche Nordsee (Abbildung 4.17) fällt zunächst auf, dass die Variabilitäten der Transporte, die durch das veränderliche Windklima erzeugt werden, in der gleichen Größenordnung wie deren Mittelwerte liegen, der Windantrieb hat also in der Südlichen Bucht eine relativ größere Bedeutung als in der nördlichen Nordsee.

Alle Boxen (3b, 4, 5a und 7bo) können grob als eine Gruppe angesehen werden. Die Durchströmung der Boxen wird hauptsächlich durch westliche und südwestliche Winde begünstigt, für die Boxen 5a und 7bo auch durch südliche und südöstliche Winde, hemmend wirken Winde um Nordost. Die Rotation spielt eine herausragende Bedeutung für alle 4 Boxen. Zyklonale Windfelder, also positive Rotation, verstärken Ein- und Ausstrom der Boxen.

Die anomalen Transporte unterhalb 30m Wassertiefe unter den gegebenen Bedingungen

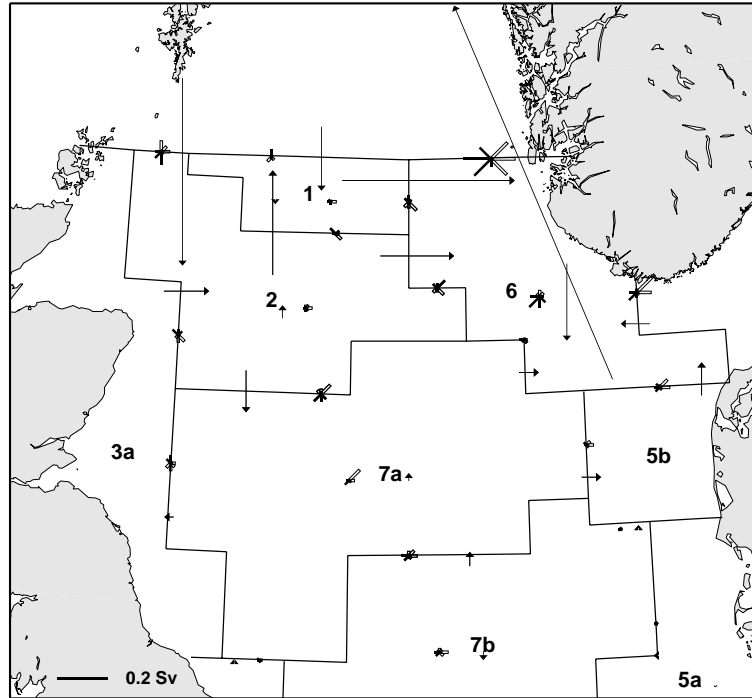


Abbildung 4.18: Transportanomalien in der nördlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe bei einer anomalen Windstressdichte von $100m^2/s^2$ für jeden der 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.15

für das Windklima zeigen die Abbildungen 4.18 bis 4.20. Die Boxen 1u, 2u und 6u sind von Ein- und Ausstrom am Nordeingang der Nordsee geprägt, der wenig vom Windgeschehen beeinflusst wird, noch weniger als in den oberen 30m der Wassersäule.

Wird der Windstress zunächst außer acht gelassen, so können die Boxen 2u, 6u und 7bu zusammengefasst werden. Winde um West und Südwest begünstigen den Einstrom, Box 2u reagiert gleich sensibel auch auf nordwestliche und südliche Winde. Winde aus Ost wirken hemmend auf den Einstrom in die 3 Boxen.

Für die Box 1u muss die Interpretation mit Vorsicht durchgeführt werden, da die berechneten α_{ij} mit großen Fehlerbalken versehen sind. Es kann allerdings davon ausgegangen werden, dass der größte Einfluss durch die Rotation des Windstress ausgeübt wird. Ein zyklonales Windfeld hemmt den Einstrom aus Box 2u, die Wassermassen werden nach Süden abgelenkt. Winde aus Südwest bis Südost scheinen den Durchstrom ebenfalls zu hemmen. Box 7au verhält sich, abgesehen vom Einfluss der Rotation des Windstress etwa wie die darüberliegende Box. Südwestliche Winde verstärken den Einstrom in die Box, nordöstliche wirken hemmend.

Bei Betrachtung der Rotation des Windstress sind insbesondere 2 Aspekte bemerkenswert: Erstens die Ausbildung einer zyklonalen Zirkulation, die etwa der in den oberen 30m entspricht, allerdings wird der Zustrom von Ostseewasser nach Box 6u forciert und der Ausstrom in den Atlantik entlang der norwegischen Küste gehemmt. Entsprechend verringern sich die Zuströme aus den Boxen 1u und 2u, die insbesondere der Box 7au zugute kommen.

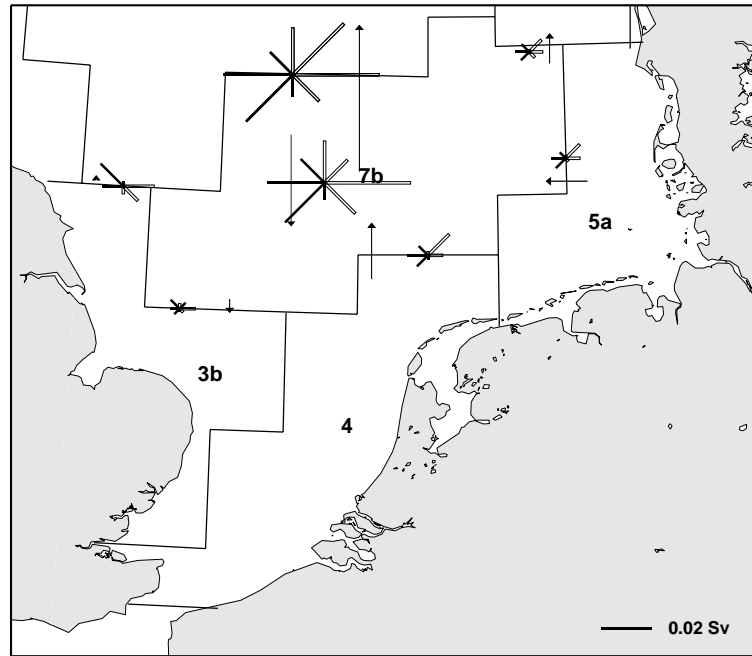


Abbildung 4.19: Transportanomalien in der südlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe bei einer anomalen Windstressdichte von $100m^2/s^2$ für jeden der 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.15

Zweitens die starken positiven vertikalen Transporte in der zentralen Nordsee, insbesondere in Box 7au, in geringerem Maße in der angrenzenden Box 2u. Sie dürften im wesentlichen auf Ekman-Pumping zurückzuführen sein, ein Phänomen, dass proportional zur lokal definierten Rotation des Windstresses auftritt.

4.3 Zirkulation der Nordsee 1958 bis 1993; Analyse der Trends

Nachdem das Modell nun eingeführt und validiert ist, soll es verwendet werden, um die Variabilität und den Trend in der Zirkulation der Nordsee in Verbindung mit Schwankungen im Windklima zu bringen. Dafür soll zunächst der Windantrieb analysiert werden und dann die Folgerungen für die Zirkulation erläutert werden.

4.3.1 Trends im Windklima

Da bei der Analyse der Zirkulation im wesentlichen nur auf den Trend in den Jahren 1958 bis 1993 eingegangen wird, soll dies auch für die Analyse der Windzeitreihen genügen. Eine ausführlichere Beschreibung der Veränderungen des Windklimas über der Nordsee wird in Siegismund und Schrum (2001) gegeben. Die Steigerung der Jahresmittel der Windgeschwindigkeit beträgt für den Zeitraum von 1958 bis 1997 etwa 10% (Siegismund und Schrum, 2001). Dieser Trend ist sehr inhomogen über das Jahr und über die Richtungen verteilt.

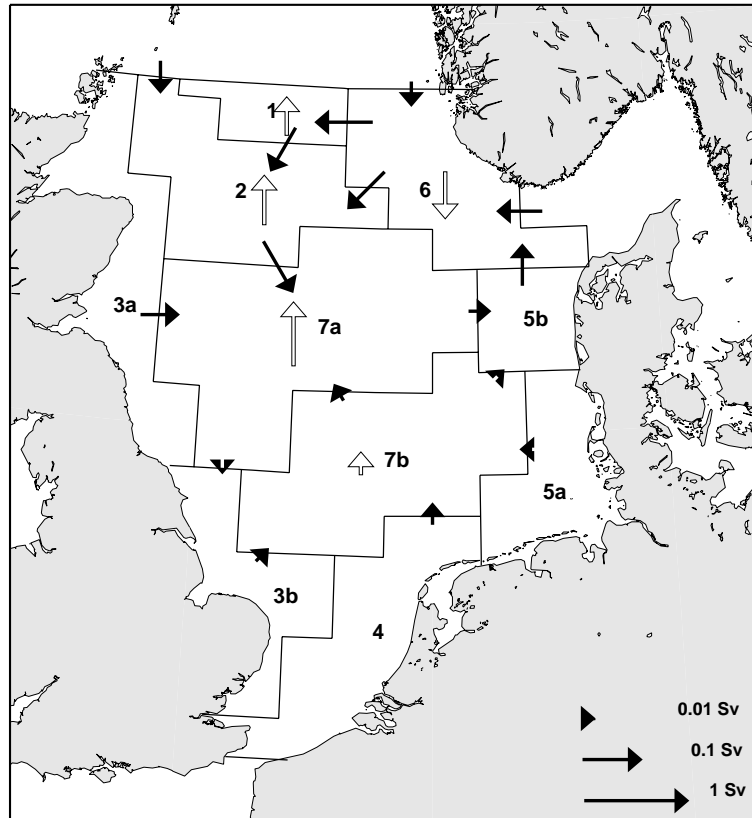


Abbildung 4.20: Transportanomalien unterhalb 30m Wassertiefe bei einer anomalen Rotation des Windstresses von $0.05m/s^2$. Die offenen Pfeile im Zentrum der Boxen geben vertikale Transporte zwischen den beiden Stockwerken der unterteilten Boxen an.

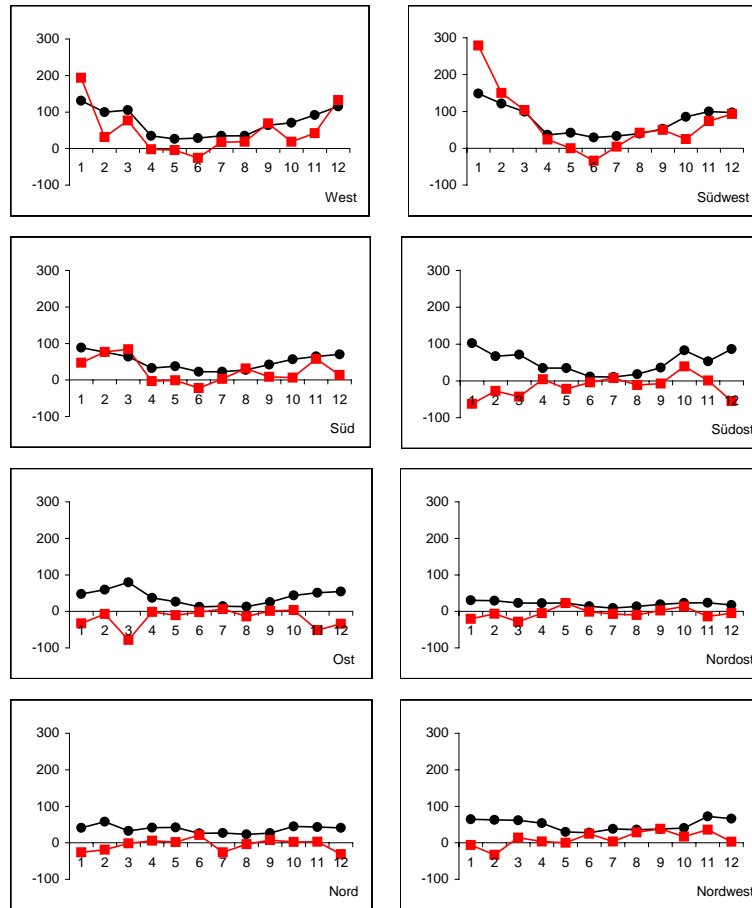


Abbildung 4.21: Standardabweichungen (schwarze Kreise) und Trends (rote Quadrate) für die Windstressdichten der 8 Richtungssegmente in monatlicher Auflösung, angegeben in m^2/s^2

Die Trends in der Windstressdichte sowie der Rotation des Windstress in monatlicher Auflösung sind in den Abbildung 4.21 und 4.22 zusammen mit den Standardabweichungen wiedergegeben.

Wie bei der Zirkulation durch die Boxen gilt erwartungsgemäß auch beim Windklima, dass Standardabweichungen und Trends im Winter im allgemeinen höhere Werte aufweisen als im Sommer. Hohe Standardabweichungen und Trends weisen die Dichten für West- und insbesondere Südwestwind sowie die Rotation des Windstress auf. Die höchsten Trends treten für diese drei Größen wiederum im Januar auf. Sehr niedrige Variabilitäten und Trends zeigen dagegen Nordost-, Nord- und Nordwestwinde. Der westliche Halbkreis von Nordwest bis Süd weist über das Jahr positive Trends auf, mit Schwerpunkt für westliche und südwestliche Winde, der gegenüberliegende Kreis dagegen negative Trends vor allem für östliche Winde. Diese Trends konzentrieren sich wiederum auf den Winter.

Die Steigerung in den Windstressdichten beruht zum Teil auf der Erhöhung der mittleren Windgeschwindigkeiten für die Richtungen um West-Südwest und zum Teil darauf, dass Winde aus diesen Richtungen häufiger auftreten (Siegismund und Schrum 2001, dort mit

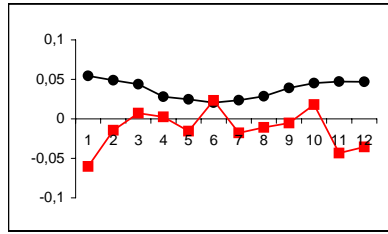


Abbildung 4.22: Standardabweichung (schwarze Kreise) und Trend (rote Quadrate) für die Rotation des Windstresses in monatlicher Auflösung, angegeben in m/s^2

Dichten der Windgeschwindigkeit).

Die Rotation des Windstresses hat für die Monate November und Dezember und vor allem im Januar deutlich abgenommen, wo sie, wie die Dichten für West- und Südwestwind, einen im Betrag höheren Wert aufweist als die Standardabweichung für diesen Monat.

4.3.2 Variabilität und Trend der winterlichen Zirkulation; der Januar als Repräsentant

Die EOF-Analyse der Zirkulation aus Abschnitt 3.1 sowie die Trends in den Transporten zwischen den ICES-Boxen (siehe Abbildungen 4.9 bis 4.12) zeigen, dass starke Veränderungen in der Zirkulation in den Jahren 1958 bis 1993 vor allem im Winterhalbjahr auftraten, insbesondere in den Monaten November bis März, während im Sommerhalbjahr die Trends in den Transporten zwischen den Boxen im allgemeinen unterhalb der Standardabweichung verbleiben. Einige Ausnahmen finden sich insbesondere im Juni, August und September. Da die Standardabweichungen der Transporte im Sommer aber deutlich unterhalb der Standardabweichungen im Winter liegen, verbleiben die Trends im Betrag jedoch deutlich unter den im Winter beobachteten.

Die folgenden Analysen werden deshalb auf den Winter eingeschränkt. Die vollständige Aufschlüsselung von Variabilität und Trend für jeden der 44 Transporte findet sich im Anhang.

Vergleiche der Trends in den 5 Monaten von November bis März (siehe Abbildungen 4.9 bis 4.12) zeigen, dass sie eine hohe Korrelation und für die überwiegende Mehrzahl der Transporte in allen Monaten dasselbe Vorzeichen aufweisen. Eine Umordnung der Daten aus den Abbildungen 4.21 und 4.22 (siehe Abbildung 4.23) zeigt, dass erwartungsgemäß auch die Trends im Windklima in den fünf Monaten ähnliche Charakteristiken aufweisen: Steigende Windstressdichten für westliche und südwestliche sowie fallende Trends für östliche und südöstliche Richtungen. Die Rotation des Windstresses nimmt, abgesehen vom März, ab.

Als Repräsentant für die Trends in der winterlichen Zirkulation wird der Januar ausgewählt, der im Folgenden näher untersucht wird. Er weist die stärksten Trends in den Transporten auf. Die anderen Monate werden abschließend kurz zusammenfassend behandelt.

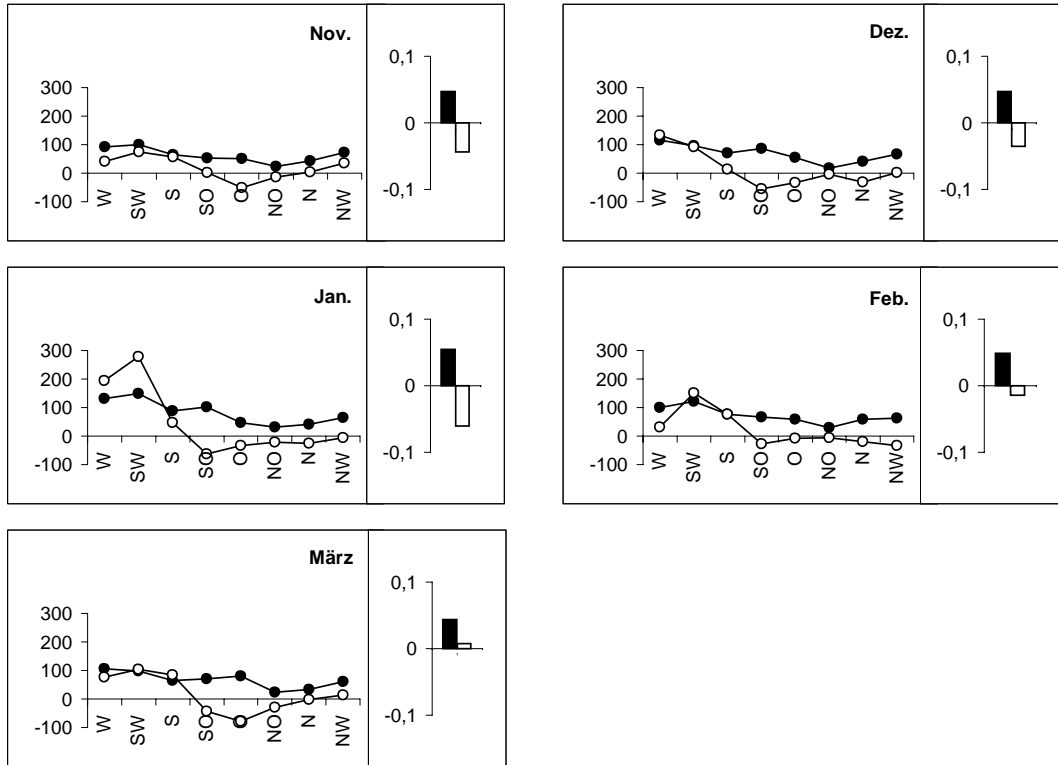


Abbildung 4.23: Standardabweichung und Trend der 9 Eingangsgrößen für die Monate November bis März. Links ist jeweils die Windstressdichte in m^2/s^2 für die 8 Richtungssektoren angegeben, wobei gefüllte Kreise die Standardabweichung und offene den Trend anzeigen. Standardabweichung und Trend der Rotation des Windstresses sind jeweils rechts als gefüllte und offene Balken in m/s^2 angegeben.

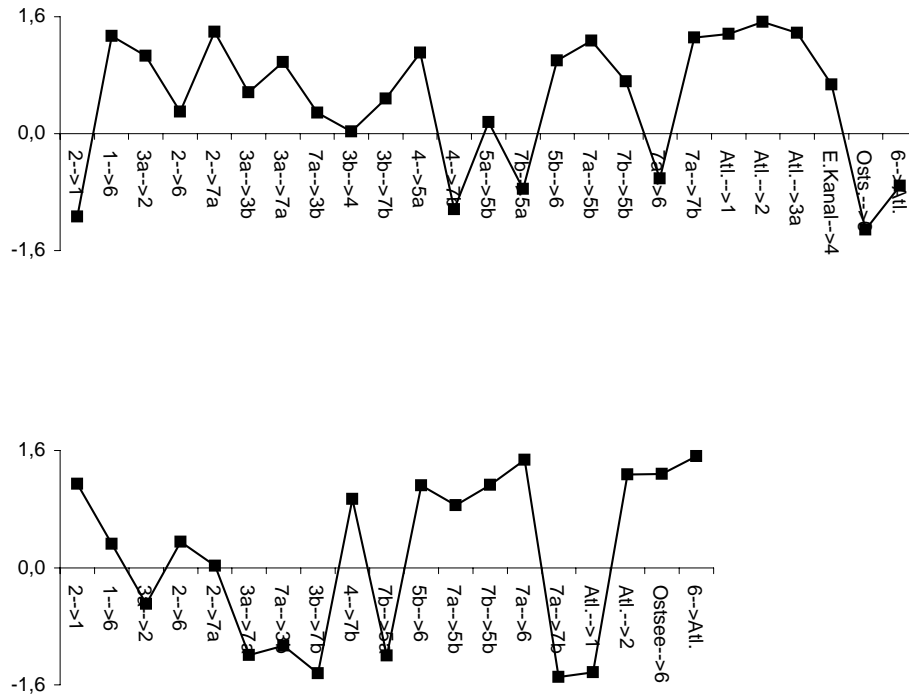


Abbildung 4.24: Trends in den 44 Transporten zwischen den ICES-Boxen aus Ergebnissen des linearen Box-Modells BoMWiC für den Januar im Zeitraum von 1958 bis 1993. Die Werte sind dimensionslos. Sie geben den Trend jeweils relativ zur Standardabweichung des Transportes in diesem Monat an. Oben (unten): Transporte oberhalb (unterhalb) 30m Wassertiefe.

Trend und Variabilität im Januar

In Abschnitt 4.3.1 wurde gezeigt, dass im Januar tatsächlich auch die stärksten Trends im Winantrieb auftreten. Diese Trends finden sich vor allem in der Windstressdichte für südwestliche und westliche Richtungen sowie in der Rotation des Windstress ω (siehe Abbildung 4.23). Während ω um etwa eine Standardabweichung seiner Variabilität im Januar abnimmt, nimmt die Windstressdichte für westliche Winde um etwa 1.5, für Südwestwinde sogar um 2 Standardabweichungen zu. Südöstliche und südliche Winde zeigen ebenfalls auffällige Trends, die aber deutlich unterhalb der Variabilität, gemessen an der Standardabweichung, liegen. Die Variabilität der Windstressdichte weist ebenfalls für südwestliche Winde die höchsten Werte auf, für Nordostwinde dagegen die geringsten. Die Trends in den Transporten für Januar sind in Abbildung 4.24 gezeigt. 26 der 44 Trends liegt oberhalb der Variabilität für diesen Monat.

Entsprechend der Definition des Box-Modells BoMWiC können diese Trends in die einzelnen antreibenden Komponenten u_j des Windklimas aufgeschlüsselt werden, indem für die zu betrachtende Größe die realen Werte eingesetzt werden, wie sie sich aus der NCEP-Reanalyse ergeben, für die anderen Komponenten aber 0, was Forcierung mit der Klimatologie bedeutet. Für jeden der 44 Transporte kann so ein Trend angegeben werden, der auf einen entsprechenden Trend in der gerade betrachteten Größe zurückzuführen ist. Die

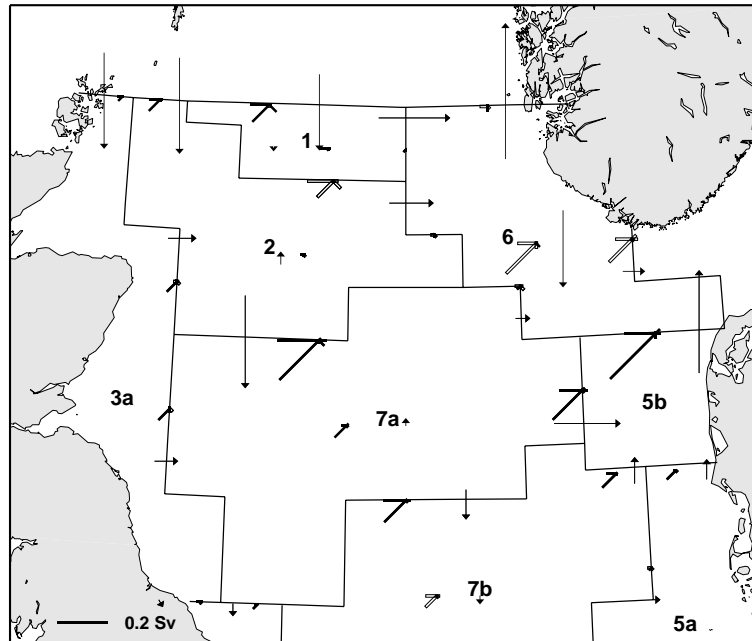


Abbildung 4.25: Trends in den Transporten im Januar in der nördlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Zum Vergleich sind die mittleren Transporte aus der hydrodynamischen Modellierung als dünne Pfeile mit angegeben. Die Länge der Balken in den Rosetten gibt zu jedem Sektor den zu ihm gehörenden Trend an. Westen ist nach meteorologischer Konvention nach links abgetragen. Geschlossene Balken bedeuten einen positiven, offene Balken einen negativen Trend. Rosetten und Pfeile im Zentrum der Boxen geben die mittleren Werte und Trends für die vertikalen Transporte zwischen den beiden Stockwerken der unterteilten Boxen an. Pfeile nach oben (unten) geben zur Wasseroberfläche (zum Meeresboden) gerichtete Strömungen an. Näheres im Text.

Summe der Trends aus der Betrachtung jeder der 9 Eingangsgrößen ist der Gesamttrend, wie er sich ergibt, wenn für alle Eingangsgrößen u_j reale Werte eingesetzt werden. Zur Aufschlüsselung der Variabilitäten wird dasselbe Verfahren angewandt. Allerdings liegt die Summe der einzelnen Varianzen aus den Quadraten der Standardabweichungen jeweils unterhalb der Summe der Varianzen für die einzelnen Eingangsgrößen. Die Höhe der Differenz hängt von der Korrelation der einzelnen Transporte ab, die über die lineare Formulierung des Box-Modells sofort auf die Korrelation der Eingangsdaten zurückzuführen ist.

Variabilität und Trend in der Zirkulation in ihrer Aufschlüsselung in die 8 Komponenten der Windstressdichte sind in den Abbildungen 4.25 bis 4.32 gezeigt.

Für die Rotation des Windstress ist lediglich der Trend in den Abbildungen 4.33 bis 4.36 angegeben, die Standardabweichungen liegen mit 90% des Trends etwas darunter (siehe Abbildung 4.23). Erstes auffallendes Merkmal bei der Betrachtung der Trends ist, dass, bezogen auf die Windstressdichte, nahezu ausschließlich südwestliche und westliche Winde bestimmend sind. Alle anderen Richtungen haben auch in der Summe ihrer Wirkungen keinen besonderen Einfluss auf den beobachteten Trend in der Zirkulation. Für die Variabilität der Transporte gilt diese Vereinfachung nicht, wengleich auch hier südwestliche und

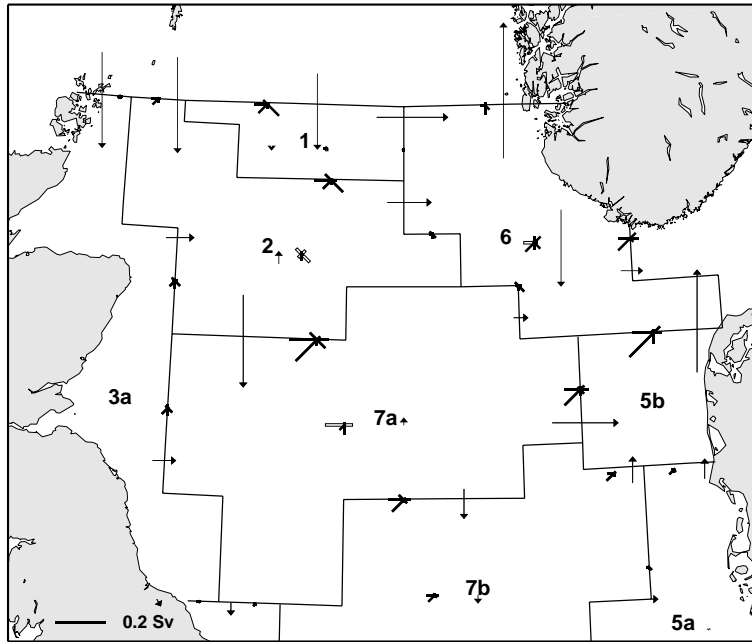


Abbildung 4.26: Standardabweichungen in den Transporten im Januar in der nördlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.25 und im Text.

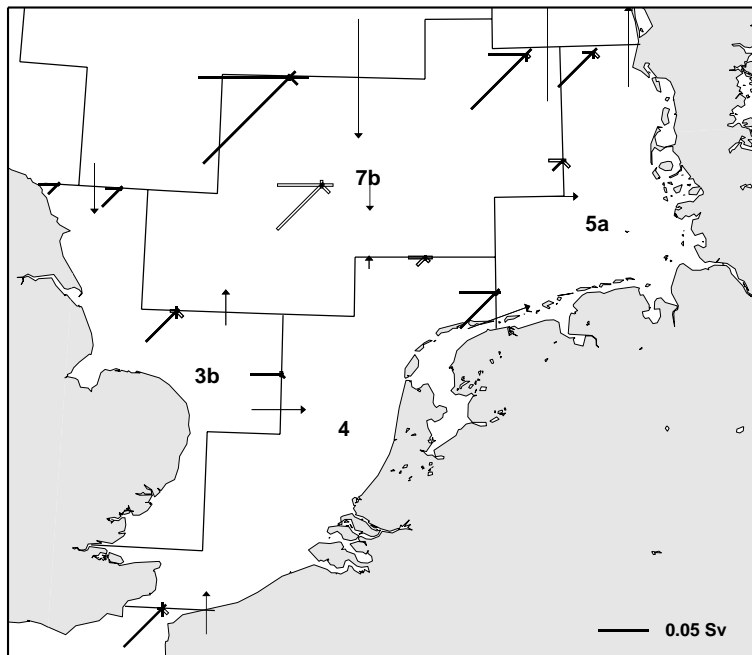


Abbildung 4.27: Trends in den Transporten im Januar in der südlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.25.

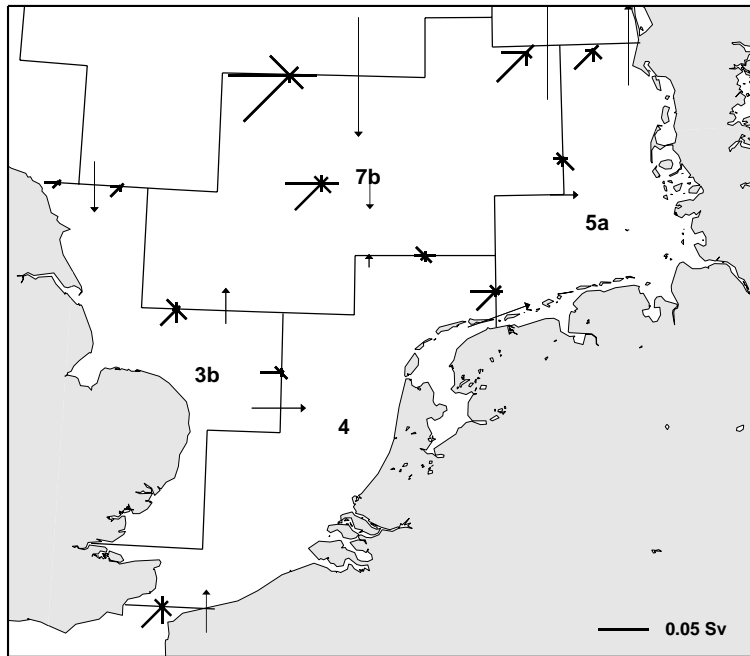


Abbildung 4.28: Standardabweichungen in den Transporten im Januar in der südlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.26.

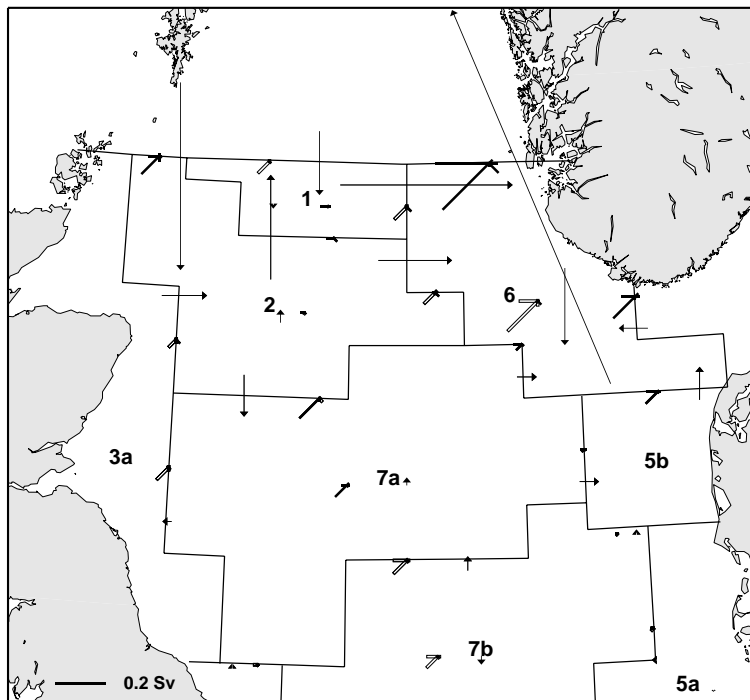


Abbildung 4.29: Trends in den Transporten im Januar in der nördlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.25.

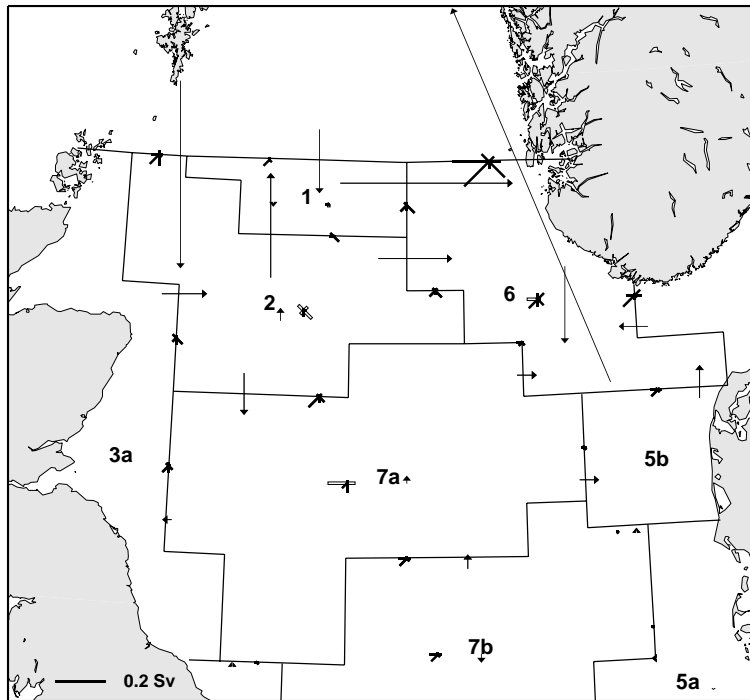


Abbildung 4.30: Standardabweichungen in den Transporten im Januar in der nördlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.26.

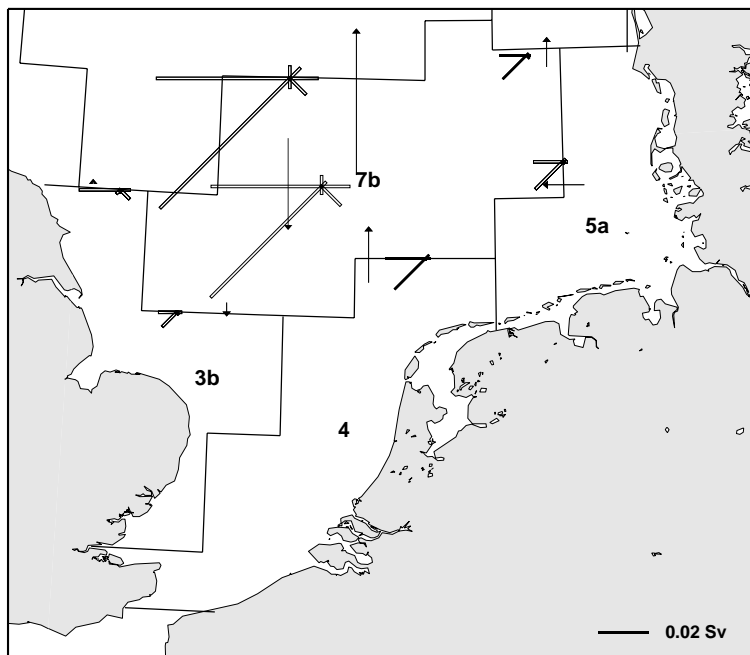


Abbildung 4.31: Trends in den Transporten im Januar in der südlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.25.

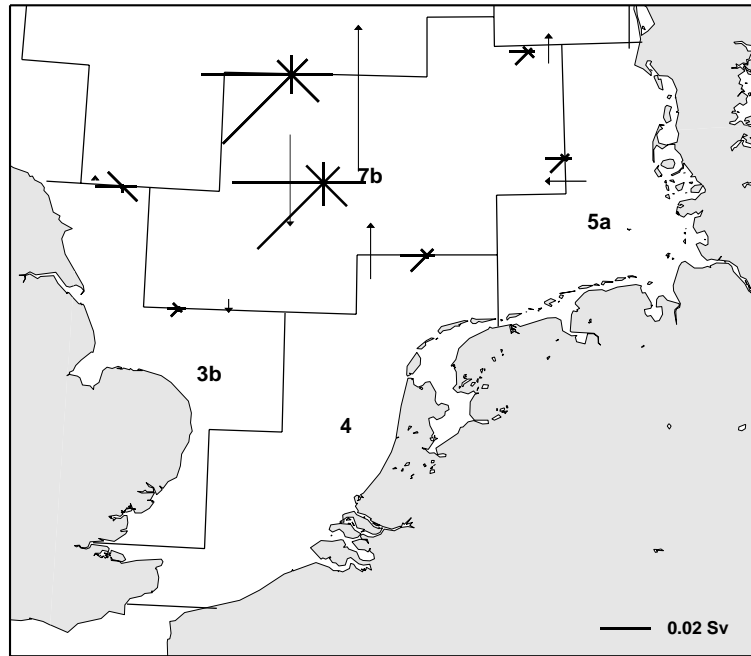


Abbildung 4.32: Standardabweichungen in den Transporten im Januar in der südlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe aufgeschlüsselt in die 8 Richtungssektoren. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.26.

westliche Windrichtungen die größten Beiträge leisten.

Die besondere Bedeutung der Winde um Südwest und West für die Trends in der Zirkulation liegt in der Kombination zweier Effekte: Die hohe Sensitivität der Transporte für diese Richtungen, wie sie sich aus den Koeffizienten α_{ij} ergeben (siehe Abbildungen 4.15, 4.17, 4.18 und 4.19), und die ausgeprägt hohen Trends in den Windstressdichten. Die Auswirkungen auf die Transporte ergibt sich aus dem Produkt von Sensitivität und Trend im Antrieb. Für die Variabilität der Zirkulation fällt die Bedeutung westlicher und südwestlicher Winde etwas schwächer aus, da bei der Variabilität der Windstressdichte die Abhängigkeit von der Richtung nicht so ausgeprägt vorliegt wie beim Trend.

Auch die Rotation des Windstress spielt eine große Rolle, was neben Trend und Variabilität in ω vor allem an der hohen Sensitivität der Zirkulation bezüglich dieser Größe liegt (vergleiche Abbildungen 4.16 und 4.20).

Die ansteigende Windstressdichte für südwestliche und westliche Richtungen bewirkt eine Intensivierung der zyklonalen Zirkulation, die ohnedies im Januar besonders stark ausgeprägt auftritt (siehe Abbildung 4.1). In den oberen 30m der Wassersäule werden die Transporte durch die zentrale Nordsee nach Süden verstärkt. Der Einstrom durch den Englischen Kanal nimmt zu, ebenso die Transporte entlang der Kontinentalküste nach Norden. Unterhalb von 30m Wassertiefe werden die vertikalen Transporte in die Tiefe (Box 7b) und der Rücktransport der durch den verstärkten Windstress nach Süden getriebenen Wassermassen in Richtung zentrale Nordsee forciert.

Das Zirkulationsmuster, das zu dem negativen Trend in der Rotation des Windstress

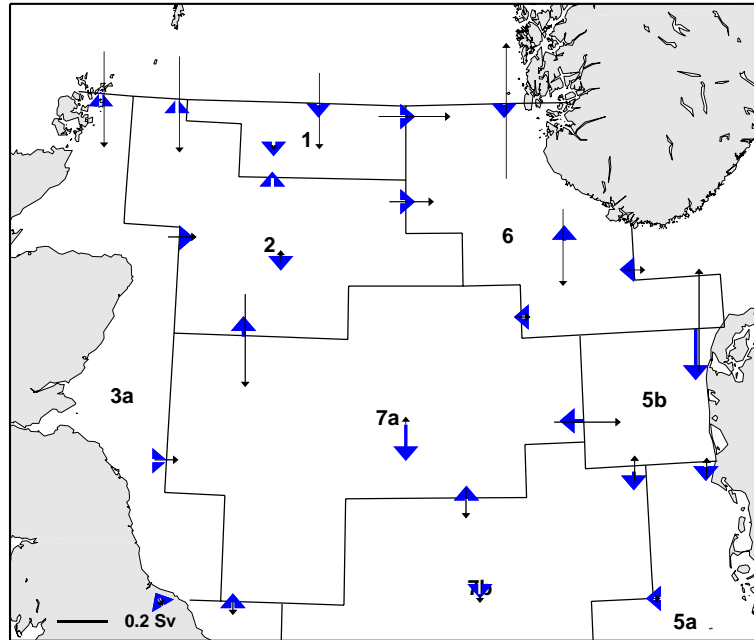


Abbildung 4.33: Trends in den Transporten im Januar in der nördlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe, die auf einem entsprechenden Trend in der Rotation des Windstresses beruhen (blaue Pfeile). Zum Vergleich sind die mittleren Transporte aus der hydrodynamischen Modellierung (dünne schwarze Pfeile) mit angegeben. Die Pfeile im Zentrum der Boxen geben die Trends und mittleren Werte für die vertikalen Transporte zwischen den beiden Stockwerken der unterteilten Boxen an. Pfeile nach oben (unten) geben zur Wasseroberfläche (zum Meeresboden) gerichtete Strömungen an. Näheres im Text.

