

Berichte
aus dem
Institut für Meereskunde
an der
Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 314

DOI 10.3289/IFM-BER_314

**Ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell
für das Ostsee-Einzugsgebiet**

von
Renate Hagedorn



Kopien dieser Arbeit können bezogen werden vom:

Institut für Meereskunde
Fachbereich Ozeanzirkulation und Klima
Düsternbrooker Weg 20
D-24105 Kiel

ISSN 0341-8561



Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität Kiel als Dissertation angenommen.

*Sag, was Du weißt,
tu, was Du musst,
geschehe, was geschehen soll.*

SOFJA KOWALEWSKAJA

Zusammenfassung

Die Beschreibung der vielfältigen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten des Klimasystems erfordert gekoppelte Modelle. Zur Untersuchung der Kopplungsmechanismen auf regionaler Skala wird in dieser Arbeit ein drei-dimensionales hochauflösendes gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell für das Ostsee-Einzugsgebiet entwickelt. Damit soll zu den Zielen des *Baltic Sea Experiment* (BALTEX), in dem die konsistente Modellierung des Energie- und Wasserkreislaufs eines der Schlüsselthemen ist, beigetragen werden.

Die mit dem gekoppelten System modellierten Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) sind qualitativ vergleichbar mit den in ungekoppelten Simulationen verwendeten SSTs aus Analysen. Dieses Ergebnis kann ohne Flusskorrektur erreicht werden, so dass die wesentliche Voraussetzung für die Anwendung des gekoppelten Modells innerhalb des BALTEX-Projektes, die Konsistenz des Modellsystems, erfüllt ist.

Die detaillierte Untersuchung der auftretenden Kopplungsmechanismen zeigt neben dem direkten thermischen Respons nur geringe Änderungen im allgemeinen dynamischen Zustand der Atmosphäre. Mit Hilfe der *Composite-Analyse* kann nachgewiesen werden, dass die Differenzen in der Dynamik bevorzugt in stationären Situationen mit geringen Druckgradienten auftreten. Demgegenüber liegen in Phasen mit vorwiegend zonaler Strömung und starken westlichen Winden kaum Kopplungseffekte vor. Aber nicht nur der Atmosphärenzustand, sondern auch die Wahl der physikalischen Parametrisierungen im Modell hat Einfluss auf die Größe der Differenzen zwischen ungekoppelten und gekoppelten Experimenten.

Die Stabilität der Kopplungseffekte wird mit Hilfe von Ensemble-Integrationen untersucht. Die statistische Auswertung zeigt, dass insbesondere zu Zeiten, in denen die größten Differenzen in der Dynamik auftreten, nicht zu unterscheiden ist, ob die Differenzen auf die Kopplung oder das interne Modellrauschen zurückzuführen sind. Die Validierung der Kopplungseffekte ergibt, dass durch die Kopplung keine wesentlichen Verbesserungen oder Verschlechterungen der Modellergebnisse im Hinblick auf den Vergleich mit Analysen verursacht werden. In der abschließenden Kosten-Nutzen-Analyse wird demonstriert, dass sich für die verschiedenen Anwendungsbereiche der gekoppelten Regionalmodellierung ein unterschiedliches Verhältnis zwischen dem potenziellen Informationsgewinn und dem erhöhten Ressourcenverbrauch ergibt. Die Ergebnisse der Arbeit dienen damit nicht nur den Zielen des BALTEX-Projektes, sondern stellen auch einen Beitrag zur Abschätzung der Potenziale der gekoppelten Regionalmodellierung dar.



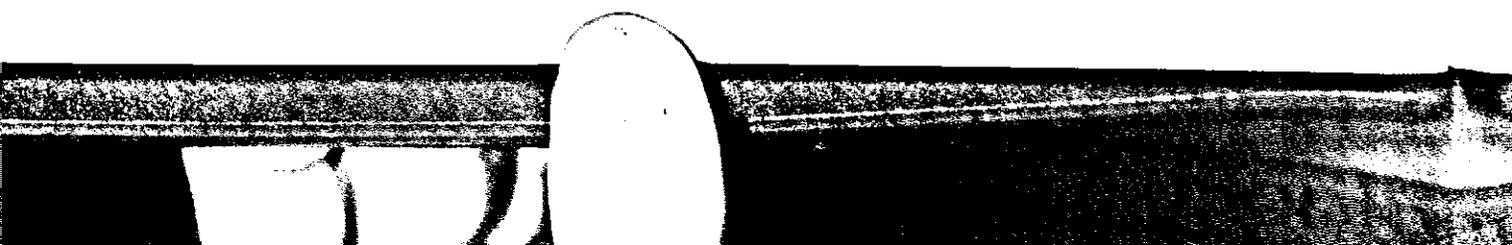
Summary

Coupled models are needed to describe the diverse interactions between the different components of the climate system. For the investigation of the coupling mechanisms on the regional scale, a three dimensional high resolution coupled atmosphere-ocean model for the Baltic Sea catchment area is developed. This work shall contribute to the objectives of the Baltic Sea Experiment (BALTEX), which includes as one key issue the consistent modeling of the energy and water cycle in the Baltic Sea catchment area.

The quality of the sea surface temperatures (SSTs) simulated with the coupled model is comparable to SSTs from analyses, which are previously used in uncoupled simulations as lower boundary condition. This result is achieved without flux corrections, so that the prerequisite for the application of the coupled model for the BALTEX project – the consistency of the model system – is fulfilled.

The detailed investigation of the coupling mechanisms shows besides the direct thermal response only minor differences in the general dynamical state of the atmosphere. The application of a composite-analysis proves that differences in the dynamics preferably occur in stationary situations with low pressure gradients. In contrast to that, in phases with zonal flow and strong westerly winds only minor coupling effects exist. Additionally to the atmospheric conditions also the chosen physical parameterizations influence the magnitude of the differences between uncoupled and coupled experiments.

The stability of the coupling effects is investigated with the help of ensemble integrations. The statistical analysis reveals that especially at times with high differences in the dynamics, it is not distinguishable whether the differences are caused by the coupling procedure or by internal noise. The validation of the coupling effects shows that in comparison to analyses no significant improvements or deteriorations result from the coupling. The final cost-benefit analysis demonstrates that in the possible areas of application for coupled regional models the ratio between potential gain of information and enhanced drain on resources considerably varies. The results of this thesis are not only a contribution for reaching the objectives of the BALTEX project, but also give information about the potential of coupled regional modeling.



Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Kopplungsmechanismen im regionalen Klimasystem	5
2.1	Das Untersuchungsgebiet	6
2.2	Wechselwirkungen der physikalischen, biologischen und sozio-ökono- mischen Systeme	9
3	Modelle	17
3.1	Atmosphärisches Regionalmodell	17
3.1.1	Koordinaten- und Gleichungssystem	17
3.1.2	Randbedingungen	21
3.1.3	Physikalische Parametrisierungen	22
3.2	Kieler Ostseemodell	30
3.2.1	Koordinaten- und Gleichungssystem	30
3.2.2	Parametrisierungen des atmosphärischen Antriebs	35
4	Sensitivitätsstudien	41
4.1	Ostseemodell mit unterschiedlichem atmosphärischen Antrieb	42
4.2	Atmosphärenmodell mit unterschiedlichen SSTs	58

5	Kopplungsmodul	71
5.1	Theoretische Anforderungen	71
5.2	Technische Implementierung	74
6	Gekoppelte Experimente	81
6.1	Überblick über durchgeführte Experimente	81
6.2	Validierung des gekoppelten Systems	84
6.3	Untersuchung der Kopplungsmechanismen	96
6.3.1	Beschreibung der Kopplungseffekte	96
6.3.2	Abhängigkeit von atmosphärischer Situation	114
6.3.3	Abhängigkeit von physikalischen Parametrisierungen	118
6.3.4	Ensemble-Simulationen	126
6.3.5	Validierung der Kopplungseffekte	134
7	Kosten-Nutzen-Analyse	143
7.1	Realistischere Modellergebnisse	144
7.2	Respons auf Klimaänderungsszenarien	150
7.3	Konsistente Modellierung	158
8	Schlussbemerkungen	161
A	Anhang	167
A.1	Symbole	167
A.2	Abkürzungen	173
	Literaturverzeichnis	176
	Danksagung	184

1. Einleitung

Die Komplexität des Klimas ist durch die Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten des Gesamtsystems auf den verschiedensten räumlichen und zeitlichen Skalen geprägt. Untersuchungen zum Verständnis der klimabestimmenden Mechanismen und physikalischen Prozesse müssen deshalb die Kopplung der verschiedenen Subsysteme – Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und Biosphäre – berücksichtigen.

Auf der globalen Skala wird dieser Tatsache schon seit längerer Zeit mit der Entwicklung von gekoppelten allgemeinen Zirkulationsmodellen (CGCM) Rechnung getragen. In den sechziger Jahren wurden die ersten gekoppelten Atmosphäre-Ozeanmodelle (AOGCM) entwickelt (z.B. Manabe, 1969), der später die Integration von Meereismodellen folgte (z.B. Washington, 1980). Des Weiteren sind bis heute Schneemodelle (Brun et al., 1997), Landoberflächenmodelle (Manabe und Stouffer, 1997), Vegetationsmodelle (Foley et al., 1998), geochemische (Heinze et al., 1998) und biologische Modelle (Platt und Sathyendranath, 1991) in unterschiedlichen Kombinationen eingebunden worden. Einen zusätzlichen Aspekt stellen die Wechselwirkungen zwischen der Anthroposphäre und dem Klimasystem dar. Auch hier gibt es erste Ansätze zur Integration von sozio-ökonomischen Modellen in Klimamodelle (Hasselmann et al., 1997).

Im Gegensatz zu dieser relativ großen Erfahrung mit CGCMs steht die Kopplung regionaler Modelle noch am Anfang. Giorgi (1995) beschreibt Entwicklungen und Perspektiven der regionalen Klimamodellierung und weist auf die Vorteile regionaler, gekoppelter Systeme hin. Diese ermöglichen, im Gegensatz zu globalen Modellen, u.a. eine explizite Beschreibung regionaler Prozesse sowie eine konsistente Behandlung der Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems.

Hauptaufgabe moderner Klimaforschung ist, die Mechanismen zu verstehen, die für den Zustand und die Variabilität des Klimasystems verantwortlich sind. Dazu

wurden innerhalb des *World Climate Research Programme* (WCRP) verschiedene Projekte wie z.B. das *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX) initiiert. GEWEX bietet den wissenschaftlichen Rahmen für Beobachtung und Modellierung des hydrologischen Kreislaufs und der Energieflüsse zwischen Atmosphäre, Landoberfläche und Ozean. Ziel des Programms ist die Bestimmung des globalen Energie- und Wasserhaushalts sowie die Vorhersage von möglichen regionalen Veränderungen als Reaktion auf geänderte Umweltbedingungen, wie z.B. eine Erhöhung der Treibhausgase.

Da es nicht möglich ist, mit den vorhandenen Mitteln diese Ziele sofort zu erreichen, wurden u.a. mehrere *Continental Scale Experiments* (CSEs) eingerichtet. Dort werden die Probleme zunächst exemplarisch an ausgewählten Gebieten studiert, um die Erfahrungen und Ergebnisse, die dort gesammelt werden, dann später auf andere Gebiete und die globale Skala übertragen zu können (Raschke, 1996). Da es bei der Betrachtung des gesamten hydrologischen und energetischen Kreislaufs unabdingbar ist, die Wechselwirkungen der einzelnen Subsysteme zu verstehen und modellieren zu können, wird bei allen CSEs die Kopplung von regionalen Modellen vorangetrieben (z.B. Leese, 1994). Die meisten CSEs umfassen als Untersuchungsgebiet jeweils das Einzugsgebiet bestimmter Flüsse. Deshalb konzentriert sich hier die Kopplung im Wesentlichen auf Prozesse zwischen Atmosphäre und Landoberfläche einschließlich der hydrologischen Komponenten (Shuttleworth, 1996). Wenn das Untersuchungsgebiet jedoch ozeanische Gebiete beinhaltet, ist die Einbeziehung der Prozesse zwischen Atmosphäre und Ozean notwendig. Insbesondere wenn es sich dabei um ein Nebenmeer handelt, das nur durch enge Meeresstraßen mit dem Ozean verbunden ist, stellt dessen Einbindung in das gekoppelte System einen lohnenden Ansatz dar, da in diesem Fall die Effekte offener Randbedingungen minimiert werden. Dies gilt z.B. für das *Baltic Sea Experiment* (BALTEX), in dem die Ostsee Teil des Untersuchungsgebietes ist.

Als Beispiele für erste Ansätze, regionale gekoppelte Modelle zu entwickeln, sind die Arbeiten von Lynch et al. (1995), das am *Naval Research Laboratory* (NRL) entwickelte *Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System* (COAMPS) (Hodur, 1997) sowie die Kopplung des atmosphärischen *High Resolution Limited Area Model* (HIRLAM) mit dem 2.5 dimensionalen Meereis-Ozeanmodell *Bohai and Baltic Sea Ice Forecasting System* (BOBA-PROBE) (Gustafsson et al., 1998) zu nennen. Lynch et al. (1995) haben für die westliche Arktis ein regionales Klimamodell mit einem dynamisch-thermodynamischen Meereismodell und einem Deckschichtmodell gekoppelt. Damit zeigen sie, dass die Entwicklung der Meereisverteilung großen Einfluß auf die Modeller-

gebnisse haben kann, indem sich z.B. deutliche Änderungen der Wärmeflüsse und des Niederschlags ergeben. COAMPS besteht aus einem nichthydrostatischen Atmosphärenmodell, das mit verschiedenen Ozeanmodellen, *Modular Ocean Model* (MOM) oder *Princeton Ocean Model* (POM), sowie einem Wellenmodell (WAM) gekoppelt werden kann. Hodur (1997) vergleicht ungekoppelte und gekoppelte 84 h-Simulationen einer tropischen Zyklone. Es zeigt sich, dass im gekoppelten Modell die, durch die Zyklone verursachte, starke Abkühlung der Meeresoberflächentemperatur (SST) im Gegenzug wiederum eine Abschwächung der Zyklone bedingt.

Die Arbeit von Gustafsson et al. (1998) ist u.a. durch eine frühere Untersuchung von Andersson und Gustafsson (1994) motiviert, in der gezeigt wird, dass die Struktur, Intensität und Position von so genannten konvektiven Schneebändern über der Ostsee deutlich von der Küstenlinie und der Eisgrenze beeinflusst werden. Das heißt, sie gehen davon aus, dass die Bedingungen am Boden nicht nur auf die lokalen Wetterbedingungen Einfluss haben, sondern dass auch der regionale bis größerskalige Atmosphärenzustand beeinflusst sein kann. Diese Annahme kann in Gustafsson et al. (1998) nur bedingt bestätigt werden. So wird zwar dargestellt, dass sich in Abhängigkeit der unteren Randbedingungen über dem Ozean deutlich geänderte Flüsse ergeben können, inwieweit sich jedoch daraus resultierend geänderte Atmosphärenzustände ergeben, bleibt offen. Des Weiteren weist das dort vorgestellte gekoppelte System während einer zweimonatigen Reanalyse-Periode eine Drift in den SSTs auf, so dass nur mit einer Flusskorrektur realistische Meereisverteilungen simuliert werden konnten. Es scheinen demnach noch erhebliche Defizite in diesem gekoppelten Modellsystem zu bestehen, so dass die Autoren selbst zu dem Schluss kommen, dass das dort vorgestellte System nur ein erster Schritt in Richtung eines konsistenten drei-dimensionalen hochauflösenden gekoppelten Regionalmodells ist.

Exakt dieses Ziel, die Entwicklung eines konsistenten gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells für das BALTEX-Gebiet, wird in der vorliegenden Arbeit angestrebt. Damit soll ein Beitrag zu den Schlüsselthemen des BALTEX-Projektes geliefert werden. Das Hauptaugenmerk von BALTEX liegt auf den physikalischen und dynamischen Prozessen des gekoppelten meteorologischen, hydrologischen und ozeanographischen Systems, so dass die Entwicklung von verbesserten gekoppelten Regionalmodellen für die europäische Region ein Hauptziel in diesem Projekt darstellt (BALTEX, 1995). Eine erste Beschreibung des gekoppelten Modells und der Ergebnisse einer dreimonatigen gekoppelten Simulation wird in Hagedorn et al. (2000) gegeben. Die ausführliche Vorstellung

der Entwicklung des gekoppelten Modellsystems sowie die Darstellung der detaillierten Untersuchungen zu den im Modell auftretenden Kopplungsmechanismen erfolgt in der hier vorliegenden Arbeit.

Der Aufbau dieser Arbeit ist von zwei wesentlichen Fragestellungen geprägt. Zum einen wird untersucht, ob es möglich ist, die SSTs, die bislang im Atmosphärenmodell als feste Randbedingung vorgeschrieben waren, durch modellierte SSTs des Ostseemodells zu ersetzen. Die zu beantwortende Frage lautet also: Ist das gekoppelte Modell in der Lage, so realistische SSTs zu modellieren, dass eine Unabhängigkeit von vorgeschriebenen Werten an der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Ozean erreicht werden kann? Wenn dies ohne Flusskorrektur möglich ist, wäre eine wesentliche Voraussetzung für die konsistente Berechnung des Energie- und Wasserkreislaufs, eines der Hauptziele von BALTEX, erfüllt. Daran schließt sich der zweite Themenkomplex zu den Auswirkungen der Kopplung auf Ozean und Atmosphäre an. Es stellt sich die Frage, in welchem Maß die Atmosphäre auf Veränderungen in den SST-Feldern, bezüglich der vorgeschriebenen SSTs in ungekoppelten Simulationen, reagiert, bzw. wie stark im Gegenzug der Respons des Ozeans auf mögliche Änderungen in der Atmosphäre ist.

Im Einzelnen ergibt sich folgender Aufbau der Arbeit: Nach einer allgemeinen Darstellung der Kopplungsmechanismen im regionalen Klimasystem des Ostsee-Einzugsgebietes – mit Schwerpunkt auf den Wechselwirkungen im physikalischen System – folgt eine kurze Beschreibung des atmosphärischen und ozeanischen Modells, aus dem das gekoppelte System gebildet wurde. Die Sensitivitätsstudien, die mit den ungekoppelten Modellen durchgeführt wurden, um den Respons auf unterschiedlichen Antrieb zu untersuchen, werden im vierten Abschnitt vorgestellt. Danach erfolgt die ausführliche Darstellung der Implementierung des Kopplungsmoduls. Das zentrale Thema dieser Arbeit besteht in der Anwendung des gekoppelten Modells zur Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ostsee im BALTEX-Gebiet. Hierzu werden im sechsten Abschnitt die durchgeführten Experimente vorgestellt, das gekoppelte Modellsystem validiert sowie genauere Untersuchungen zu den im Modell auftretenden Kopplungsmechanismen präsentiert. Zusätzlich erfolgt im siebten Abschnitt eine bewertende Darstellung der Potenziale des im Rahmen dieser Arbeit entwickelten regionalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells in Form einer Kosten-Nutzen-Analyse. Abschliessend werden die Ergebnisse der Arbeit zusammengefasst sowie ein Ausblick auf zukünftig mögliche Erweiterungen und Anwendungen des hier vorgestellten gekoppelten Systems gegeben.

2. Kopplungsmechanismen im regionalen Klimasystem

Das Klimasystem wird durch die Komponenten Atmosphäre, Ozean, Kryosphäre, Hydrosphäre, Lithosphäre und Biosphäre gebildet. Dabei stellen die einzelnen Komponenten keine abgeschlossenen Subsysteme dar, sondern sind als offene, miteinander im Austausch stehende Systeme zu verstehen. So beinhaltet z.B. die Hydrosphäre die Gesamtheit aller Reservoirs und Flüsse von Wasser unterschiedlichen Aggregatzustandes wie Ozeane, Seen, Flüsse, Grundwasser, Eis und Schnee, Biomasse, Wolken und Wasserdampf. Damit ist die Hydrosphäre sowohl über den Wasserkreislauf als auch über den Energiehaushalt eng mit allen anderen Komponenten des Klimasystems verbunden. Insbesondere bei den Phasenübergängen treten Austauschprozesse zwischen den einzelnen Subsystemen, Atmosphäre, Ozean und Kryosphäre auf.

Die Kopplung der einzelnen Komponenten findet auf den unterschiedlichsten Skalen von molekularen Austauschprozessen bis zu großräumigen Wärmetransporten statt. Um die Notwendigkeit der regionalen gekoppelten Modellierung abzuschätzen, sollen im Weiteren die Kopplungsmechanismen auf der regionalen Skala beschrieben werden. Die Bedeutung der Kopplungseffekte hängt aber auch vom betrachteten Gebiet ab. Deshalb folgt zunächst eine kurze Beschreibung des für diese Arbeit relevanten Untersuchungsgebietes, bevor auf die einzelnen Wechselwirkungsprozesse sowie die bisher verfügbaren Erkenntnisse zum Energie- und Wasserkreislauf im Ostsee-Einzugsgebiet eingegangen wird. Dabei beschränkt sich die Beschreibung auf die wesentlichsten Merkmale, für eine ausführliche Darstellung der verschiedensten meereskundlichen Aspekte des Ostseeraums sei z.B. auf Rheinheimer (1995) verwiesen.

2.1 Das Untersuchungsgebiet

Die Ostsee und deren Wassereinzugsgebiet (Abb. 2.1) umfassen eine Fläche von $2.1 \times 10^6 \text{ km}^2$, wobei der Flächenanteil der Ostsee mit $0.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ etwa 19% beträgt. Das von etwa 84 Millionen Menschen bewohnte Gebiet setzt sich aus Territorien der neun direkten Anrainerstaaten (Dänemark, Schweden, Finnland, Russland, Estland, Lettland, Litauen, Polen, Deutschland) sowie aus Gebieten von nicht direkt an die Ostsee angrenzenden Staaten (Norwegen, Weißrussland, Ukraine, Slowaken und Tschechien) zusammen.

Die gesamte Region ist durch starke Gegensätze in Geologie, Vegetation und Klimatologie geprägt. So bestimmen im Norden kristalline Gesteine des Grundgebirges so-

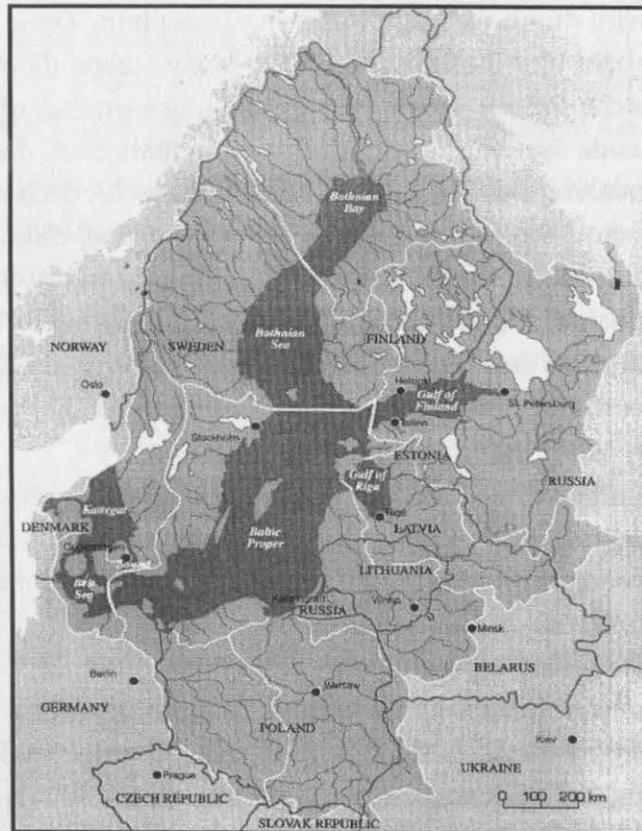


Abbildung 2.1: Das hydrologische Einzugsgebiet der Ostsee (aus HELCOM, 1996).

wie eine Vielzahl von Seen das Landschaftsbild, während im Süden deutlich mehr eiszeitliche Ablagerungen und Sand- oder Lehmböden vorliegen. Die Vegetation ist durch große boreale Waldflächen im Norden und einen nach Süden hin anwachsenden Anteil landwirtschaftlich genutzter Flächen charakterisiert. Auch die Orographie variiert stark von den um die 2000 m hohen Gebirgen im Nordwesten (Skandinavisches Gebirge) und Süden (Karpaten) bis zu den flachen Tiefebene des baltischen Landrückens.

Die klimatischen Bedingungen im Ostsee-Einzugsgebiet reichen von mildem, feuchten Klima bis zu subarktischen Bedingungen. Die Wetterprozesse sind vorwiegend durch die Lage, Stärke und Krümmung der Westwinddrift geprägt. Im West- und Südteil überwiegen westliche Luftströmungen mit atlantischem Tiefdruckwetter, das mit seinen eingelagerten Fronten und Zwischenhochkeilen in der Regel relativ zügig, d.h. innerhalb weniger Tage, von West nach Ost über den Ostseeraum hinwegzieht. Im Ost- und Nordteil schwächt sich der maritime Einfluss durch Reibungs- und Austrocknungsprozesse ab, so dass hier das Klima zunehmend kontinentaler wird. Diese Tatsache kann als erste Ausprägung der vielfältigen Wechselwirkungsprozesse zwischen den einzelnen Komponenten des Klimasystems gedeutet werden.

Die Ostsee ist als Nebenmeer durch enge und flache Zugänge in den dänischen Wasserstraßen über das Kattegat und Skagerrak mit der Nordsee verbunden. Durch die Bodentopographie ist sie in einzelne Becken gegliedert (Abb. 2.2), die sich wiederum deutlich in ihrem biogeochemischen Klima unterscheiden. Die größte Wassertiefe, das Landsorttief, beträgt 459 m und befindet sich südlich von Stockholm im westlichen Gotlandbecken. Für die gesamte Ostsee ergibt sich eine mittlere Wassertiefe von 52 m. Entscheidend für den Wasseraustausch zwischen den Becken sind die zwischen den Teilbecken liegenden Schwellen. Hier sind z.B. die im Bereich des Sunds liegende Drogdenschwelle (8 m) oder die Darßerschwelle (18 m) zu nennen. Sie behindern die ungestörte Ausbreitung des salz- und sauerstoffreichen Wassers aus der Nordsee in die tieferen Ostseebecken. Die Strömungsverhältnisse in der Ostsee werden auf Grund des stark variablen Windantriebs allgemein als sehr instabil bezeichnet. Neuere Untersuchungen zeigen jedoch, dass insbesondere im Gotlandbecken durchaus stabile Zirkulationsmuster auftreten (Lehmann und Hinrichsen, 2000).

In Abhängigkeit der atmosphärischen Bedingungen tritt im Winterhalbjahr in unterschiedlich ausgeprägter Form Meereis auf. Im Mittel liegt eine Eisausdehnung von etwa 50% vor, die Länge der Eissaison beträgt ca. sechs Monate (November - April). Die Eisverhältnisse zeigen jedoch große zwischenjährliche Schwankungen, d.h. in ex-

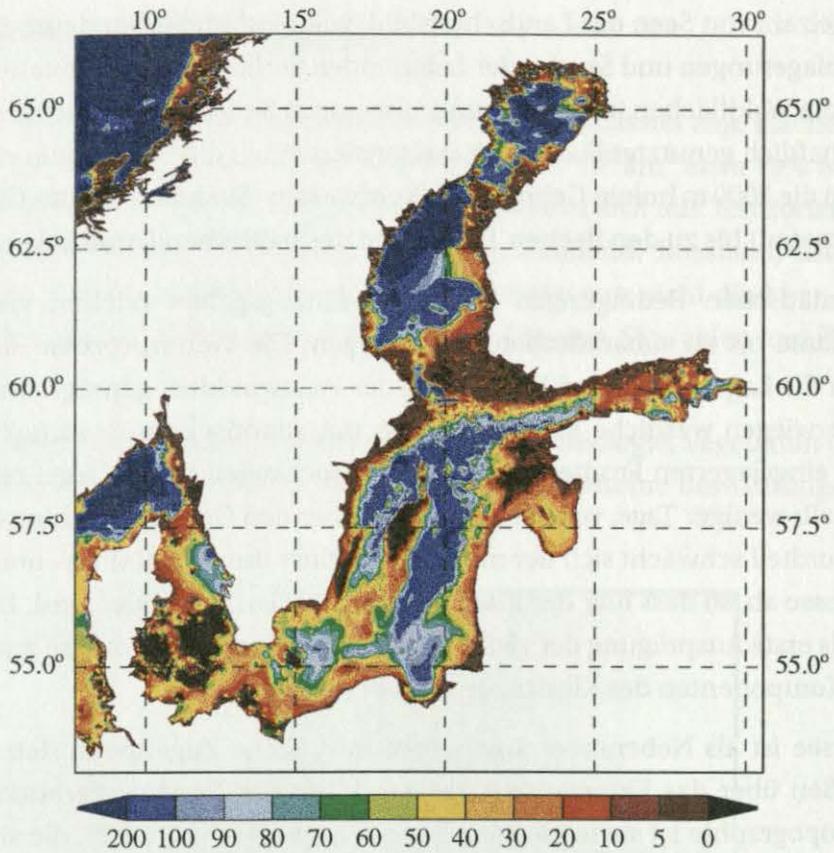


Abbildung 2.2: Bodentopographie der Ostsee, dargestellt als Wassertiefe in m. Das Festland wurde ausgeblendet (weiß), Inseln sind schwarz eingefärbt.

tremen Eiswintern wie z.B. 1946/47 kann die gesamte Ostsee eisbedeckt sein, während in sehr milden Wintern (z.B. 1988/89) eine maximale Meereisbedeckung von nur ca. 12-13% auftritt. Diese Variabilität ist über den direkten atmosphärischen Antrieb wiederum auf die großräumigen Zirkulationsverhältnisse, ausgedrückt z.B. durch den Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO), zurückzuführen (Koslowski und Loewe, 1994).

Insgesamt sind die im Ostsee-Einzugsgebiet herrschenden Bedingungen sowohl von lokalen als auch überregionalen Gegebenheiten geprägt. Das heißt, es ist nicht nur eine advective Beeinflussung durch die großskaligen Rahmenbedingungen zu beobachten, sondern es finden auch lokale Wechselwirkungsprozesse zwischen den einzelnen Komponenten des Klimasystems statt.

2.2 Wechselwirkungen der physikalischen, biologischen und sozio-ökonomischen Systeme

Historisch betrachtet wurden zunächst die physikalischen Wechselwirkungen, z.B. zwischen Atmosphäre und Ozean, in Modellen berücksichtigt. Erst in jüngerer Zeit werden auch biologische Komponenten oder sogar sozio-ökonomische Aspekte, d.h. die Auswirkungen menschlichen Handelns auf das Klimasystem bzw. der Einfluss von Klimaschwankungen auf die Gesellschaft, integriert. Da in dieser Arbeit nur physikalische Komponenten gekoppelt werden, wird in diesem Abschnitt der Schwerpunkt auf den Wechselwirkungen dieser Systeme liegen. Um jedoch der Bedeutung der nicht-physikalischen Kopplungseffekte gerecht zu werden, sowie die vorhandenen Potenziale für die Integration dieser Aspekte zu untersuchen, werden auch biologische und sozio-ökonomische Austauschprozesse kurz angesprochen.

Atmosphäre und Ozean sind durch den Austausch von Energie, Impuls und Masse eng miteinander verbunden. Die Energieübertragung erfolgt sowohl über Strahlungsprozesse als auch durch turbulente Flüsse sensibler und latenter Wärme. Der Wärmehalt des Ozeans ist des Weiteren noch durch advective und andere Prozesse beeinflusst, so dass die vollständige Wärmehaushaltsgleichung für die Ostsee folgendermaßen lautet:

$$H_{\text{res}} = R_s + R_l + F_s + F_l + H_{\text{adv}} + H_{\text{lit}} + H_{\text{fri}} + H_{\text{cb}} + H_{\text{rad}} \quad (2.1)$$

- mit: H_{res} : resultierender Wärmegewinn oder -verlust
 R_s : Wärmegewinn durch solare Einstrahlung
 R_l : Wärmegewinn/-verlust durch thermische Strahlung
 F_s : Wärmegewinn/-verlust durch sensiblen Wärmefluss
 F_l : Wärmegewinn/-verlust durch latenten Wärmefluss
 H_{adv} : Wärmegewinn/-verlust durch advective Transporte
 H_{lit} : Wärmegewinn durch Wärmezufuhr aus dem Erdinnern
 H_{fri} : Wärmegewinn durch Reibungsprozesse
 H_{cb} : Wärmegewinn durch chemisch-biologische Prozesse
 H_{rad} : Wärmegewinn durch radioaktive Prozesse

Nach Abschätzungen von Henning (1988) verliert die Ostsee über Strahlungsprozesse und Wärmeflüsse an der Oberfläche im langjährigen Jahresmittel netto 6.73×10^{12} W.

Diese werden durch advektive Transporte von der Nordsee ausgeglichen, da die weiteren Prozesse im Innern der Ostsee nur von untergeordneter Bedeutung sind. Der jahreszeitliche Verlauf der Energiebilanz an der Meeresoberfläche ist deutlich vom Jahresgang der solaren Einstrahlung bestimmt. Im Frühjahr und Sommer ist die Energiebilanz positiv, d.h. die hohe solare Einstrahlung überwiegt gegenüber den Wärmeverlusten durch thermische Ausstrahlung und turbulente Wärmeflüsse. Im Herbst und Winter herrschen im Mittel höhere Wärmeflüsse von der wärmeren Ostsee zur darüberliegenden kälteren Atmosphäre. Die geringere solare Einstrahlung kann diese Wärmeflüsse nicht ausgleichen, so dass die Ostsee in dieser Zeit Energie an die Atmosphäre abgibt.

Entsprechend dem jahreszeitlichen atmosphärischen Antrieb zeigt das Oberflächenwasser charakteristische Jahresgänge in der Temperatur- und Dichteschichtung. So liegt im Winter eine relativ ausgedehnte, kalte Deckschicht über dem wärmeren, salzreicheren Tiefenwasser, während sich zum Frühjahr und Sommer hin eine flache, warme Deckschicht ausbildet. Damit tritt im Sommer eine doppelte Schichtung auf, d.h. die sommerliche Thermokline trennt die sommerliche, warme Deckschicht von der kälteren Zwischenschicht, die wiederum durch die ganzjährige Pyknokline von der Tiefenschicht getrennt ist. Diese Schichtungsverhältnisse werden erst wieder im Herbst mit dem Einsetzen der Konvektion erodiert. Zu einem großen Teil bestimmen also die atmosphärischen Austauschprozesse den Wärmehaushalt und haben damit auch einen großen Einfluss auf die Temperatur- bzw. Dichteverhältnisse.

Aber auch der Salzgehalt, der wesentlichste Einflussfaktor auf die Dichteschichtung, ist über Niederschlag und Verdunstung sowie den u.a. windgetriebenen Ein- bzw. Ausstrom mit der Atmosphäre gekoppelt. Einen weiteren Beitrag zum Wasserhaushalt liefert der Süßwassereintrag der Flüsse, so dass die vollständige Wasserhaushaltsgleichung folgendermaßen lautet:

$$W_{\text{res}} = P - E + W_{\text{riv}} + W_{\text{in}} - W_{\text{out}} \quad (2.2)$$

- mit: W_{res} : resultierender Wassergewinn oder -verlust
 P : Wassergewinn durch Niederschlag
 E : Wasserverlust durch Verdunstung
 W_{riv} : Wassergewinn durch Flusswassereintrag
 W_{in} : Wassergewinn durch Einstrom aus der Nordsee
 W_{out} : Wasserverlust durch Ausstrom in die Nordsee

Im langzeitlichen Mittel ist der Wasserhaushalt der Ostsee balanciert, so dass $W_{\text{res}} = 0$ gilt. Niederschlag und Verdunstung über der Ostsee weisen starke räumliche und zeitliche Variabilitäten auf und sind auf Grund der sehr geringen Dichte direkter Messungen über See schwer zu bestimmende Größen. Abschätzungen der mittleren jährlichen Verdunstung und des Niederschlags beruhen auf Beobachtungen von Schiffen und Landstationen (Henning, 1988), hauptsächlich über Land befindlichen synoptischen Stationsdaten (Omstedt et al., 1997) oder reinen Schiffsdaten (Lindau, 2000). Es zeigt sich, dass die für den Wasserhaushalt wichtige Größe Niederschlag minus Verdunstung (P-E) im Jahresmittel positiv ist und Werte im Bereich von 66 bis 151 mm/Jahr aufweist (Tab. 2.1).

Tabelle 2.1: Abschätzungen des mittleren jährlichen Niederschlags und der Verdunstung über der Ostsee.

Autor	Niederschlag / mm Jahr ⁻¹	Verdunstung / mm Jahr ⁻¹	P-E / mm Jahr ⁻¹
Henning	639	498	141
Omstedt	606	455	151
Lindau	603	537	66

Die dominierende Größe im Wasserhaushalt ist jedoch der Zustrom von Süßwasser aus den Flüssen des Einzugsgebiets. Auf der Grundlage vierzigjähriger Messungen wurde ein mittlerer jährlicher Gesamteintrag von etwa 483 km³/Jahr ermittelt, wobei die beiden größten Flüsse, Newa und Weichsel, jeweils 77.6 bzw. 33.6 km³/Jahr beitragen (Bergström und Carlsson, 1994). Auf die Fläche der Ostsee umgerechnet ergibt sich der gesamte Flusswassereintrag zu etwa 1200 mm/Jahr, womit er doppelt so hoch ist wie der geschätzte Niederschlag und eine Größenordnung über dem atmosphärischen Netto-Süßwassereintrag liegt. Aus dieser Zufuhr von Süßwasser entsteht ein Oberflächengefälle zu den Ostseeausgängen hin, das im langzeitlichen Mittel einen aus der Ostsee heraus gerichteten Oberflächenstrom des salzärmeren, leichteren Wassers bewirkt. Die höhere Dichte des Kattegatwassers gegenüber dem Ostseewasser verursacht wiederum ein in die Ostsee hinein gerichtetes Druckgefälle, das durch den Einstrom salzreichen Wassers in der Tiefe kompensiert wird.

Die Strömungen werden aber nicht nur durch Wasserstands- und Dichtedifferenzen, sondern – insbesondere in den großen Becken der Ostsee – auch vom Wind angetrieben. Da die typische Verweilzeit eines antreibenden Windsystems über der Ostsee

relativ gering ist, sind diese windgetriebenen Strömungen jedoch meist nur von kurzer Dauer, bevor sich ein neues Strömungssystem einstellt (Walin, 1972a). Die horizontalen Skalen der mesoskaligen Strömungsmuster sind durch den internen Rossby-Radius bestimmt, der in der Ostsee zwischen 2 km und 7 km liegt. Mit den über der Ostsee auftretenden Windmustern sind auch typische Vertikalbewegungen verbunden. So entstehen entlang der Küsten häufig ausgeprägte windgetriebene Auf- bzw. Abtriebsgebiete (Walin, 1972b).

Aus den hier genannten Fakten ergibt sich, dass die Zirkulation und Dichteverhältnisse in der Ostsee ganz entscheidend vom atmosphärischen Antrieb bestimmt sind. Demgegenüber ist es schwer, die Größe des Einflusses der Ostsee auf die darüberliegende Atmosphäre oder sogar die großräumigere Zirkulation festzulegen. So gibt es zwar verschiedene Beispiele für eine direkte Beeinflussung der atmosphärischen Felder durch die Ostsee, die im Wesentlichen durch die Temperaturunterschiede zwischen Wasser und Land verursacht sind. Hier sind z.B. die klassische Land-Seewind-Zirkulation oder auch die Ausbildung der so genannten Ostseezyklone zu nennen. Diese spezifische, thermische Zyklone bildet sich vorwiegend im Winter aus, wenn nach starken Kaltluftereinbrüchen über der Ostsee hohe Wärmeflüsse zwischen warmem Wasser und kalter Luft entstehen, die einen starken Luftdruckabfall im Meeresniveau verursachen (Tiesel, 1984). Die meisten bekannten Auswirkungen finden jedoch eher auf lokaler Skala statt, so dass die Bedeutung des Einflusses der Ostsee auf die Atmosphäre auf regionaler bis überregionaler Skala noch zu untersuchen bleibt.

Ein anderer Faktor, der nicht nur die Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean beeinflusst, sondern auch in erheblichem Maß auf menschliche Aktivitäten wie Schiffsverkehr und Fischerei einwirkt, ist das Meereis. Wie schon in Abschnitt 2.1 erwähnt, sind im Wesentlichen die vorherrschenden Großwetterlagen für den Verlauf und die Stärke der Eisbildung verantwortlich. So unterscheidet man zwischen den generell die Eisbildung hemmenden Westlagen und den eisfördernden Ostlagen. Die ozeanischen Einflüsse wie Oberflächentemperatur oder Wärmehalt der Wassersäule können sich auf Grund der geringen Wassertiefe und des damit eingeschränkten Wärmehalts der Ostsee nur in geringem Maß modifizierend auswirken. Umgekehrt hat das Meereis aber großen Einfluß sowohl auf die Zirkulations- und Schichtungsverhältnisse in der Ostsee als auch auf die Energiebilanz an der Grenzfläche Ozean-Meereis-Atmosphäre. So wirkt das Meereis einerseits als Isolator, der extreme Wärmeflüsse zwischen Ozean und Atmosphäre verhindert. Andererseits bewirkt die

veränderte Albedo eine verstärkte Reflexion der solaren Strahlung und damit einen Energiegewinn für die Atmosphäre.

Ein klassisches Beispiel für einen möglichen *feedback*-Mechanismus zwischen physikalischen und biologischen Systemen stellt die so genannte CLAW-Hypothese zu den Wechselwirkungen zwischen Dimethylsulfid (DMS) im Wasser und Wolkenbildungsprozessen dar (Charlson et al., 1987). Diese These beruht teilweise auf nachgewiesenen Zusammenhängen, beinhaltet aber auch noch nicht verstandene Mechanismen. Durch Messungen belegt sind bislang nur gewisse Abhängigkeiten zwischen einzelnen Komponenten des *feedback*-Mechanismus. So wurde nachgewiesen, dass DMS ein Produkt des Phytoplanktons im Meer ist und, nachdem es über Gasaustauschprozesse in die Atmosphäre gelangt, zu Sulfat-Partikeln oxidiert. Diese Partikel modifizieren in ihrer Eigenschaft als Wolkenkondensationskerne die Strahlungseigenschaften der Wolken und damit die Albedo der Erde (Andreae, 1990). In der CLAW-Hypothese wird nun postuliert, dass Phytoplankton seine DMS-Produktion in Abhängigkeit der Oberflächentemperatur und der Sonneneinstrahlung variiert und damit das Klima reguliert. Es muss jedoch festgestellt werden, dass auf Grund der äußerst komplexen Zusammenhänge noch nicht einmal die Vorzeichen der vorgeschlagenen Regulierungsmechanismen bekannt sind.

Neben dem Strahlungsantrieb ist der Salzgehalt ein entscheidender Faktor für die Biologie der Ostsee. Die meisten Organismen sind über die Nordsee eingewandert, wobei mit abnehmendem Salzgehalt in Richtung der zentralen Ostsee die marinen Arten deutlich zurückgehen. In diesem Bereich mit Salzgehalten zwischen 5 und 12 PSU können sich nur wenige Süßwasserarten halten. Erst in Gebieten mit Werten unter 3 PSU, also vor allem in Küstenbereichen mit starken Zuflüssen oder der nördlichen Bottenwiek, treten diese vermehrt auf (Rheinheimer, 1995). Für den kommerziellen Fischfang von Bedeutung sind Dorsch und Hering sowie in geringerem Maß auch der Lachs. Der Dorsch benötigt zur Vermehrung ein Salzgehaltsniveau größer 10-12 PSU und eine Sauerstoffkonzentration über $1.5-2 \text{ ml l}^{-1}$. Auf Grund des Fehlens von effektiven Salzwassereinbrüchen hat das Tiefenwasser in der zentralen Ostsee, das die oben erwähnten Bedingungen erfüllt, in den letzten Jahren stark abgenommen (Matthäus und Franck, 1992). In Folge dessen ist der Dorschbestand von 400 000 Tonnen im Jahre 1984 auf etwa ein Zehntel dieses Niveaus in den Jahren 1992/93 zurückgegangen. Zu diesem negativen Trend hat auch ein unangemessenes Anwachsen der Fischerei beigetragen. Obwohl sich die Umweltbedingungen für den Dorsch verbessert haben, sind

Begrenzungen der Fischfangquoten nötig, um eine nachhaltige Erholung der Bestände zu erreichen. Nichtsdestotrotz hat die International Baltic Sea Fishery Commission (IBSFC) 1997 eine Fangquote von 180 000 Tonnen zugelassen (HELCOM, 1996).

Auch das Vorkommen von Lachs in der Ostsee hat sich, bedingt durch menschliche Eingriffe, stark verändert. So wurden zu Beginn des Jahrhunderts noch über 100 Flüsse von Lachsen für die Reproduktion benutzt. Auf Grund von Veränderungen durch Dammbauten für Wasserkraftwerke oder erhöhte Schadstoffbelastungen stehen den Lachsen zur Zeit nur noch 30 Flüsse zum Laichen zur Verfügung. Dadurch bedingt liegt der Bestand an Wildlachsen im Moment bei nur 0.4-0.6 Millionen. Dies entspricht etwa 10% des Bestandes an Zuchtlachs (5-6 Millionen). Die Fangquoten wurden seit Beginn der 90er Jahre kontinuierlich verringert, liegen jedoch immer noch so hoch, dass nur etwa 1-2% der erwachsenen Tiere zur Vermehrung in die Flüsse zurückkehren können. Dies könnte dazu führen, dass die natürliche Population ausstirbt. Um dies zu verhindern, wurde 1997 der so genannte *Salmon Action Plan* eingerichtet (HELCOM, 1996).

Dieses Beispiel, dass die Errichtung von Wasserkraftwerken als sinnvolle Alternative zu nicht-regenerativen Energien auch negative Folgen haben kann, zeigt einmal mehr die komplexen Wechselwirkungen solcher Entscheidungen. Die erfolgreiche Nutzung von Wasserkraftwerken hängt wiederum stark vom Niederschlag bzw. dem hydrologischen Kreislauf ab. Da sich dieser unter geänderten Klimabedingungen möglicherweise in seiner Stärke oder regionalen Ausprägung ändert, werden immer wieder Szenarienrechnungen gefordert, die Aussagen auf regionaler Skala ermöglichen. Verschiedene Faktoren müssen jedoch bei der Erstellung solcher Vorhersagen mit Regionalmodellen berücksichtigt werden.

Zunächst müssen die Modelle möglichst viele der für die geforderten Aussagen relevanten Prozesse enthalten. Das heißt, um konsistente Vorhersagen über den z.B. für die Wasserkraftnutzung wichtigen hydrologischen Kreislauf machen zu können, muss das Modell den gesamten hydrologischen Kreislauf enthalten. Dies ist nur mit einem gekoppelten Atmosphäre-Meereis-Ozean-Hydrologie-Modell möglich. Für biologische Themenstellungen kann wiederum eine Kopplung zwischen physikalischen und biologischen Systemen notwendig sein. Erste Ansätze dafür liefern z.B. die Arbeiten von Hinrichsen et al. (1997), in der die Drift von Dorschlarven im Bornholm-Becken modelliert wird, oder von Oschlies und Garçon (1998), in der innerhalb eines gekoppelten physikalisch-biologischen Ozeanzirkulationsmodells eine wirbelinduzierte Erhöhung der biologischen Primärproduktion beobachtet wird. Wie oben ausgeführt, ist die

Kopplung zwischen Biologie und Physik jedoch nicht nur einseitig für biologische Untersuchungen notwendig, sondern kann auch für physikalische Fragestellungen durchaus relevant sein.

Es wäre natürlich auch wünschenswert, sozio-ökonomische Aspekte in Regionalmodelle zu integrieren. Im Moment existiert aber noch kein schlüssiges Konzept, diese hoch-komplexen Zusammenhänge in ein einfaches Modell zu fassen, so dass nicht abzusehen ist, wann eine zweiseitige Kopplung zwischen Anthroposphäre und physikalisch/biologischen Systemen modelliert werden kann. Der bislang einzige Ansatz, sozio-ökonomische Aspekte zu berücksichtigen, wird in den so genannten *Integrated Regional Impact Studies* (IRIS) verfolgt. In diesen Studien wird versucht, die Untersuchung möglicher Auswirkungen einer Klimaänderung nicht nur auf bestimmte Aspekte zu beschränken, sondern möglichst viele gekoppelte Effekte und Systeme zu berücksichtigen (Cohen, 1995). Der Erfolg solcher Studien ist aber wesentlich von der Güte der Modellaussagen, auf denen die IRIS beruhen, abhängig.

Die Beispiele der vielfältigen wechselseitigen Abhängigkeiten zwischen den physikalischen, biologischen und sozio-ökonomischen Systemen belegen die in der gekoppelten Regionalmodellierung vorhandenen Potenziale. Die Forschung in diesem Sektor steht aber noch ganz am Anfang, so dass noch keine Aussagen über den tatsächlichen Erfolg oder Nutzen getroffen werden können. Diese Arbeit ist deshalb auch als ein Beitrag zum Erreichen dieses übergeordneten Ziels zu verstehen.



3. Modelle

Zur Entwicklung eines gekoppelten regionalen Modellsystems für das Ostsee-Einzugsgebiet standen das atmosphärische Regionalmodell (REMO) und das Kieler Ostseemodell (BSMO) zur Verfügung. Beide Modelle wurden bisher unabhängig voneinander entwickelt und betrieben und erst im Rahmen dieser Arbeit zu einem voll gekoppelten Modell zusammengeführt. In den nächsten beiden Abschnitten folgt eine kurze Beschreibung beider Modelle mit Schwerpunkt auf den Schnittstellen zwischen Atmosphäre und Ozean.

3.1 Atmosphärisches Regionalmodell

Das dreidimensionale atmosphärische Regionalmodell REMO wurde im Rahmen der Modellierungsaktivitäten im BALTEX-Projekt am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPIfM) in Hamburg, in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ), dem Forschungszentrum Geesthacht (GKSS) sowie dem Deutschen Wetterdienst (DWD), entwickelt. REMO basiert auf dem Europamodell des DWD (Majewski, 1991), das bislang Teil des operationellen Wettervorhersagemodellsystems von Globalmodell, Europamodell und Deutschlandmodell (GM, EM, DM) war, bevor es im November 1999 von der neuen höher auflösenden Modellgeneration, bestehend aus Globalmodell und Lokalmmodell (GME/LM), abgelöst wurde (DWD, 1999).

3.1.1 Koordinaten- und Gleichungssystem

Die Horizontalkoordinaten in REMO sind in einem sphärischen Koordinatensystem definiert, das aus dem geographischen System durch Drehungen um *Eulersche Win-*

kel hervorgeht. In diesem so genannten rotierten sphärischen Gitter liegt der Nordpol an einer neuen Position mit den geographischen Koordinaten $\lambda = 170^\circ$ West und $\phi = 32.5^\circ$ Nord. Die Lage des rotierten Nordpols ist aus dem Europamodell übernommen und wurde dort so gewählt, dass der rotierte Äquator durch die Mitte des Modellgebiets verläuft. Dies hat den Vorteil, dass die zonalen Gitterpunktabstände in meridionaler Richtung geringstmöglich variieren. In dieser Arbeit wird REMO in einer horizontalen Auflösung von $1/6^\circ$ mit 121×181 Gitterpunkten verwendet. Dabei erstreckt sich das Modellgebiet im rotierten System von 14° Süd bis 16° Nord und 5° West bis 15° Ost, wobei die tatsächliche Lage des Modellgebiets Abbildung 3.1 zu entnehmen ist. Die Entfernung zweier Gitterpunkte im Zentrum des Modellgebiets am rotierten Äquator beträgt in zonaler und meridionaler Richtung 18.5 km. Auf Grund der geringen Meridiankonvergenz im rotierten Koordinatensystem nimmt der Gitterpunktabstand in zonaler Richtung zum Nordrand des Modellgebiets nur um 0.7 km auf 17.8 km ab, also sehr viel weniger als im geographischen System. Da der maximal mögliche Zeitschritt über das *Courant-Friedrichs-Lewy* Stabilitätskriterium mit dem kleinsten auftretenden

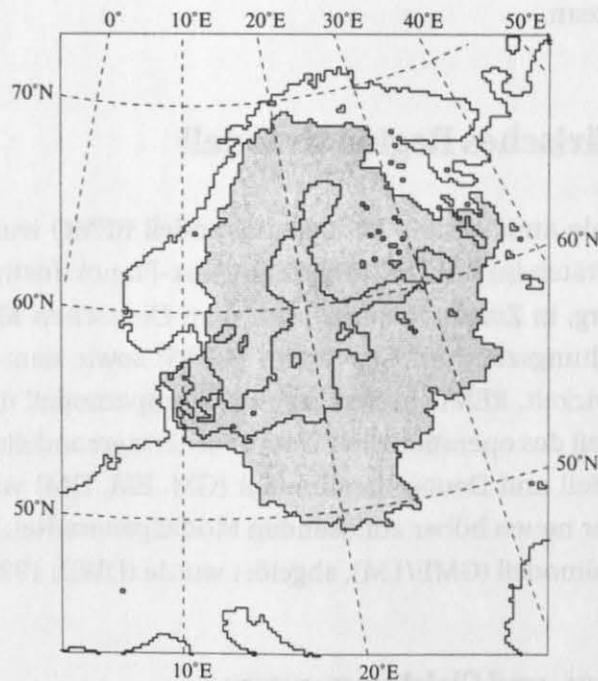


Abbildung 3.1: Modellgebiet von REMO mit Landkonturen in der $1/6^\circ$ Modellauflösung und dem als BALTEX-Gebiet definierten Wassereinzugsgebiet der Ostsee als graue Fläche.

Gitterpunktabstand verbunden ist, können dementsprechend große Zeitschritte von bis zu 120 Sekunden verwendet werden (Courant et al., 1928).

Die Vertikalkoordinate η ist in einem terrainfolgenden Hybrid-System definiert, das eine Kombination aus p -System und σ -System darstellt. Oberhalb des Niveaus $p_T = 220$ hPa ist das η -System mit dem p -System identisch, welches den Vorteil aufweist, dass die quasi-horizontalen Strukturen in der oberen Troposphäre und Stratosphäre nicht von der Orographie überlagert werden. Unterhalb dieses Niveaus geht das η -System in das terrainfolgende σ -System über. Damit ist $\eta(p, p_s)$ eine monotone Funktion des Drucks p und hängt vom Bodendruck p_s in der Weise ab, dass an der Obergrenze der Atmosphäre $\eta(0, p_s) = 0$ und an der Untergrenze des Modells $\eta(p_s, p_s) = 1$ gilt. Die vertikale Auflösung beträgt 20 Schichten, wobei die untersten 2 km der Atmosphäre mit acht Schichten aufgelöst sind, um eine möglichst genaue Simulation der bodennahen Temperatur-, Feuchte- und Windverhältnisse zu ermöglichen. Bis zur Tropopause befinden sich weitere acht Schichten, während die Stratosphäre durch vier Schichten repräsentiert wird.

REMO basiert auf den Grundgleichungen für Massen-, Impuls- und Energieerhaltung, aus denen – unter Annahme der hydrostatischen Approximation – die prognostischen Gleichungen für die Variablen

- Bodendruck p_s
- horizontale Windkomponenten u und v
- Temperatur T
- spezifischer Wasserdampfgehalt q_D
- spezifischer Wolkenwassergehalt q_W

abgeleitet werden. Die mathematische Herleitung der Modellgleichungen aus den physikalischen Grundprinzipien wird ausführlich in der allgemeinen Literatur beschrieben (z.B. Haltiner und Williams, 1980), weshalb hier auf eine detaillierte Darstellung verzichtet werden kann. Für die numerische Umsetzung der Gleichungen in REMO wird auf die spezielle Modellbeschreibung des Deutschen Wetterdienstes (Majewski et al., 1995) verwiesen.

Ursprünglich wurden im EM-System nicht die Gleichungen für T , q_D und q_W sondern daraus abgeleitete Gleichungen für die prognostischen Variablen

- spezifische Gesamtwärme $h = c_p T + L_v q_D$
- spezifischer Gesamtwassergehalt $q_{DW} = q_D + q_W$

gelöst. Dabei ist $c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ die spezifische Wärme trockener Luft und $L_v = 2.501 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ die Verdampfungswärme. Durch diese neuen zusammengesetzten Variablen wurde der in früheren Zeiten sehr knappe Speicherplatz sowie die Lösung einer prognostischen Gleichung eingespart. Nach Lösung des um eine Gleichung verringerten prognostischen Gleichungssystems wurden die in diesem System diagnostischen Variablen T , q_D und q_W über eine zusätzliche Schließungsbedingung, die auf der Annahme eines Sättigungsgleichgewichts innerhalb von Wolken beruht, berechnet. Im aktuellen System werden jedoch die sechs prognostischen Gleichungen für die sechs prognostischen Variablen p_s , u , v , T , q_D und q_W gelöst. Erst im Anschluss daran erfolgt die Zusammenfassung zu den Größen h und q_{DW} , die in den der expliziten Prognose folgenden Routinen weitere Verwendung finden.

Die horizontale Diskretisierung der Gleichungen erfolgt auf dem *Arakawa-C-Gitter*, das über verschiedene numerische Vorteile z.B. bezüglich der Ausbreitung von Schwerewellen verfügt (Mesinger und Arakawa, 1976). In diesem Gitter sind die zonale und meridionale Windkomponente um $\Delta\lambda/2$ nach rechts bzw. $\Delta\phi/2$ nach oben versetzt sowie die Vorticity um $\Delta\lambda/2$ und $\Delta\phi/2$ diagonal nach rechts oben verschoben. Alle übrigen Variablen sind am so genannten Massenpunkt im Zentrum der Gitterbox definiert. Zu beachten ist, dass alle Variablen zwar einem bestimmten Gitterpunkt zugeordnet sind, grundsätzlich jedoch ein räumliches Mittel über die Fläche $r^2 \cos\phi \Delta\lambda \Delta\phi$, mit dem Erdradius $r = 6371.229 \text{ km}$, repräsentieren.