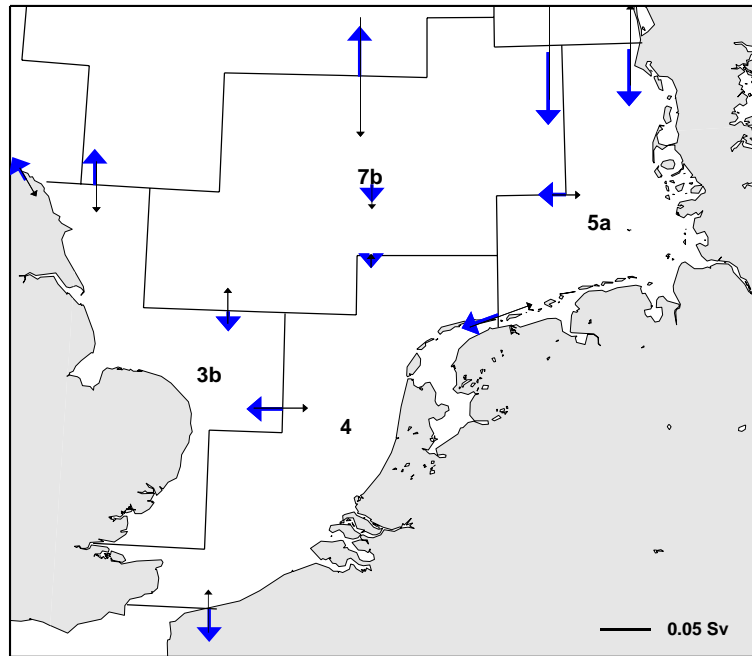


Abbildung 4.34: Trends in den Transporten im Januar in der südlichen Nordsee oberhalb 30m Wassertiefe, die auf einem entsprechenden Trend in der Rotation des Windstresses beruhen. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.33.

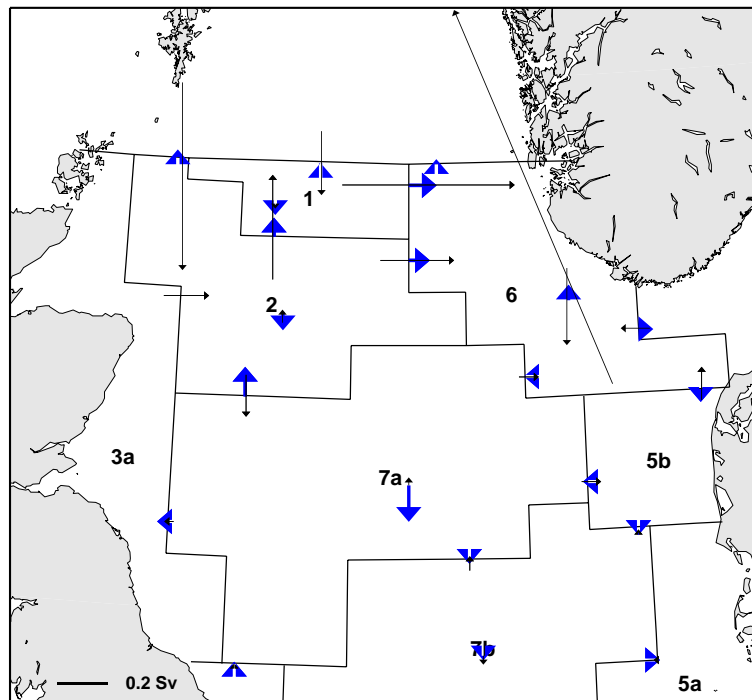


Abbildung 4.35: Trends in den Transporten im Januar in der nördlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe, die auf einem entsprechenden Trend in der Rotation des Windstresses beruhen. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.33.

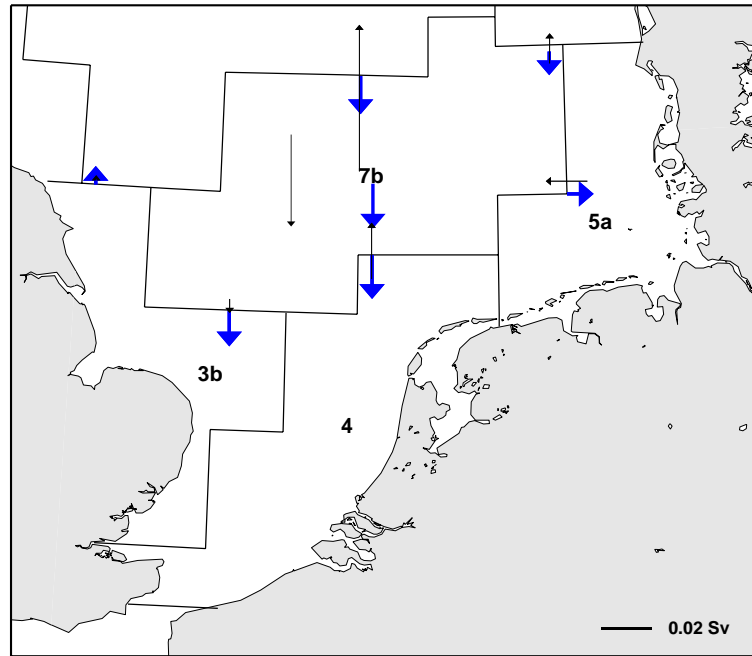


Abbildung 4.36: Trends in den Transporten im Januar in der südlichen Nordsee unterhalb 30m Wassertiefe, die auf einem entsprechenden Trend in der Rotation des Windstressses beruhen. Nähere Erläuterungen siehe Abbildung 4.33.

gehört (Abbildungen 4.33 und 4.36), weist einen antizyklonalen Wirbel auf. Auch hier wird, wie im Falle der steigenden Windstressdichte, der vertikale Transport in Box 7b in die Tiefe verstärkt, ansonsten sind die Wirkungen aber im wesentlichen entgegengesetzt: Der Transport entlang der kontinentalen Küste nach Norden wird reduziert, ebenso die Strömung in der südlichen Nordsee unterhalb von 30m Wassertiefe nach Norden, der Einstrom aus dem Englischen Kanal und die Strömung entlang der britischen Ostküste nach Süden. In den oberen 30m der Wassersäule konvergieren die Wassermassen in Richtung zentrale Nordsee (Box 7a), die vertikalen Transporte in Box 7a in die Tiefe sind verstärkt.

Die Trends, die durch die Rotation des Windstressses hervorgerufen werden, sind nicht stark genug, die Wirkungen der gestiegenen Windstressdichte auszugleichen, führen aber zu einer deutlichen Abschwächung der durch diese forcierten Verstärkung der zyklonalen Zirkulation.

Die Trends und ihre Aufschlüsselung in die einzelnen Antriebsgrößen ist für die Monate November bis März in Abbildung 4.37 angegeben. Eine ähnlich starke Fokussierung auf Südwest- und Westwinde sowie die Rotation des Windstressses wie sie im Januar auftritt, zeigt sich auch im Dezember. Auch im November hat ω eine bedeutende, dem durch die Windstressdichte erzeugten Trend zumeist entgegengesetzte Wirkung. Die Einflüsse der von Südwest- und Westwinden sind geringer, es spielen auch südliche und östliche Richtungen eine Rolle. Im März weist die Rotation des Windstressses keinen nennenswerten Trend auf (vergleiche Abbildung 4.23). Die Trends in den Transporten werden hauptsächlich von den Windsressdichten für Richtungen um Südwest und Ost bestimmt, Winde um Nord spielen

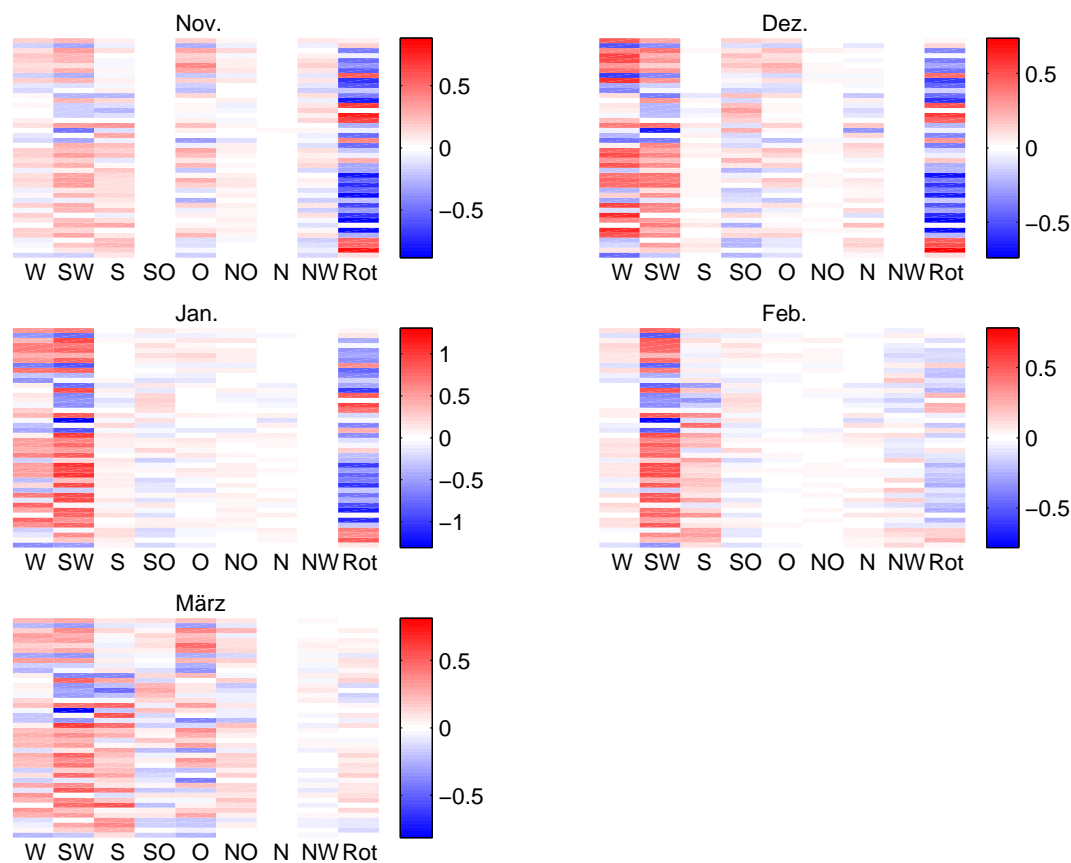


Abbildung 4.37: Trends in den 44 Transporten zwischen den ICES-Boxen für die Monate November bis März aufgeschlüsselt in die 9 Antriebsgrößen des Box-Modells. 'W', 'SW', 'S', 'SO', 'O', 'NO', 'N' und 'NW' bezeichnen die Windstressdichte für die 8 Richtungssektoren, 'Rot' steht für die Rotation des Windstress. Die Werte sind dimensionslos. Sie weisen den Trend im jeweiligen Transport relativ zu seiner Standardabweichung im jeweiligen Monat aus.

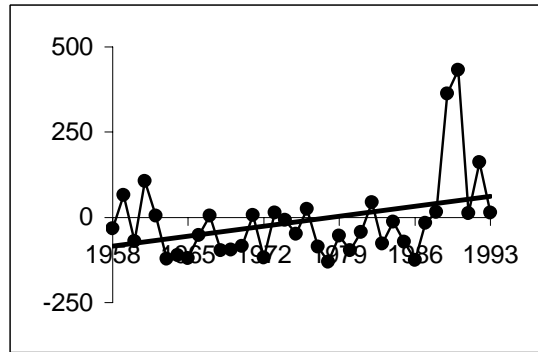


Abbildung 4.38: Monatswerte der Windstressdichte für Südwestwind im Februar 1958 bis 1993 in m^2/s^2 . Zur Definition der Windstressdichte siehe Abschnitt 4.1.2.

dagegen eine untergeordnete Rolle.

Für Februar werden die Trends, neben kleinen Anteilen für südliche Winde und ω , im überwiegenden Teil nur von einer Größe bestimmt: der Windstressdichte für den südwestlichen Richtungssektor. Diese wiederum weist extreme Werte in 1989 und 1990 auf (Abbildung 4.38), die für den positiven Trend der Größe über den Gesamtzeitraum im wesentlichen verantwortlich sind. Der extreme Unterschied in der Zirkulation im Februar im Mittel der Jahre 1958 bis 1987 im Vergleich zu den Jahren 1988 bis 1990, der als Eingangsbeispiel zu Kapitel 3 verwendet wurde, (vergleiche Abbildung 3.1) ist also hauptsächlich auf starke und häufig auftretende Winde aus Südwest in den Jahren 1989 und 1990 zurückzuführen.

Kapitel 5

Variabilität des Salzgehaltes 1958 bis 1993

In Kapitel 3 konnte gezeigt werden, dass mithilfe der hydrodynamischen Modellierung die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes in der Nordsee auf interannualen und dekadischen Zeitskalen realistisch wiedergegeben werden kann. Wie bei der Zirkulation, soll nun auch für den Salzgehalt durch eine einfachere Formulierung der zugrunde liegenden physikalischen Prozesse der Zusammenhang zu den Variabilitäten in den lokalen Randbedingungen untersucht werden. Dabei soll neben den Flusseinträgen, der Frischwasserbilanz an der Wasseroberfläche sowie den Salzgehalten an den lateralen Rändern (siehe etwa Jones und Howarth 1995, Taylor et al. 1983) auch die Variabilität der Zirkulation berücksichtigt werden.

5.1 BoMSal: Ein Box-Modell für die Variabilität des Salzgehaltes der Nordsee

In Kapitel 4 wurde ein einfaches Box-Modell für die anomale Zirkulation der Nordsee eingeführt, bei der die Transporte zwischen den Boxen als einfache, lineare Funktion der antreibenden Kräfte beschrieben wurden. Aus zwei Gründen kann diese einfache Formulierung hier nicht verwendet werden. Zum einen werden die Signale von Salzgehaltsanomalien durch die Nordsee über Advektion übertragen, die auf Zeitskalen im Bereich und oberhalb der Monatsskala stattfinden, der kürzesten Zeitskala, die hier betrachtet wird. Somit muss, anders als bei der Zirkulation, eine zeitliche Verzögerung, abhängig von Eingangsgröße und Region der Nordsee berücksichtigt werden. Der Salzgehalt kann nicht aus der Berücksichtigung allein der Randbedingungen im aktuellen Zeitschritt ermittelt werden, vielmehr muss die zeitliche Entwicklung an den Rändern über einen längeren Zeitraum berücksichtigt werden. Zum zweiten gehört zu den Randbedingungen auch die Zirkulation. Zwischen ihr und jeder der anderen Eingangsgrößen besteht eine nichtlineare Kopplung.

Die zeitliche Variabilität des Salzgehaltes wird deshalb durch ein Advektionsmodell beschrieben. Diese Formulierung macht zwar Sensitivitätsstudien zur Bestimmung der Abhängigkeiten von den Eingangsparametern notwendig. Diese sind allerdings, anders als

bei der Nutzung aufwendiger hydrodynamischer Modelle, sehr genau und detailliert möglich, da die Integration des statistischen Modells nur Bruchteile einer Sekunde benötigt.

5.1.1 Modelldefinition

Grundlage des Advektionsmodells ist wiederum die Aufteilung der Nordsee in die ICES-Boxen und die Transporte von Salz zwischen den Boxen, die sich aus den Wassermassentransporten und dem Salzgehalt derjenigen Boxen ergibt, aus denen die Wassermassen ausströmen. Zu den 15 ICES-Boxen kommen noch 10 weitere Boxen hinzu, die für die Bereitstellung des Salzgehaltes an den lateralen Rändern benötigt werden. Es sind dies sieben Boxen am Nordeingang für die Verbindung des Nordatlantiks zu den Boxen 1o, 1u, 2o, 2u, 3a, 6o und 6u, zwei Boxen für den Salzgehalt der Ostsee am östlichen Eingang der Boxen 6o und 6u sowie eine Box für den Salzgehalt im Englischen Kanal.

Die Wassermassentransporte werden nicht aus den Ergebnissen der hydrodynamischen Modellierung bestimmt, sondern die Transporte aus dem linearen Box-Modells verwendet, da auf diese Weise später die Salzgehaltsschwankungen in den ICES-Boxen neben den anderen Einflussgrößen auch mit der Variabilität im Windklima verknüpft werden können.

Wie das Zirkulationsmodell BoMWiC soll auch dieses Modells möglichst einfach formuliert werden, um die Offenlegung von Antrieb und Auswirkungen auf den Salzgehalt zu erleichtern. Allerdings wird das in der numerischen Modellierung für die Advektion von Salz üblicherweise verwendete Upstream-Verfahren hier nicht benutzt werden. Bei diesem Verfahren wird die Änderung einer advehierten Größe innerhalb eines vorgegebenen Zeitschrittes aus den Werten der Größe in den stromaufwärts liegenden Nachbarboxen und den zwischen den Boxen definierten Transporten bestimmt. Bezeichnet etwa S_j den Salzgehalt in einer upstream liegenden Box j , A die gemeinsame Fläche der beiden Boxen und u die mittlere Projektion der Strömung senkrecht zur Fläche, dann gibt $U = u \cdot A \cdot dt$ die innerhalb des Zeitschrittes dt aus Box j einströmende Wassermenge an. Der Salzfluss in die Box wird durch $\Delta S = S_j U = S_j \cdot u \cdot A \cdot dt$ festgelegt. Ist Vol_j das Volumen von Box j , ist aber lediglich eine Salzmenge $Vol_j * S_j$ in Box j vorhanden, weshalb $U \leq Vol_j$, also $u \cdot A \cdot dt \leq Vol_j$ gefordert werden muss, um die Erhaltung der Salzmenge zu sichern. Der Zeitschritt dt muss entsprechend den Volumina der Boxen und den vorhandenen Strömungen gewählt werden.

Die mittleren Austauschzeiten für die Wassermassen der ICES-Boxen liegen in der Größenordnung eines Monats, sind aber sowohl räumlich wie zeitlich sehr variabel (siehe dazu etwa Siegismund 2001, Backhaus 1984, Lenhart und Pohlmann 1997). Die kürzeste Austauschzeit hat Box 5b mit 11 bis 18 Tagen (siehe Siegismund 2001) mit hoher zeitlicher Variabilität, was einen Zeitschritt in der Größenordnung von nur einigen Tagen erforderlich machen würde, wenn das Upstream-Verfahren verwendet wird.

Da nach Ablauf eines jeden Zeitschrittes eine Homogenisierung des Salzgehaltes in den Boxen notwendig ist, weil jede Box nur eine, für das Gesamtvolumen gültige, Eigenschaft $S_i(t)$ besitzt, hat ein so kurzer Zeitschritt den unerwünschten Effekt einer starken Vermischung der Wassermassen, insbesondere für große Boxen mit langen Austausch-Zeiten oberhalb der Monatslänge, wie etwa Box 7a in der zentralen Nordsee (Siegismund 2001). Stattdessen soll hier ein Zeitschritt von einem Monat verwendet werden, der bequemerweise auch der zeit-

lichen Auflösung der Transporte des Box-Modells BoMWiC entspricht. Es wird deshalb ein alternatives Verfahren angewandt.

Die Methode kann als Erweiterung des Upstream-Verfahrens angesehen werden, denn es werden nicht nur die direkt strömungsaufwärts gelegenen Boxen betrachtet, sondern auch die diesen Boxen wiederum upstream liegenden Boxen mit herangezogen, wenn dies notwendig ist. So liegen die Boxen 7a, 7b und 5a gewöhnlich upstream der Box 5b. Um die Salzgehaltsveränderung in Box 6 zu berechnen, wird nicht nur auf den Salzgehalt der in der Regel stromaufwärts liegenden Box 5b zurückgegriffen, sondern auch auf die Salzgehalte der Boxen 7a, 7b und 5a, falls deren Wassermassen die Box 5b innerhalb eines Zeitschrittes durchströmen und Box 6 erreichen. Auch die upstream der Boxen 7a, 7b und 5a liegenden Boxen können berücksichtigt werden und so fort.

Die naheliegende Implementierung des Verfahrens wäre, für jede Box die Wassermengen zu bestimmen, die jene Box aus allen upstream liegenden Boxen erreicht, sie mit den Salzgehalten der jeweiligen Box zu multiplizieren und dann alle Anteile zur insgesamt einströmenden Salzmenge zusammenzuzählen. Aber die Summe dieser Wassermengen übersteigt zum Teil das Volumen der Box, wie das etwa bei Box 5b in der Regel der Fall sein wird.

Deshalb wird stattdessen für jede Box berechnet, welcher Anteil ihres Volumens am Ende des Zeitschrittes dt in welcher Zielbox zu finden ist. Im zweiten Schritt können alle diese Teilvolumina mit den Salzgehalten ihrer 'Quellbox' multipliziert werden, inklusive des Teilvolumens, das noch in der Box verblieben ist, falls die Wassermassen der Box innerhalb des Zeitschrittes nicht vollständig ausgetauscht wurden.

Bei der Formulierung des Verfahrens ist außerdem zu berücksichtigen, dass Teilvolumina einer 'Quellbox' bestimmte Boxen im Extremfall innerhalb des Zeitschrittes mehrmals erreichen können. Deshalb kann die Identifizierung der Teilvolumina nicht über die 'Quellbox' und die auf dem Weg zur Zielbox durchströmten Boxen erfolgen. Stattdessen wird für jede Quellbox ein Baumdiagramm gedacht, das in seinen Ästen die durchlaufenden Boxen enthält, die in verschiedenen Ebenen mehrmals auftreten können. Die Identifizierung erfolgt dann über die Ebene und die Nummer des Astes innerhalb der Ebene.

Das Verfahren sei nun im einzelnen erläutert.

Für eine Box i wird das Volumen mit Vol_i bezeichnet. Als weitere auf die Box bezogene Größe wird die Flushingzeit verwendet, die als Quotient von Volumen und Summe der Einströme als

$$T_i(t) = Vol_i / U_i^\Sigma(t) \quad (5.1)$$

eingeführt wird und vom Zeitpunkt (Monat) t abhängt. Die Summe der Einströme $U_i^\Sigma(t)$ in eine Box i zum Zeitpunkt t ergibt sich zu

$$U_i^\Sigma(t) = \sum_{j=1}^{25} U_{ji}(t) = \sum_{j=1}^{25} U_{ij}(t). \quad (5.2)$$

Die Boxen werden in diesem Fall einfach durchnummeriert. Der Transport von Box j nach Box i wird mit $U_{ji}(t)$ bezeichnet und ist eine positive Größe und 0, falls zwischen den Boxen keine direkte Verbindung besteht oder der Transport in die entgegengesetzte Richtung verläuft, also $U_{ij}(t) > 0$ gilt, außerdem sei $U_{ii} = 0$ für $i = 1, \dots, 25$. Die Summe der Ausströme

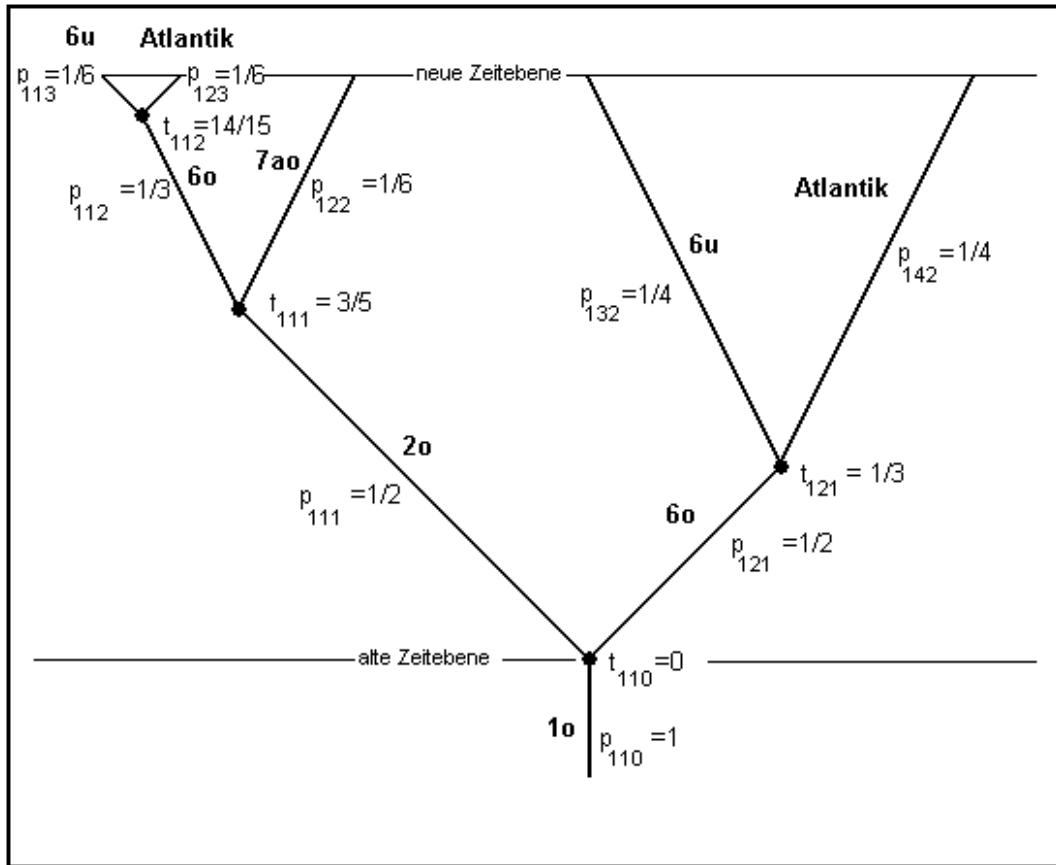


Abbildung 5.1: Baumdiagramm als Beispiel für Box 1o. Für die Flushing-Zeiten wird angenommen, dass $T_{1o} = 1/2$, $T_{2o} = 3/5$, $T_{6o} = 1/3$, $T_{6u} = 1$ und $T_{7ao} = 1$, angegeben sind Monate. Die Transporte sind $U_{1o2o} = 0.3$, $U_{1o6o} = 0.3$, $U_{2o6o} = 0.7$, $U_{2o7ao} = 0.35$, $U_{6o6u} = 0.7$ und $U_{6oAtl} = 0.7$ Sv. U_{6oAtl} bezeichnet den Ausstrom von Box 6o in den Atlantik. Der Zeitverlauf erfolgt von unten nach oben. Die Zeitangabe an den Knoten (in Einheiten des Zeitschrittes) geben an, wann dieser Knoten zum ersten Mal von einem Wasserteilchen aus Box 1 erreicht wird. Näheres im Text.

(rechter Teil von Gleichung 5.2) ist wegen der geforderten Konstanz der Wasserstände mit der Summe der Einströme identisch.

Das methodische Kernproblem besteht nun darin, für jede der 25 Quellboxen zu bestimmen, welche Zielboxen am Ende des Zeitschrittes von Wassermassen aus jener Box erreicht werden und wieviel Wasser dort jeweils ankommt.

Zu diesem Zweck sei eine Quellbox i ausgewählt. Für diese Box wird ein Baumdiagramm (oder im Folgenden auch einfach Baum genannt) aufgestellt, das alle notwendigen Informationen zum Verbleib von Wassermassen zum Zeitpunkt $t + dt$ enthält, die zum Zeitpunkt t in Box i zu finden waren. In Abbildung 5.1 ist ein Baumdiagramm für Box 1 für eine willkürlich festgelegte Strömungssituation gezeigt, in Abbildung 5.2 der Verbleib der Wassermassen aus Box 1 in den Zielboxen nach Ablauf des Zeitschrittes zum Zeitpunkt $t + dt$. Dieses Beispiel soll sich aus dem Folgenden erklären.

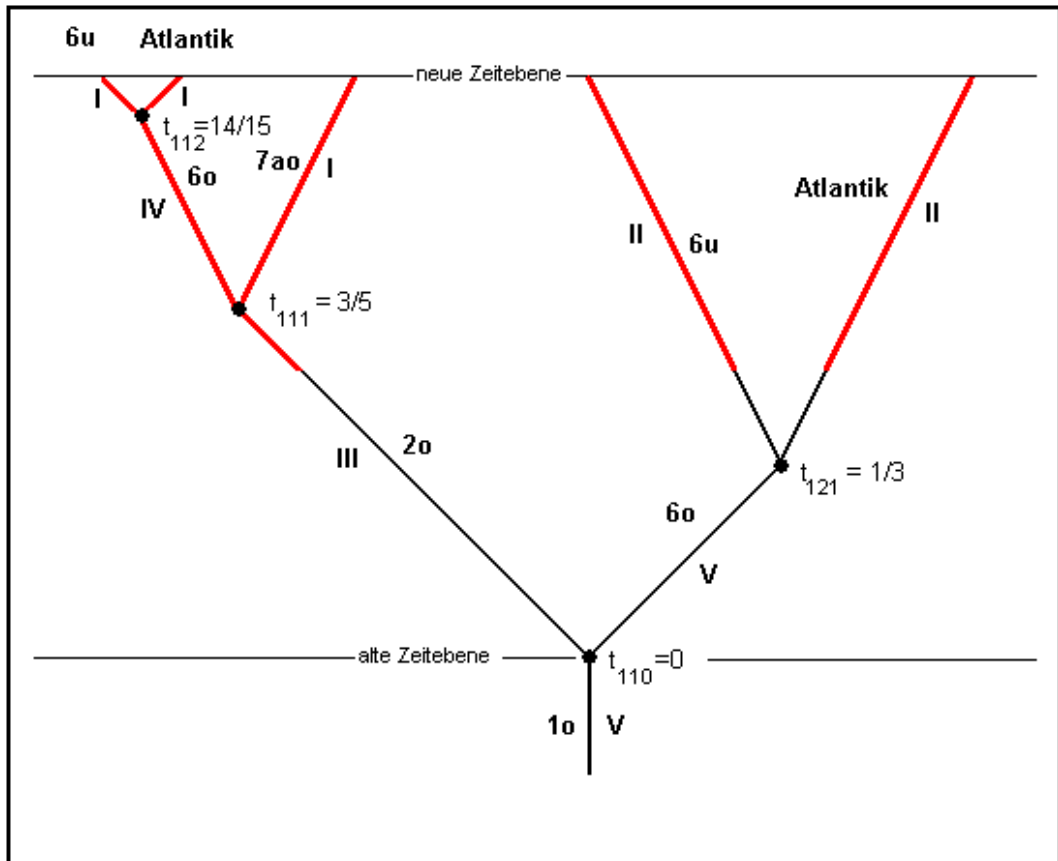


Abbildung 5.2: Fortsetzung des Beispiels aus Abbildung 5.1. Die rot markierten Abschnitte geben die Positionen der Teilvolumina aus Box 1 nach Ablauf des Zeitschrittes Δt an. Die römischen Zahlen geben die Fallunterscheidung bei der Bestimmung von $\frac{frac}{}$ wieder. Nähere Erläuterungen im Text.

Als Äste enthält der Baum alle Boxen, die von einem Teil der Wassermenge aus Box i zum Zeitraum $t + dt$ erreicht sein werden. Der Stamm repräsentiert die Box i selber und wird auch als Ast 1 in Ebene 0 bezeichnet. Ebene 1 besteht aus allen Boxen, die unmittelbar von Box i aus erreicht werden können, also alle j , für die $U_{ij} > 0$. Ebene 2 wiederum enthält alle Boxen, die über die Boxen der Ebene 1 erreicht werden, und so fort. Äste einer Ebene, unabhängig vom 'Mutterast', dem sie entspringen, werden durchnummeriert. Die Nummer des 'Mutterast', welcher zum Ast l in Ebene k gehört, wird mit r_{ilk} bezeichnet. Schließlich muss noch jeder Ast natürlich einer Box zugeordnet werden. Dies geschieht über die Größe b_{ilk} . Diese Zuordnung ist, wie gesagt, nicht eineindeutig.

Die eindeutige Aufteilung der Wassermasse aus der Quellbox i auf die Zielboxen ist möglich, da dem Verfahren die einfache Vorstellung zugrunde liegt, dass jede Box als eine Art Röhre zu verstehen ist. Einströmende Wassermassen vermischen sich sofort miteinander, aber nicht mit dem downstream fließenden Wasser. Anders ausgedrückt findet eine Differenzierung des Salzgehaltes nur in Längsrichtung statt. Zum Zeitpunkt t ist über die gesamte Länge ein homogener Salzgehalt vorhanden. Im Verlauf des Zeitschritts dt wird dieses homogene Wasser dann durch die Ausgänge in die downstream liegenden Boxen geschoben und am Eingang durch die einströmenden Wassermassen der upstream liegenden Boxen ersetzt. Im Baumdiagramm entspricht dies einer Bewegung von unten nach oben, bei der das Volumen der Quellbox Vol_i bei jedem Knoten auf die dahinterliegenden Äste verteilt wird.

Um die Verteilung auf die einzelnen Äste genau festlegen zu können, sind dem Baum noch zwei Informationen zuzufügen: Die Zeiten, zu denen die Knoten (die Ausgänge der Boxen beziehungsweise Äste) erreicht werden und zu welchen Anteilen die Wassermassen an den Knoten auf die dahinter liegenden Äste verteilt werden.

Jeder Knoten erhält deshalb eine Zeit t_{ilk} , die angibt, wann dieser von einem Teil der Wassers aus i erreicht wird. Die Numerierung des Knotens erfolgt über die Ebene k und dem Ast l , an dessen (oberen) Ende die Verzweigung liegt. Vom Zeitpunkt t_{ilk} an, bis zum Zeitpunkt $t_{ilk} + T_i(t)$ fließt Wasser aus Box i an diesem Knoten vorbei, es sei denn, $t_{ilk} + T_i(t) > t + dt$.

Es ist also $t_{i10} = 0$ am Ausgang von Ebene 0 und $t_{i11} = T_{b_{i11}}$ für die Äste der Ebene 1. Für Ebene 2, 3 usw. ergeben sich für t_{ilk} dann Summen aus den Flushing-Zeiten der Boxen, die von dem betrachteten Teilvolumen der Box i durchlaufen wurden. Aus organisatorischen Gründen wird $t_{i1-1} = -T_i(t)$ gesetzt.

Jeder der Äste wird mit einem Zuordnungswert p_{ilk} versehen, der den Anteil aus Vol_i bezeichnet, der den Ast l in Ebene k irgendwann für einen Zeitpunkt $t' \geq t$ durchlaufen hat. Dieser Zeitpunkt kann allerdings ein späterer sein als $t + dt$.

Für Ebene 0 ist deshalb $p_{i10} = 1$. In Ebene 1 gilt

$$p_{i11} = U_{ib_{i11}} / U_i^\Sigma(t). \quad (5.3)$$

Der Wahrscheinlichkeitswert ist also proportional zu dem Ausstrom in die dem Ast zugeordnete Box. Da

$$\sum_{l=1}^{n_{i1}} U_{ib_{i1l}}(t) = U_i^\Sigma(t) \quad (5.4)$$

mit n_{i1} der Anzahl der Äste in Ebene 1 gilt erwartungsgemäß

$$\sum_{l=1}^{n_{i1}} p_{il1} = 1. \quad (5.5)$$

Für die nachfolgenden Ebenen werden die Wahrscheinlichkeitswerte rekursiv bestimmt. Es ist

$$p_{ilk} = p_{ir_{ilk}k-1} * U_{b_{ir_{ilk}k-1}b_{ilk}}(t) / U_{b_{ir_{ilk}k-1}}^{\Sigma}(t). \quad (5.6)$$

p_{ilk} ist also das Produkt aus dem Zuordnungswert des 'Mutterastes' und dem Anteil des Ausstroms aus dem 'Mutterast', der dem Ast l in Ebene k zugeordnet ist.

Die Wassermenge ν_{ilk} , die, ausgehend von der Quellbox i , den Ast l der Ebene k zum Zeitpunkt $t + dt$ erreicht hat, kann nun in der Form

$$\nu_{ilk} = frac * p_{ilk} * Vol_i \quad (5.7)$$

dargestellt werden. $p_{ilk} * Vol_i$ ist genau die Wassermenge, die zum Zeitpunkt t in der Quellbox i zu finden war und den Eingang von Ast l in Ebene k (beziehungsweise der dem Ast zugeordneten Box) irgendwann passiert haben wird. $frac \leq 1$ gibt den Anteil dieser Wassermenge an, der tatsächlich zum Zeitpunkt $t + dt$ im Ast zu finden ist.

Um $frac$ zu bestimmen, ist eine Fallunterscheidung notwendig. Weil das Baumdiagramm nur Äste enthält, die irgendwann im Zeitraum t bis $t + dt$ auch erreicht werden, bleiben fünf Fälle zu unterscheiden (vergleiche Abbildung 5.2):

I $t_{ilk} > dt$ und $t_{ir_{ilk}k-1} \geq dt - T_i$.

In diesem Fall ist das Teilvolumen $p_{ilk} * Vol_i$, das dem Ast l in Ebene k zugeordnet ist, am Eingang des Astes (der entsprechenden Box) abgeschnitten und es gilt

$$frac = (dt - t_{ir_{ilk}k-1}) / T_i \quad (5.8)$$

II $t_{ilk} > dt$ und $t_{ir_{ilk}k-1} < dt - T_i$.

Das Teilvolumen $p_{ilk} * Vol_i$ ist zum Zeitpunkt $t + dt$ vollständig im Ast angelangt und hat den Ausgang noch nicht erreicht, es gilt also

$$frac = 1 \quad (5.9)$$

III $dt - T_i < t_{ilk} \leq dt$ und $t_{ir_{ilk}k-1} < dt - T_i$.

Das Teilvolumen aus V ist am Ausgang des Astes abgeschnitten und es ist

$$frac = [t_{ilk} - (dt - T_i)] / T_i \quad (5.10)$$

IV $dt - T_i < t_{ilk} \leq dt$ und $t_{ir_{ilk}k-1} \geq dt - T_i$.

Das Teilvolumen aus V ist am Eingang und am Ausgang des Astes abgeschnitten und es ist

$$frac = T_{b_{ilk}} / T_i \quad (5.11)$$

V $t_{ilk} \leq dt - T_i$.

Das Teilvolumen aus V hat den Ast bereits wieder verlassen, also

$$frac = 0 \quad (5.12)$$

Um alle Teilvolumina aller Boxen zu bestimmen, wird das Verfahren für jede der 25 Boxen angewandt. Wird der Salzgehalt in Box i zum Zeitpunkt t mit $S_i(t)$ bezeichnet, so ergibt sich die resultierende Salzmenge $s_j(t)$, die der Box j zugute kommt, aus

$$s_j(t) = \sum_{i=1}^{25} \sum_{k=1}^{m_i} \sum_{l=1}^{n_{ik}} \sum_{b_{ilk}=j} \nu_{ilk} * S_i(t). \quad (5.13)$$

Um nun den Salzgehalt $S_j(t+1)$ für die neue Zeitebene zu ermitteln sind noch die Flusseinträge sowie die Differenz aus Niederschlag und Verdunstung zu berücksichtigen. Die notwendigen Daten wurden schon bei der hydrodynamischen Modellierung verwendet. Jeder der ICES-Boxen 3a, 3b, 4, 5a, 5b und 6a0 ist ein Küstenabschnitt zugeordnet, in dem die Flusseinträge zu einem Wert zusammengefasst werden. Der Niederschlag aus NCEP-Reanalyse wird zu monatlichen Werten und räumlich über die jeweilige Box gemittelt. Genau so wird auch mit der Verdunstung verfahren, die mithilfe des hydrodynamischen Modells berechnet wurde.

Das zu berücksichtigende Volumen für Box j ergibt sich dann zu

$$N_j(t+1) = Vol_j + riv_j(t+1) + pe_j(t+1) \quad (5.14)$$

mit den Flusseinträgen $riv_j(t+1)$ und der Differenz aus Niederschlag und Verdunstung $pe_j(t+1)$. Der Salzgehalt $S_j(t+1)$ ist nun

$$S_j(t+1) = s_j(t)/N_j(t+1). \quad (5.15)$$

Vertikale Schichtung

Die Begründung für die vertikale Unterteilung der tiefen fünf ICES-Boxen in der nördlichen und zentralen Nordsee ist die sommerliche Thermokline, die den vertikalen Austausch im wesentlichen Umfang unterbindet. Im Winter findet dagegen, bei steter Abkühlung der Wasseroberfläche, eine fortwährende Durchmischung der Wassersäule statt. Lediglich Box 6 ist aufgrund des starken Frischwassereintrags vom skandinavischen Festland das ganze Jahr über halin geschichtet. Deshalb wird für die Boxen 1, 2, 7a und 7b in den Monaten November bis April ein gemeinsamer Salzgehalt bestimmt.

Bezeichnen j_o und j_u die beiden Boxen in der vertikalen Unterteilung, dann wird durch

$$S_{j_o}(t+1) = S_{j_u}(t+1) = \frac{s_{j_o}(t) + s_{j_u}(t)}{N_{j_o}(t+1) + N_{j_u}(t+1)} \quad (5.16)$$

der Salzgehalt für beide Teilboxen festgelegt und damit eine Homogenisierung der gesamten Wassersäule herbeigeführt.

Instabilität in der Wassersäule kann allerdings auch dann auftreten, wenn über die beschriebenen Advektionsprozesse der resultierende Salzgehalt in Gl. 5.15 für das Untergeschoss eines der fünf unterteilten Boxen kleiner als für das Obergeschoss wird. In diesem Fall wird ebenfalls Gleichung 5.16 angewandt, um neutrale Schichtung im Salzgehalt herbeizuführen.

Randwerte

Der Salzgehalt der Boxen 16 bis 25 wird als Randwertbelegung bereitgestellt. Für die zwei Boxen am Ausgang zur Ostsee werden Monatsmittel aus der hydrodynamischen Modellierung verwendet (siehe Abschnitt 2.2.1). Für die restlichen Boxen werden die Salzgehalte aus Messungen benutzt, die die schon bei der Durchführung des hydrodynamischen Modelllaufs verwendet wurden. Die Werte liegen auf dem Modellgitter des hydrodynamischen Modells vor. Die notwendige räumliche Mittelung über die jeweiligen Außenseiten der ICES-Boxen erfolgt mithilfe der monatlichen Einströme in die Boxen, die für jeden der Gitterpunkte aus der hydrodynamischen Modellierung bekannt sind, und die als Gewichtungen verwendet werden, um eine möglichst realistische Schätzung des Salzflusses über die Kanten zu gewährleisten. Gitterpunkte, die, im Monatsmittel, keinen Einstrom in die Box zeigen, werden dementsprechend nicht berücksichtigt.

5.1.2 Spinup

Zur Simulation des Salzgehaltes im Zeitraum von 1958 bis 1993 werden nun noch realistische Anfangsbedingungen für S_i benötigt. Zu diesem Zweck wird ein Spinup von 36 Jahren durchgeführt. Für die Antriebsdaten werden Klimatologien des Zeitraums 1958 bis 1993 verwendet, der Anfangswert der Salzgehalte in den Modellboxen ist 0.

Die Abbildung 5.3 zeigt den zeitlichen Verlauf der Salzgehalte in den ICES-Boxen für die ersten 10 Jahre des Spinups. Erwartungsgemäß konvergieren die Salzgehalte in den Boxen 1, 2 und 3a, die dem direkten Einstrom aus dem Atlantik unterliegen, am schnellsten und erreichen ihre Zielwerte bereits nach einem Jahr, während die vom Nordeingang entfernt liegende Deutsche Bucht (Box 5a), die zentrale südliche Nordsee (Box 7b) und die südlichen Bucht entlang der Kontinentalküste (Box 4) die langsamste Konvergenz zeigen. Ab dem siebten Jahr zeigen alle Gebiete der Nordsee einen in den Folgejahren konstant wiederkehrenden Jahresgang.

5.1.3 Validation

Das Advektionsmodell wird nun mit den realistischen Daten für den Zeitraum 1958 bis 1993 angetrieben. Der Vergleich der simulierten Salzgehalte mit den Werten aus der hydrodynamischen Modellierung und dem aus den Messungen gewonnenen Datensatz (siehe Abschnitt 2.1) soll klären, in welcher Näherung der einfache Advektionsalgorithmus die Ergebnisse des hydrodynamischen Modells und die Messungen für interannuale Zeiträume reproduzieren kann. Die Validation ist entsprechend der Vorgehensweise in Abschnitt 3.2 zweigeteilt in eine getrennte Betrachtung von Klimatologie und interannualer Variabilität. Die Abbildungen 5.4 bis 5.7 zeigen den Vergleich der drei Datensätze. Sie gehen aus den Abbildungen 3.9 bis 3.12 des Abschnitts 3.2 hervor, denen die Ergebnisse des Advektionsmodells hinzugefügt wurden. Die Klimatologien der Salzgehalte aus dem Advektionsmodell folgen in den meisten Boxen im wesentlichen dem Verlauf des hydrodynamischen Modells mit den entsprechenden Abweichungen gegenüber den Messungen (Abbildungen 5.4 und 5.5). Eine Ausnahme bildet Box 1o. Der Jahresgang wird im Advektionsmodell gut und erheblich bes-

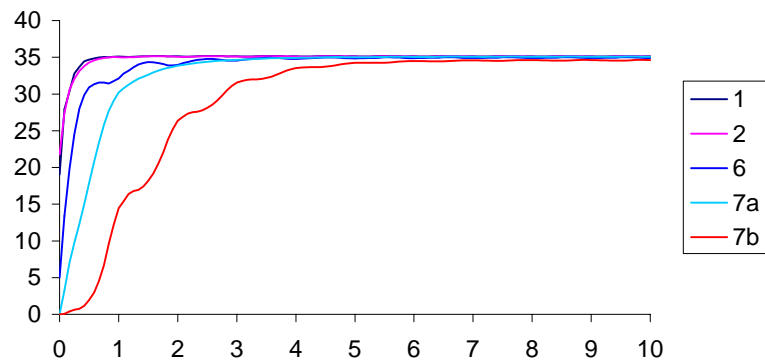
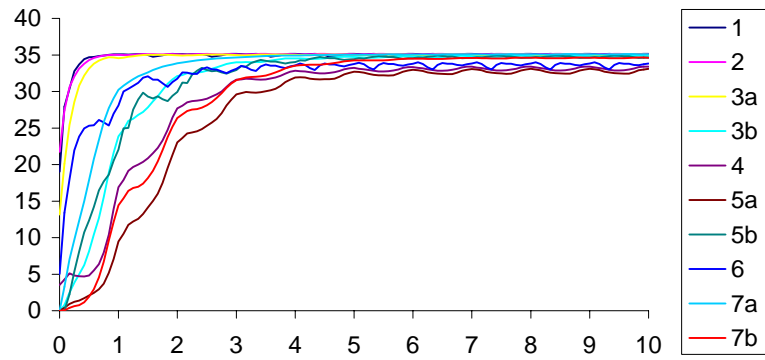


Abbildung 5.3: Zeitlicher Verlauf der Salzgehalte während der ersten 10 Jahre des Spinups von BoMSal in PSU. Oben: Boxen oberhalb 30m, unten: Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe.

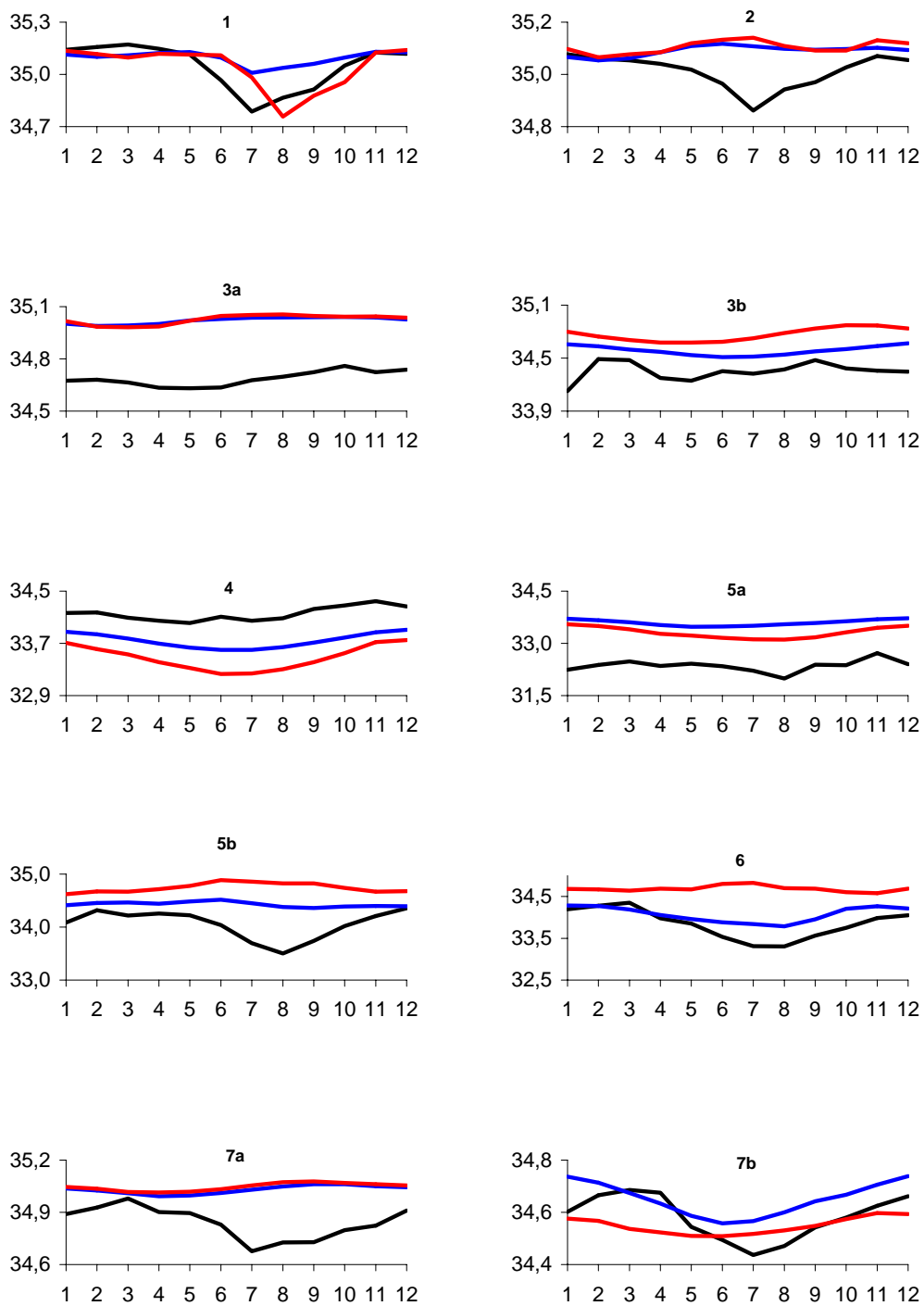


Abbildung 5.4: Klimatologie des Salzgehaltes in PSU für die 10 ICES-Boxen oberhalb 30m Wassertiefe. Schwarz: Klimatologie nach Janssen et al. (1999), blau: hydrodynamisches Modell HamSOM, rot: BoMSal

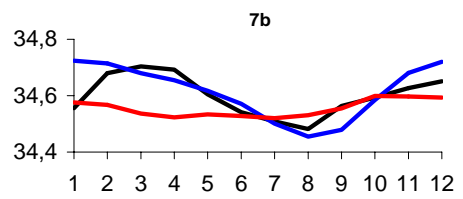
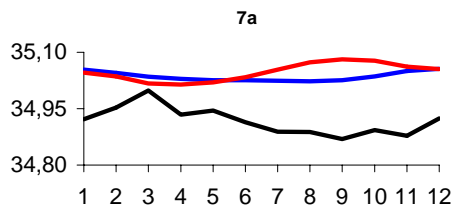
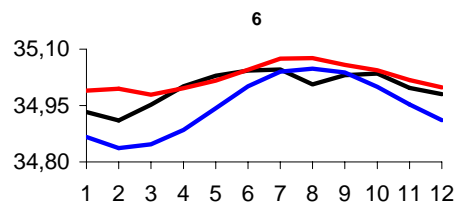
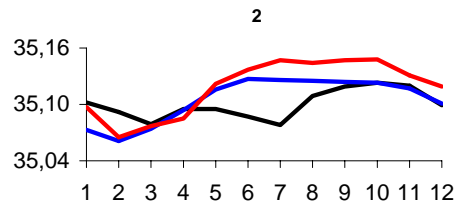
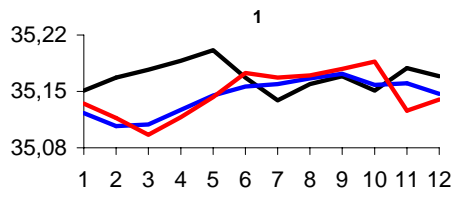


Abbildung 5.5: Fortsetzung von Abbildung 5.5 für die fünf Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe

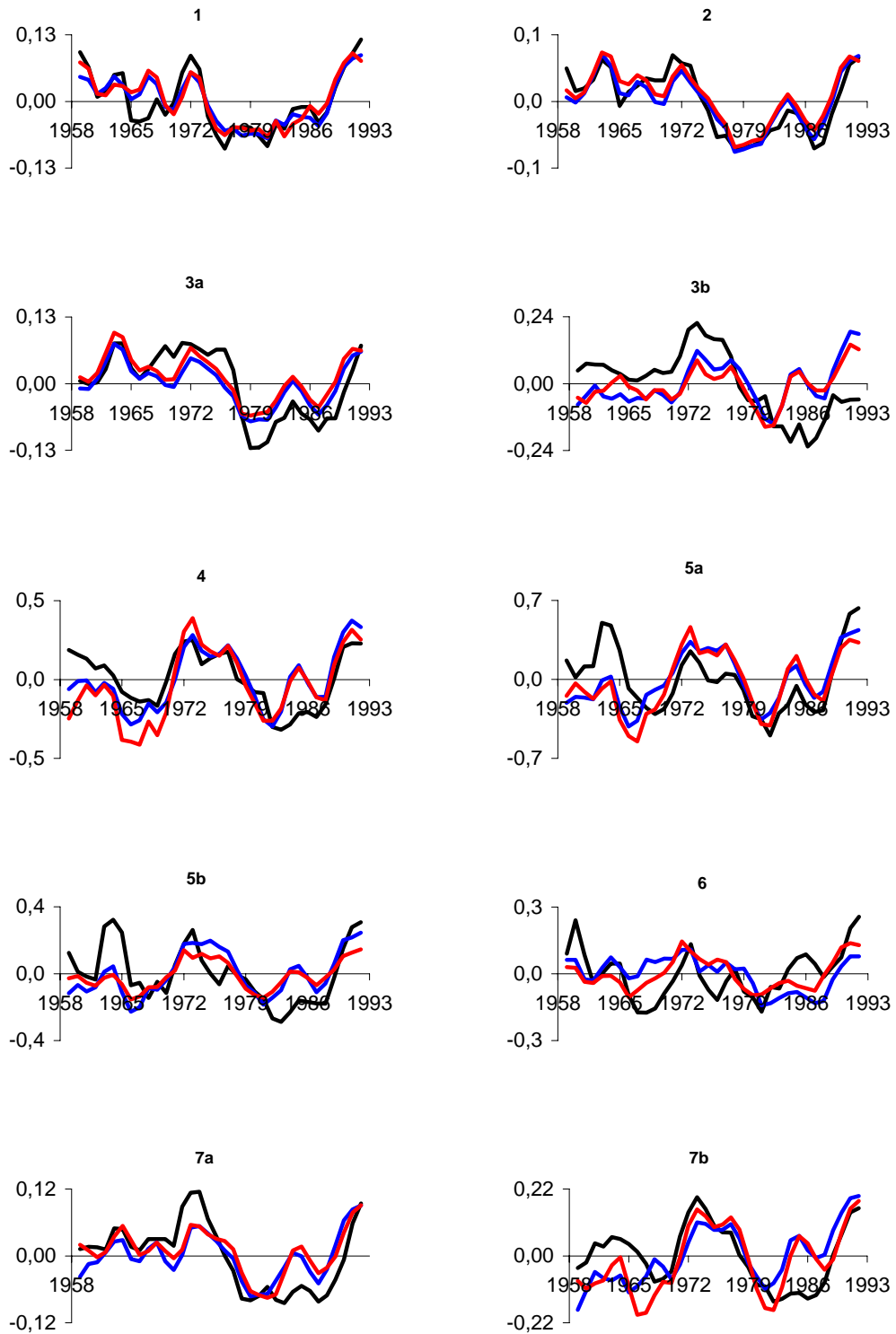


Abbildung 5.6: Gleitende 3-Jahresmittel der Salzgehaltsanomalien in PSU für die 10 ICES-Boxen oberhalb 30m Wassertiefe in den Jahren 1959 bis 1992. Schwarz: Messungen, blau: hydrodynamisches Modell HamSOM, rot: BoMSal

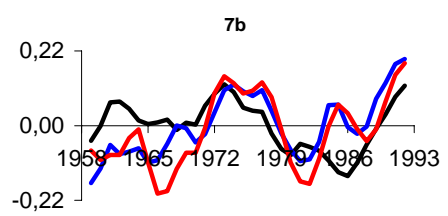
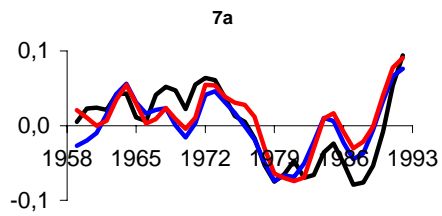
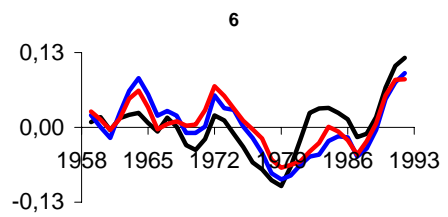
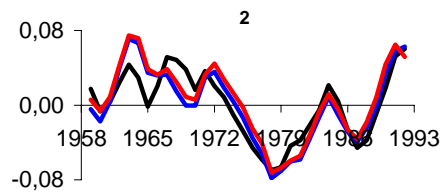
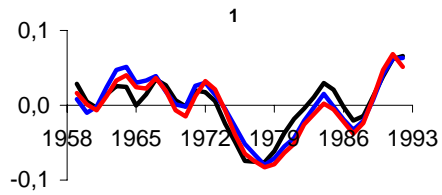


Abbildung 5.7: Fortsetzung von Abbildung 5.7 für die fünf Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe.

ser als durch das hydrodynamische Modell wiedergegeben, wenngleich das Minimum im Juli im Advektionsmodell einen Monat später erreicht wird. Wesentliche Unterschiede zwischen hydrodynamischem und dem Advektionsmodell finden sich noch für Box 60 und den beiden Teilboxen von Box 7b. Ein Teil der Diskrepanzen kann dadurch erklärt werden, dass die Randbedingungen im Advektionsmodell nur einmal im Monat, und zwar am Ende des Monats, bereitgestellt werden. Dies bedeutet zum einen eine generelle Zeitverschiebung um einen halben Monat gegenüber dem hydrodynamischen Modell und der Wirklichkeit und führt außerdem zu einer Überschätzung der monatlichen Variabilität, da das stetige Zusammenspiel von Randbedingungen und Advektion dämpfend auf die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes wirkt. So ist etwa das Minimum im Salzgehalt der Box 60 zu erklären, das durch den hohen Frischwasserzufluss in diesem Monat bestimmt wird.

Für Box 7b ist die fehlende vertikale Auflösung der Nachbarboxen von Bedeutung. Die vier Küstenboxen 3b, 4, 5a und 5b, die zusammen mit Box 7a die Box 7b umschließen, sind vertikal nicht unterteilt. Dies bedeutet für die Box 7b, dass in ihr unteres Stockwerk Wasser mit unrealistisch niedrigem Salzgehalt einströmt, zum Teil mit der Folge vertikaler Durchmischung wegen Instabilität der Wassersäule.

Die Simulation der interannualen Variabilität gelingt weitaus besser als die Reproduktion des Jahresganges (Abbildungen 5.6 und 5.7). Die Salzgehalte des Advektionsmodells folgen wiederum im wesentlichen denen des hydrodynamischen Modells. Für einige Boxen ergeben sich größere Abweichungen in den ersten beiden Jahren, die im wesentlichen auf entsprechende Differenzen in den Anfangswerten zurückzuführen sind. Ansonsten finden sich Abweichungen wiederum für die beiden Teilboxen von Box 7b, wobei die Differenzen aber erheblich moderater ausfallen als bei den Klimatologien, aber vor allem für Box 60. Die Variabilität wird unterschätzt und die Korrelation mit den gemessenen Daten ist nicht zufriedenstellend, wenngleich etwas besser als für die Ergebnisse aus dem hydrodynamischen Modell. Insgesamt bleibt festzustellen, dass weder das hydrodynamische Modell noch BoM-Sal in der Lage ist, die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes an der norwegischen Küste in den oberen 30m der Wassersäule realistisch zu beschreiben.

5.2 Sensitivitätsstudien

Der Salzgehalt der Nordsee wird im Advektionsmodell, nach Festlegung der Startwerte, durch fünf Eingangsgrößen bestimmt: Den Flusseinträgen, der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung, dem Salzgehalt an den Rändern zum Atlantik sowie zur Ostsee und schließlich den Transporten zwischen den Modellboxen. Formell können die Ergebnisse des Advektionsmodells etwa als Funktion $S(r, p, sn, so, u)$ bezeichnet werden. S ist dabei eine Matrix mit 15×432 Elementen entsprechend der Anzahl der Boxen und der Zeitschritte. r, p, sn, so und u sind die Zeitreihen der fünf Eingangsgrößen, die der Einfachheit halber als Vektoren (unterschiedlicher Länge) organisiert seien.

Aufgabe der Sensitivitätsstudien ist, die Variabilität in den Salzgehalten der 15 Modellboxen auf die Variabilität in den fünf Eingangsgrößen zurückzuführen. Es werden deshalb Einzelstudien durchgeführt, bei denen fallweise Klimatologien für einen Teil der Eingangsgrößen verwendet werden, für den anderen Teil aber realistische Werte. Aufgrund möglicher

nichtlinearer Wechselwirkungen der Eingangsgrößen muss dabei grundsätzlich jede Kombination (2^5) betrachtet werden, um die kombinierte Wirkung mehrerer Eingangsgrößen auf die Variabilität des Salzgehaltes in den Boxen untersuchen zu können. Tatsächlich ist dies aber nicht notwendig. Sind die Transporte u bekannt, kann entsprechend der Definition des Advektionsmodells der Einfluss der restlichen vier Randbedingungen auf die Entwicklung der Salzgehalte in den Boxen separat betrachtet werden, indem der Fluss des Frischwassers anhand der vorgegebenen Transporte durch die einzelnen Boxen verfolgt wird. Zwischen den Randbedingungen finden keinerlei Wechselwirkungen statt, die resultierenden Salzgehalte ergeben sich aus der Summe der Einzeleinflüsse.

Sei also zunächst nur der Einfluss der Variabilität dieser vier Eingangsgrößen auf die entsprechende Variabilität des Salzgehaltes in den Boxen betrachtet. Für die Transporte seien aber Klimatologien vorgeschrieben. Die Eingangsdatensätze werden mit $r_{kl}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}$ und u_{kl} für die Klimatologien und mit r_{re}, p_{re}, sn_{re} und so_{re} für die realistische Forcierung bezeichnet. Außerdem seien

$$S_{re,kl} := S(r_{re}, p_{re}, sn_{re}, so_{re}, u_{kl}) \quad (5.17)$$

$$S_{kl} := S(r_{kl}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{kl}) \quad (5.18)$$

$$R := S(r_{re}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{kl}) - S_{kl} \quad (5.19)$$

$$P := S(r_{kl}, p_{re}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{kl}) - S_{kl} \quad (5.20)$$

$$Sn := S(r_{kl}, p_{kl}, sn_{re}, so_{kl}, u_{kl}) - S_{kl} \quad (5.21)$$

$$So := S(r_{kl}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{re}, u_{kl}) - S_{kl} \quad (5.22)$$

$$(5.23)$$

$S_{re,kl}$ ist die Matrix der Salzgehalte für alle Boxen und alle Zeitschritte, die sich ergibt, wenn mit klimatologischen Transporten, aber ansonsten mit reellen Eingangsgrößen angetrieben wird. S_{kl} enthält dagegen die Salzgehalte, die sich aus klimatologischer Forcierung ergibt. Zur Ermittlung der Residuen R , P , Sn und So werden fallweise für die Flusseinträge, die Frischwasserbilanz an der Meeresoberfläche, die Salzgehalte am Nordrand und die Salzgehalte am Übergang zur Ostsee realistische Werte eingesetzt werden, während für alle anderen Eingangsgrößen Klimatologien verwendet werden. Die Differenz zu den Salzgehalten aus klimatologischer Forcierung ergibt dann die Residuen.

Es kann nun für den Salzgehalt geschrieben werden

$$S_{re,kl} = S_{kl} + R + P + Sn + So. \quad (5.24)$$

Bei diesem Ansatz wird vernachlässigt, dass je nach Forcierung in den vier Größen die vertikale Durchmischung, als Teil des Transportsystems, nicht konstant ist, da sie (in den Sommermonaten) von der Stabilität der Schichtung abhängt, die an der Differenz der Salzgehalte in den beiden Stockwerken und damit von den Eingangsdaten abhängt. Damit wären auch nichtlineare Wechselwirkungen dieses Teil der Transporte mit den übrigen vier Größen zu betrachten. Tatsächlich zeigen Vergleiche der beiden Seiten von Gleichung 5.24 nach Durchführung der benötigten Läufe von BoMSal, dass die nicht berücksichtigte Variabilität für keine der 15 Boxen die Prozentmarke erreicht.

Wird nun auch der Transport u variiert, so müssen auch nichtlineare Wechselwirkungen zwischen dem Transport und den vier anderen Eingangsgrößen mitbetrachtet werden. Mit den Setzungen

$$S_{re} := S(r_{re}, p_{re}, sn_{re}, so_{re}, u_{re}) \quad (5.25)$$

$$T := S(r_{kl}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{re}) - S_{kl} \quad (5.26)$$

$$R_{nl} := S(r_{re}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{re}) - S_{kl} - R - T \quad (5.27)$$

$$P_{nl} := S(r_{re}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{re}) - S_{kl} - P \quad (5.28)$$

$$Sn_{nl} := S(r_{re}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{re}) - S_{kl} - S \quad (5.29)$$

$$So_{nl} := S(r_{re}, p_{kl}, sn_{kl}, so_{kl}, u_{re}) - S_{kl} - S \quad (5.30)$$

$$(5.31)$$

wird der Ansatz 5.24 zu der umfangreicheren Gleichung

$$S_{re} = S_{re,kl} + T + R_{nl} + P_{nl} + Sn_{nl} + So_{nl} \quad (5.32)$$

erweitert.

Die Terme R_{nl} , P_{nl} , Sn_{nl} und So_{nl} beschreiben die nichtlinearen Wechselwirkungen der Transporte mit den anderen vier Eingangsgrößen, T den direkten Einfluss der Transportanomalien auf den Salzgehalt bei Verwendung von Klimatologien für die anderen Größen. Ausnutzen von Gleichungen 5.24 und Umsortieren ergibt

$$S_{re} - S_{kl} = [R + R_{nl}] + [P + P_{nl}] + [Sn + Sn_{nl}] + [So + So_{nl}] + T. \quad (5.33)$$

Auf der rechten Seite von Gleichung 5.33 wird die Variabilität des Salzgehaltes gegenüber klimatologischer Forcierung beschrieben. Die ersten vier Terme stehen für den Einfluss der ersten vier Eingangsgrößen einschließlich Wechselwirkung mit den Transporten. Der 5. Term beschreibt den direkten Einfluss der Variabilität des Transportes auf den Salzgehalt der Boxen. Die folgenden fünf Abschnitte sind der Analyse der einzelnen Terme gewidmet.

5.2.1 Flusseinträge

In den Abbildung 5.8 und 5.9 sind die Terme R und R_{nl} aus Gleichung 5.33 dargestellt. Zum Vergleich sind die Anomalien der Salzgehalte aus realistischer Forcierung mit eingezeichnet; anders als in den Abbildungen 5.6 und 5.7 ist der Mittelwert der Anomalien allerdings nicht zwangsläufig 0, denn die Referenz ist in diesem Fall die Forcierung mit klimatologischen Eingangsgrößen und die nichtlineare Kopplung zwischen den Transporten mit den anderen vier Eingangsgrößen bewirkt eine systematische Erhöhung oder Erniedrigung der Salzgehalte für einige der Boxen, wenn mit realistischen Transporten statt der Klimatologie angetrieben wird. Im Abschnitt 5.2.6 wird darauf insbesondere eingegangen.

Die Variabilität der Flusseinträge spielt erwartungsgemäß eine besondere Rolle für die Boxen entlang der Kontinentalküste. Insbesondere für die Boxen 4 und 5a. Für Box 4 ist die durch die Variabilität der Flusseinträge erzeugte Variabilität sogar größer als die insgesamt auftretende. In beiden Boxen wird die direkt über die Flusseinträge ausgelöste Variabilität durch die nichtlineare Wechselwirkung mit den Transporten gedämpft. Auch für das obere

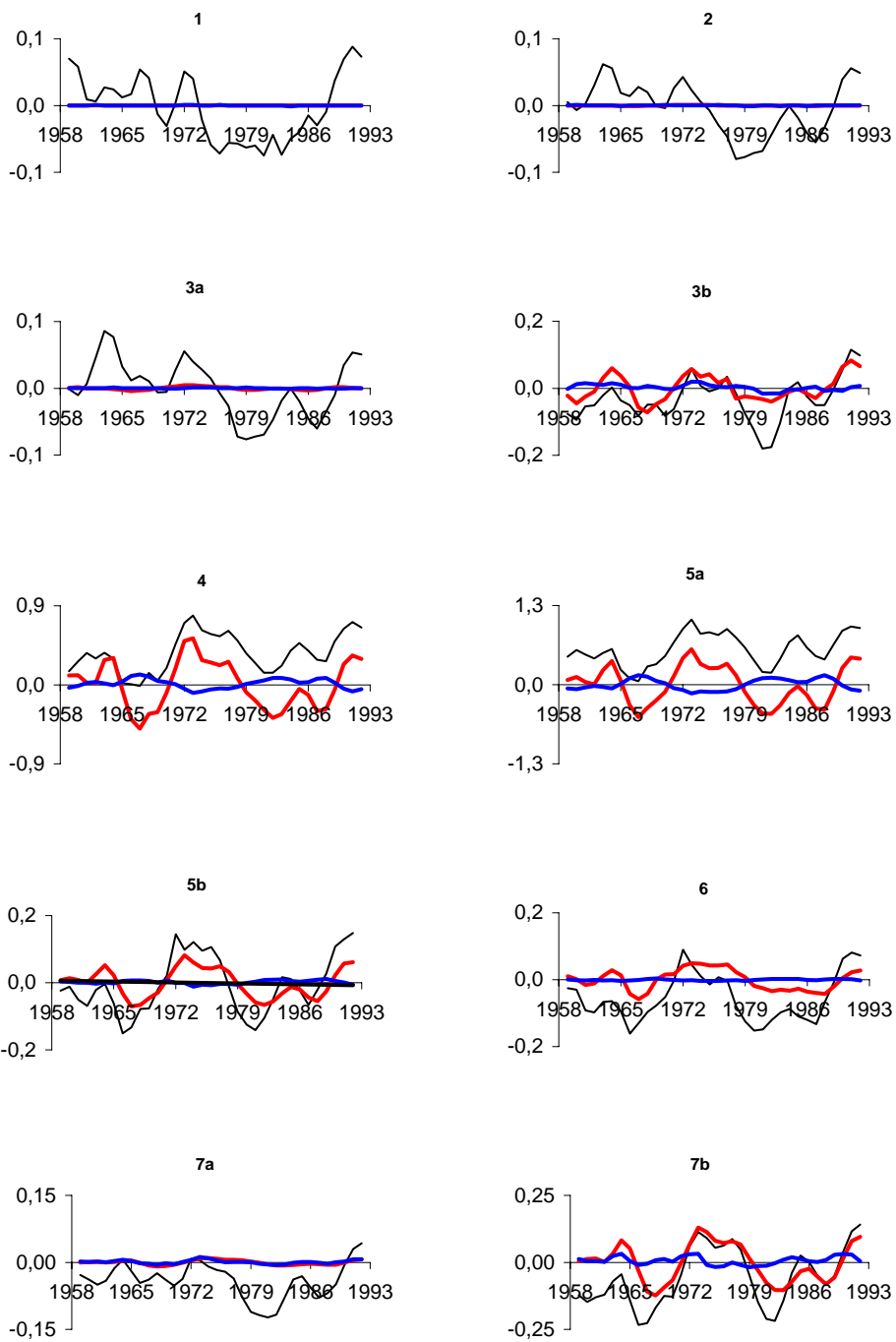


Abbildung 5.8: Gleitende 3-Jahresmittel der Terme R (rot) und R_{nl} (blau) aus Gleichung 5.33 für die 10 Boxen oberhalb von 30m Wassertiefe in PSU. Zum Vergleich sind auch die Salzgehaltsanomalien aus realistischer Forcierung mit eingezeichnet (schwarz). Näheres siehe Text.

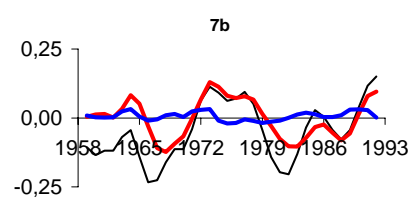
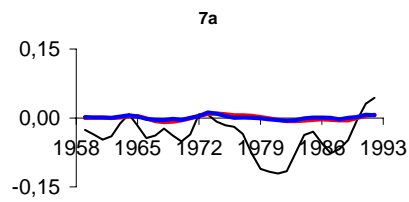
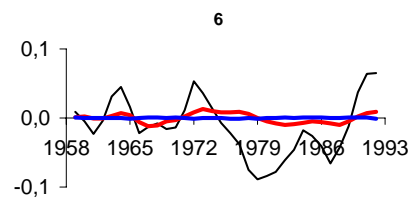
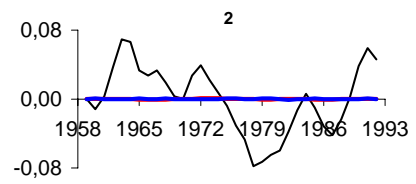
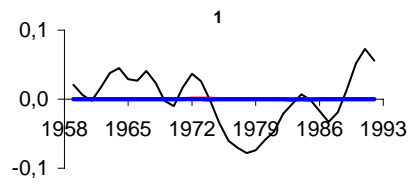


Abbildung 5.9: Fortsetzung von Abbildung 5.8 für die fünf Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe

Stockwerk der Box 6 wird die Variabilität im Salzgehalt im wesentlichen über die Flusseinträge gesteuert, nichtlineare Wechselwirkungen spielen hier allerdings keine Rolle. Frischwasserzufluss vom Festland spielt auch für die Boxen 5b und 7b eine wesentliche Rolle, in geringerem Maße auch für Box 3b. Nördlich der Doggerbank, in Box 7a, ist der Einfluss der Flusseinträge sehr gering und verschwindend für das Einstromgebiet atlantischen Wassers in der nördlichen Nordsee, den Boxen 1 und 2.

5.2.2 Bilanz des atmosphärischen Wassereintrags: Niederschlag - Verdunstung

Der Netto-Eintrag von Frischwasser aus der Atmosphäre beeinflusst den Salzgehalt vor allem in der zentralen südlichen Nordsee (Box 7b) sowie auch südwestlich (Box 3b) entlang der südlichen Britischen Küste und nordöstlich (Box 5b) entlang der Küste Jütlands (Abbildungen 5.10 und 5.11). Kleinere Einflüsse wirken außerdem auch südöstlich dieser Linie auf die Boxen 4 und 5a sowie nördlich auf die Box 7a. Lediglich die nördliche Nordsee (Boxen 1, 2, 3a und 6) bleibt fast unbeeinflusst durch Niederschlag und Verdunstung. Die nichtlinearen Terme sind klein und im allgemeinen dem direkten Einfluss des Niederschlags entgegengesetzt.

5.2.3 Salzgehalt am Nordrand der Nordsee

Die Abbildungen 5.12 und 5.13 zeigen die Terme S_n und S_{nl} aus Gleichung 5.33. Erwartungsgemäß spielt die Variabilität des Salzgehaltes am Nordeingang der Nordsee eine besondere Rolle für die Boxen 1, 2 und 3a. Tatsächlich wird die Variabilität des Salzgehaltes für diese drei Boxen nahezu ausschließlich durch den Salzgehalt des einströmenden Atlantikwassers bestimmt. In Richtung Kontinentalküste nimmt der Einfluss ab und verschwindet für die Boxen 4 und 5a fast völlig. Auch für Box 6a hat der Salzgehalt am Nordrand keinen großen Einfluss. Nichtlineare Effekte spielen keine Rolle.

5.2.4 Salzgehalt im Übergang zur Ostsee

Abbildung 5.14 zeigt die Terme S_o und S_{ol} lediglich für Box 6u. Aus den Analysen der Sensitivitätsstudien folgt, dass die interannuale Variabilität des Salzgehaltes im Skagerrak lediglich den Salzgehalt entlang der norwegischen Küste unterhalb von 30m Tiefe beeinflusst, und das auch nur in einem geringen Maße. Es ist allerdings zu beachten, dass die Variabilität in Box 6u in BoMSal, aber insbesondere auch im hydrodynamischen Modell, deutlich unterschätzt wird (siehe Abbildung 5.6) und dass die komplexe Dynamik des Skagerraks und der Region entlang der norwegischen Küste von beiden Modellen nicht vollständig erfasst wird.

5.2.5 Salzgehalt im Englischen Kanal

Für den Englischen Kanal liegen zu wenig Daten vor, um Anomalien im Salzgehalt auf interannualer Zeitskala abzuschätzen. Deshalb wurde bei der Forcierung des hydrodynamischen als auch des Box-Modells die Klimatologie verwendet (siehe Abschnitt 2.2.1). Um

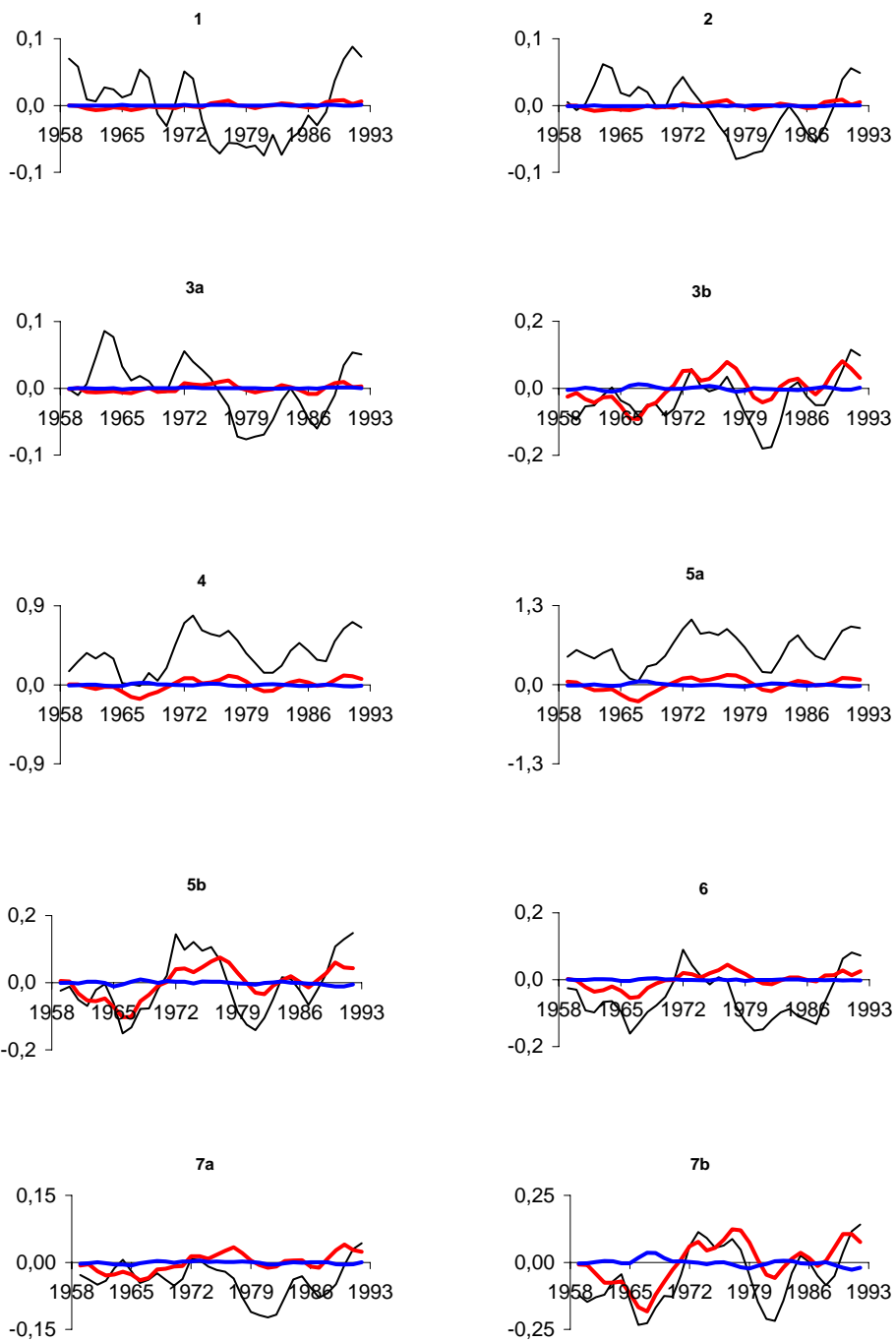


Abbildung 5.10: Gleitende 3-Jahresmittel der Terme P (rot) und P_{nl} (blau) aus Gleichung 5.33 für die 10 Boxen oberhalb von 30m Wassertiefe in PSU. Zum Vergleich sind auch die Salzgehaltsanomalien aus realistischer Forcierung mit eingezeichnet (schwarz). Näheres siehe Text.