Das vertikale Differenzschema beruht auf dem energie- und dreimpulserhaltenden Schema von Simmons und Burridge (1981). Die Atmosphäre wird durch KE+1 so genannte Nebenflächen in KE=20 Schichten eingeteilt. Dabei sind die prognostischen Variablen u , v , T , q_D und q_W im Massenschwerpunkt, den so genannten Hauptflächen der Schichten definiert, während das Geopotential Φ , die Vertikalbewegung im η -System η^* sowie die vertikalen turbulenten Flüsse den Nebenflächen zugeordnet werden.

Zur zeitlichen Diskretisierung wird das *Leap-Frog-Schema* verwendet, das als so genanntes 3-Zeitebenen-Schema bei der Berechnung der prognostischen Variablen des Zeitschritts $t + \Delta t$ auch die Werte zum Zeitpunkt $t - \Delta t$ mit einbezieht. Dieses Verfahren

birgt die Gefahr, dass die Variablen aufeinanderfolgender Zeitschritte deutlich unterschiedliche Werte annehmen. Um die Herausbildung solcher so genannter Zeitfamilien zu vermeiden wird zusätzlich ein so genannter *Asselin-Filter* benutzt, der eine Glättung des zeitlichen Verlaufs bewirkt (Asselin, 1972). Bei der hier verwendeten Auflösung von $1/6^\circ$ beträgt der Zeitschritt $\Delta t = 120$ Sekunden.

3.1.2 Randbedingungen

Das Prinzip der regionalen Modellierung beruht darauf, dass das so genannte *Limited Area Model* (LAM) in ein antreibendes Rahmenmodell eingebettet wird. Diesem Konzept liegt die Strategie zu Grunde, dass das Rahmenmodell die großskaligen Zirkulationsverhältnisse zur Verfügung stellt, während das darin eingebettete LAM zur Auflösung lokaler Effekte dient. Der Informationsaustausch an den Schnittstellen zwischen den Modellen kann in beide Richtungen erfolgen (*two-way nesting*) oder nur einseitig sein (*one-way nesting*). Hier wird der *one-way nesting* Ansatz verfolgt, d.h. es werden nur Daten vom antreibenden Modell an REMO übergeben.

Die numerische Realisierung der Anbindung von REMO an die Daten des Rahmenmodells erfolgt nach dem in vielen operationellen LAMs üblichen Relaxationsverfahren (Davies, 1976). Dabei werden die prognostischen Gleichungen um einen künstlichen Relaxationsterm erweitert, der eine gewichtete Mittelung zwischen der Prognose des LAM und dem Rahmenmodell bewirkt. Das Gewicht des Rahmenmodells nimmt vom Rand in Richtung zum Gebietsinnern mit einer *tanh*-Funktion von eins auf null ab, wobei die Relaxationszone üblicherweise acht Gitterpunkte breit ist. REMO erhält aber nicht nur an den lateralen Rändern, sondern auch am unteren Rand Informationen vom Rahmenmodell. Hier wird an Wassergitterpunkten die SST auf die im Randdatensatz vorliegenden Werte gesetzt. Aus Speicherplatzgründen können die Randdaten nur alle sechs Stunden bereitgestellt werden. An den zwischen diesen Zeitpunkten liegenden Modellzeitschritten werden die Randdaten durch lineare Interpolation bereitgestellt.

In dieser Arbeit werden ausschließlich so genannte *hindcast*-Simulationen durchgeführt, d.h. es werden vergangene und nicht zukünftige Atmosphärenzustände modelliert. Deshalb können nachträglich erstellte Analysen des zu modellierenden Zeitraums als Anfangs- und Randdatensatz verwendet werden, womit gewährleistet ist, dass REMO möglichst nah am tatsächlichen Atmosphärenzustand der modellierten

Periode gehalten wird. In allen Simulationen dieser Arbeit werden die mit dem 0.5°-Europamodell erstellten so genannten DWD-Analysen verwendet.

Um andererseits die Möglichkeit zu erhalten, dass sich eigenständige, lokal bedingte Strukturen ausbilden können, wird REMO im so genannten *Klima-Mode* angewendet. Dies bedeutet, dass REMO nur einmal zu Beginn der gesamten Simulation initialisiert wird und im weiteren Verlauf der Simulation nur die lateralen Ränder sowie die SSTs an den Randdatensatz angepasst werden. Im Gegensatz dazu erfolgt im so genannten *Vorhersage-Mode* durch die alle 24 Stunden durchgeführte Neu-Initialisierung des gesamten Modellgebiets eine wesentlich stärkere Anbindung an den Randdatensatz (Karstens et al., 1996). Aus zwei Gründen ist es für die hier durchgeführten Arbeiten jedoch unerlässlich, das Modell nicht ständig auf einen vorgegebenen Zustand zurückzusetzen. So verlangt das Ziel einer konsistenten Modellierung des Energie- und Wasserkreislaufs eine größtmögliche Unabhängigkeit des Modellsystems von Anfangs- und Randdaten, d.h. das Modell sollte möglichst wenig an aus anderen Quellen stammende Informationen angepasst werden. Des Weiteren würde eine tägliche Neu-Initialisierung des Modells die Untersuchung längerfristiger Auswirkungen der Kopplung zwischen Atmosphären- und Ozeanmodell verhindern.

3.1.3 Physikalische Parametrisierungen

Bei einem horizontalen Gitterpunktabstand von ca. 18 km ist es nicht möglich, alle in der Atmosphäre vorkommenden physikalischen Prozesse explizit zu berechnen. Deshalb werden die so genannten subskaligen Prozesse wie turbulente Transporte oder die auf der molekularen Skala ablaufenden Vorgänge wie Phasenumwandlung von Wasser oder Strahlungsprozesse parametrisiert. Zusätzlich zu den physikalischen Parametrisierungen des EM/DM-Systems wurden in REMO die Parametrisierungen des globalen Klimamodells ECHAM-4 implementiert (Jacob und Podzun, 1997; Roeckner et al., 1996a). Eine ausführliche Beschreibung der DWD-Physik findet sich bei Majewski et al. (1995); der Aufbau der EC4-Physik wird im Technischen Report des DKRZ (1992) dargestellt. Hier soll nur ein kurzer Überblick über die in beiden Physikpaketen benutzten Verfahren gegeben werden, bevor etwas detaillierter auf die direkten Austauschprozesse Atmosphäre-Ozean eingegangen wird.

Allgemeine Verfahren

Die Beschreibung subskaliger Bewegungsformen erfolgt mit Hilfe der Horizontal- und Vertikaldiffusion. Dabei wird die Horizontaldiffusion im Innern des Modellgebietes nach einem linearen Schema vierter Ordnung durchgeführt, das sehr skalenselektiv ist und nur die kürzesten Wellen mit Wellenlängen bis zum vierfachen Gitterpunktsabstand dämpft. Die Vertikaldiffusion in der Atmosphäre wird mit Hilfe eines Fluss-Gradient-Ansatzes parametrisiert. Hierbei sind die vertikalen turbulenten Flüsse proportional zum Vertikalgradienten der jeweiligen Variable und einem Diffusionskoeffizienten.

Bei der Parametrisierung der Niederschlagsbildung wird zwischen skaligem und konvektivem Niederschlag unterschieden. Im Falle skaliger Bewölkung, die bei Übersättigung in einer Gitterbox auftritt, werden die mikrophysikalischen Prozesse zwischen Wasserdampf, Wolkenwasser, Regen und Schnee mit Hilfe von Bilanzgleichungen beschrieben. Bei diesem so genannten *Kessler-Schema* werden die Umwandlungsprozesse zwischen den einzelnen Wasserphasen in Abhängigkeit der Massendichte berechnet (Kessler, 1969 bzw. Sundqvist, 1978). Zur Parametrisierung von Cumuluskonvektion und konvektivem Niederschlag wird ein so genanntes Massenflussverfahren nach Tiedtke (1989) bzw. Nordeng (1996) angewandt. In diesem Verfahren wird die Wirkung der subskaligen konvektiven Zirkulation und der mit ihr verknüpften Energieumsetzungen mit Hilfe eines stationären Wolkenmodells bzw. der *convective available potential energy* (CAPE) berücksichtigt.

An Landgitterpunkten werden mittels Energie- und Wasserbilanzgleichungen das Temperaturprofil und der Wasserhaushalt im Erdboden sowie Verdunstung und Schneebedeckung bestimmt. Damit wird die Erdoberflächentemperatur und – eine hypothetische – spezifische Feuchte am Boden, die zur Berechnung der sensiblen und latenten Wärmeflüsse benötigt werden, bereitgestellt. Die Bodenmodelle der DWD- und EC4-Physik unterscheiden sich deutlich im Aufbau und den Lösungsmethoden der Bilanzgleichungen (Roesch et al., 1997). Deshalb scheinen sie eine wesentliche Ursache für auftretende Unterschiede in Simulationen mit beiden Physiken darzustellen. Für eine allgemeine Darstellung der Unterschiede zwischen den in REMO implementierten Parametrisierungen und deren Auswirkungen auf die Modellergebnisse sei auf Clemens (1998) verwiesen.

Austauschprozesse Atmosphäre - Ozean

Zirkulation und Dichteverhältnisse im Ozean sind entscheidend vom atmosphärischen Antrieb bestimmt, der aus den turbulenten Flüssen und den Strahlungsflüssen besteht. In beiden Modellphysiken werden die turbulenten Flüsse an der Meeresoberfläche über einen *Bulk-Ansatz* berechnet:

$$\tau_x = \rho_a \cdot C_M \cdot |\vec{v}_h| \cdot u \quad (3.1)$$

$$\tau_y = \rho_a \cdot C_M \cdot |\vec{v}_h| \cdot v \quad (3.2)$$

$$F_s = \rho_a \cdot c_p \cdot C_H \cdot |\vec{v}_h| \cdot (T - SST) \quad (3.3)$$

$$F_l = \rho_a \cdot L_v \cdot C_H \cdot |\vec{v}_h| \cdot (q_D - q_s(SST, p_s)) \quad (3.4)$$

mit: τ_x : zonaler turbulenter Impulsfluss
 τ_y : meridionaler turbulenter Impulsfluss
 F_s : sensibler Wärmefluss
 F_l : latenter Wärmefluss
 ρ_a : Dichte der Luft
 C_M : Transferkoeffizient für Impuls
 C_H : Transferkoeffizient für Wärme
 $|\vec{v}_h|$: Betrag der horizontalen Windgeschwindigkeit im untersten Modellniveau
 SST : Meeresoberflächentemperatur
 q_s : spezifische Sättigungsfeuchte im Meeresniveau

Für die horizontalen Windkomponenten u und v , die Temperatur T und den spezifischen Wasserdampfgehalt q_w werden die Werte des untersten Modellniveaus angenommen. Die wesentliche Aufgabe bei der Berechnung der turbulenten Flüsse nach diesem Ansatz besteht in der Bestimmung der Transferkoeffizienten C_M und C_H . Dazu wird in beiden Modellphysiken von der *Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie* ausgegangen (Monin und Obukhov, 1954), zu deren Anwendung so genannte Profilkfunktionen benötigt werden. Da die Berechnung dieser Profilkfunktionen rechenzeitintensive Iterationen benötigt, werden statt dessen die von Louis (1979) abgeleiteten analytischen Funktionen verwendet. Diese Funktionen hängen von der Stabilität der Schichtung, der Höhe der Prandtl-Schicht sowie der Rauigkeit der Unterlage ab. Im Gegensatz zur ursprünglichen Formulierung von Louis wird zusätzlich zur dynamischen Rauigkeitslänge z_{0M} eine Rauigkeitslänge für den Wärmeaustausch z_{0H} eingeführt. Die allgemeinen Transferkoeffizienten ergeben sich dann aus den Transferkoeffizienten für

neutrale Schichtung $C_{M,n}$ bzw. $C_{H,n}$ gewichtet mit den Stabilitätsfunktionen f_M und f_H zu

$$C_M = C_{M,n} \cdot f \left(Ri_B, \frac{z_L}{z_{0M}} \right) \quad (3.5)$$

$$C_H = C_{H,n} \cdot f \left(Ri_B, \frac{z_L}{z_{0M}}, \frac{z_L}{z_{0H}} \right) \quad (3.6)$$

mit: Ri_B : Bulk-Richardsonzahl
 z_L : Höhe der Prandtl-Schicht.

Die Bulk-Richardsonzahl, als diskretisierte Form der Richardsonzahl, ist ein Maß für das Verhältnis von Auftrieb zu Scherung und lautet

$$Ri_B = \frac{g}{\Theta_v} \cdot \left(\frac{\Delta T_v}{\Delta z} + \frac{g}{c_p} \right) \quad (3.7)$$

$$\left(\frac{\Delta \vec{v}_h}{\Delta z} \right)^2$$

mit: g : Schwerebeschleunigung
 T_v : virtuelle Temperatur
 Θ_v : potenzielle Virtuelltemperatur
 \vec{v}_h : horizontale Windgeschwindigkeit.

Die Transferkoeffizienten für neutrale Schichtung ergeben sich zu

$$C_{M,n} = \left[\frac{\kappa}{\ln \left(\frac{z_L}{z_{0M}} \right)} \right]^2 \quad (3.8)$$

$$C_{H,n} = \frac{\kappa^2}{\ln \left(\frac{z_L}{z_{0M}} \right) \cdot \ln \left(\frac{z_L}{z_{0H}} \right)} \quad (3.9)$$

mit: κ : von Karman Konstante (=0.4).

Die Formulierungen für f_M und f_H sind stabilitätsabhängig und lauten bei stabiler Schichtung ($Ri_B > 0$)

$$f_M = \frac{1}{1 + 2bRi_B / \sqrt{1 + dRi_B}} \quad (3.10)$$

$$f_H = \frac{1}{1 + 3bRi_B \cdot \sqrt{1 + dRi_B}} \quad (3.11)$$

und bei labiler Schichtung ($Ri_B < 0$)

$$f_M = 1 + \frac{2b|Ri_B|}{1 + 3bc C_{M,n} \sqrt{|Ri_B|} \cdot \left(\frac{z_L}{z_{0M}}\right)} \quad (3.12)$$

$$f_H = 1 + \frac{3b|Ri_B|}{1 + 3bc C_{M,n} \sqrt{|Ri_B|} \cdot \left(\frac{z_L}{z_{0H}}\right)} \quad (3.13)$$

mit: $b = c = d = 5$.

Die Höhe der Prandtl-Schicht z_L wird im Modell mit der Höhe der untersten Hauptfläche gleichgesetzt. Die Bestimmung der dynamischen Rauigkeitslänge z_{0M} über Wasser erfolgt mit der *Charnock-Formel*

$$z_{0M} = \alpha \frac{u_*^2}{g} \quad (3.14)$$

mit: α : Charnok-Konstante (= 0.0123)

u_* : Schubspannungsgeschwindigkeit.

Bis hierher gleicht sich die Berechnung der Transferkoeffizienten in beiden Modellphysiken. Entscheidende Unterschiede treten jedoch bei der Berechnung der Rauigkeitslänge für den Wärmeaustausch z_{0H} sowie bei der Behandlung des Grenzfalles freier Konvektion ($\bar{v} \rightarrow 0$ bei labiler Schichtung) auf.

In der DWD-Physik wird z_{0H} als Minimum von z_{0M} und einem Grenzwert $z_{0H,max} = 0.1$ m festgelegt. Bei den geringen Werten von z_{0M} über Wasser unterscheiden sich dort z_{0H} und z_{0M} nicht. Im Gegensatz dazu findet in der EC4-Physik eine Modifizierung von z_{0H} über die empirische Formel

$$z_{0H} = z_{0M} \cdot \exp(2.0 - 86.276 \cdot z_{0M}^{0.375}) \quad (3.15)$$

statt. Diese Formel bewirkt für kleine (große) Werte von z_{0M} eine Erhöhung (Erniedrigung) von z_{0H} gegenüber z_{0M} . Eine erhöhte (erniedrigte) Rauigkeitslänge für den Wärmeaustausch hat wiederum eine Erhöhung (Erniedrigung) des Transferkoeffizienten C_H zur Folge. Die Modifizierung von z_{0H} bewirkt demnach, dass in der EC4-Physik bei kleinen dynamischen Rauigkeitslängen, also kleinen Windgeschwindigkeiten, der

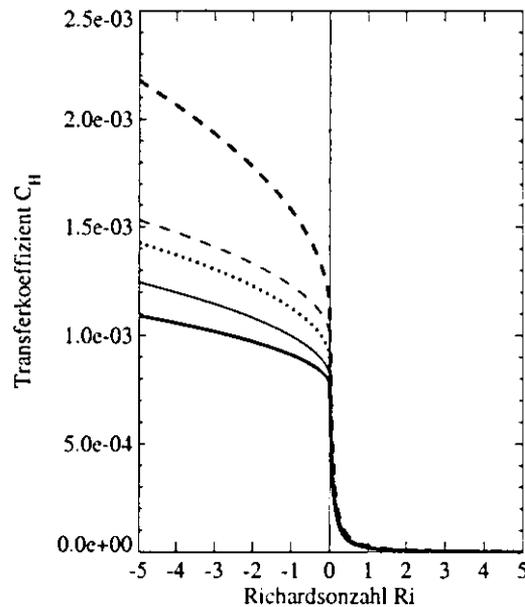


Abbildung 3.2: Transferkoeffizient C_H in Abhängigkeit der Richardsonzahl, berechnet mit DWD-Physik (dicke Linien) bzw. mit dem in der EC4-Physik modifizierten z_{0H} (dünne Linien), dargestellt jeweils für verschiedene dynamische Rauigkeitslängen z_{0M} ; durchgezogene Linie: $z_{0M} = 1.6 \cdot 10^{-5}$ m, gepunktete Linie: $z_{0M} = 4.4 \cdot 10^{-5}$ m, gestrichelte Linie: $z_{0M} = 1.8 \cdot 10^{-4}$ m. Da sich im Fall von $z_{0M} = 4.4 \cdot 10^{-5}$ m gleiche Transferkoeffizienten für DWD- und EC4-Physik ergeben, liegen dünne und dicke Linien übereinander.

Transferkoeffizient erhöht wird bzw. dass sich C_H bei großen Windgeschwindigkeiten erniedrigt (Abb. 3.2). Damit zeigt der Wert für C_H in der EC4-Physik weniger Variabilität in Abhängigkeit von z_{0M} , ist also windunabhängiger als in der DWD-Physik.

Die zweite Modifikation betrifft die Behandlung freier Konvektion, die bei niedrigen Windgeschwindigkeiten vorherrschen muss. In der EC4-Physik wird deshalb bei labiler Schichtung folgende empirische Interpolation zwischen dem Grenzwert freier Konvektion und dem Wert bei neutraler Schichtung angewandt

$$C_H = C_{H,n} \cdot (1 + C_R^\gamma)^{1/\gamma} \quad (3.16)$$

mit: $C_R = \beta \frac{|\Delta\Theta_v|^{1/3}}{C_{H,n} |\bar{v}_h|}$ (empirisches Stabilitätsmaß)

$$\beta = 0.0016$$

$$\gamma = 1.25$$

Der Wert von C_R wächst dabei von Null bei neutraler Schichtung auf entsprechend große Werte je geringer die Windgeschwindigkeit und je größer die Labilität wird. Der Vergleich der so berechneten Transferkoeffizienten mit den ohne diese empirische Interpolation bestimmten Werten zeigt die extreme Erhöhung von C_H bei geringen Windgeschwindigkeiten sowie eine leichte Erniedrigung von C_H bei hohen Windgeschwindigkeiten (Abb. 3.3). Damit liegen die mit der EC4-Physik berechneten Wärmeflüsse bei

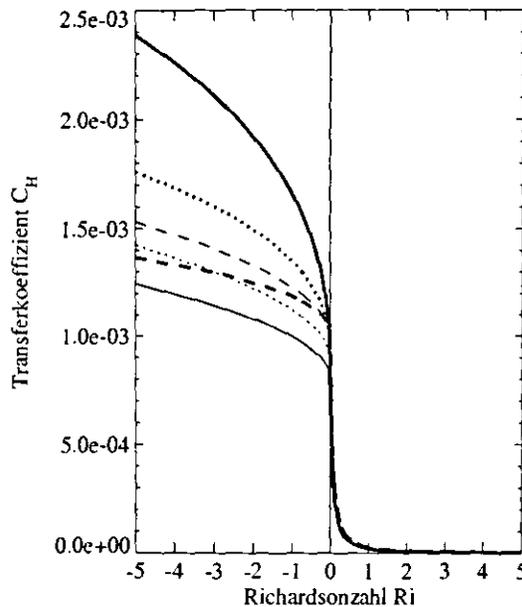


Abbildung 3.3: Transferkoeffizient C_H in Abhängigkeit der Richardsonzahl, berechnet mit der EC4-Physik ohne (dünne Linien) bzw. mit (dicke Linien) empirischer Interpolation, dargestellt jeweils für verschiedene dynamische Rauigkeitslängen z_{0M} ; durchgezogene Linie: $z_{0M} = 1.6 \cdot 10^{-5}$ m, gepunktete Linie: $z_{0M} = 4.4 \cdot 10^{-5}$ m, gestrichelte Linie: $z_{0M} = 1.8 \cdot 10^{-4}$ m.

geringen Windgeschwindigkeiten deutlich über den mit der DWD-Physik berechneten Werten, während sich bei hohen Windgeschwindigkeiten niedrigere Transferkoeffizienten ergeben. Im Wesentlichen beschränken sich die Unterschiede zwischen DWD- und EC4-Physik also auf die Wärmeflüsse bei labiler Schichtung, während die Berechnung der Impulsflüsse keine Unterschiede aufweist.

Zur Bestimmung der Strahlungsflüsse werden in beiden Modellphysiken so genannte Strahlungstransportmodelle angewendet. Hierbei werden die Strahlungstransportgleichungen für aufwärts- und abwärtsgerichtete monochromatische Strahlungs-

flüsse einer bestimmten Wellenlänge bzw. bestimmter diskreter Spektralintervalle gelöst. Zur Berechnung der Flüsse über das gesamte Spektrum wird anschließend über die Lösungen der einzelnen Intervalle summiert. Beide Modelle unterscheiden sich hauptsächlich in der Aufteilung des Spektrums in diskrete Intervalle, der Bestimmung der Transmission sowie der Behandlung der atmosphärischen Spurengase. Einzelheiten sind den ausführlichen Modellbeschreibungen (Majewski et al., 1995; Roeckner et al., 1996a) und der darin zitierten Literatur zu entnehmen.

Für die Beurteilung eines möglichen Einflusses der Kopplung Atmosphäre-Ozean auf die Berechnung der Strahlungsflüsse ist hier nur die Beschreibung der in die Parametrisierung eingehenden Faktoren wichtig. Dies ermöglicht später auch den Vergleich mit den Strahlungsparametrisierungen, die im ungekoppelten Ostseemodell angewandt werden. Zur Lösung der Gleichungen der Strahlungsparametrisierung werden folgende Eingangsparameter benötigt:

- Solarkonstante
- lokaler Zenitwinkel der Sonne
- solare Bodenalbedo und thermische Emissivität
- Spurengasgehalt (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFCs, Ozon)
- Aerosolverteilung
- Wolkenbedeckung
- Flüssigwassergehalt
- Schichtdicke der einzelnen Modellschichten
- Temperatur an den Schichtgrenzen



Diese Eingangsparameter sind teilweise zeitlich variabel und teilweise fest vorgegeben. So wird die am Oberrand der Atmosphäre einfallende Strahlung über die Solarkonstante ($S_0 = 1368 \text{ W m}^{-2}$), multipliziert mit einem jahreszeitlich abhängigen Faktor, bestimmt. Des Weiteren wird der lokale Zenitwinkel an jedem Gitterpunkt in Abhängigkeit des betrachteten Zeitpunktes berechnet. Albedo und Emissivität werden für Wassergitterpunkte konstant auf 0.07 bzw. 0.996 gesetzt. Für Spurengase und Aerosole werden

ebenso feste Verteilungen vorgegeben. Die übrigen Eingangsparameter wie Wolkenbedeckung, Flüssigwassergehalt, Schichtdicke und Temperatur werden demgegenüber aus dem zeitlich variablen Atmosphärenzustand abgeleitet.

Auf Grund der rechenzeitintensiven Operationen, die in den Strahlungsroutinen durchgeführt werden müssen, erhöht sich bei ihrem Aufruf die benötigte CPU-Zeit um den Faktor 8 - 13. Deshalb erfolgt die Berechnung der Strahlung nur im Abstand von 1.5 Stunden (DWD-Physik) bzw. einmal pro Stunde (EC4-Physik), d.h. nur jeder 45. bzw. 30. Zeitschritt ist ein so genannter Strahlungszeitschritt. Der in diesem Zeitintervall berechnete solare und thermische Netto-Strahlungsfluss am Boden wird außerdem über das Ergebnis-Ausgabeintervall von sechs Stunden gemittelt. Dies gilt auch für die zu jedem Zeitschritt berechneten turbulenten Flüsse, so dass alle später im gekoppelten Modell als Antrieb verwendeten Flüsse einen Mittelwert über das Ausgabeintervall darstellen.

3.2 Kieler Ostseemodell

Das dreidimensionale, barokline, wirbelauflösende Modell der Ostsee basiert auf dem allgemeinen Zirkulationsmodell von Bryan und Cox (Bryan, 1969; Cox, 1984) und wird hier mit der von Killworth et al. (1991) implementierten freien Oberfläche betrieben. Das Modell wurde von Lehmann (1995) für den Bereich der Ostsee angepasst und mit einem Meereismodell gekoppelt (Lehmann, 1997). Das Eismodell gehört zur Gruppe der dynamisch-thermodynamischen Meereismodelle (Owens und Lemke, 1990) und kann optional für Wintersimulationen angewandt werden.

3.2.1 Koordinaten- und Gleichungssystem

Das Modellgebiet umfasst die gesamte Ostsee von der Bottenwiek/Bottensee und dem Golf von Finnland und Riga über das Gotland-, Bornholm- und Arkonabecken bis zur Beltsee und dem Gebiet von Kattegat und Skagerrak (Abb. 3.4). Daran schliesst sich am westlichen Rand ein künstliches Becken der Nordsee an, das zur Aufnahme von Wasserstandsschwankungen dient sowie ein Reservoir für Wassermassen mit den Eigenschaften der Nordsee darstellt. Der horizontale Gitterabstand beträgt $\Delta\lambda = 0.09^\circ$ und $\Delta\phi = 0.045^\circ$ im geographischen System. Die longitudinale Ausdehnung einer Gitterbox variiert damit von 5.9 km am südlichen Modellrand bis zu 4.1 km am nördlichen

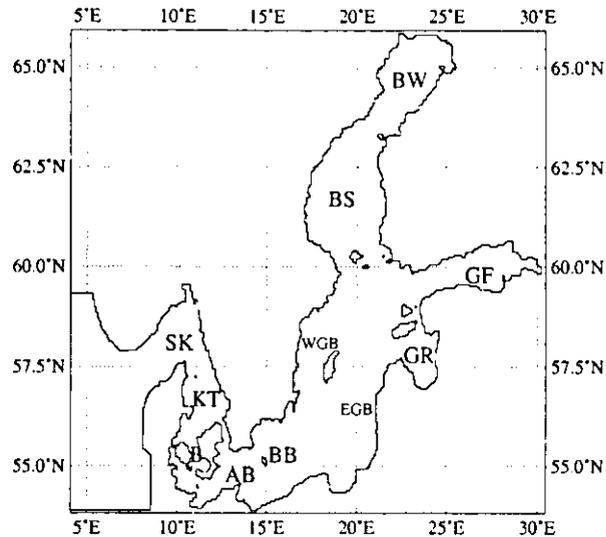


Abbildung 3.4: Modellgebiet des BSMO mit Landkonturen in der 5 km Modellauflösung. Zusätzlich ist die Lage der einzelnen Becken in der Ostsee angedeutet; BW: Bottenwiek, BS: Bottensee, GF: Golf von Finnland, GR: Golf von Riga, WGB: westliches Gotlandbecken, EGB: östliches Gotlandbecken, BB: Bornholmbecken, AB: Arkonabecken, B: Beltsee, KT: Kattegat, SK: Skagerrak.

Modellrand, während die meridionale Ausdehnung konstant bei 5.0 km liegt. Die vertikale Auflösung beträgt 28 Schichten, wobei die Ausdehnung der Schichten mit der Tiefe von 3 auf 50 m zunimmt (Tab. 3.1). Insgesamt beträgt die Zahl der Gitterpunkte im Ostseemodell $293 \times 269 \times 28$. Von dieser Gesamtzahl sind jedoch nur ein Bruchteil der Gitterpunkte Wasserpunkte. Um Rechenzeit zu sparen, liegt es nahe, die Berechnungen nur an Wasserpunkten durchzuführen. Es stellte sich jedoch heraus, dass die dadurch unterbundene Vektorisierung des Modellcodes einen größeren Zeitverlust bedeutete als durch die Beschränkung der Rechnungen auf Wasserpunkte gewonnen wurde (Lehmann, pers. Mitteilung). Deshalb werden viele der vektorisierbaren Operationen auf dem gesamten Modellgebiet durchgeführt. Eine Reduzierung des Rechenzeit- und Speicherbedarfs konnte jedoch dadurch erreicht werden, dass das Nordseebecken künstlich vom südwestlichen zum südöstlichen Rand verlagert wurde. Dadurch verringert sich die Anzahl der Gitterpunkte in x-Richtung auf 239 Reihen.

Das Gleichungssystem basiert auf den *Navier-Stokes-Gleichungen*, die in der *Boussinesque-Approximation* formuliert sind, d.h. vertikale Dichteschwankungen

Tabelle 3.1: Vertikale Ausdehnung der 28 Schichten im Ostseemodell.

Schicht	$\Delta z / \text{m}$	Tiefe / m
1 - 10	3	-30
11 - 22	6	-102
23 - 24	12	-126
25	24	-150
26 - 27	25	-200
28	50	-250

werden bis auf den Auftriebsterm vernachlässigt. Ferner wird von der hydrostatischen Annahme ausgegangen, die besagt, dass in der Bewegungsgleichung für die Vertikalgeschwindigkeit alle Terme bis auf die Druckgradient- und Schwerkraft vernachlässigt werden können. Die bei der *Reynolds-Mittelung* auftretenden Divergenzen der turbulenten Flüsse werden über das Austauschkonzept parametrisiert, in dem diese vom Gitter nicht aufgelösten Prozesse als erhöhte molekulare Vermischung dargestellt werden.

Auf Grund der unterschiedlichen Zeitskalen barotroper und barokliner Prozesse wird eine Aufspaltung der Geschwindigkeiten in einen barotropen (externen) und baroklinen (internen) Mode durchgeführt. Damit ergeben sich für die fünf prognostischen Variablen

- horizontale Strömungsgeschwindigkeiten u und v
- Temperatur T
- Salzgehalt S
- Oberflächenauslenkung η

drei prognostische Gleichungen des barotropen Modes (u_e, v_e, η) und vier prognostische Gleichungen des baroklinen Modes (u_i, v_i, T, S). Das Gleichungssystem ist auf

dem *Arakawa-B-Gitter* diskretisiert, bei dem sowohl die zonale als auch die meridionale Strömungskomponente um $\Delta\lambda/2$ und $\Delta\phi/2$ diagonal nach rechts oben verschoben sind. Die Gleichungen werden asynchron integriert mit einem baroklinen Zeitschritt von $\Delta t_i = 300$ Sekunden und dem sehr viel kleineren barotropen Zeitschritt von $\Delta t_e = 7.5$ Sekunden.

Die baroklinen Strukturen im Ozean werden wesentlich von Vermischungsprozessen beeinflusst. Inwieweit diese Prozesse vom Modell explizit berechnet werden können, hängt von der horizontalen und vertikalen Auflösung ab. Bei einem baroklinen Rossby-Radius von 5-10 km wird das Ostseemodell mit einem horizontalen Gitterabstand von ca. 5 km als wirbelauflösend angesehen. In diesem Fall ist die horizontale Diffusion im Wesentlichen nur für die numerische Stabilität notwendig. Die Größe des horizontalen Diffusionskoeffizienten A_H ist innerhalb eines angenommenen Wertebereichs (siehe auch später Tab. 3.2) über die relative Vorticity ζ mit dem aktuellen Bewegungszustand der Ostsee gekoppelt. Die Beziehung zwischen A_H und ζ lautet

$$A_H = 10^{c_a} \cdot |\zeta|^{b_a} \quad (3.17)$$

mit: $b_a = 0.6$

$c_a = 9.5$ (für Tracer) bzw. 10.0 (für Impuls).

Die vertikale Vermischung hat die Aufgabe, den Eintrag von Impuls, Wärme und Wasser von der Atmosphäre in die oberen Schichten des Ozeans bis in den tieferen Ozean zu beschreiben. Auf Grund der Flachwasser-Approximation reduziert sich die vertikale Impulsbilanz auf die hydrostatische Relation, d.h. vertikale Turbulenz wird nicht explizit aufgelöst. Im Fall statischer Instabilität, d.h. negativer Richardsonzahl Ri

$$Ri = \frac{N^2}{|\partial u / \partial z|^2} \quad (3.18)$$

mit: $N^2 = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_w}{\partial z}$

ρ_w : Dichte des Wassers

ρ_0 : Referenzdichte des Wassers.

setzt der Mechanismus konvektiver Vermischung ein. Dabei findet bei gleichen Boxvolumina der beteiligten Schichten ein vollständiger Austausch von Temperatur und Salzgehalt statt, während bei ungleichen Boxvolumina die Tracer anteilig vermischt werden.

Im Fall stabiler Schichtungsverhältnisse wird zur Parametrisierung der vertikalen Vermischung ein einfacher Richardsonzahl-abhängiger Ansatz gewählt, bei dem über die Richardsonzahl der Turbulenzzustand des Ozeans definiert wird. R_i ist hier weniger als Maß zur Unterscheidung von stabilen und labilen Verhältnissen anzusehen, sondern stellt eher ein Maß für den Turbulenzzustand des Ozeans bei Stabilität dar. Je stabiler die Schichtung und/oder je geringer die Scherung der Strömung ist, desto weniger turbulent ist der Ozean. Umgekehrt gilt, je weniger stabil die Schichtung und/oder je größer die Scherung ist, desto größer wird die Turbulenz. Liegt die Richardsonzahl also unterhalb bzw. oberhalb einer vorzugebenden Grenze $R_{i_{kr}}$, wird turbulente bzw. molekulare Vermischung angenommen.

Die Entwicklung der ozeanischen Zirkulations- und Dichteverhältnisse kann in gewissem Maß durch die Wahl der Werte für $R_{i_{kr}}$ sowie die fest vorzugebenden Werte für den vertikalen turbulenten und molekularen Austauschkoefizienten für Impuls K_{VM} , A_{VM} und Tracer K_{VT} , A_{VT} beeinflusst werden. Auf Grund während dieser Arbeit durchgeführter Tests zur Bestimmung optimaler Werte für den Grenzwert und die Austauschkoefizienten wurden bei den verschiedenen hier durchgeführten Rechnungen teilweise unterschiedliche Werte angewandt. In der Originalversion des ungekoppelten Modells wurde als Grenzwert $R_{i_{kr}} = 1.0$ angesetzt sowie die in Tab. 3.2 aufgeführten Werte für die Austauschkoefizienten verwendet. Änderungen dieser Annahmen werden bei der Beschreibung der einzelnen gekoppelten Modellexperimente genannt.

Tabelle 3.2: Wertebereich der horizontalen Diffusionskoefizienten, sowie turbulente und molekulare vertikale Austauschkoefizienten für Impuls und Tracer (Temperatur und Salz).

	hor. Diffusionskoefizienten $A_H / \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$	vert. turbulente Koef. $K_V / \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$	vert. molekulare Koef. $A_V / \text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
Impuls	$[1.0 \cdot 10^6, 1.0 \cdot 10^7]$	50.0	1.0
Tracer	$[2.5 \cdot 10^5, 5.0 \cdot 10^5]$	10.0	0.01

Die Parametrisierung der Bodenreibung hat die Aufgabe, die Rauigkeit der Topografie, die nicht durch das Modell aufgelöst wird, darzustellen. Die Bodenreibung ist durch

ein Reibungsgesetz zweiter Ordnung parametrisiert (Cox, 1984):

$$\vec{\tau}_B = \rho_0 c_b \sqrt{u^2 + v^2} \begin{pmatrix} u \cos \alpha_r - v \sin \alpha_r \\ u \sin \alpha_r + v \cos \alpha_r \end{pmatrix} \quad (3.19)$$

mit: c_b : Bodenreibungskoeffizient ($= 0.75 \cdot 10^{-3}$).

Der Auslenkwinkel $\alpha_r = 10^\circ$ parametrisiert dabei die Ekmangrenzschicht am Boden. Das Modell reagiert wenig sensitiv auf Variationen im Bodenreibungskoeffizienten c_b (Lehmann, 1992).

In allen im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen mit dem Ostseemodell konnten Ergebnisfelder früherer Simulationen als Startfelder verwendet werden. Dadurch konnte die Konstruktion eigener Startfelder, z.B. mittels objektiver Analyse beobachteter Daten, sowie langwierige so genannte *spin-up*-Integrationen vermieden werden.

3.2.2 Parametrisierungen des atmosphärischen Antriebs

Das Ostseemodell benötigt als atmosphärische Antriebsdaten

- die zonale und meridionale Komponente des Windstresses τ_x und τ_y ,
- die sensiblen und latenten Wärmeflüsse F_s und F_l ,
- die solaren und thermischen Netto-Strahlungsflüsse R_s und R_l ,
- den Niederschlag P

sowie den Luftdruck p_s , der in Form des horizontalen Druckgradienten, zusätzlich zum Windstress, einen weiteren externen Antrieb darstellt (Kielmann, 1981).

In gekoppelten Simulationen werden die turbulenten Flüsse und Strahlungsflüsse im Atmosphärenmodell berechnet und über das Kopplungsmodul direkt an das Ostseemodell übergeben (siehe Kapitel 5). Demgegenüber sind bislang im ungekoppelten Modell die Flüsse - mittels verschiedener Parametrisierungen - innerhalb des Ostseemodells berechnet worden. Diese Parametrisierungen benötigen folgende Eingangsparameter:

- horizontale Windkomponenten in 10 m Höhe u_{10} und v_{10}
- Lufttemperatur und spezifische Feuchte in 10 m Höhe T_{10} und q_{10}
- Bedeckungsgrad N_c

Dabei werden die turbulenten Flüsse wie im Atmosphärenmodell über einen *Bulk*-Ansatz parametrisiert:

$$\tau_x = \rho_a \cdot C_M \cdot |\vec{v}_{10}| \cdot u_{10} \quad (3.20)$$

$$\tau_y = \rho_a \cdot C_M \cdot |\vec{v}_{10}| \cdot v_{10} \quad (3.21)$$

$$F_s = \rho_a \cdot c_p \cdot C_H \cdot |\vec{v}_{10}| \cdot (T_{10} - SST) \quad (3.22)$$

$$F_l = \rho_a \cdot L_v \cdot C_H \cdot |\vec{v}_{10}| \cdot (q_{10} - q_s(SST, p_s)) \quad (3.23)$$

mit: ρ_a : Dichte der Luft

$|\vec{v}_{10}|$: Betrag der horizontalen Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe

Für die Transferkoeffizienten C_M und C_H werden die von Isemer und Hasse (1987) vorgeschlagenen stabilitäts- und windabhängigen Werte verwendet (Abb. 3.5). Die hier dargestellten Koeffizienten sind nicht direkt mit den in Abschnitt 3.1.3 gezeigten Kurven vergleichbar, da sie in Abhängigkeit der Temperaturdifferenz $T_{10} - SST$ und der Windgeschwindigkeit und nicht in Abhängigkeit der Richardsonzahl und der dynamischen Rauigkeitslänge aufgetragen sind. Trotzdem lassen sich Unterschiede und Gemeinsamkeiten mit den in der DWD- bzw. EC4-Physik verwendeten Koeffizienten beobachten. Einerseits fällt auf, dass in stabilen Verhältnissen die Isemer & Hasse-Koeffizienten sehr viel höhere Werte annehmen als die DWD- oder EC4-Koeffizienten. Andererseits zeigen sie im labilen Fall mehr Ähnlichkeiten zu den EC4-Koeffizienten als die DWD-Koeffizienten. Entsprechend zur EC4-Formulierung weisen sie bei geringen Windgeschwindigkeiten eine größere Steigung als bei hohen Windgeschwindigkeiten auf. Im Gegensatz dazu zeigen die DWD-Koeffizienten bei geringen Windgeschwindigkeiten eine sehr viel geringere Steigung.

Anzumerken ist noch, dass die Isemer & Hasse-Koeffizienten für atmosphärische Parameter in 10 m Höhe abgeleitet wurden. In Atmosphärenmodellen werden im Allgemeinen jedoch nur die Winddaten auf das 10 m Niveau reduziert, während Temperatur und Feuchte auf 2 m Höhe reduziert ausgegeben werden. Die Verwendung dieser auf unterschiedliche Höhen bezogenen Daten kann also zu Inkonsistenzen führen.

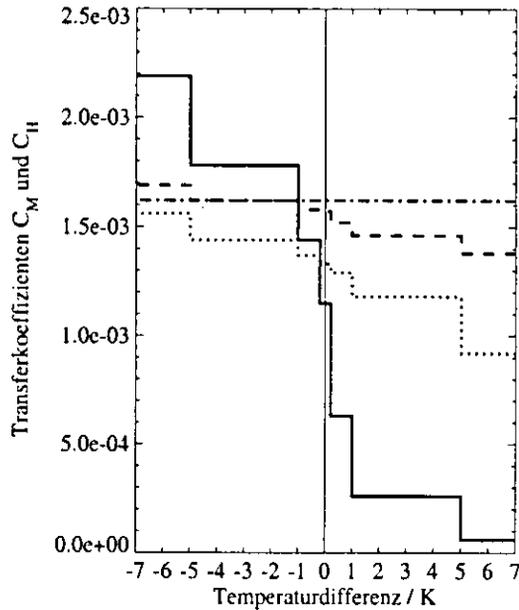


Abbildung 3.5: Transferkoeffizienten C_M und C_H nach Isemer und Hasse (1987), dargestellt in Abhängigkeit der Temperaturdifferenz für ausgewählte Windgeschwindigkeitsintervalle; durchgezogene Linie: $|\vec{v}_{10}| < 3 \text{ m s}^{-1}$, gepunktete Linie: $9 \text{ m s}^{-1} \leq |\vec{v}_{10}| < 12 \text{ m s}^{-1}$, gestrichelte Linie: $15 \text{ m s}^{-1} \leq |\vec{v}_{10}| < 20 \text{ m s}^{-1}$, strichpunktierte Linie: $30 \text{ m s}^{-1} \leq |\vec{v}_{10}|$.

Der thermische Netto-Strahlungsfluss setzt sich aus der langwelligen Ausstrahlung des Ozeans sowie der atmosphärischen langwelligen Gegenstrahlung G_l zusammen. Die Bestimmung von G_l erfolgte in den in dieser Arbeit durchgeführten ungekoppelten Simulationen nach einer von Parkinson und Washington (1979) abgeleiteten Beziehung

$$G_l = \epsilon_w \sigma_s T_{10}^4 \cdot (1 - a_1 \cdot e^{a_2(T_{10}-273.16)^2}) \cdot (1 + a_3 \cdot N_c) \quad (3.24)$$

mit: ϵ_w : Emissivität von Wasser (= 0.97)

σ_s : Stefan-Boltzmann Konstante (= $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)

$a_1 = 0.261$

$a_2 = -7.77 \cdot 10^{-4}$

$a_3 = 0.27$

In der aktuellen Version des Ostseemodells wird G_l nach einer Parametrisierung von Omstedt (1990) berechnet, in der zusätzlich zur Temperatur und Bewölkung der Einfluß

der Feuchte berücksichtigt ist:

$$G_l = \epsilon_w \sigma_s T_{10}^4 \cdot (b_1 + b_2 \sqrt{e})(1 + b_3 N_c^2) \quad (3.25)$$

mit: e : Dampfdruck in Pa

$$b_1 = 0.68$$

$$b_2 = 0.0036$$

$$b_3 = 0.18$$

Damit ergibt sich der thermische Netto-Strahlungsfluss R_l an der Meeresoberfläche aus der Summe der langwelligen Ausstrahlung und Gegenstrahlung zu:

$$R_l = -\epsilon_w \sigma_s SST^4 + G_l \quad (3.26)$$

Die solare Einstrahlung bei unbewölktem Himmel ist in Abhängigkeit des Sonnenzenitwinkels und der Feuchte nach Zillmann (1972) parametrisiert:

$$R_{s0} = \frac{S_0 \cdot \cos^2 Z}{(\cos Z + 2.7) e \cdot 10^{-3} + 1.085 \cos Z + 0.10} \quad (3.27)$$

mit: Z : Sonnenzenitwinkel

Eine mögliche Bedeckung wird über folgende einfache Beziehung berücksichtigt:

$$R_{sb} = R_{s0}(1 - 0.75 N_c) \quad (3.28)$$

Die Albedo für Wasser wird auf 0.1 gesetzt, so dass sich der solare Netto-Strahlungsfluss zu

$$R_s = R_{sb} - 0.1 R_{sb} \quad (3.29)$$

ergibt. Insgesamt sind die im Ostseemodell angewandten Strahlungsparametrisierungen sehr viel einfacher formuliert als die aufwendigen Strahlungstransportmodelle in REMO. So gehen die allgemeinen optischen Eigenschaften der Atmosphäre sehr viel weniger in die Berechnungen ein, und auch der Einfluss der Bewölkung wird einfacher parametrisiert. Zusätzliche Unterschiede ergeben sich dadurch, dass der im Atmosphärenmodell ausgegebene Gesamtbedeckungsgrad nicht mit den im Strahlungstransportmodell verwendeten Bewölkungsdaten übereinstimmen muss, da in REMO

im Fall konvektiver Bewölkung innerhalb der DWD-Physik speziell eine so genannte "Strahlungsbewölkung" berechnet wird. Es sei auch darauf hingewiesen, dass sich die für Albedo und Emissivität angenommenen Werte in beiden Modellen leicht unterscheiden.

Im folgenden Kapitel werden u.a. die Ergebnisse der unterschiedlichen Parametrisierungen von REMO und BSMO verglichen, sowie die Auswirkungen des damit unterschiedlichen atmosphärischen Antriebs auf das Ostseemodell untersucht.

4. Sensitivitätsstudien

Wie in Kapitel 3 beschrieben, benötigen das Atmosphären- und Ozeanmodell diverse Antriebs- bzw. Randdaten. Bislang wurden in ungekoppelten Simulationen diese Daten ausschließlich durch unabhängige Quellen wie Analysen oder Modellergebnisse globaler Modelle bereitgestellt. Im Gegensatz dazu werden im gekoppelten Modell Teile dieser Daten durch Ergebnisse der atmosphärischen und ozeanischen Modellkomponente ersetzt. Das heißt, die Energie-, Impuls- und Massenflüsse an der Grenzfläche Atmosphäre-Ozean werden vom Atmosphärenmodell bereitgestellt, während die SST als untere Randbedingung für das Atmosphärenmodell vom Ozeanmodell geliefert wird.

Bei der Kopplung unabhängig voneinander entwickelter Modelle muss zunächst untersucht werden, welche Unterschiede zwischen den bisher verwendeten Antriebsdaten und den von den jeweiligen Modellkomponenten gelieferten Feldern bestehen, bzw. wie die einzelnen Modelle auf die geänderten Antriebsfelder reagieren. Im konkreten Fall lautet die erste Frage: Ist es möglich, qualitativ gleichwertige Ergebnisse zu erreichen, wenn das Ostseemodell mit REMO-Ergebnissen anstatt mit EM-Analysen angetrieben wird bzw. in REMO SSTs des Ostseemodells anstatt analysierte DWD-SSTs als untere Randbedingung vorgegeben werden? Zur Beantwortung dieser Frage wurden als Erstes verschiedene Sensitivitätsstudien durchgeführt, in denen mehrere Simulationen der ungekoppelten Modelle mit unterschiedlichem Antrieb erfolgten. Die Modellrechnungen umfassen die im BALTEX-Projekt ausgewählte PIDCAP-Periode (*Pilot Study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation*). Innerhalb dieses Zeitraums von August bis Oktober 1995 traten sowohl trockene, warme Hochdruckperioden als auch Wettersysteme mit starker Tiefdruckaktivität und intensivem Niederschlag auf.

4.1 Ostseemodell mit unterschiedlichem atmosphärischen Antrieb

Bislang wurden für das Ostseemodell hauptsächlich Vorhersagen oder Analysen des Europamodells in der Auflösung von 0.5° als atmosphärischer Antrieb verwendet. Um den Respons des Ostseemodells auf Änderungen dieses Antriebs zu quantifizieren, wurde ein mit 0.5° -EM-Analysen angetriebener Referenzlauf (B-EM) sowie zusätzlich zwei Experimente mit Ergebnissen einer $1/6^\circ$ -REMO-Simulation¹ als Antrieb durchgeführt. Diese beiden Sensitivitätsexperimente unterscheiden sich dadurch, dass im einen Fall – wie bislang in den ungekoppelten Simulationen üblich – die benötigten Variablen wie Temperatur, Feuchte, Windfeld und Bedeckung übergeben werden und damit die Flüsse direkt im Ostseemodell berechnet werden (Experiment B-RV), während im anderen Fall die in REMO berechneten Strahlungs-, Wärme- und Impulsflüsse als Antrieb dienen (Experiment B-RF). Die Antriebsdaten dieser beiden Experimente beruhen einerseits also auf der gleichen Atmosphärensimulation, andererseits unterscheiden sie sich aber sowohl durch die teilweise in die Flussberechnung eingehende SST als auch in der Parametrisierung der Flüsse (Tab. 4.1).

Tabelle 4.1: Unterschiede in der Berechnung des Antriebs der verschiedenen Sensitivitätsexperimente des Ostseemodells. Aufgeführt sind die für die Berechnung der Flüsse verwendeten Datenquellen und Parametrisierungen.

	B-EM	B-RV	B-RF
atmosphärische Datenquelle	0.5° -EM-Analysen	$1/6^\circ$ -REMO	$1/6^\circ$ -REMO
SST-Datenquelle	BSMO	BSMO	DWD
Parametrisierungen	BSMO	BSMO	REMO

Das Experiment B-RV dient der Untersuchung, wie sich die auflösungs- und modellbedingten Unterschiede in den atmosphärischen Daten der 0.5° -EM-Analysen und $1/6^\circ$ -REMO-Ergebnisse auf die modellierten SSTs auswirken. Mit dem Experiment B-RF soll untersucht werden, in welchem Maß sich zusätzlich Unterschiede in den Parametrisierungen der Flüsse auf die Modellergebnisse des Ostseemodells auswirken.

¹Für alle REMO-Simulationen, die im Rahmen der Sensitivitätsstudien erfolgten, wurde die DWD-Physik verwendet.

Da die in REMO berechneten Flüsse auf den im REMO-Lauf als untere Randbedingung vorliegenden DWD-SSTs beruhen, stellen sie im Prinzip keinen konsistenten Antrieb für das Ostseemodell dar, so dass grundsätzlich keine korrekten Ergebnisse des Ostseemodells erwartet werden können. Dies ist aber auch nicht Ziel dieses Experiments, sondern es soll u.a. exemplarisch verdeutlicht werden, wie stark die Wärmeflüsse von nicht konsistenten SSTs beeinflusst werden und welche Auswirkungen dies wiederum auf die modellierten SSTs im Ostseemodell haben kann.

Für die Analyse 4-dimensionaler Datensätze bzw. die Darstellung deren Ergebnisse existieren grundsätzlich zwei Konzepte. Einerseits kann mit Hilfe statistischer Methoden wie z.B. einfacher raum-zeitlicher Mittelungsprozesse eine Datenkompression erfolgen, wobei hier dem Vorteil einer Konzentration auf die wesentlichen oder bestimmenden Merkmale der Nachteil eines Informationsverlusts gegenübersteht. Andererseits kann durch eine raum-zeitliche Beschränkung auf einzelne Regionen oder spezielle Situationen eine detailliertere Darstellung bestimmter Prozesse erfolgen. In dieser Arbeit wird, je nach Untersuchungsziel, von beiden Methoden Gebrauch gemacht.

Um zunächst einen allgemeinen Überblick über den Referenzlauf sowie die Unterschiede zu den beiden Sensitivitätsexperimenten zu erhalten, erfolgt als Erstes die Betrachtung von Zeitserien der über die gesamte Ostsee gemittelten Felder. Die zeitliche Entwicklung des mittleren atmosphärischen Antriebs und der resultierenden SSTs während der PIDCAP-Periode zeigt den typischen Verlauf des Übergangs von sommerlicher Erwärmungs- zu herbstlicher Abkühlungsphase (Abb. 4.1). Anfang und Mitte August treten noch Perioden auf, in denen die solare Einstrahlung gegenüber der thermischen Ausstrahlung und den Wärmeflüssen vom Ozean zur Atmosphäre überwiegt. Die daraus resultierende positive Netto-Energiebilanz bewirkt zu diesen Zeiten noch eine leichte Erhöhung der SST. Auf Grund der sich verringernden solaren Einstrahlung dominieren ab Ende August die negativen Flüsse, mit einer in der Folge mehr oder weniger nur noch negativen Netto-Energiebilanz. Da sich zu dieser Zeit solare und thermische Strahlung in etwa balancieren, sind in diesem Fall die Wärmeflüsse das dominierende Signal, und es tritt nur noch eine kontinuierliche Abnahme der SST auf.

Die Entwicklung der SST ist aber auch vom Windstress abhängig. So bewirkt z.B. ein durch verstärkten Windstress erhöhter Eintrag turbulenter Energie eine verstärkte Vermischung, die mit einer Vertiefung der Deckschicht und allgemeinen Temperaturerniedrigung verbunden ist. Zusätzlich kann sich auch durch die Bildung von lokalen Auftriebsgebieten an Küsten eine extreme Erniedrigung der SST ergeben. Die relativ

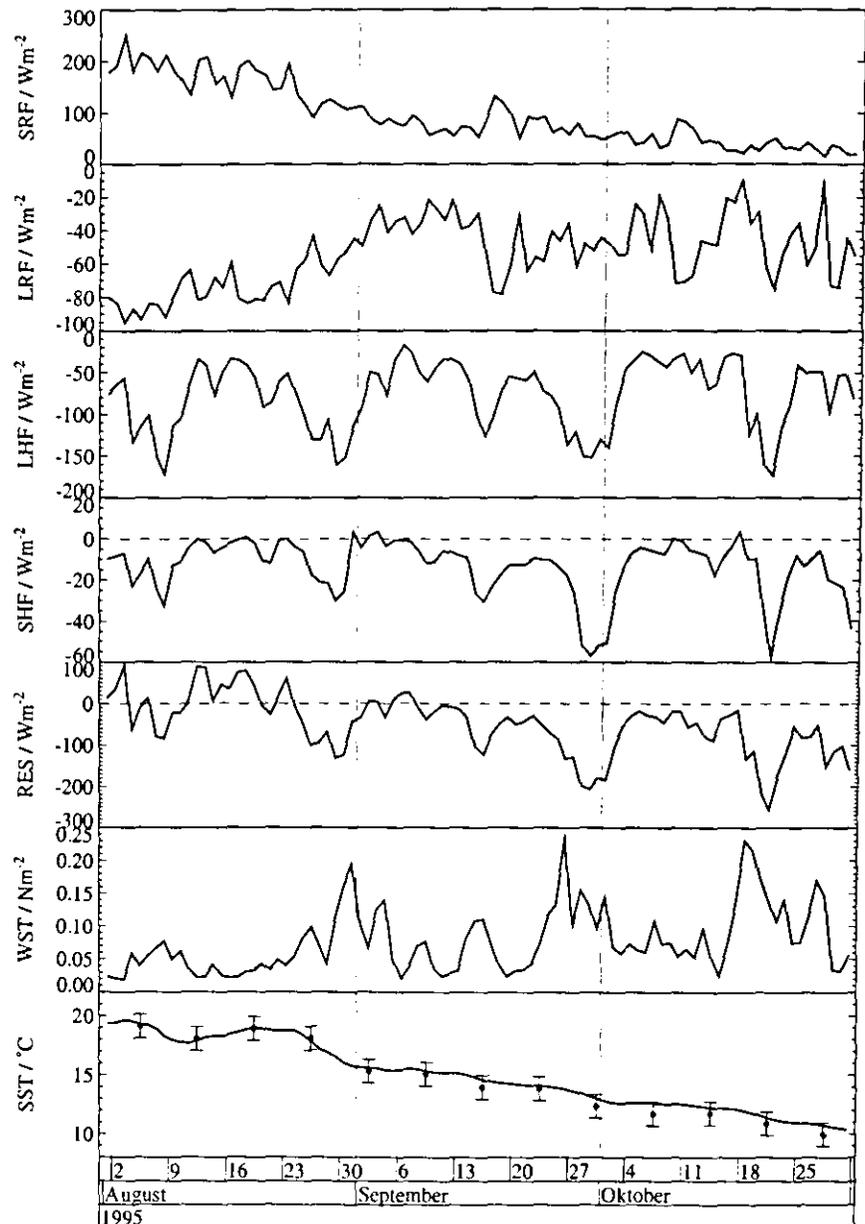


Abbildung 4.1: Tagesmittelwerte des atmosphärischen Antriebs sowie der SST des Referenzlaufs B-EM, gemittelt über die gesamte Ostsee. SRF: solarer Netto-Strahlungsfluss in Wm^{-2} , LRF: thermischer Netto-Strahlungsfluss in Wm^{-2} , LHF: latenter Wärmefluss in Wm^{-2} , SHF: sensibler Wärmefluss in Wm^{-2} , RES: resultierender Wärme- und Strahlungsfluss (SRF+LRF+SHF+LHF) in Wm^{-2} , WST: Betrag des Windstresses in Nm^{-2} , SST: Meeresoberflächentemperatur in $^{\circ}\text{C}$. Zusätzlich sind die Wochenmittelwerte der satellitenbeobachteten SSTs als gefüllte Kreise ($\pm 1^{\circ}\text{C}$ Fehlerbalken) dargestellt.

starke Abkühlung der mittleren SST von mehr als 2 °C von der letzten Augustwoche zur ersten Septemberwoche ist demnach nicht nur durch die – von einem polaren Kaltluftausbruch verursachte – allgemeine Abkühlung bedingt, sondern teilweise auch auf lokale Auftriebsgebiete zurückzuführen.