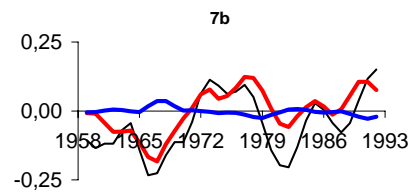
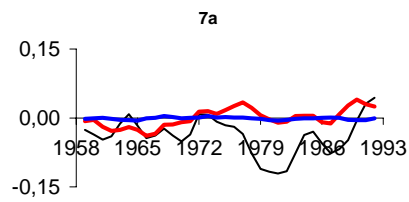
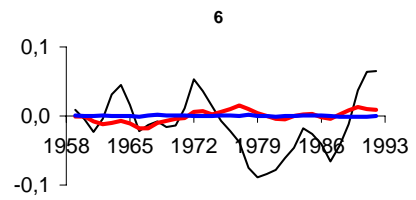
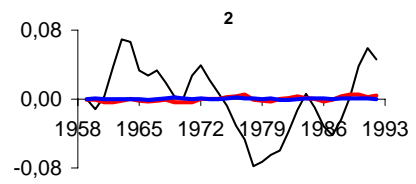
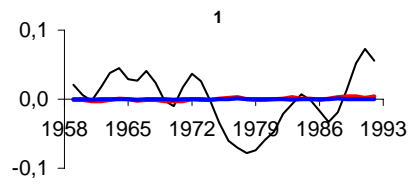


Abbildung 5.11: Fortsetzung von Abbildung 5.10 für die fünf Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe

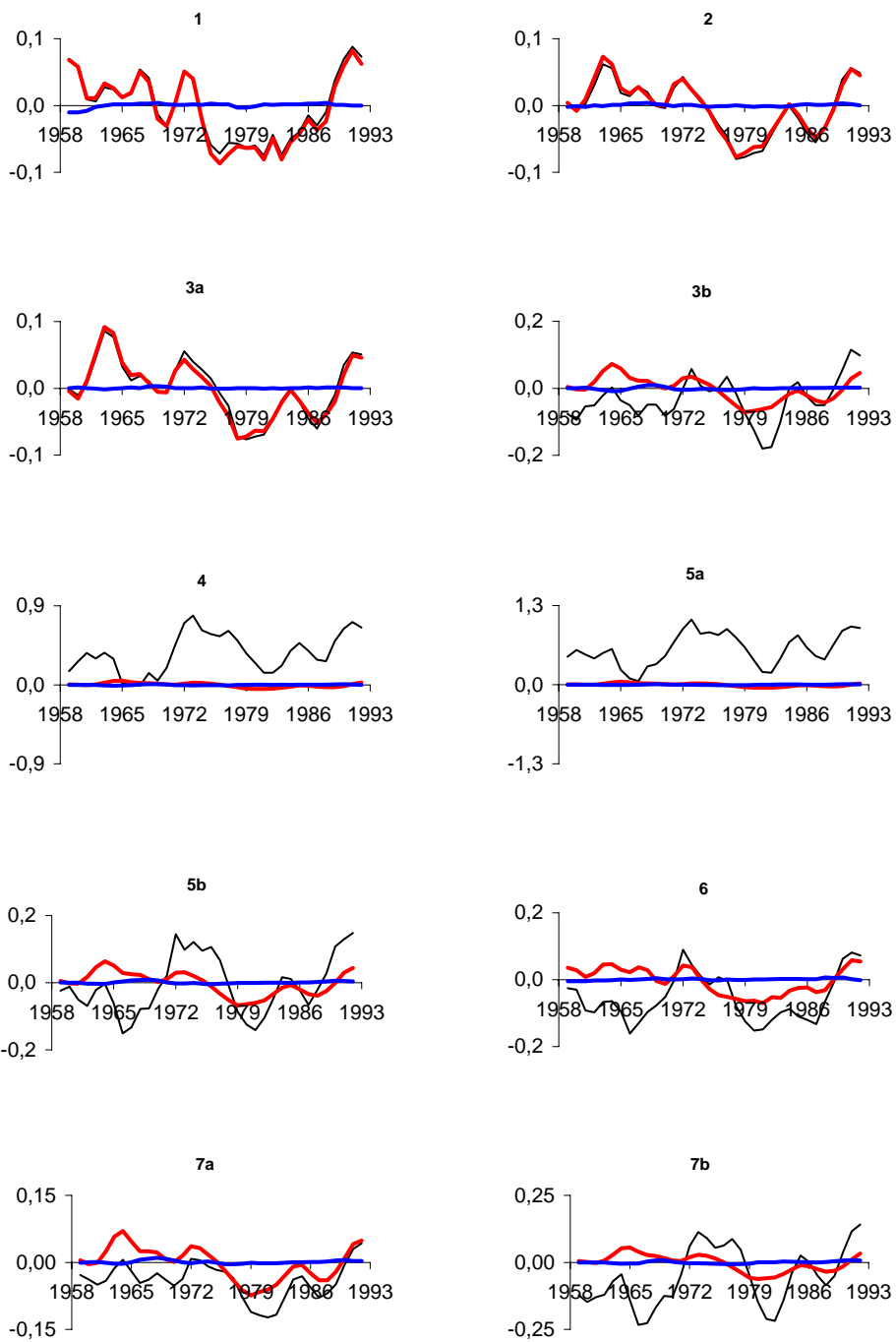


Abbildung 5.12: Gleitende 3-Jahresmittel der Terme S_n (rot) und $S_{n_{nl}}$ (blau) aus Gleichung 5.33 für die 10 Boxen oberhalb von 30m Wassertiefe in PSU. Zum Vergleich sind auch die Salzgehaltsanomalien aus realistischer Forcierung mit eingezeichnet (schwarz). Näheres siehe Text.

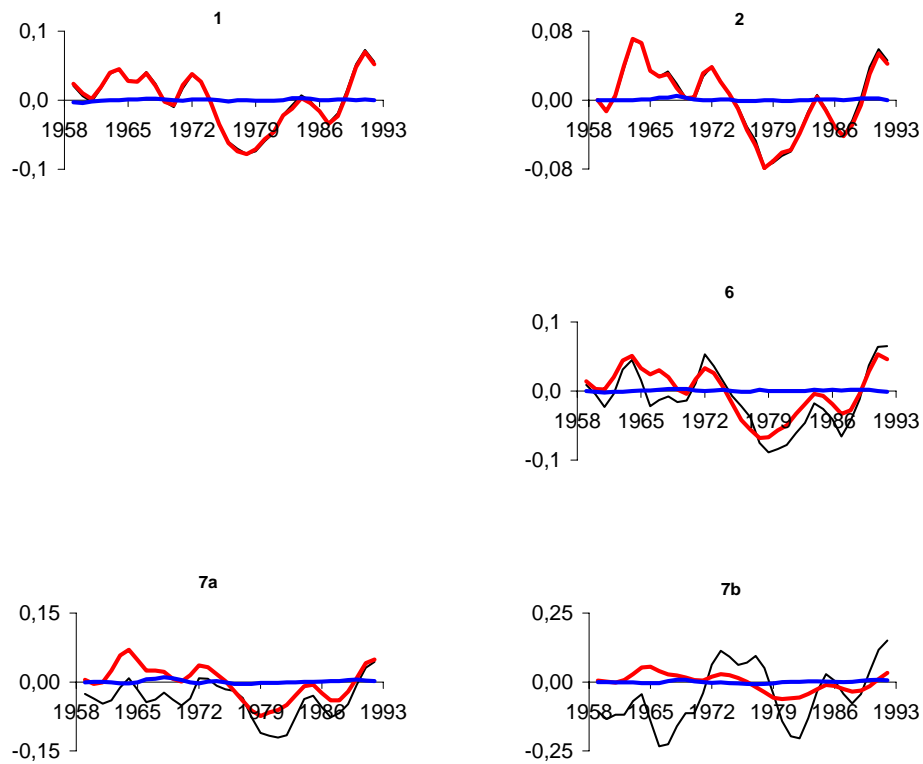


Abbildung 5.13: Fortsetzung von Abbildung 5.12 für die fünf Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe

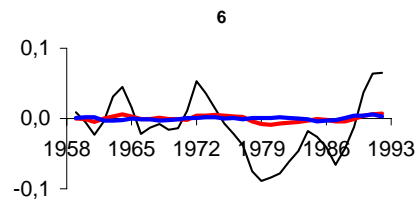


Abbildung 5.14: Gleitende 3-Jahresmittel der Terme S_o (rot) und $S_{o_{nl}}$ (blau) aus Gleichung 5.33 für Box 6u in PSU. Zum Vergleich sind auch die Salzgehaltsanomalien aus realistischer Forcierung mit eingezeichnet (schwarz). Näheres siehe Text.

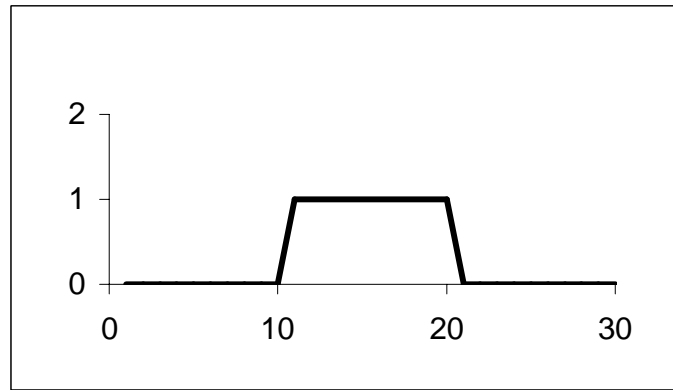


Abbildung 5.15: Künstlich vorgeschriebene Salzgehaltsanomalie im Englischen Kanal von 1 PSU für die Jahre 11 bis 20. Näheres siehe Text.

den Einfluss von Salzgehaltsschwankungen im Kanal auf die Salzgehalte in der Nordsee zu untersuchen, soll an dieser Stelle künstlich eine Anomalie vorgeschrieben werden. Sie ist in Abbildung 5.15 gezeigt. Es wird eine Anomalie von 1 PSU für 10 Jahre vorgeschrieben. Das Rechtecksignal wird verwendet, um das Anpassungsverhalten der Nordsee an die geänderten Randbedingungen untersuchen zu können.

Die Ergebnisse dieses Sensitivitätslaufs (Abbildungen 5.16 und 5.17) zeigen, dass eine Salzgehaltsanomalie im Englischen Kanal nur in der südlichen und südöstlichen Nordsee 'gespürt' wird. Hier werden etwa drei Jahre nach Anstieg des Salzgehaltes im Englischen Kanal Sättigungswerte erreicht. In den Boxen 4 und 5a sind dies knapp $1/4$ des Eingangssignals im Kanal, für Box 7b nur noch $1/15$ und für Box 5b $1/30$. Wird die geringere Variabilität der Salzgehalte in Box 7b gegenüber den Boxen 4 und 5a berücksichtigt, so haben die durch Anomalien im Englischen Kanal erzeugten Variabilitäten für diese drei Boxen einen etwa gleichen Anteil an der Gesamtvariabilität, für Box 5b haben sie eine weitaus geringere Bedeutung. Nimmt man realistische jährliche Anomalien im Englischen Kanal in der Größenordnung von 0.1 PSU an, so liegen die Anteile an der Gesamtvariabilität allerdings in jedem Fall deutlich unter 10%, so dass die Bedeutung von über den Englischen Kanal in die Südliche Bucht advehierten Salzgehaltsanomalien für den Salzgehalt der Nordsee als eher gering einzuschätzen ist.

5.2.6 Transporte

Die zeitliche Variabilität der Transporte gegenüber der Klimatologie hat Auswirkungen auf die Salzgehalte der zentralen und südlichen Nordsee (Term T aus Gleichung 5.33, Abbildungen 5.18 und 5.19), die Salzgehalte in den Boxen 1, 2 und 3a bleiben im wesentlichen unberührt. Im Gegensatz zur Variabilität in den anderen Randbedingungen, die eine Variabilität in den Salzgehalten der Modellboxen bei gleichbleibender Klimatologie nach sich zieht, erzeugt die Variabilität in den Transporten zwischen den Boxen zusätzlich einen Offset. Dieser Offset ist positiv für die Boxen 4 und 5a und negativ für die Boxen 7a und 7b. Er wirkt somit diffusiv, indem er den Nord-Süd-Gradienten von hohen Salzgehalten in der

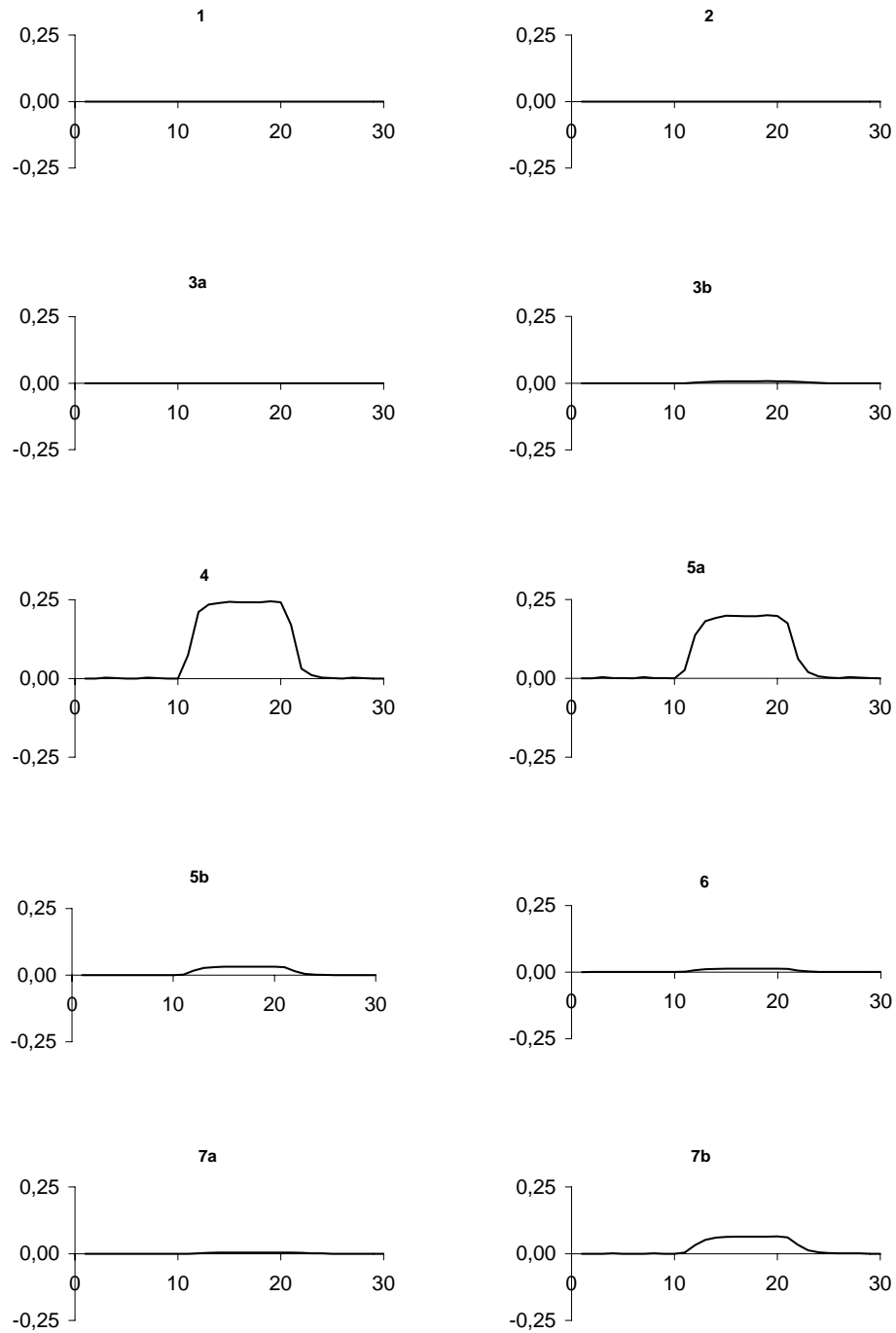


Abbildung 5.16: Ergebnisse aus dem Sensitivitätslauf mit einer künstlich vorgegebenen Salzgehaltsanomalie im Englischen Kanal. Gezeigt sind die Salzgehaltsanomalien für die Boxen oberhalb 30m Wassertiefe als Jahresmittel in PSU. Näheres im Text.

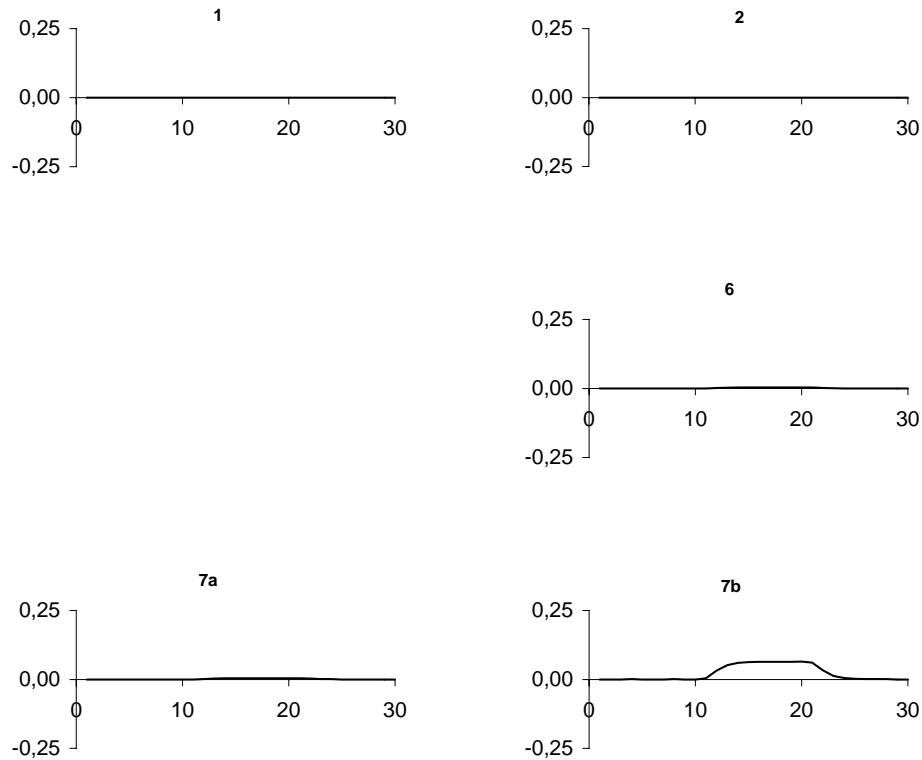


Abbildung 5.17: Fortsetzung von Abbildung 5.16 für die Boxen unterhalb 30m Wassertiefe.

zentralen Nordsee und niedrigen Salzgehalten entlang der kontinentalen Küste reduziert. Hohe Variabilitäten in den Salzgehalten auf interannualer Zeitskala weist die Boxen 3b auf, in geringerem Maße auch die Boxen 5b und 7b. Alle Boxen entlang der kontinentalen Küste, inklusive Box 6 sowie Box 7b in der südlichen zentralen Nordsee, weisen einen ansteigenden Trend für den Gesamtzeitraum auf, das gilt in besonderem Maße für die Boxen 4 und 7b.

5.2.7 Sensitivität des Salzgehaltes bezüglich Änderungen im Winklima

In Abschnitt 4 wurde gezeigt, dass die Variabilität der Transporte zwischen den ICES-Boxen auf interannualer Zeitskala in sehr guter Näherung durch Anomalien im Windantrieb erklärt werden kann. Die Beziehung wurde durch ein lineares Modell (BoMWIC) konkret ausgeführt. Dieses Modell kann an dieser Stelle verwendet werden, um zu untersuchen, welche Wirkung die Schwankungen im Windklima auf die Entwicklung der Salzgehalte in den Boxen hat.

In Abschnitt 4.3 wurde auch gezeigt, dass die wesentlichen Größen, die Variabilität und Trend in den Transporten verursachen, die Windstressdichten für südwestliche und westliche Richtungen sowie die Rotation des Windstressses sind. Diese drei Größen weisen hohe Variabilitäten und Trends im Winter auf, insbesondere im Januar, aber zum Teil auch im Dezember, Februar und März.

Es werden deshalb drei Sensitivitätsläufe durchgeführt. Dabei werden die Transporte mithilfe von BoMoWIC berechnet, wobei für 8 der 9 Eingangsgrößen Klimatologien verwendet

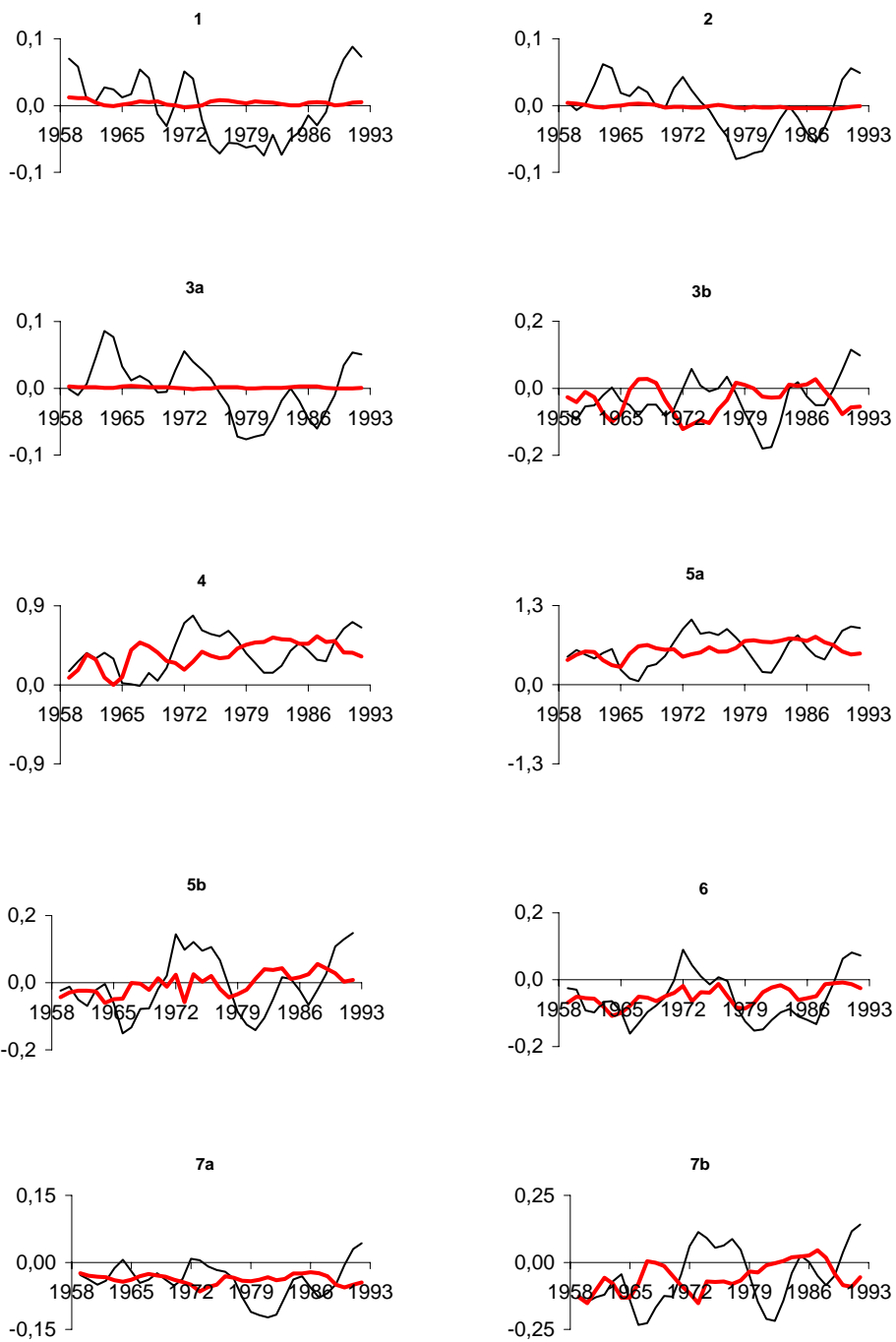


Abbildung 5.18: Gleitende 3-Jahresmittel der Terme T (rot) und T_{nl} (blau) aus Gleichung 5.33 für die 10 Boxen oberhalb von 30m Wassertiefe in PSU. Zum Vergleich sind auch die Salzgehaltsanomalien aus realistischer Forcierung mit eingezeichnet (schwarz). Näheres siehe Text.

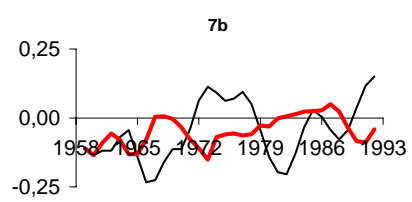
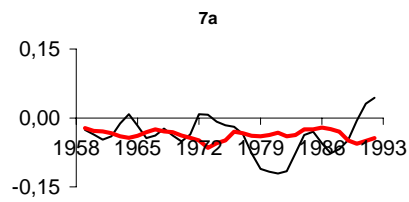
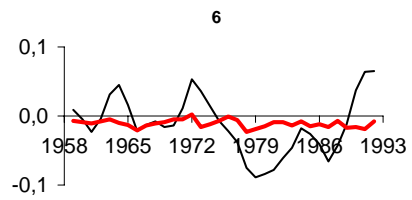
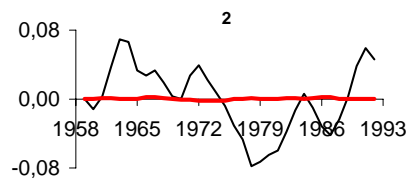
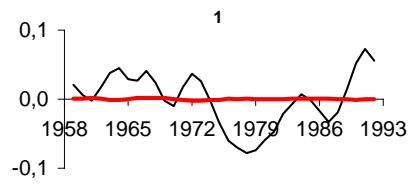


Abbildung 5.19: Fortsetzung von Abbildung 5.18 für die Boxen unterhalb von 30m Wassertiefe

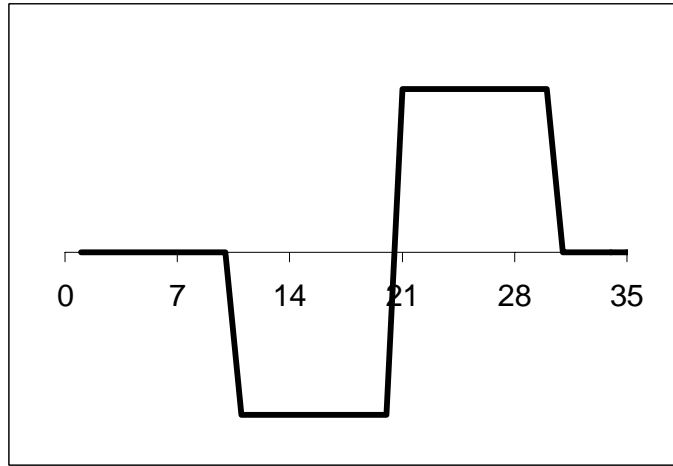


Abbildung 5.20: Zeitlicher Verlauf der Anomalien, wie sie für die Windstressdichten des westlichen und südwestlichen Sektors sowie für die Rotation des Windstress festgelegt werden. Die Werte auf der Abszisse geben Jahre an. Näheres im Text.

werden, lediglich für 1.) die Windstressdichte für westliche Winde, 2.) die Windstressdichte für südwestliche Winde beziehungsweise 3.) die Rotation des Windstresses wird mit einer synthetischen Zeitreihe angetrieben. Dazu wird ein Rechteckmuster verwendet, das in Abbildung 5.20 gezeigt ist. Dieses Muster wird für die Wintermonate Dezember bis März als Offset zu den Klimatologien addiert. Für die oberen beziehungsweise unteren Stufen werden $+ - 100m^2/s^2$ für die Windstressdichten sowie $0.05m/s^2$ für die Rotation des Windstresses verwendet, diese Werte liegen im Bereich der Trends, die in diesen Größen in den betrachteten 36 Jahren gefunden wurden. Die Verwendung der Stufe anstatt eines stetigen Verlaufs ermöglicht eine Analyse der zeitlichen Verzögerung, mit der die einzelnen Boxen auf die geänderten Randbedingungen reagieren.

Die so berechneten Transporte werden als Eingangsdaten in BoMSal verwendet, für die anderen vier Eingangsgrößen werden Klimatologien festgelegt. In Abbildung 5.21 sind die Ergebnisse der Studie für alle Boxen der südöstlichen Nordsee, die Boxen 3b, 4, 5a, 5b und 7b gezeigt, die ausgewählt wurden, weil sie die größte Sensitivität gegenüber Veränderungen des Windklimas zeigen.

Alle Boxen zeigen ein mit den synthetischen Zeitreihen für das Windklima positiv korreliertes Verhalten: Eine Reduzierung der Windstressdichte beziehungsweise der Rotation des Windstresses bewirkt auch eine Reduzierung des Salzgehaltes und umgekehrt. Die Anpassung an ein neues Gleichgewicht erfolgt unterschiedlich schnell. In Box 4 wird es etwa in zwei Jahren erreicht, langsamer in den Boxen 5a, 5b, 3b und in Box 7b werden schließlich etwa fünf Jahre benötigt. Der Einfluss der Transportanomalien ist im Vergleich zu den in den Boxen gefundenen Variabilitäten jeweils sehr hoch, in etwas geringerem Ausmaß für Box 5b. Für die Boxen 3b, 4 und 5a spielt die Rotation des Windstresses eine besonders prägende Rolle. Dass die aus dieser Studie hervorgehenden Salzgehaltsänderungen nicht in den Zeitreihen der Boxen gefunden werden, liegt vor allem an der Tatsache, dass für die Rotation des Windstresses ein negativer Trend für November, Dezember und Januar vorliegt,

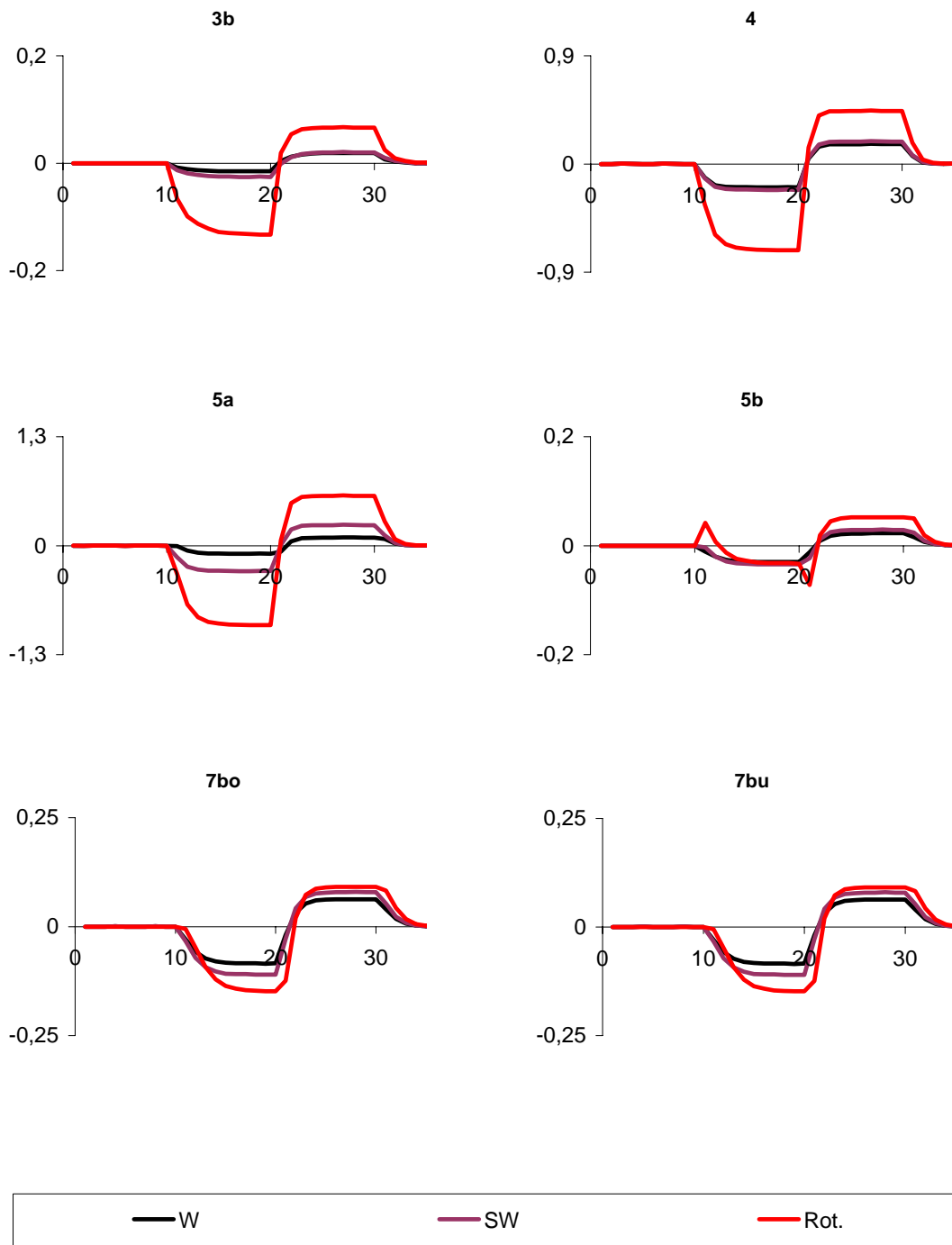


Abbildung 5.21: Salzgehaltsanomalien, verursacht durch künstlich festgelegte Anomalien in der Windstressdichte für den westlichen (schwarz) und südwestlichen (violett) Sektor sowie der Rotation des Windstresses (rot), angegeben als Jahresmittel in PSU. Näheres siehe Text.

der die Effekte auf die Salzgehalte erheblich reduziert.

Eine Besonderheit findet sich in Box 5b bezüglich der Rotation des Windstress. Langfristig folgt der Verlauf der Entwicklung in den anderen Boxen. Aber in Folge der ersten absteigenden sowie der aufsteigenden Flanke von ω verringert beziehungsweise erhöht sich der Salzgehalt in kurzer Zeit um etwa 0.05 PSU. Wird die Rotation des Windstress reduziert, sinken die Einströme, die von Westen und Süden an der Oberfläche in Box 5b einströmen und das Frischwasser des Kontinents nach Norden transportieren, während der Transport salzreichen Wassers unterhalb von 30m, das vor allem aus Box 7a in Box 5b einströmt, von der Variabilität der Rotation des Windstress kaum beeinflusst wird (vergleiche Abbildungen 4.16 und 4.20). Durch die hohen Transportraten und das kleine Volumen der Box steigt der Salzgehalt von Box 5b rasch an. Die reduzierten Transporte des Oberflächenwassers entlang der Kontinentalküste bewirken die in den Boxen 3b, 4, 5a und 7b beobachteten Verringerungen der Salzgehalte, da der Frischwasseranteil wegen der längeren Verweilzeiten in der Nordsee steigt. Diese niedrigen Salzgehalte bewirken über ihren Transport nach Norden entlang der dänischen Küste schließlich langfristig auch eine Verringerung des Salzgehaltes in Box 5b.

5.3 Zusammenfassung; Verbindung zu Forcingdaten

Die Variabilität des Salzgehaltes der Nordsee auf der interannualen bis dekadischen Zeitskala wird im wesentlichen durch die zeitliche Variation in vier Größen bestimmt: Den Flusseinträgen entlang der Küstenlinien, der Bilanz von Niederschlag gegenüber der Verdunstung an der Wasseroberfläche, dem Salzgehalt am Nordeingang der Nordsee sowie der Zirkulation. Die ersten drei der vier Größen sind in Form von gleitenden 3-Jahresmitteln in Abbildung 5.22 dargestellt. In Abbildungen 5.23 und 5.24 sind Trend und Variabilität des Salzgehaltes in den Modellboxen aufgeschlüsselt in die vier Antriebsgrößen wiedergegeben. Dabei wurden die Terme $R + R_{nl}$, $P + P_{nl}$, $S_n + S_{nl}$ und T verwendet, also für jede Eingangsgröße die Summen aus linearem und nichtlinear mit den Transporten gekoppelten Term. Auswirkungen des nichtlinearen Terms auf Variabilität werden hier nicht extra aufgeführt. Wie aus dem letzten Abschnitt hervorgeht, sind diese Auswirkungen gering; sie dämpfen zumeist den linearen Term.

Der Salzgehalt der Boxen 1, 2 und 3a wird nahezu ausschließlich über die Randwerte bestimmt, die am jeweiligen Nordrand der Box festgelegt wurden. Für die Boxen 1u, 2o, 2u und 3a bedeutet dies anomal niedrige Salzgehalte von 1976 bis 1989 mit minimalen Werten bis -0.08 PSU von 1978 bis 1981 und einer Unterbrechung mit verschwindender Anomalie um 1984. Diese niedrigen Salzgehalte werden in Verbindung mit den Große Salzgehaltsanomalien der Siebziger und Achtziger Jahre des letzten Jahrhunderts gebracht (Dickson et al. 1988, Belkin et al. 1998). In Box 1o beginnt der Zeitraum niedriger Salzgehalte bereits etwa 1974 und endet nach recht stetigem Verlauf um 1988. In Verbindung mit den hohen Salzgehalten Anfang der 1960er Jahre weist jede der fünf Boxen einen negativen Trend im Salzgehalt auf, obgleich um 1990 hohe Salzgehalte für den gesamten Nordeingang der Nordsee anzutreffen sind, für Box 1u wird sogar der höchste Salzgehalt erreicht, der im betrachteten Zeitraum überhaupt in der Nordsee gemessen wurde (Heath et al. 1991). Auch der Salzgehalt in Box

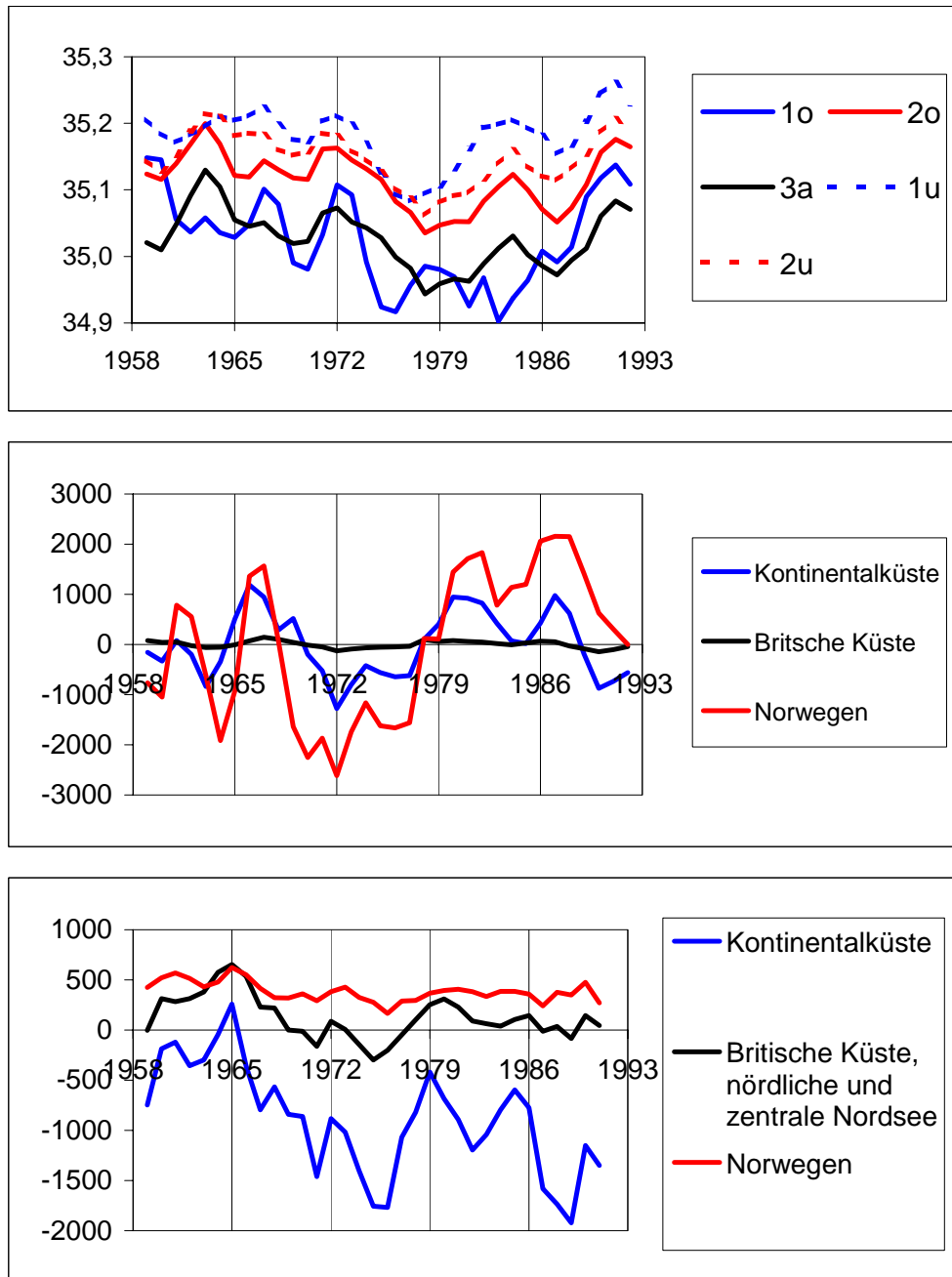


Abbildung 5.22: Gleitende 3-Jahresmittel von Eingangsdaten für BoMSal. Oben: Salzgehalte für die einströmenden Wassermassen in Box 1o, 2o, 3a, 1u und 2u in PSU. Mitte: Flusseinträge als Anomalien in m^3/s . Kontinentalküste: Einträge in die Boxen 4, 5a und 5b, Britische Küste: Boxen 3a und 3b, Norwegen: Box 6o. Unten: Frischwasserbilanz an der Meeresoberfläche in m^3/s . Kontinentalküste: Boxen 4, 5a und 5b, Britische Küste, nördliche und zentrale Nordsee: Boxen 3a, 3b, 1o, 2o, 7ao und 7bo, Norwegen: Box 6o.