Zur Validierung der Ergebnisse des Ostseemodells werden die modellierten SSTs mit satellitenbeobachteten SSTs verglichen, die in einer räumlichen Auflösung von etwa $1 \times 1 \text{ km}^2$ als Wochenmittelwerte vorliegen. Diese Wochenkarten wurden vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) in Hamburg aus Messungen des *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), das sich an Bord der polar umlaufenden NOAA-Satelliten befindet, zusammengestellt. Die Genauigkeit der Ableitung von SSTs aus Satellitenmessungen liegt zwischen 0.5 °C und 1.5 °C (Njoku, 1985), wobei dieser Fehler bei räumlicher Mittelung kaum abnimmt (Bernstein und Chelton, 1985). Dies ist ein Hinweis darauf, dass es sich nicht um einen zufälligen sondern systematischen Fehler handelt, der z.B. durch Wasserdampf, Aerosol oder Wolken-Kontaminationen verursacht sein kann. Deshalb wird hier für die Messungsgenauigkeit, sowohl an einzelnen Gitterpunkten als auch für räumliche Mittelwerte, ein Fehlerbereich von ± 1 °C angenommen.

Da es sich bei den zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten nicht um Einzelmessungen, sondern Wochenmittelwerte handelt, kann sich zusätzlich noch ein zeitlicher Mittelungsfehler ergeben. Dieser beruht auf der Tatsache, dass die Messung der SSTs vom Satelliten nur in wolkenfreien Situationen erfolgen kann. Aus diesem Grund können sich die Werte der Wochenkarte, je nach vorliegender Bewölkung während der Woche, aus einer unterschiedlichen Anzahl von Mess-Terminen zusammensetzen. Damit ist nicht gewährleistet, dass die Daten in allen Fällen das wahre Wochenmittel repräsentieren. Da die vom BSH gelieferten Daten jedoch nicht die Information der Messzeitpunkte enthalten, kann dieser – möglicherweise in einzelnen Wochenmitteln enthaltene – zeitliche Mittelungsfehler nicht quantifiziert werden. Eine weitere Fehlerquelle ergibt sich aus der Tatsache, dass teilweise für einzelne Pixel, die während der gesamten Woche bewölkt waren, keine Daten zur Verfügung stehen. In diesen Fällen musste die SST aus umliegenden Werten interpoliert werden, was in Küstenregionen, insbesondere in Auftriebsgebieten mit starken horizontalen Gradienten, problematisch sein kann. Trotz aller dieser möglichen Fehler sind die so genannten BSH-SSTs die besten zur Verfügung stehenden Daten, und die modellierten SSTs liegen während des gesamten Zeitraums innerhalb der angenommenen Messunsicherheit. Dies gilt zunächst aber

nur für die über die gesamte Ostsee gemittelten Modellergebnisse. Wie später noch gezeigt wird, können sich lokal größere Abweichungen zwischen modellierten und satellitenbeobachteten SSTs ergeben.

Die Entwicklung des mittleren atmosphärischen Antriebs und der SST in den beiden Sensitivitätsexperimenten B-RV und B-RF unterscheidet sich relativ wenig vom Referenzlauf. Zur Beschreibung der dennoch auftretenden Unterschiede werden deshalb sowohl die mittleren Differenzen (Bias) als auch die so genannten *root-mean-square*-Differenzen (RMSD) dargestellt. Im Falle von Raum-Zeit-abhängigen Datensätzen ist prinzipiell zwischen zeitabhängigen, räumlich gemittelten Differenzen und raum-abhängigen, zeitlich gemittelten Werten zu unterscheiden. Die Definition der verschiedenen Maße zur Beschreibung von Unterschieden zwischen zwei Datensätzen $x(r,t)$ und $y(r,t)$, mit $r=1,M$ Gitterpunkten und $t=1,N$ Zeitschritten, lautet folgendermaßen:

Raumabhängiger, zeitlicher Bias:

$$B_r(r) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [x(r,t) - y(r,t)] \quad (4.1)$$

Zeitabhängiger, räumlicher Bias:

$$B_t(t) = \frac{1}{M} \sum_{r=1}^M [x(r,t) - y(r,t)] \quad (4.2)$$

Raumabhängige, zeitliche RMS-Differenzen:

$$R_r(r) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [x(r,t) - y(r,t)]^2} \quad (4.3)$$

Zeitabhängige, räumliche RMS-Differenzen:

$$R_t(t) = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{r=1}^M [x(r,t) - y(r,t)]^2} \quad (4.4)$$

Zusätzlich können Bias und RMSD natürlich auch räumlich **und** zeitlich gemittelt über den gesamten Datensatz berechnet werden. In diesem Kapitel werden nur die Zeitserien der über das Gebiet der Ostsee gemittelten Differenzen $B_t(t)$ und $R_t(t)$ verschiedener Variablen betrachtet. Später werden jedoch auch über andere Gebiete gemittelte

Zeitreihen sowie raumabhängige Differenzen dargestellt. Zusätzlich werden im Verlauf der Arbeit noch instantan, lokal auftretende Differenzen sowie die Bias bereinigten so genannten *unbiased* RMS-Differenzen berechnet. Der Vollständigkeit halber erfolgt die Definition dieser Größen schon an dieser Stelle:

Instantane, lokale Differenzen:

$$D(r, t) = x(r, t) - y(r, t) \quad (4.5)$$

Raumabhängige, zeitliche, unbiased RMS-Differenzen:

$$uR_r(r) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^N [x(r, t) - y(r, t) - B_r(r)]^2} \quad (4.6)$$

Zeitabhängige, räumliche, unbiased RMS-Differenzen:

$$uR_t(t) = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{r=1}^M [x(r, t) - y(r, t) - B_t(t)]^2} \quad (4.7)$$

Bei Betrachtung der zeitabhängigen Differenzen zwischen den Sensitivitätsexperimenten und dem Referenzlauf (Abb. 4.2 und 4.3) sowie der raum-zeitlich gemittelten Werte in Tab. 4.2 zeigt sich, dass der Bias – sowohl an den einzelnen Terminen als auch im zeitlichen Mittel – teilweise deutlich geringere Werte aufweist als die RMS-Differenzen. Dies deutet darauf hin, dass die auftretenden Abweichungen häufig räumlich aber auch zeitlich stark balancierend sind. Die Unterschiede im vorgegebenen atmosphärischen Zustand und der SST bewirken also kaum systematische Änderungen im berechneten Antrieb. Im Gegensatz dazu sollte die Benutzung unterschiedlicher Parametrisierungen eher systematische Abweichungen verursachen. In den Differenzen zwischen Lauf B-RF und B-EM ist dies jedoch dadurch maskiert, dass sich hier sowohl die vorgegebenen Variablen, auf denen die Parametrisierungen des atmosphärischen Antriebs beruhen, als auch die eigentlichen Parametrisierungen unterscheiden. Um den Einfluss unterschiedlicher Variablen und unterschiedlicher Parametrisierungen zu separieren, werden zusätzlich die nur auf den Parametrisierungen beruhenden Differenzen betrachtet (Abb. 4.4). Das heißt, es werden die Ergebnisse der REMO- und BSMO-Parametrisierungen verglichen, die sich bei Vorgabe des gleichen Atmosphärenzustands und gleicher SSTs ergeben würden.

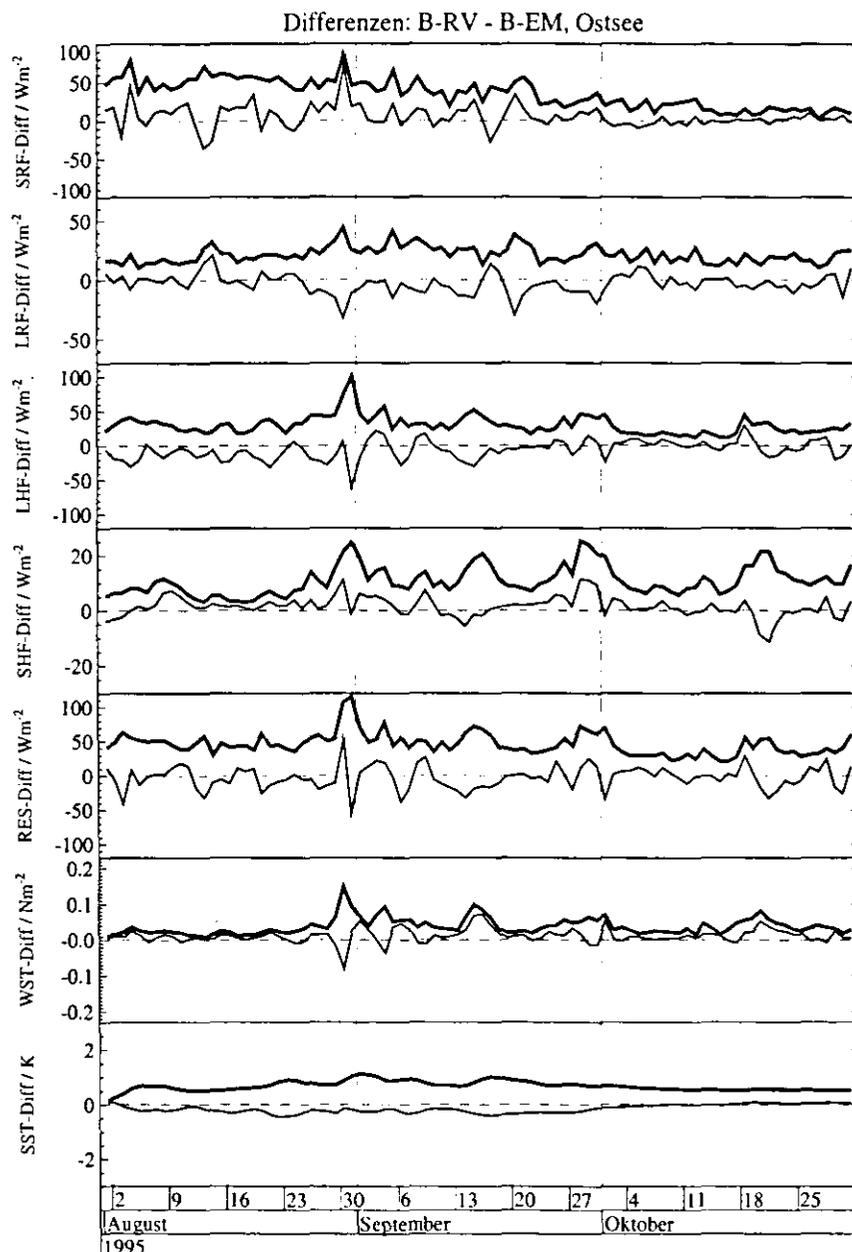


Abbildung 4.2: Zeitabhängige, räumliche RMS-Differenzen (dicke Linien) und Bias (dünne Linien) zwischen dem Sensitivitätsexperiment B-RV und dem Referenzlauf B-EM, berechnet aus den Tagesmittelwerten aller Ostseegitterboxen. Von oben nach unten sind die Differenzen des solaren und thermischen Netto-Strahlungsflusses, der latenten und sensiblen Wärmeflüsse sowie des resultierenden Wärme- und Strahlungsflusses in Wm^{-2} dargestellt. Darunter sind die Differenzen des Betrages des Windstresses in Nm^{-2} und die Differenzen der Meeresoberflächentemperatur in K aufgetragen.

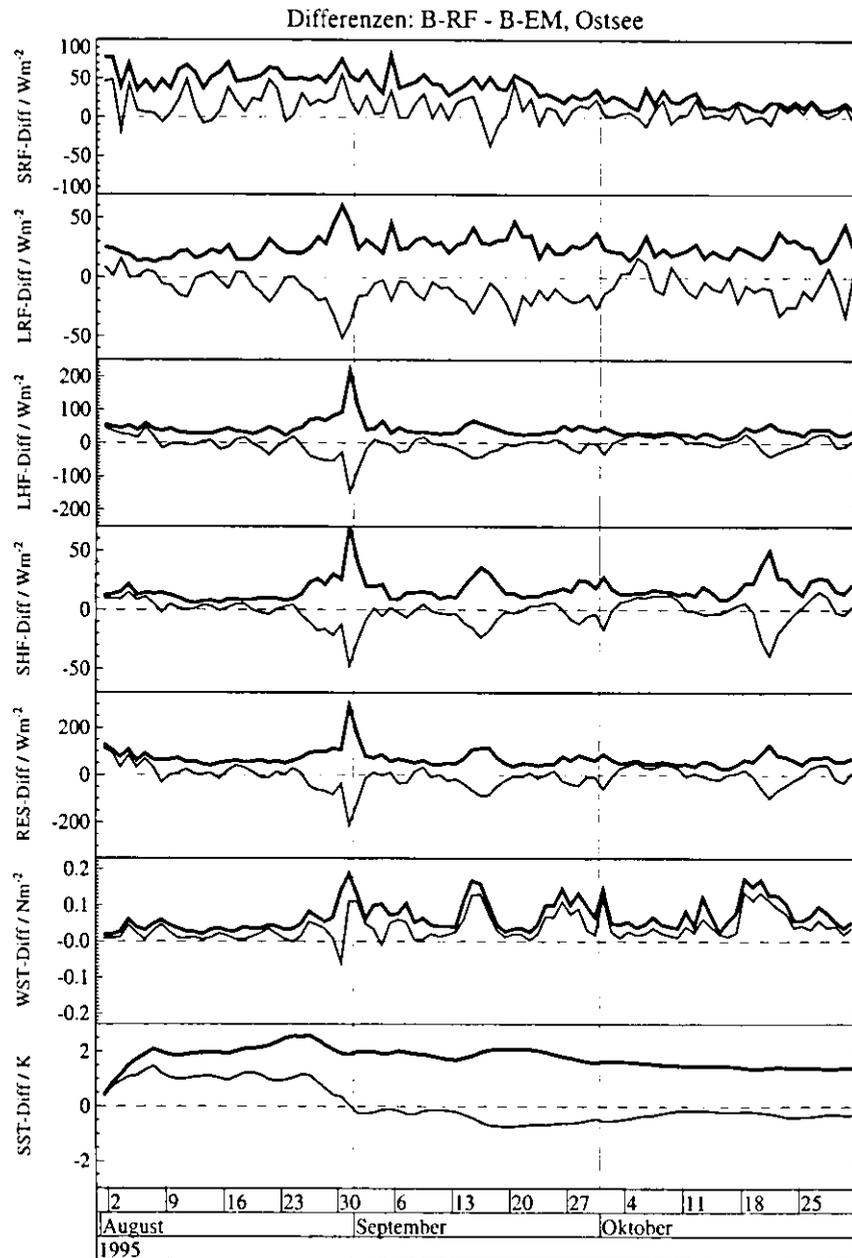


Abbildung 4.3: Wie Abb. 4.2, hier jedoch die Differenzen zwischen den Experimenten B-RF und B-EM. Man beachte die teilweise geänderten Skalen der y-Achsen.

Tabelle 4.2: Mittelwerte des atmosphärischen Antriebs und der SST im Referenzlauf B-EM sowie Bias und RMS-Differenzen zwischen den Sensitivitätsexperimenten und dem Referenzlauf, räumlich und zeitlich gemittelt über die gesamte Simulation.

	B-EM	B-RV - B-EM		B-RF - B-EM	
	Mittelwert	Bias	RMSD	Bias	RMSD
SRF / $W m^{-2}$	94.7	5.3	35.6	11.6	37.4
LRF / $W m^{-2}$	-54.4	-3.3	21.4	-10.5	25.4
LHF / $W m^{-2}$	-76.6	-6.3	30.0	-4.8	41.3
SHF / $W m^{-2}$	-13.6	1.4	10.9	-2.0	17.4
RES / $W m^{-2}$	-49.8	-3.0	45.9	-5.6	69.6
WST / $N m^{-2}$	0.077	0.011	0.038	0.038	0.069
SST / $^{\circ}C$	14.9	-0.15	0.68	0.09	1.78

Im Einzelnen liegen folgende Unterschiede zwischen den jeweiligen Sensitivitätsexperimenten und dem Referenzlauf vor. Die größten RMS-Differenzen treten im solaren Strahlungsfluss auf, der auch den größten Anteil an der Strahlungs- und Energiebilanz darstellt. Prozentual betragen die RMS-Differenzen in den Experimenten B-RV und B-RF aber nur knapp 40% des Mittelwertes aus Lauf B-EM, während im sensiblen Wärmefluss 80% bzw. fast 130% des dazugehörigen Mittelwertes erreicht werden. Der Bias im Experiment B-RV von $5.3 W m^{-2}$ entspricht nur 15% der RMS-Differenzen, d.h. die Änderungen im vorgegebenen atmosphärischen Zustand (insbesondere der Bewölkung) bewirken sowohl positive als auch negative Abweichungen. Eine Ausnahme stellt der 30. August dar, an dem der mittlere solare Strahlungsfluss von $107 W m^{-2}$ im Referenzlauf B-EM auf $176 W m^{-2}$ im Experiment B-RV steigt. Der Bias von $69 W m^{-2}$ erreicht damit fast den Wert der RMS-Differenz von $86 W m^{-2}$, d.h. an diesem Tag liegt eine systematisch verringerte Bewölkung über der Ostsee vor. Der Bias des Experiments B-RF liegt sowohl im Mittel als auch an fast allen Einzelterminen über dem Bias von Lauf B-RV, d.h. die in REMO mit der DWD-Physik berechneten Strahlungsflüsse liegen im Mittel über den im Ostseemodell berechneten Werten. Dies wird insbesondere deutlich bei Betrachtung des nur auf den unterschiedlichen Parametrisierungen basierenden Bias, der fast ausschließlich positive Werte aufweist (Abb. 4.4).

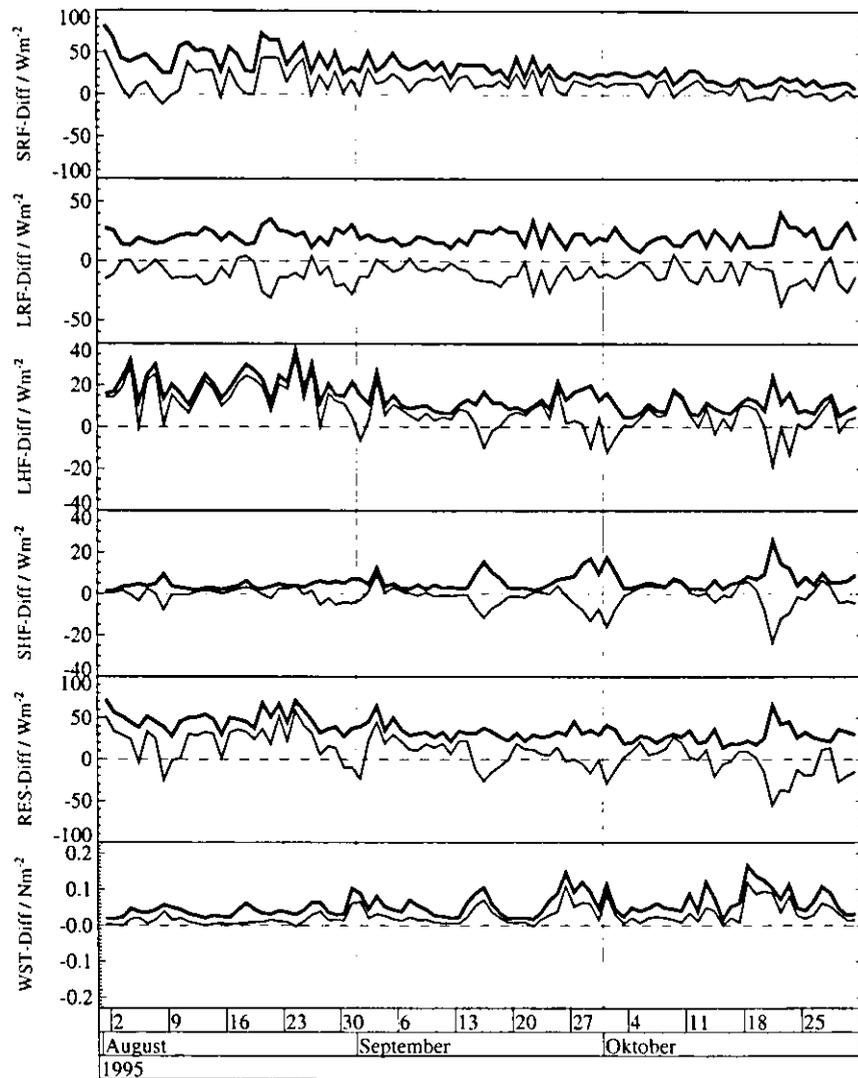


Abbildung 4.4: Wie Abb. 4.2, jedoch hier die Differenzen zwischen den in REMO berechneten Flüssen und den mit BSMO-Parametrisierungen (auf Grundlage der gleichen REMO-Variablen) berechneten Flüssen. Da in diesem Fall keine SST-Differenzen auftreten, fehlt dieser Teilabschnitt der Abbildung. Man beachte die teilweise geänderten Wertebereiche der y-Achsen.

Der wesentliche Unterschied bei der Berechnung der Strahlungsflüsse liegt darin, dass die Parametrisierung im Ostseemodell hauptsächlich vom Gesamtbedeckungsgrad abhängt, während in das Strahlungstransportmodell in REMO sowohl die vertikale Wolkengeometrie als auch die optischen Eigenschaften der einzelnen Atmo-

sphärenschichten eingehen. Insbesondere der Wolkenwassergehalt, der in den BSMO-Parametrisierungen nicht berücksichtigt wird, verursacht eine deutliche Modifikation der in REMO berechneten Strahlungsflüsse. Der positive Bias wird im Wesentlichen dadurch verursacht, dass die optischen Eigenschaften sehr viel mehr graduelle Unterschiede zeigen und der damit äquivalente Bedeckungsgrad insgesamt geringer ist als der tatsächlich in REMO ausgerechnete und im Ostseemodell verwendete Gesamtbedeckungsgrad.

Für die langwelligigen Netto-Strahlungsflüsse ergibt sich ein ähnliches Bild, jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen für den Bias, da die thermischen und solaren Strahlungsflüsse negativ korreliert sind.² Der Betrag des Bias im Experiment B-RV liegt wieder deutlich unter dem des Laufs B-RF, der durch den parametrisierungsbedingten negativen Bias vergrößert ist. Im Experiment B-RV entsprechen die Differenzen im langwelligigen Strahlungsfluss den gleichen prozentualen Anteilen am Mittelwert wie beim kurzwelligen Strahlungsfluss, während im Lauf B-RF Bias und RMSD relativ zum Mittelwert gestiegen sind.

Die Differenzen in den Wärmeflüssen beruhen auf folgenden Gründen. Unterschiedlich vorgegebene Atmosphärenzustände bedingen unterschiedliche Temperatur- und Feuchtegradienten, die wiederum die Differenzen in den sensiblen und latenten Wärmeflüssen verursachen. Die größten Abweichungen treten am 31. August auf, aber auch später, Mitte und Ende September sowie Mitte Oktober, sind noch variablenbedingte Differenzen zu erkennen. Diese Spitzen sind jedoch nicht nur im Experiment B-RV vorhanden, sondern sogar noch deutlicher im Lauf B-RF zu erkennen. In diesem Experiment sind die letzten drei größeren Abweichungen (Mitte September, Ende September und Mitte Oktober) durch Unterschiede in der Parametrisierung zu erklären. Es handelt sich hierbei um Situationen mit starkem Wind, in denen die in REMO mit der DWD-Physik berechneten Transferkoeffizienten deutlich über den im Ostseemodell benutzten Koeffizienten liegen (siehe Kapitel 3). Die extreme Erhöhung von Bias und RMSD am 31. August im Experiment B-RF ist aber auf die Verwendung unterschiedlicher SSTs bei der Berechnung der Wärmeflüsse zurückzuführen. Da die in REMO als untere Randbedingung vorgegebenen DWD-SSTs deutlich höhere Werte als die modellierten BSMO-SSTs aufweisen, ergibt sich ein deutlich erhöhter Gradient

²Eine geringere Bewölkung verursacht höhere solare Einstrahlung (größere positive Werte) und – auf Grund verringerter langwelliger Gegenstrahlung – einen höheren thermischen Netto-Strahlungsfluss (größere negative Werte).

mit in der Folge verstärkten Wärmeflüssen vom Ozean zur Atmosphäre.

Bias und RMSD der Netto-Energieflüsse sind – insbesondere im Experiment B-RF – deutlich von den Wärmeflussdifferenzen bestimmt. Trotz der absolut und prozentual sehr hohen Werte der RMS-Differenzen beträgt der Bias wieder nur 6% (B-RV) bzw. 11% (B-RF) des Mittelwertes vom Referenzlauf B-EM, da sich die mittleren Differenzen der einzelnen Komponenten durch die unterschiedlichen Vorzeichen balancieren. Dies ist mit ein Grund dafür, dass auch die Differenzen in den modellierten SSTs relativ gering ausfallen. Nur zu Beginn des Experiments B-RF führen positive Differenzen in den Strahlungs- und Wärmeflüssen zu einem relativ ausgeprägten positiven Bias von bis zu 1.6 K, der erst Ende August durch den stark negativen Bias in den antreibenden Flüssen ausgeglichen werden kann. In der folgenden Zeit führen leicht negative Differenzen zu einer weiteren leichten Abkühlung, so dass sich im zeitlichen Mittel der sehr geringe Bias von nur 0.09 K ergibt.

Im Gegensatz zu den einzelnen Komponenten der Strahlungs- und Wärmeflüsse unterscheiden sich Bias und RMSD beim Windstress sehr viel weniger. In beiden Sensitivitätsexperimenten liegt im Mittel ein positiver Bias vor, der 30% (B-RV) bzw. 56% (B-RF) des mittleren RMSD entspricht. Der erhöhte Windstress im Experiment B-RV ergibt sich aus den – im Vergleich zu den EM-Analysen – verstärkten 10 m-Winden in REMO, die wiederum auf die höhere Auflösung von REMO zurückzuführen sind. Da die 10 m-Winde aus den EM-Analysen im Vergleich mit Beobachtungen tendenziell zu gering sind und insbesondere die hohen Windgeschwindigkeiten unterschätzt werden (Bumke, pers. Mitteilung), scheint der aus den REMO-Daten berechnete Windstress durchaus realistisch. Andererseits liegen auch Situationen mit einem negativen Bias vor, was auf einen verringerten Druckgradienten hinweist. So ist z.B. der negative Bias am 30. August mit insgesamt veränderten Druckverhältnissen in der REMO-Simulation gegenüber den EM-Analysen verbunden. Dies ist wiederum konsistent mit dem extrem positiven Bias im solaren Strahlungsfluss, der auf eine systematisch geringere Bewölkung zurückzuführen ist. Im Experiment B-RF wird durch die Anwendung der REMO-Parametrisierung der insgesamt positive Bias noch verstärkt. Insbesondere in Situationen mit kräftigen Winden wie Ende September und Oktober liegen die in REMO mit der DWD-Physik berechneten Transferkoeffizienten deutlich über den Koeffizienten, die im Ostseemodell verwendet werden.

Wie oben erwähnt, beruht der sehr geringe Gesamt-Bias in der SST des Experiments B-RF auf einer zeitlichen Kompensation, während die relativ geringen zeitabhängigen

Einzelwerte des Bias auf räumliche Kompensationen zurückzuführen sind. Dies wird deutlich bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der unterschiedlichen SSTs (Abb. 4.5). Die Ergebnisse des Experiments B-RV zeigen kaum Unterschiede zum Referenzlauf, abgesehen von etwas ausgedehnteren Auftriebsgebieten, in denen lokal bis zu 4 K niedrigere SSTs auftreten. Demgegenüber treten im Experiment B-RF deutlich größere Gebiete mit sowohl negativen als auch positiven Differenzen zwischen -6 K und +5 K auf. Der Vergleich der unterschiedlichen Ergebnisse mit den Satellitenbeobachtungen zeigt, dass die Verteilung der SSTs im Referenzlauf und dem Experiment B-RV relativ gut mit den BSH-SSTs übereinstimmt, während der Lauf B-RF mit seinen extremen Gradienten deutlich abweicht.

Der Auslöser für die ausgedehnteren Auftriebsgebiete in den Sensitivitätsexperimenten ist der erhöhte Windstress, während die extremen Abweichungen im Lauf B-RF zusätzlich durch die – von der herrschenden SST entkoppelten – Wärme Flüsse bedingt sind. Für den mittleren Windstress vom 1.9. - 30.9.1995 ist insbesondere im Bereich des Gotland-Beckens und Skagerrak eine Erhöhung zu erkennen (Abb. 4.6). Die nur auf geänderte 10 m-Winde zurückzuführende Verstärkung im Experiment B-RV beträgt dort 22%, während im Lauf B-RF die Kombination aus verstärkten Winden und geänderten Transferkoeffizienten eine Erhöhung um 60% verursacht. Zusätzlich ergeben sich in diesem Experiment in Küstennähe teilweise extrem überhöhte Werte, die auf einen technischen Fehler in der Berechnung des Windstresses an Küstengitterpunkten in REMO zurückzuführen sind.³ Dieser Fehler wurde für alle folgenden Simulationen beseitigt, trägt im Experiment B-RF jedoch noch mit dazu bei, dass die extrem ausgeprägten Auftriebsgebiete angeregt werden. Der erhöhte Windstress verursacht also einen verstärkten Auftrieb an den Küsten im östlichen Gotland-Becken und Skagerrak, der wiederum eine Erniedrigung der SST in diesen Gebieten zur Folge hat.

Auf Grund dieser geringeren SSTs ergeben sich im Experiment B-RV verringerte Wärme Flüsse vom Ozean zur Atmosphäre, d.h. die Wärme Flüsse haben einen dämpfenden Einfluss auf mögliche SST-Anomalien, bewirken also einen negativen Rückkopp-

³Die Werte des Windstresses werden an den u,v-Gitterpunkten berechnet, die im *Arakawa-C-Gitter* zwischen den Massengitterpunkten liegen. Zur Bestimmung des Windstresses werden u.a. aber auch die Austauschoeffizienten benötigt, die jedoch an den Massengitterpunkten vorliegen. Deshalb werden die Austauschoeffizienten auf die u,v-Gitterpunkte interpoliert. Im Fall von Küstengitterpunkten führt dies jedoch dazu, dass sich der gemittelte Austauschoeffizient aus Werten von Land- und Wasserpunkten zusammensetzt. Da die Austauschoeffizienten über Land sehr viel größer als über Wasser sind, ergeben sich deutlich zu hohe Werte in diesen Fällen.

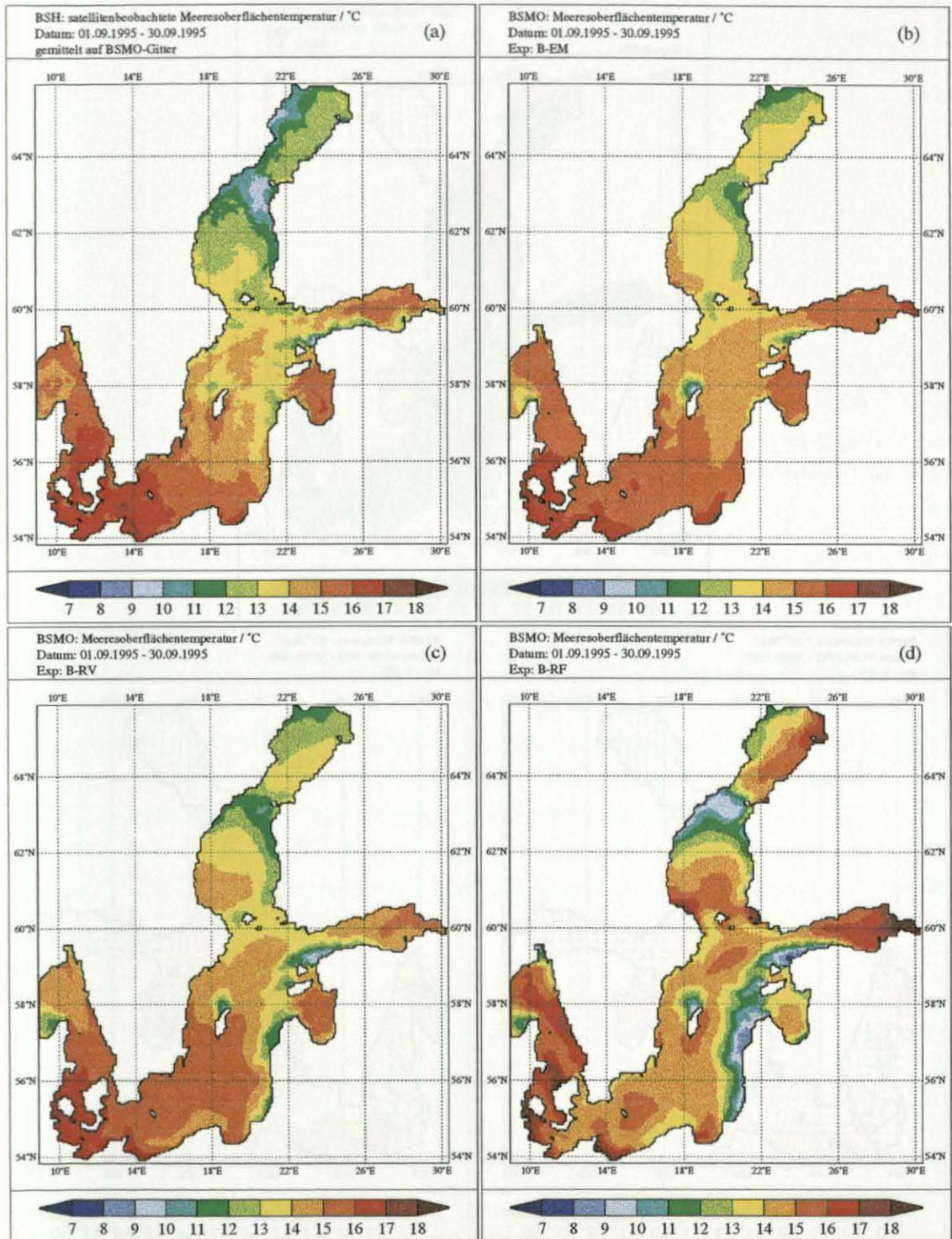


Abbildung 4.5: Mittlere Meeresoberflächentemperaturen in °C vom 1.9. - 30.9.1995. a: Satellitenbeobachtungen (BSH), b: Experiment B-EM, c: Experiment B-RV, d: Experiment B-RF

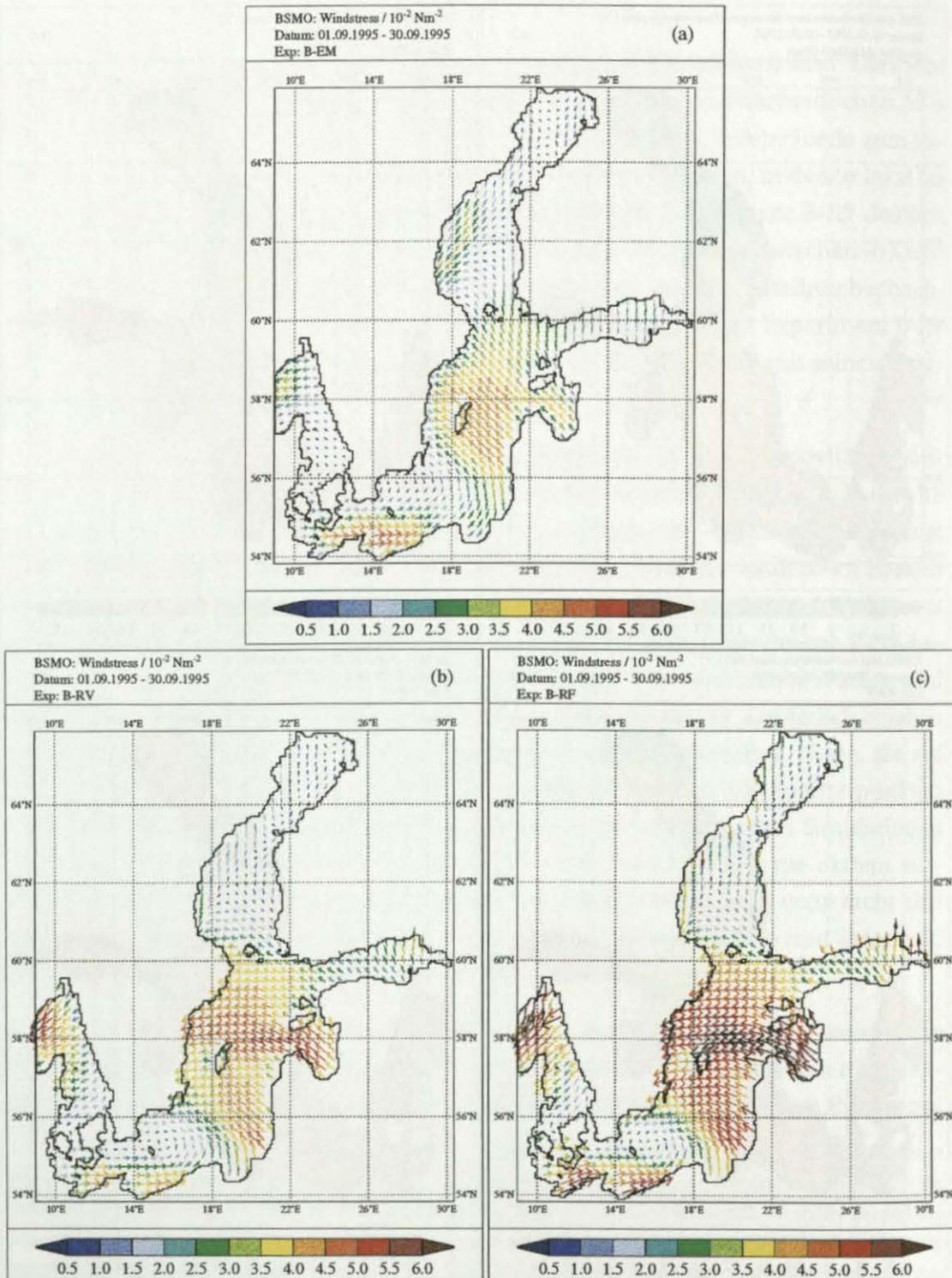


Abbildung 4.6: Mittlerer Windstress in 10^{-2} Nm^{-2} vom 1.9. - 30.9.1995. a: Experiment B-EM, b: Experiment B-RV, c: Experiment B-RF

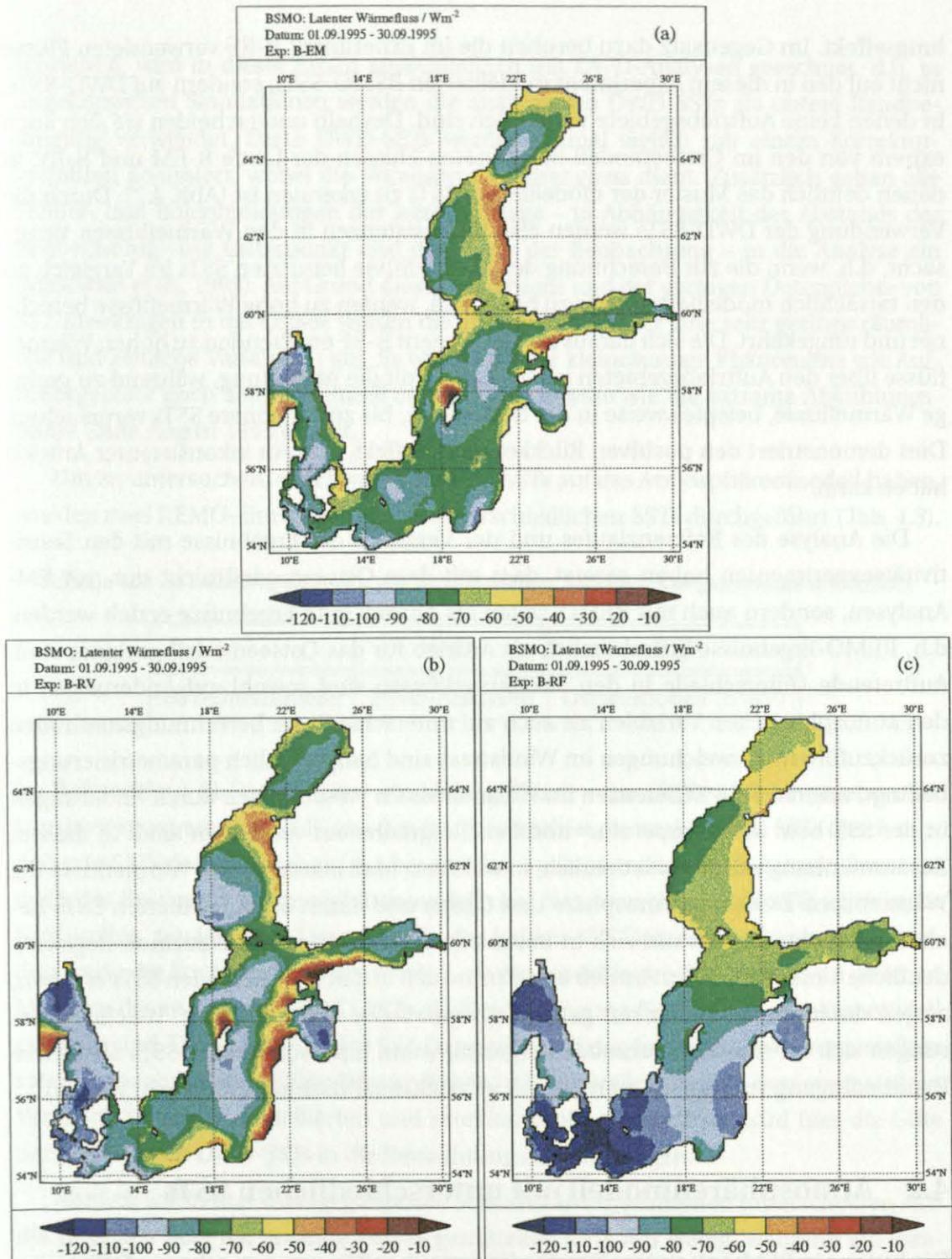


Abbildung 4.7: Mittlerer latenter Wärmefluss in Wm^{-2} vom 1.9. - 30.9.1995. a: Experiment B-EM, b: Experiment B-RV, c: Experiment B-RF

lungseffekt. Im Gegensatz dazu beruhen die im Experiment B-RF verwendeten Flüsse nicht auf den in diesem Experiment modellierten BSMO-SSTs, sondern auf DWD-SSTs, in denen keine Auftriebsgebiete vorhanden sind. Deshalb unterscheiden sie sich auch extrem von den im Ostseemodell berechneten Flüssen der Läufe B-EM und B-RV, in denen deutlich das Muster der modellierten SSTs zu erkennen ist (Abb. 4.7). Durch die Verwendung der DWD-SSTs werden also Inkonsistenzen in den Wärmeflüssen verursacht, d.h. wenn die zur Berechnung der Wärmeflüsse benutzten SSTs im Vergleich zu den tatsächlich modellierten SSTs zu hoch sind, werden zu hohe Wärmeflüsse berechnet und umgekehrt. Die sich daraus im Experiment B-RF ergebenden zu hohen Wärmeflüsse über den Auftriebsgebieten verstärken damit die Abkühlung, während zu geringe Wärmeflüsse, beispielsweise in der Bottenwiek, bis zu 5 K höhere SSTs verursachen. Dies demonstriert den positiven Rückkopplungseffekt, den ein inkonsistenter Antrieb haben kann.

Die Analyse des Referenzlaufes und der Vergleich der Ergebnisse mit den Sensitivitätsexperimenten haben gezeigt, dass mit dem Ostseemodell nicht nur mit EM-Analysen, sondern auch mit REMO-Daten als Antrieb gute Ergebnisse erzielt werden, d.h. REMO-Ergebnisse grundsätzlich als Antrieb für das Ostseemodell geeignet sind. Auftretende Unterschiede in den Strahlungsflüssen sind sowohl auf Änderungen in den atmosphärischen Variablen als auch auf unterschiedliche Berechnungsmethoden zurückzuführen. Abweichungen im Windstress sind hauptsächlich parametrisierungsbedingt, während die Differenzen im Wärmefluss im Wesentlichen durch Änderungen in der SST bzw. den Temperatur- und Feuchtegradienten verursacht sind. In diesem Zusammenhang wurde auch deutlich, in welchem Maß inkonsistente Wärmeflüsse die Wärmebilanz zwischen Atmosphäre und Ozean und damit die modellierten SSTs beeinflussen können. Obwohl sich in besonderen Situationen und einzelnen Regionen deutliche Unterschiede im Antrieb und damit auch in den resultierenden SSTs ergeben, zeigen die mittleren Felder nur geringe systematische Abweichungen. Welche Änderungen sich im Atmosphärenmodell ergeben, wenn unterschiedliche SSTs als untere Randbedingung vorgegeben werden, soll im nächsten Abschnitt untersucht werden.

4.2 Atmosphärenmodell mit unterschiedlichen SSTs

Die bislang in REMO als untere Randbedingung über Wasser vorgegebenen SSTs stammen aus dem jeweils verwendeten Antriebs- und Randdatensatz. Wie in Kapitel 3 be-

schrieben, wird in dieser Arbeit ausschließlich mit DWD-Analysen gerechnet, d.h. in ungekoppelten Simulationen werden die analysierten DWD-SSTs als untere Randbedingung verwendet. Diese DWD-SSTs werden einmal täglich mit einem Korrekturverfahren analysiert, wobei die Voranalyse als *first guess* dient. Zusätzlich gehen alle Schiffs- und Bojenmeldungen der letzten 7 Tage – in Abhängigkeit des Abstands der Beobachtung vom Gitterpunkt und des Alters der Beobachtung – in die Analyse ein (Majewski et al., 1995). Auf Grund dieses Verfahrens und der geringen Datendichte von SST-Messungen in der Ostsee weisen die analysierten Felder eine sehr geringe räumliche und zeitliche Variabilität auf. Es werden weder kleinräumige Phänomene wie Auftriebsgebiete noch zeitlich schnell ablaufende Prozesse wie die extreme Abkühlungsphase Ende August 1995 erfasst.

Um zu untersuchen, welchen Einfluss die SSTs auf das Atmosphärenmodell haben, wurden zwei REMO-Simulationen mit unterschiedlichen SSTs durchgeführt (Tab. 4.3).

Tabelle 4.3: SST-Datenquellen für die verschiedenen Sensitivitätsexperimente mit REMO.

	R-D	R-B
SST-Datenquelle	DWD-Analysen	Ostseemodell (B-RV)

Im Referenzlauf (R-D) wurden – wie bislang üblich – die DWD-SSTs vorgegeben; im Sensitivitätsexperiment (R-B) wurden im Ostseegebiet die analysierten SSTs durch modellierte SSTs des im Abschnitt 4.1 beschriebenen Experiments B-RV ersetzt. Bevor jedoch der Respons des Atmosphärenmodells auf diese verschiedenen SSTs untersucht wird, sollen zunächst die Unterschiede der beiden SST-Datensätze beschrieben werden sowie die Frage beantwortet werden, ob die modellierten BSMO-SSTs im gleichen Maß wie die analysierten DWD-SSTs als Randbedingung für das Atmosphärenmodell geeignet sind. Dazu werden beide SST-Datensätze mit den in Abschnitt 4.1 vorgestellten satellitenbeobachteten BSH-SSTs verglichen, d.h. zusätzlich zu dem dort vorgestellten Vergleich zwischen modellierten und satellitenbeobachteten SSTs wird hier die Güte der analysierten DWD-SSTs in die Betrachtung mit einbezogen.

Ähnlich wie in den vorangegangenen Sensitivitätsexperimenten unterscheiden sich die räumlich über die gesamte Ostsee gemittelten SSTs nur wenig, während auf lokaler Skala oder an einzelnen Gitterpunkten deutlich größere Abweichungen auftreten (Abb. 4.8). In den über die Ostsee gemittelten SSTs treten nur zu Beginn der Simulati-

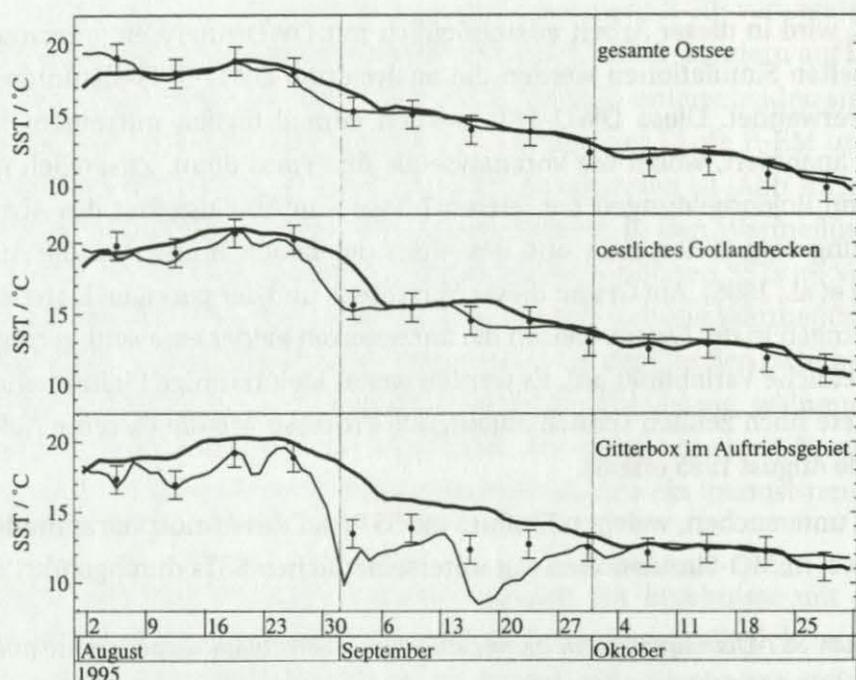


Abbildung 4.8: Meeresoberflächentemperaturen in °C des Experiments R-D (dicke Linie) und R-B (dünne Linie). Zusätzlich sind die Wochenmittelwerte der satellitenbeobachteten SSTs als gefüllte Kreise (± 1 °C Fehlerbalken) dargestellt. Oben: räumliche Mittel über die gesamte Ostsee, Mitte: räumliche Mittel über das südöstliche Gotlandbecken, unten: Werte einer einzelnen Gitterbox im Auftriebsgebiet vor Litauen.

on und Ende August größere Differenzen mit zu niedrigen bzw. zu hohen DWD-SSTs auf. Bei Betrachtung der Zeitserien einzelner Regionen oder Gitterpunkte zeigen sich jedoch mehrere Situationen, in denen die analysierten DWD-SSTs weit außerhalb der Messunsicherheit der satellitenbeobachteten SSTs liegen. Die modellierten BSMO-SSTs weisen demgegenüber nur an einzelnen Gitterboxen im Auftriebsgebiet niedrigere Werte als die BSH-SSTs auf. Der Grund dafür liegt einerseits im Ostseemodell, das in windstarken Situationen tendenziell zu ausgedehnte Auftriebsgebiete erzeugt. Andererseits könnten aber auch die in Kapitel 4.1 beschriebenen Fehler aufgetreten sein, d.h. möglicherweise sind auf Grund starker Bewölkung die Auftriebsgebiete nur ungenügend in den Messungen repräsentiert.

Die unterschiedliche räumliche Variabilität der analysierten und modellierten SSTs wird im Vergleich der räumlichen Felder deutlich (Abb. 4.9). Die DWD-SSTs weisen

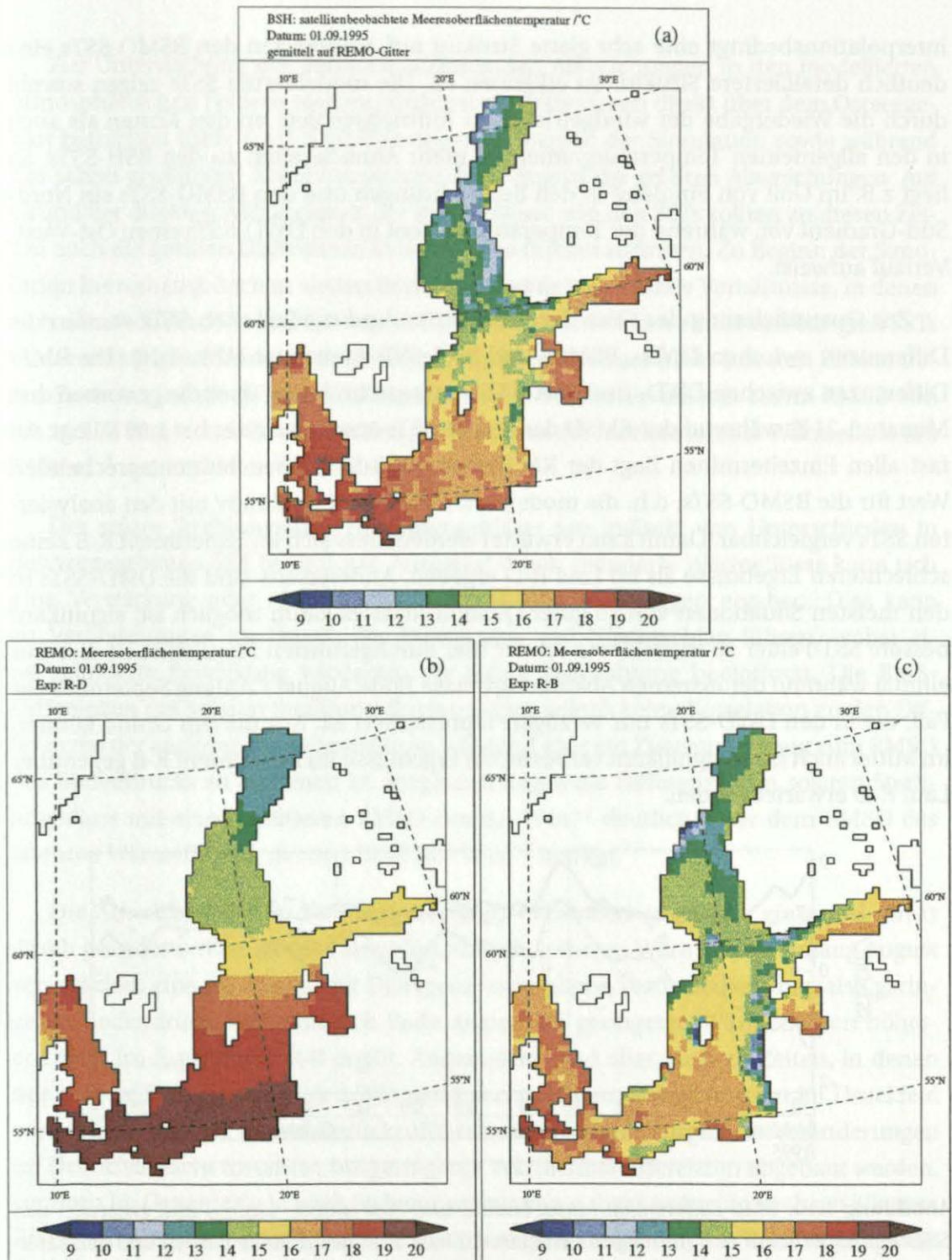


Abbildung 4.9: Meeresoberflächentemperatur in °C vom 1.9.1995. a: satellitenbeobachtete SSTs, b: SSTs des Experiments R-D, c: SSTs des Experiments R-B.

interpolationsbedingt eine sehr glatte Struktur auf, während in den BSMO-SSTs eine deutlich detailliertere Struktur zu erkennen ist. Die modellierten SSTs zeigen sowohl durch die Wiedergabe der windgetriebenen Auftriebsgebiete an den Küsten als auch in den allgemeinen Temperaturgradienten mehr Ähnlichkeiten zu den BSH-SSTs. So liegt z.B. im Golf von Finnland in den Beobachtungen und den BSMO-SSTs ein Nord-Süd-Gradient vor, während der Temperaturgradient in den DWD-SSTs einen Ost-West-Verlauf aufweist.

Zur Quantifizierung der Güte der analysierten und modellierten SSTs wurden die Differenzen zwischen DWD-, BSMO- und BSH-SSTs berechnet (Abb. 4.10). Die RMS-Differenzen zwischen DWD- und BSH-SSTs betragen im Mittel über die gesamten drei Monate 1.21 K, während der RMSD der BSMO-SSTs etwas darunter bei 1.05 K liegt. An fast allen Einzelterminen liegt der RMSD der DWD-SSTs über dem entsprechenden Wert für die BSMO-SSTs, d.h. die modellierten SSTs sind qualitativ mit den analysierten SSTs vergleichbar. Damit kann erwartet werden, dass sich im Experiment R-B keine schlechteren Ergebnisse als im Lauf R-D ergeben. Andererseits sind die DWD-SSTs in den meisten Situationen von so guter Qualität, dass es kaum möglich ist, signifikant bessere SST-Felder zu modellieren. In der hier durchgeführten Simulation ist dies nur einmal während der extremen Abkühlungsphase Ende August / Anfang September der Fall, die in den DWD-SSTs nur verzögert repräsentiert ist. Aus diesem Grund können im Mittel auch keine signifikant verbesserten Ergebnisse im Experiment R-B gegenüber Lauf R-D erwartet werden.