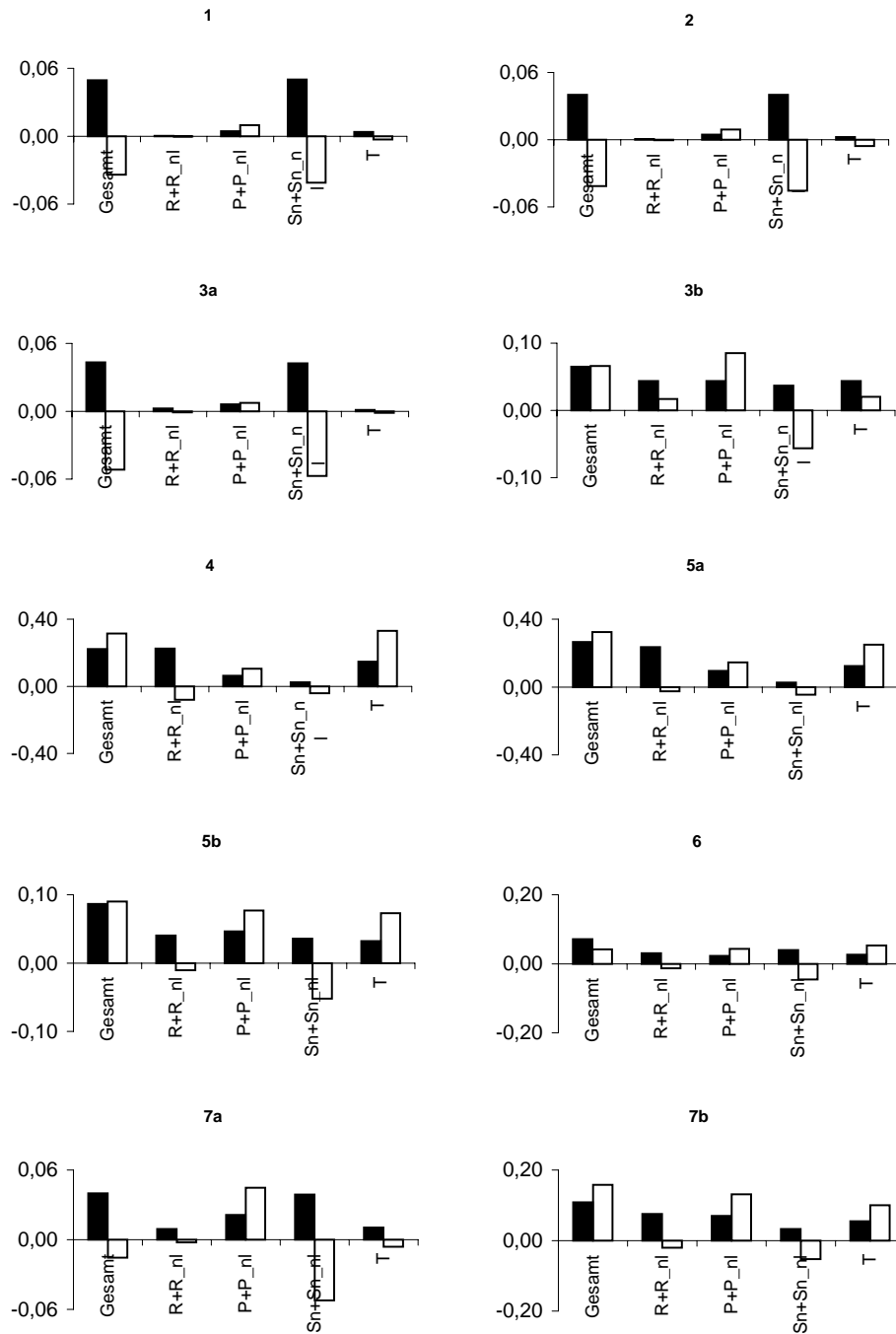


Abbildung 5.23: Standardabweichung (geschlossene Balken) und Trends (offene Balken) in den Salzgehalten der Boxen oberhalb 30m Wassertiefe in PSU, aufgeschlüsselt in die Eingangsgrößen. Standardabweichungen und Trends sind aus Jahresmitteln der Salzgehalte in den Boxen bestimmt. Näheres siehe Text.

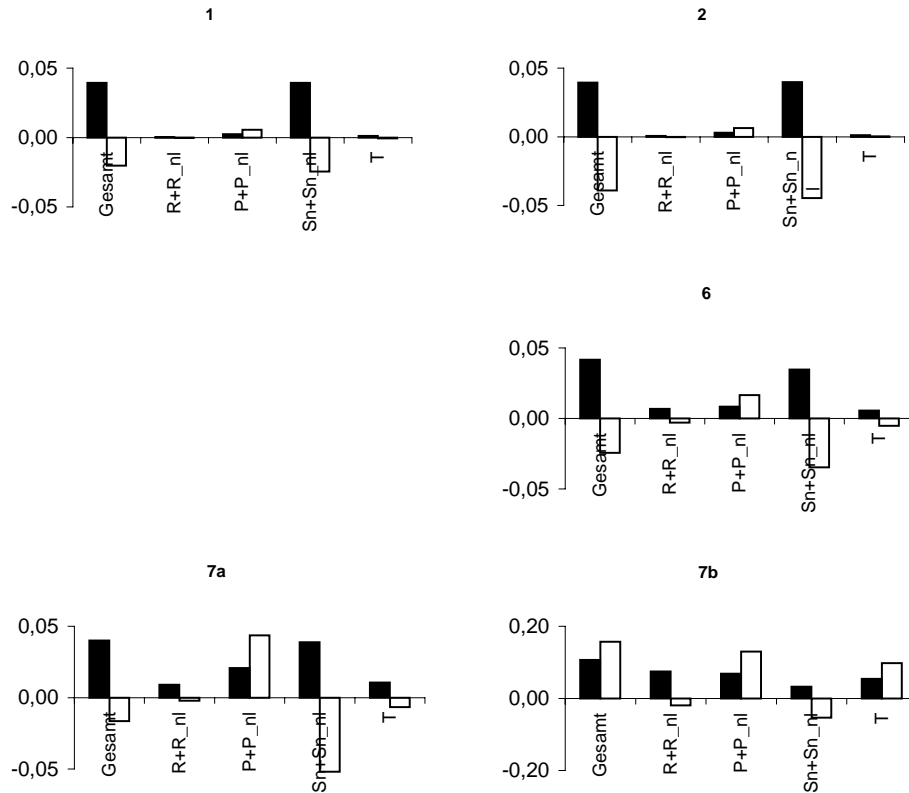


Abbildung 5.24: Fortsetzung von Abbildung 5.23 für die Boxen unterhalb 30m Wassertiefe

6u wird im wesentlichen vom einströmenden atlantischen Wasser bestimmt und die zeitliche Entwicklung entspricht etwa der in Box 1u gefundenen. Der negative Trend fällt aber etwas geringer aus, durch den Einfluss der Frischwasserbilanz an der Wasseroberfläche, die ebenfalls einen negativen Trend aufweist, was relativ zum Niederschlag eine höhere Verdunstung und damit einen höheren Salzgehalt bedeutet.

Für die restlichen 10 Boxen wird die zeitliche Entwicklung des Salzgehaltes durch Überlagerung mehrerer Einflussgrößen bestimmt. Der größte Einfluss der Salzgehalte am Nordeingang der Nordsee findet sich noch in den beiden Stockwerken der Box 7a. Der zeitliche Verlauf des Salzgehaltes ähnelt der in den nördlichen Boxen, aber der negative Trend ist durch die Wirkung der Frischwasserbilanz beinahe aufgehoben. Für Box 3b spielen alle vier Eingangsgrößen eine etwa gleichgroße Bedeutung für die Variabilität des Salzgehaltes. Vor allem die Frischwasserbilanz an der Wasseroberfläche bewirkt einen generellen Anstieg des Salzgehaltes innerhalb des betrachteten Zeitraums.

Für die Boxen der südlichen Nordsee spielt der Frischwasserzufluss von Land als auch von der Atmosphäre eine große Bedeutung. Dabei ist zu bemerken, dass der zeitliche Verlauf im Salzgehalt dieser Boxen dem der nördlichen Boxen auf den ersten Blick sehr ähneln. Dies liegt wesentlich daran, dass die Randbedingungen nicht unabhängig voneinander sind. Der Niederschlag abzüglich der Verdunstung sowie die Flusseinträge weisen eine (mit umgekehrten Vorzeichen) ähnliche Charakteristik im zeitlichen Verlauf auf wie die Salzgehalte am Nordeingang der Nordsee (siehe Abbildung 5.22). Die hohen anomalen Werte in der zweiten

Hälfte des betrachteten Zeitraums sind bei den hydrologischen und atmosphärischen Randbedingungen allerdings im wesentlichen auf zwei Maxima um 1979/1980 und 1985 bis 1987 beschränkt, dafür aber sehr ausgeprägt, während die negative Anomalie im Salzgehalt im Norden der Nordsee über einen längeren Zeitraum von etwa 15 Jahren auftritt.

Die Salzgehalte in den Boxen 4 und 5a aber auch in den Boxen 7b und 5b folgen, mit umgekehrtem Vorzeichen, in groben Zügen dem Verlauf der Flusseinträge an der Britischen und kontinentalen Küste. Dass dies für die Boxen 4 und 5a gilt ist sofort einzusehen, da sie im unmittelbaren Einfluss der Flusseinträge von der kontinentalen Küste stehen. Die Boxen 5b und 7b partizipieren über den Transport des Frischwassers von den beiden vorgenannten Boxen, erhalten aber ein ähnliches Signal auch über den Niederschlag von der Atmosphäre.

Eine weitere wichtige Rolle für die Salzgehalte der südlichen Nordsee spielen die Anomalien in der Zirkulation, die auf entsprechende Veränderungen im Windklima zurückzuführen sind. Zum einen bewirkt die Variabilität der Zirkulation eine Dämpfung der Gradienten im Salzgehalt, insbesondere in Nord-Südrichtung, zum anderen werden Trends im Windklima in steigende Salzgehalte, insbesondere in den Boxen 4 und 7b umgesetzt. Diese Trends sind auf eine Verstärkung der West- und Südwestwindzirkulation zurückzuführen, die durch den entgegenwirkenden Einfluss einer im gleichen Zeitraum sinkenden Rotation des Windstresses gedämpft wird. Auch Box 6a zeigt eine Tendenz zu steigenden Salzgehalten im Verlauf der analysierten 36 Jahre. Die Wirkung der Trends von Frischwasserbilanz an der Wasseroberfläche und den Salzgehalten am Nordeingang heben sich wie in Box 7a in etwa auf, aber der zusätzliche Einfluss der Zirkulation bewirkt den im Box-Modell gefundenen Trend. Allerdings sollte dieses Ergebnis mit Vorsicht betrachtet werden, zumal die Variabilität des Salzgehaltes in dieser Box gegenüber den Messungen deutlich unterschätzt wird, was größtenteils vermutlich auf die nicht berücksichtigte, komplexe Dynamik der Strömungen im Skagerrak zurückzuführen ist.

Kapitel 6

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit untersucht die Variabilität der Zirkulation und des Salzgehaltes der Nordsee für den Zeitraum von 1958 bis 1993 auf interannualer und dekadischer Zeitskala und setzt sie in Beziehung zu den atmosphärischen, hydrographischen und hydrologischen Randbedingungen. Als Datengrundlage dienen die Ergebnisse aus der hydrodynamischen Modellierung der Nord- und Ostsee sowie Messungen des Salzgehaltes aus der Datensammlung des ICES.

Als Werkzeuge wurden zwei einfache Box-Modelle entwickelt: BoMWiC und BoMSal. Sie verwenden die Einteilung der Nordsee in die 10 ICES-Boxen bei vertikaler Unterteilung der tiefsten 5 Boxen bei der 30m-Tiefenlinie und beschreiben die anomalen Transporte zwischen den Boxen (BoMWiC) sowie den Salzgehalt jeder einzelnen Box (BoMSal).

Zur Analyse der Zirkulation wurden die Ergebnisse aus der hydrodynamischen Modellierung verwendet. Die Stromfunktion der vertikal integrierten anomalen monatlichen Strömungen wurde einer EOF-Analyse (Abbildungen 3.2 bis 3.8) unterzogen. Als anomal werden in dieser Arbeit dabei immer die Abweichungen von der Klimatologie des Zeitraums 1958 bis 1993 verstanden.

Die ersten beiden Muster (EOFs) erklären bereits 92% der Variabilität der anomalen Zirkulation. Davon entfallen allein auf die erste EOF 74%. Sie beschreibt den Einstrom atlantischen Wassers auf der Westseite des nördlichen Eingangs der Nordsee, die zyklonale Zirkulation durch die Nordsee, den Einstrom durch den Englischen Kanal und den Abfluss entlang der kontinentalen und norwegischen Küste. Das zweite Muster stellt dagegen einen antizyklonalen Wirbel innerhalb der zentralen Nordsee dar sowie den Einstrom atlantischen Wassers entlang des Westhangs der Norwegischen Rinne und Rezirkulation über das Skagerrak entlang der norwegischen Küste.

Die Variabilität beider den EOFs zugeordneten Zeitreihen (Principal Components oder kurz PCs) weisen einen ausgeprägten Jahresgang mit hohen Werten im Winter und niedrigen im Sommer auf (vergleiche Abbildung 3.4). Die erste PC weist außerdem deutliche positive Trends in den Monaten Januar bis März auf, die eine Verstärkung der zyklonalen Durchströmung der Nordsee für die ersten drei Monate des Jahres anzeigen. Diese Verstärkung wird dadurch etwas gedämpft, dass die zweite Zeitreihe ebenfalls einen deutlichen positiven Trend im Januar aufweist. Die zweite PC zeigt außerdem steigende Werte für November

und Dezember. Analysen der Windzeitreihen aus dem NCEP-Reanalyse-Datensatz ergeben, dass die Variabilität der zweiten PC in engem Zusammenhang mit der Rotation des Windfeldes über der Nordsee steht, die fallende Trends für die Monate Januar, November und Dezember aufweist (Abbildung 4.22). Für die erste PC ergibt sich allerdings keine so einfache Beziehung der Zirkulation zu ihren antreibenden Kräften.

Deshalb wurde für die weiteren Analysen ein einfaches, lineares Box-Modell (BoMWiC) eingeführt. Es verwendet die Einteilung der Nordsee in die 10 ICES-Boxen, wobei die tiefsten 5 Boxen bei der 30m Tiefenlinie in zwei Unterboxen unterteilt wurden, entsprechend der ungefähren Tiefe der Sprungschicht in diesen Boxen während des Sommerhalbjahres. BoMWiC beschreibt die anomalen monatlichen Transporte zwischen den Boxen als Linearkombination von neun Eingangsgrößen. Diese sind dem Datensatz der Reanalyse des NCEP/NCAR für die Jahre 1958 bis 1993 entnommen. Acht Zeitreihen beschreiben dabei die anomale Windstressdichte für die acht Richtungssegmente W, SW, S, SO, O, NO, N und NW. Die Windstressdichte ist proportional dem Produkt aus mittlerem Windstress und Häufigkeit des Auftretens von Winden für ein vorgegebenes Richtungssegment sowie dem gewählten Monat. Die neunte Zeitreihe beschreibt die Anomalie der Rotation des Windstresses.

BoMWiC erwies sich als adäquates Mittel für die Analyse sowohl der Variabilität als auch des Trends in der Zirkulation der zentralen und südlichen Nordsee. Die Ergebnisse des hydrodynamischen Modells werden in diesen Gebieten mit hoher Genauigkeit vom statistischen Modell reproduziert. Trend und Variabilität der Zirkulation kann als im wesentlichen abhängig vom Windklima beschrieben werden. Aus der Analyse der Ergebnisse des linearen Modells ergibt sich, dass für den steigenden Trend in der winterlichen Zirkulation im wesentlichen südwestliche und westliche Winde verantwortlich sind, die einen stark wachsenden Trend in der Windstressdichte für den untersuchten Zeitraum aufweisen. Die Rolle der Rotation des Windstresses für die zyklonale Zirkulation in der zentralen Nordsee wird bestätigt, insbesondere die dämpfende Wirkung auf den Trend im Januar.

Lediglich am Nordeingang der Nordsee, insbesondere bezüglich des Einstroms atlantischen Wassers in ICES-Box 1 in Tiefen unterhalb von 30m erwies sich BoMWiC als nicht geeignet, die treibenden Kräfte, die Variabilität und Trend bestimmen, vollständig zu erfassen. Die Nutzung lokaler atmosphärischer Randbedingungen als Forcierung ist in dieser Region nicht ausreichend, vielmehr wird die Einbeziehung hydrographischer und atmosphärischer Größen außerhalb der Nordsee, insbesondere des Nordostatlantiks, notwendig.

Um nun neben der Zirkulation auch die zeitliche Entwicklung des Salzgehalts in Bezug auf die antreibenden Mechanismen analysieren zu können, wurde ein zweites Box-Modell (BoMSal) eingeführt. Es prognostiziert die Salzgehalte der ICES-Boxen über einen Advektionsalgorithmus, der als Randbedingungen neben den Transporten aus BoMWiC, zuzüglich der Klimatologie aus dem hydrodynamischen Modell, außerdem die monatlichen Flusseinträge, den Netto-Wassermassenumsatz an der Wasseroberfläche sowie die Salzgehalte an den lateralen Rändern der Nordsee benötigt.

Der Vergleich mit Messungen zeigt, dass BoMSal die Variabilität des Salzgehaltes auf interannualer und dekadischer Zeitskala realistisch reproduziert. Dabei folgen die Ergebnisse des Advektionsmodells (abgesehen von Box 6 oberhalb von 30m Wassertiefe) in sehr guter Näherung den Ergebnissen des hydrodynamischen Modells.

Erwartungsgemäß werden die Salzgehalte in der nördlichen und nordwestlichen Nordsee (ICES-Boxen 1, 2 und 3a) nahezu ausschließlich über die Bedingungen am Nordrand bestimmt und sind geprägt von den Salzgehaltsanomalien der 1970er und 1980er Jahre (Dickson et al 1988, Belkin et al. 1998). In der zentralen Nordsee (Box 7a) sowie in einem Streifen von der südlichen britischen Küste bis nach Dänemark (Boxen 3b, 7b und 5b) mischen sich die Einwirkungen des Salzgehaltes des einströmenden Atlantikwassers mit denen des Netto-Wasserumsatzes an der Wasseroberfläche und den Flusseinträgen. In den Boxen 4 und 5a entlang der kontinentalen Küste sind die Flusseinträge die für die Variabilität im wesentlichen bestimmende Größe.

Interessant ist die Wirkung der Variabilität der Zirkulation auf die Salzgehalte der Boxen. In einem Teil der durchgeführten Sensitivitätsstudien wurde BoMSal mit klimatologischen Werten für die Transporte angetrieben, in dem anderen Teil aber mit realistischen Werten, die den Ergebnissen des statistischen Zirkulationsmodells BoMWiC bei realistischem Windantrieb entnommen wurden. Der Vergleich der Ergebnisse zeigt, dass die Variabilität der Transporte die Salzgehalte in der zentralen Nordsee (Boxen 7a und 7b) deutlich, an der südlichen britischen Küste (Box 3b) sowie der nordöstlichen Nordsee (Boxen 5b und 6) in geringerem Maße verringert und entlang der kontinentalen Küste (Boxen 4 und 5a) deutlich erhöht.

Die Variabilität der Zirkulation hat also eine diffusive Wirkung, die den Gradienten im Salzgehalt zwischen dem Nordeingang und den Küstenlinien reduziert, insbesondere auf der Nord-Süd-Achse. Die Transportanomalien bewirken außerdem einen positiven Trend in den Salzgehalten entlang der kontinentalen und norwegischen Küste (Boxen 4, 5a, 5b und 6) sowie in der südlichen zentralen Nordsee (Box 7b). In den Boxen 4 und 7b ist dieser Trend besonders stark ausgeprägt.

Dieser Trend ist wesentlich auf den entsprechenden Anstieg der Windstressdichten für südwestliche und westliche Windrichtungen in den Wintermonaten Januar, Februar und März zurückzuführen. Westliche und südwestliche Winde führen zu einer Verstärkung der zyklonalen Zirkulation, atlantisches Wasser greift tiefer in die Nordsee ein und der Abtransport von Frischwasser entlang der Kontinentalküste nach Norden wird verstärkt. Dies bewirkt eine entsprechende Verringerung der Frischwassermenge und damit einen erhöhten Salzgehalt für die südliche zentrale Nordsee sowie entlang der kontinentalen Küstenlinie. Der positive Trend in den Salzgehalten wird durch den negativen Trend in der Rotation des Windstressses gedämpft, der eine Verringerung der zyklonalen Zirkulation innerhalb der Nordsee bewirkt.

Aus den Ergebnissen von Klimamodellen (...) wird ein Anstieg des NAO-Index erwartet, wie er in den vergangenen 40 Jahren stattgefunden hat. Bis genauere Prognosen des zu erwartenden Klimawandels vorliegen, kann diese Periode als Testfall gelten. Die Verstärkung der Westwindzirkulation hat insgesamt eine Erhöhung des Salzgehaltes für die südliche Nordsee zur Folge. In Frage steht, welche Entwicklung die Rotation des Windstressses nimmt. Diese Frage steht in engem Zusammenhang mit den Zugbahnen von Tiefdruckgebieten (Ergebnisse aus Modellen) ... Desweiteren Eine Erhöhung des Niederschlags stände der 'Versalzung' der Nordsee entgegen, eine Abschätzung der Gesamtwirkung von Transport und Niederschlag ist erst möglich, wenn entsprechende Abschätzungen für die Änderung des Windklimas und

des Niederschlags vorliegen.

Literaturverzeichnis

- [1] Arakawa, A. und Lamb, V.R. (1977): Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods of the Computational Physics*, **16**, 173-263
- [2] Backhaus, J.O. (1984): Estimates of the variability of low frequency currents and flushing-times of the North Sea. *Internat. Council of the Exploration of the Seas*, **C.M. 1984/C:24**, 18 S.
- [3] Backhaus, J.O. (1985): A three-dimensional model for the simulation of shelf sea dynamics. *Dt. Hydrogr. Z.*, **38(4)**, 165-187.
- [4] Backhaus, J.O. (1989): The North Sea and the climate. *Dana*, **8**, 69-82
- [5] Backhaus, J.O. und Hainbucher, D. (1987): A finite-difference general circulation model for shelf seas and its application to low frequency variability on the North European Shelf. In: *Three-Dimensional Models of Marine and Estuarine Dynamics*, 221-244, Hrsg.: J.C.J. Nihoul und B.M. Jamart, Elsevier Oceanography Series, **45**
- [6] Backhaus, J.O.; Pohlmann, T. und Hainbucher, D. (1986): Regional aspects of the circulation on the North European Shelf. *Internat. Council of the Exploration of the Sea*, **C.M. 1986/C:38**, 17 S.
- [7] Bartsch, J. (1992): Zur Simulation der Verdriftung von Heringslarven in der Nordsee. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung*, Reihe B, **1**, 154 S., Universität Hamburg
- [8] Bartsch, J.; Brander, K.; Heath, M.; Munk, P.; Richardson, K und Svendsen, E. (1989): Modelling the advection of herring larvae in the North Sea. *Nature*, **340**, 632-636
- [9] Belkin, I.M.; Levitus, S.; Antonov, J. und Malmberg, S.-A. (1998): "Great Salinity Anomalies" in the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, **41**, 1-68
- [10] Bergström, St. und Carlsson, B. (1994): River Runoff to the Baltic Sea: 1950-1990. *Ambio*, **23**, No. 4-5, 280-287.
- [11] Blaas, M.; Kerkhoven, D. und de Swart, H.E. (2001): Large-scale circulation and flushing characteristics of the North Sea under various climate forcings. *Climate Research*, **18**, 47-54

- [12] Bolin, B. und Rodhe, H. (1973): A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus*, **25(1)**, 58-62
- [13] Cook, E.R.; D'Arrigo, R.D. und Briffa, K.R. (1998): A reconstruction of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, **8(1)**, 9-17
- [14] Corten, A. (1990): Long-term trends in pelagic fish stocks of the North Sea and adjacent waters and their possible connection to hydrographic changes. *Netherlands Journal of Sea Research*, **25(1/2)**, 227-235
- [15] Corten, A. (1999): Evidence from plankton for multi-annual variations of Atlantic inflow in the northwestern North Sea. *Journal of Sea Research*, **42**, 191-205
- [16] Daji, H. (1995): Modelling Studies of Barotropic and Baroclinic Dynamics in the Bohai Sea. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung*, Reihe B, **17**, 126 S., Universität Hamburg
- [17] Damm, P. (1989): Klimatologischer Atlas des Salzgehaltes, der Temperatur und der Dichte in der Nordsee, 1968-1985, *Technical report of the Institute of Oceanography of the University of Hamburg*, **6-89**.
- [18] Damm, P. (1997): Die saisonale Salzgehalts- und Frischwasserverteilung in der Nordsee und ihre Bilanzierung. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung*, Reihe B, **28**, 259 S., Universität Hamburg
- [19] Davies, A.M. (1983): Application of a Three-Dimensional Shelf Model to the Calculation of North Sea Currents. In: *North Sea Dynamics*, 44-62, Hrsg: J. Sündermann und W. Lenz, Springer Verlag Berlin Heidelberg
- [20] Davies, A.M. und Heaps, N.S. (1980): Influence of the Norwegian Trench on the wind-driven circulation of the North Sea. *Tellus*, **32**, 164-175
- [21] Dewarumez, J.M.; Belgrano, A.; Cracymeersch, J.A.; Duquesne, S.; Heip, C.; Hilde, D. und Vinck, M. (1993): Influence of the circulation of water masses on the dynamics of a population of *Alba alba* in the Southern bight of the North Sea. *Journal de recherche oceanographique*, **18(1-2)**, 1-4
- [22] Dickson, R.R.; Meincke, J.; Malmberg, S.-A. und Lee, A.J. (1988): The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanog.*, **20**, 103-151
- [23] Furnes, K.F. (1980): Wind Effects in the North Sea. *Journal of Physical Oceanography*, **10**, 978-984
- [24] Gibson R.; Kallberg, P. und Uppala, S. (1996): The ECMWF Re-Analysis (ERA) Project. *ECMWF Newsletter*, **73**, 7-17
- [25] Gordon, D.C. Jr.; Boudreau, P.R.; Mann, K.H.; Ong, J.-E.; Silvert, W.L.; Smith, S.V.; Wattayakorn, G.; Wulff, F und Yanagi, T. (1996): LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. *LOICZ Reports & Studies No. 5*, vi+96 S., LOICZ, Texel, The Netherlands

- [26] Hainbucher, D.; Backhaus, J.O. und Pohlmann, T. (1986): Atlas of climatological and actual circulation patterns in the North Sea and adjacent shelf regions: 1969-1981. *Technischer Report des Inst. Meeresk. Univ. Hamburg*, **1-86**, 201 S.
- [27] Heath, M.R.; Henderson, E.W.; Slesser, G. und Woodward, E.M.S. (1991): High salinity in the North Sea. *Nature*, **352**, 116
- [28] Howarth, M.J.; Dyer, K.R.; Joint, I.R.; Hydes, D.J.; Purdie, D.A.; Edmunds, H.; Jones, J.E.; Lowry, R.K.; Moffat, T.J.; Pomroy, A.J. und Proctor, R. (1993): Seasonal cycles and their spatial variability. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **343A**, 383-403
- [29] Hurrell, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679
- [30] Hurrell, J.W. und van Loon, H. (1997): Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Clim. Change*, **36**, 301-326
- [31] ICES (1983): Flushing times of the North Sea. *Coop. Research Report*, **123**, 159 S.
- [32] Iversen, S.A.; Skogen, M.D. und Svendsen, E. (2002): Availability of horse mackerel (*Trachurus trachurus*) in the north-eastern North Sea, predicted by the transport of Atlantic water. *Fisheries Oceanography*, **11(4)**, 245-250
- [33] Jakob, C. (1999): Cloud Cover in the ECMWF Reanalysis. *Journal of Climate*, **12(4)**, 947-959
- [34] Janssen, F.; Schrum, C. und Backhaus, J.O. (1999): A Climatological Data Set of Temperature and Salinity for the Baltic Sea and the North Sea. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, Supplement **9**
- [35] Jones, J.E. und Howarth, M.J. (1995): Salinity models of the southern North Sea. *Continental Shelf Research*, **15(6)**, 705-727
- [36] Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R. und Joseph, D. (1996): The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77(3)**, 437-471
- [37] Launiainen, J. und Vihma, T. (1990): Meteorological, ice and water exchange conditions. *Second periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1984-1988; Background document. Baltic Sea Environment Proc.*, **35B**, 22-33
- [38] Lenhart, H.-J. und Pohlmann, T. (1997): The ICES-boxes approach in relation to results of a North Sea circulation model. *Tellus*, **49A**, 139-160
- [39] Lenhart, H.-J.; Radach, G.; Backhaus, J.O. und Pohlmann, T. (1995): Simulations of the North Sea circulation, its variability, and its implementation as hydrodynamical forcing in ERSEM. *Netherlands Journal of Sea Research*, **33(3/4)**, 271-299

- [40] Maier-Reimer, E. (1977): Residual circulation in the North Sea due to the M2-tide and mean annual wind stress. *Dtsch. Hydrogr. Z.*, **30(3)**, 69-80
- [41] May, W. (1999): A time-slice experiment with the ECHAM4 A-GCM at high resolution: the experimental design and the assessment of climate change as compared to a greenhouse gas experiment with ECHAM4/OPYC at low resolution. *Danish Meteorological Institute. Sci. Rep.*, **99-2**
- [42] North Sea Task Force (1993): North Sea Quality Status Report 1993, Oslo and Paris Commissions, London. Olsen & Olsen, Fredensborg Denmark, 132 S.
- [43] Omstedt, A.; Meuller, L. und Nyberg, L. (1997): Interannual, seasonal and regional variations of precipitation and evaporation over the Baltic Sea. *Ambio*, **26(8)**, 484-492
- [44] Otto, L.; Zimmerman, J.T.F; Furnes, G.K.; Mork, M.; Saetre, R. und Becker, G. (1990): Review of the physical oceanography of the North Sea. *Netherlands Journal of Sea Research*, **26(2-4)**, 161-238
- [45] Philippart, C.J.M.; Lindeboom, H.J.; van der Meer, J; van der Veer, H.W. und Witte, J.IJ (1996): Long-term fluctuations in fish recruit abundance in the western Wadden Sea in relation to variation in the marine environment. *ICES Journal of Marine Science*, **53**, 1120-1129
- [46] Pohlmann, T. (1991): Untersuchung hydro- und thermodynamischer Prozesse in der Nordsee mit einem dreidimensionalen numerischen Modell. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung*, **23**, 116 p., Universität Hamburg
- [47] Pohlmann, T. (1996): Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea. Part I: Model description, calibration and verification. *Cont. Shelf Res.*, **16(2)**, 131-146.
- [48] Pohlmann, T.; Backhaus, J.O. und Hainbucher, D. (1987): Validation of a three dimensional dispersion model for CS137 in the North European Shelf Sea. *Internat. Council of the Exploration of the Sea, C.M. 1987/C:34*, 12 S.
- [49] Prandle, D. (1984): A modelling study of the mixing of 137Cs in the seas of the European continental shelf. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* , **A310**, 407-436
- [50] Proctor, R.; Wright, P.J und Everitt, A. (1998): Modelling the transport of larval sandeels on the north-west European shelf. *Fisheries Oceanography*, **7(3/4)**, 347-354
- [51] Schrum, C. (1994): Numerische Simulation thermodynamischer Prozesse in der Deutschen Bucht. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung*, Reihe B, **15**, 175 S., Universität Hamburg
- [52] Schrum, C. (1997): Thermohaline stratification and instabilities at tidal mixing fronts: results of an eddy resolving model for the German Bight. *Continental Shelf Research*, **17(6)**, 689-716

- [53] Schrum, C. und Backhaus J.O. (1999): Sensitivity of atmosphere-ocean heat exchange and heat content in North Sea and Baltic Sea. A comparative Assessment. *Tellus*, **51A**, 526-549
- [54] Schrum, C.; Janssen, F. und Hübner, U. (2000): Recent Climate Modelling in North Sea and Baltic Sea. Part A: Model Description and Validation. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung*, Reihe B, **37**, 60 S, Universität Hamburg
- [55] Siegismund, f (2001): Long-term Changes in the Flushing Times of the ICES-boxes. *Senckenbergiana maritima*, **31(2)**, 151-167
- [56] Siegismund, F. und Schrum, C. (2001): Decadal changes in the wind forcing over the North Sea. *Clim Res*, **18**, 39-45
- [57] Smith, J.A.; Damm, P.E.; Skogen, M.D.; Flather, R.A. und Pätsch, J. (1996): An Investigation into the Variability of Circulation and Transport on the North-West European Shelf Using Three Hydrodynamic Models. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **48(3/4)**, 325-348
- [58] Stronach, J.A.; Backhaus, J.O. und Murty, T.S. (1993): An update on the numerical simulation of oceanographic processes in the waters between Vancouver Island and the Mainland: the GF8 model. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, **31**, 1-87, UCL Press
- [59] Sündermann, J; Becker, G.; Damm, P.; van den Eynde, D.; Frohse, A.; Laane, R.; van Leussen, W.; Pohlmann, T.; van Raaphorst, W.; Radach, G.; Schultz, H. und Visser, M. (1996): Decadal Variability on the Northwest European Shelf. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **48(3/4)**, 365-400
- [60] Sündermann, J. und Lenz, W. (Hrsg.) (1983): North Sea Dynamics. *Springer Verlag Heidelberg*, 693 S.
- [61] Svendsen, E.; Aglen, A., Iversen, S.A.; Skagen, D.W. und Smestad, O. (1995): Influence of climate on recruitment and migration of fish stocks in the North Sea. *Climate change and northern fish population*, 641-653, Hrsg.: R.J. Beamish. Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 121
- [62] Taylor, A.H.; Reid, P.C.; Marsh, T.J.; Jonas, T.D. und Stephens, J.A. (1981): Year-to-year changes in the salinity of the eastern English Channel, 1948-1973: A budget. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.*, **61(2)**, 489-507
- [63] Taylor, A.H.; Reid, P.C.; Marsh, T.J.; Stephens, J.A. und Jonas, T.D. (1983): Year-to-year changes in the salinity of the southern North Sea, 1948-1973: A budget. In: *North Sea Dynamics*, 200-219, Hrsg.: J. Sündermann und W. Lenz, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- [64] Turrell, W.R. (1992): New hypotheses concerning the circulation of the northern North Sea and its relation to North Sea fish stock recruitment. *ICES J. mar. Sci.*, **49**, 107-123
- [65] Ulbrich, U. und Christoph, M. (1999): A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, **15**, 551-559.

- [66] Van der Veer, H.W.; Ruardij, P.; Van den Berg, A.J. und Ridderinkhof, H. (1998): Impact of interannual variability in hydrodynamic circulation on egg and larval transport of plaice *Pleuronectes platessa* L. in the southern North Sea. *Journal of Sea Research*, **39**, 29-40
- [67] Visser, M.; Batten, S; Becker, G; Bot, P.; Colijn, F.; Damm, P.; Danielssen, D; Van den Eynde, D.; Foyen, L; Frohse, A.; Groeneveld, G.; Laane, R.; van Raaphorst, W.; Radach, G; Schultz, H. und Sündermann, J. (1996): Time Series Analysis of Monthly Mean Data of Temperature, Salinity, Nutrients, Suspended Matter, Phyto- and Zooplankton at Eight Locations on the Northwest European Shelf. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **48**(3/4), 299-323

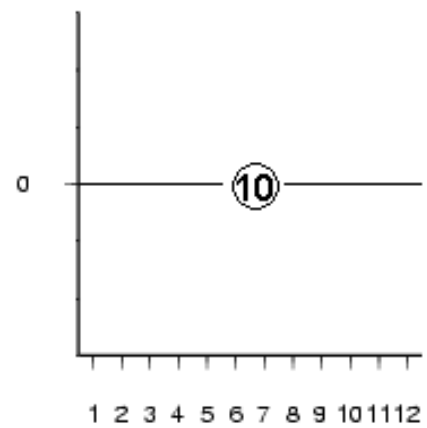
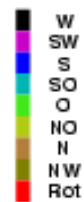
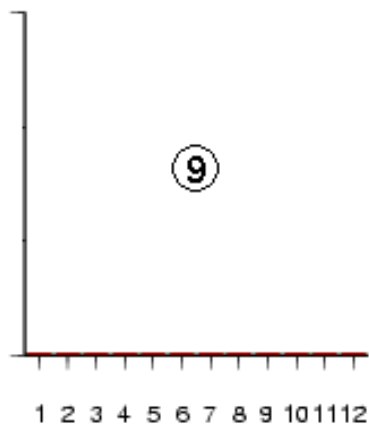
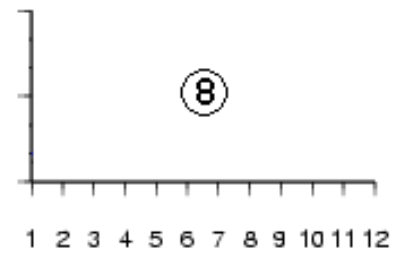
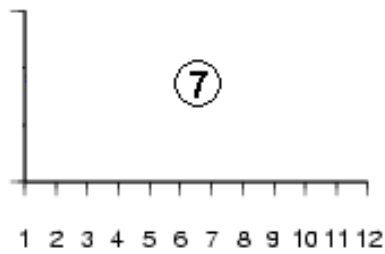
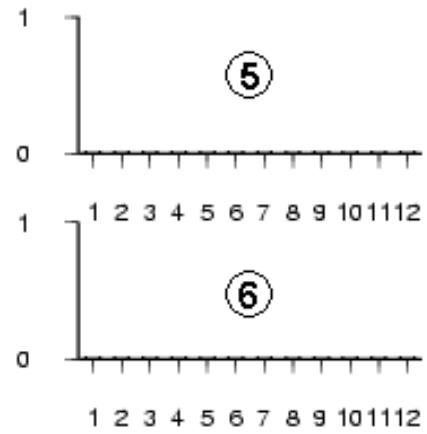
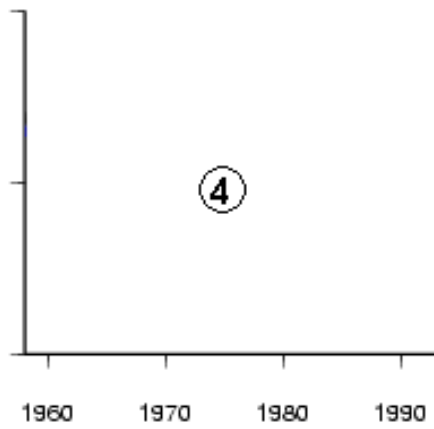
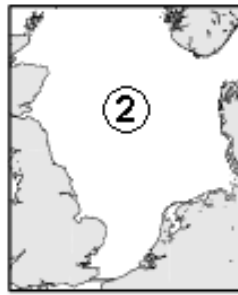
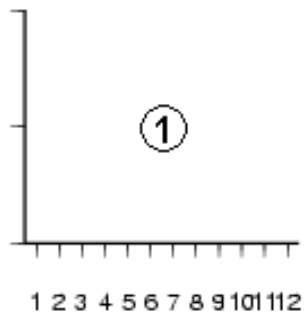
Anhang A

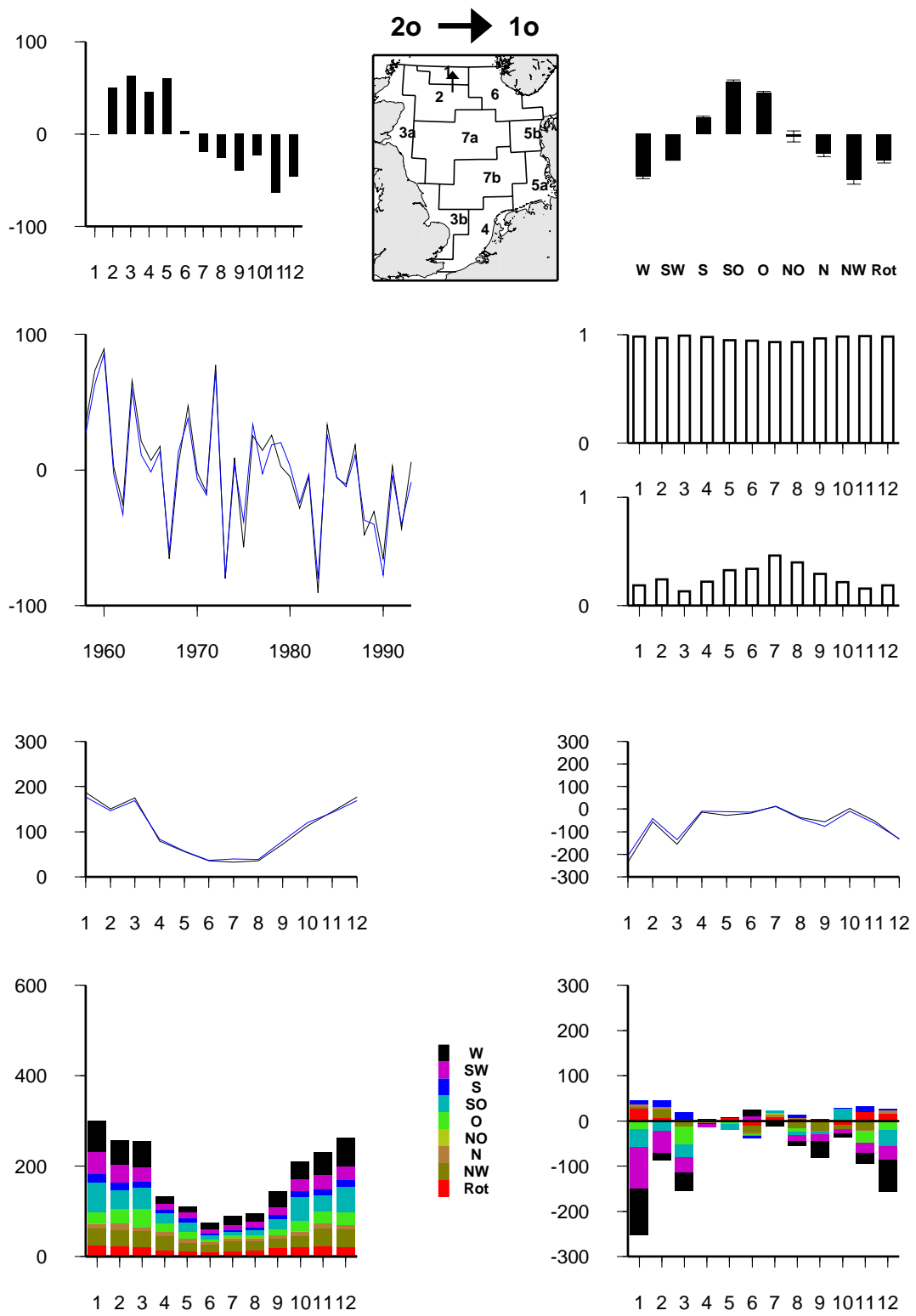
Variabilitäten und Trends in der Zirkulation 1958 bis 1993; Zusammenhang zum Windforcing