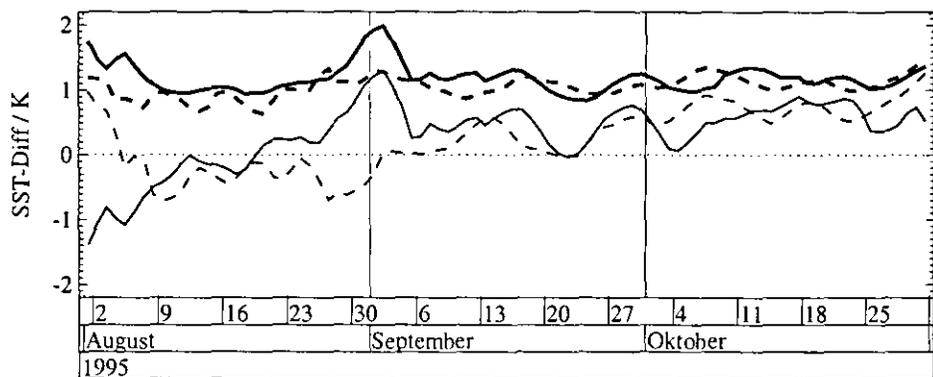


Abbildung 4.10: RMS-Differenzen (dicke Linien) und Bias (dünne Linien) in K zwischen den SSTs aus Experiment R-D (durchgezogene Linien) bzw. R-B (gestrichelte Linien) und den satellitenbeobachteten SSTs.

Zur Untersuchung der dennoch auftretenden Abweichungen in den modellierten atmosphärischen Feldern werden zunächst die Differenzen direkt über dem Ostseegebiet betrachtet (Abb. 4.11). Die SSTs zeigen zu Beginn der Simulation sowie während der schon erwähnten Abkühlungsphase Ende August die größten Abweichungen. Auf Grund der direkten Abhängigkeit der Wärmeflüsse von den SSTs sollten zu diesen Zeiten auch die größten Differenzen in den Wärmeflüssen auftreten. Zu Beginn der Simulation herrschen jedoch in weiten Bereichen stabile bis neutrale Verhältnisse, in denen sich die erhöhten SSTs im Experiment R-B geringer auswirken als die erniedrigten SSTs in der sehr labilen Situation Ende August. Auf Grund dieser nicht-linearen Effekte treten Ende August die größten Differenzen in den Wärmeflüssen mit einem RMSD von bis zu 100 W m^{-2} auf. Zu diesem Zeitpunkt nimmt der mittlere latente Wärmefluss um 73 W m^{-2} von -267 W m^{-2} auf -194 W m^{-2} ab.

Der solare Strahlungsfluss ist demgegenüber nur indirekt von Unterschieden in der vorgegebenen SST beeinflusst. Ausgelöst durch geänderte Wärmeflüsse kann sich eine Verstärkung oder Abschwächung der Vertikalbewegungen ergeben. Dies kann zu Veränderungen im Druck, der Bewölkung und Niederschlag führen, wobei eine geänderte Bewölkung wiederum die solare Einstrahlung beeinflusst. Die RMSDifferenzen des solaren Strahlungsflusses zeigen jedoch keine Korrelation zu den Differenzen der auslösenden Wärmeflüsse, während eher ein Zusammenhang zum RMSD des Bodendrucks zu erkennen ist. Insgesamt liegen die Differenzen im solaren Strahlungsfluss mit einem mittleren RMSD von 8.5 W m^{-2} deutlich unter dem RMSD des latenten Wärmeflusses, der im Mittel 26.0 W m^{-2} beträgt.

Die Abweichungen im Druckfeld werden – wie oben erwähnt – einerseits direkt durch geänderte Wärmeflüsse ausgelöst, d.h. die höheren Wärmeflüsse Anfang August verursachen eine verstärkte, mit Divergenz verbundene Vertikalbewegung, also geringeren Bodendruck, während sich Ende August bei geringeren Wärmeflüssen höherer Druck im Experiment R-B ergibt. Andererseits sind aber auch zu Zeiten, in denen nur geringe Differenzen in den Wärmeflüssen auftreten, Abweichungen im Druckfeld vorhanden. Dies ist darauf zurückzuführen, dass einmal ausgelöste Veränderungen im Druckfeld nicht instantan bei geringeren Wärmeflussdifferenzen abgebaut werden, sondern im Gegenteil – je nach Strömungssituation – sogar weiter anwachsen können. Erst wenn die Störung auf Grund der großräumigen Zirkulation aus dem Modellgebiet heraus transportiert wird, erfolgt ein vollständiger Abbau der Unterschiede. Deshalb treten bis Mitte September noch weitere Differenzen im Druckfeld auf. Insgesamt er-

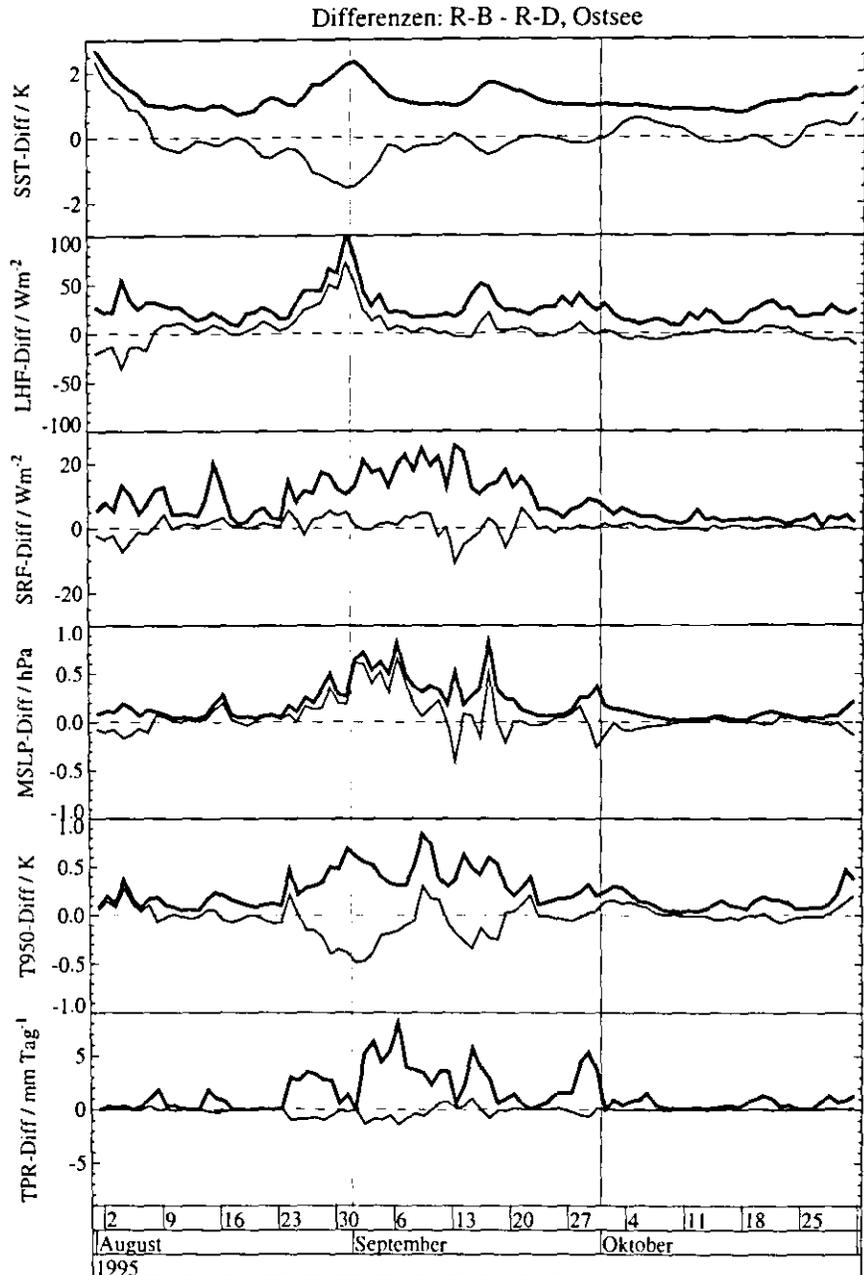


Abbildung 4.11: Zeitabhängige, räumliche RMS-Differenzen (dicke Linie) und Bias (dünne Linie) zwischen den Experimenten R-B und R-D, berechnet aus den Tagesmittelwerten aller Ostseegitterpunkte. SST-Diff: Differenzen der Meeresoberflächentemperaturen in K, LHF-Diff: Differenzen des latenten Wärmeflusses in $W m^{-2}$, SRF-Diff: Differenzen des netto solaren Strahlungsflusses in $W m^{-2}$, MSLP-Diff: Differenzen des Bodendrucks in hPa, T950-Diff: Differenzen der 950 hPa-Temperaturen in K, TPR-Diff: Differenzen des Niederschlags in $mm Tag^{-1}$.

geben sich jedoch nur relativ geringe Abweichungen im Druckfeld mit einem mittleren RMSD von nur 0.2 hPa.

Das Signal der 950 hPa-Temperaturen wird sowohl direkt von den Wärmeflüssen, als auch indirekt von den Differenzen im Druckfeld beeinflusst. Über die Wärmeflüsse wird der vertikale Temperaturgradient verändert, während Änderungen im Druckfeld die Höhe der 950 hPa-Fläche beeinflussen. Deshalb ist es schwer, in diesem Atmosphärenparameter direkte thermische Einflüsse von indirekten dynamischen Einflüssen zu trennen. Dies gilt ebenso für den Niederschlag, der die größten Differenzen Anfang bis Mitte September aufweist. Auf Grund der verringerten Feuchtezufuhr im Experiment R-B ergeben sich im Mittel leicht geringere Niederschläge. Die RMS-Differenzen des Niederschlags liegen jedoch eine Größenordnung über dem Bias, d.h. an einzelnen Gitterboxen treten sehr große Differenzen unterschiedlichen Vorzeichens auf. Dies demonstriert, wie sensitiv der Niederschlag auf geringe Änderungen des atmosphärischen Zustandes reagiert, wobei sich jedoch die auftretenden Differenzen im betrachteten Gebiet gegenseitig balancieren.

Die verzögerte Reaktion der Atmosphärenparameter auf unterschiedliche Wärmeflüsse ist auch darauf zurückzuführen, dass – im Gegensatz zu den lokal auf den Bereich der Ostsee beschränkten Differenzen in den SSTs – die Auswirkungen der geänderten Wärmeflüsse weder horizontal noch vertikal begrenzt sind. So werden z.B. Ende August die kälteren, trockeneren Luftmassen des Experiments R-B durch die vorherrschende Luftströmung von der Ostsee über Polen bis in die Ukraine transportiert (Abb. 4.12). Dadurch ergeben sich die größten Differenzen stromabwärts über Land. Die großräumige Zirkulation ist kaum beeinflusst, lokal treten jedoch bis zu 3 K niedrigere Temperaturen sowie eine Erhöhung der Lage der 950 hPa-Geopotentialfläche von bis zu 24 m auf. Um die Auswirkungen der geänderten SST der Ostsee beurteilen zu können, müssen also auch die Differenzen über Land betrachtet werden. Da das Hauptaugenmerk des BALTEX-Projektes auf dem Ostsee-Einzugsgebiet liegt, und zur Vermeidung der Einbeziehung störender Randeffekte, werden im Folgenden die Differenzen über das so genannte BALTEX-Gebiet (siehe Abb. 3.1) betrachtet (Abb. 4.13).

Innerhalb des gesamten Modellgebietes nimmt die Ostsee eine Fläche von nur knapp 6% ein, während ihr Anteil am BALTEX-Gebiet etwa 19% beträgt. Dementsprechend sind die Differenzen in den Oberflächentemperaturen und Wärmeflüssen deutlich geringer. Durch die Einbeziehung der Landpunkte sind sowohl der RMSD als auch der Bias des latenten Wärmeflusses um eine Größenordnung reduziert worden. Der

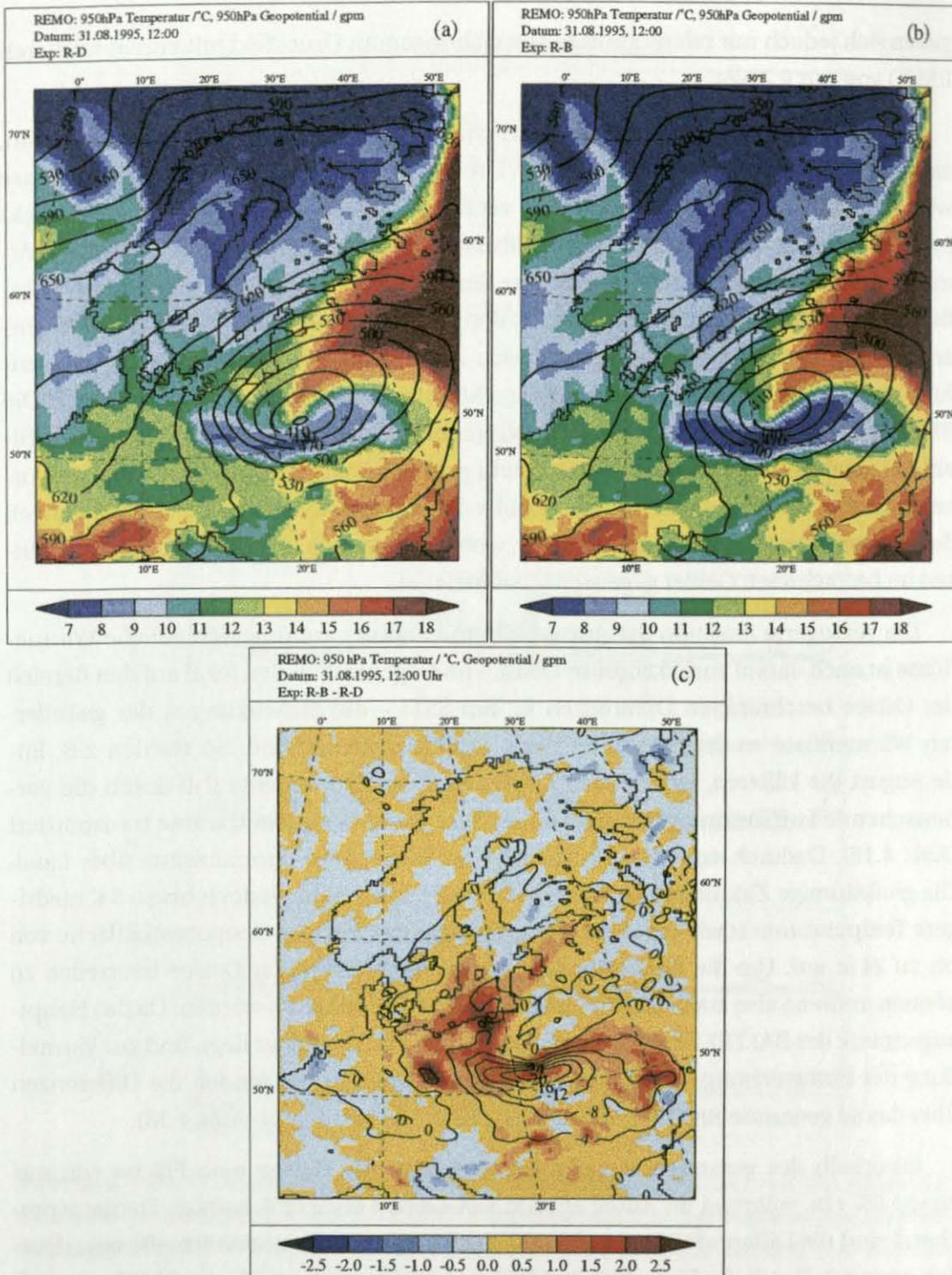


Abbildung 4.12: 950 hPa-Temperaturen in °C und Geopotential in gpm vom 31.8.1995, 12:00 Uhr. a: Experiment R-D; b: Experiment R-B; c: Differenzen Experiment R-B - Experiment R-D.

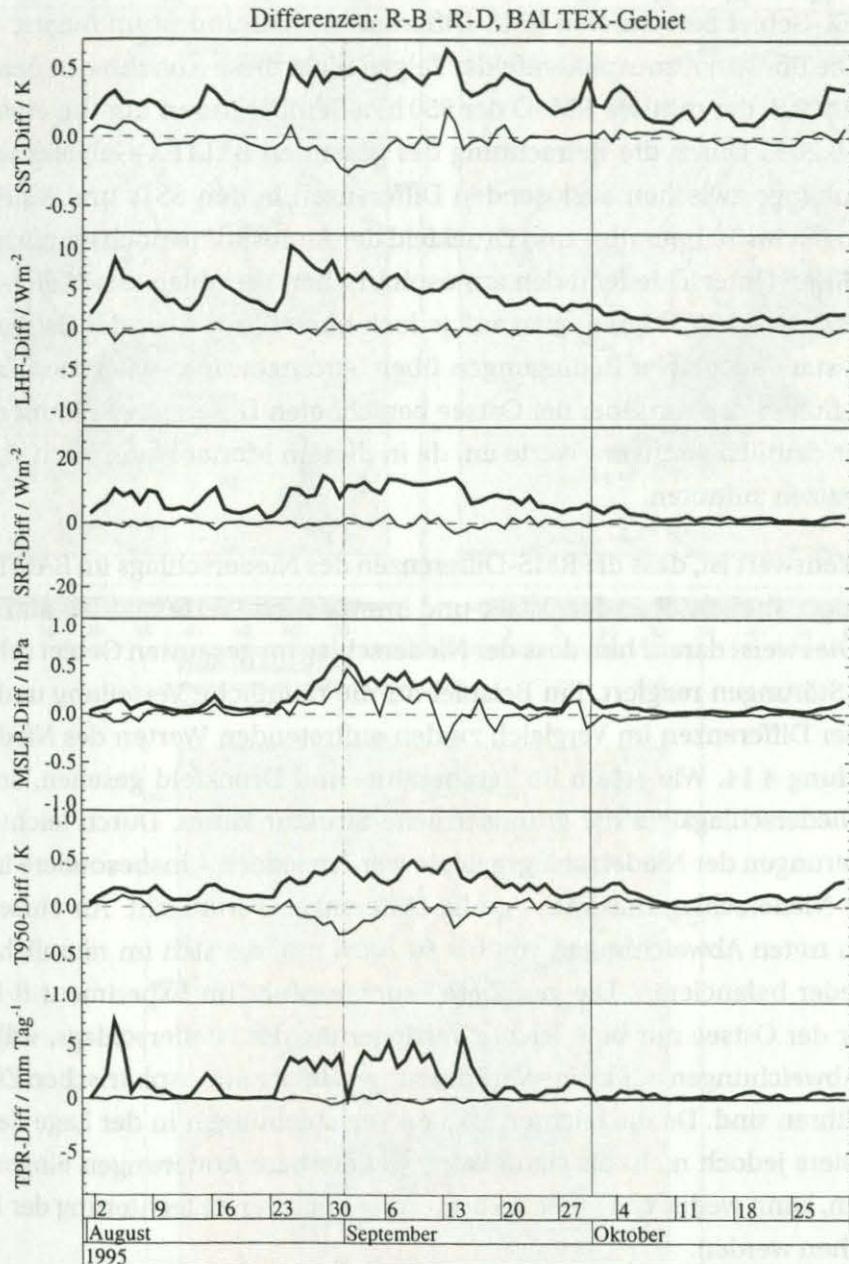


Abbildung 4.13: Wie Abb. 4.11, hier jedoch berechnet für das BALTEX Gebiet. Man beachte die teilweise gänderten Skalen der y-Achsen.

direkte Einfluss der SSTs auf die Wärmeflüsse ist aber auch bei Betrachtung der für das BALTEX-Gebiet berechneten RMS-Differenzen – zumindest im August – noch erkennbar. Die übrigen Atmosphärenfelder zeigen nicht diese Abnahme in den Differenzen. So sinkt z.B. der mittlere RMSD der 950 hPa-Temperaturen nur um etwa 17% von 0.24 K auf 0.20 K. Durch die Betrachtung des gesamten BALTEX-Gebietes werden die Zusammenhänge zwischen auslösenden Differenzen in den SSTs und resultierenden Abweichungen im Temperatur- und Druckfeld der Atmosphäre noch deutlicher. So treten die größten Unterschiede in den atmosphärischen Variablen tatsächlich zum Zeitpunkt der stärksten SST-Differenzen auf, jedoch nicht direkt über der Ostsee, sondern auf Grund stark advektiver Bedingungen über "stromabwärts" gelegenen Landgebieten. Wie schon in den nur über der Ostsee berechneten Differenzen nimmt der RMSD im Oktober deutlich geringere Werte an, da in diesem Monat kaum noch signifikante SST-Differenzen auftreten.

Bemerkenswert ist, dass die RMS-Differenzen des Niederschlags im BALTEX-Gebiet kaum geringer sind als über der Ostsee und immer noch Werte bis zu 9 mm Tag^{-1} annehmen. Dies weist darauf hin, dass der Niederschlag im gesamten Gebiet sehr sensitiv auf kleine Störungen reagiert. Ein Beispiel für die räumliche Verteilung und Größenordnung der Differenzen im Vergleich zu den auftretenden Werten des Niederschlags gibt Abbildung 4.14. Wie schon im Temperatur- und Druckfeld gesehen, ändert sich auch im Niederschlagsfeld die grundsätzliche Struktur kaum. Durch leichte räumliche Verlagerungen der Niederschlagsgebiete werden jedoch – insbesondere in den Gebieten der Niederschlagsmaxima – große Differenzen verursacht. An einzelnen Gitterpunkten treten Abweichungen von bis zu 100% auf, die sich im räumlichen Mittel jedoch wieder balancieren. Die geringere Feuchtezufuhr im Experiment R-B bewirkt direkt über der Ostsee nur eine leichte Verringerung des Niederschlags, während die größeren Abweichungen auf kleine Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation zurückzuführen sind. Da die leichten lokalen Verschiebungen in der Lage der Niederschlagsgebiete jedoch nicht als signifikante, validierbare Änderungen eingestuft werden können, kann weder von einer Verbesserung noch Verschlechterung der Ergebnisse gesprochen werden.

Die hier vorgestellten Untersuchungen zeigen, dass die mit dem ungekoppelten Ostseemodell berechneten SSTs qualitativ vergleichbar mit den SSTs der DWD-Analysen sind und sich damit grundsätzlich als untere Randbedingung für REMO eignen. In speziellen Situationen weisen sie auf Grund der höheren zeitlichen und räum-

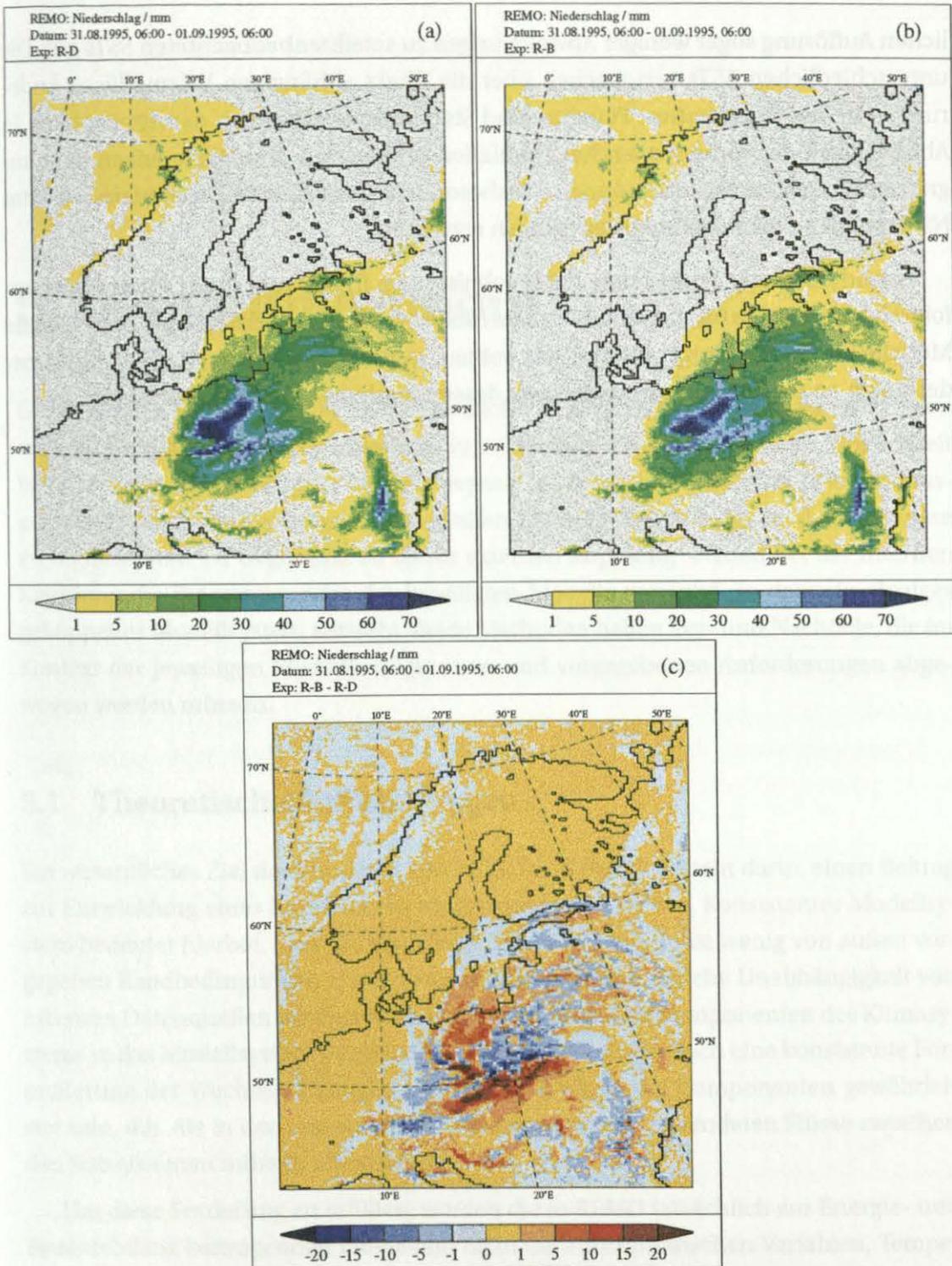


Abbildung 4.14: Niederschlag in mm vom 31.8.1995, 06:00 Uhr bis 1.9.1995, 06:00 Uhr. a: Experiment R-D; b: Experiment R-B; c: Differenzen Experiment R-B - Experiment R-D

lichen Auflösung sogar weniger Abweichungen zu satellitenbeobachteten SSTs auf. Die unterschiedlichen SSTs verursachen über die direkt abhängigen Wärmeflüsse Änderungen in den Temperatur-, Feuchte- und Stabilitätsverhältnissen der Atmosphäre. In Abhängigkeit der vorherrschenden Zirkulation breiten sich diese Differenzen über angrenzende Gebiete aus und können – insbesondere in sensitiven Parametern wie dem Niederschlag – lokal große Abweichungen erzeugen.

Nachdem gezeigt wurde, dass die Ergebnisse von REMO und dem Ostseemodell erfolgreich als Antrieb für das jeweils andere Modell verwendet werden können, d.h beide Modelle für die Kopplung geeignet sein sollten, werden im nächsten Kapitel die Anforderungen an ein Kopplungsmodul sowie dessen Implementierung beschrieben.

5. Kopplungsmodul

Grundsätzlich existieren zwei unterschiedliche Konzepte zur Realisierung einer zweiseitigen Kopplung (*two-way coupling*) verschiedener Modelle. Die erste Möglichkeit besteht darin, die beteiligten Modelle separat zu integrieren und den Informationsaustausch nur in bestimmten Zeitintervallen über die Ausgabe der Modellergebnisse zu organisieren. Im Gegensatz zu dieser externen Kopplung werden bei der internen Kopplung die Programmcodes der beteiligten Modelle vereinigt, so dass ein einziges gekoppeltes Modellsystem entsteht. Beide Methoden haben Vor- und Nachteile, die im Kontext der jeweiligen Modellkonfiguration und vorgegebenen Anforderungen abgewogen werden müssen.

5.1 Theoretische Anforderungen

Ein wesentliches Ziel der Kopplung von REMO und BSMO besteht darin, einen Beitrag zur Entwicklung eines konsistenten Modellsystems zu liefern. Konsistentes Modellsystem bedeutet hierbei, dass die Modellergebnisse mit möglichst wenig von außen vorgegeben Randbedingungen erzeugt werden. Diese größtmögliche Unabhängigkeit von externen Datenquellen wird erreicht, wenn möglichst viele Komponenten des Klimasystems in das Modellsystem integriert werden. Dabei muss jedoch eine konsistente Formulierung der Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten gewährleistet sein, d.h. die in den einzelnen Modellkomponenten verwendeten Flüsse zwischen den Subsystemen müssen identisch sein.

Um diese Forderung zu erfüllen, werden die in REMO tatsächlich zur Energie- und Feuchtebilanz beitragenden Flüsse und nicht die atmosphärischen Variablen, Temperatur und Feuchte in 2 m Höhe sowie 10 m-Winde und Bedeckung, an das Ostseemodell übergeben. Die Verwendung der Flüsse anstatt der Variablen ist aus zwei Gründen

notwendig. Da die unterste Atmosphärenschicht im Modell eine Ausdehnung von etwa 60 m besitzt, liegen die, auf den Hauptflächen definierten, prognostischen Variablen in dieser Schicht in einer Höhe von ca. 30 m; Temperatur, Feuchte und Wind müssen also auf die Höhe von 2 m bzw. 10 m reduziert werden.¹ Die dabei angenommenen Profile basieren prinzipiell auf der auch für die Parametrisierung der Flüsse angewendeten Monin-Obukhovschen Theorie. Zusätzlich gehen jedoch weitere empirische Annahmen in die Berechnung ein, so dass die diagnostizierten Variablen nicht voll konsistent mit dem Energie- und Feuchtehaushalt des Modells sind. Der zweite und wesentliche Grund für die Verwendung der Flüsse liegt in den unterschiedlichen Parametrisierungen der Austauschprozesse in REMO und BSMO. Auch bei Vorgabe von konsistenten Variablen würden mit diesen Parametrisierungen unterschiedliche, also nicht konsistente Flüsse berechnet werden.

Auf Grund der geringeren Auflösung von REMO gegenüber dem Ostseemodell, müssen die $1/6^\circ$ -REMO-Flüsse im Kopplungsmodul auf das 5 km-BSMO-Gitter interpoliert werden. Zur Erfüllung der Konsistenzforderung besteht grundsätzlich nur die Anforderung an das Interpolationsschema, den Mittelwert des Gesamtfeldes der übergebenen Größen zu erhalten. Deshalb kann ein einfacher bilinearer Interpolationsansatz verwendet werden.² Weitergehende Anforderungen wie Stetigkeit der Ableitungen oder Erhaltung der Varianz, die aufwendigere Verfahren wie bikubische Ansätze oder das so genannte *Kriging* erfordern würden, werden nicht gestellt.

Neben dieser grundsätzlichen Konsistenzforderung bestehen weitere technische Anforderungen an das Kopplungsmodul, die im Wesentlichen die Entscheidung über interne oder externe Kopplung bestimmen.

Rechenzeitbedarf

Ein wichtiger Faktor bei der Modellentwicklung ist der Rechenzeitbedarf der einzelnen Module, der natürlich möglichst gering sein sollte. Im Fall des Kopplungsmoduls muss zusätzlich zur tatsächlich für Rechnungen verbrauchten CPU-Zeit auch auf die für

¹Die Wahl der unterschiedlichen Reduktionshöhen ist historisch bedingt und auf die Anwendung der Modelle in der Wettervorhersage zurückzuführen. Dabei wäre für die Anwendung dieser Daten als Antrieb für ein Ozeanmodell eine einheitliche Reduktion auf 10 m wünschenswerter, da die meisten Parametrisierungen der Flüsse auf Daten dieser Höhe basieren. Eine Anwendung der 2 m-Daten in diesen Parametrisierungen kann also weitere Inkonsistenzen verursachen.

²Einschränkungen der bilinearen Interpolation im Hinblick auf die Konsistenzforderung werden im nächsten Abschnitt beschrieben.

den Datentransfer benötigte Zeit geachtet werden. So sollten nicht nur die einzelnen, im Kopplungsmodul durchzuführenden mathematischen Operationen mit möglichst CPU-Zeit sparenden Verfahren durchgeführt werden, sondern auch der Datentransfer sollte möglichst zeitsparend organisiert werden. Dies bedeutet einerseits, dass – wie oben erwähnt – ein möglichst einfaches Interpolationsschema gewählt werden sollte. Andererseits ist dies ein Argument, die Kopplung intern zu organisieren, da ein Datentransfer über ausgegebene Modellergebnisse sehr viel mehr Zeit kostet als eine interne Datenübergabe zwischen einzelnen Modellkomponenten oder Subroutinen.

Kommunikationsintervalle

Die Anforderung, möglichst flexibel in der Wahl der Kommunikationsintervalle zu sein, steht in engem Zusammenhang mit dem eben erwähnten Rechenzeit-Argument. Bei interner Kopplung ist es möglich, den Informationsaustausch zwischen beiden Modellkomponenten nach jedem Zeitschritt durchzuführen. Prinzipiell ist dies auch bei externer Kopplung möglich, wobei hier aber die so genannte *turn-around-Zeit*, die tatsächlich verbrauchte Zeit für eine Simulation, durch den aufwendigeren Datentransfer deutlich erhöht würde. Eine zusätzliche Rechenzeiterhöhung ergibt sich daraus, dass bei externer Kopplung die gesamten Initialisierungsprozesse bei jedem neuen Modellaufruf durchgeführt werden müssen. Eine hohe Kommunikationsfrequenz bei externer Kopplung belastet demnach die Rechenzeit stärker als bei interner Kopplung.

Speicherbedarf

Im Gegensatz dazu hat die externe Kopplung bezüglich des Speicherbedarfs Vorteile gegenüber der internen Kopplung. Der erhöhte Speicherbedarf bei interner Kopplung ergibt sich daraus, dass der Programmcode des gekoppelten Modellsystems aus beiden Modellkomponenten besteht. Damit wird während der gesamten Simulation der Speicher vom Atmosphären- und Ozeanmodell belegt. Bei externer Kopplung besteht demgegenüber jeweils nur der Speicherbedarf der gerade aktiven Modellkomponente. Im Fall begrenzter Speicherkapazitäten ist deshalb die externe Kopplung vorzuziehen.

Flexibilität

Ein weiteres Entscheidungskriterium stellt die angestrebte oder benötigte Flexibilität des Kopplungsmoduls dar. Wenn ein häufiger Austausch der einzelnen Modellkomponenten geplant ist, sollte die Kopplung extern durchgeführt werden, da hierbei keine Eingriffe in den eigentlichen Programmcode der einzelnen Modelle nötig sind. Bei Festlegung auf zwei bestimmte Modelle bietet die interne Kopplung den Vorteil, eine opti-

male Anpassung an spezielle, durch die Modellkonfigurationen gegebene Anforderungen zu ermöglichen. In diesem Fall ergibt sich dann ein sehr kompaktes, einfach zu handhabendes Modellsystem.

Für das in dieser Arbeit zu entwickelnde Kopplungsmodul war die Entscheidung über die Kopplungsmethode davon geprägt, dass die Kopplung möglichst wenig Rechenzeit verbrauchen soll, dass keine nennenswerte Speicherplatzbegrenzung vorliegt und dass kein Modellaustausch geplant ist. Nach Abwägung der oben genannten Vor- und Nachteile fiel deshalb die Entscheidung auf eine interne Kopplung, d.h. beide Modelle sollten zu einem gemeinsamen Programmcode zusammengeführt werden. Dabei wird REMO als Hauptprogramm eingesetzt und das Ostseemodell als optionale Subroutine in REMO implementiert. Hierbei mussten diverse Probleme gelöst werden, die sich bei der Vereinigung von Programmcodes verschiedener Herkunft ergeben. Der Aufbau des Kopplungsmoduls sowie die bei der technischen Implementierung zu beachtenden Probleme werden im nächsten Abschnitt beschrieben.

5.2 Technische Implementierung

Im gekoppelten Modell erfolgt die Integration der einzelnen Modellkomponenten für synchrone Zeitintervalle (Abb. 5.1). Eine Simulation startet mit der Initialisierung des Atmosphärenmodells, das anschließend über das erste Kopplungsintervall Δt_c integriert wird. Während dieses Zeitintervalls werden die Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean summiert bzw. am Ende der Periode über das Zeitintervall gemittelt. Anschließend wird das Kopplungsmodul aufgerufen, in dem die räumliche Interpolation der niedrig aufgelösten REMO-Daten auf das hoch aufgelöste BSMO-Gitter durchgeführt wird. Nach einigen weiteren Datenanpassungen, die im Detail später beschrieben werden, erfolgt der Aufruf des Ostseemodells. Beim ersten Aufruf erfolgt die Initialisierung des Modells sowie anschließend die Integration über das entsprechende Zeitintervall Δt_c .³ Nach Beendigung dieser Ozeanintegration werden die über Δt_c gemittelten, hoch aufgelösten BSMO-SSTs im zweiten Teil des Kopplungsmoduls auf das niedrig aufgelöste REMO-Gitter gemittelt. Im Anschluss daran erfolgt wiederum der Aufruf des Atmosphärenmodells und ein neuer Zyklus mit Atmosphären- und Ozeanintegration

³Das Ostseemodell benötigt keine *spin-up*-Phase, da es mit Ergebnisfeldern von früheren, ungekoppelten Simulationen initialisiert wird.

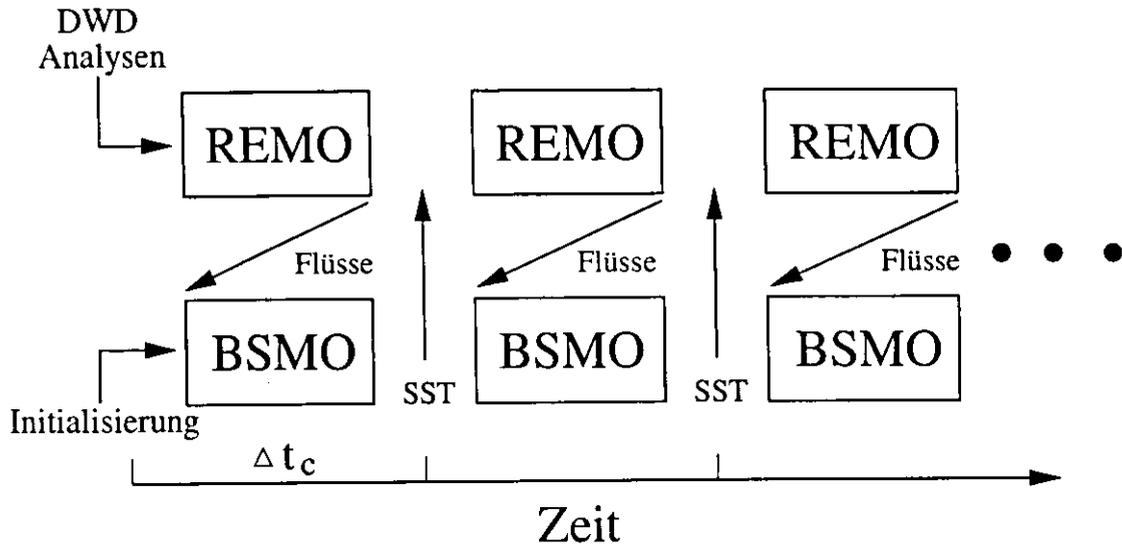


Abbildung 5.1: Schematischer Ablauf einer gekoppelten Simulation.

beginnt. Diese Zyklen werden so oft wiederholt, bis die gesamte Simulation beendet ist.

Bei der Kopplung unabhängig voneinander entwickelter Modelle sind diverse technische Modifikationen der einzelnen Modelle sowie Anpassungen der übergebenen Daten notwendig. Beide Programmcodes müssen dahingehend modifiziert werden, dass im gemeinsamen Programmcode eine einheitliche Formulierung der verwendeten Konstanten und Feldnamen gewährleistet ist. Insbesondere ist auch auf die Anpassung von möglicherweise verschiedenen Dimensionen der in beiden Modellen verwendeten Variablen zu achten. Die wesentlichsten Aufgaben des Kopplungsmoduls ergeben sich jedoch auf Grund der unterschiedlichen Gitter und Modellgebiete. Im Einzelnen sind die folgenden Probleme zu beachten:

Interpolation / Mittelung der Daten

Beim Austausch von Daten zwischen Modellen unterschiedlicher Auflösung muss eine Interpolation vom niedrig zum hoch aufgelösten Gitter erfolgen bzw. eine Mittelung der hoch aufgelösten Daten über das Gebiet der niedrig aufgelösten Gitterboxen durchgeführt werden. Im Fall des Austauschs von rein atmosphärischen oder ozeanischen Variablen ist dies unproblematisch. Werden jedoch Flüsse ausgetauscht, die vom Gra-

dienten zwischen Atmosphäre und Ozean, d.h. von Daten unterschiedlicher Auflösung abhängen sowie zusätzlich in der Anwendung direkt auf die SSTs wirken, können sich in Situationen mit starkem horizontalen Gradienten Probleme ergeben. Die Problematik ist auf den in solchen Situationen auftretenden Informationsverlust zurückzuführen.

Ausgehend von den hoch aufgelösten BSMO-SSTs (Abb. 5.2a) ergeben sich durch einfache Mittelung die in REMO zu verwendenden niedrig aufgelösten SSTs. Dabei ist zunächst nur eine Glättung der Extrema zu verzeichnen, die wesentlichen Strukturen wie das ausgeprägte Auftriebsgebiet an der Westküste Gotlands bleiben jedoch erhalten (Abb. 5.2b). Auf Grundlage dieser $1/6^\circ$ -SSTs und der dazugehörigen atmosphärischen Variablen werden in REMO die niedrig aufgelösten Flüsse berechnet (Abb. 5.2c). Die starke SST-Abhängigkeit spiegelt sich in den positiven Wärmeflüssen über den kalten Auftriebsgebieten bzw. den negativen, vom Ozean zur Atmosphäre gerichteten Wärmeflüssen über den Gebieten mit höherer SST wider. Werden diese $1/6^\circ$ -Flüsse jetzt mittels der bilinearen Interpolation auf das 5 km-BSMO-Gitter gebracht und diese hoch aufgelösten Flüsse mit den tatsächlich im Ostseemodell vorliegenden SSTs verglichen, wird die mit dem Informationsverlust verbundene Problematik deutlich. Im Allgemeinen passen die Strukturen von positiven Wärmeflüssen und geringen SSTs zwar zusammen, in Einzelfällen, wie z.B. nördlich von Öland im Bereich der BSMO-Gitterpunkte (88,73), werden aber zu hohe negative Flüsse an das Ostseemodell gegeben, obwohl relativ geringe SSTs in diesem Gebiet vorliegen.⁴

Diese nicht an die BSMO-SSTs angepassten Flüsse könnten prinzipiell vermieden werden, wenn die Flüsse in REMO auf Basis der BSMO-SSTs berechnet würden. Da dies erhebliche Rechenzeit kosten würde, ist diese Möglichkeit nicht in Erwägung gezogen worden. Eine andere Möglichkeit besteht in der Übergabe von Variablen anstatt von Flüssen, mit denen dann im Ostseemodell die Flüsse direkt auf Basis der tatsächlich vorliegenden SSTs berechnet werden könnten. Auf Grund der oben gestellten Konsistenzforderung scheidet diese Variante jedoch auch aus. Schließlich könnte ein Interpolationsalgorithmus angewandt werden, in dem die Information über die hoch aufgelösten BSMO-SSTs berücksichtigt wird. Da aber erstens die Situationen mit sehr starken horizontalen SST-Gradienten relativ selten auftreten, und zweitens ein lokal fehlerhafter atmosphärischer Antrieb relativ schnell durch horizontale Vermi-

⁴Die hier beschriebene Problematik erinnert an das Problem der Berücksichtigung von partieller Meereisbedeckung, wobei die sich dort ergebenden Fehler, auf Grund der unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften von Meereis und Wasser, sehr viel größer als im vorliegenden Fall sind.

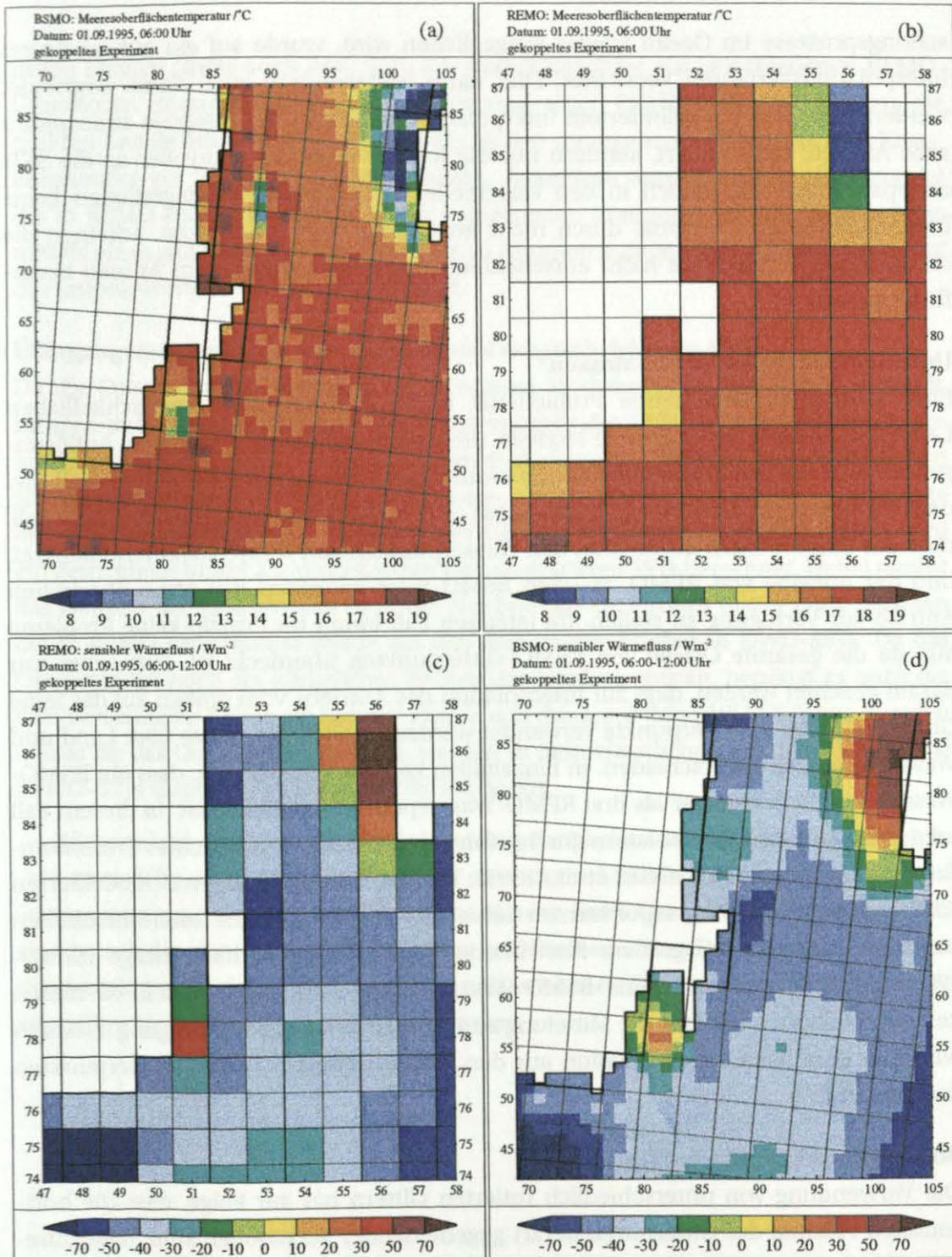


Abbildung 5.2: Ausschnitt der Meeresoberflächentemperaturen in °C und des sensiblen Wärmeflusses in Wm⁻² im westlichen Gotlandbecken am 1.9.1995; alle Daten stammen aus dem gekoppelten Experiment BIRID, das später in Kapitel 6 vorgestellt wird. a: 5 km-BSMO-SST, b: 1/6°-REMO-SST, c: 1/6°-REMO-SHF, d: 5 km-BSMO-SHF. In (a) und (d) ist zusätzlich das 1/6°-REMO-Gitter eingezeichnet.

schungsprozesse im Ozean wieder ausgeglichen wird, wurde auf ein aufwendigeres Interpolationsverfahren verzichtet. Dies kann insbesondere auch damit begründet werden, dass sich bei geändertem Interpolationsverfahren der integrale atmosphärische Antrieb nicht ändert, sondern nur die lokale Verteilung sinnvoller an die SSTs angepasst wird. Da jedoch in den verschiedenen gekoppelten Integrationen keine bemerkenswerten Probleme durch nicht angepasste Flüsse auftraten, scheinen die ozeanischen Verhältnisse nicht entscheidend von lokal fehlerhaftem Antrieb beeinflusst zu sein.

Unterschiedliche Land/See-Masken

Eine weitere zu beachtende Problematik ergibt sich aus den unterschiedlichen Land/See-Masken der einzelnen Modelle, die sowohl auf die verschiedenen Auflösungen als auch die unterschiedlichen Rotationen der Modelle zurückzuführen sind. Bei den Auswirkungen dieser Problematik muss unterschieden werden zwischen dem Fall, dass das Ostseemodell die SSTs an den Wasserpunkten von REMO bereitzustellen hat, und der Aufgabe von REMO, an allen BSMO-Wasserpunkten den atmosphärischen Antrieb zur Verfügung zu stellen. Im letzteren Fall treten im Prinzip keine Probleme auf, da die gesamte Ostsee von REMO-Gitterpunkten überdeckt ist. Hier muss nur darauf geachtet werden, dass zur Interpolation des Antriebs vom groben auf das feine Gitter nur REMO-Wasserpunkte verwendet werden, da sich die Flüsse über Land und Wasser erheblich unterscheiden. In Einzelfällen kann es vorkommen, dass ein BSMO-Wasserpunkt von weniger als drei REMO-Wasserpunkten umgeben ist. In diesem Fall wird keine bilineare Interpolation durchgeführt, sondern ein vereinfachtes *Cressmann-Schema* angewandt (Majewski et al., 1995). Bei der Bereitstellung von modellierten SSTs an allen REMO-Wasserpunkten im Gebiet der Ostsee haben die unterschiedlichen Land/See-Masken eine größere Auswirkung. Es existieren nämlich einige REMO-Wasserpunkte, an denen keine BSMO-Wasserpunkte definiert sind, d.h. es stehen keine modellierten SSTs für die Mittelung zu $1/6^\circ$ -REMO-SSTs zur Verfügung. Deshalb wird hier eine lineare Extrapolation aus den nächstliegenden BSMO-Wasserpunkten durchgeführt.

Rotiertes / geographisches Gitter

Die Verwendung von unterschiedlich rotierten Gittern hat zur Folge, dass die horizontalen Flächen der Gitterboxen derart gegeneinander verschoben sind, dass unregelmäßig große Anteile einer BSMO-Gitterbox in verschiedenen REMO-Gitterboxen

liegen können (siehe auch Abb. 5.2). Zur Berechnung des aus verschiedenen BSMO-Gitterboxen zusammengesetzten Mittelwertes einer REMO-Gitterbox müssen die exakten Anteile bekannt sein, die deshalb als fest vorgegebener Datensatz dem Kopplungsmodul zur Verfügung gestellt werden. Außerdem werden im Kopplungsmodul die in REMO auf dem rotierten Gitter vorliegenden Komponenten des Windstressess mittels eines einfachen aus der sphärischen Geometrie abgeleiteten Algorithmus, auf das unrotierte BSMO-Gitter umgerechnet.

Übergangszone zwischen modellierten und vorgeschriebenen SSTs

Da die Ostsee nur ein Teilgebiet des gesamten Modellgebietes von REMO darstellt, müssen außerhalb des Gebietes des Ostseemodells die SSTs in REMO weiterhin aus Analysen vorgeschrieben werden. Um einen fließenden Übergang von modellierten zu vorgeschriebenen SSTs zu gewährleisten, wurde im Skagerrak eine so genannte *blending-zone* eingerichtet. In dieser fünf Gitterpunkte breiten Übergangszone wird ein gewichtetes Mittel aus modellierten und analysierten SSTs berechnet. Dabei nimmt das Gewicht der modellierten SSTs zur Nordsee hin ab. Jenseits dieser Zone beruhen die in REMO berechneten Flüsse auf den dort vorgeschriebenen DWD-SSTs. Da das Ostseemodell noch ein künstliches Becken der Nordsee enthält, benötigt es auch die dort berechneten Flüsse als Antrieb. Damit sich diese, auf den DWD-SSTs basierenden Flüsse für das Ostseemodell eignen, werden in dem künstlichen Nordsee-Becken die BSMO-SSTs zusätzlich an die DWD-SSTs relaxiert.

Wie gesehen, ergeben sich die meisten Schwierigkeiten bei der Kopplung dadurch, dass zwei völlig unabhängig voneinander entwickelte Modelle zu einem gemeinsamen System zusammengeführt werden sollen. Mit der Entwicklung des Kopplungsmoduls sind jedoch die oben genannten Aufgaben und Probleme zum Datentransfer zwischen den beteiligten Modellen gelöst worden, und es können Experimente mit dem voll gekoppelten Modellsystem durchgeführt werden.

6. Gekoppelte Experimente

Das zentrale Thema dieser Arbeit liegt in der Anwendung des gekoppelten Modells zur Untersuchung der Kopplungsmechanismen zwischen Atmosphäre und Ostsee im BALTEX-Gebiet. An dieser Stelle sei deutlich darauf hingewiesen, dass es sich hierbei um eine reine Modellstudie handelt. Im engeren Sinne können deshalb keine Aussagen zu den tatsächlich in der Natur vorkommenden Wechselwirkungsprozessen gemacht werden, sondern es sind lediglich Schlussfolgerungen auf im Regionalmodell vorhandene Kopplungsmechanismen möglich. Je nach Fähigkeit des Modells, die Wirklichkeit abzubilden, können daraus jedoch wiederum Aussagen über die tatsächlich auftretenden Vorgänge abgeleitet werden. Bevor auf die Ergebnisse dieser Untersuchungen eingegangen wird, erfolgt zur Übersicht zunächst eine allgemeine Beschreibung der durchgeführten Experimente.

6.1 Überblick über durchgeführte Experimente

Für die Untersuchung der Kopplungsmechanismen wurden diverse Simulationen sowohl mit dem gekoppelten Modellsystem als auch mit dem ungekoppelten Atmosphärenmodell durchgeführt. Im Verlauf der Arbeit fanden einige Änderungen an beiden Komponenten des gekoppelten Systems statt, so dass die Experimente mit unterschiedlichen Modellversionen durchgeführt wurden. Im Einzelnen wurde mit drei unterschiedlichen REMO-Versionen und zwei verschiedenen BSMO-Versionen gerechnet (Tab. 6.1).

Ausgehend von der Version, die für die Sensitivitätsexperimente verwendet wurde, fanden in REMO zunächst einige technische Korrekturen statt. Diese betrafen u.a. die Berechnung der Vertikaldiffusion und die Behandlung der *Restartfiles* sowie verschie-

Tabelle 6.1: Wesentliche Änderungen an den in der Arbeit verwendeten Modellversionen.

Modellversion	wesentliche Änderungen
REMO-0 (R0)	(Ausgangsversion für Sensitivitätsstudien)
REMO-1 (R1)	technische Korrekturen (Vertikaldiffusion, Restartfiles,...)
REMO-2 (R2)	kritische relative Feuchte für Wolkenbildung
BSMO-1 (B1)	(Ausgangsversion für Sensitivitätsstudien)
BSMO-2 (B2)	Eindringtiefe der solaren Einstrahlung kritische Richardsonzahl für A_V

dene andere kleinere Fehlerbereinigungen. Die Korrekturen wurden von der Modellbetreuungsgruppe am DKRZ in Hamburg durchgeführt, so dass hier nicht weiter darauf eingegangen wird. Alle in diesem Abschnitt vorgestellten Simulationen enthalten diese Änderungen und können deshalb nicht direkt mit den Ergebnissen der ungekoppelten Sensitivitätsstudien R-B und R-D verglichen werden. Zusätzlich wurden noch Experimente mit einer REMO-Version durchgeführt, bei der die Formulierung der kritischen relativen Feuchte für Wolkenbildung modifiziert wurde. Detailliertere Angaben über diese Modifikation bzw. die resultierenden Änderungen in den Modellergebnissen erfolgen bei der Vorstellung der Resultate in Abschnitt 6.3.3.

Für die erste Version des gekoppelten Modells wurde das Ostseemodell in der Konfiguration verwendet, mit der auch die ungekoppelten Sensitivitätsexperimente durchgeführt wurden. Es stellte sich jedoch heraus, dass einige Defizite in der Behandlung der Eindringtiefe der solaren Strahlung sowie bei der Wahl der kritischen Richardsonzahl für die Bestimmung der vertikalen Austauschkoefizienten bestanden. Für alle weiteren gekoppelten Experimente wurde deshalb eine dementsprechend verbesserte Version verwendet.

Um zu gewährleisten, dass die Untersuchung der Kopplungseffekte nicht durch verschiedene Modellversionen beeinflusst wird, wurde zu jedem gekoppelten Experiment eine ungekoppelte Simulation mit der jeweils entsprechenden Version des Atmosphärenmodells durchgeführt. Die wesentlichen Merkmale sowie die abkürzende Bezeichnung der Experimente, die in den folgenden Abschnitten vorgestellt werden, sind

in Tabelle 6.2 aufgeführt. Die Kennung setzt sich dabei grundsätzlich aus den verwendeten Modellversionen 'Bx' und 'Rx' (x=1,2) sowie den in REMO angewandten physikalischen Parametrisierungen, der DWD-Physik (D) oder EC4-Physik (E) zusammen. Dabei bezeichnet eine Kennung, in der kein 'Bx' enthalten ist, jeweils ungekoppelte

Tabelle 6.2: Kennung und wesentliche Merkmale der durchgeführten Experimente, die in den folgenden Kapiteln vorgestellt werden.

Kennung	Modellversion	Physik	vorgeschriebene SST	Zeitraum	Kapitel
R1D	REMO-1	DWD	Analysen	01.08.-01.11.95	6.2
R1D	REMO-1	DWD	Analysen	01.05.-01.12.92	6.2
B1R1D	BSMO-1 + REMO-1	DWD	-	01.08.-01.11.95	6.2
B2R1D	BSMO-2 + REMO-1	DWD	-	01.08.-01.11.95	6.2
B2R1D	BSMO-2 + REMO-1	DWD	-	01.05.-01.12.92	6.2
R1E	REMO-1	EC4	Analysen	01.08.-01.11.95	6.2
B2R1E	BSMO-2 + REMO-1	EC4	-	01.08.-01.11.95	6.2
R2E	REMO-2	EC4	Analysen	01.08.-01.11.95	6.3.3
B2R2E	BSMO-2 + REMO-2	EC4	-	01.08.-01.11.95	6.3.3
R2Ep	REMO-2	EC4	B2R2E (+Störung)	01.08.-01.11.95	6.3.4
R2Eu1	REMO-2	EC4	Analysen	27.08.-27.09.95	6.3.4
R2Eu2	REMO-2	EC4	Analysen	28.08.-27.09.95	6.3.4
R2Eu3	REMO-2	EC4	Analysen	29.08.-27.09.95	6.3.4
R2Ec1	REMO-2	EC4	B2R2E	27.08.-27.09.95	6.3.4
R2Ec2	REMO-2	EC4	B2R2E	28.08.-27.09.95	6.3.4
R2Ec3	REMO-2	EC4	B2R2E	29.08.-27.09.95	6.3.4
R1Dctr	REMO-1	DWD	Analysen	15.07.-29.07.92	7.1
R1D-x	REMO-1	DWD	Analysen-x x=2,4,6,8,10 K	15.07.-29.07.92	7.1
R1D+x	REMO-1	DWD	Analysen+x x=2,4,6,8,10 K	15.07.-29.07.92	7.1
R2Eo	REMO-2	EC4	ECHAM4/OPYC3	01.08.-01.11.95	7.2

Kontroll-Experimente. Zusätzlich wurden noch ungekoppelte Experimente mit unterschiedlich vorgeschriebenen SSTs durchgeführt, die mit einer erweiterten Kennzeichnung versehen sind. Detailliertere Informationen dazu werden später direkt bei der Präsentation der entsprechenden Ergebnisse gegeben.

An dieser Stelle sei noch erwähnt, dass die meisten Simulationen, wie auch bei den Sensitivitätsexperimenten, die PIDCAP-Periode umfassen. Es werden aber auch Ergebnisse von längeren Läufen, die sich über sieben Monate (Mai - November 1992) erstrecken bzw. kürzere Simulationen (14 bis 30 Tage) vorgestellt. Experimente, die Wintersituationen beinhalten, konnten nicht durchgeführt werden, da das im Ostseemodell enthaltene Meereismodell noch nicht im Kopplungsmodul implementiert ist.

6.2 Validierung des gekoppelten Systems

Mit der Entwicklung des gekoppelten Modellsystems soll ein Handwerkszeug zur konsistenten Modellierung des Energie- und Wasserkreislaufs im Ostsee-Einzugsgebiet geschaffen werden. Um das System für diese Untersuchungen anwenden zu können, muss jedoch sichergestellt sein, dass die Ergebnisse des gekoppelten Modells qualitativ mit ungekoppelten Modellergebnissen vergleichbar sind. Das heißt, würden die Resultate des gekoppelten Modells so starke Abweichungen zum realistischen Zustand aufweisen, dass eine Flusskorrektur nötig wäre, könnten keine physikalisch relevanten Aussagen zum Energie- und Wasserkreislauf abgeleitet werden. Deshalb wird an dieser Stelle zunächst eine Validierung des gekoppelten Systems durchgeführt.

Die Validierung beschränkt sich dabei zunächst nur auf die SSTs, da der Austausch von vorgeschriebenen SSTs zu modellierten SSTs grundsätzlich für das Atmosphärenmodell die einzige Veränderung bei gekoppelten Simulationen darstellt. Dieses Validierungs-Konzept beruht auf der Annahme, dass sich im gekoppelten Fall die modellierten Atmosphärenfelder nicht gegenüber ungekoppelten Simulationen verschlechtern sollten, wenn die gekoppelt modellierten SSTs qualitativ gleichwertig gegenüber den im ungekoppelten Fall vorgeschriebenen SSTs sind. Hier wird also nur untersucht, inwieweit es möglich ist, mit dem gekoppelten Modellsystem vorgeschriebene SSTs durch modellierte SSTs zu ersetzen, oder ob eine Flusskorrektur notwendig ist, um qualitativ ausreichende SSTs zu modellieren. Die Validierung des atmosphärischen Respons auf die geänderten SSTs wird in einem späteren Abschnitt (6.3.5) vorgestellt.

Um die Güte der modellierten SSTs abzuschätzen, werden die SSTs der ersten Version des gekoppelten Systems (B1R1D) und die DWD-SSTs des ungekoppelten Referenzlaufs (R1D) – zunächst für die PIDCAP-Periode – mit satellitenbeobachteten SSTs verglichen (Abb. 6.1). Ähnlich wie in den Sensitivitätsexperimenten mit dem ungekoppelten Ostseemodell (Abschnitt 4.1) treten bei den räumlich über die gesamte Ostsee gemittelten SSTs kaum Unterschiede zu den DWD-SSTs auf. Demgegenüber sind auf lokaler Skala, insbesondere im Fall von Auftriebsgebieten, größere Differenzen zu beobachten. Deutlich ist im Ostseemodell wieder die temperatur- und windgetriebene Abkühlung Anfang und Mitte September zu erkennen.

Grundsätzlich zeigen die gekoppelt modellierten SSTs des Experiments B1R1D ein sehr ähnliches Verhalten wie die ungekoppelt modellierten SSTs des Sensitivitätsex-

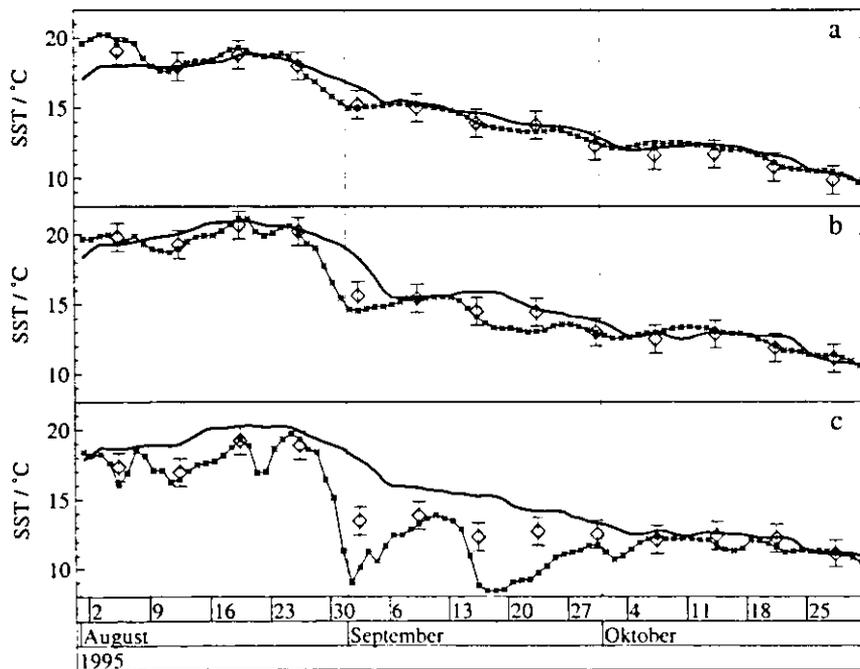


Abbildung 6.1: Zeitserie der Meeresoberflächentemperaturen in °C des Experiments R1D (dicke Linie) und B1R1D (dünne Linie mit *) vom 1.8.1995 - 1.11.1995. Zusätzlich sind die Wochenmittelwerte der satellitenbeobachteten SSTs ($\diamond \pm 1^\circ\text{C}$ Fehlerbalken) dargestellt. a: räumliche Mittel über die gesamte Ostsee; b: räumliche Mittel über das südöstliche Gotlandbecken; c: Werte einer einzelnen Gitterbox im Auftriebsgebiet vor Litauen.

periments B-RV, in dem das Ostseemodell mit REMO-Variablen angetrieben wurde (Abb. 4.8). Einerseits deutet dies darauf hin, dass nur relativ wenig Änderungen im atmosphärischen Teil des gekoppelten Systems auf Grund von SST-Änderungen auftreten. Andererseits zeigt sich damit, dass das Ostseemodell gute Ergebnisse mit konsistenten REMO-Flüssen erzielen kann, wenn die Flüsse auf den tatsächlich vorherrschenden SSTs beruhen. Dies war a priori nicht zu erwarten, da doch relativ große Unterschiede zwischen den Parametrisierungen der Flüsse in REMO und dem Ostseemodell existieren. Ebenfalls bemerkenswert ist, dass auch im voll gekoppelten Fall die modellierten SSTs nach größeren Abweichungen von den Beobachtungen wieder zum realistischen Zustand zurückkehren. Im Gegensatz zu globalen Modellen, in denen kleine Störungen große Abweichungen verursachen können, scheinen die lateralen Randbedingungen in einem Regionalmodell – je nach Größe des Modellgebiets und Modellkonfiguration – eine so starke Zwangsbedingung darzustellen, dass keine Drift in einen unrealistischen Zustand auftreten kann.

Zur weiteren Quantifizierung der Güte der gekoppelt modellierten SSTs werden Bias und RMS-Differenzen der SSTs des Experiments B1R1D mit den entsprechenden Werten des Experiments R1D verglichen (Abb. 6.2). Erwartungsgemäß ergeben sich auch hier ähnliche Resultate wie im Sensitivitätsexperiment B-RV (Abb. 4.10). Das heißt, auch die Differenzen der gekoppelt modellierten SSTs liegen in der Größenordnung des Bias und RMSD der DWD-SSTs und zeigen in Einzelsituationen sogar geringere Abweichungen. Die erste Validierung des gekoppelten Systems ergibt also, dass es möglich ist, die vorgeschriebenen SSTs der DWD-Analysen durch gekoppelt modellierte SSTs zu ersetzen.

Zusätzlich zur Untersuchung der Temperaturentwicklung an der Meeresoberfläche wurde auch die vertikale Struktur der Temperaturverteilung betrachtet. Dabei stellten sich gewisse Defizite in der Behandlung der Eindringtiefe der solaren Einstrahlung heraus. In der ursprünglichen Modellversion des Ostseemodells (B1) wurde die gesamte Energie der solaren Einstrahlung nur in die oberste Schicht gegeben. Dies führt dazu, dass sich in Situationen mit hoher Einstrahlung und geringer vertikaler Turbulenz, wie sie z.B. Mitte August 1995 herrschte, eine unrealistisch flache Deckschicht mit relativ hohen Temperaturen ausbildet (Abb. 6.3, 20.08.1995). Beim Einsetzen der durch einen atmosphärischen Kaltluftausbruch bedingten direkten Abkühlung und einer zusätzlichen windgetriebenen vertikalen Vermischung (Ende August 1995) löst sich diese extrem flache Deckschicht schnell auf.

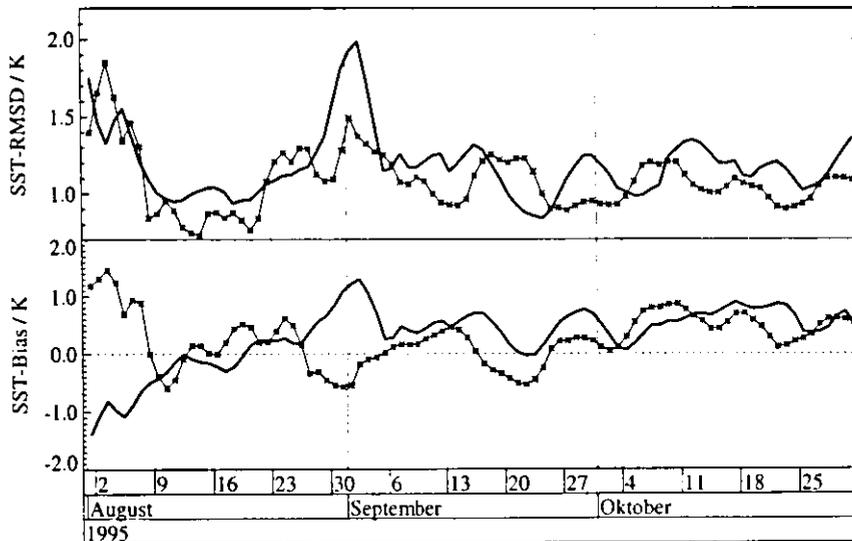


Abbildung 6.2: Zeitserie der räumlichen RMS-Differenzen (oben) und des Bias (unten) in K zwischen den SSTs aus Experiment R1D (dicke Linien) bzw. B1R1D (dünne Linien mit *) und den satellitenbeobachteten SSTs vom 1.8.1995 - 1.11.1995, berechnet über alle Ostseegitterpunkte.

Zur realistischeren Behandlung der Eindringtiefe der solaren Einstrahlung wurde eine Parametrisierung nach Omstedt und Nyberg (1995) implementiert, in der die Strahlungsenergie exponentiell abnehmend auf die obersten acht Schichten verteilt wird und in eine entsprechende Temperaturerhöhung umgerechnet wird. Im Vergleich zu den Ergebnissen des Experiment B1R1D ergeben sich im Experiment B2R1D – in strahlungsreichen Situationen (20.08.1995) – verminderte Temperaturen in der obersten Schicht bzw. erhöhte Temperaturen in den darunter befindlichen Schichten. Andererseits liegt in der darauf folgenden Abkühlungssituation die Deckschichttemperatur des Experiments B2R1D um etwa 1 K über den Werten von Experiment B1R1D, da ein geringerer Wärmefluss an der Oberfläche bzw. ein erhöhter Wärmeinhalt in der Tiefe vorliegt. Die realistischer Darstellung der Deckschicht kann also sowohl zu einer Erhöhung als auch zu einer Erniedrigung der SSTs führen. Deshalb werden in der folgenden Abbildung 6.4 zusätzlich die mit der neuen Version des Ostseemodells erzielten SSTs mit den satellitenbeobachteten SSTs verglichen. Um systematische und zufällige Abweichungen besser trennen zu können, werden dort die *unbiased* RMS-Differenzen gezeigt. Im weiteren Verlauf der Arbeit werden sowohl Experimente mit der DWD-Physik als auch mit der EC4-Physik durchgeführt. Deshalb wird an dieser

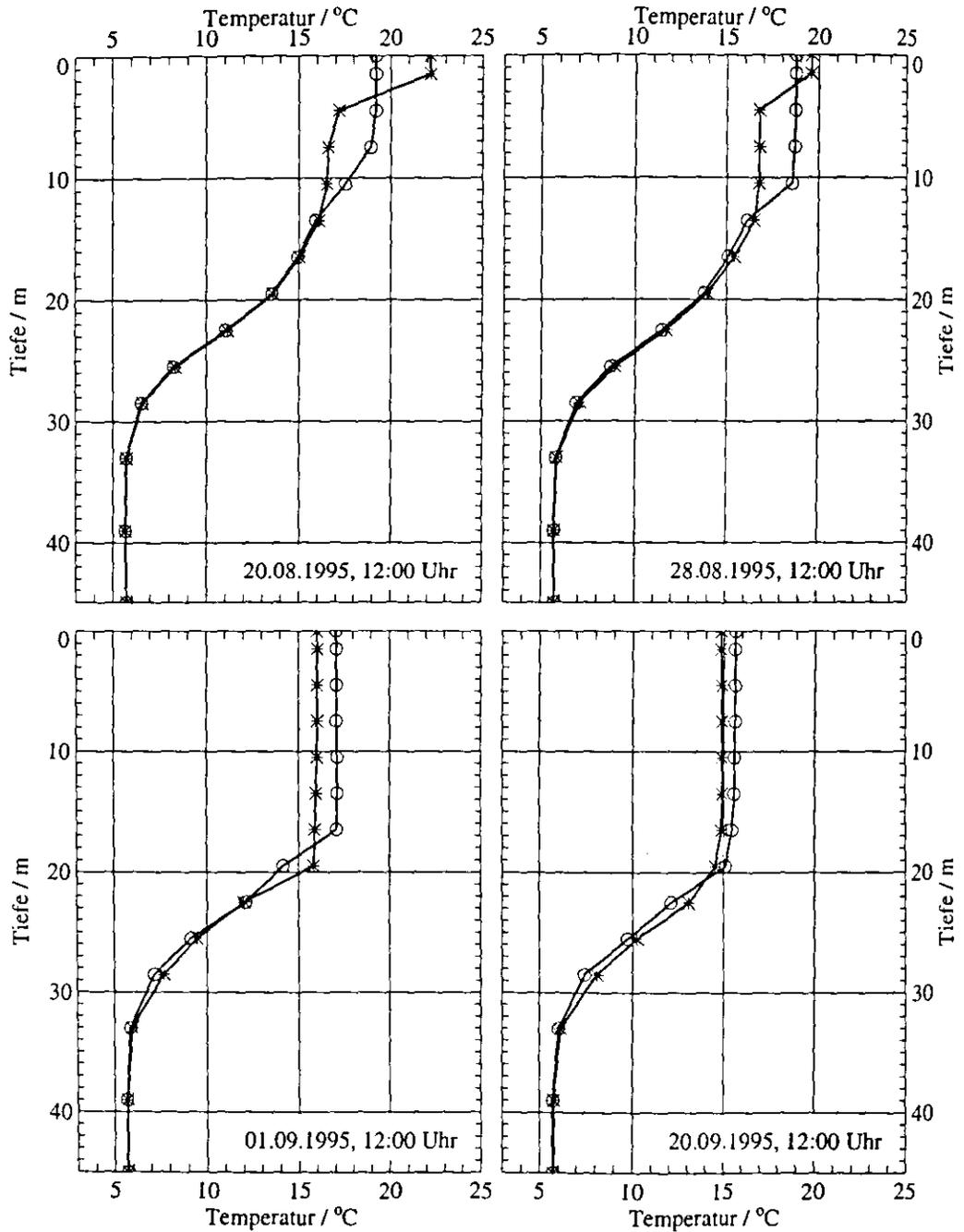


Abbildung 6.3: Vertikale Temperaturprofile in °C der Experimente B1R1D (*) und B2R1D (o) zu verschiedenen Zeitpunkten an einem einzelnen Gitterpunkt im Gotland-Becken.

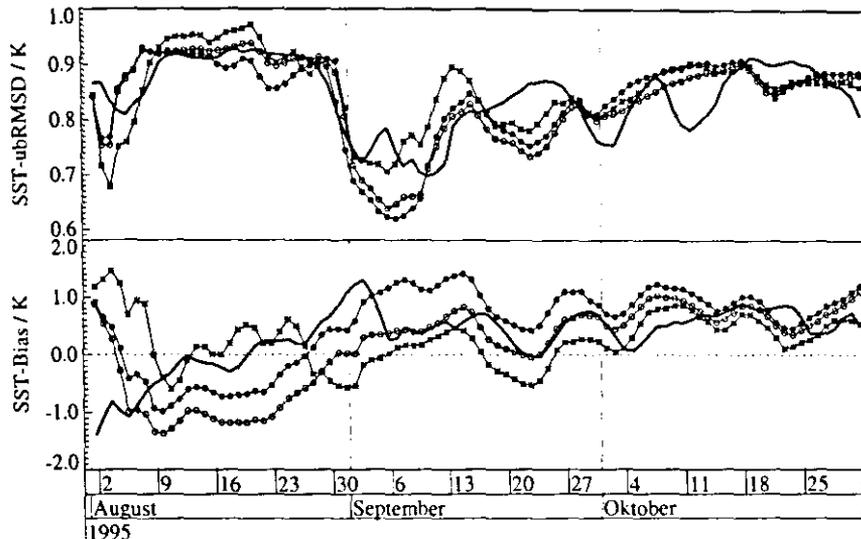


Abbildung 6.4: Zeitserie der räumlichen unbiased RMS-Differenzen (oben) und des Bias (unten) in K zwischen den SSTs aus Experiment R1D (dicke Linien), B1R1D (dünne Linien mit *), B2R1D (dünne Linien mit \circ), bzw. B2R1E (dünne Linien mit \bullet) und den satellitenbeobachteten SSTs vom 1.8.1995 - 1.11.1995, berechnet über alle Ostseegitterpunkte.

Stelle ebenfalls die Güte der mit der EC4-Physik modellierten SSTs bzw. die Auswirkungen der unterschiedlichen physikalischen Parametrisierungen des Atmosphärenmodells auf die modellierten SSTs untersucht. Dazu sind in Abbildung 6.4 als vierte Kurve die Differenzen der SSTs des Experiments B2R1E zu den BSH-SSTs dargestellt.

Es fällt auf, dass die Zeitserien der über die Ostsee gemittelten RMS-Differenzen bei allen drei modellierten SSTs einen ähnlichen Verlauf mit Werten zwischen 0.6 K und 1 K aufweisen. Das heißt, der zufällige Fehler ändert sich weder bei Einführung der neuen Version des Ostseemodells noch bei Verwendung unterschiedlicher Physikpakete im Atmosphärenmodell signifikant.

Für den zeitlichen Verlauf des Bias ergibt sich ein etwas anderes Bild. Im August unterscheidet sich der Bias des Experiments B1R1D mit um Null schwankenden Werten gegenüber den zu diesem Zeitpunkt systematisch niedrigeren SSTs der Experimente B2R1D und B2R1E. Dies ist durch die neue Parametrisierung der Eindringtiefe der solaren Strahlung in der zweiten Version des Ostseemodells verursacht. Mit Einsetzen der Abkühlung Ende August zeigt der Bias aller drei Experimente – unter Vernachlässigung eines unterschiedlich großen so genannten *Offsets* – einen fast identischen zeitlichen

Verlauf. Dabei liegen die SSTs des Experiments B2R1E um bis zu 1 K über den SSTs des Experiments B2R1D. Dies ist im Wesentlichen auf die mit der EC4-Physik simulierte, geringere Bewölkung und damit verbundene höhere solare Einstrahlung im Experiment B2R1E zurückzuführen. Gegen Ende des Simulationszeitraums verringert sich der *Offset* auf Grund der allgemein abnehmenden solaren Einstrahlung.

Insgesamt liegen die Differenzen der modellierten SSTs gegenüber den BSH-SSTs im gesamten Zeitraum in der gleichen Größenordnung wie die Abweichungen der DWD-SSTs von den Satellitenbeobachtungen. Das heißt, im Mittel über die gesamte Ostsee weisen die modellierten SSTs eine mit den DWD-SSTs vergleichbare Qualität auf.

Zur Beurteilung der unterschiedlichen räumlichen Variabilität ist in Abbildung 6.5 – als typisches Beispiel des räumlichen Musters – die horizontale Verteilung der DWD-SSTs und der drei gekoppelt modellierten SSTs am 1.9.1995 dargestellt. Wie schon in Abschnitt 4.2 gezeigt, weisen die modellierten SSTs eine wesentlich detailliertere Struktur als die analysierten SSTs auf. Werden die SST-Felder wiederum mit den satellitenbeobachteten SSTs (Abb. 4.9a) verglichen, ergeben sich erneut mehr Ähnlichkeiten in der horizontalen Struktur zwischen den SSTs der gekoppelten Experimente und den BSH-SSTs als zwischen DWD-SSTs und Satellitenbeobachtungen.

Die Darstellung des raumabhängigen, zeitlichen Bias zeigt die unterschiedliche räumliche Verteilung der systematischen Differenzen (Abb. 6.6). Während bei den DWD-SSTs (R1D) systematisch zu hohe Temperaturen im Auftriebsgebiet vor Litauen und zu geringe SSTs im Golf von Finnland auftreten, liegt bei den gekoppelten SSTs in diesen Gebieten ein Bias mit umgekehrten Vorzeichen vor. Im Gegensatz dazu zeigen alle vier SST-Felder im überwiegenden Teil der Bottenwiek und Bottensee einen positiven Bias. Dies könnte darauf hinweisen, dass dort möglicherweise Fehler in den satellitenbeobachteten SSTs enthalten sind. Alle drei modellierten SST-Felder weisen eine ähnliche räumliche Struktur im Bias auf, wobei sich die erhöhte solare Einstrahlung im Experiment B2R2E in einem räumlich gleichverteilten positiven *Offset* auswirkt.

Nach dieser ersten Validierung des gekoppelten Modells an Hand von dreimonatigen Integrationen über die PIDCAP-Periode im Jahr 1995, erfolgten weitere Simulationen für die Jahre 1992 und 1993. Um zu testen, ob möglicherweise auf längeren Zeitskalen eine Drift des Modellsystems auftritt, wurden verlängerte Integrationszeiten von fünf (Mai - September 1993) bzw. sieben (Mai - November 1992) Monaten gewählt. In beiden Jahren ergaben sich sehr ähnliche Resultate, so dass hier nur die Simulation

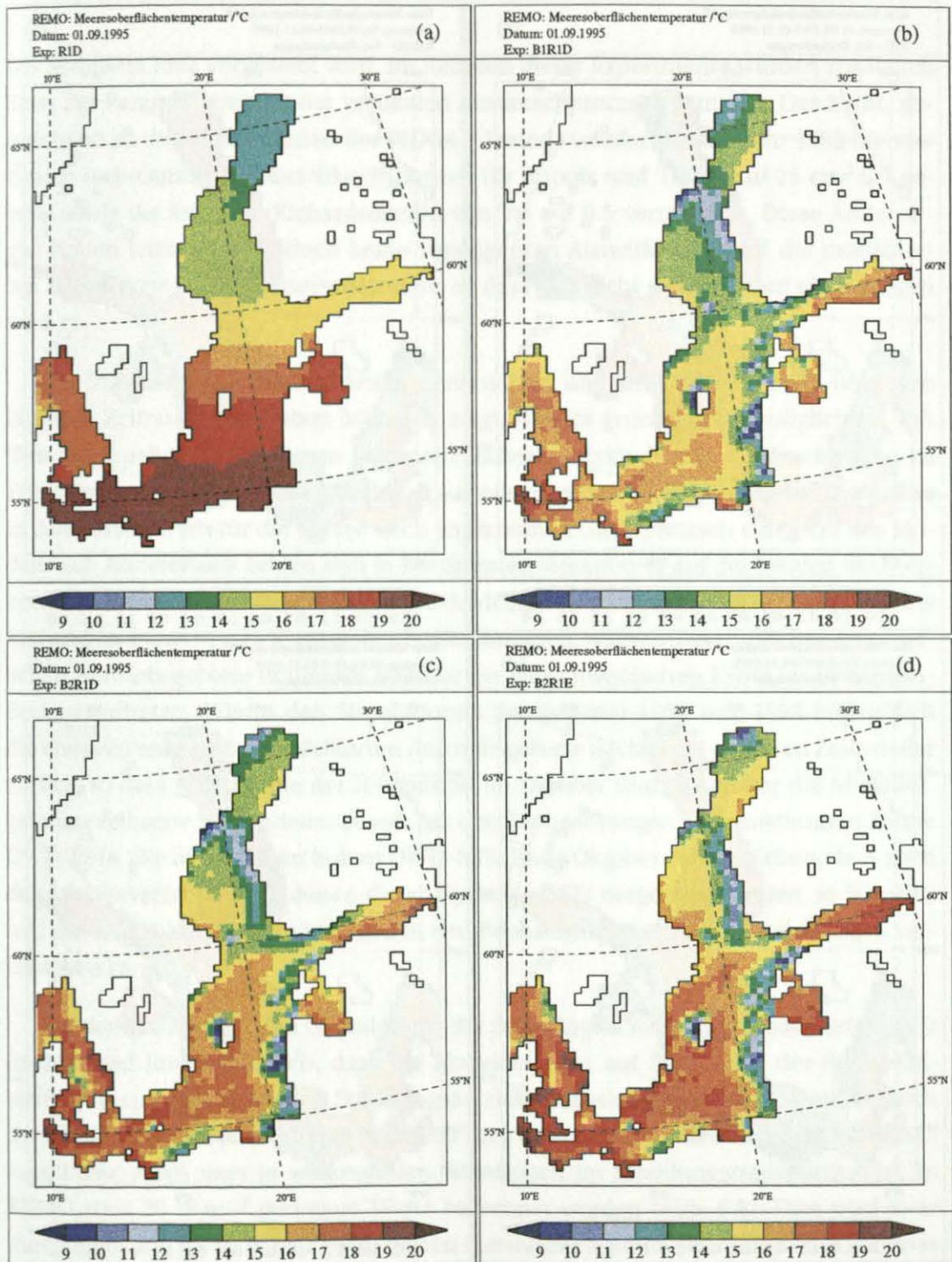


Abbildung 6.5: Meeresoberflächentemperatur in °C am 1.9.1995; a: analysierte DWD-SSTs (R1D), b: modellierte SSTs (B1R1D), c: modellierte SSTs (B2R1D), d: modellierte SSTs (B2R1E).

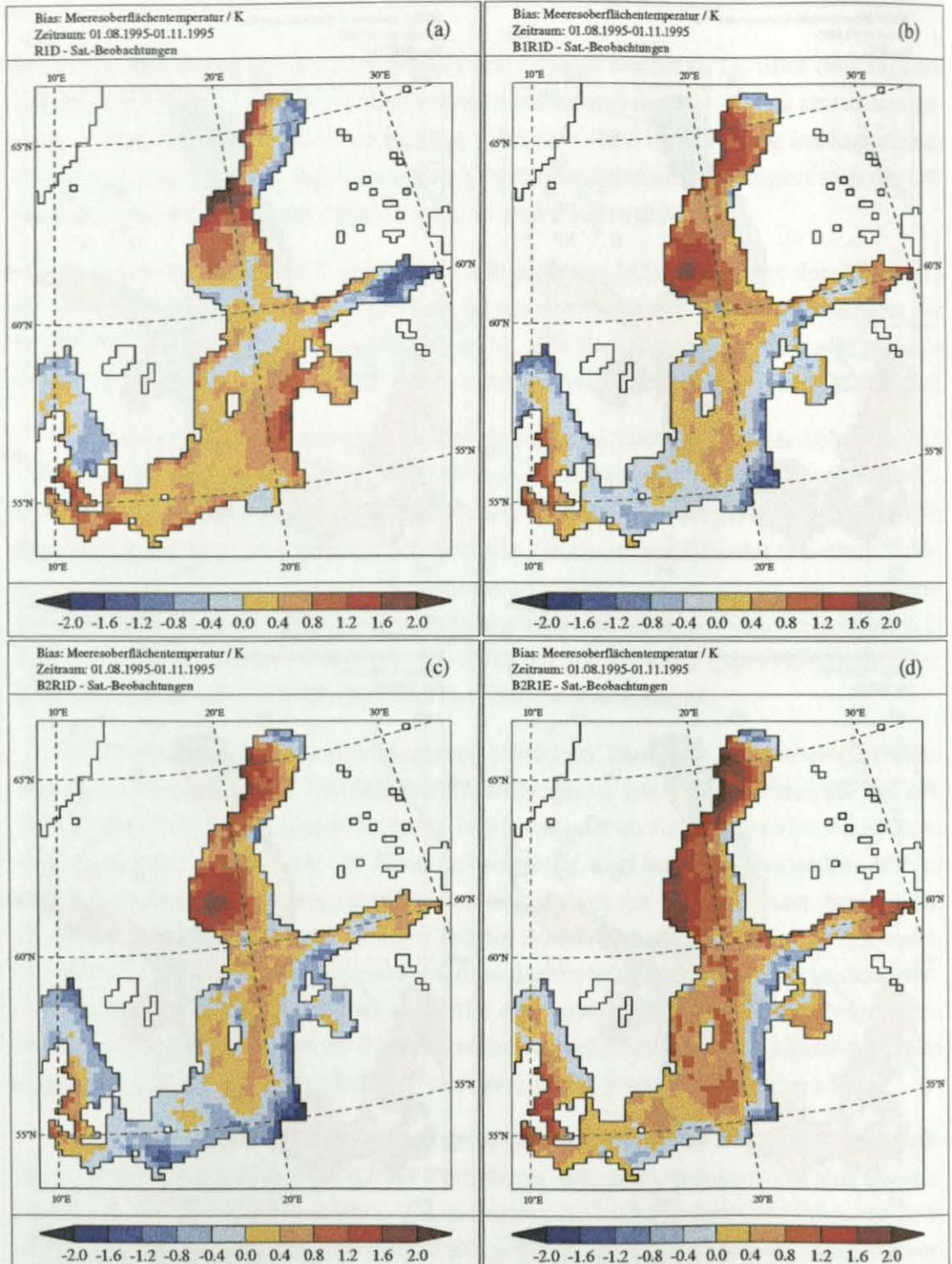


Abbildung 6.6: Raumabhängiger, zeitlicher Bias der Meeresoberflächentemperatur in K, berechnet über den gesamten Simulationszeitraum vom 1.8.1995 - 1.11.1995; a: RID - BSH, b: BIRID - BSH, c: B2RID - BSH, d: B2R1E - BSH.

des Sommers 1992 vorgestellt wird. Im Rahmen dieser Experimente wurden zusätzlich Tests zur Parametrisierung der vertikalen Austauschprozesse gemacht. Das heißt, abweichend zu den Simulationen der PIDCAP-Periode wurden für das Jahr 1992 die vertikalen turbulenten Austauschkoefizienten für Impuls und Tracer auf $25 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ gesetzt sowie die kritische Richardsonzahl von 1.0 auf 0.5 vermindert. Diese Änderungen hatten letztendlich jedoch keine signifikanten Auswirkungen auf die modellierten Zirkulations- und Dichteverhältnisse, so dass hier nicht weiter darauf eingegangen wird.

Der Vergleich von beobachteten, analysierten und modellierten SSTs über den längeren Zeitraum von sieben Monaten zeigt, dass es grundsätzlich möglich ist, mit dem gekoppelten Modell einen gesamten Halbjahreszyklus – von der Erwärmung im Frühjahr bis zur herbstlichen Abkühlung – wiederzugeben (Abb. 6.7). Hierbei tritt weder in den Mittelwerten für die Ostsee noch an einzelnen Gitterpunkten eine Drift des Modells auf. Andererseits zeigen sich in bestimmten Situationen auf der lokalen Skala erneut deutliche Differenzen. So liegen die modellierten SSTs im Kattegat zwischen Mitte Mai und Juni um bis zu 3 K unter den Beobachtungen, während die typischen sommerlichen Auftriebsgebiete in diesem Jahr vor der südschwedischen Küste im Bornholm-Becken auftreten. Wie in den Simulationen der Sommer 1995 und 1993 bilden sich die etwas zu ausgeprägt modellierten Auftriebsgebiete nach einer gewissen Zeit wieder zurück, so dass gegen Ende der Integration im Oktober und November die Modellergebnisse teilweise sogar wieder besser mit den Beobachtungen übereinstimmen als die DWD-SSTs. Die bis zu 4 K zu hohen DWD-SSTs Ende Oktober verdeutlichen, dass auch das Analyseverfahren, mit denen die analysierten SSTs hergestellt werden, in Situationen mit möglicherweise zu wenigen in situ Beobachtungen große Abweichungen verursachen kann.

Bei der Suche nach den Gründen für die zu geringen Werte der modellierten SSTs im Mai und Juni ergab sich, dass die Abweichungen auf Defizite in der Parametrisierung des atmosphärischen Strahlungsantriebs zurückzuführen sind. Der Vergleich der für den Bereich des Kattegat in REMO bzw. dem Ostseemodell berechneten Strahlungsflüsse zeigt, dass in wolkenfreien Situationen im Strahlungstransportmodell in REMO etwa 20 W m^{-2} geringere Werte berechnet werden (Abb. 6.8). Dies wird zwar durch einen um ca. 10 W m^{-2} verringerten thermischen Netto-Strahlungsfluss teilweise wieder kompensiert, in den resultierenden Netto-Strahlungs- und Wärmeflüssen liegt der REMO-Antrieb aber immer noch etwa 10 W m^{-2} unter den Werten des Ostseemo-

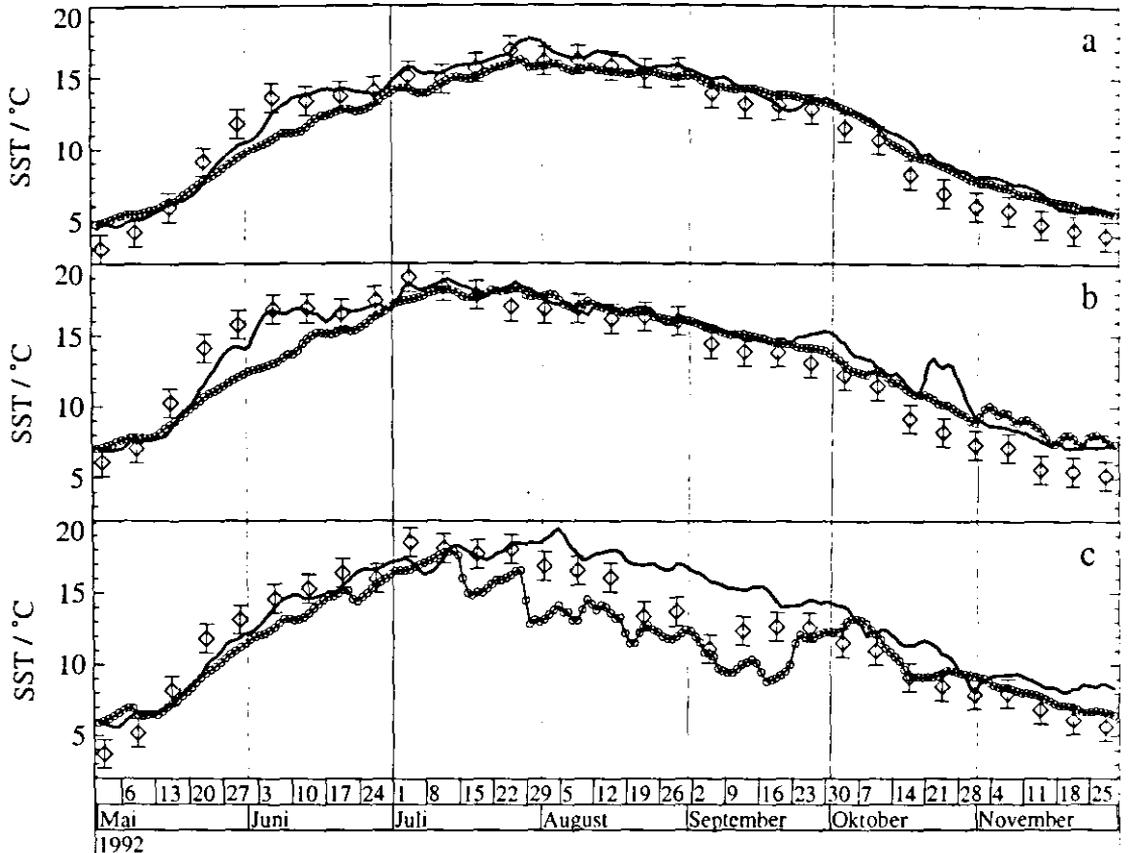


Abbildung 6.7: Zeitserie der Meeresoberflächentemperaturen in °C des Experiments R1D (dicke Linie) und B2R1D (dünne Linie mit \circ) vom 1.5.1992 - 1.12.1992. Zusätzlich sind die Wochenmittelwerte der satellitenbeobachteten SSTs ($\diamond \pm 1^\circ\text{C}$ Fehlerbalken) dargestellt. a: räumliche Mittel über die gesamte Ostsee, b: räumliche Mittel über das Kattegat, c: Werte einer einzelnen Gitterbox im Auftriebsgebiet vor Südschweden.

dells. Anfang Juni dagegen erwärmt sich die SST im gekoppelten Modellsystem sehr viel stärker im Vergleich zu den stagnierenden BSH-SSTs. Dies ist auf Wolkeneffekte zurückzuführen, die im REMO-Strahlungstransportmodell über die spezielle Strahlungsbewölkung geringere Auswirkungen haben, so dass in REMO ein höherer Nettostrahlungs- und Wärmefluss berechnet wird. Dadurch nähern sich modellierte und beobachtete SSTs Ende Juni wieder an. Dieses Beispiel verdeutlicht, dass die ozeanische Komponente des gekoppelten Systems dazu dienen kann, die Parametrisierungen der atmosphärischen Komponente zu validieren.

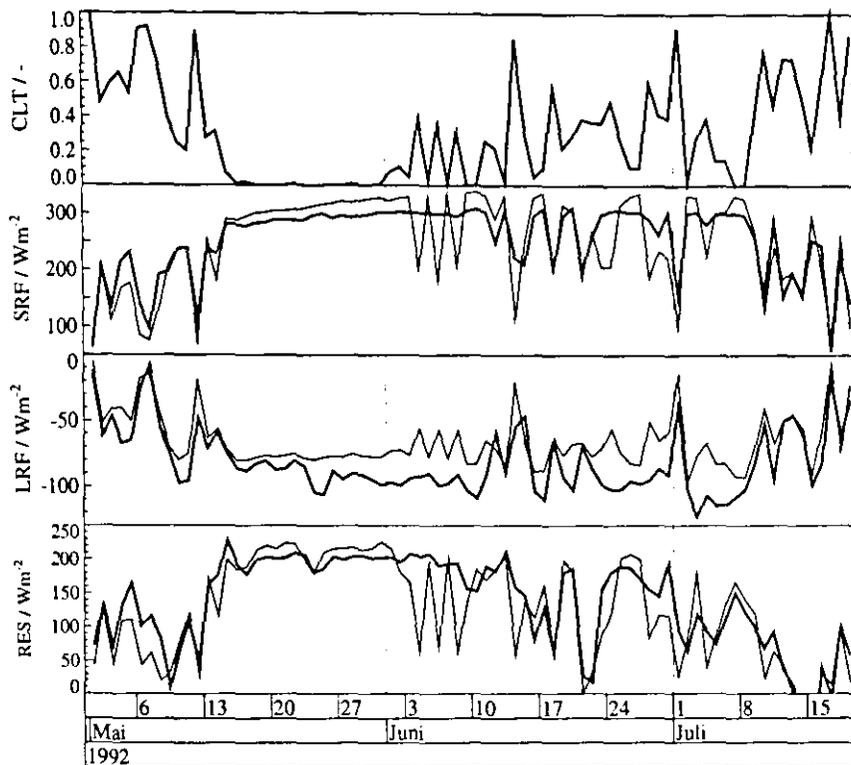


Abbildung 6.8: Zeitserie der Bewölkung, der solaren und thermischen Strahlungsflüsse sowie der Netto-Strahlungs- und Wärmeflüsse vom 1.5.1992 - 20.7.1992, gemittelt über das Kattegat. Dicke Linie: in REMO berechnete Flüsse, dünne Linie: mit den Parametrisierungen des Ostseemodells berechnete Flüsse, auf Basis der REMO-Variablen.

Insgesamt haben die Untersuchungen in diesem Abschnitt gezeigt, dass die gekoppelt modellierten SSTs mit den im ungekoppelten Modell verwendeten DWD-SSTs qualitativ vergleichbar sind. In den meisten Situationen und Gebieten liegen die Differenzen zu den satellitenbeobachteten SSTs in der gleichen Größenordnung. Auf Grund der höheren effektiven Auflösung der modellierten SSTs gegenüber den Analysen zeigt die räumliche Struktur der modellierten SST-Felder sogar mehr Übereinstimmung mit den Satellitenbeobachtungen als die DWD-SSTs. Auch bei längeren Simulationen weist das gekoppelte Modellsystem keine Drift in einen unrealistischen Zustand auf. Damit stellt die Kopplung einen Schritt in Richtung eines konsistenten Modellsystems dar, da es möglich ist – ohne Flusskorrektur – vorgeschriebene SSTs durch modellierte SSTs zu ersetzen.

6.3 Untersuchung der Kopplungsmechanismen

Nach der erfolgreichen Validierung des gekoppelten Systems können nun die Untersuchungen der in diesem Modellsystem auftretenden Kopplungsmechanismen stattfinden. Dazu folgt im nächsten Abschnitt zunächst eine allgemeine Beschreibung der Größenordnungen sowie der räumlichen und zeitlichen Skalen der auftretenden Kopplungseffekte. Aus dieser mehr oder weniger rein beschreibenden Untersuchung ergeben sich mehrere weiter zu bearbeitende Fragestellungen. Deshalb schliessen sich daran detailliertere Untersuchungen zur Abhängigkeit der Kopplungseffekte von der atmosphärischen Situation sowie den verwendeten physikalischen Parametrisierungen an. Zur Trennung von zufälligen und systematischen Kopplungseffekten werden Ensemble-Simulationen durchgeführt, bevor im Abschnitt 6.3.5 eine Validierung der Kopplungseffekte erfolgt.

6.3.1 Beschreibung der Kopplungseffekte

Um zunächst einen Überblick über die Größenordnungen der zwischen gekoppelten und ungekoppelten Simulationen auftretenden Unterschiede zu erhalten, sind in Tabelle 6.3 (DWD-Physik) und 6.4 (EC4-Physik) die Minima und Maxima der lokal auftretenden Differenzen $D(r,t)$ sowie verschiedene Quantilgrenzen für die wesentlichsten Variablen aufgelistet. Dabei werden die Differenzen unter Ausschluss der acht Gitterpunkte breiten Relaxationszone im gesamten Modellgebiet, also an 105×165 Gitterpunkten berechnet. Die Modellergebnisse werden in einem zeitlichen Intervall von sechs Stunden ausgegeben, so dass für die Simulation der PIDCAP-Periode an 367 Zeitpunkten die Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Integrationen berechnet werden.¹ Die Grundgesamtheit, für die die verschiedenen Quantilgrenzen berechnet werden, besteht damit aus 105×165 Gitterpunkten \times 367 Zeitpunkten, also 6 358 275 Realisierungen.

Es zeigt sich, dass die maximal auftretenden Differenzen sehr hohe Werte aufweisen, die dargestellten 0.1% und 1% Quantilgrenzen jedoch deutlich darunter liegen. Das heißt, es liegt eine exponentielle Verteilung der Differenzen vor, mit sehr wenigen, extrem hohen Abweichungen bzw. häufig auftretenden, geringen Differenzen. Es

¹Da in ungekoppelten und gekoppelten Integrationen während des ersten Ausgabeintervalls mit gleichen SSTs gerechnet wird, ergeben sich $368 - 1 = 367$ unterschiedliche Ergebnisdateien.

Tabelle 6.3: Minimum, Maximum und Quantilgrenzen der instantanen Differenzen $D(r,t)$ zwischen den gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mit der DWD-Physik (B2R1D - R1D) während der PIDCAP-Periode. Die Grundgesamtheit besteht aus 105×165 Gitterpunkten \times 367 Zeitpunkten. Für die Abkürzungen der Variablen siehe Anhang A.2.

Variable	Min	Q _{0.1}	Q _{1.0}	Q _{50.0}	Q _{99.0}	Q _{99.9}	Max
ST / K	-11.0	-4.4	-2.1	0.0	1.8	3.7	9.8
SHF / Wm ⁻²	-145.5	-43.3	-19.2	0.0	19.6	47.5	176.8
LHF / Wm ⁻²	-243.2	-71.6	-30.4	0.0	40.0	100.5	376.7
SRF / Wm ⁻²	-340.2	-97.9	-37.3	0.0	38.6	105.9	328.6
LRF / Wm ⁻²	-95.2	-55.5	-24.4	0.0	23.4	53.8	96.8
TL20 / K	-5.0	-2.1	-1.1	0.0	1.1	2.2	5.7
T950 / K	-4.2	-1.8	-0.9	0.0	1.0	2.1	5.3
T500 / K	-2.9	-1.1	-0.6	0.0	0.5	1.2	3.4
G950 / gpm	-37.6	-9.8	-4.9	0.0	5.3	14.3	38.2
G500 / gpm	-21.9	-10.9	-5.4	0.0	5.0	15.7	36.8
Q950 / gkg ⁻¹	-7.5	-3.1	-1.6	0.0	1.4	2.7	6.7
Q500 / gkg ⁻¹	-3.2	-1.9	-1.1	0.0	1.0	1.9	3.4
MSLP / hPa	-4.9	-1.4	-0.7	0.0	0.7	1.9	5.0
TPW / kgm ⁻²	-10.7	-4.8	-1.9	0.0	1.8	5.1	10.9
CLT / -	-1.0	-0.96	-0.5	0.0	0.5	0.94	1.0
TPR / mm6h ⁻¹	-153.1	-7.9	-2.0	0.0	1.9	7.9	134.1

scheinen sich also nur zu speziellen Zeitpunkten oder in bestimmten Gebieten signifikante Unterschiede zu ergeben. Diese exponentielle Verteilung, mit relativ geringen Differenzen in 98% bzw. 99.8% der Fälle, tritt – mit Ausnahme der Bewölkung in der EC4-Physik – in allen Variablen auf. Insgesamt liegen die Differenzen der Experimente mit EC4-Physik deutlich über den mit der DWD-Physik auftretenden Abweichungen.

Die Tendenz einer vertikalen Abnahme des Einflusses der Kopplung ist aus den mit der Höhe abnehmenden Differenzen in den Variablen Temperatur, Geopotential und

Tabelle 6.4: Minimum, Maximum und Quantilgrenzen der instantanen Differenzen $D(r,t)$ zwischen den gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mit der EC4-Physik (B2R1E - R1E), während der PIDCAP-Periode. Die Grundgesamtheit besteht aus 105×165 Gitterpunkten \times 367 Zeitpunkten. Für die Abkürzungen der Variablen siehe Anhang A.2.

Variable	Min	q _{0.1}	q _{1.0}	q _{50.0}	q _{99.0}	q _{99.9}	Max
ST / K	-19.0	-7.4	-3.1	0.0	3.1	7.4	19.3
SHF / Wm ⁻²	-374.1	-144.3	-56.3	0.0	53.2	139.0	359.9
LHF / Wm ⁻²	-483.0	-139.6	-64.1	0.0	66.4	152.1	446.6
SRF / Wm ⁻²	-557.3	-261.7	-106.8	0.0	117.2	273.2	560.5
LRF / Wm ⁻²	-109.7	-74.1	-45.8	0.0	38.7	66.2	104.0
TL20 / K	-10.6	-5.1	-2.2	0.0	2.3	4.8	10.8
T950 / K	-11.7	-5.0	-2.0	0.0	2.1	4.2	9.6
T500 / K	-6.1	-2.9	-1.7	0.0	1.3	2.4	4.8
G950 / gpm	-104.0	-24.2	-8.7	0.0	20.2	38.5	64.8
G500 / gpm	-64.7	-25.0	-12.9	0.0	19.0	35.1	77.3
Q950 / gkg ⁻¹	-7.5	-3.1	-1.6	0.0	1.4	2.7	6.7
Q500 / gkg ⁻¹	-3.2	-1.9	-1.1	0.0	1.0	1.9	3.4
MSLP / hPa	-13.4	-3.2	-1.1	0.0	2.5	4.9	8.1
TPW / kgm ⁻²	-18.3	-11.4	-5.9	0.0	4.4	9.1	20.8
CLT / -	-1.0	-1.0	-1.0	0.0	1.0	1.0	1.0
TPR / mm 6h ⁻¹	-129.1	-12.0	-4.1	0.0	4.0	12.1	125.6

spezifische Feuchte ersichtlich. Bemerkenswert sind außerdem die extrem hohen Werte der Minima und Maxima im Gesamtniederschlag, mit um bis zu 153 mm 6h^{-1} verminderten Werten im gekoppelten Experiment. Dies verdeutlicht die extreme Sensitivität des Niederschlags auf kleine Störungen.

Da die Grundgesamtheit, aus der die Verteilung der Differenzen berechnet wird, sowohl Wasser- als auch Landgitterpunkte beinhaltet, ist es schwierig, zwischen auslösenden Differenzen der SSTs und resultierenden Differenzen in der Atmosphäre

Tabelle 6.5: Bias und RMS-Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mit der DWD-Physik (B2R1D - R1D) und EC4-Physik (B2R1E - R1E), gemittelt über die gesamte PIDCAP-Periode und das gesamte BALTEX-Gebiet. Für die Abkürzungen der Variablen siehe Anhang A.2.

Variable	B2R1D - R1D		B2R1E - R1E	
	Bias	RMSD	Bias	RMSD
ST / K	-0.049	0.836	0.094	1.248
SHF / $W m^{-2}$	0.071	8.324	-0.579	19.646
LHF / $W m^{-2}$	0.973	16.431	-0.200	23.371
SRF / $W m^{-2}$	0.316	15.684	1.094	35.243
LRF / $W m^{-2}$	-0.268	9.405	-1.099	13.913
TL20 / K	-0.016	0.454	0.087	0.888
T950 / K	0.001	0.375	0.045	0.804
T500 / K	-0.011	0.203	-0.048	0.536
G950 / gpm	0.082	2.170	1.189	6.212
G500 / gpm	-0.154	2.364	0.732	6.323
Q950 / $g kg^{-1}$	-0.032	0.323	-0.012	0.531
Q500 / $g kg^{-1}$	-0.002	0.118	-0.010	0.331
MSLP / hPa	0.013	0.294	0.128	0.770
TPW / $kg m^{-2}$	-0.050	0.816	-0.106	1.833
CLT / -	-0.002	0.163	-0.012	0.370
TPR / $mm 6h^{-1}$	-0.007	0.946	-0.021	1.329

und über Land zu unterscheiden. So treten die Extremwerte in den Differenzen der Oberflächentemperaturen von -11 K und +9.8 K bzw. -19 K und +19.3 K nicht an Wasser- sondern Landpunkten auf. Sie stellen damit keinen Auslöser, sondern einen Respons auf die Kopplung dar. Bevor später im Einzelnen auf die zeitliche und räumliche Verteilung der Differenzen eingegangen wird, soll hier jedoch zunächst der integrale Effekt der Kopplung im BALTEX-Gebiet untersucht werden. Dazu sind in Tabelle 6.5 die Wer-

te des zeitlich über die gesamte Simulation und räumlich über das gesamte BALTEX-Gebiet gemittelten Bias und der RMS-Differenzen, jeweils für DWD- und EC4-Physik, aufgelistet.

Der Bias liegt bei allen Variablen um mindestens eine Größenordnung unter den RMS-Differenzen. Das heißt, die auftretenden Differenzen sind räumlich und/oder zeitlich sehr stark balancierend. Dies deutet auf einen ausgeprägten, nicht systematischen Respons hin, der als indirekter Effekt auf die Kopplung auch in nicht direkt an die Ostsee angrenzenden Gebieten auftritt. Obwohl die in der EC4-Physik verstärkt auftretenden Kopplungseffekte in etwa doppelt so hohen Werten für Bias und RMSD resultieren, lassen sich auch in diesem Fall weder aus den Vorzeichen des Bias noch aus den Größenordnungen des RMSD Rückschlüsse auf direkte Ursache-Wirkungs-Beziehungen ableiten.

Zur Trennung der räumlichen und zeitlichen Mittelungseffekte werden im Folgenden einzelne Zeitserien der räumlich gemittelten Differenzen und räumliche Darstellungen der zeitlich gemittelten Differenzen betrachtet.

Die zeitliche Entwicklung von Bias und RMSD über der Ostsee zeigt deutliche Unterschiede in den auslösenden SST-Differenzen und dem atmosphärischen Respons (Abb. 6.9 und 6.10). Zu Beginn der Simulationen liegen die gekoppelten SSTs deutlich über den DWD-SSTs der ungekoppelten Integrationen. Dies führt direkt zu erhöhten Wärmeflüssen und damit erhöhten Temperaturen in der untersten Atmosphärenschicht von REMO. Im Verlauf des August kehrt sich dieser positive Bias in negative Werte um, mit in der Folge verringerten Wärmeflüssen und Lufttemperaturen. Diese direkten Kopplungseffekte sind jedoch weder in den 950 hPa-Temperaturen noch im Bodendruck zu erkennen. In diesen, von der Dynamik der Atmosphäre geprägten Variablen zeigen sich fast ausschließlich im September signifikante Unterschiede zwischen gekoppelten und ungekoppelten Integrationen. Dabei liegen insbesondere in diesen so genannten dynamischen Variablen die Differenzen, die sich bei den Experimenten mit EC4-Physik ergeben, erheblich über den in den Experimenten mit DWD-Physik auftretenden Abweichungen. Abgesehen von diesen Einzelereignissen im September, sind zu Beginn und Ende der Simulationen sowohl der Bias als auch die RMS-Differenzen im großräumigen Druck- und Temperaturfeld zu vernachlässigen.

Die erhöhte Sensitivität der EC4-Physik ist auch im RMSD der Bewölkung besonders deutlich zu erkennen. In diesem Parameter liegen die Differenzen der EC4-

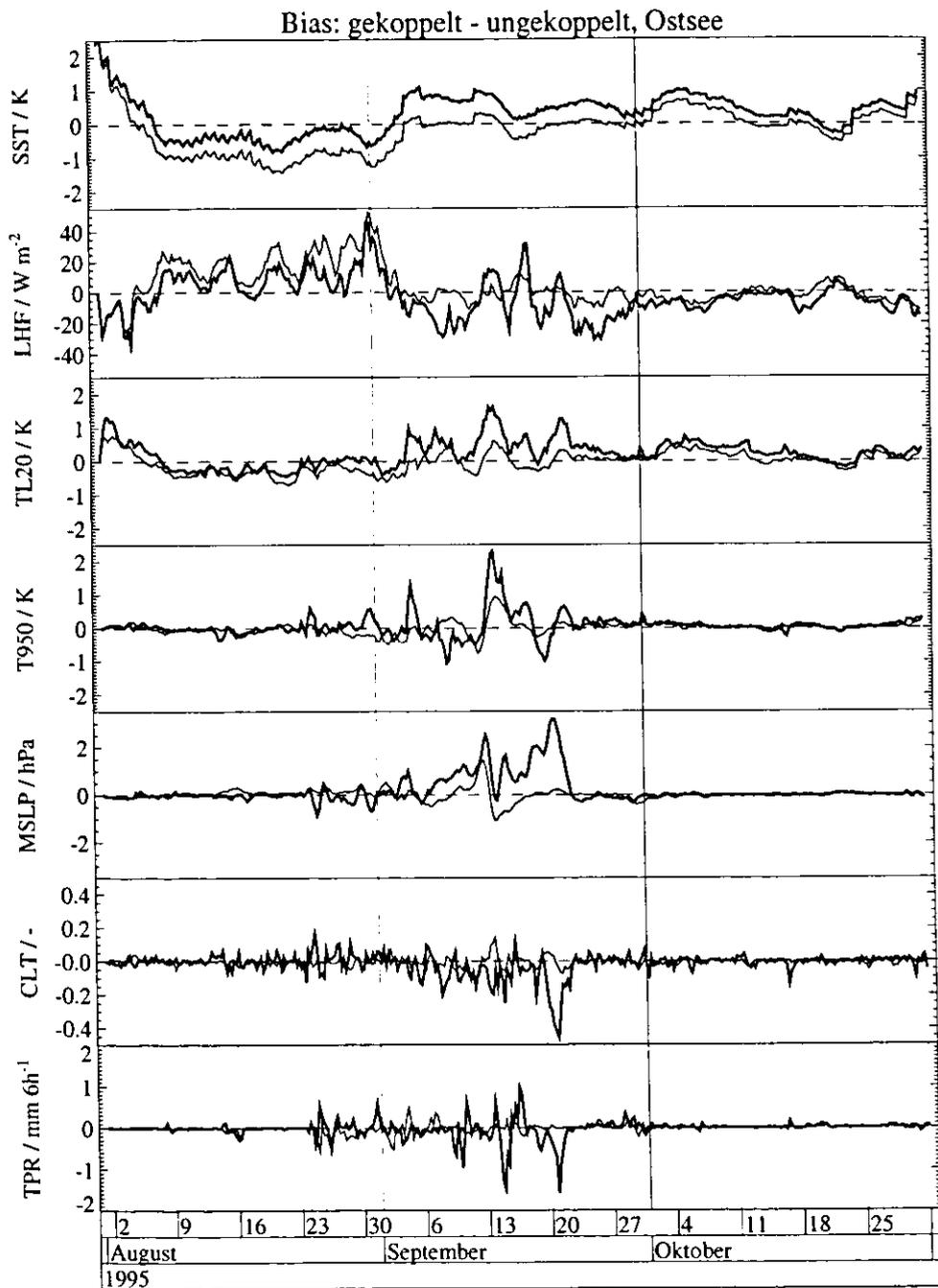


Abbildung 6.9: Zeitabhängiger, räumlicher Bias zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten, berechnet über alle Ostseegitterpunkte; EC4-Physik (dicke Linie) DWD-Physik (dünne Linie).