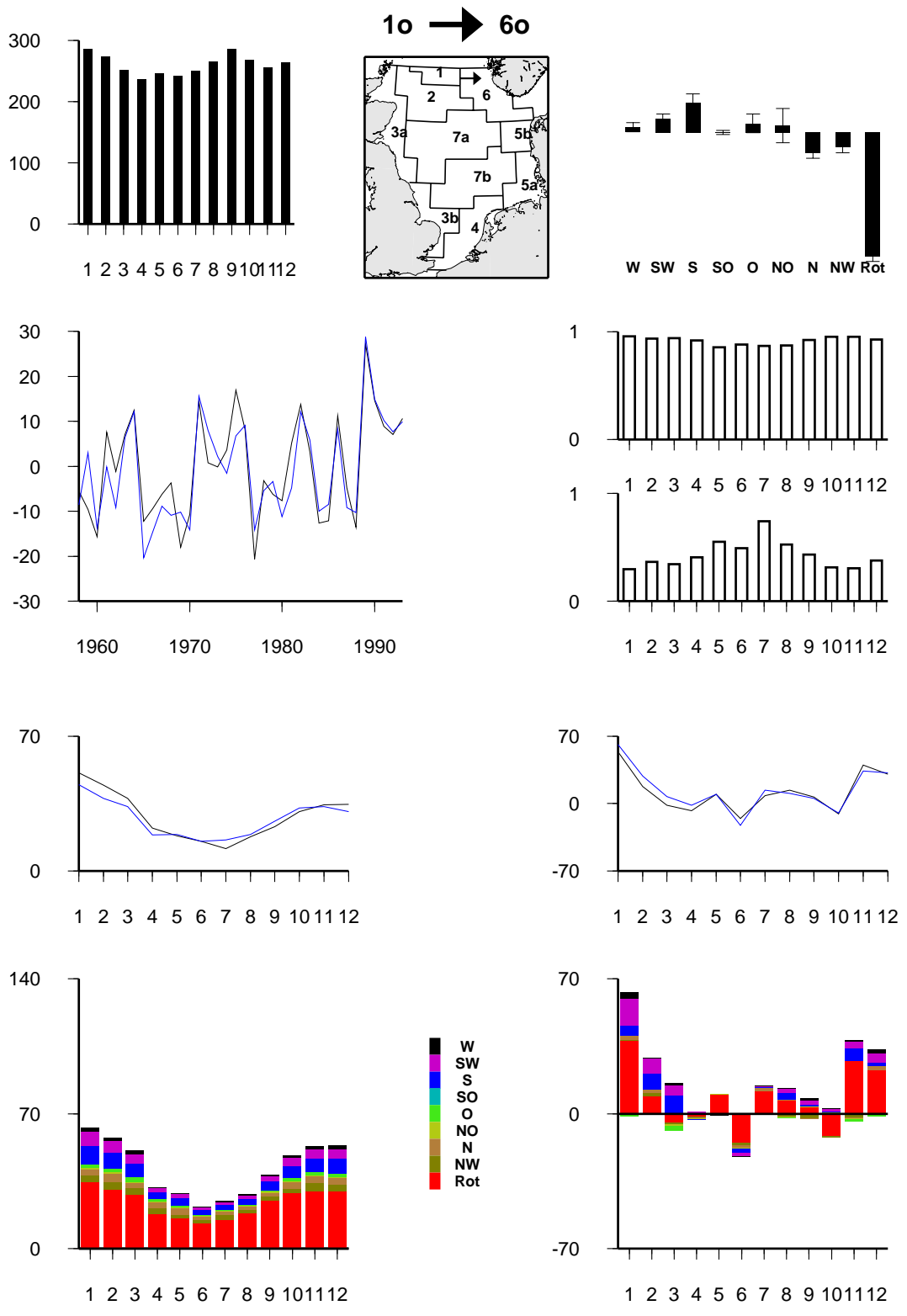
Die folgenden Seiten enthalten zu jedem der 44 Transporte zwischen den ICES-Boxen eine Zusammenfassung der Ergebnisse aus dem hydrodynamischen Modell HamSOM sowie des linearen Boxmodells BoMWiC. Jedem der Transporte ist eine Seite zugeordnet. Im einzelnen werden dargestellt (vergleiche Numerierung in der Abbildung auf Seite ??):

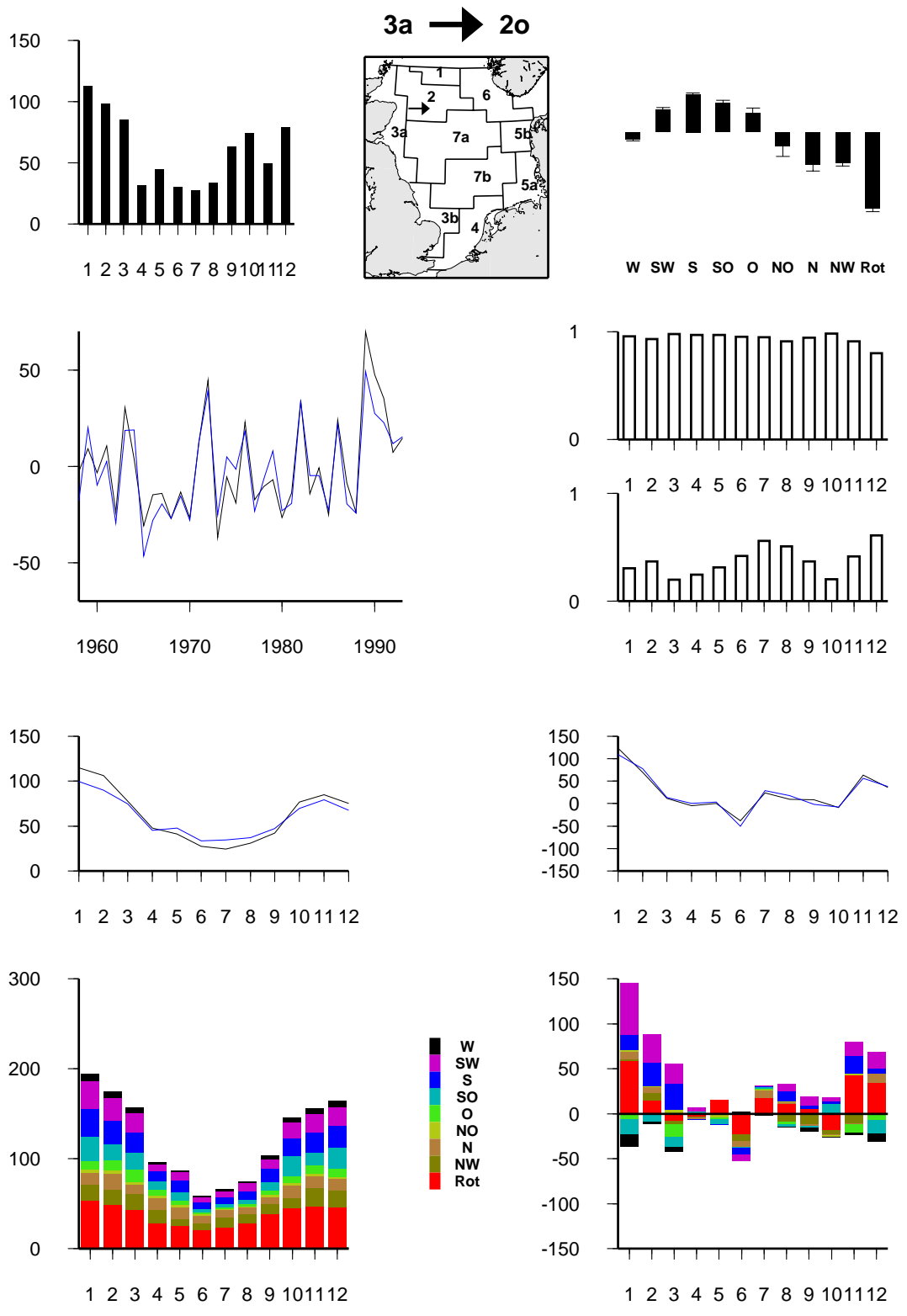
1. Die Klimatologie des Transportes in $1000m^3/s$, ermittelt aus den Ergebnissen des hydrodynamischen Modells für die Jahre 1958 bis 1993.
2. Die Position des Transports innerhalb der Nordsee.
3. Die Koeffizienten α aus dem linearen Modell BoMWiC. Sie geben die Sensitivität des Transportes für die verschiedenen Komponenten des Windklimas an. Näheres zur Definition von α siehe in den Abschnitten 4.1.1 bis 4.1.3. Außerdem sind die Fehlerbalken angegeben (vergleiche Abschnitt 4.1.4).
4. Der Vergleich der jährlichen Anomalien aus beiden Modellen in $1000m^3/s$. Schwarz: HamSOM, blau: BoMWiC.
5. Der Korrelationskoeffizient für die Ergebnisse aus beiden Modellen in monatlicher Auflösung.
6. Der relative Fehler für die Ergebnisse aus beiden Modellen in monatlicher Auflösung. Dabei wird die Wurzel des mittleren Fehlerquadrats der Standardabweichung des Transports gegenübergestellt. Die Standardabweichung wird in monatlicher Auflösung aus den Ergebnissen des hydrodynamischen Modells bestimmt.

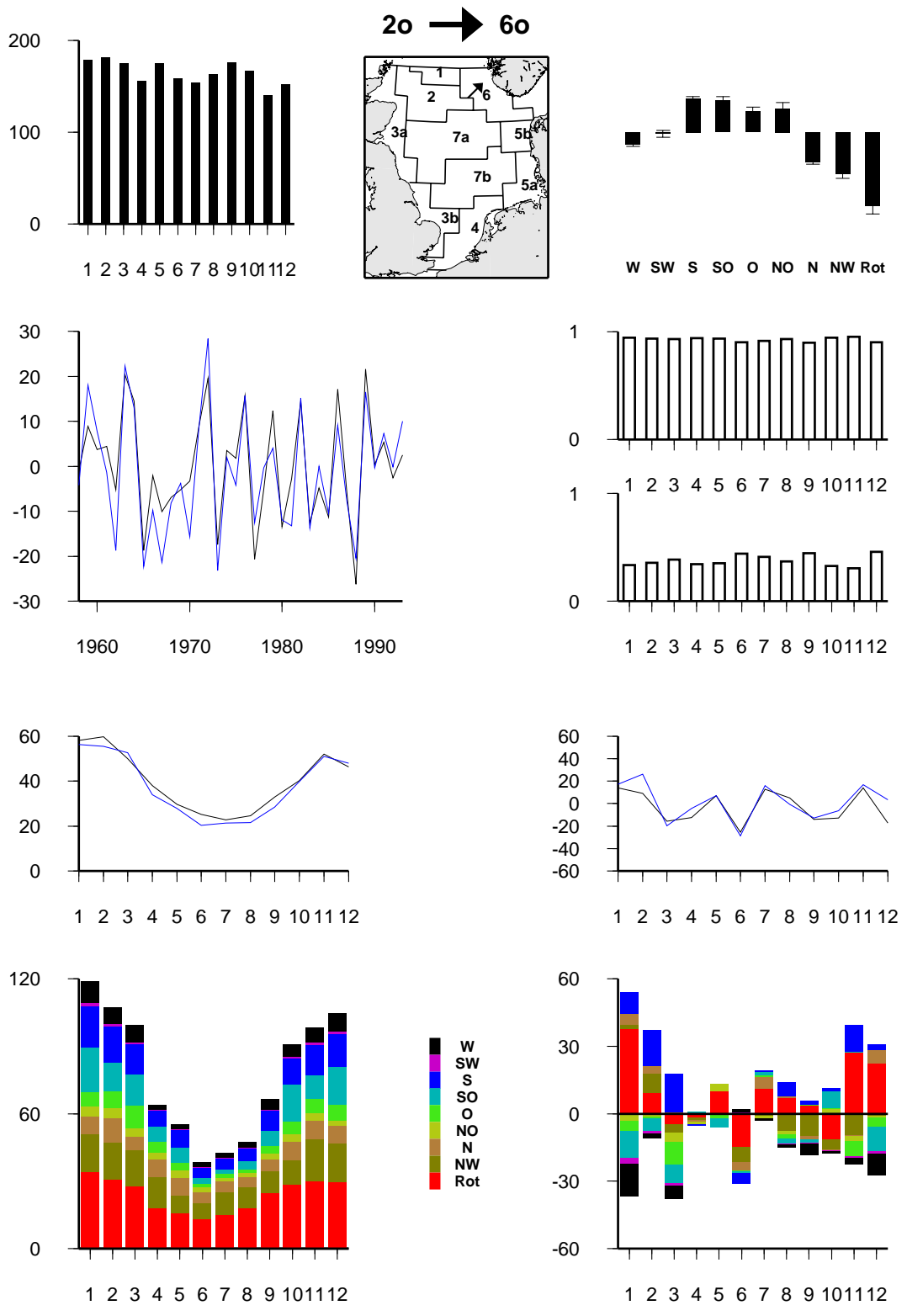
7. Der Vergleich der Standardabweichungen aus beiden Modellen, monatlich aufgelöst, in $1000m^3/2$.
8. Der Vergleich der Trends aus beiden Modellen, monatlich aufgelöst, in $1000m^3/s$. Zur Bestimmung des Trends wird eine lineare Regression durchgeführt und die Differenz der Werte für 1958 und 1993 bestimmt.
9. Aufschlüsselung der monatlich aufgelösten Variabilität des Transportes (als Standardabweichung) in die Variabilität der 9 Komponenten des Windklimas, wie sie in BoMWiC verwendet wurden. W, SW, S, SO, O, NO, N und NW stehen für die Windstressdichte der 8 Richtungssektoren, Rot. für die Rotation des Windstressses. (Zur Definition der Größen vergleiche Abschnitt 4.1.2.) Die Summe der Variabilitäten ergibt nicht die Gesamtvariabilität. Siehe dazu und zum Verfahren S. 71f.
10. Aufschlüsselung der monatlich aufgelösten Trends des Transportes in die Trends der 9 Komponenten des Windklimas, wie sie in BoMWiC verwendet wurden. W, SW, S, SO, O, NO, N und NW stehen für die Windstressdichte der 8 Richtungssektoren, Rot. für die Rotation des Windstressses (zur Definition der Größen vergleiche Abschnitt 4.1.2). Zum Verfahren siehe S. 71f.