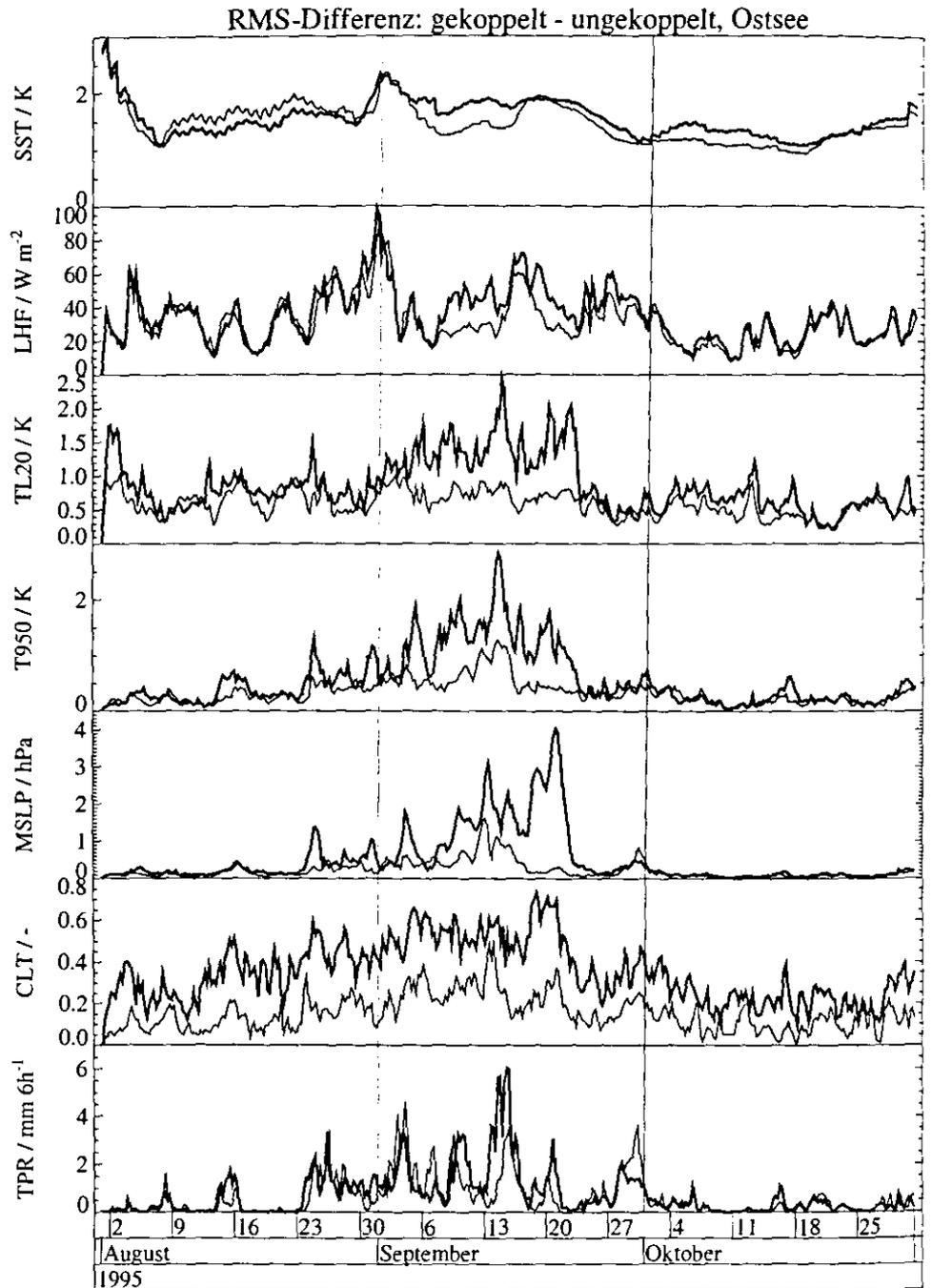


Abbildung 6.10: Zeitabhängige, räumliche RMS-Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten, berechnet über alle Ostseegitterpunkte; EC4-Physik (dicke Linie) DWD-Physik (dünne Linie).

Experimente während der gesamten Integration erheblich über den mit der DWD-Physik auftretenden Differenzen, mit einer Steigerung im Mittel von 0.2 auf 0.4. Zusätzlich ist bemerkenswert, dass während der Zeiträume, in denen die dynamischen Variablen keinen Respons zeigen, trotzdem große RMS-Differenzen in der Bewölkung auftreten. Ein signifikanter Bias ergibt sich jedoch auch in der Bewölkung nur in Situationen mit allgemein geänderter dynamischer Struktur der Atmosphäre. Dies weist auf eine stark nicht systematische Komponente in den Bewölkungsdifferenzen hin.

Das zeitliche Signal in den Niederschlagsdifferenzen ist natürlich von dem allgemeinen Auftreten von Niederschlagsereignissen geprägt. So liegen Bias und RMSD in den niederschlagsfreien Situationen im August bei identisch Null, können aber zu Zeiten mit starken Niederschlagsereignissen wie z.B. im September sehr hohe Werte annehmen. Die potenziell zufallsverteilte Struktur der Niederschlagsdifferenzen ist wieder durch die sehr viel höheren RMS-Differenzen gegenüber dem Bias angedeutet.

Zur Beurteilung der räumlichen Struktur der Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten sind in den Abbildungen 6.11 bis 6.13 die an jedem Gitterpunkt berechneten Werte für den zeitlich gemittelten Bias und RMSD dargestellt. Abgesehen von dem schon erwähnten sehr viel höheren Signal in der EC4-Physik, wird vor allem die unterschiedliche räumliche Struktur der Differenzen deutlich. Dabei treten sowohl in Abhängigkeit der Variablen als auch in Abhängigkeit von der verwendeten Physik große Unterschiede auf.

Während der Bias des MSLP in der DWD-Physik eine dipolartige Struktur aufweist, mit positiven Werten im östlichen Bereich des BALTEX-Gebietes und negativen Werten über Südkandinavien, liegt im Experiment mit der EC4-Physik ein positiver Monopol mit Zentrum über der Ostsee vor (Abb. 6.11). In Verbindung mit dem zeitlichen Verlauf des Bias ergibt sich, dass im gekoppelten Experiment mit EC4-Physik im September über der Ostsee systematisch höherer Druck herrscht. Demgegenüber treten im gekoppelten Experiment mit der DWD-Physik sowohl zeitlich als auch räumlich positive und negative Abweichungen gegenüber dem ungekoppelten Referenzlauf auf.

Die räumliche Struktur der RMS-Differenzen weist im Gegensatz dazu keine so großen Unterschiede zwischen den Experimenten mit DWD- und EC4-Physik auf. Hier ist der vom Rand zur Mitte des Modellgebietes abnehmende Einfluss der lateralen Randbedingungen der bestimmende Faktor. Besonders deutlich wird dieser Effekt am östlichen Rand des Modellgebietes, an dem hauptsächlich Ausstrom vorliegt. Die Dif-

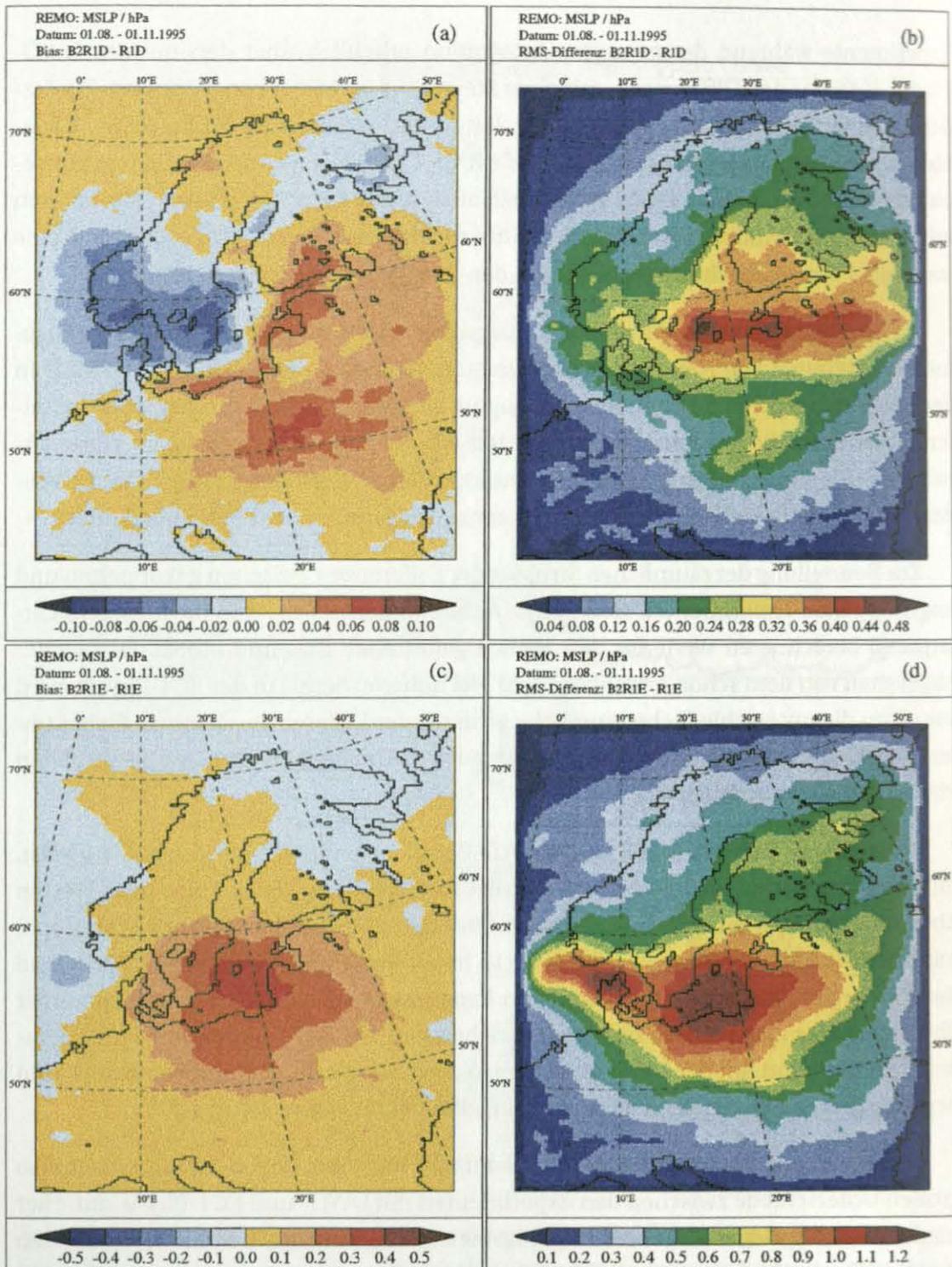


Abbildung 6.11: Raumabhängige, zeitliche Differenzen des Bodendruckes in hPa zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten, berechnet vom 01.08. - 01.11.1995. (a) Bias: B2R1D - R1D, (b) RMSD: B2R1D - R1D, (c) Bias: B2R1E - R1E, (d) RMSD: B2R1E - R1E.

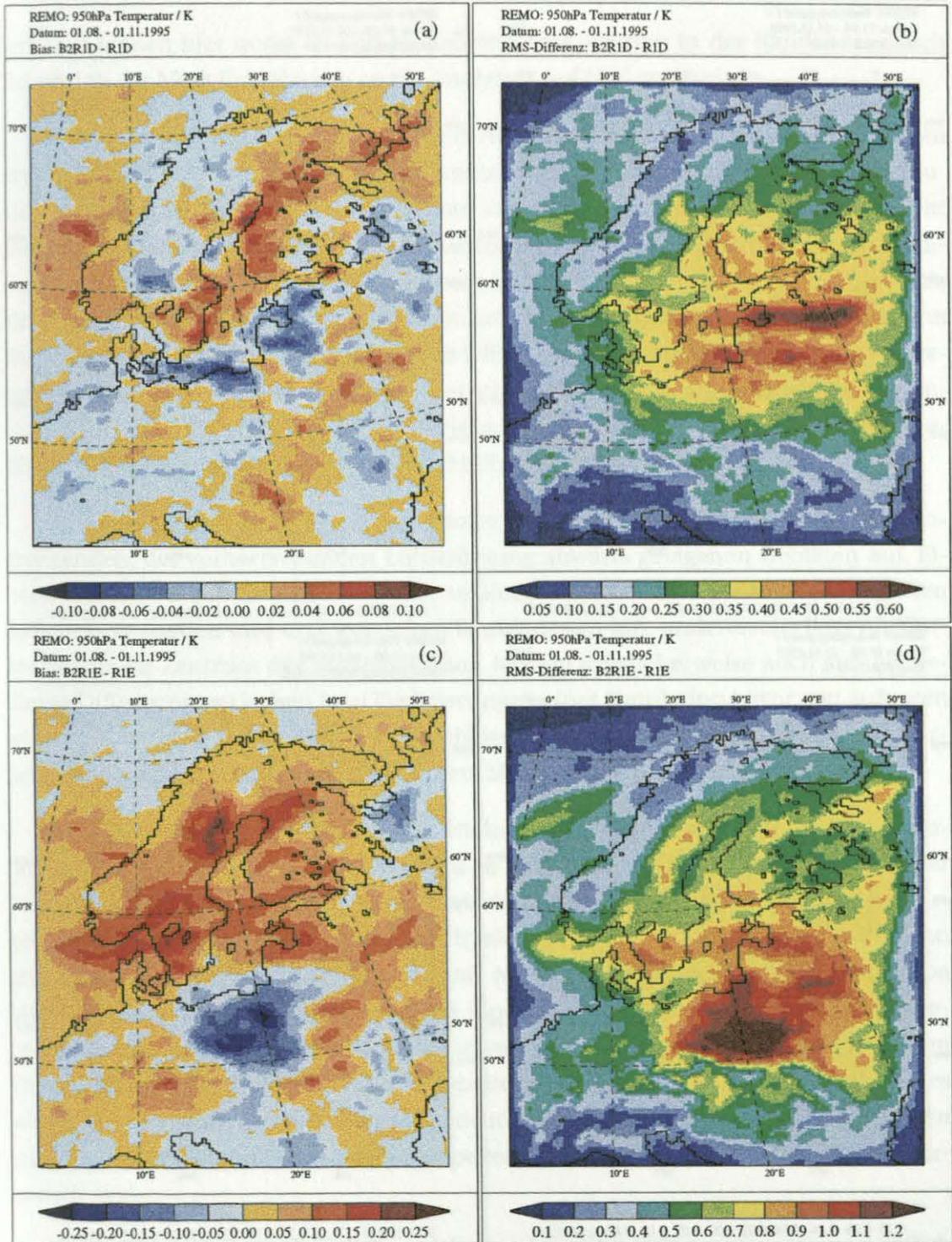


Abbildung 6.12: Raumabhängige, zeitliche Differenzen der 950 hPa Temperatur in K zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten, berechnet vom 01.08. - 01.11.1995. (a) Bias: B2R1D - R1D, (b) RMSD: B2R1D - R1D, (c) Bias: B2R1E - R1E, (d) RMSD: B2R1E - R1E.

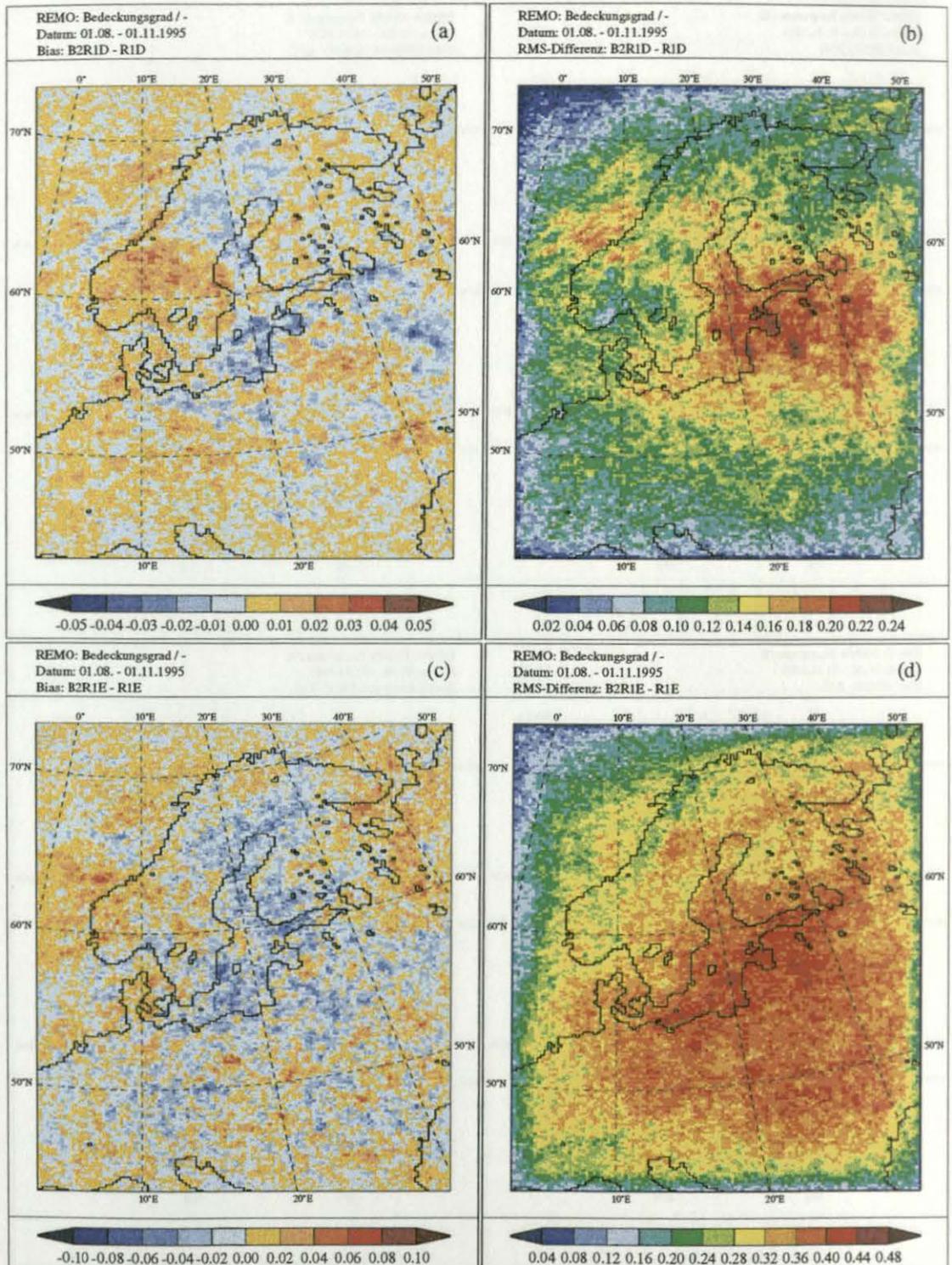


Abbildung 6.13: Raumabhängige, zeitliche Differenzen des Bedeckungsgrades zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten, berechnet vom 01.08. - 01.11.1995. (a) Bias: B2R1D - R1D, (b) RMSD: B2R1D - R1D, (c) Bias: B2R1E - R1E, (d) RMSD: B2R1E - R1E.

ferenzen stoßen hier quasi an den Modellrand bzw. werden in der Randzone, durch Relaxation der Modellergebnisse an die Analysen, auf Null gezwungen.

Der Vergleich der räumlichen Struktur in Abhängigkeit der verschiedenen Variablen ergibt, dass schon in den 950 hPa-Temperaturen ein räumlich stärker variierendes Muster vorliegt (Abb. 6.12), die ausgeprägteste Variabilität aber in der Bewölkung auftritt (Abb. 6.13). Während sich in den Experimenten mit DWD-Physik die Lage und Ausdehnung von Bias und RMSD jeweils konsistent in den verschiedenen Variablen fortsetzt, sind bei der EC4-Physik die RMS-Differenzen im Bedeckungsgrad – unabhängig von den in den übrigen Variablen auftretenden Differenzen – fast gleichmässig über das gesamte Modellgebiet verteilt. Nur im Bias ergeben sich ansatzweise konsistente Zusammenhänge, indem die durch kältere Auftriebsgebiete verursachten geringeren Wärme-flüsse mit einer Temperaturabnahme und höherem Druck verbunden sind.

Insgesamt treten die stärksten Differenzen im Gebiet der Ostsee bzw. den daran angrenzenden, der vorherrschenden Luftströmung abwärts gelegenen Gebieten auf. Einerseits deutet dies auf den Differenzen auslösenden Charakter der unterschiedlichen SSTs in gekoppelten und ungekoppelten Simulationen hin, andererseits liegt die Ostsee gerade im Zentrum des Modellgebietes, in dem möglicherweise auch zufällig bedingte Differenzen zwischen zwei Realisierungen einer Simulation bevorzugt auftreten würden. Das heißt, es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Differenzen zusätzlich auf modellinternes Rauschen zurückzuführen sind.

Um einen Eindruck davon zu vermitteln, in welchem Rahmen sich die instantanen lokalen Differenzen bewegen, sind in Abbildung 6.14 die Niederschlagsfelder vom 14.09.1995 sowie die Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Ergebnissen, jeweils für DWD- und EC4-Physik, dargestellt. In beiden Physiken liegen grundsätzlich ähnliche Strukturen vor, mit Niederschlagsmaxima von Südosteuropa bis Südkandinavien bzw. dem östlichen Modellrand. Auf der regionalen Skala ergeben sich jedoch deutliche Unterschiede, sowohl in Abhängigkeit von der verwendeten Physik, als auch beim Vergleich ungekoppelter und gekoppelter Ergebnisse. Letzteres wird in den Abbildungen 6.14(b) und (d) deutlich, in denen die jeweiligen instantanen lokalen Differenzen zwischen den gekoppelten und ungekoppelten Integrationen dargestellt sind.

In der EC4-Physik ergeben sich am Westrand positive Differenzen, während östlich davon geringerer Niederschlag auftritt. Das Gebiet des Niederschlagsmaximums hat

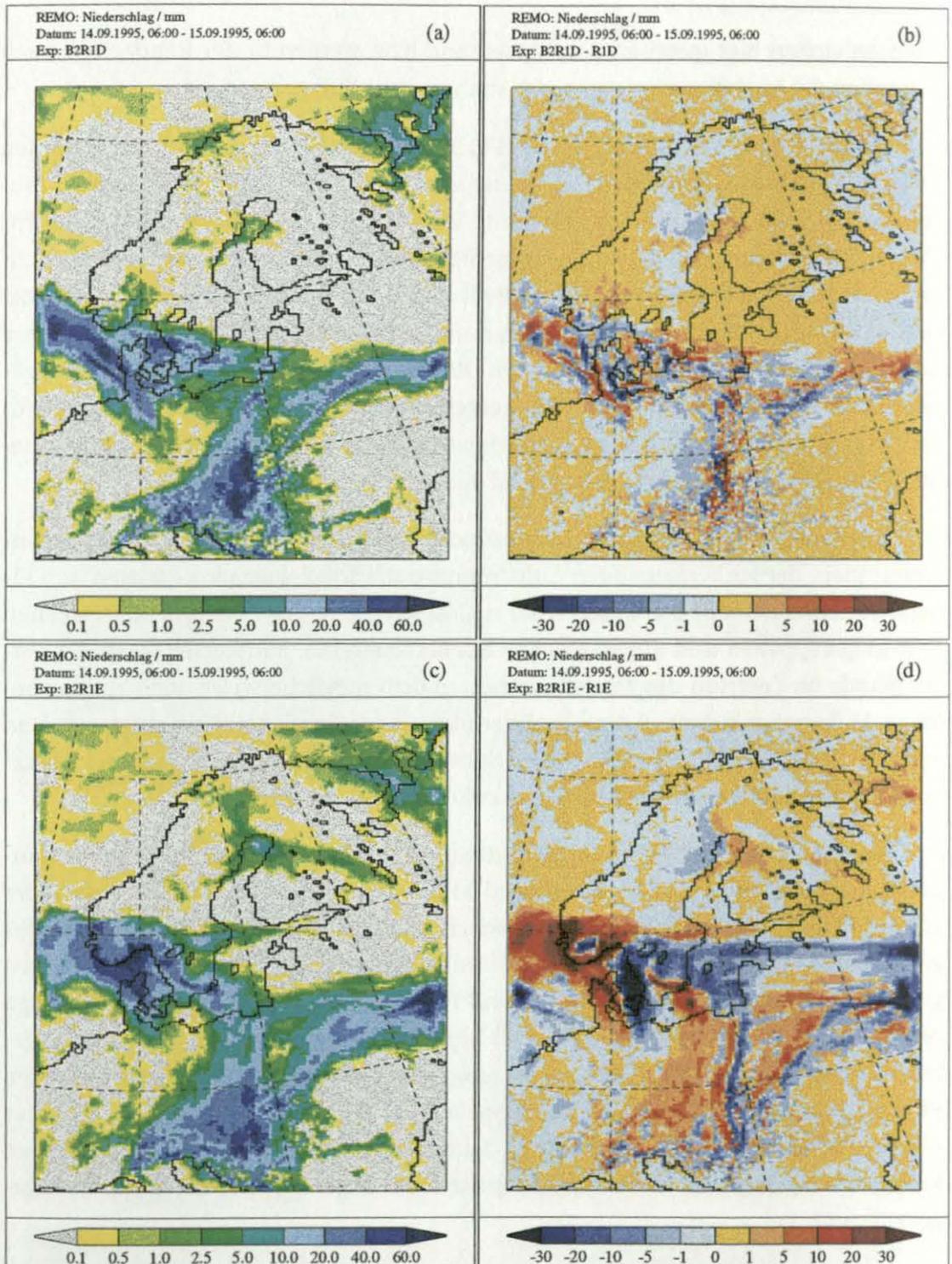


Abbildung 6.14: Niederschlag vom 14.09.1995, 06:00 Uhr - 15.09.1995, 06:00 Uhr; (a) Exp: B2R1D, (b) Differenz: B2R1D-R1D, (c) Exp: B2R1E, (d) Differenz: B2R1E-R1E.

sich in der gekoppelten Integration also westwärts verlagert. Zusätzlich hat sich der obere Teil des vom Golf von Riga bis zum östlichen Modellrand reichenden Niederschlagsbandes im gekoppelten Experiment aufgelöst. In der DWD-Physik treten demgegenüber nicht so extreme Differenzen auf. Hier beschränken sich die Abweichungen auf kleinskaligere Verlagerungen, die über das gesamte Niederschlagsgebiet verteilt sind.

Nach den Untersuchungen zur zeitlichen Entwicklung der räumlich gemittelten Differenzen sowie deren horizontalen Verteilung im Raum wird im Folgenden die Entwicklung der vertikalen Ausbreitung betrachtet. Dazu sind in den Abbildungen 6.15 und 6.16 so genannte z-t-Schnitte dargestellt, in denen die zeitliche Entwicklung verschiedener Vertikalprofile aufgetragen ist. Dabei sind sowohl einzelne Profile des Gitterpunktes (66,85) über dem Auftriebsgebiet vor Litauen als auch mittlere Profile des gesamten Ostsee-Gebietes, jeweils für DWD- und EC4-Physik, dargestellt.

Besonders auffällig ist die starke Variabilität in den Einzelprofil-Differenzen der EC4-Physik, die sowohl im zeitlichen Verlauf als auch in der vertikalen Verteilung auftritt. Dieses schachbrettartige Muster reicht bis in die obersten Schichten des Atmosphärenmodells und ist Mitte September am ausgeprägtesten. Neben diesem alle Schichten durchziehenden indirekten Effekt ist der durch die geänderten SSTs bedingte direkte Kopplungseffekt zu beobachten. Dieser verursacht Mitte August bis Anfang September eine Temperaturerniedrigung von mehr als 2 K, die sich im Wesentlichen jedoch auf die unterste Modellschicht beschränkt.

Im Gegensatz dazu reichen die direkten Kopplungseffekte in der DWD-Physik bis in die sechste Schicht. Die Temperatur wird dafür aber auch um kaum mehr als 2 K erniedrigt. Im Zeitraum um den 14./15. September liegen sowohl in den Einzelprofilen als auch in den mittleren Profilen positive Temperaturdifferenzen vor. Diese Temperaturerhöhung ist aber nicht durch erhöhte SSTs verursacht, sondern hauptsächlich auf die großräumig geänderte Temperaturverteilung zurückzuführen. Insgesamt ähneln sich in der DWD-Physik die Einzelprofile und mittleren Profile sehr viel mehr als in der EC4-Physik. Dies deutet darauf hin, dass die DWD-Einzelprofile repräsentativ für die insgesamt über der Ostsee auftretenden Differenzen sind, bzw. es wird einmal mehr der nicht systematische Charakter der mit der EC4-Physik auftretenden Differenzen deutlich.

Entsprechend dem schon vorher gezeigten zeitlichen Verlauf der Differenzen sind auch in der Entwicklung der Vertikalprofile gegen Ende der Simulation im Oktober keine signifikanten Differenzen mehr erkennbar.

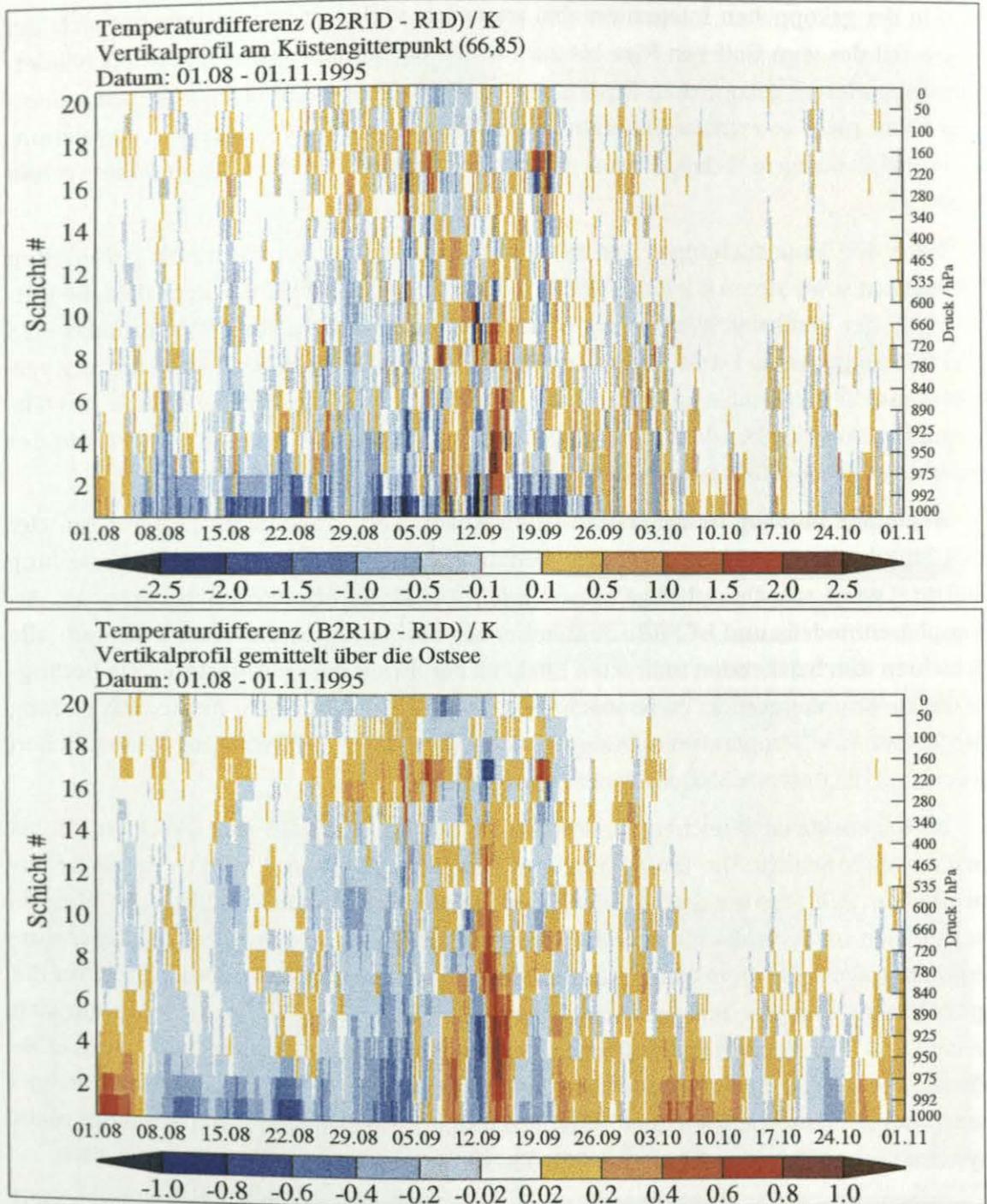


Abbildung 6.15: Temperaturdifferenzen zwischen den Experimenten B2R1D und R1D, dargestellt als z-t-Schnitt vom 01.08.-01.11.1995; oben: einzelne Vertikalprofile am Gitterpunkt (66,85) vor der Küste Litauens, unten: über das Gebiet der Ostsee gemittelte Vertikalprofile.

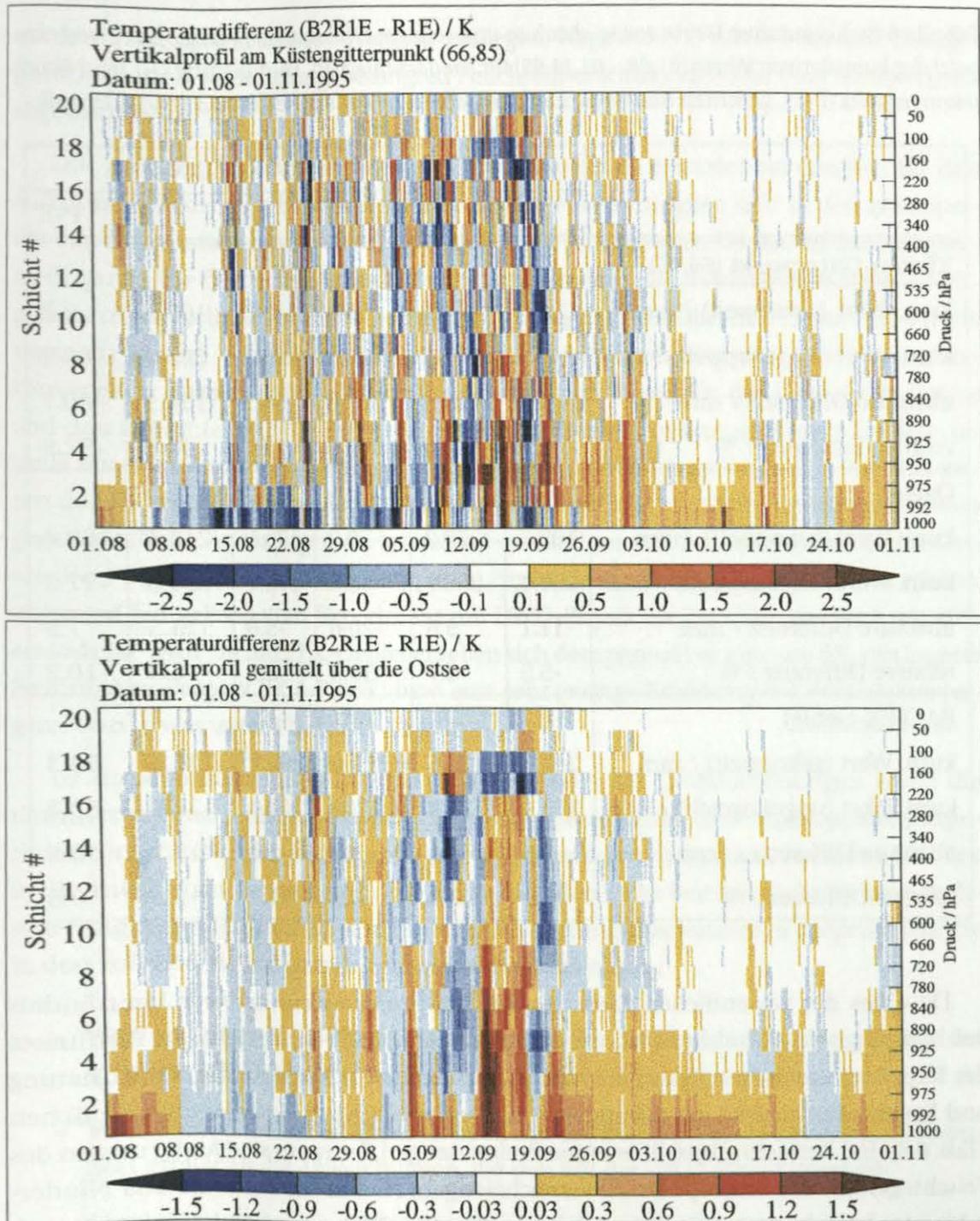


Abbildung 6.16: Temperaturdifferenzen zwischen den Experimenten B2R1E und R1E, dargestellt als z-t-Schnitt vom 01.08.-01.11.1995; oben: einzelne Vertikalprofile am Gitterpunkt (66,85) vor der Küste Litauens, unten: über das Gebiet der Ostsee gemittelte Vertikalprofile (beachte geänderte Skala gegenüber Abbildung 6.15).

Tabelle 6.6: Kumulative Werte sowie absolute und relative Differenzen (gekoppelt - ungekoppelt) der kumulativen Werte (01.08. - 01.11.95) für Niederschlag (P), Verdunstung (E) und Feuchtekonvergenz (P-E), gemittelt über verschiedene Gebiete, jeweils für EC4- und DWD-Physik.

	EC4			DWD		
	P	E	P-E	P	E	P-E
<u>Küsten-Gitterpunkt (66,85)</u>						
kum. Wert (gekoppelt) / mm	224.7	168.9	55.8	149.0	155.2	-6.2
kum. Wert (ungekoppelt) / mm	245.1	298.3	-53.2	205.1	292.0	-86.9
absolute Differenz / mm	-20.4	-129.4	109.0	-56.1	-136.9	80.7
relative Differenz / %	-8.3	-43.4	-204.9	-27.4	-46.9	-92.9
<u>Ostsee</u>						
kum. Wert (gekoppelt) / mm	189.3	268.2	-78.9	173.1	242.5	-69.4
kum. Wert (ungekoppelt) / mm	200.4	258.7	-58.3	178.7	256.0	-77.3
absolute Differenz / mm	-11.1	9.6	-20.6	-5.6	-13.5	7.9
relative Differenz / %	-5.5	3.7	35.3	-3.1	-5.3	-10.2
<u>BALTEX-Gebiet</u>						
kum. Wert (gekoppelt) / mm	248.5	124.5	124.0	200.7	136.4	64.3
kum. Wert (ungekoppelt) / mm	256.1	123.9	132.2	203.3	139.5	63.8
absolute Differenz / mm	-7.6	0.6	-8.2	-2.6	-3.1	0.5
relative Differenz / %	-3.0	0.5	-6.2	-1.3	-2.2	0.8

Da eines der wesentlichen Ziele des BALTEX-Projektes ein besseres Verständnis des hydrologischen Kreislaufs ist, werden zur Beurteilung eines möglichen Einflusses der Kopplung auf diesen Zyklus die kumulativen Werte für Niederschlag, Verdunstung und Feuchtekonvergenz der gekoppelten und ungekoppelten Experimente verglichen (Tab. 6.6). Bei Betrachtungen über einen dreimonatigen Zeitraum sind Änderungen des Feuchtegehalts der Atmosphäre zu vernachlässigen, so dass die Differenz aus Niederschlag und Verdunstung (P-E) von der lateralen Feuchtekonvergenz balanciert wird. Das heißt, wenn der Niederschlag gegenüber der Verdunstung dominiert (positiver Wert für P-E), muss über die lateralen Ränder Feuchte in das Gebiet hinein transportiert

worden sein, also Feuchtekonvergenz vorliegen. Negative P-E-Werte bedeuten demgegenüber einen verdunstungsbedingten Feuchteüberschuss, der über Feuchtedivergenz abgebaut wird.

Die größten Änderungen in dieser Bilanz treten wie erwartet bei den nur für den Auftriebs-Gitterpunkt berechneten Werten auf. Hier verringern sich in den gekoppelten Experimenten sowohl Niederschlag als auch Verdunstung. Da die Verdunstungserniedrigung die Niederschlagsreduktion überwiegt, wird die in beiden gekoppelten Experimenten vorliegende Feuchtedivergenz verringert. Dies führt im Fall der EC4-Physik sogar zu einem Vorzeichenwechsel, d.h. die Feuchtedivergenz wird in eine Feuchtekonvergenz umgewandelt. Bei der Berechnung der Werte für das Gebiet der Ostsee und das gesamte BALTEX-Gebiet ergibt sich, für beide Physiken und beide Gebiete, jeweils eine unterschiedlich starke Reduktion des Niederschlags. Da jedoch die Differenzen der Verdunstung in beiden Physiken unterschiedliche Vorzeichen aufweisen, treten gegensätzliche Änderungen im lateralen Feuchtefluss auf. So wird im Gebiet der Ostsee die Feuchtedivergenz im gekoppelten Experiment mit EC4-Physik um 35% erhöht, während im gekoppelten Experiment mit DWD-Physik die Feuchtedivergenz um 10% erniedrigt wird. Im BALTEX-Gebiet ergeben sich demgegenüber eine um 6% verringerte Feuchtekonvergenz (EC4-Physik) bzw. eine sehr geringe Erhöhung der Feuchtekonvergenz von etwas unter 1% (DWD-Physik).

In diesem Abschnitt wurde ein Überblick über die Größenordnungen sowie die räumlichen und zeitlichen Skalen der zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten auftretenden Differenzen gegeben. Einerseits wurde damit ein erster Einblick in die möglichen Kopplungseffekte gegeben, andererseits wurden dadurch auch mehrere Fragen zu den im Modell auftretenden Kopplungsmechanismen aufgeworfen, die in den folgenden Abschnitten beantwortet werden sollen:

- Warum treten die größten Differenzen in der Atmosphäre nicht zu Zeiten der größten SST-Differenzen auf?
- Warum sind die in den Experimenten mit der EC4-Physik auftretenden Differenzen größer als die Abweichungen, die sich mit der DWD-Physik ergeben?
- Sind alle auftretenden Differenzen direkt als Kopplungseffekt zu werten, oder sind sie möglicherweise von einem internen Modellrauschen überlagert?
- Stellen die auftretenden Differenzen Verbesserungen oder Verschlechterungen gegenüber Beobachtungen dar?

6.3.2 Abhängigkeit von atmosphärischer Situation

Die Untersuchung der Abhängigkeit der Kopplungseffekte von der vorliegenden atmosphärischen Situation ist motiviert durch die Tatsache, dass die größten Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mehr oder weniger unabhängig von den auslösenden SST-Differenzen auftreten. Damit stellt sich die Frage, ob es Situationen gibt, in denen Kopplungseffekte bevorzugt auftreten. Hierbei ist zwischen den so genannten direkten und indirekten Effekten zu unterscheiden. Während beim direkten Temperatureffekt die starke Abhängigkeit zwischen den Differenzen der Oberflächentemperatur und den Temperaturdifferenzen in der untersten Atmosphärenschicht deutlich erkennbar ist, liegt kein Zusammenhang zwischen den Oberflächentemperaturdifferenzen und den Änderungen im Bodendruck vor (Abb. 6.17). Wie schon in den Zeitserien des letzten Abschnitts angedeutet, tritt der indirekte, dynamische Effekt, unabhängig von den SST-Differenzen, hauptsächlich im September auf. Dieses Verhalten ist mit beiden Modellphysiken zu beobachten, so dass die folgenden Untersuchungen dazu auch für beide Physiken durchgeführt wurden. Es ergaben

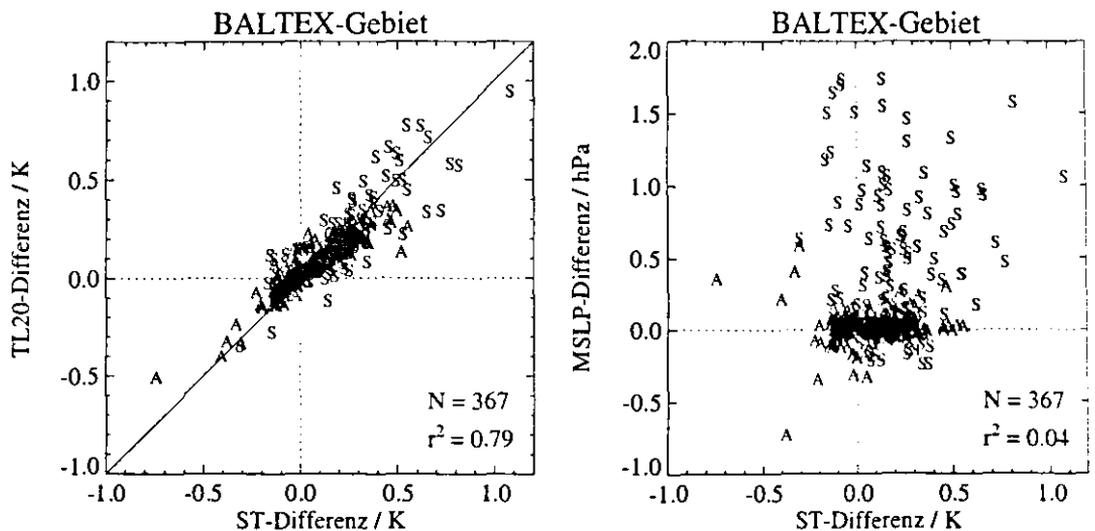


Abbildung 6.17: Streudiagramme der zu jedem Ausgabeintervall über das BALTEX-Gebiet gemittelten Differenzen zwischen den Experimenten B2R1E und R1E. Die einzelnen Werte in den Monaten August, September und Oktober sind jeweils mit den Buchstaben 'A', 'S' und 'O' gekennzeichnet. Links: Temperaturdifferenzen in der untersten Atmosphärenschicht (KE = 20) in K gegen die Differenzen der Oberflächentemperaturen in K, rechts: MSLP-Differenzen in hPa gegen die Differenzen der Oberflächentemperaturen in K.

sich jedoch, unabhängig von der verwendeten Modellphysik, prinzipiell die gleichen Ergebnisse, so dass hier nur die Untersuchung der Experimente mit EC4-Physik gezeigt wird.

Um die mittleren Eigenschaften der Atmosphäre während der Situationen mit starken bzw. schwachen Kopplungseffekten zu separieren, wird die Methode der so genannten *Composite-Analyse* angewandt (z.B. von Storch und Zwiers, 1999). Dabei wird zunächst ein Index definiert, der den zeitlichen Verlauf des Signals charakterisiert. Mit Hilfe dieser Zeitserie werden *High-Index*- und *Low-Index*-Phasen getrennt, und es können verschiedene Charakteristika der Atmosphäre in diesen Phasen untersucht werden.

In diesem Fall stellen die indirekten Kopplungseffekte das Signal dar, so dass die Zeitserie der RMS-Differenzen des Bodendrucks als Index verwendet wird (Abb. 6.18). Die *High-Index*- und *Low-Index*-Phasen sind über den Mittelwert (μ) und die Standardabweichung (σ) der Index-Zeitserie definiert. Das heißt, liegen die RMS-Differenzen über dem Schwellwert von $c_h = \mu + \sigma$, liegt eine *High-Index*-Situation vor; bei RMS-Differenzen unter dem Schwellwert $c_l = \mu - \sigma$ wird eine *Low-Index*-Situation angenommen. Bei der hier vorliegenden Index-Zeitserie ergeben sich damit insgesamt 65 *Low-Index*-Situationen bzw. 57 *High-Index*-Situationen.

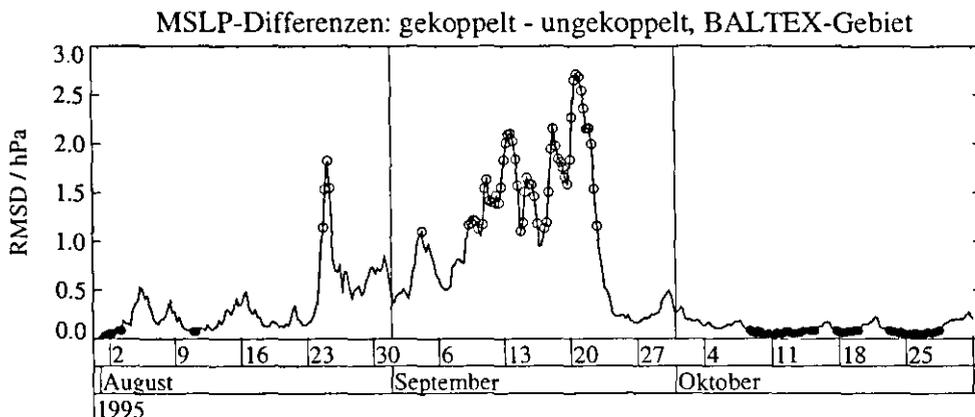


Abbildung 6.18: Zeitserie der über das BALTEX-Gebiet berechneten RMS-Differenzen des Bodendrucks in hPa der Experimente B2R1E - R1E, die als Index für die *Composite-Analyse* dient. *High-Index*-Situationen sind mit offenen Kreisen, *Low-Index*-Situationen mit gefüllten Kreisen markiert.

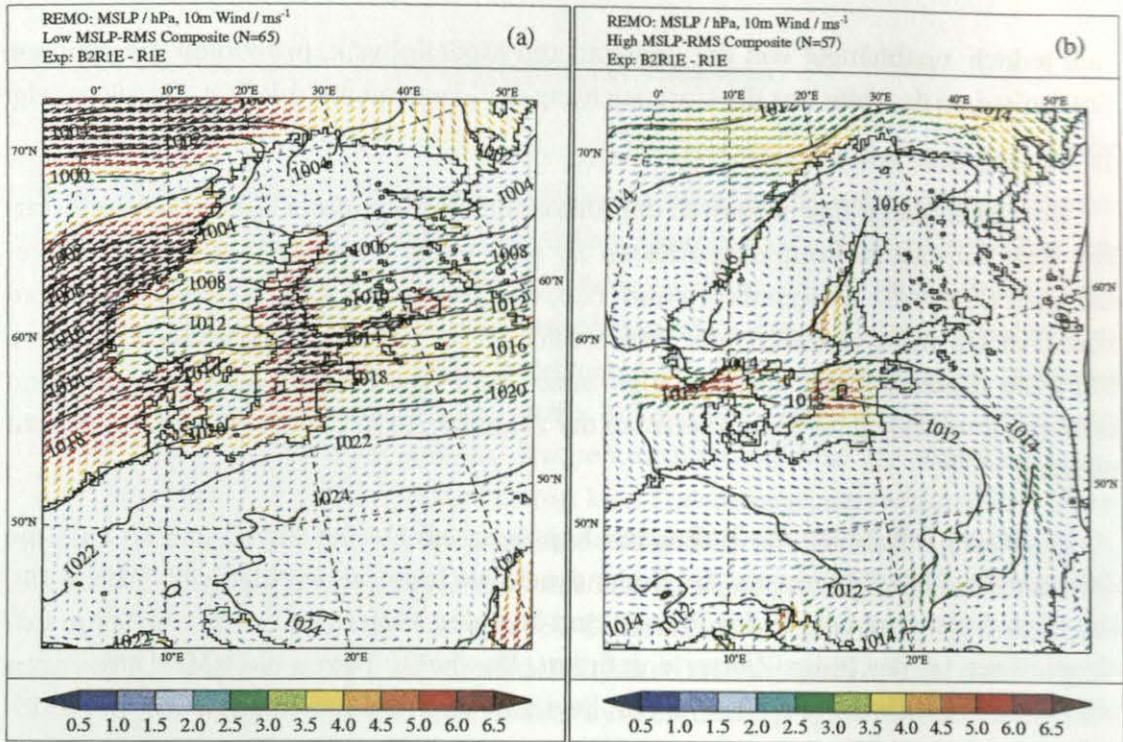


Abbildung 6.19: Composites des Bodendrucks in hPa und der 10m-Winde in ms^{-1} ; a: Low-Index-Composite, b: High-Index-Composite.

Die resultierenden *Composites* der Druckverteilung und atmosphärischen Strömungsverhältnisse weisen extreme Unterschiede auf (Abb. 6.19). Während der Phasen mit geringen Kopplungseffekten (*Low-Index-Composite*) herrscht von der Nord- und Norwegensee, über das Ostseegebiet, bis zum östlichen Modellrand eine zonale Strömung mit starken westlichen Winden. Im Gegensatz dazu liegen während der Phasen mit hohen Kopplungseffekten (*High-Index-Composite*) geringe Druckgradienten vor, die mit einer eher meridionalen Strömung im BALTEX-Gebiet verbunden sind.

Die geringeren Kopplungseffekte in den *Low-Index*-Situationen sind einerseits auf den starken Einfluss der lateralen Randbedingungen in dieser Situation zurückzuführen, andererseits bestehen in solchen stark advektiven Lagen auch im Modellinneren weniger Freiheitsgrade für das Modell. Das heißt, die chaotische Komponente in den Modellgleichungen wird von den internen, physikalischen Zwangsbedingungen überlagert. Im Gegensatz dazu hat das Modell in den *High-Index*-Situationen sehr

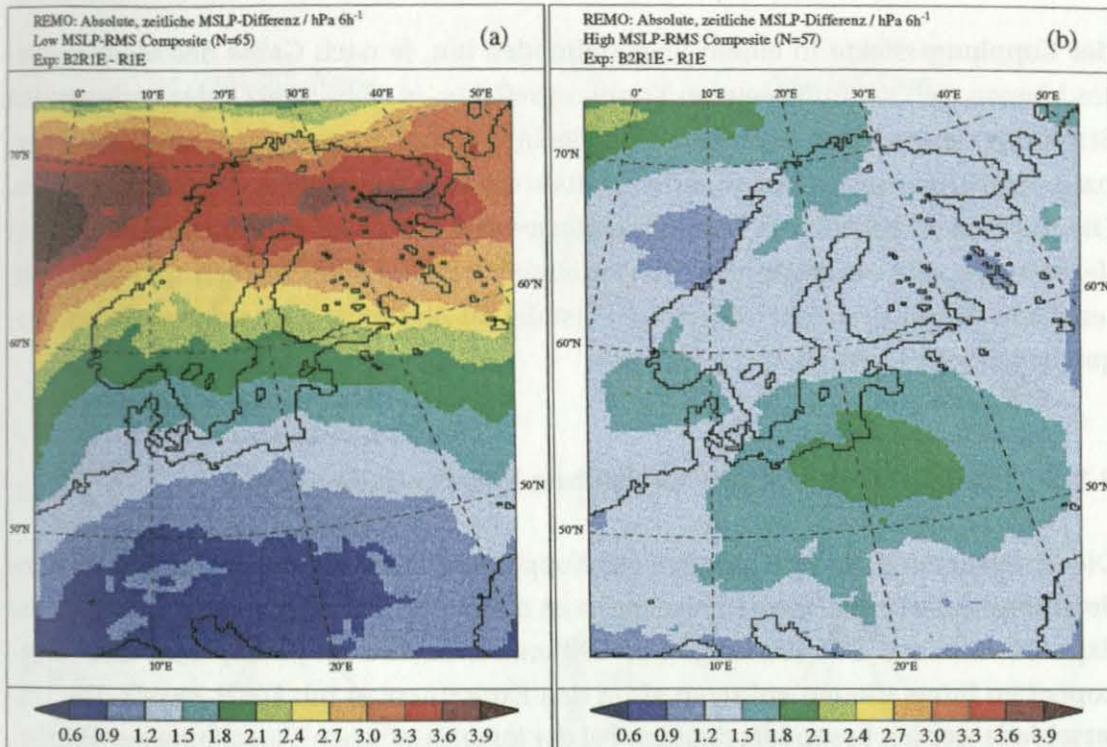


Abbildung 6.20: Composites der absoluten, zeitlichen MSLP-Differenz in hPa 6h⁻¹; a: Low-Index-Composite, b: High-Index-Composite.

viel mehr Freiheit, eigene Strukturen zu entwickeln. Dazu kommt, dass in diesen Phasen eher stationäre Verhältnisse herrschen. So liegt die zeitliche Änderung der Druckverhältnisse in den *High-Index*-Situationen im Mittel etwa zwischen ein und zwei Hektopascal pro sechs Stunden Ausgabeintervall. Demgegenüber treten in den *Low-Index*-Situationen, insbesondere in den advektiv bestimmten Gebieten deutlich höhere zeitliche Gradienten mit Werten bis zu vier Hektopascal pro sechs Stunden auf (Abb. 6.20). Es liegt also eine schnellere Änderung der atmosphärischen Luftmassenverhältnisse vor, die verbunden ist mit einem schnelleren Transport der Differenzen aus dem Modellgebiet heraus bzw. einem schnelleren Abbau der Differenzen über den Einstrom neuer unbeeinflusster Luftmassen.