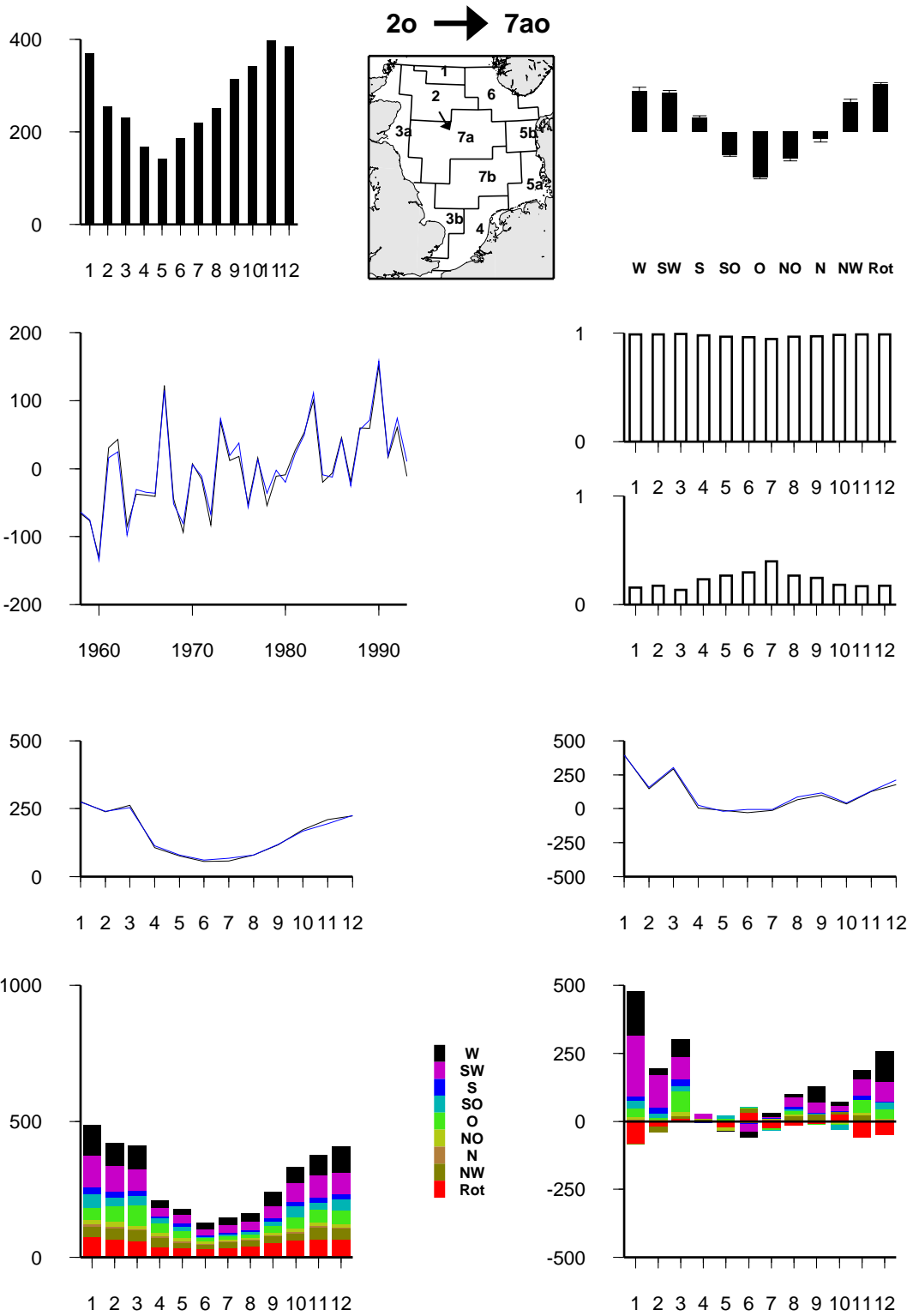


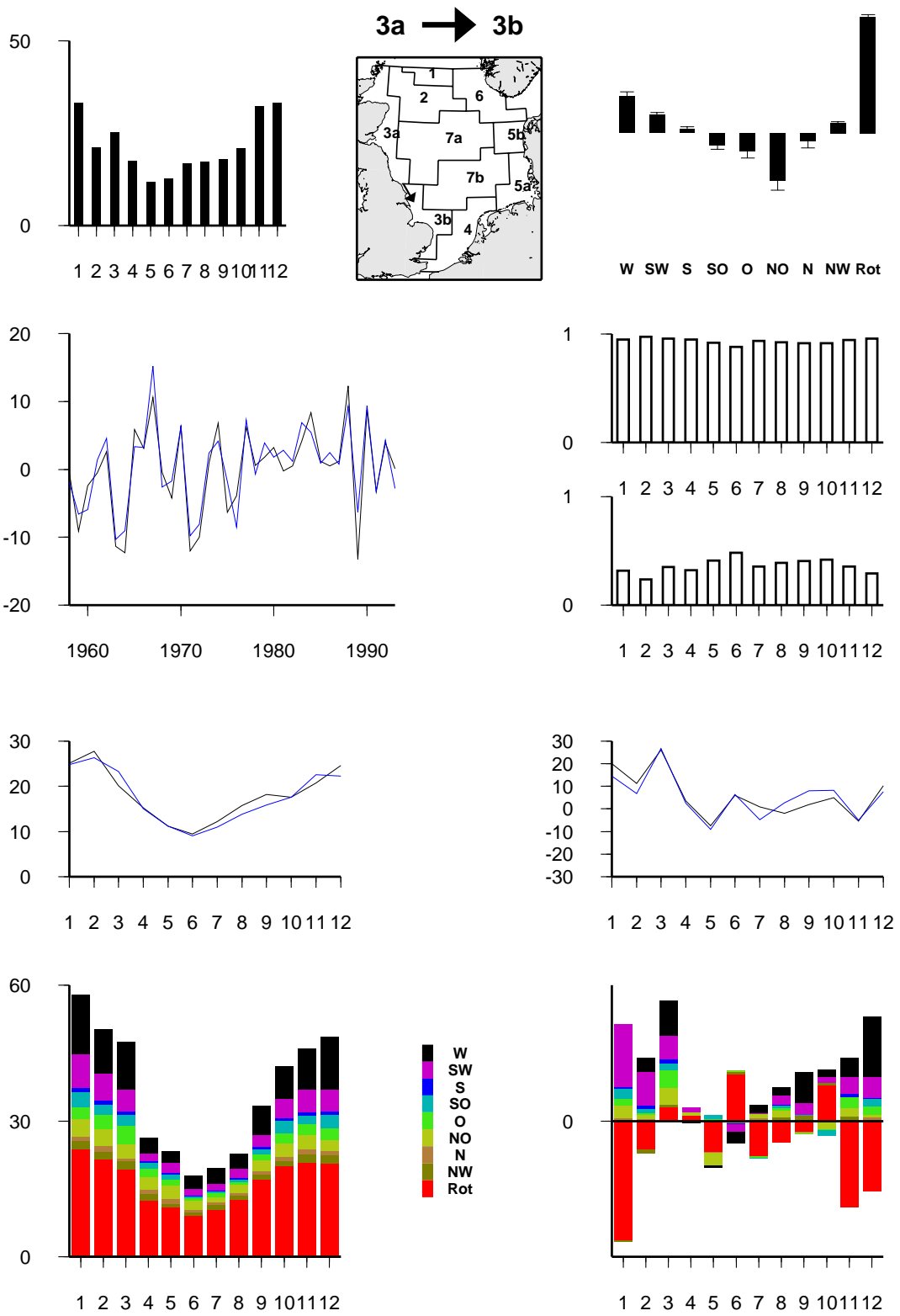


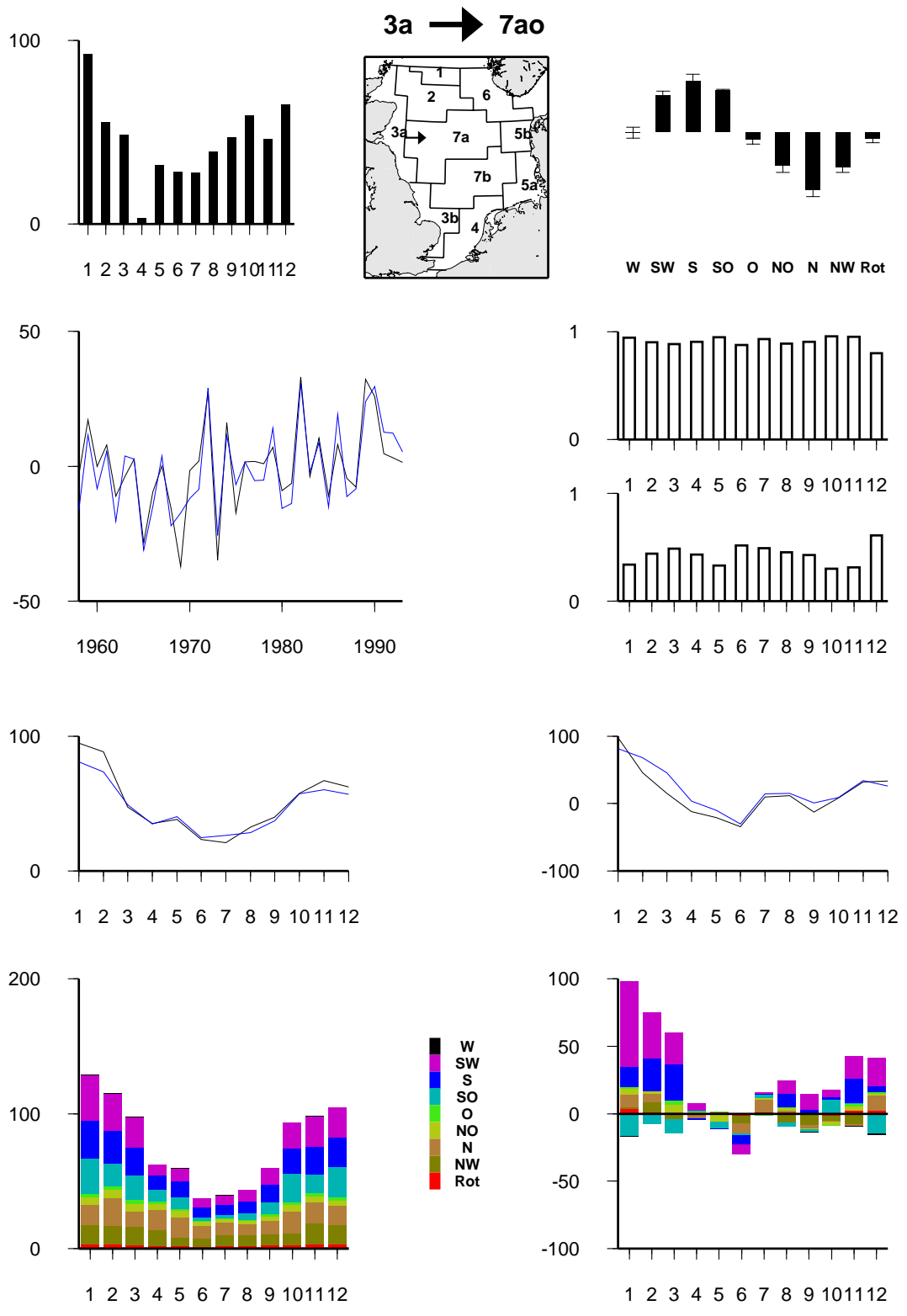


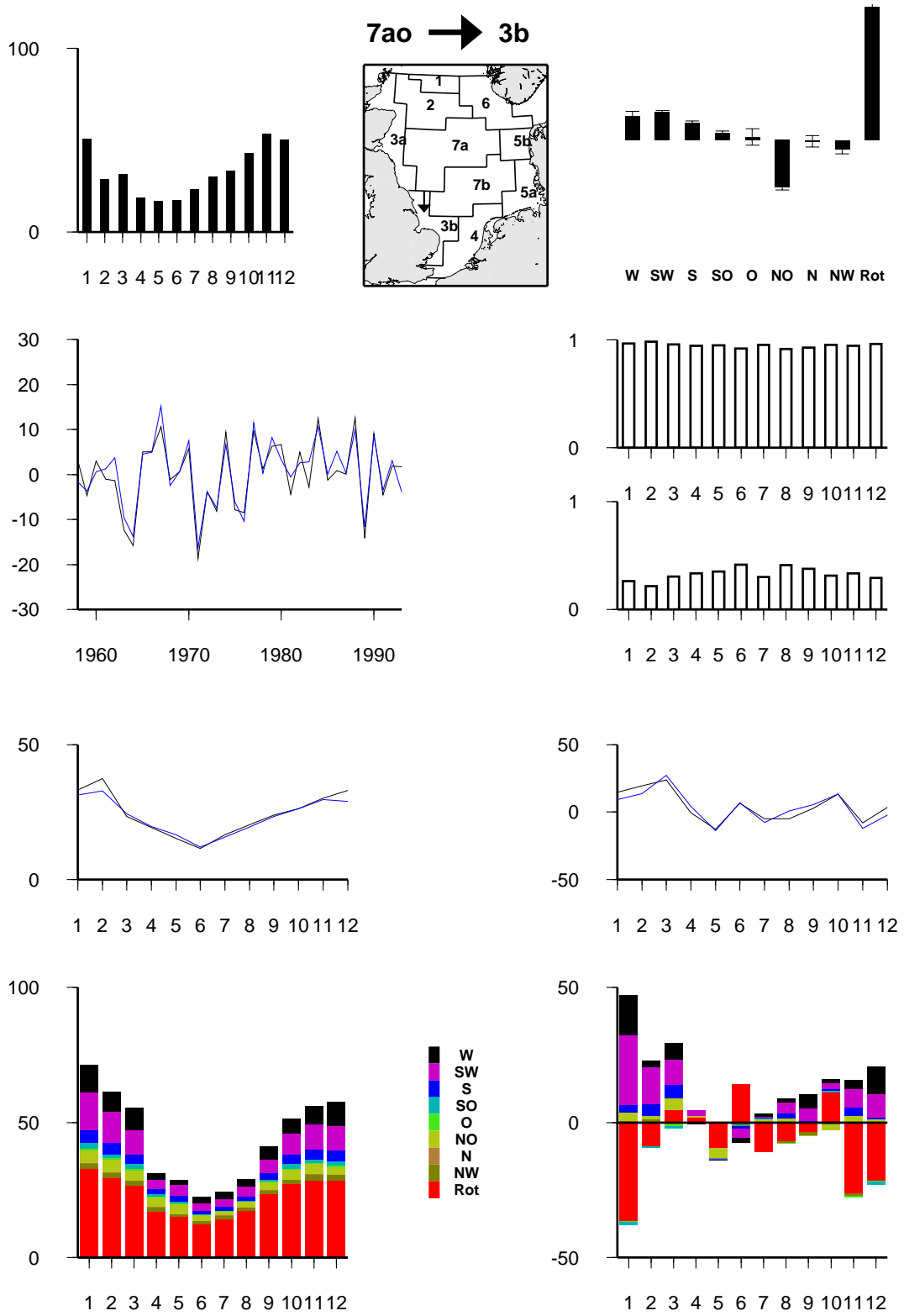


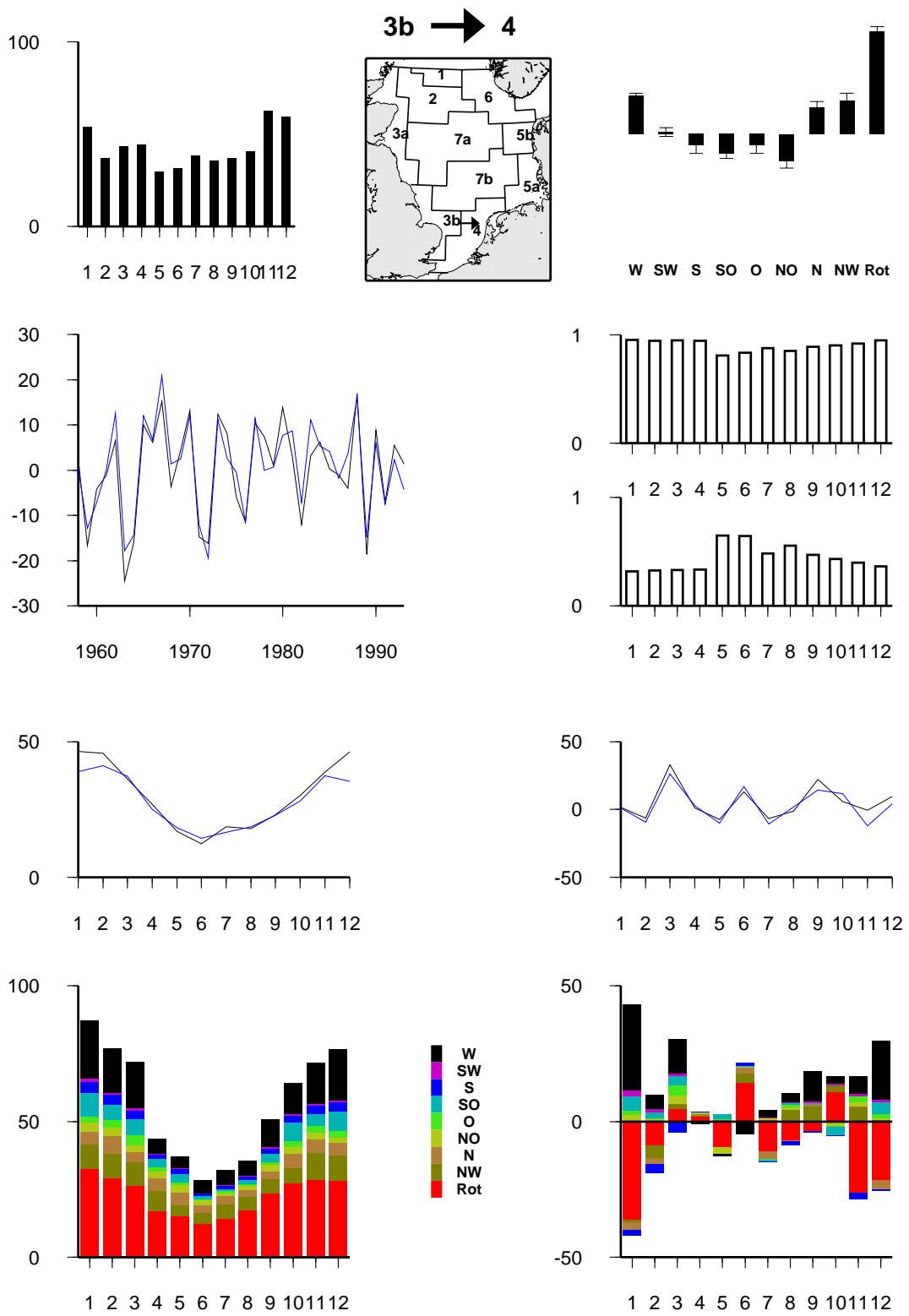


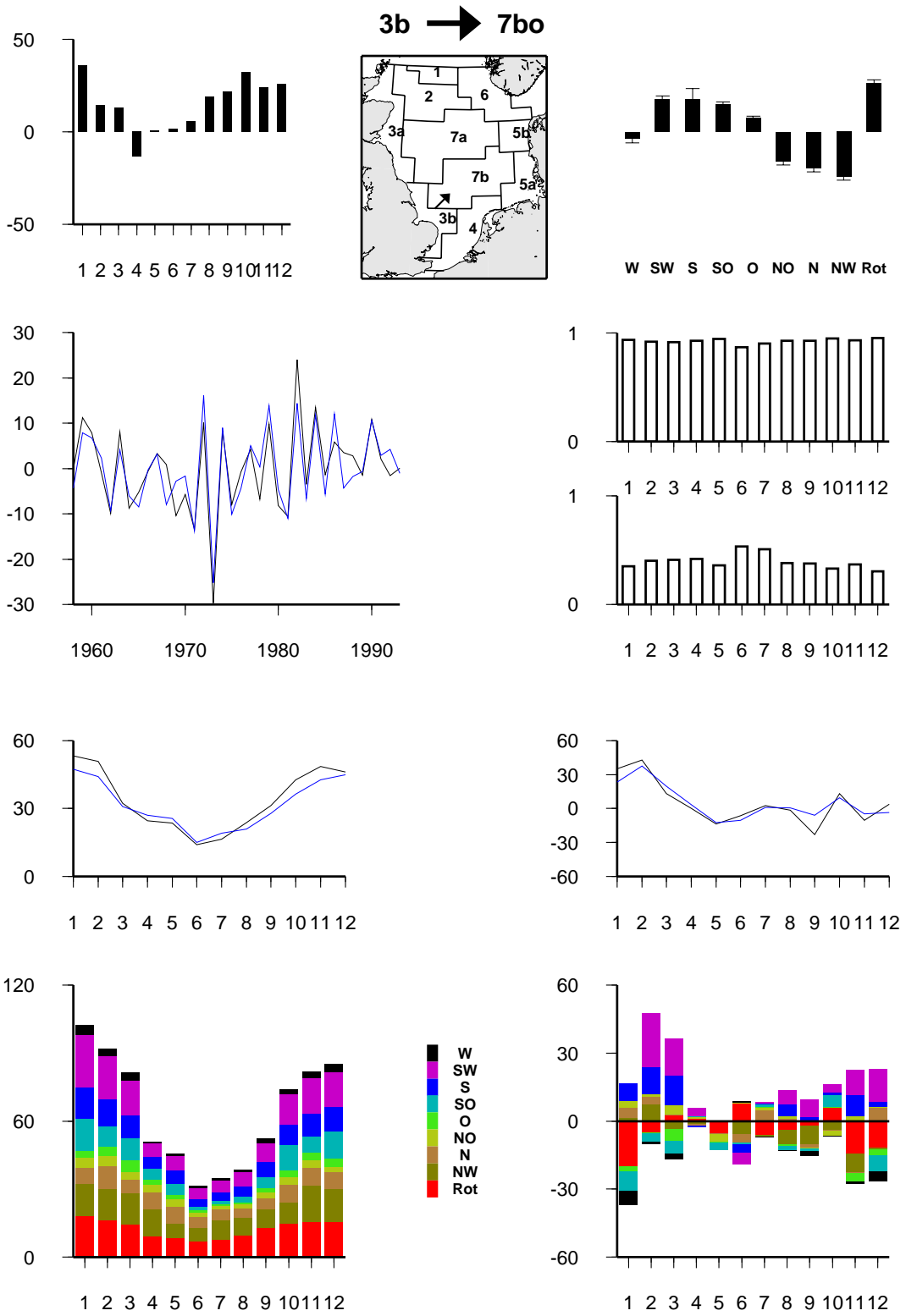


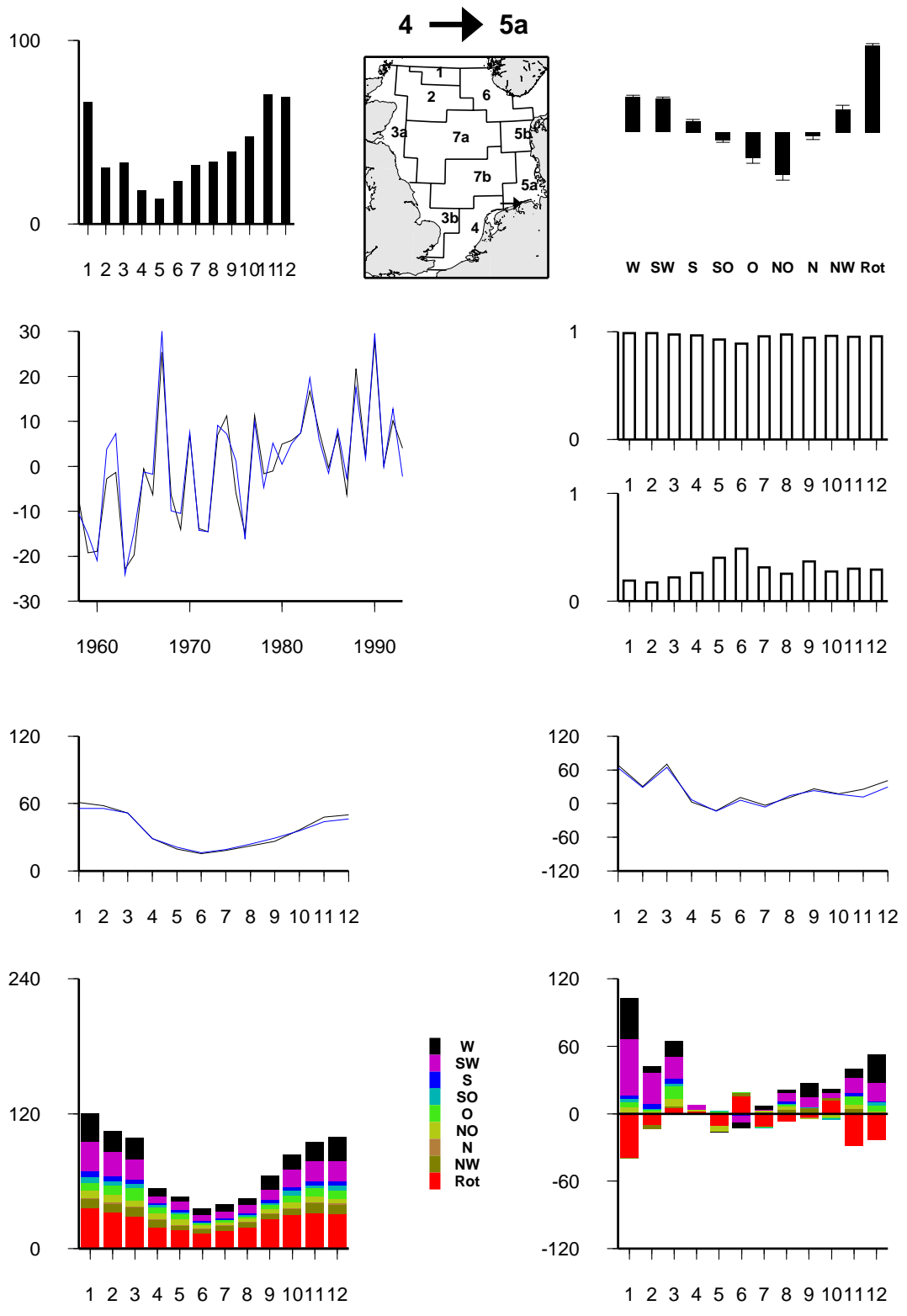


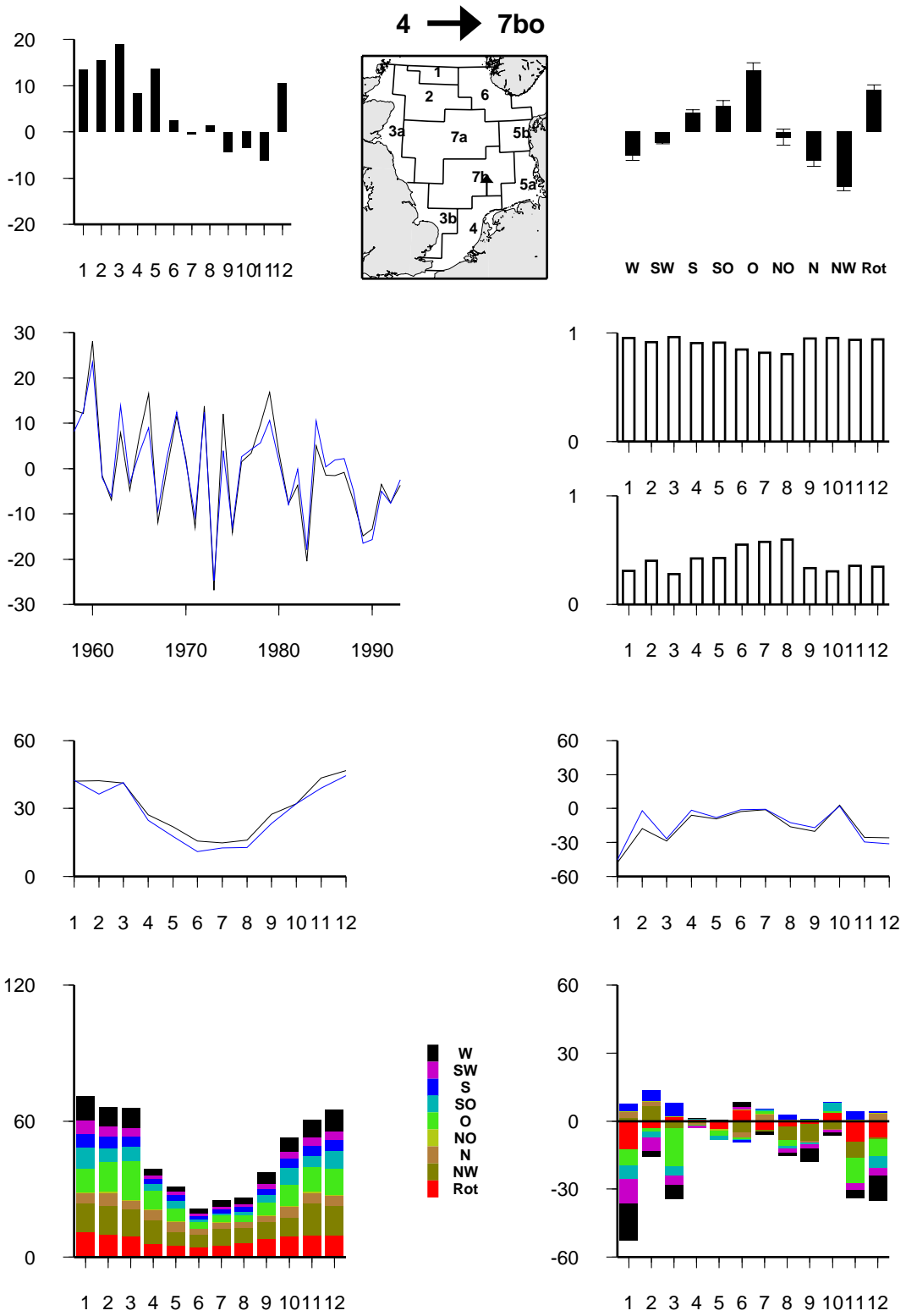


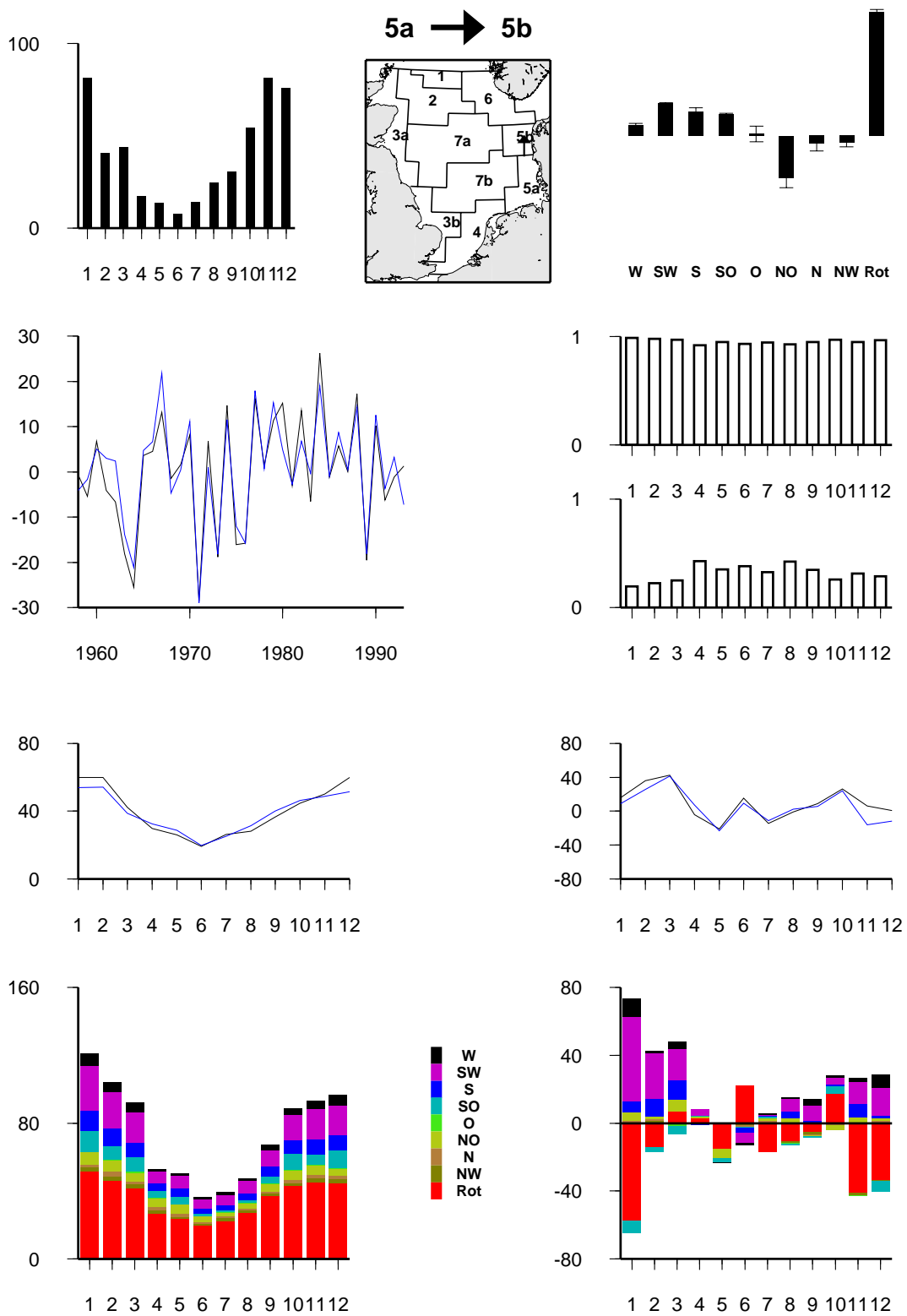


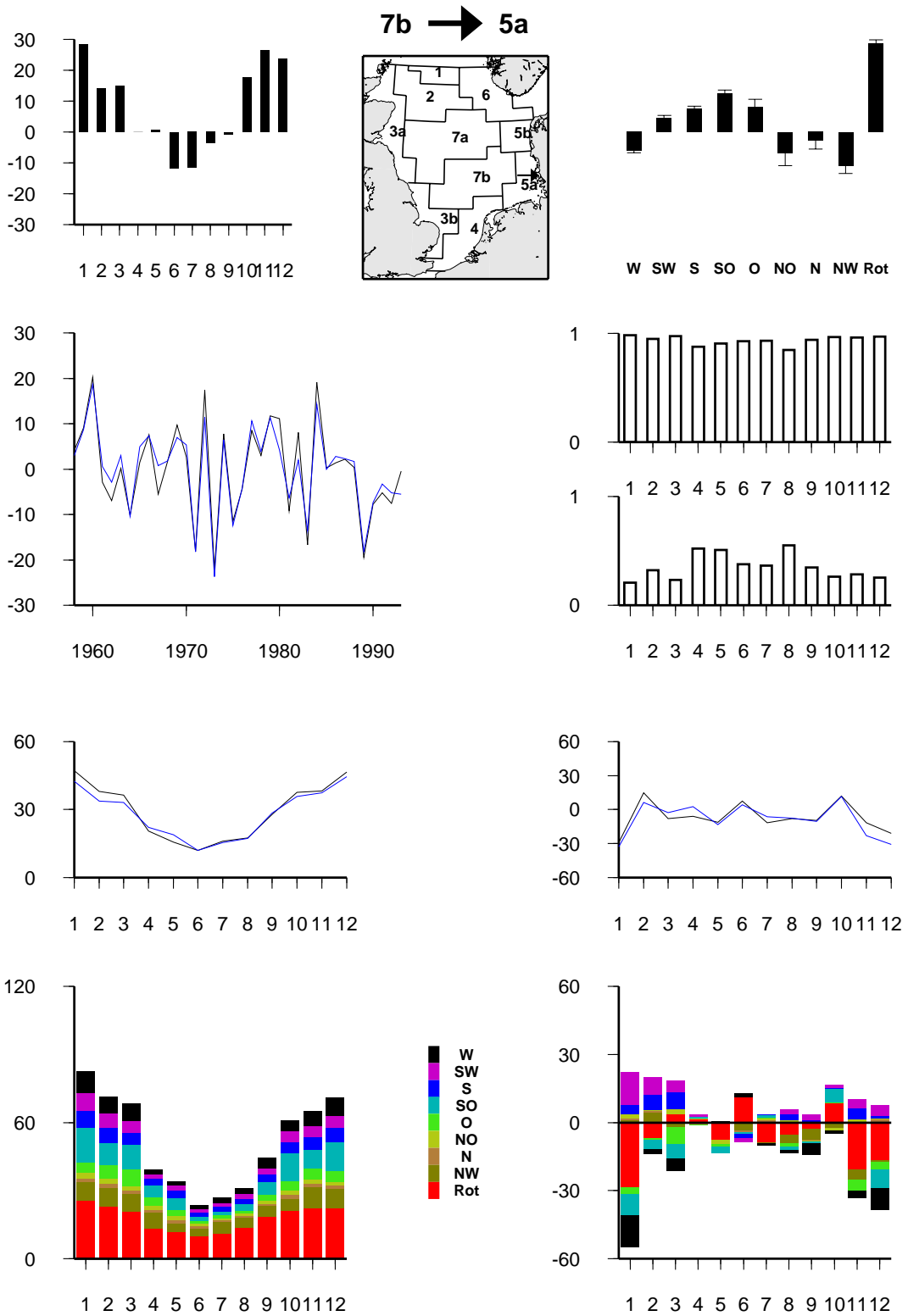


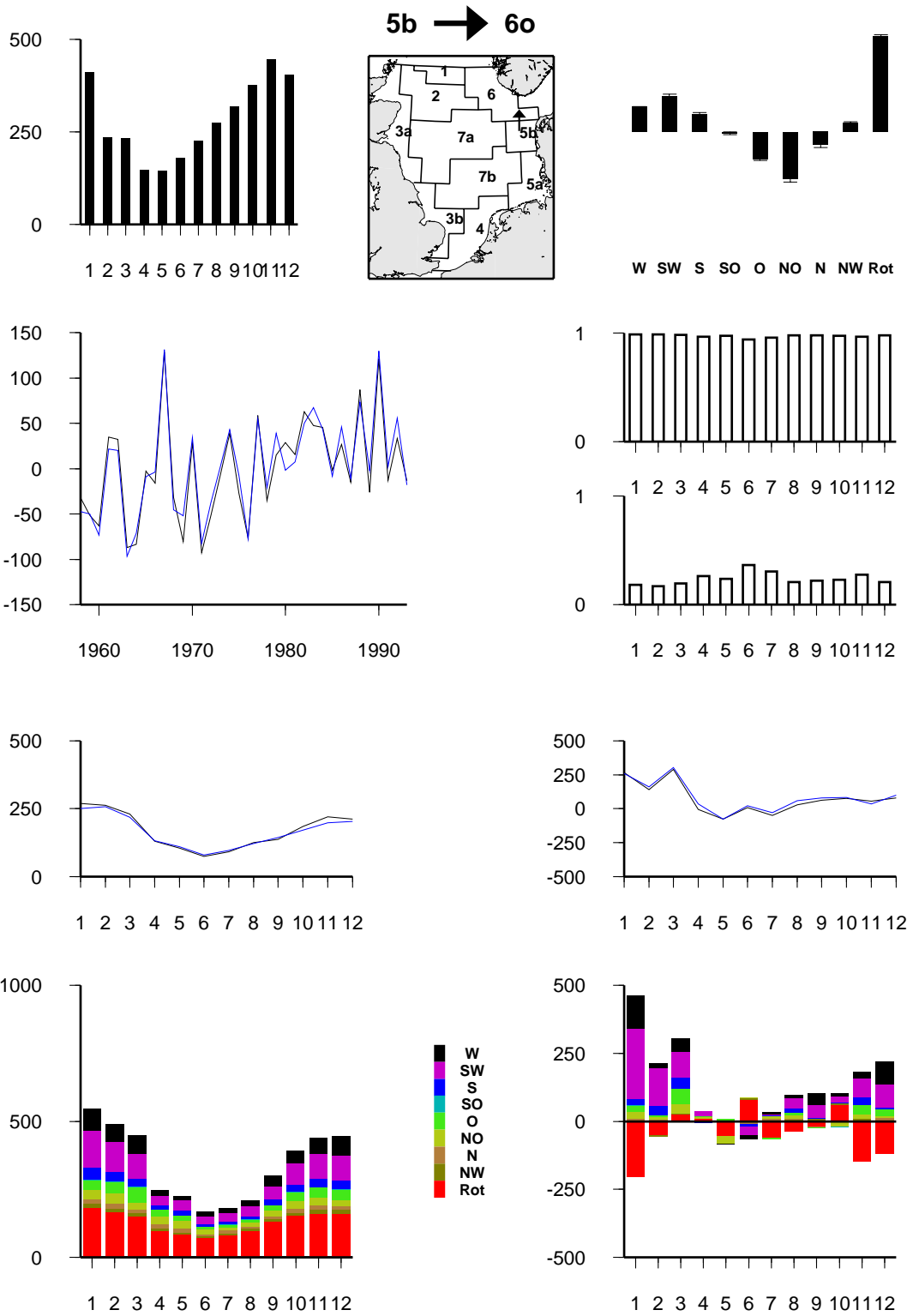


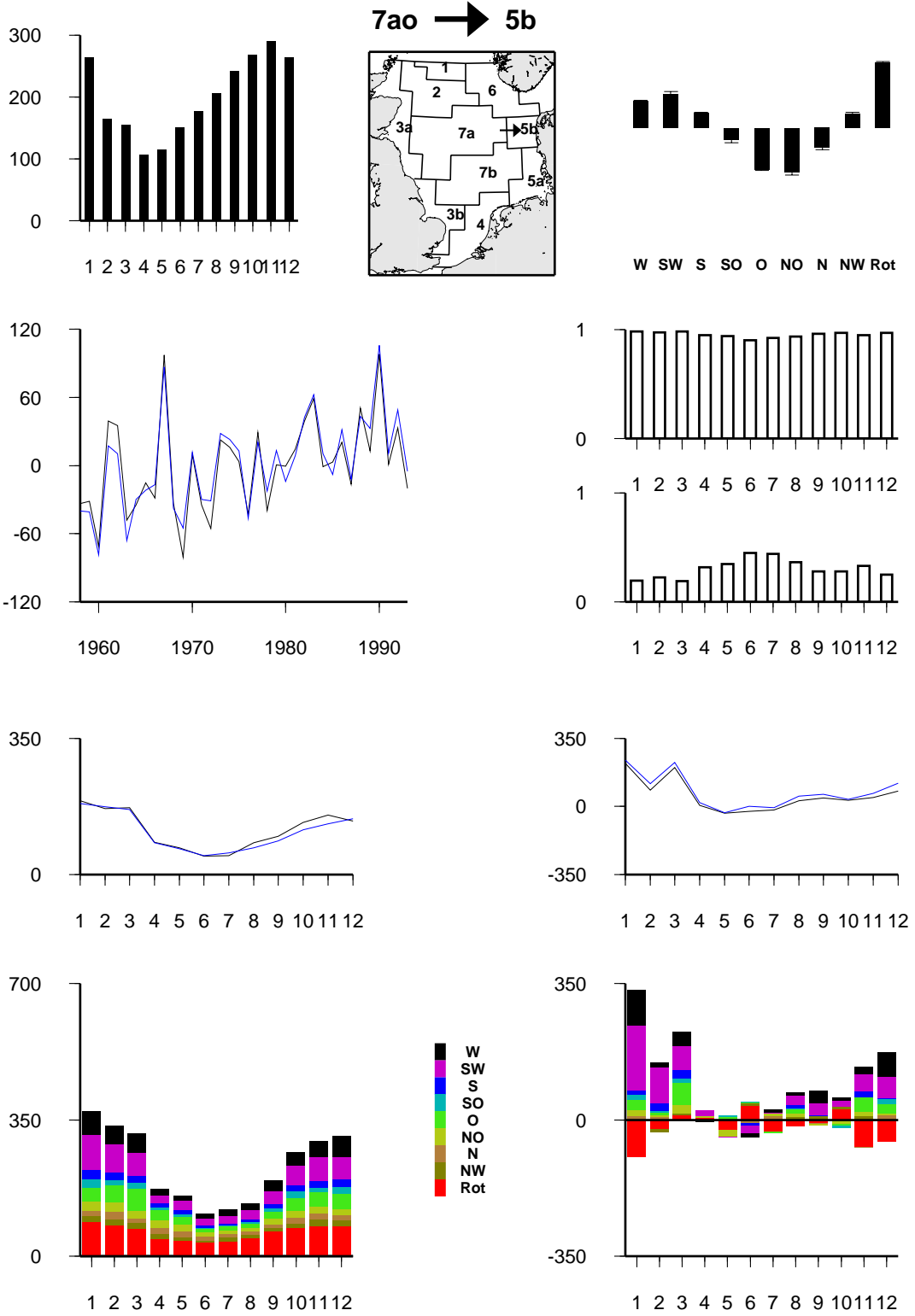


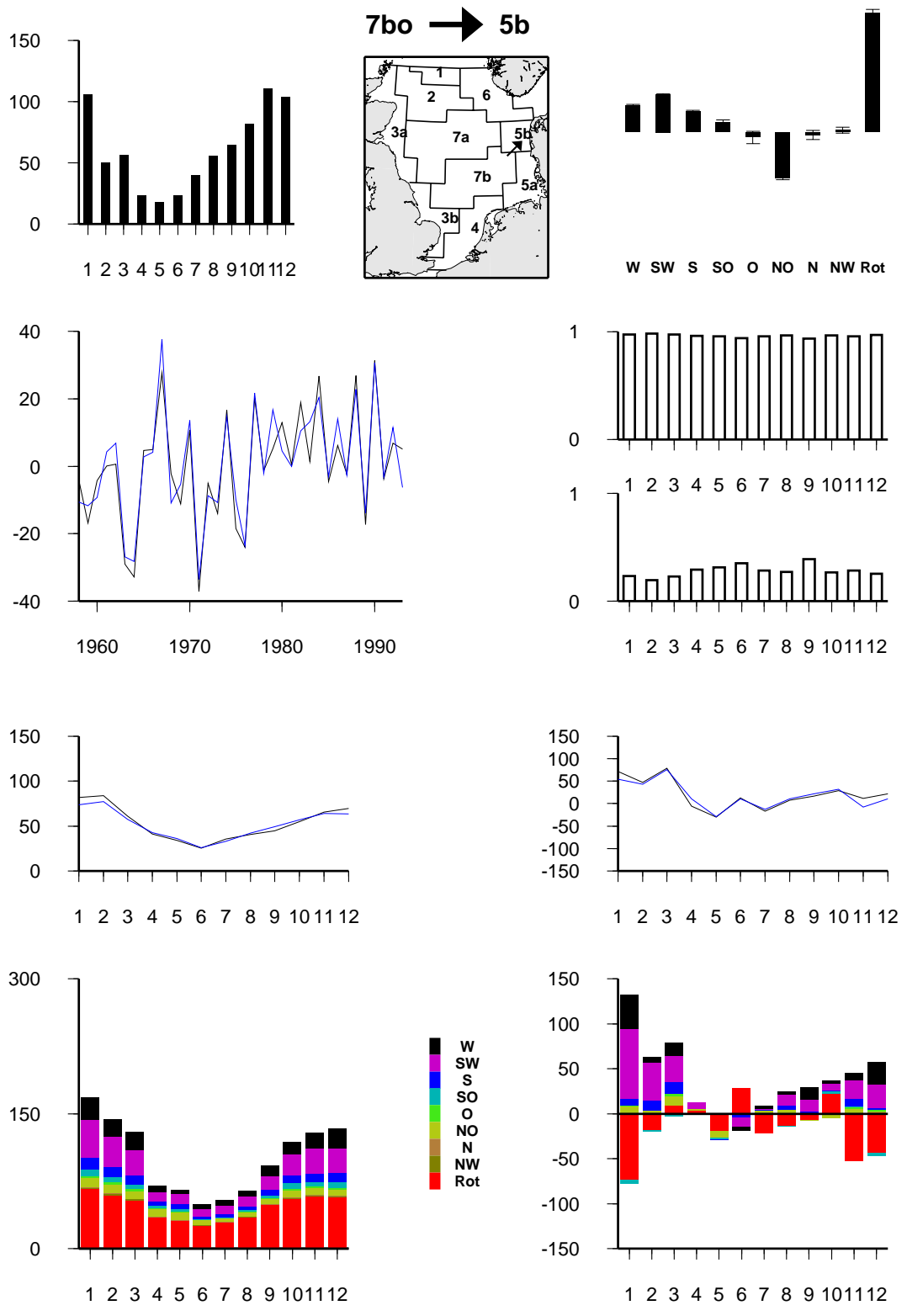


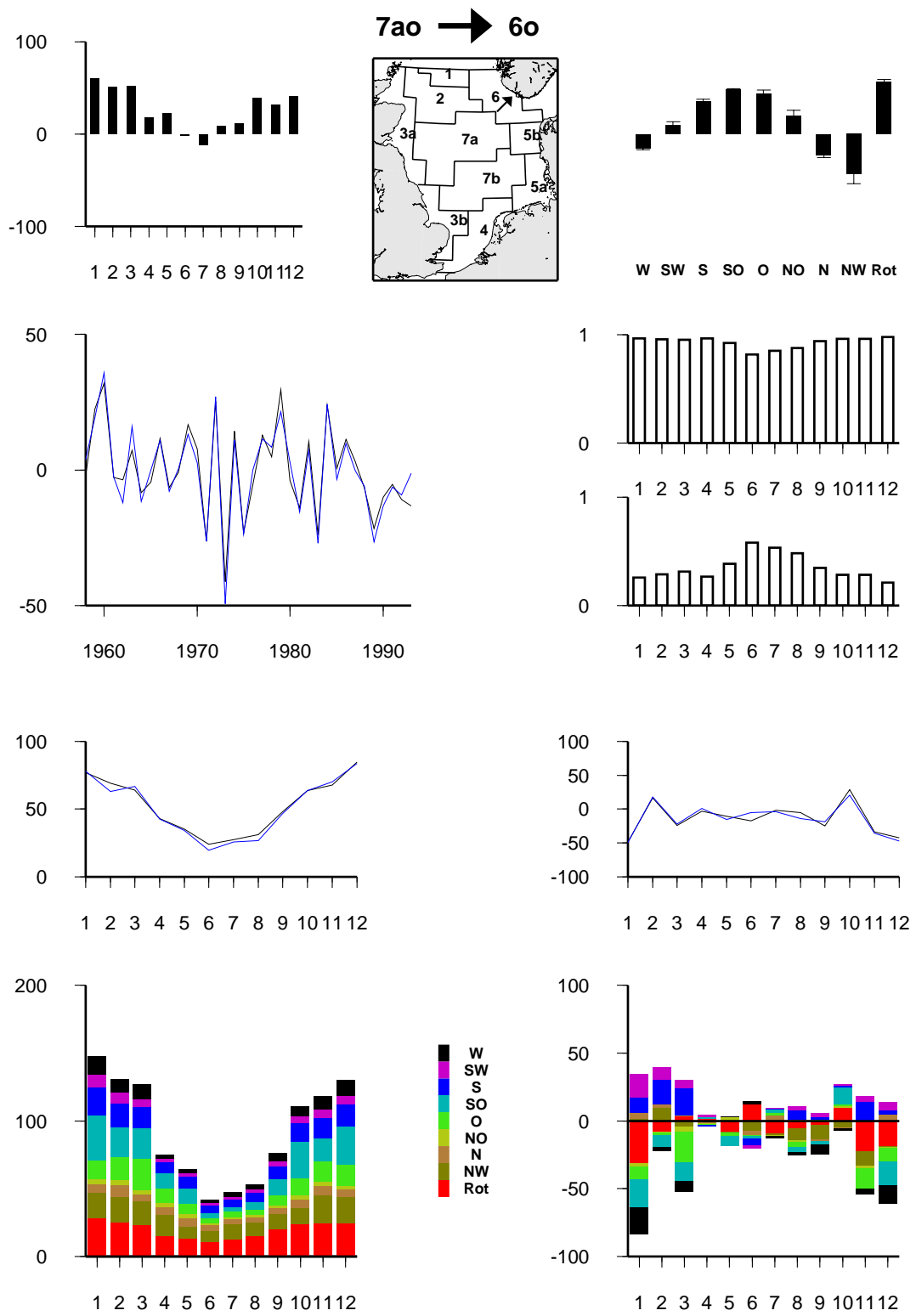


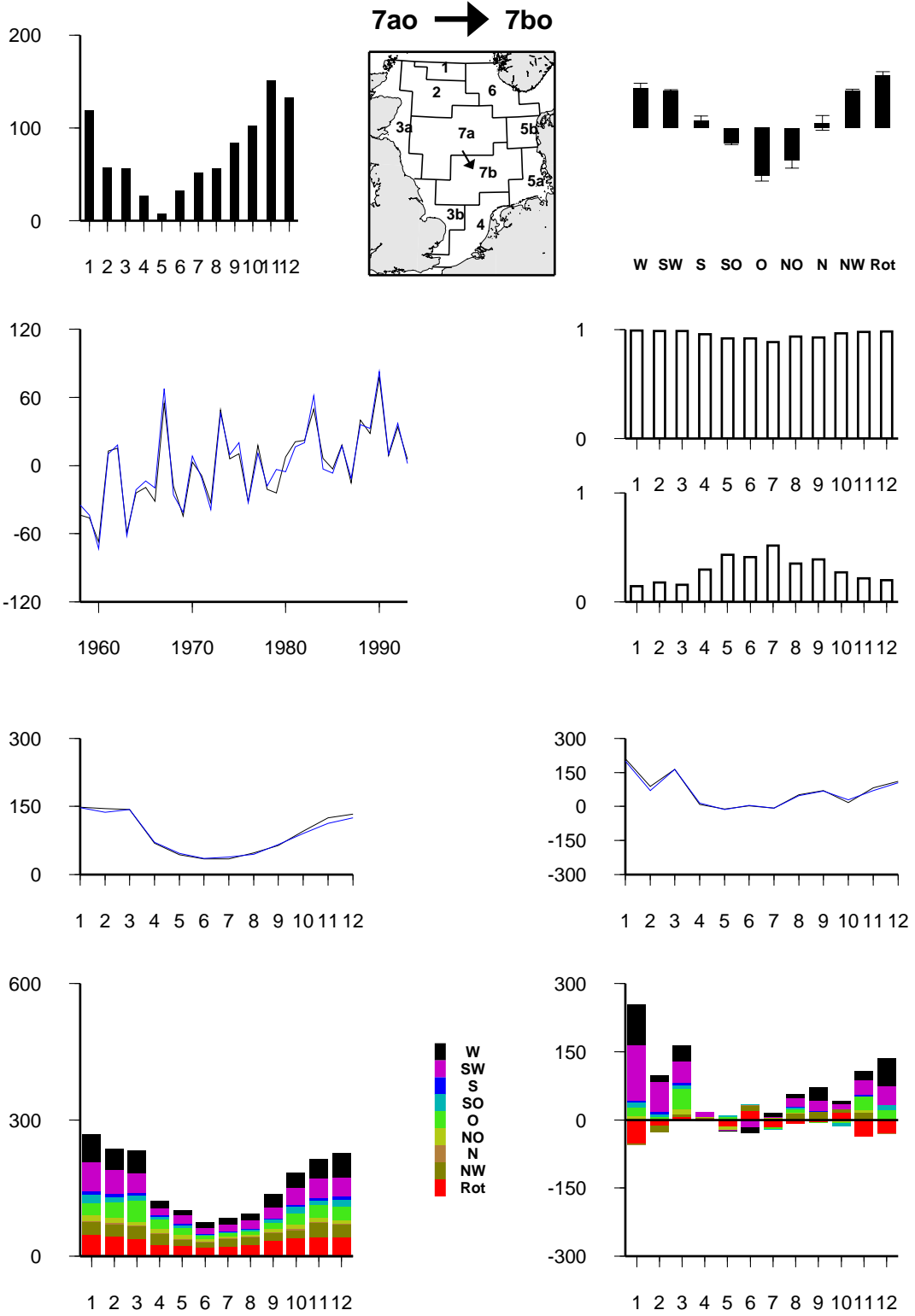


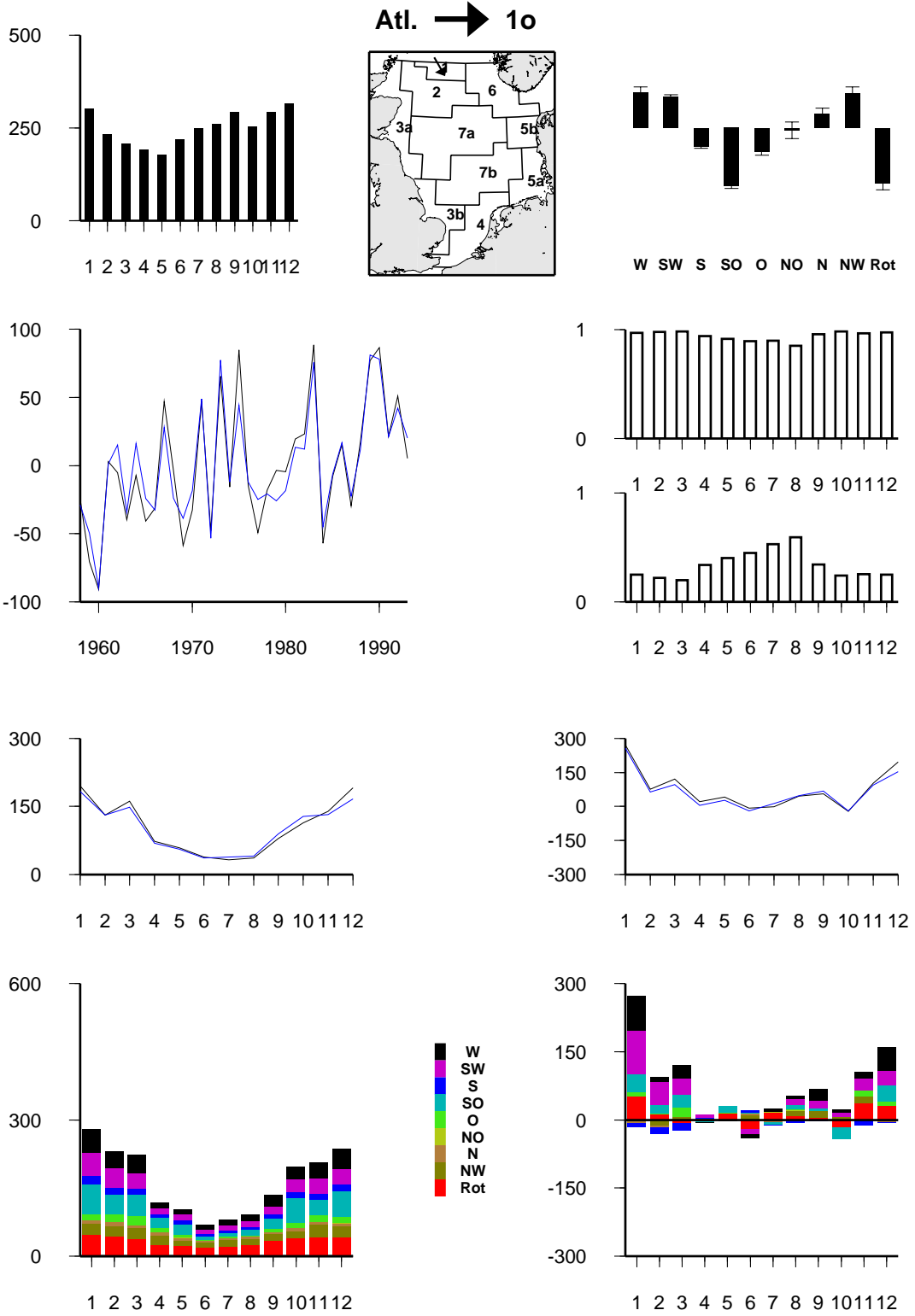