Die Untersuchungen in diesem Abschnitt haben gezeigt, dass das zeitlich begrenzte Auftreten der SST-unabhängigen, indirekten Kopplungseffekte eindeutig mit bestimmten Strömungsmustern zusammenhängt. Die Beobachtung dieser Abhängigkeit von der atmosphärischen Situation weist aber auch auf ein Problem bei der Beurteilung

der Kopplungseffekte in einem Regionalmodell hin. Je nach Größe des Modellgebietes können sich die auftretenden Kopplungseffekte, in Abhängigkeit der vorliegenden Strömung, länger oder kürzer im Modellgebiet aufhalten und damit einerseits überhaupt registriert werden sowie andererseits auch noch weitergehende Effekte auslösen. Die mit dieser Problematik zusammenhängenden Fragen zu den Erkenntnissen oder dem Nutzen, den ein gekoppeltes Regionalmodell liefern kann, werden später im siebten Kapitel diskutiert. Hier sollen zunächst die im Abschnitt 6.3.1 aufgeworfenen Fragen beantwortet werden.

6.3.3 Abhängigkeit von physikalischen Parametrisierungen

Die Untersuchung der Abhängigkeit der Kopplungseffekte von den im Modell verwendeten physikalischen Parametrisierungen ist durch die Tatsache motiviert, dass in den Experimenten mit EC4-Physik größere Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Integrationen auftreten als in den Experimenten mit DWD-Physik. Die Unterschiede werden besonders deutlich bei der logarithmischen Darstellung der Häufigkeitsverteilungen der Differenzen (Abb. 6.21). Während sich die SST- und Wärmefluss-Differenzen über der Ostsee kaum unterscheiden, treten an Landgitterpunkten sowohl vom Betrag als auch der Anzahl erhöhte Differenzen in den Experimenten mit EC4-Physik auf. Das heißt, trotz etwa gleich großer auslösender SST-Differenzen ergibt sich über Land ein unterschiedlich grosser Respons in den Oberflächentemperaturen. Dies ist einerseits auf die verschiedenen Bodenmodelle zurückzuführen, andererseits werden diese abweichenden Differenzen auch durch den unterschiedlichen atmosphärischen Respons ausgelöst. Da dieser atmosphärische Respons lokal nicht begrenzt ist, unterscheiden sich die MSLP-Differenzen sowohl über Land als auch über Wasser.

Die Unterschiede zwischen den Bodenmodellen der EC4- und DWD-Physik sind ausführlich in Roesch et al. (1997) untersucht worden, so dass hier nur auf atmosphärisch bedingte Abweichungen in den Kopplungsmechanismen eingegangen wird. Bei der Suche nach möglichen Gründen für den unterschiedlich ausgeprägten Respons zeigten sich insbesondere im Bedeckungsgrad deutlich unterschiedliche Differenzen zwischen beiden Physikern. Dabei treten nicht nur in der Form der Häufigkeitsverteilung große Unterschiede auf, insbesondere ist auch die Anzahl der Ereignisse, in denen Differenzen von ± 1 vorliegen, in den Experimenten mit EC4-Physik um eine Größenordnung erhöht (Abb. 6.22). Die Erklärung dafür liegt in den verschiedenen Parametri-

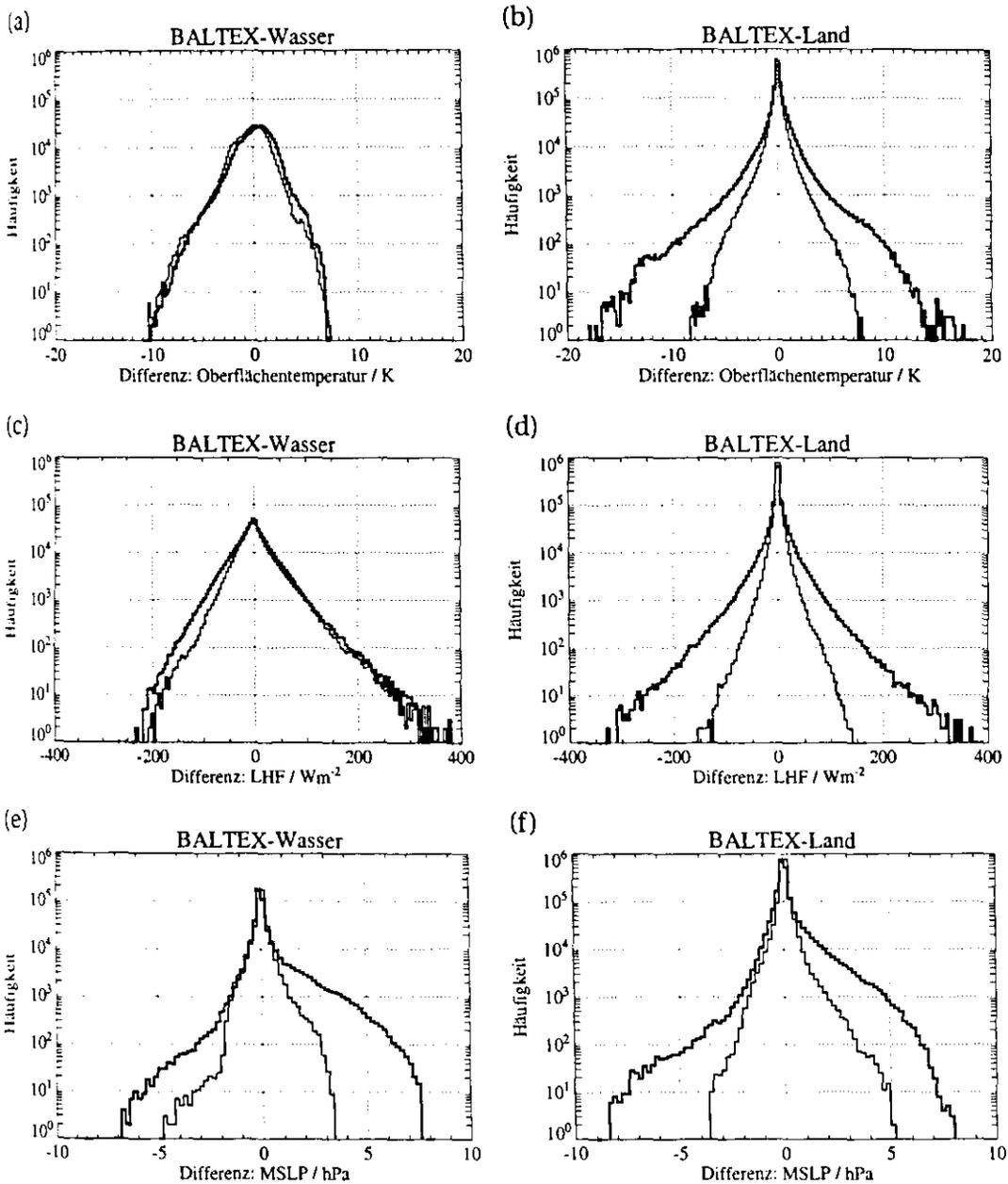


Abbildung 6.21: Logarithmische Darstellung der Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen den gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mit EC4-Physik (dicke Linien) und DWD-Physik (dünne Linien). (a) Differenz: Oberflächentemperatur in K (BALTEX-Wasserpunkte), (b) Differenz: Oberflächentemperatur in K (BALTEX-Landpunkte), (c) Differenz: latenter Wärmefluss in Wm^{-2} (BALTEX-Wasserpunkte), (d) Differenz: latenter Wärmefluss in Wm^{-2} (BALTEX-Landpunkte), (e) Differenz: Bodendruck in hPa, (BALTEX-Wasserpunkte), (f) Differenz: Bodendruck in hPa, (BALTEX-Landpunkte).

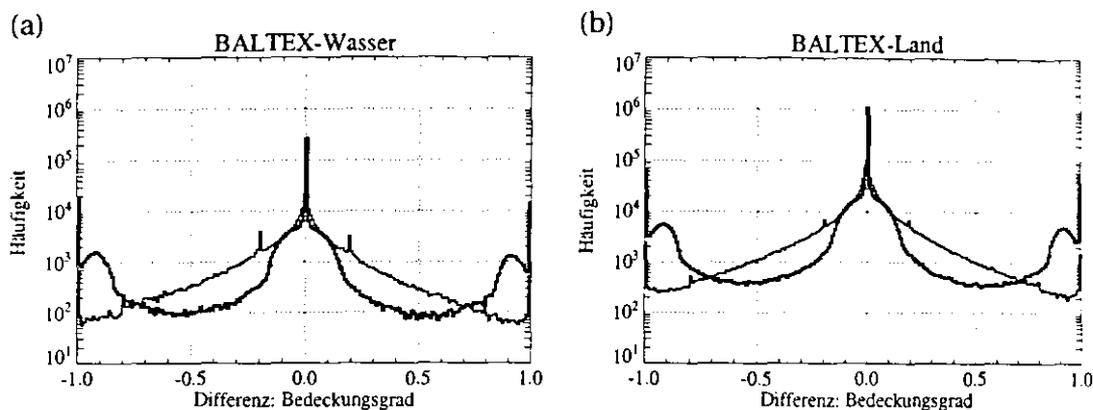


Abbildung 6.22: Logarithmische Darstellung der Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen den gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mit EC4-Physik (dicke Linien) und DWD-Physik (dünne Linien); (a) Differenz: Bedeckungsgrad (BALTEX-Wasserpunkte), (b) Differenz: Bedeckungsgrad (BALTEX-Landpunkte).

sierungen der so genannten skaligen, partiellen Bewölkung, die in der EC4- und DWD-Physik angewendet werden.

Prinzipiell wird zwischen konvektiver und skaliger Bewölkung unterschieden. Dabei wird eine skalige Bewölkung von $C_S=1$ angenommen, wenn Wolkenwasser in der Gitterbox vorhanden ist, bzw. es gilt $C_S=0$ bei nicht vorhandenem Wolkenwasser. Die konvektive Bewölkung (C_K) beschreibt die integrale Wirkung der subskaligen Vertikalzirkulation (der so genannten *Updrafts* und *Downdrafts*) auf die skaligen Zustandsgrößen einer Gitterbox. In der DWD-Physik wird bei Feuchtekonvektion die konvektive Bewölkung auf 0.2 gesetzt, sonst ist sie identisch Null. Dies ist der Grund für die erhöhten Werte bei 0.2 und 0.8 in der Häufigkeitsverteilung der Differenzen des Bedeckungsgrades. In der EC4-Physik kann demgegenüber die konvektive Bewölkung zwischen Null und Eins variieren. Der Gesamtbedeckungsgrad N_c ergibt sich aus der skaligen und konvektiven Bewölkung zu

$$N_c = C_S + (1 - C_S)C_K. \quad (6.1)$$

Zusätzlich zu der vom Wolkenwasser abhängigen skaligen Bewölkung C_S wird noch eine skalige, partielle Bewölkung C_{sp} parametrisiert. In beiden Physiken ist C_{sp} von der aktuellen relativen Feuchte (RH) und einem vom Druck abhängigen kritischen Wert (RH_{kr}) abhängig, d.h. wenn $RH > RH_{kr}$ gilt, wird eine skalige, partielle Bedeckung an-

genommen. Dabei unterscheiden sich in beiden Physiken sowohl die Formulierung für RH_{kr} als auch die Bestimmung von C_{sp} aus RH und RH_{kr} . In der DWD-Physik berechnet sich die kritische relative Feuchte aus

$$RH_{kr} = 0.95 - u_{c1} \sigma (1 - \sigma) (1 + u_{c2}(\sigma - 0.5)) \quad (6.2)$$

mit: $\sigma = p/p_s$ (Vertikalkoordinate)

$$u_{c1} = 0.8$$

$$u_{c2} = 1.73$$

Die skalige, partielle Bewölkung wird über die Beziehung

$$C_{sp} = \text{MAX} \left(0, \text{MIN} \left[1, \frac{RH - RH_{kr}}{1 - RH_{kr}} \right] \right)^2 \quad (6.3)$$

abgeleitet. Die kritische relative Feuchte nimmt vom Maximum am Boden bis zum Minimum in der mittleren Atmosphäre mit der Höhe ab, um danach wieder anzusteigen (Abb. 6.23). Die Maxima der skaligen, partiellen Bewölkung liegen in der entsprechen-

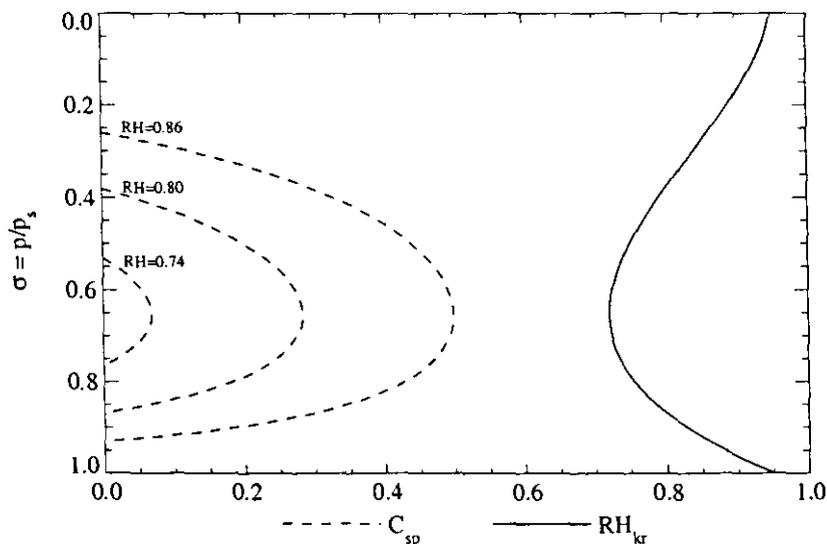


Abbildung 6.23: Druckabhängige kritische relative Feuchte RH_{kr} (durchgezogene Linie) und resultierende skalige, partielle Bewölkung C_{sp} , exemplarisch für drei verschiedene aktuelle relative Feuchten (74%, 80% und 86%, gestrichelte Linien), nach der Parametrisierung in der DWD-Physik.

den Höhe des Minimums von RH_{kr} , während die absoluten Beträge für C_{sp} von der jeweils aktuellen relativen Feuchte abhängen.

In der EC4-Physik lautet die Parametrisierung der skaligen, partiellen Bewölkung

$$C_{sp} = 1 - \sqrt{1 - \frac{RH - RH_{kr}}{1 - RH_{kr}}} \quad (6.4)$$

Die kritische relative Feuchte ist in der ersten REMO-Version von der Hamburger Modellbetreuungsgruppe konstant auf 0.995 gesetzt worden. Deshalb tritt in den Experimenten R1E und B2R1E praktisch keine skalige, partielle Bewölkung auf. Dementsprechend sind die Häufigkeitsverteilungen der Bedeckung in beiden Physiken deutlich verschieden. Während in der DWD-Physik in 40% der Fälle eine von Null und Eins verschiedene Bedeckung vorliegt, tritt dies in der EC4-Physik nur in 25% der Fälle auf (Abb. 6.24). Auf Grund der größeren Anzahl von Null/Eins-Fällen treten dementsprechend auch häufiger Differenzen von ± 1 bei den Experimenten mit der EC4-Physik auf. Dies ist wiederum direkt ein Grund für erhöhte Differenzen im Strahlungsfluss und allen weiteren indirekt damit verbundenen Variablen.

Der extrem hohe, konstante Wert der kritischen relativen Feuchte verhindert das Auftreten von skaliger, partieller Bewölkung. Zur Vermeidung der unrealistisch hohen Anzahl von unbewölkten bzw. total bedeckten Gitterboxen wird deshalb in der zweiten – von der Modellbetreuungsgruppe erstellten – REMO-Version die ursprüngliche

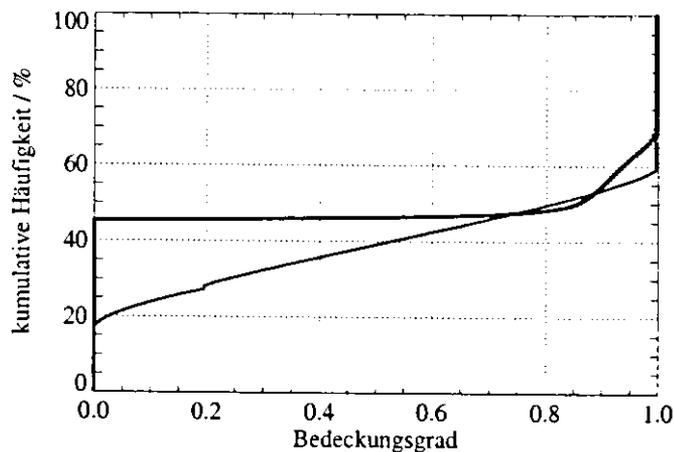


Abbildung 6.24: Kumulative Histogramme des Bedeckungsgrades in den Experimenten mit der EC4-Physik R1E (dicke Linie) und DWD-Physik R1D (dünne Linie).

ECHAM4-Formulierung für die kritische relative Feuchte verwendet. Die Parametrisierung lautet

$$RH_{kr} = u_{top} + (u_{surf} - u_{top}) \cdot e^{[1-(p_s/p)^n]} \quad (6.5)$$

mit: $u_{top} = 0.6$
 $u_{surf} = 0.99$
 $n = 4.$

Die kritische relative Feuchte nimmt exponentiell mit der Höhe ab, vom Maximalwert 0.99 am Boden auf das Minimum von 0.6 in der mittleren bis oberen Atmosphäre (Abb. 6.25). Dementsprechend ergeben sich für die resultierenden skaligen, partiellen Bewölkungen von der unteren Atmosphäre zunehmende Werte. Die Unterschiede zwischen der DWD- und EC4-Parametrisierung in der oberen Atmosphäre sind auf Grund der dort herrschenden geringen Feuchten vernachlässigbar.

Die resultierende Häufigkeitsverteilung der Bedeckung in den Experimenten mit der neuen REMO-Version zeigt deutlich mehr Ähnlichkeit zu den Ergebnissen mit der

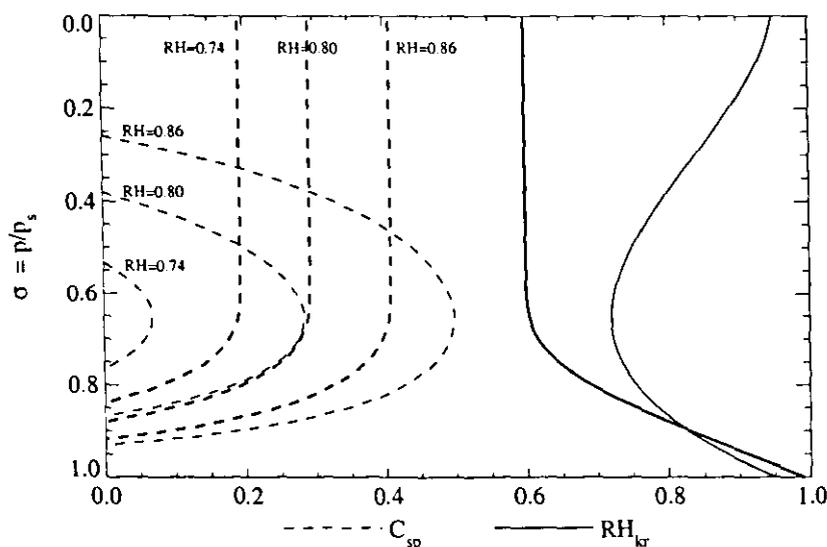


Abbildung 6.25: Wie Abb. 6.23, hier sind jedoch zusätzlich die in der zweiten REMO-Version verwendeten Parametrisierungen der EC4-Physik dargestellt (dicke Linien).

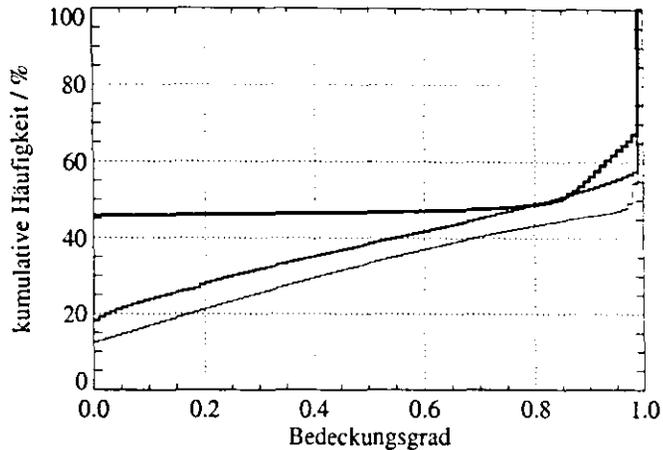


Abbildung 6.26: Wie Abb. 6.24, hier ist jedoch zusätzlich die kumulative Häufigkeit der Bedeckung des Experiments R2E dargestellt (sehr dünne Linie).

DWD-Physik (Abb. 6.26). Bis auf einen *Offset* von 5% weniger Fällen mit Bedeckungsgrad Null zeigt sich eine große Übereinstimmung mit etwa der gleichen Anzahl an partiell bedeckten Gitterboxen. Dementsprechend ergeben sich auch in der Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen ungekoppelten und gekoppelten Experimenten weniger Unterschiede zwischen der EC4-Physik der zweiten Version und der DWD-Physik (Abb. 6.27). Sowohl in der Form der Verteilung als auch in der Anzahl der Ereignisse, in

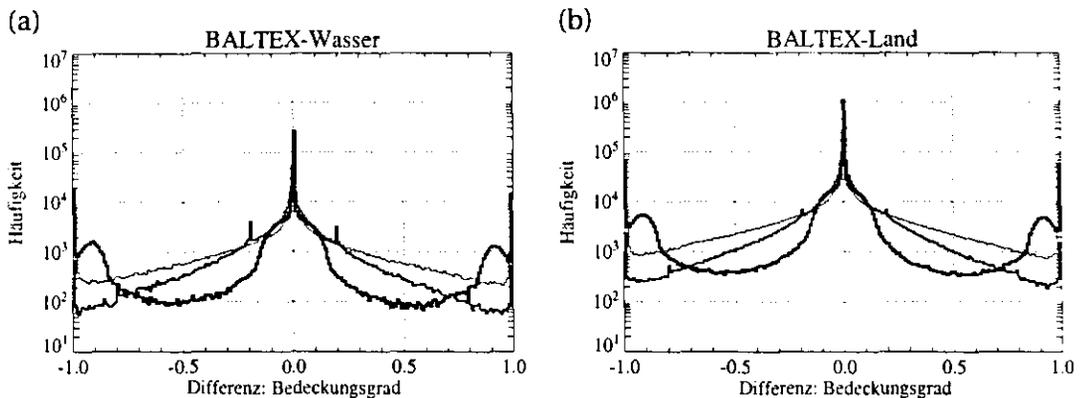


Abbildung 6.27: Wie Abb. 6.22, hier ist jedoch zusätzlich die Häufigkeitsverteilung der Differenzen zwischen den Experimenten B2R2E und R2E dargestellt (sehr dünne Linie); (a) Differenz: Bedeckungsgrad (BALTEX-Wasserpunkte), (b) Differenz: Bedeckungsgrad (BALTEX-Landpunkte).

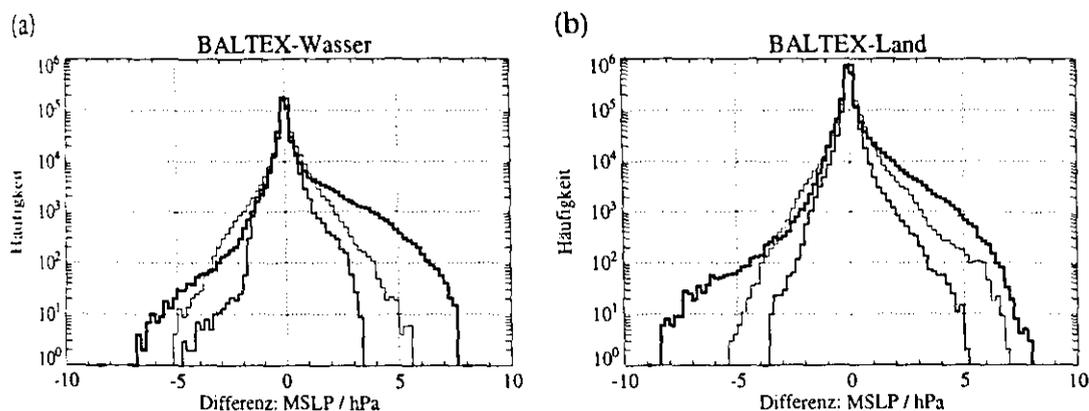


Abbildung 6.28: Wie Abb. 6.27, hier sind jedoch die Differenzen des Bodendrucks in hPa dargestellt.

denen Differenzen von ± 1 auftreten, haben sich die Unterschiede zwischen den Physikern verringert. Der prozentuale Anteil der ± 1 -Ereignisse während der gesamten Simulationszeit im gesamten BALTEX-Gebiet reduziert sich von 6.6% im Fall der Experimente (B2R1E - R1E) auf 1.4% in den Experimenten mit der zweiten REMO-Version (B2R2E - R2E). Damit hat sich eine deutliche Annäherung an den in den Experimenten mit DWD-Physik (B2R1D - R1D) auftretenden Anteil von 0.2% ergeben.

Auf Grund der verringerten Differenzen im Bedeckungsgrad reduzieren sich auch die Differenzen in den übrigen atmosphärischen Variablen wie z.B. dem Bodendruck (Abb. 6.28). Hier ist insbesondere eine Reduktion der Extremwerte zu beobachten, während die geringeren Differenzen zwischen -1 hPa und -3 hPa leicht verstärkt auftreten. Insgesamt ergeben sich jedoch durch die Anpassung der Formulierung der kritischen relativen Feuchte größere Übereinstimmungen zwischen den Ergebnissen der Simulationen mit verschiedenen Physikern.

Die Untersuchungen in diesem Abschnitt haben gezeigt, dass die Kopplungsmechanismen eindeutig von den verwendeten physikalischen Parametrisierungen abhängen. Sowohl die Wahl des gesamten Paketes unterschiedlicher Parametrisierungen als auch die Änderung einzelner Formulierungen innerhalb dieser Physik-Pakete haben einen großen Einfluss auf die Größe und Anzahl der Differenzen zwischen ungekoppelten und gekoppelten Experimenten. Diese weitere Modellabhängigkeit ist bei möglichen Schlussfolgerungen über in der Realität auftretende Kopplungsmechanismen unbedingt zu berücksichtigen.

6.3.4 Ensemble-Simulationen

In früheren Untersuchungen zur Sensitivität von regionalen Modellen auf Änderungen der Parametrisierungen oder Randbedingungen wurde davon ausgegangen, dass die Unterschiede zwischen dem Sensitivitätsexperiment und der Kontroll-Simulation ganz auf die durchgeführten Änderungen zurückzuführen sind (z.B. Doyle, 1995). Erst seit kürzerem wird bei solchen Untersuchungen auch die auf internen chaotischen Prozessen beruhende Unsicherheit berücksichtigt (Weisse et al., 1999). Dieses so genannte Rauschen wird im Fall der regionalen Modellierung durch die Randbedingungen kontrolliert bzw. minimiert, darf aber nicht vernachlässigt werden. Dabei hängt die Minimierungswirkung vom jeweiligen Atmosphärenzustand ab, d.h. auf Grund der zeitlich variablen Randbedingungen liegt ein instationäres Rauschen vor. Im Gegensatz dazu kann in Globalmodellen von saisonaler Stationarität des Rauschens ausgegangen werden (Molteni et al., 1996).

Um zu untersuchen, inwieweit die in den vorangegangenen Abschnitten vorgestellten Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten tatsächlich als Respons der Atmosphäre auf die Kopplung anzusehen sind, werden deshalb in diesem Abschnitt Ensemble-Simulationen durchgeführt. Das Prinzip der Ensemble-Integrationen beruht auf der Annahme, dass innerhalb eines Ensembles auftretende Differenzen allein durch interne atmosphärische Modellvariabilität verursacht werden. Demgegenüber setzen sich die zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten auftretenden Differenzen aus dem tatsächlichen Respons der Atmosphäre auf die Kopplung, dem so genannten Signal, und der internen Variabilität, dem so genannten Rauschen, zusammen. Mit Hilfe von Ensemble-Integrationen kann demnach das Signal-zu-Rausch-Verhältnis bestimmt werden, d.h. systematische und zufällige Kopplungseffekte können separiert werden.

Als ein erster Test zur Überprüfung der Stabilität der Kopplungseffekte wird zusätzlich zu den gekoppelten und ungekoppelten Experimenten B2R2E und R2E eine Integration mit so genannten "verrauscht" gekoppelten SSTs durchgeführt. In diesem Experiment R2Ep werden im Gebiet der Ostsee statt der DWD-SSTs die gekoppelt modellierten SSTs des Experiments B2R2E als Randbedingung für REMO eingesetzt, wobei diese SSTs jedoch am ersten Tag der Simulation mit einem Rauschen im Bereich von ± 1 °C modifiziert werden. Falls die verrauschten SSTs keinen Einfluss auf die Kopplungseffekte haben, sollten die Differenzen zwischen dem gekoppelten und un-

gekoppelten Experiment ($B2R2E - R2E$) den Differenzen zwischen dem verrauschten "quasi-gekoppelten" und dem ungekoppelten Experiment ($R2Ep - R2E$) entsprechen. Das heißt, bei einem nicht zufälligen Charakter der Kopplungseffekte sollten mehr oder weniger keine Differenzen zwischen den Experimenten $R2Ep$ und $B2R2E$ auftreten, da hier bis auf den ersten Tag identische Randbedingungen vorliegen. Ein Hinweis auf zufällige Kopplungseffekte würde sich ergeben, wenn die Differenzen zwischen den Experimenten $R2Ep$ und $B2R2E$ von gleicher Größenordnung wären wie zwischen den Experimenten $B2R2E$ und $R2E$; dies würde implizieren, dass durch verrauschte SSTs Differenzen in gleicher Größenordnung wie zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten verursacht werden.

Der Vergleich der drei Differenzen ($B2R2E - R2E$), ($R2Ep - R2E$) und ($R2Ep - B2R2E$) zeigt, dass tatsächlich sowohl systematische als auch zufällige Kopplungseffekte auftreten (Abb. 6.29). So liegen in den direkt von der Kopplung beeinflussten Variablen, wie dem latenten Wärmefluss und der Temperatur der untersten Atmosphärenschicht, die zufälligen Differenzen ($R2Ep - B2R2E$) häufig deutlich unter den Kopplungs-Differenzen ($B2R2E - R2E$). Außerdem zeigen die Differenzen ($B2R2E - R2E$) und ($R2Ep - R2E$) zu diesen Zeiten große Übereinstimmung. Andererseits treten auch Situationen auf, in denen die Differenzen ($R2Ep - B2R2E$) deutlich von Null verschieden sind und die gleiche Größenordnung wie die Differenzen ($B2R2E - R2E$) annehmen. Dies sind gerade die Situationen, in denen die so genannten indirekten Kopplungseffekte, d.h. Änderungen in der Dynamik, vorliegen. Die MSLP-Differenzen scheinen sich also auch auf zufällige Effekte zurückführen zu lassen. Besonders deutlich wird der zufällige Charakter der Kopplungseffekte bei der Betrachtung der Differenzen im Bedeckungsgrad. Hier nehmen die Differenzen über den gesamten Integrationszeitraum sehr hohe, in gleicher Größenordnung liegende Werte an. Dabei ist der Abfall der Differenzen Ende September auf die in Abschnitt 6.3.2 beschriebenen Effekte des durch die atmosphärische Situation bedingten schnellen Abbaus von Kopplungseffekten zurückzuführen.

Die Ergebnisse des Experiments mit verrauschten SSTs waren somit Motivation für weitere Ensemble-Simulationen, um in den dynamischen Variablen das tatsächliche Kopplungssignal statistisch vom modellinternen Rauschen trennen zu können. Auf Grund des großen Rechenzeitbedarfs werden die Ensemble-Integrationen nicht für den gesamten 3-Monatszeitraum durchgeführt, sondern beschränken sich auf einen Monat (September 1995). Dies ist insbesondere auch dadurch gerechtfertigt, dass in diesem

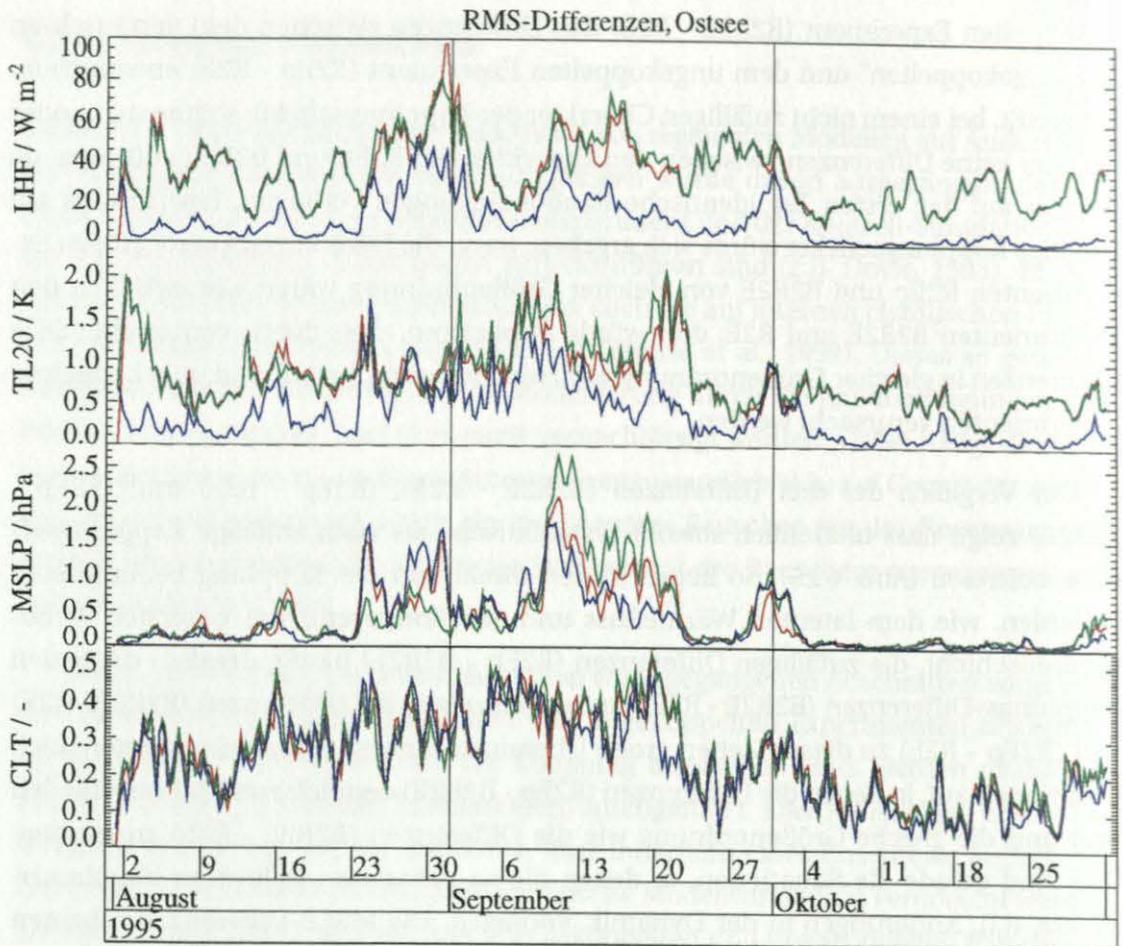


Abbildung 6.29: Zeitserie der räumlichen RMS-Differenzen zwischen den Experimenten B2R2E - R2E (rote Linien), R2Ep - R2E (grüne Linien) und R2Ep - B2R2E (blaue Linien), berechnet über alle Ostseegitterpunkte. Von oben nach unten sind dargestellt die Differenzen des latenten Wärmeflusses LHF in W m^{-2} , der Temperatur in der untersten Modellschicht TL20 in K, des Bodendrucks MSLP in hPa und des Bedeckungsgrades CLT.

Zeitraum die wesentlichen Kopplungseffekte auftreten. Die gekoppelten und ungekoppelten Ensembles bestehen jeweils aus vier Realisierungen, die sich durch die verschiedenen Startzeitpunkte der Integration unterscheiden. Dabei werden jeweils zwei Simulationen zu den Zeitpunkten 27., 28. und 29. August 1995 gestartet (R2Eux als ungekoppelte Realisierungen bzw. R2Ecx als "quasi-gekoppelte" Realisierungen, mit $x=1,2,3$). Die vierte Realisierung wird den jeweiligen 3-Monats-Integrationen (R2E bzw. B2R2E)

entnommen, d.h. der Startzeitpunkt ist in diesen Fällen der 1. August 1995. Bei den ungekoppelten Realisierungen werden wie üblich die DWD-SSTs als untere Randbedingung vorgegeben, während beim "quasi-gekoppelten" Ensemble in allen Realisierungen die gekoppelt modellierten SSTs des Experiments B2R2E angenommen werden. Die Auswertung der Ensemble-Simulationen wird hier exemplarisch für den Bodendruck, als repräsentative Variable des dynamischen Zustands des Modells, gezeigt.

Um die Größenordnung des internen Rauschens zu beurteilen, wird zunächst die Variabilität der verschiedenen Ensembles untersucht. Dazu wird an jedem Gitterpunkt und zu jedem Ausgabe-Zeitschritt aus den vier Realisierungen ein Ensemble-Mittelwert berechnet und anschließend entsprechend den Gleichungen (4.1 - 4.4) die Differenzen der einzelnen Realisierungen zum jeweiligen Ensemble-Mittelwert bestimmt. Einerseits zeigt sich, dass sowohl innerhalb der Ensembles als auch zwischen den Ensembles große Variabilität herrscht, andererseits ist diese Variabilität deutlich zeitabhängig (Abb. 6.30). Die größten Abweichungen vom Mittelwert treten um den 12. September

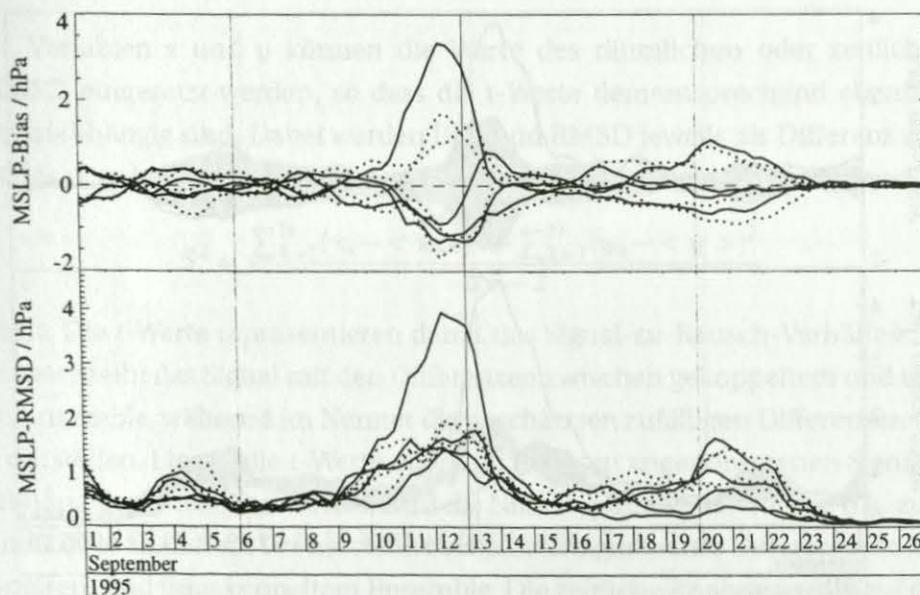


Abbildung 6.30: Zeitabhängiger Bias (oben) und RMS-Differenzen (unten) des Bodendrucks in hPa zwischen den einzelnen Realisierungen und den jeweiligen Ensemble-Mittelwerten, berechnet über das BALTEX-Gebiet. Durchgezogene Linien: "quasi-gekoppeltes" Ensemble, gestrichelte Linien: ungekoppeltes Ensemble.

auf. Dies ist der Zeitraum, in dem auch die in den vorherigen Abschnitten vorgestellten größten Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten auftreten. Die dort beschriebenen Unterschiede in der Dynamik der einzelnen gekoppelten und ungekoppelten Experimente sind demnach nicht eindeutig auf tatsächliche Kopplungseffekte zurückzuführen, sondern beruhen möglicherweise auch auf der internen Modellvariabilität.

Bevor im Einzelnen das Signal-zu-Rausch-Verhältnis untersucht wird, muss zunächst überprüft werden, ob sich die gekoppelten und ungekoppelten Ensembles in ihrer Gesamtheit statistisch signifikant unterscheiden. Dazu wird das 95% Konfidenzintervall des Bias und RMSD der ungekoppelten Realisierungen bestimmt sowie zusätzlich die Differenzen der "quasi-gekoppelten" Realisierungen zum Mittelwert des ungekoppelten Ensembles berechnet (Abb. 6.31). Der globale Test besteht darin, dass die Anzahl der Fälle bestimmt wird, in denen der Wert der Differenz zwischen "quasi-gekoppelter" Realisierung und ungekoppeltem Mittelwert innerhalb des 95%

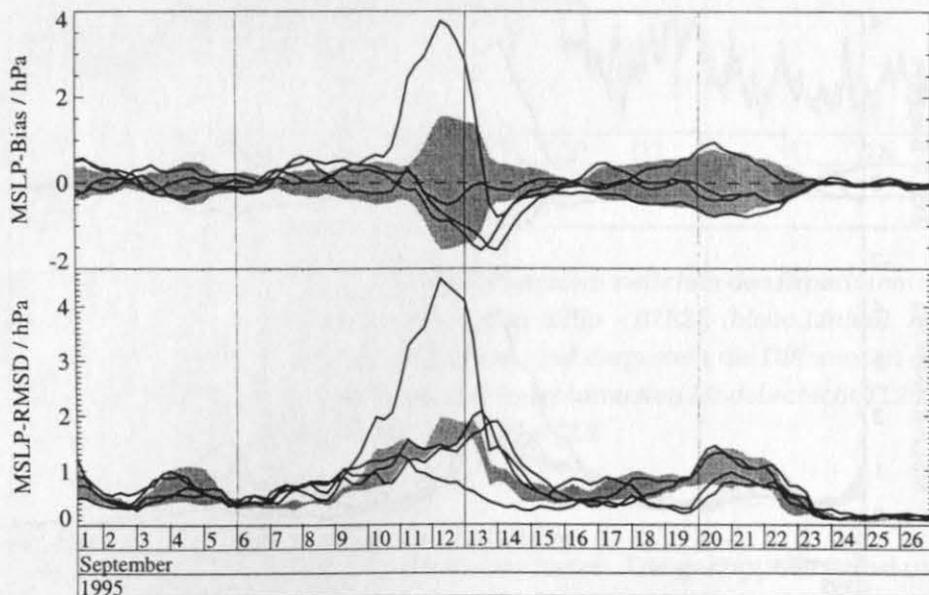


Abbildung 6.31: Zeitabhängiger Bias (oben) und RMS-Differenzen (unten) des Bodendrucks in hPa zwischen den "quasi-gekoppelten" Realisierungen und dem ungekoppelten Ensemble-Mittelwert, berechnet über das BALTEX-Gebiet. Zusätzlich ist das 95% Konfidenzintervall des Bias und RMSD der ungekoppelten Realisierungen dargestellt (graue Fläche).

Konfidenzintervalls liegt. Bei gleicher Grundgesamtheit müssten 95% der Differenzen innerhalb des Konfidenzintervalls liegen, für Bias und RMSD ist dies jedoch nur in 64% bzw. 42% der Fälle gegeben. Das heißt, im Mittel unterscheiden sich beide Ensembles statistisch signifikant.

Mit diesem Test kann jedoch keine Aussage darüber gemacht werden, ob zu einem bestimmten Zeitpunkt signifikante Differenzen auftreten. Um dies zu untersuchen wird ein lokaler t-Test durchgeführt (von Storch und Zwiers, 1999). Dabei wird die Null-Hypothese getestet, dass zwei zufallsverteilte Variablen x und y gleiche Mittelwerte haben. Der so genannte t-Wert ergibt sich bei gleicher Ensemble-Größe zu

$$t = \frac{\langle y \rangle - \langle x \rangle}{S \sqrt{\frac{2}{N}}} \quad (6.6)$$

mit: $\langle \rangle$: Ensemble-Mittelwert

S : geschätzte gemeinsame Standardabweichung der Ensembles

N : Anzahl der Realisierungen (=4).

Für die Variablen x und y können die Werte des räumlichen oder zeitlichen Bias bzw. RMSD eingesetzt werden, so dass die t-Werte dementsprechend ebenfalls zeit- oder raumabhängig sind. Dabei werden Bias und RMSD jeweils als Differenz zum Mittelwert des ungekoppelten Ensembles berechnet. Die Standardabweichung wird über

$$S^2 = \frac{\sum_{k=1}^N (x_k - \langle x \rangle)^2 + \sum_{k=1}^N (y_k - \langle y \rangle)^2}{2N - 2} \quad (6.7)$$

bestimmt. Die t-Werte repräsentieren damit das Signal-zu-Rausch-Verhältnis, d.h. der Zähler beschreibt das Signal mit den Differenzen zwischen gekoppeltem und ungekoppeltem Ensemble, während im Nenner die geschätzten zufälligen Differenzen das Rauschen darstellen. Liegen die t-Werte oberhalb des vom angenommenen Signifikanzniveau abhängigen kritischen Wertes, wird die Null-Hypothese verworfen, d.h. zu diesem Zeitpunkt oder an diesem Ort herrschen statistisch signifikante Unterschiede zwischen gekoppeltem und ungekoppeltem Ensemble. Die zeitliche Analyse wurde auf dem 95% Signifikanzniveau durchgeführt und zeigt, dass zu einem Großteil der Zeit der Betrag der t-Werte unterhalb des kritischen Wertes von 1.943 liegt (Abb. 6.32). Dies ist insbesondere auch in der Zeit um den 12. September der Fall, in der die größten Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Simulationen auftreten. Trotz des relativ großen Signals zu dieser Zeit liegt auf Grund der großen internen Variabilität keine

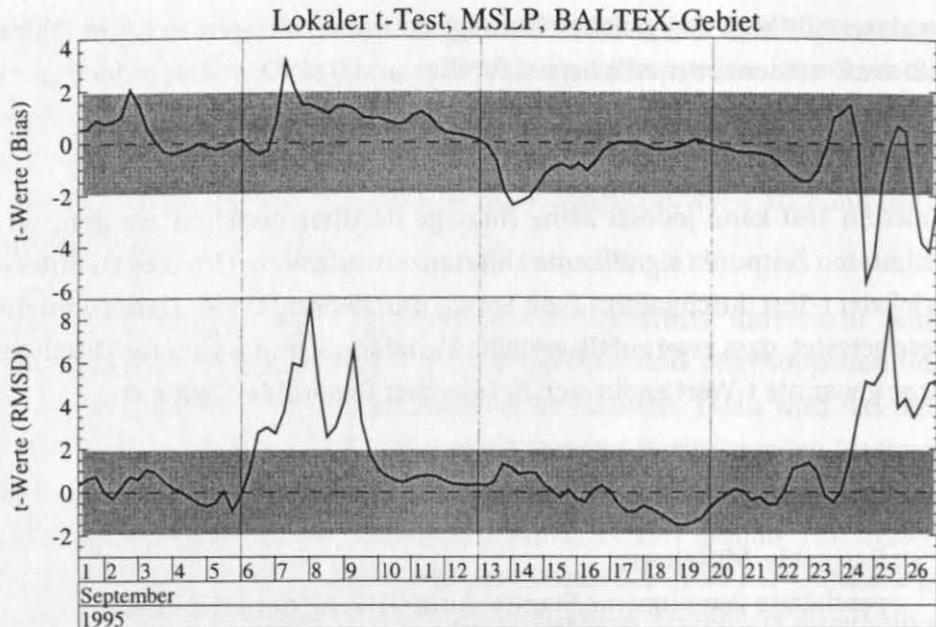


Abbildung 6.32: Zeitserie der t-Werte für den MSLP-Bias (oben) und die MSLP-RMS-Differenzen (unten), berechnet für das BALTEX-Gebiet. Zusätzlich ist das 95% Signifikanzniveau ($t = 1.943$) als graue Fläche markiert.

statistische Signifikanz vor. Demgegenüber sind zu anderen Zeiten, hauptsächlich auf Grund sehr geringen Rauschens, statistisch signifikante Signale zu beobachten.

Ein entsprechendes Bild ergibt sich auch bei Betrachtung der räumlichen Darstellung der lokalen Differenzen der Ensemble-Mittelwerte (Abb. 6.33). So unterscheiden sich am 13.09.1995 die Mittelwerte des "quasi-gekoppelten" und ungekoppelten Ensembles im Bereich der Ostsee und des Finnisch-Russischen Raums um mehr als 2.5 hPa, die entsprechenden t-Werte liegen jedoch unterhalb des kritischen Wertes. Demgegenüber treten am 26.09.1995 sehr geringe Differenzen um 0.2-0.3 hPa auf, die aber in sehr viel größeren Gebieten als statistisch signifikant anzusehen sind.

Die Untersuchungen in diesem Abschnitt haben gezeigt, dass die direkten thermischen Kopplungseffekte ein stabiles Signal aufweisen, während die indirekten Auswirkungen auf die Dynamik häufig von einer großen internen Modellvariabilität begleitet sind. Auf Grund des damit verbundenen geringen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses sind die in den dynamischen Variablen auftretenden Differenzen zwischen gekoppelten und

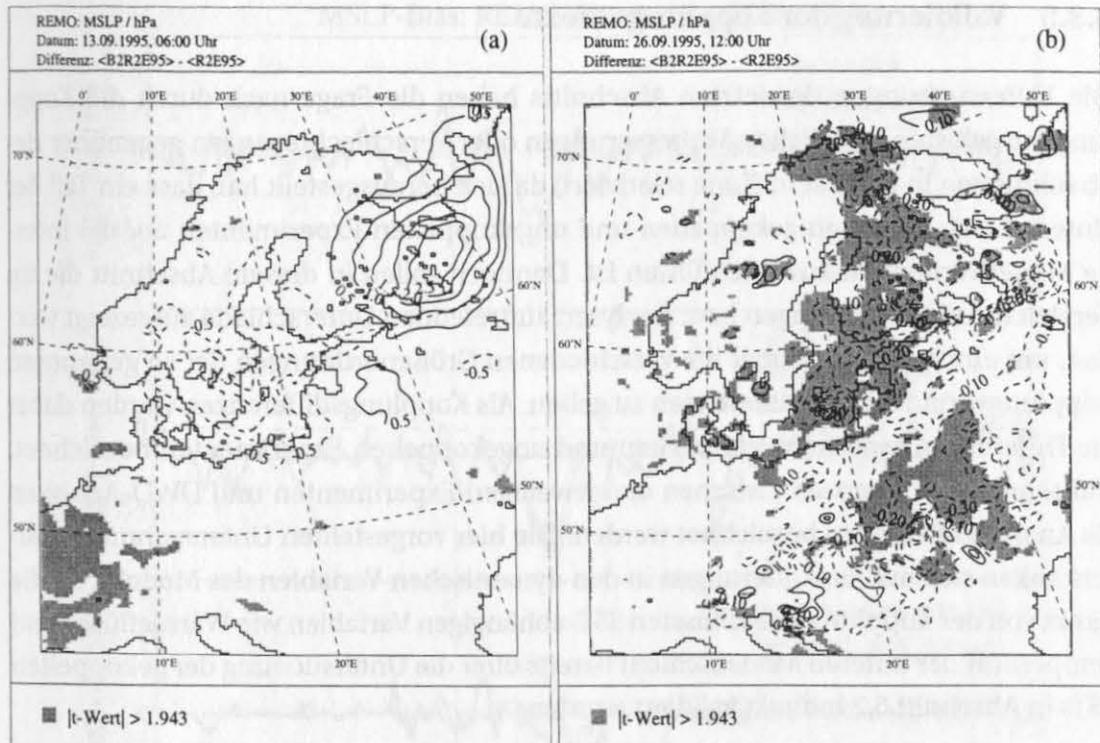


Abbildung 6.33: Lokale Differenzen der Ensemble-Mittelwerte des Bodendrucks in hPa; links: 13.09.1995, 06:00 Uhr, rechts: 26.09.1995, 06:00 Uhr. Zusätzlich sind die Gitterpunkte markiert, an denen der Betrag des lokalen t-Werts den kritischen Wert des 95% Signifikanzniveaus (1.943) übersteigt.

ungekoppelten Experimenten häufig im statistischen Sinne nicht signifikant. Das heißt, trotz teilweise relativ großer Unterschiede ist in diesen Fällen nicht zu unterscheiden, ob die Differenzen auf die Kopplung oder das Modellrauschen zurückzuführen sind. Umgekehrt treten die statistisch signifikanten, also eindeutig auf die Kopplung zurückzuführenden Differenzen in der Dynamik, meistens in einer physikalisch irrelevanten Größenordnung auf. Bei einer grundsätzlichen Beurteilung des Einflusses der Kopplung auf die Modellergebnisse sollte demnach auch die nicht-stationäre interne Modellvariabilität berücksichtigt werden. Deshalb werden im nächsten Abschnitt, nach dem Vergleich der Unterschiede einzelner gekoppelter und ungekoppelter Realisierungen zu den Analysen, auch die Abweichungen der jeweiligen Ensemble-Mittelwerte zu den Analysen betrachtet.

6.3.5 Validierung der Kopplungseffekte

Die Untersuchungen des letzten Abschnitts haben die Frage nach durch die Kopplung ausgelösten, möglichen Verbesserungen oder Verschlechterungen gegenüber Beobachtungen in gewissem Sinne relativiert, da sich herausgestellt hat, dass ein Teil der Unterschiede zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten auf die interne Modellvariabilität zurückzuführen ist. Dennoch sollen in diesem Abschnitt die im Vergleich zu Beobachtungen bzw. Analysen auftretenden Unterschiede aufgezeigt werden, um einen Eindruck über die verschiedenen Größenordnungen der so genannten Kopplungs- und Analysedifferenzen zu geben. Als Kopplungsdifferenzen werden dabei die Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten bezeichnet, während die Differenzen zwischen den jeweiligen Experimenten und DWD-Analysen als Analysedifferenzen bezeichnet werden. Die hier vorgestellten Untersuchungen beschränken sich auf die Änderungen in den dynamischen Variablen des Modells, da die direkt von der Kopplung beeinflussten SST-abhängigen Variablen wie Wärmeflüsse und Temperatur der unteren Modellschicht bereits über die Untersuchung der gekoppelten SSTs in Abschnitt 6.2 indirekt validiert wurden.

Zur Beurteilung der Abweichungen, die zwischen den Analysen und gekoppelten oder ungekoppelten Integrationen mit DWD- oder EC4-Physik auftreten, werden zunächst der Bias und die RMS-Differenzen berechnet. Aus dem Vergleich der vier Zeitserien des Bias des Bodendrucks ergeben sich drei wesentliche Erkenntnisse (Abb. 6.34): Erstens liegen zu fast allen Zeiten die Kopplungsdifferenzen deutlich unter den Analysedifferenzen, sowohl bei den Experimenten mit DWD-Physik als auch bei der EC4-Physik. Das heißt, im Vergleich zu den die Realität repräsentierenden Analysen liegen die durch die Kopplung ausgelösten Veränderungen deutlich unter den potenziell möglichen Verbesserungen. Zweitens stellen die bei diesen Realisierungen auftretenden, geringen Kopplungsdifferenzen zum überwiegenden Teil Verbesserungen dar, d.h. in den gekoppelten Realisierungen ist der Bias zu den Analysen reduziert. Drittens verursacht die EC4-Physik im Mittel einen deutlich negativen Bias, während in den Experimenten mit DWD-Physik ein über die Zeit ausgeglichener Bias vorliegt. Die größere Übereinstimmung zwischen den Experimenten mit DWD-Physik und den Analysen ist darauf zurückzuführen, dass die Analysen auf dem Europamodell des DWD, also den gleichen physikalischen Parametrisierungen, beruhen. Der negative Bias in der EC4-Physik korrespondiert mit erhöhten Temperaturen, die u.a. durch die in Abschnitt 6.3.3 beschriebene geringere Bewölkung verursacht werden.