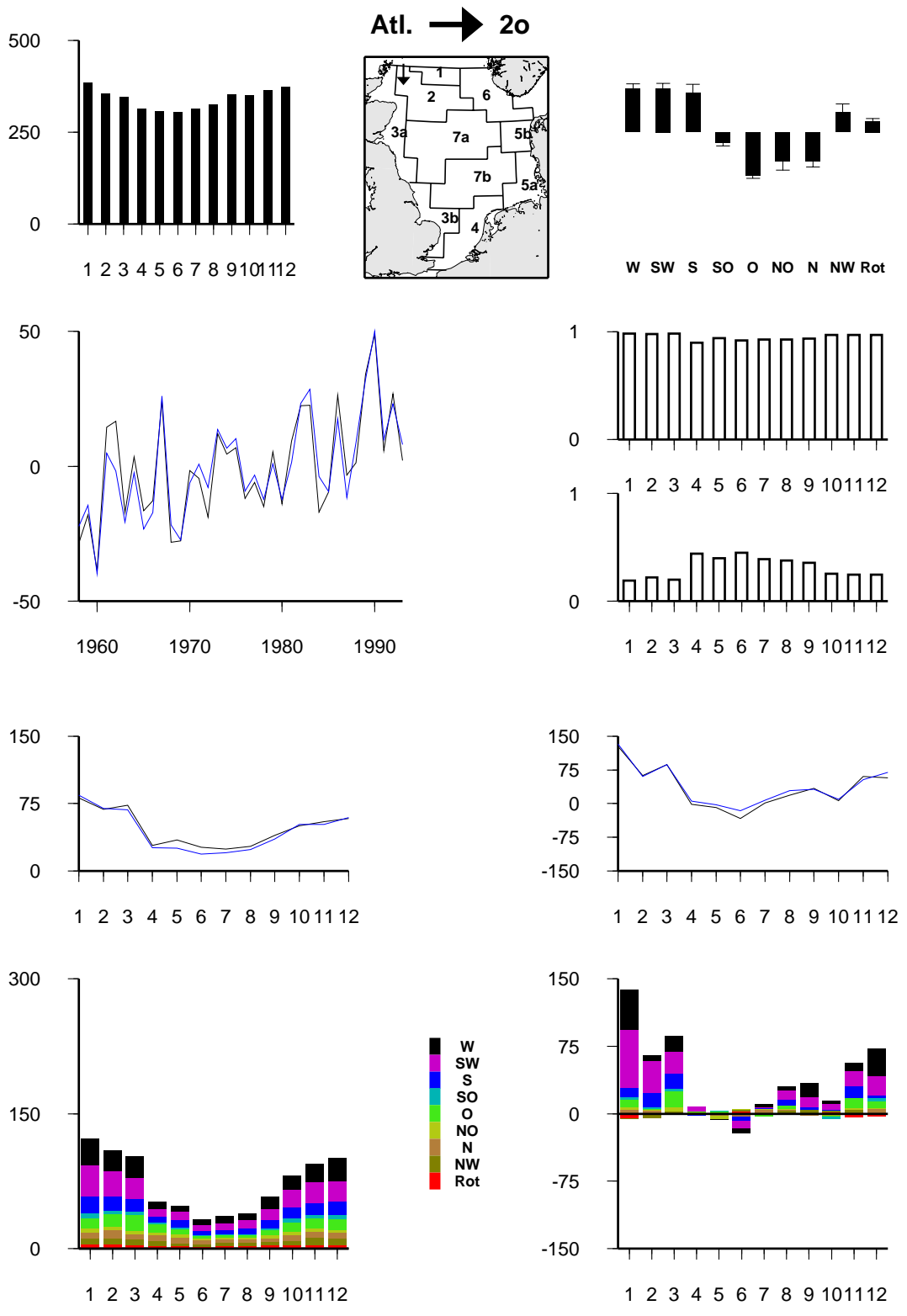


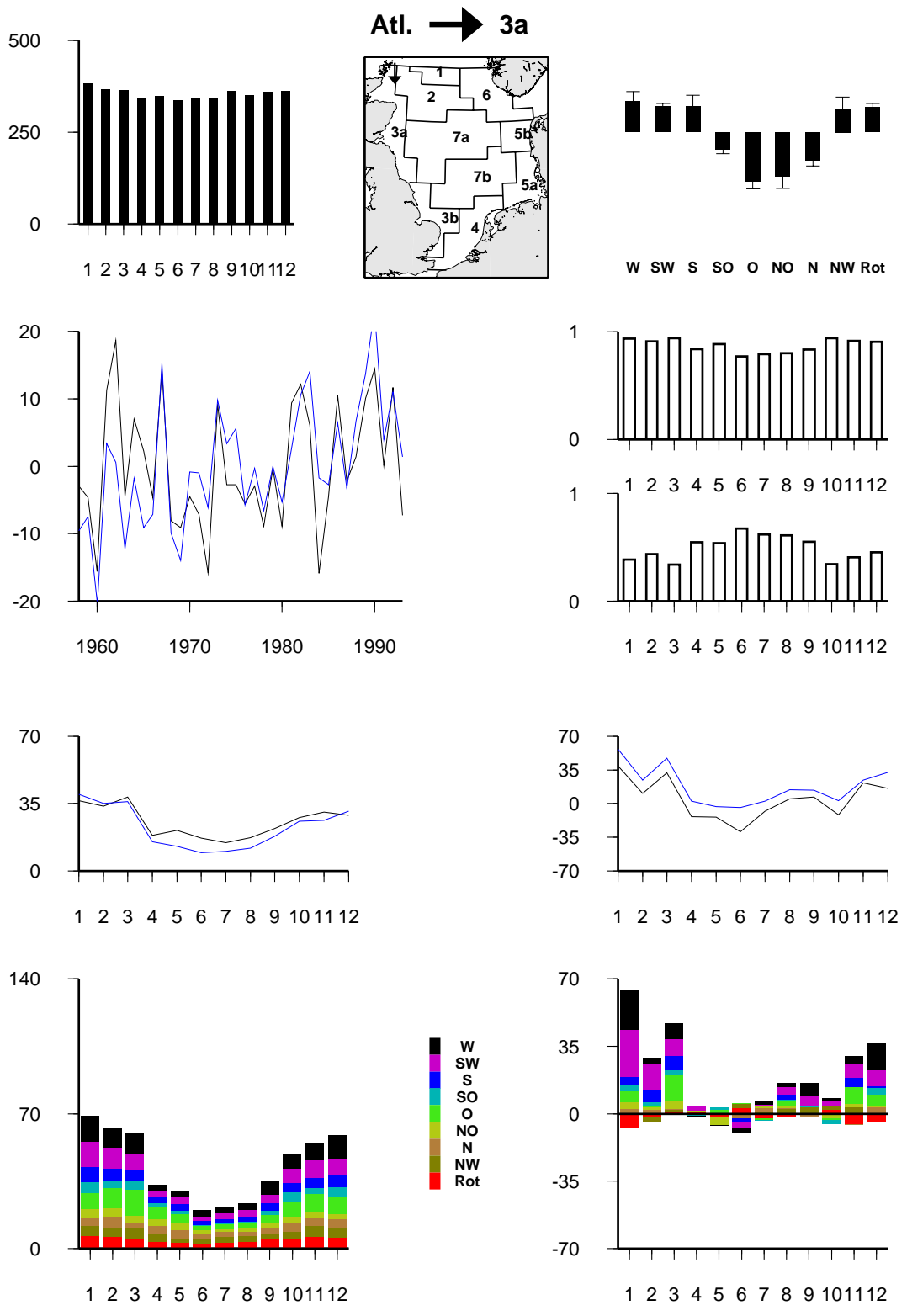


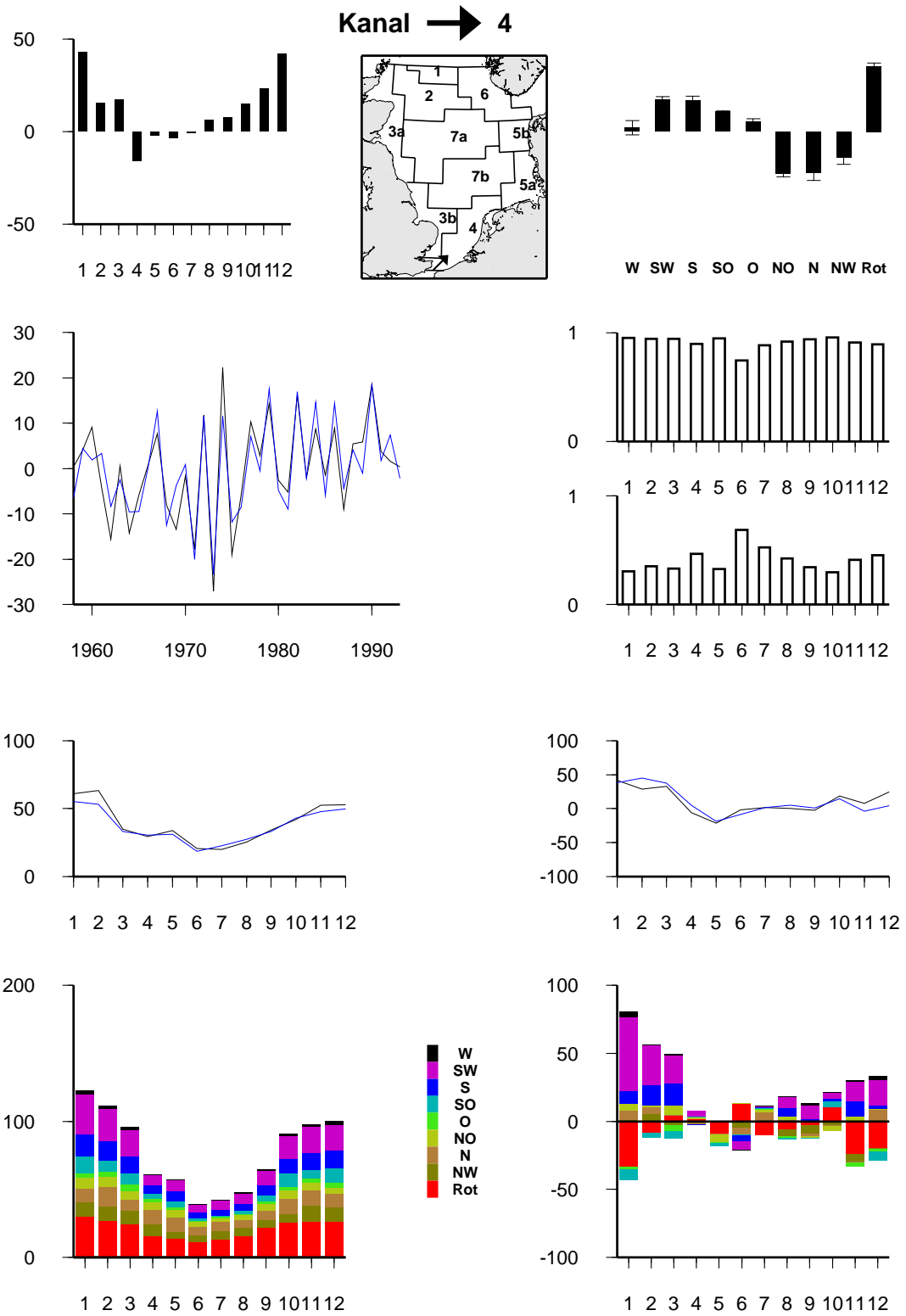


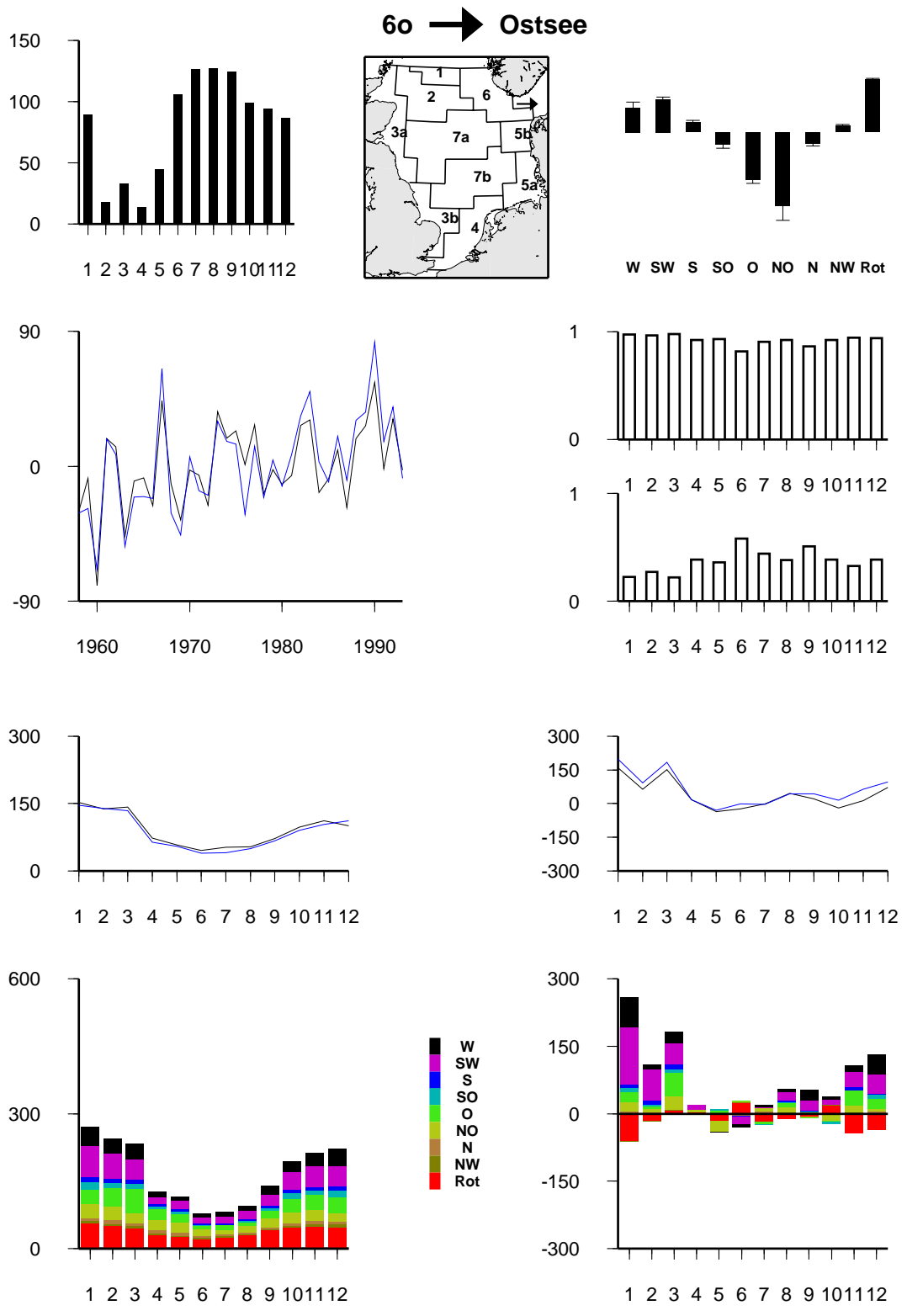


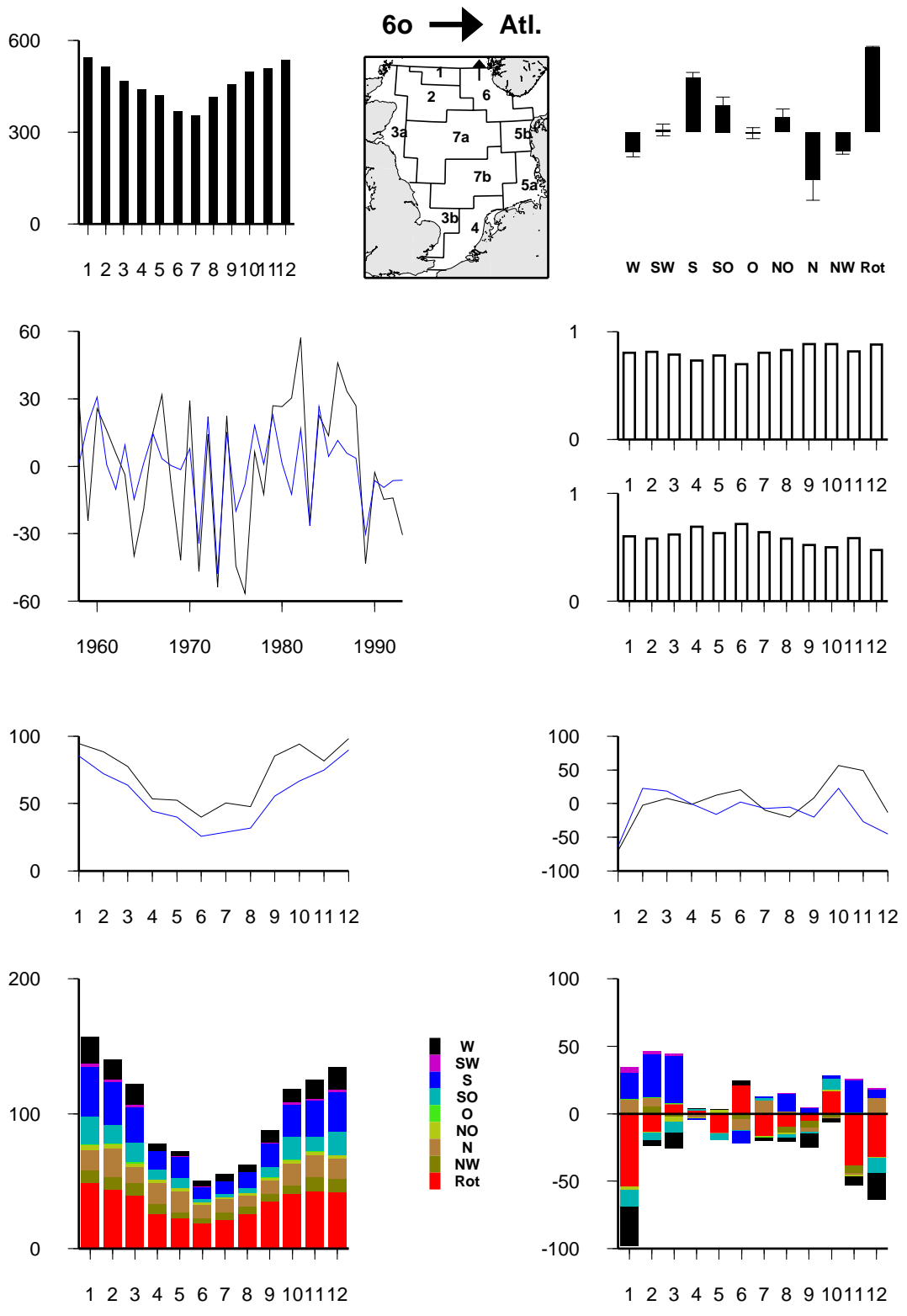


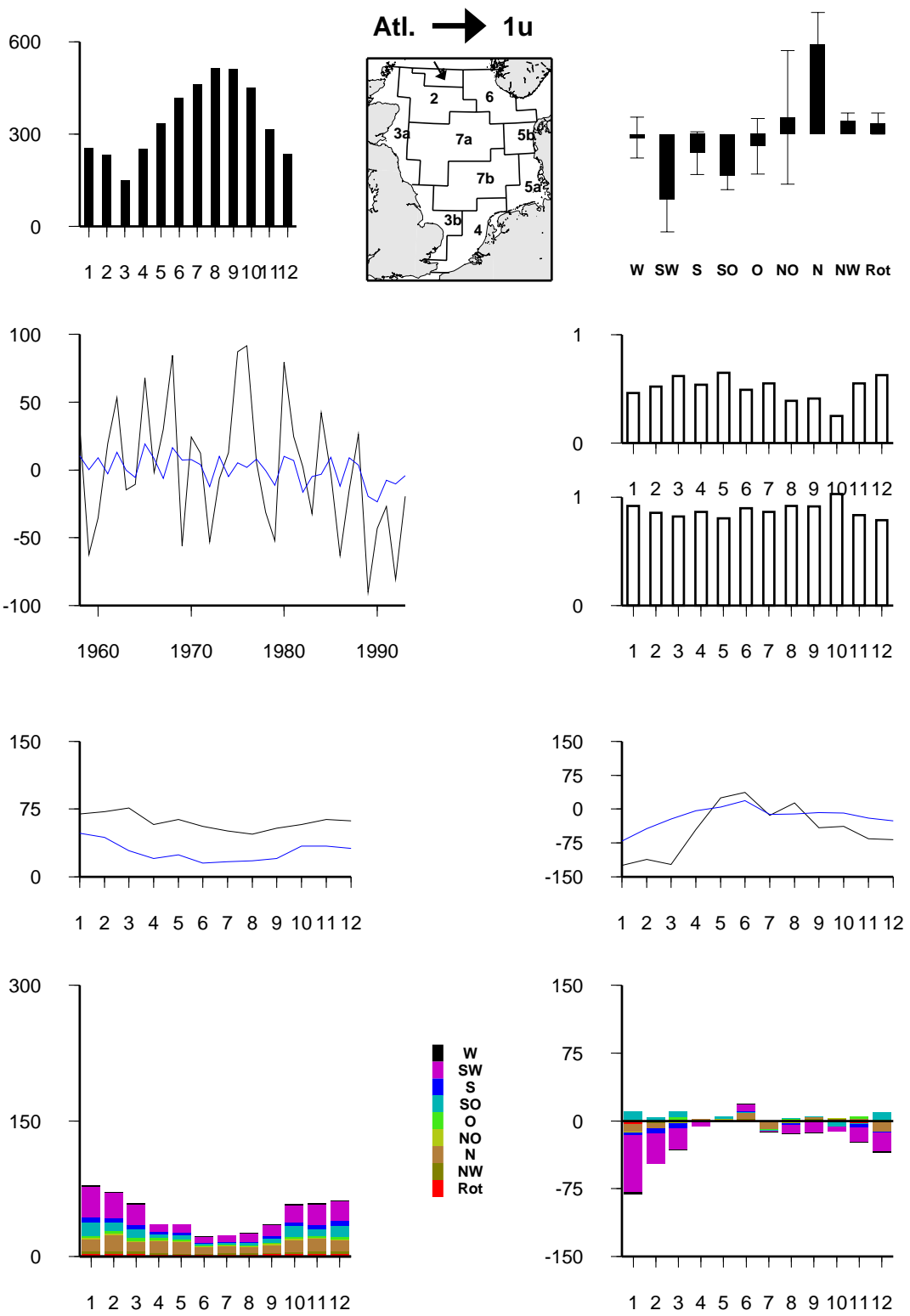


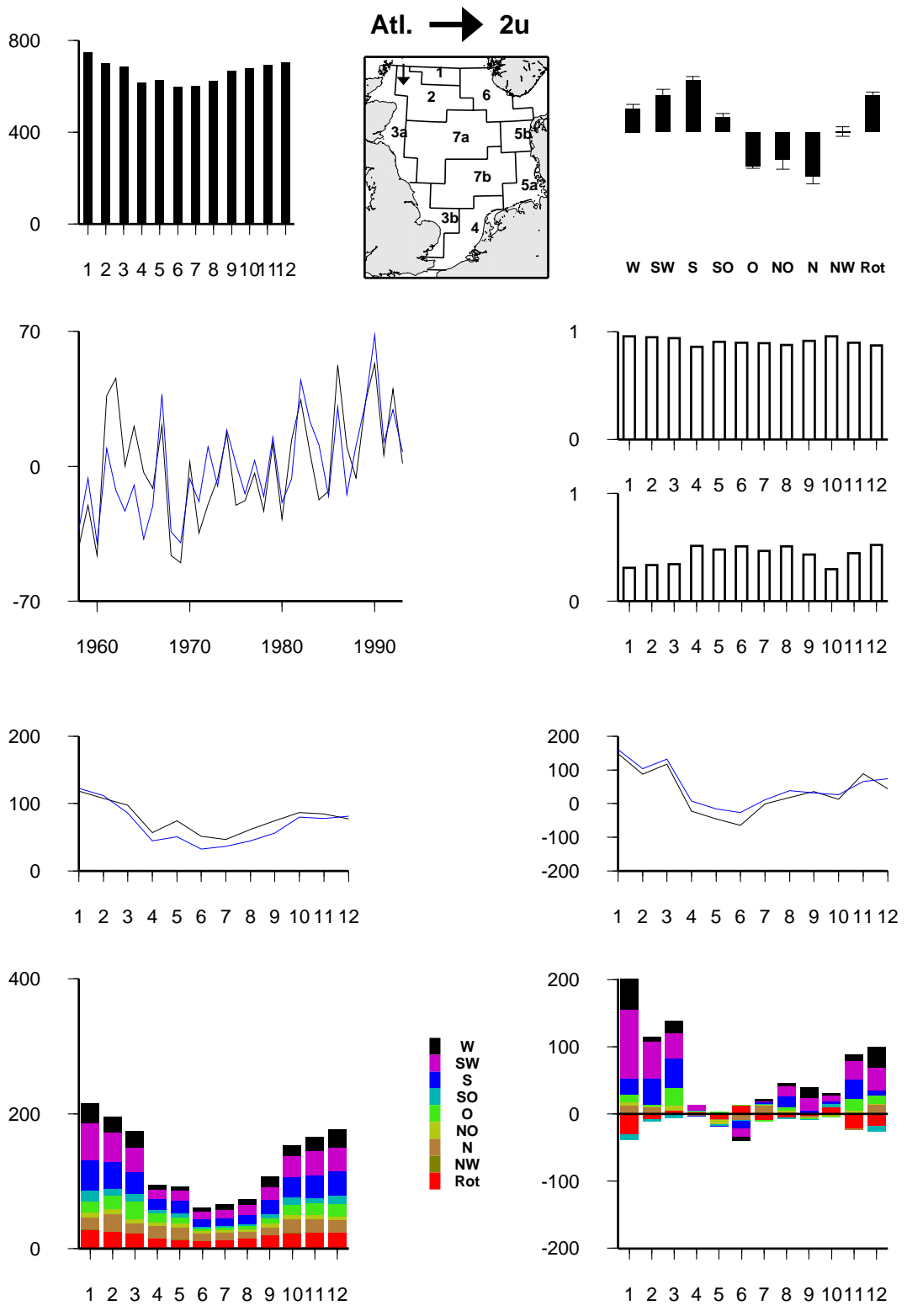


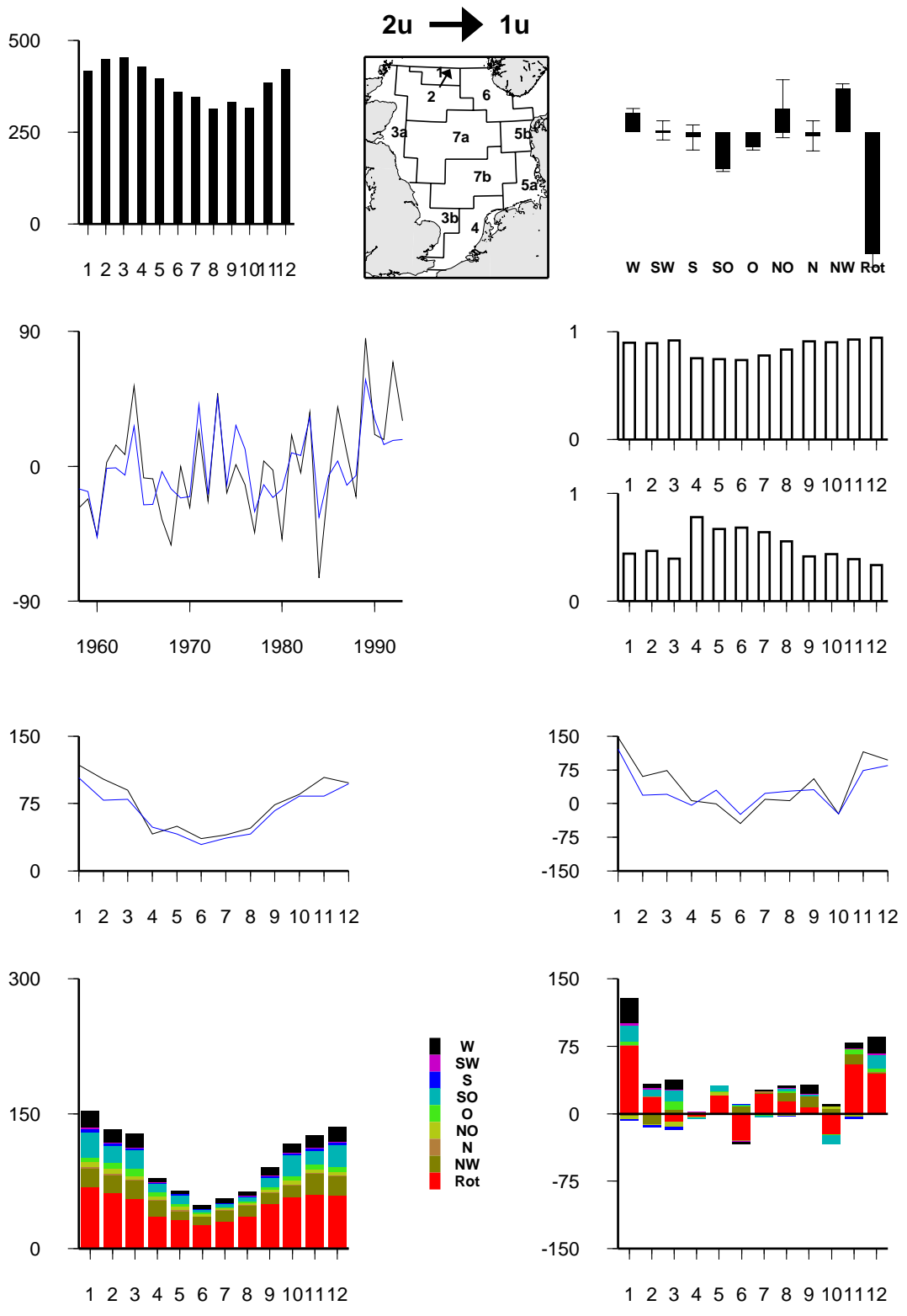


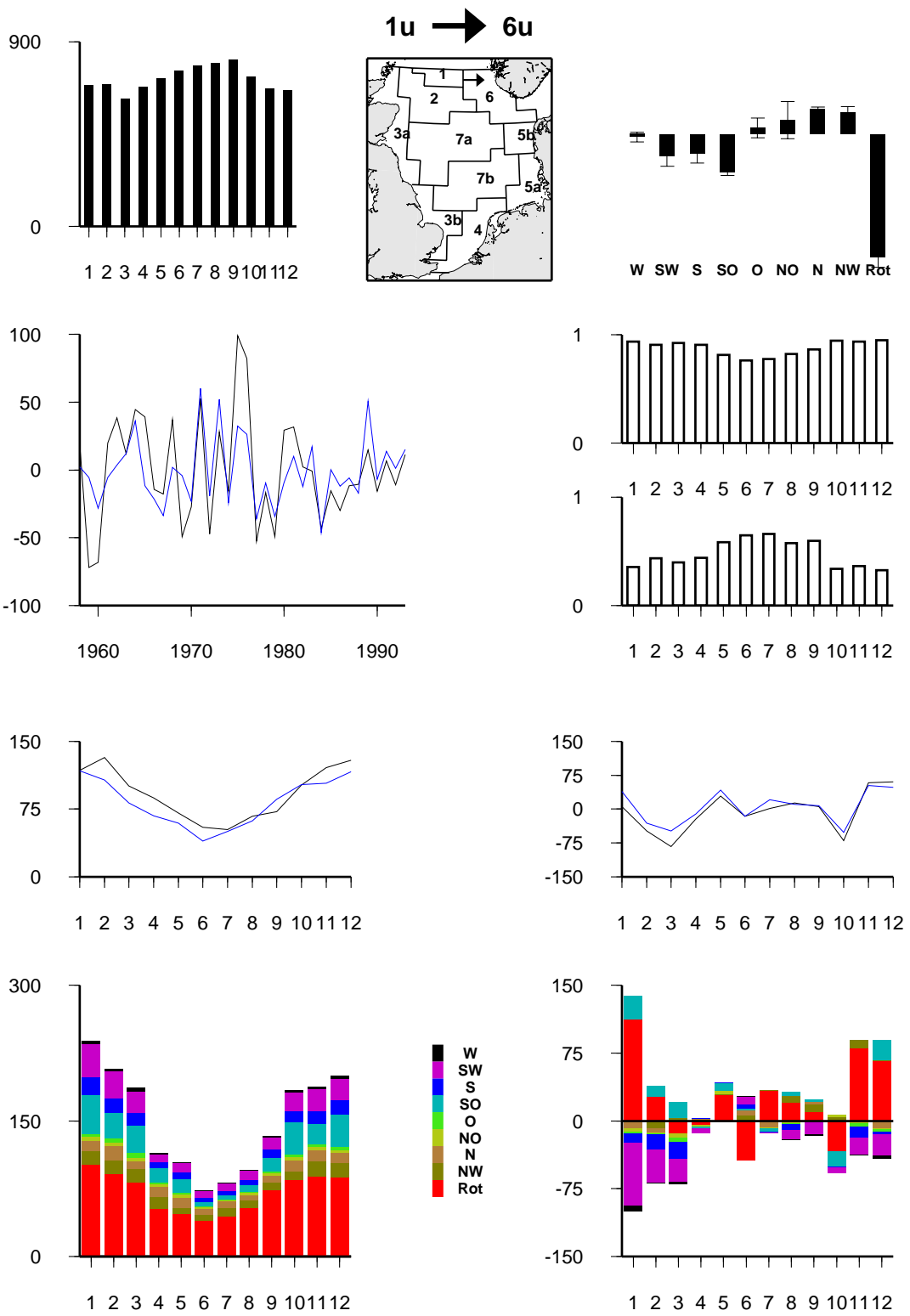


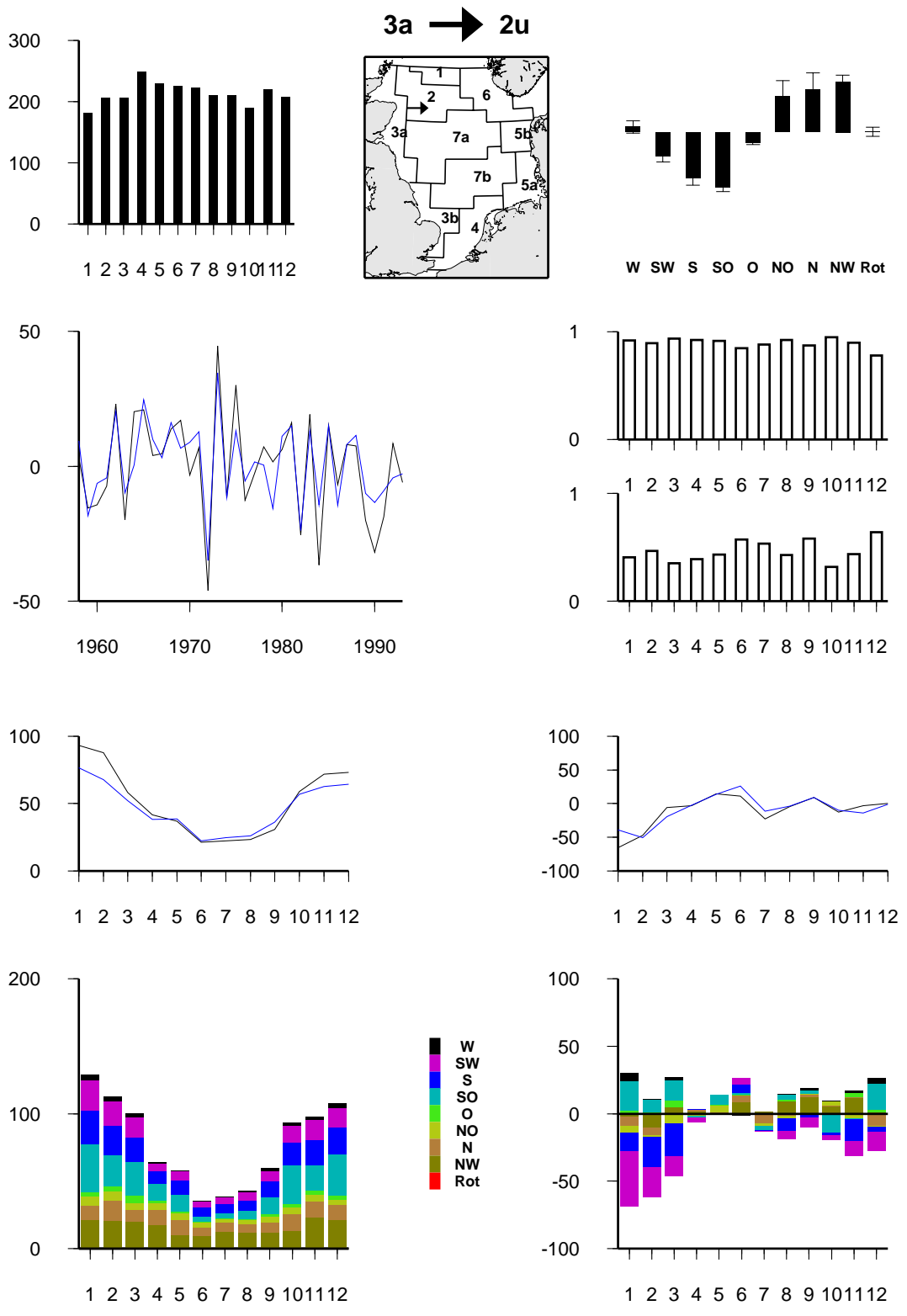


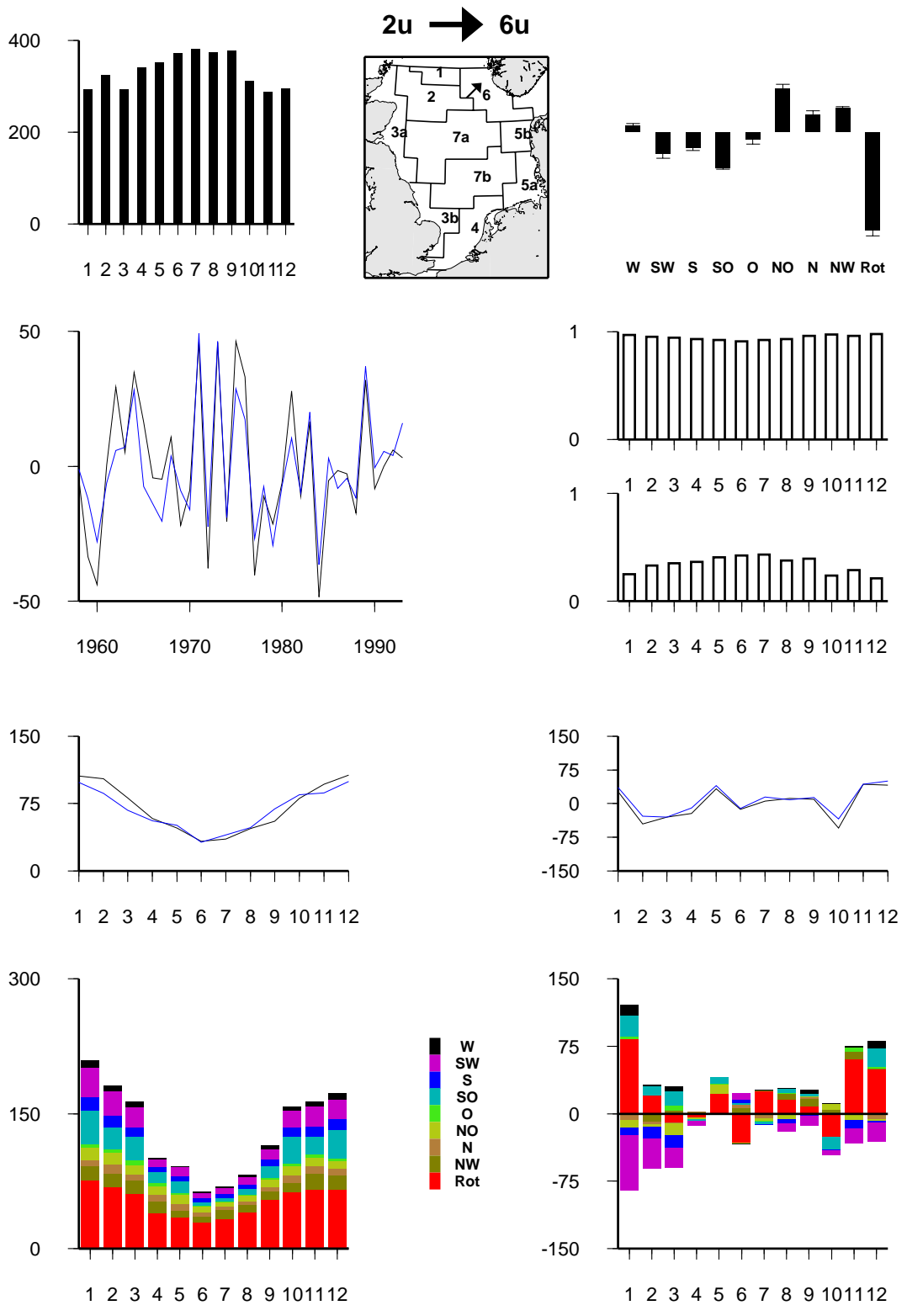


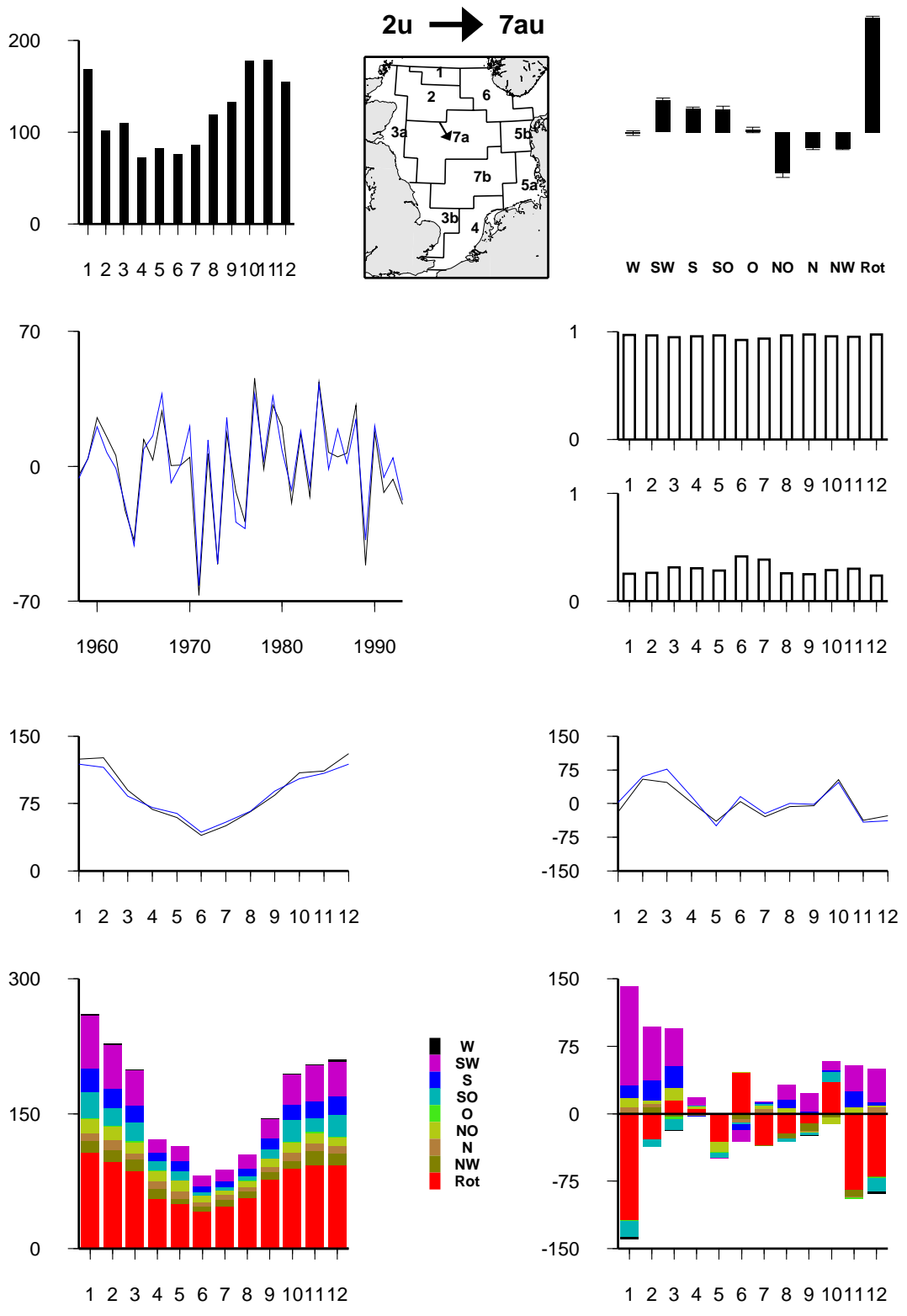


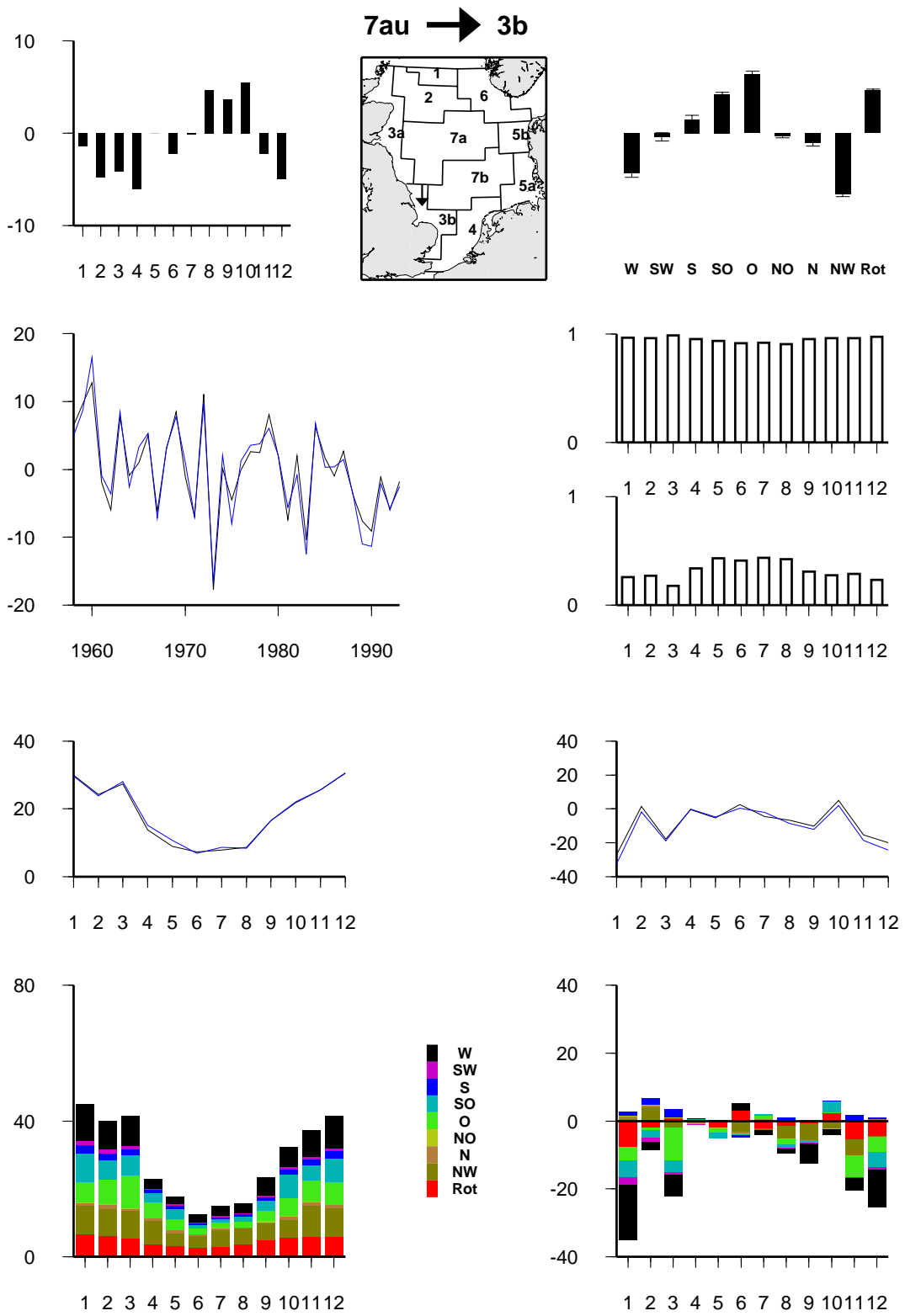


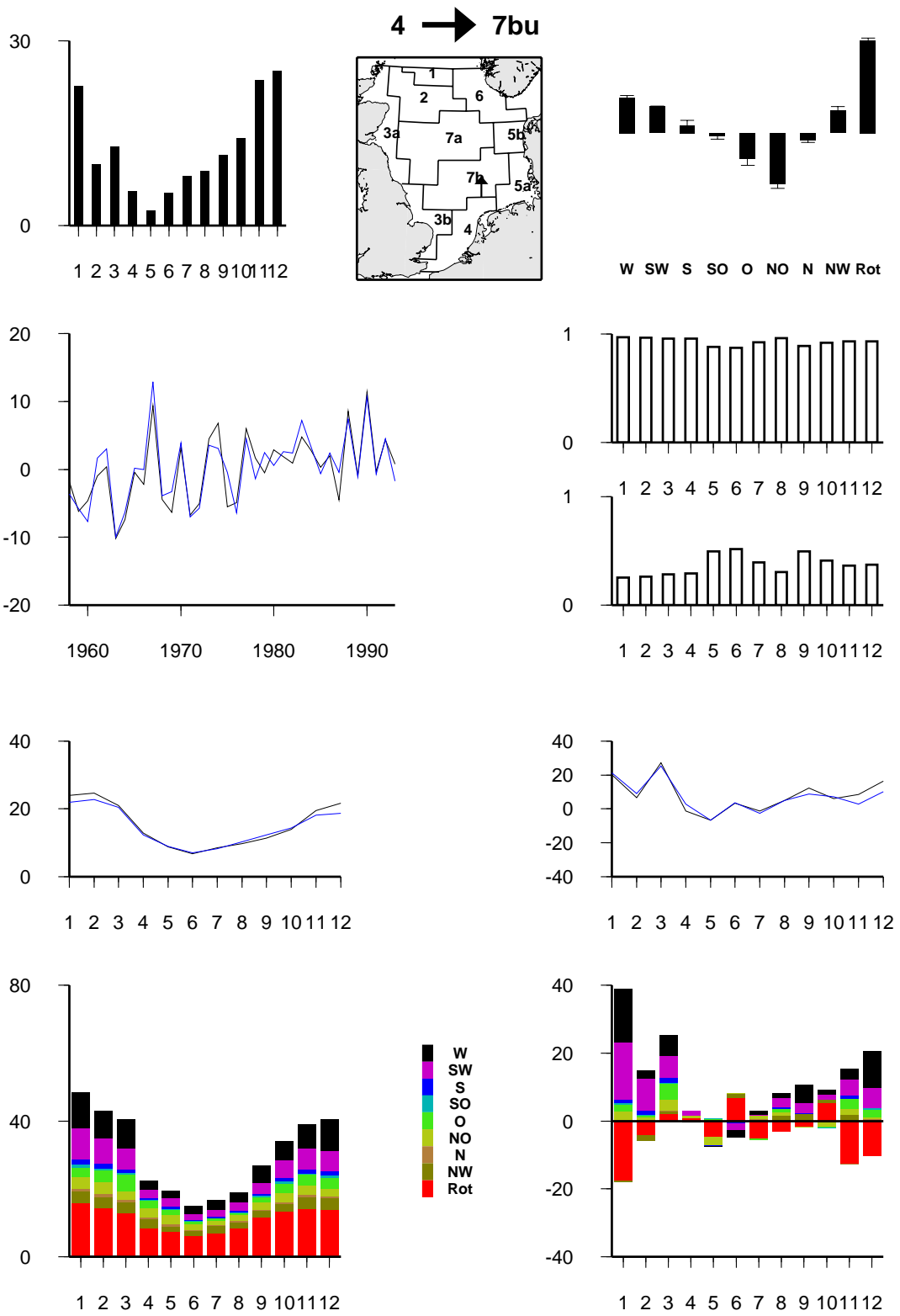


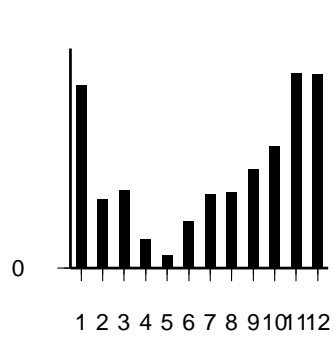












5a → 7bu