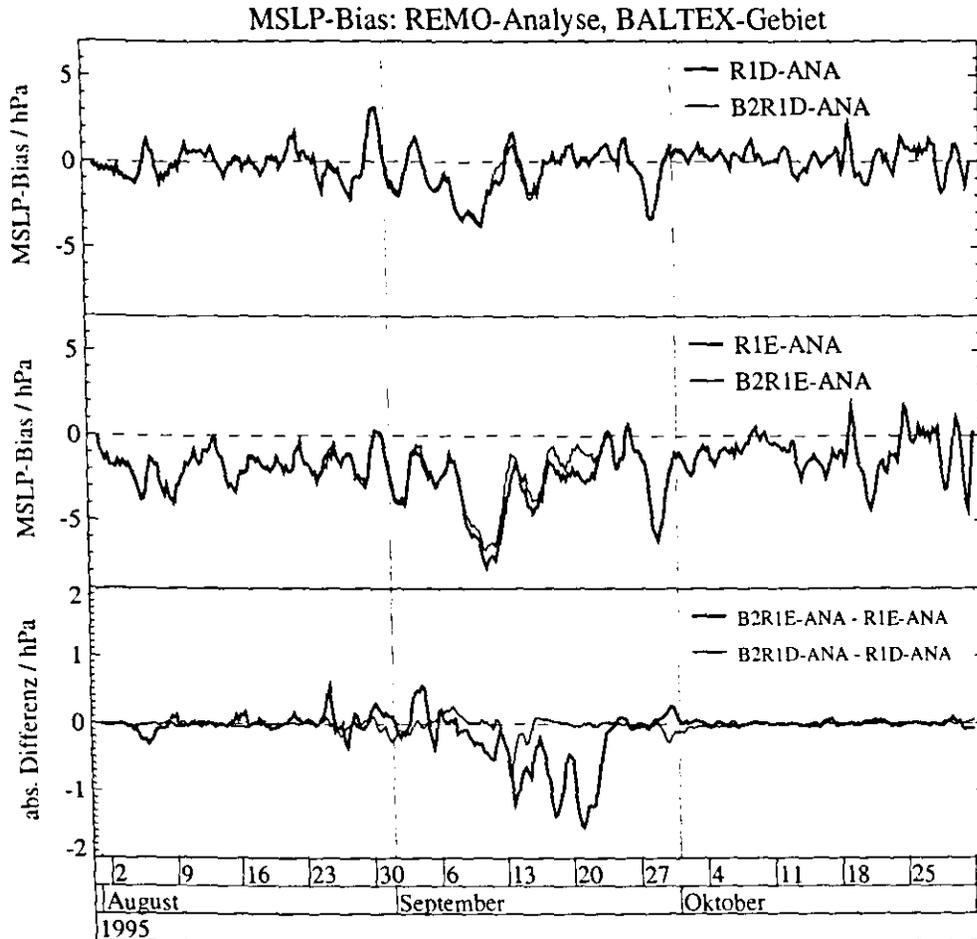


Abbildung 6.34: Zeitabhängiger Bias (REMO - Analyse) des Bodendrucks in hPa im BALTEX-Gebiet. Oben: DWD-Physik, R1D - ANA (dicke Linie) B2R1D - ANA (dünne Linie); Mitte: EC4-Physik, R1E - ANA (dicke Linie) B2R1E - ANA (dünne Linie); unten: Differenzen des gekoppelten und ungekoppelten Bias, EC4-Physik (dicke Linie) DWD-Physik (dünne Linie).

Die *unbiased* RMS-Differenzen liegen demgegenüber bei beiden Physikern in der gleichen Größenordnung, obwohl auch hier zeitliche Unterschiede auftreten (Abb. 6.35). So tritt in den Experimenten mit DWD-Physik der maximale RMSD Ende August auf, während sich in den EC4-Experimenten die größten Abweichungen Ende September ergeben. Beim Vergleich der gekoppelten und ungekoppelten Analysedifferenzen zeigt sich auch beim RMSD im Mittel eine potenzielle Reduktion der Abweichungen der gekoppelten Experimente gegenüber den Analysen. Abgesehen

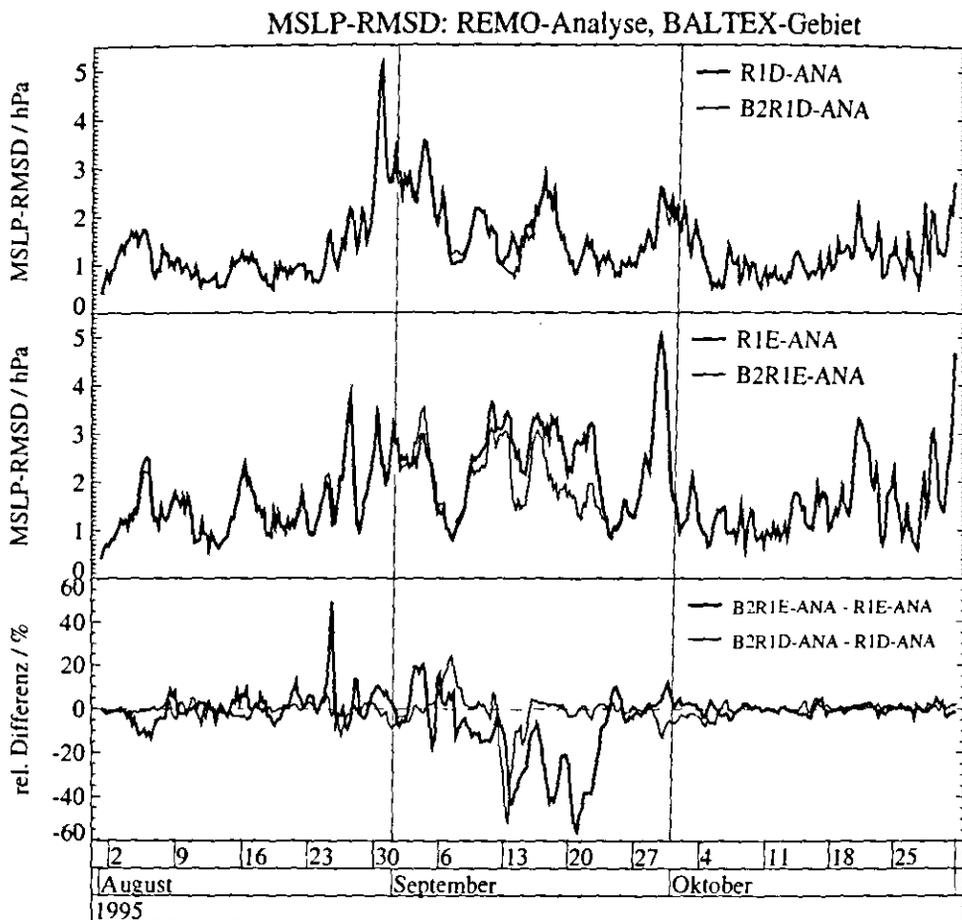


Abbildung 6.35: Zeitabhängige unbiased RMS-Differenzen (REMO - Analyse) des Bodendrucks in hPa im BALTEX-Gebiet. Oben: DWD-Physik, RID - ANA (dicke Linie) B2RID - ANA (dünne Linie); Mitte: EC4-Physik, R1E - ANA (dicke Linie) B2R1E - ANA (dünne Linie); unten: relative Differenzen der gekoppelten und ungekoppelten RMS-Differenzen, EC4-Physik (dicke Linie) DWD-Physik (dünne Linie).

von einem Ereignis im August mit um 40% erhöhtem RMSD, ergeben sich im September über einen längeren Zeitraum um bis zu 60% verminderte Werte für den RMSD. Während der überwiegenden Zeit sind jedoch auch im RMSD kaum nennenswerte Verbesserungen oder Verschlechterungen zu erkennen.

Nach den Ergebnissen des letzten Abschnitts sollten jedoch nicht nur die Differenzen einzelner Realisierungen zu den Analysen betrachtet werden, sondern es soll-

te auch die Stabilität der möglichen Veränderungen untersucht werden. Dazu werden die relativen Abweichungen der gekoppelten bzw. verrauscht gekoppelten Experimente zu den ungekoppelten Analysedifferenzen berechnet (Abb. 6.36). Einerseits zeigt sich, dass die wesentlichen Reduktionssignale des gekoppelten Experiments B2R2E auch im verrauscht gekoppelten Experiment R2Ep auftreten. Andererseits ergeben sich jedoch beim gegenseitigen Vergleich der Analysedifferenzen der beiden gekoppelten Realisierungen auch relativ große Abweichungen um bis zu 40%. Die interne Modellvariabilität kann also Abweichungen in der Größenordnung von möglichen positiven oder negativen Kopplungseffekten verursachen.

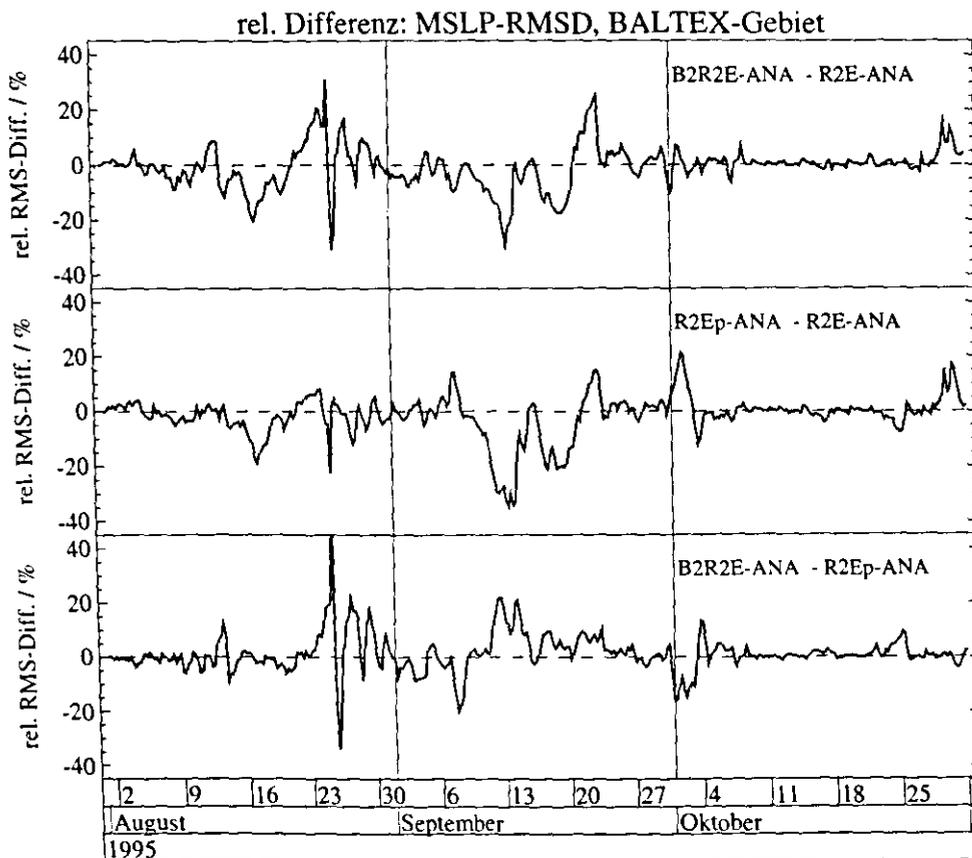


Abbildung 6.36: Relative Differenzen der RMS-Differenzen (REMO-Analysen) des Bodendrucks im BALTEX-Gebiet in %. Oben: $\text{RMSD}(\text{B2R2E-ANA}) - \text{RMSD}(\text{R2E-ANA})$, Mitte: $\text{RMSD}(\text{R2Ep-ANA}) - \text{RMSD}(\text{R2E-ANA})$, unten: $\text{RMSD}(\text{B2R2E-ANA}) - \text{RMSD}(\text{R2Ep-ANA})$.

Auch der Vergleich der gekoppelten und ungekoppelten Ensemble-Mittelwerte des Bias und der RMS-Differenzen zu den Analysen weist auf das geringe Potenzial für mögliche Verbesserungen oder Verschlechterungen bezüglich der über das gesamte BALTEX-Gebiet gemittelten Werte hin (Abb. 6.37). So treten im gekoppelten Ensemble-Mittelwert sowohl verringerte als auch erhöhte Analysedifferenzen auf, die jedoch nicht als signifikante Verbesserungen oder Verschlechterungen angesehen werden können.

Die Validierungsmethode des direkten Vergleichs der REMO-Realisierungen mit Analysen beinhaltet aber nicht nur auf Grund der im letzten Abschnitt beschriebenen Problematik des instationären Rauschens gewisse Defizite. Im engeren Sinne ist auch der Vergleich von $1/6^\circ$ -REMO-Ergebnissen mit den auf die REMO-Auflösung interpolierten 0.5° -Analysen nicht zulässig, da ja gerade der erwünschte *downscaling*-Effekt nicht in den gröberen Analysen enthalten ist. Das heißt, grundsätzlich sollten bei so einer Validierung nur die großskaligen Felder verglichen werden, da die Analysen nur auf dieser Skala als Repräsentation der Realität angesehen werden können.

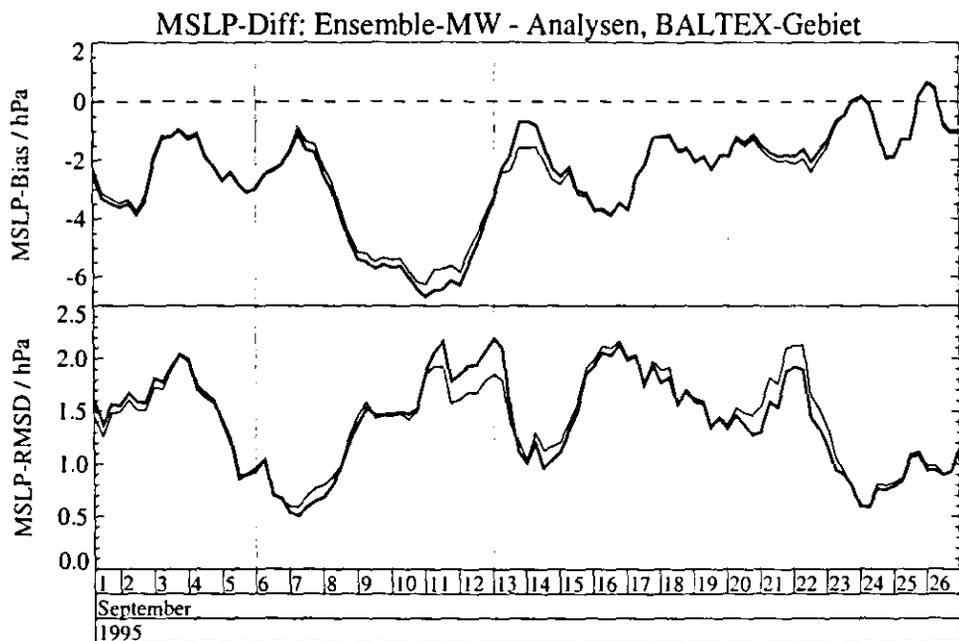


Abbildung 6.37: Bias (oben) und RMS-Differenzen (unten) des Bodendrucks in hPa zwischen Ensemblemittelwerten der ungekoppelten/gekoppelten Realisierungen (dicke/dünne Linie) und den Analysen im BALTEX-Gebiet.

Zur Trennung der Skalen wird eine Fourier-Analyse der REMO-Felder durchgeführt. Dabei erfolgt die Abspaltung des so genannten *large-scale*-Anteils RV_l vom gesamten Feld nach folgender Vorschrift

$$RV_l(\lambda, \Phi, t) = \sum_{j=-J_l, k=-K_l}^{J_l, K_l} a_{j,k}(t) e^{ij\lambda/L_\lambda} e^{ik\phi/L_\phi} \quad (6.8)$$

- mit: RV_l : großskaliger Anteil der REMO-Variable
 j : zonale Wellenzahl
 J_l : maximale großskalige zonale Wellenzahl (=3)
 λ : zonale Koordinate
 L_λ : zonale Gebietsausdehnung
 k : meridionale Wellenzahl
 K_l : maximale großskalige meridionale Wellenzahl (=5)
 ϕ : meridionale Koordinate
 L_ϕ : meridionale Gebietsausdehnung
 $a_{j,k}$: Fourier-Koeffizient

Der so genannte *small-scale*-Anteil RV_s ergibt sich aus dem Wert des Gesamtfeldes abzüglich dem *large-scale*-Anteil RV_l . Die Skalentrennung wird sowohl für die REMO-Ergebnisse als auch für die Analysen durchgeführt. Die so erhaltenen großskaligen Felder können nun miteinander verglichen werden. Dazu wird ein mit der Varianz gewichtetes *large-scale*-Ähnlichkeitsmaß

$$P_l(t) = 1 - \frac{\langle [RV_l(\lambda, \phi, t) - AV_l(\lambda, \phi, t)]^2 \rangle}{\langle RV_l(\lambda, \phi, t)^2 \rangle} \quad (6.9)$$

- mit: AV_l : großskaliger Anteil der Analyse
 $\langle \rangle$: räumliches Mittel

eingeführt (von Storch et al., 1999). Bei geringen Differenzen geht P_l gegen Eins, bei im Verhältnis zur Varianz zunehmenden Differenzen nimmt P_l geringere oder sogar negative Werte an. Entsprechend kann auch das *small-scale*-Ähnlichkeitsmaß P_s berechnet werden.

Bei Betrachtung des für den Bodendruck berechneten *large-scale*-Ähnlichkeitsmaßes zeigt sich im Prinzip ein ähnliches Verhalten wie bei den RMS-Differenzen, d.h. es

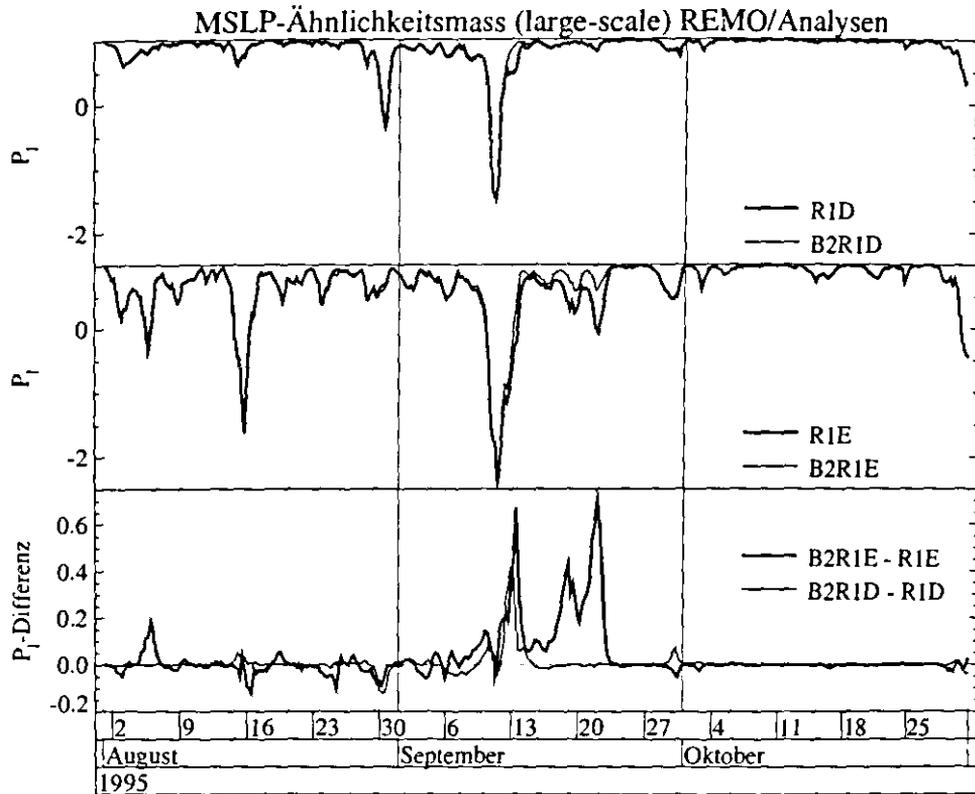


Abbildung 6.38: Großskaliges Ähnlichkeitsmaß P_i zwischen REMO-Ergebnissen und den Analysen des Bodendrucks im BALTEX-Gebiet. Oben: DWD-Physik, R1D/ANA (dicke Linie) B2R1D/ANA (dünne Linie); Mitte: EC4-Physik, R1E/ANA (dicke Linie) B2R1E/ANA (dünne Linie); unten: Differenzen der gekoppelten und ungekoppelten Ähnlichkeitsmaße P_i , EC4-Physik (dicke Linie) DWD-Physik (dünne Linie).

treten zeitlich variabel sehr unterschiedliche Abweichungen auf (Abb. 6.38). Die Unterschiede zwischen Zeiten mit sehr ähnlichen Feldern und Zeiten mit großen Abweichungen treten hier jedoch noch deutlicher hervor. Das heißt, durch das großskalige Ähnlichkeitsmaß werden die Situationen, in denen sich starke Abweichungen zwischen REMO-Ergebnissen und Analysen ergeben bzw. durch die Randbedingungen wieder abgebaut werden, klarer getrennt. Andererseits ergeben sich hier noch geringere Differenzen zwischen den gekoppelten und ungekoppelten Ähnlichkeitsmaßen. Bis auf eine Situation Mitte September, in der in den gekoppelten Experimenten ein größeres Ähnlichkeitsmaß gegenüber den ungekoppelten Experimenten vorliegt, treten mehr oder

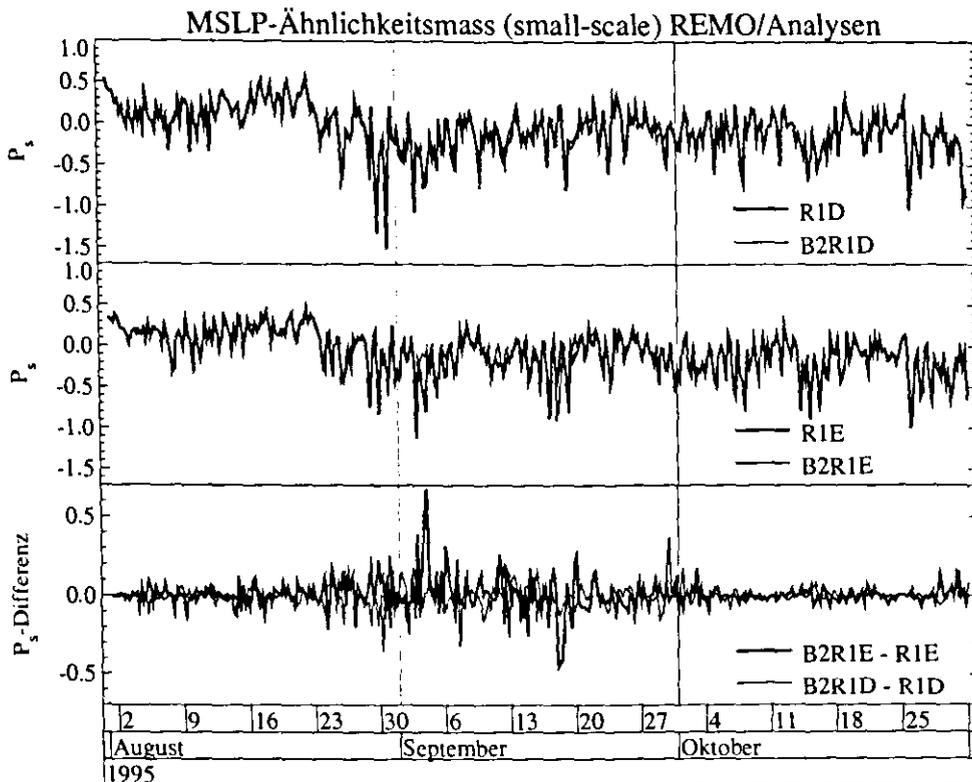


Abbildung 6.39: Kleinskaliges Ähnlichkeitsmaß P_s zwischen REMO-Ergebnissen und den Analysen des Bodendrucks im BALTEX-Gebiet. Oben: DWD-Physik, RID/ANA (dicke Linie) B2RID/ANA (dünne Linie); Mitte: EC4-Physik, R1E/ANA (dicke Linie) B2R1E/ANA (dünne Linie); unten: Differenzen der gekoppelten und ungekoppelten Ähnlichkeitsmaße P_s , EC4-Physik (dicke Linie) DWD-Physik (dünne Linie).

weniger keine Unterschiede in den großskaligen Differenzen zu den Analysen auf.

Die verschiedenen Zeitserien des *small-scale*-Ähnlichkeitsmaßes zeigen demgegenüber eine ganz andere zeitliche Variabilität (Abb. 6.39). Einerseits liegen die Werte bei allen Experimenten während der gesamten Integrationszeit deutlich unter Eins, es kann also keine Ähnlichkeit zwischen den *small-scale*-Eigenschaften der REMO-Ergebnisse und den Analysen festgestellt werden. Andererseits ist innerhalb des angenommenen Wertebereichs ein großes Rauschsignal gegeben, das auf den zufälligen Charakter der Differenzen in diesem Wellenlängenbereich hinweist. Insbesondere auch in den Differenzen der gekoppelten und ungekoppelten *small-scale*-Ähnlichkeitsmaße

sind keine systematischen Veränderungen zu erkennen, wobei auch hier, entsprechend den vorher gezeigten Ergebnissen, die größten Unterschiede im September auftreten.

Die in diesem Abschnitt durchgeführten Validierungen der Kopplungseffekte haben gezeigt, dass die Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten deutlich unter den jeweiligen Differenzen zu den Analysen liegen. Damit sind keine signifikanten, durch die Kopplung ausgelösten Verbesserungen oder Verschlechterungen der Modellergebnisse zu erwarten. Jedoch scheinen die in geringem Umfang auftretenden Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten die Tendenz zu einer leichten Verringerung der Unterschiede gegenüber den Analysen aufzuweisen. Der Nutzen der Kopplung, im Sinne einer Verbesserung der Modellergebnisse bezüglich des Vergleichs mit Beobachtungen, steht jedoch in keinem Vergleich mit dem hohen, durch die Kopplung verursachten, Rechenzeitbedarf. Andererseits sind durchaus Fälle denkbar, in denen eine Kopplung aus anderen Gründen sinnvoll bzw. unverzichtbar ist. Um sinnvolle und weniger sinnvolle Anwendungsbereiche der gekoppelten Regionalmodellierung trennen zu können, wird im nächsten Kapitel eine so genannte Kosten-Nutzen-Analyse durchgeführt.

7. Kosten-Nutzen-Analyse

Nach der erfolgreichen Anwendung und Analyse des gekoppelten Modellsystems wird in diesem Kapitel die Fragestellung untersucht, in welchen Fällen der gekoppelten Modellierung der Vorzug gegenüber der ungekoppelten Modellierung zu geben ist. Diese so genannte Kosten-Nutzen-Analyse beinhaltet eine kurze Betrachtung des erhöhten Ressourcenverbrauchs bei der gekoppelten Modellierung und stellt diese Kosten dem potenziellen Informationsgewinn, d.h. dem Nutzen, gegenüber.

Da es mit dem gekoppelten Modell keine signifikanten Verschlechterungen der Ergebnisse im Hinblick auf den Vergleich mit Beobachtungen gibt, besteht der einzige Nachteil des gekoppelten Modellsystems in dem erhöhten Rechenzeit- und Speicherbedarf. Auf Grund der relativ hohen Auflösung des Ostseemodells sind diese erhöhten Ressourcenanforderungen nicht unerheblich (Tab. 7.1). Um einen Tag mit dem gekoppelten Modell zu integrieren, wird eine um den Faktor 1.6 erhöhte CPU-Zeit von ca. 28000 Sekunden, gegenüber 17500 Sekunden im ungekoppelten Fall, benötigt. Auf Grund der so genannten *multi-tasking*-Fähigkeit der Modelle, d.h. der Fähigkeit auf

Tabelle 7.1: Rechenzeit- und Speicherbedarf der ungekoppelten und gekoppelten Modelle (DWD-Physik) auf einer CRAY-J90. Zusätzlich ist das Verhältnis von ungekoppeltem zu gekoppeltem Bedarf angegeben.

	ungekoppelt	gekoppelt	uk/k
CPU-Zeit / 1 Tag Integration	≈ 17500 s	≈ 28000 s	1.6
<i>turn around</i> -Zeit / 3 Monate Integration	≈ 7 Tage	≈ 11.5 Tage	1.6
maximaler Speicherbedarf	29 MW	63 MW	2.2

mehreren Prozessoren verteilt zu rechnen, liegt die so genannte *turn around*-Zeit, d.h. die verbrauchte Realzeit, deutlich unter der CPU-Zeit. Bei einer dreimonatigen Integration ergibt sich im ungekoppelten Fall bei vier angeforderten Prozessoren, je nach Maschinenauslastung, eine *turn around*-Zeit von ca. sieben Tagen. Dies sind nur etwa 40% der Zeit, die bei Rechnungen mit einem Prozessor benötigt würden. Da nicht nur REMO, sondern auch das Ostseemodell *multi-tasking* fähig ist, liegt auch im gekoppelten Fall ein ähnliches Verhältnis von CPU- und *turn around*-Zeit vor. Damit ergibt sich auch für den effektiven Rechenzeitbedarf eine Erhöhung um den Faktor 1.6. Der maximale Speicherbedarf vergrößert sich etwa um den Faktor 2.2, wobei dies von den in REMO verwendeten physikalischen Parametrisierungen abhängt, da die EC4-Physik einen größeren Speicherbedarf als die DWD-Physik hat.

Diesen erhöhten Ressourcenanforderungen ist der mögliche Nutzen der gekoppelten Modellierung gegenüberzustellen. Dabei sind die verschiedenen Anwendungen oder Ziele, die mit der Kopplung verbunden sein können, zu berücksichtigen. Potenzielle Bereiche, in denen das gekoppelte Modellsystem einzusetzen wäre, sind

- die Verbesserung der Modellergebnisse des bislang ungekoppelt simulierten Teilsystems im Hinblick auf eine realistischere Abbildung der Wirklichkeit,
- die Bestimmung des regionalen ozeanischen und atmosphärischen Respons auf globale Klimaänderungsszenarien und
- die konsistente Modellierung des Energie- und Wasserkreislaufs, zur Erhöhung des Verständnisses der Kopplungsmechanismen zwischen den einzelnen Subsystemen.

Zur Beurteilung, in welchem Maß das hier entwickelte gekoppelte System in seiner jetzigen Modellkonfiguration tatsächlich in den verschiedenen Bereichen von Nutzen sein kann, werden die bisherigen Erkenntnisse mit Ergebnissen zusätzlicher Sensitivitätsexperimente kombiniert.

7.1 Realistischere Modellergebnisse

Die erste Fragestellung, ob mit dem gekoppelten Modell realistischere Ergebnisse für das bislang ungekoppelt simulierte Teilsystems erzielt werden können, ist – exemplarisch für eine Sommersituation – bereits in Kapitel 6 untersucht worden. Es stellte sich

heraus, dass die im ungekoppelten Modell vorgeschriebenen SSTs der DWD-Analysen schon so gut mit Satellitenbeobachtungen übereinstimmen, dass erstens die modellierten SSTs nur geringfügig realistischer sein können und zweitens die damit sehr kleinen SST-Differenzen auch nur geringe Kopplungseffekte auslösen. In den hier durchgeführten so genannten *hindcast*-Experimenten, in denen keine echte Vorhersage gemacht wird, sondern auf Beobachtungen bzw. Analysen als Randbedingungen zurückgegriffen werden kann, sind also keine signifikant realistischeren Ergebnisse zu beobachten.

Im Gegensatz dazu ist es jedoch denkbar, dass z.B. in Wintersituationen die SST- bzw. Meereisverteilung sehr viel schlechter in den Analysen wiedergegeben ist. Des Weiteren hätte – auf Grund der unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften – eine ungenaue Angabe der Meereisverteilung auch sehr viel größere Auswirkungen auf die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean. Da die zusätzliche Implementierung des Meereismodells in das Kopplungsmodul im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgesehen war, konnten bislang noch keine Wintersimulationen mit dem gekoppelten System durchgeführt werden.

Um jedoch den möglichen Effekt von drastisch geänderten Wärmeflüssen zu simulieren, erfolgten verschiedene Sensitivitätsstudien mit extrem reduzierten bzw. erhöhten SSTs. Diese Experimente wurden für den Zeitraum 15.07.-29.07.1992 mit der Modellversion R1D, also der DWD-Physik, durchgeführt. Neben dem Kontrollexperiment R1Dctr erfolgten 10 verschiedene Integrationen, in denen während der ersten acht Tage die SSTs im gesamten Gebiet der Ostsee um $x = \pm 2, 4, 6, 8, 10$ K erhöht bzw. erniedrigt wurden (R1D+x bzw. R1D-x). Insbesondere die erhöhten SSTs bewirken extreme Änderungen in den Wärmeflüssen, mit z.B. einem um mehr als 400 W m^{-2} erhöhten latenten Wärmefluss im Experiment R1D+10 (Abb. 7.1). Obwohl durch Unterschiede in der Meereisbedeckung lokal möglicherweise größere Differenzen von beispielsweise 1000 W m^{-2} auftreten könnten, wären diese jedoch räumlich sehr viel begrenzter. Da die hier dargestellten Differenzen für die gesamte Ostsee gelten, würden sich in der Realität im Mittel keine größeren Differenzen als die hier simulierten ergeben.

Auf Grund des schon früher erwähnten, nicht systematischen Respons im solaren Strahlungsfluss tritt auch hier nur ein relativ geringer Bias von maximal 50 W m^{-2} auf, während die RMS-Differenzen (hier nicht gezeigt) mit bis zu 200 W m^{-2} sehr viel höher sind. Der zufällige Charakter wird auch in den wechselnden Vorzeichen des Bias deutlich. Durch die im Gegensatz zu den früheren Experimenten deutlich erhöhten SST-

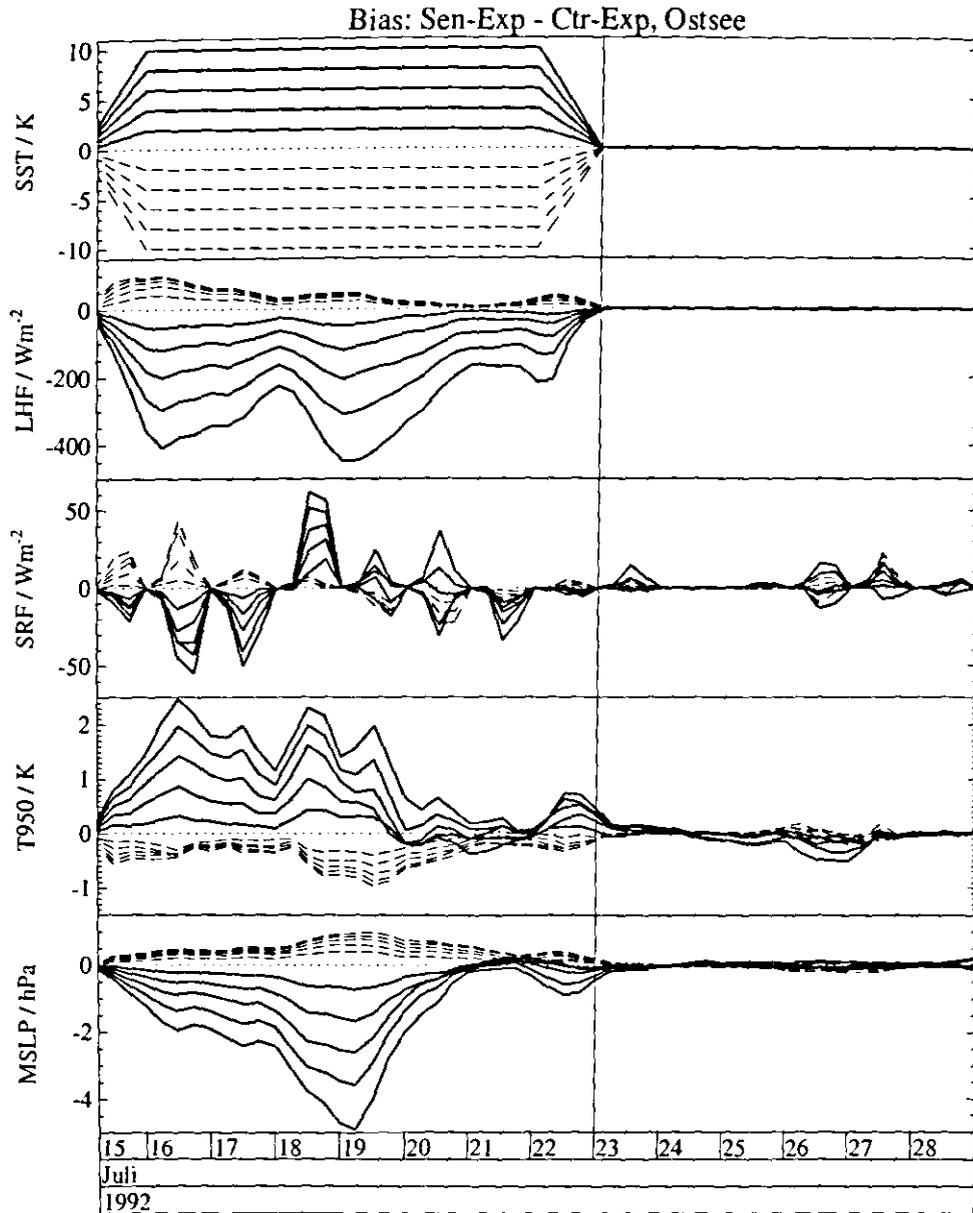


Abbildung 7.1: Zeitabhängiger Bias zwischen den Sensitivitätsexperimenten und dem Kontrollexperiment, berechnet über das Gebiet der Ostsee; durchgezogene Linien: R1D+x - R1Dctr, gestrichelte Linien: R1D-x - R1Dctr. Von oben nach unten sind dargestellt: SST-Differenzen in K, Differenzen des latenten Wärmeflusses in Wm^{-2} , Differenzen des solaren Strahlungsflusses in Wm^{-2} , Differenzen der 950 hPa-Temperatur in K, Differenzen des Bodendrucks in hPa.

Differenzen zeigt sich in diesen Sensitivitätsexperimenten, nicht nur in der untersten Modellschicht, sondern auch in den 950 hPa-Temperaturen und dem Bodendruck eine direkte Beeinflussung. Dabei bedingen die erhöhten SSTs eine verstärkte Vertikalkonvektion, die sowohl höhere 950 hPa-Temperaturen als auch eine insgesamt divergente Strömung und damit geringeren Druck verursacht.

Obwohl ab dem 23. Juli keine SST-Differenzen mehr vorliegen, scheinen auch zu späteren Zeiten noch Unterschiede zwischen den Sensitivitätsexperimenten und dem Kontroll-Lauf vorzuliegen. Dies wird noch deutlicher bei Betrachtung der *unbiased* RMS-Differenzen über den Landgitterpunkten des BALTEX-Gebietes (Abb. 7.2). Die maximalen Differenzen treten zwar vom 19. bis 21. Juli auf, doch auch später sind noch, insbesondere in den Bodentemperaturen sowie den Wärme- und Strahlungsflüssen, deutliche Abweichungen zu erkennen. Diese sind auf das "lange Gedächtnis" der Landoberfläche, im Hinblick auf Störungen, zurückzuführen. Das heißt, trotz der geringeren Wärmekapazität der Landoberfläche gegenüber der Ostsee können sich Störungen im Wärmeinhalt des Bodens stärker auswirken, da sie im Bodenmodell weniger gedämpft werden. Des Weiteren werden die im Bodenmodell berechneten Temperatur- und Feuchtebilanzen insbesondere auch durch Störungen im Feuchtegehalt beeinflusst, die an Wassergitterpunkten nicht auftreten können.

Die Tatsache, dass sich die Differenzen, insbesondere im Bodendruck, schon vor Beendigung der SST-Störung wieder abbauen, ist auf den schon vorher erwähnten Einfluss der Randbedingungen zurückzuführen. Inwieweit sich jedoch in von den Randbedingungen relativ unbeeinflussten Situationen Unterschiede ergeben, zeigt der Vergleich des Atmosphärenzustands der extremen Sensitivitätsexperimente mit dem Kontrollexperiment am 19.07.1992 (Abb. 7.3). Während sich im Experiment R1D-10 neben der Abkühlung über der Ostsee und den angrenzenden Gebieten nur ein leichter Rückzug des Tiefdruckausläufers über dem nördlichen Gotlandbecken ergibt, bildet sich im Experiment R1D+10 ein deutliches Zwischentief in diesem Bereich. Dieses Tief ist mit stark erhöhten Temperaturen und einer lokal geänderten Zirkulation verbunden.

In bestimmten Situationen können extrem unterschiedliche Wärme Flüsse also durchaus große Veränderungen auf der lokalen Skala bewirken. Wird also Wert auf die korrekte Darstellung einzelner lokaler Ereignisse gelegt, kann die exakte Kenntnis der Randbedingungen über der Ostsee nötig sein. Andererseits sind Modellrechnungen im Klimamode grundsätzlich nicht dafür geeignet, exakte Vorhersagen über die genaue Lage und Ausprägung einzelner Wettersituationen zu machen. Das erreichbare Ziel bei

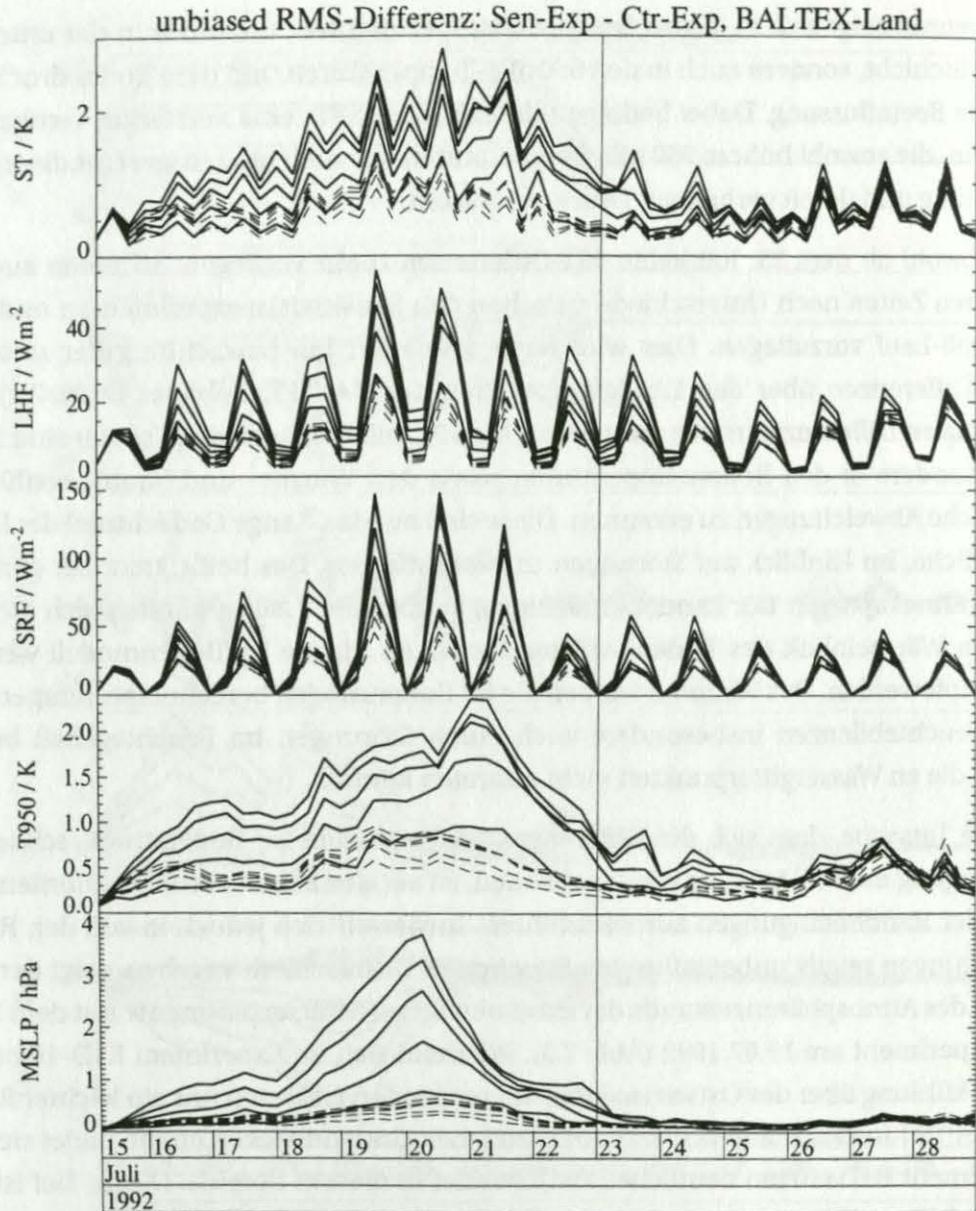


Abbildung 7.2: Zeitabhängige unbiased RMS-Differenzen zwischen den Sensitivitätsexperimenten und dem Kontrolleexperiment, berechnet über das Gebiet der Landgitterpunkte im BALTEX-Gebiet; durchgezogene Linien: R1D+x - R1Dctr, gestrichelte Linien: R1D-x - R1Dctr. Von oben nach unten sind dargestellt: Oberflächentemperaturdifferenzen in K, Differenzen des latenten Wärmeflusses in Wm^{-2} , Differenzen des solaren Strahlungsflusses in Wm^{-2} , Differenzen der 950 hPa-Temperatur in K, Differenzen des Bodendrucks in hPa.

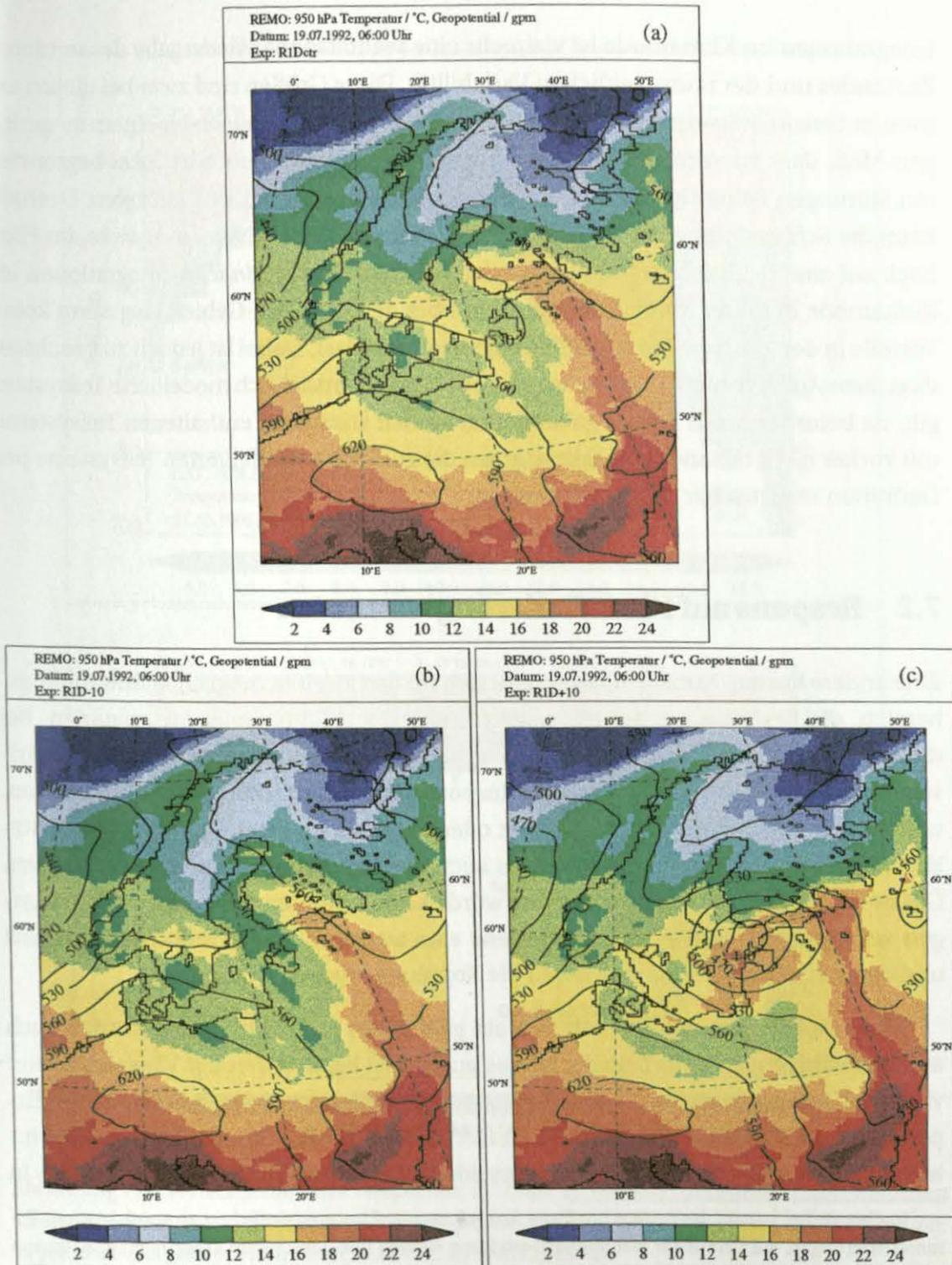


Abbildung 7.3: 950 hPa-Temperaturen in °C und Höhe des 950 hPa-Geopotentials in gpm am 19.07.1992, 06:00 Uhr; a: Kontrollexperiment (R1Dctr), b: Sensitivitätsexperiment mit 10 K erniedrigten SSTs in der Ostsee (R1D-10), c: Sensitivitätsexperiment mit 10 K erhöhten SSTs in der Ostsee (R1D+10).

Integrationen im Klimamode ist vielmehr eine realitätsnahe Wiedergabe des mittleren Zustandes und der raum-zeitlichen Variabilität. Diese Größen sind zwar bei diesen extremen Sensitivitätsexperimenten – teilweise – beeinflusst, jedoch zu einem so geringen Maß, dass zu vermuten ist, dass bei nicht systematischen oder lokal begrenzteren Störungen keine signifikanten Verschlechterungen der Statistik auftreten. Deshalb kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass die Kosten-Nutzen-Analyse, im Hinblick auf eine realistischere Abbildung der Wirklichkeit, für *hindcast*-Integrationen im Klimamode in dieser Modellkonfiguration über dem BALTEX-Gebiet, insgesamt keine Vorteile in der gekoppelten Modellierung erkennen lässt. Dabei ist jedoch zu beachten, dass diese Aussage nur für das im ungekoppelten Fall tatsächlich modellierte Teilsystem gilt, da beim Vergleich der im gekoppelten Modell zusätzlich enthaltenen Teilsysteme mit vorher nicht behandelten Teilsystemen die zusätzlich modellierten Teilsysteme per Definition realistischer dargestellt werden.

7.2 Respons auf Klimaänderungsszenarien

Eine andere Kosten-Nutzen-Bilanz ergibt sich für den zweiten möglichen Anwendungsbereich, die Bestimmung des regionalen Respons auf Klimaänderungsszenarien. Bei dieser Fragestellung ist zu unterscheiden, ob das Interesse nur auf den atmosphärischen oder auch auf den ozeanischen Respons gerichtet ist. Im letzteren Fall müssen, unabhängig von der Frage, ob gekoppelt oder ungekoppelt gerechnet wird, grundsätzlich sowohl das Atmosphärenmodell als auch das Ozeanmodell angewendet werden. Das heißt, die gekoppelte Modellierung würde keine erhöhten Ressourcenanforderungen verursachen, so dass sich mindestens eine ausgeglichene Kosten-Nutzen-Bilanz und demnach keine Argumente gegen die Kopplung ergeben würden.

Einen Anhaltspunkt, inwieweit sich ein geänderter atmosphärischer Antrieb auch auf die Bedingungen innerhalb der Ostsee auswirken kann, liefert der Vergleich zweier vertikaler Temperaturschnitte vom Kattegat zum südlichen Gotlandbecken in den Experimenten B2R1D und B2R1E am 31.10.1995 (Abb. 7.4).¹ Es wird deutlich, dass die integrale Wirkung des dreimonatigen unterschiedlichen atmosphärischen Antriebs bis in

¹In diesem Fall beruht der unterschiedliche Antrieb zwar auf unterschiedlichen atmosphärischen Parametrisierungen, auf Grund der systematisch erhöhten solaren Einstrahlung im Experiment B2R1E kann dieses Beispiel aber auch als Repräsentation eines moderaten Klimaänderungsszenarios angesehen werden.

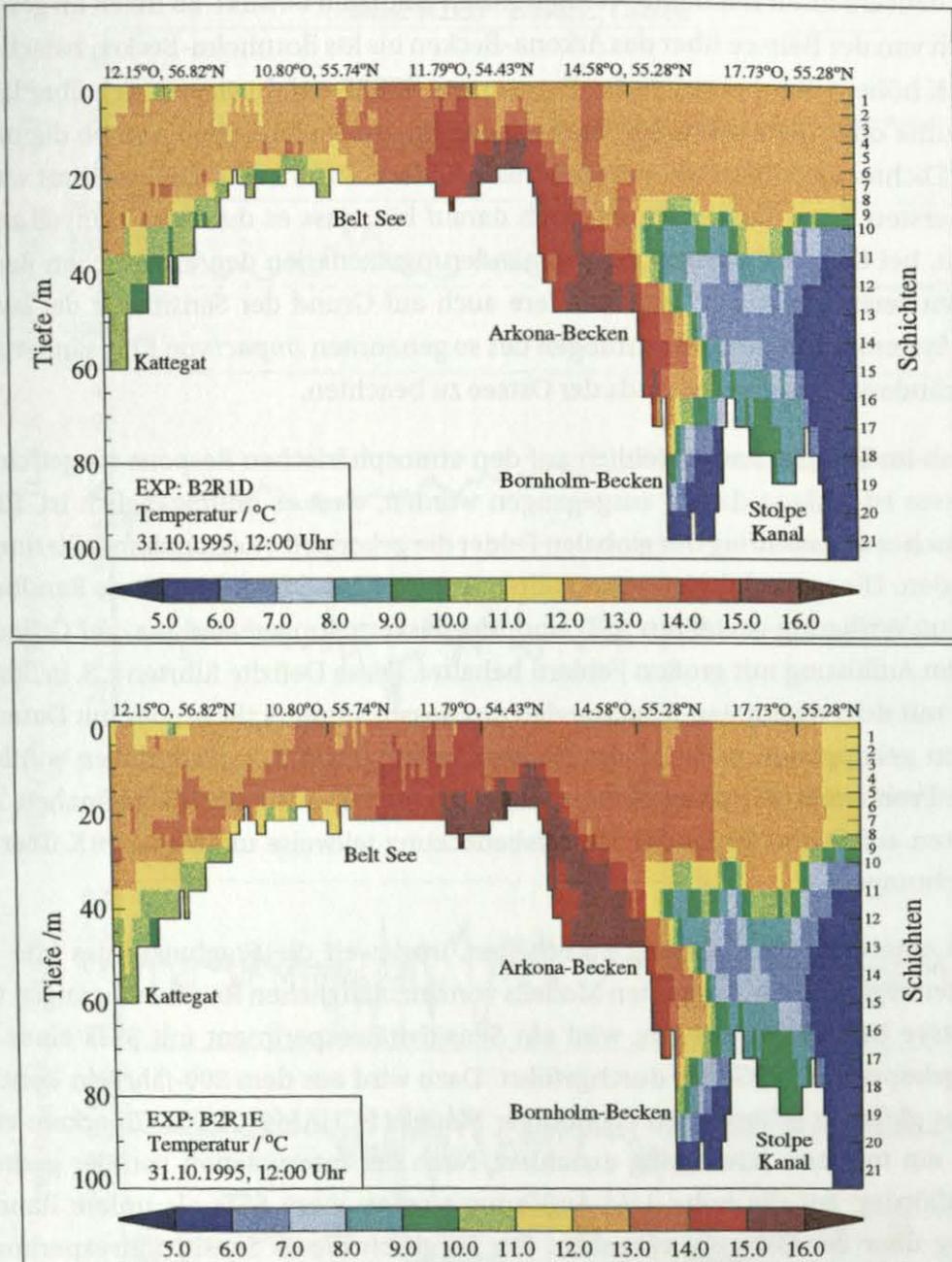


Abbildung 7.4: Vertikalschnitt der Temperatur in °C am 31.10.1995 vom Kattegat zum südlichen Gotlandbecken; oben: Ergebnisse des gekoppelten Modells mit DWD-Physik (B2R1D), unten: Ergebnisse des gekoppelten Modells mit EC4-Physik (B2R1E).

die Bodenschichten reichende Temperaturerhöhungen bewirkt. So treten im gesamten Bereich von der Beltsee über das Arkona-Becken bis ins Bornholm-Becken zwischen 1 K und 4 K höhere Temperaturen im Experiment B2R2E auf. Inwieweit sich über längere Zeiträume oder bei extremeren Änderungen im atmosphärischen Antrieb die ozeanischen Dichte- und Zirkulationsverhältnisse ändern, kann hier nicht bestimmt werden. Diese ersten Ergebnisse weisen jedoch darauf hin, dass es durchaus sinnvoll zu sein scheint, bei Untersuchungen zu Klimaänderungsszenarien den ozeanischen Respons nicht zu vernachlässigen. Insbesondere auch auf Grund der Sensitivität der biologischen Systeme sind bei Betrachtungen des so genannten *impact* von Klimaänderungen die Veränderungen des Zustands der Ostsee zu beachten.

Auch im Fall des hauptsächlich auf den atmosphärischen Respons ausgerichteten Interesses ist bislang davon ausgegangen worden, dass es unumgänglich ist, für ein realistisches *downscaling* der globalen Felder die gekoppelte Regionalmodellierung anzuwenden. Die vom globalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell als Randbedingung zur Verfügung gestellten SST- und Meereisverteilungen sind u.a. auf Grund der geringen Auflösung mit großen Fehlern behaftet. Diese Defizite führten z.B. in Simulationen mit dem regionalen Klimamodell des Rossby Centers (RCA), das mit Daten des globalen gekoppelten AOGCM des Hadley Centers (HadCM2) angetrieben wurde, zu großen Problemen (Rummukainen et al., 1998). So lagen die oberflächennahen Temperaturen auf Grund fehlender Meereisbedeckung teilweise um bis zu 10 K über den Beobachtungen.

Um eine erste Abschätzung zu erhalten, inwieweit die Ergebnisse des hier entwickelten regionalen gekoppelten Modells von unzulänglichen Randbedingungen über der Ostsee beeinflusst werden, wird ein Sensitivitätsexperiment mit SSTs eines globalen gekoppelten AOGCMs durchgeführt. Dazu wird aus dem 300-jährigen Kontrolllauf des globalen gekoppelten Hamburger Modells ECHAM4/OPYC3 (Roeckner et al., 1996b) ein mittlerer Jahresgang extrahiert. Nach der Interpolation von der geringen T42-Auflösung auf die hohe $1/6^\circ$ -Auflösung werden diese SSTs als untere Randbedingung über der Ostsee vorgegeben. Der Vergleich dieses Sensitivitätsexperiments R2Eo mit den Ergebnissen des gekoppelten Experiments B2R2E zeigt die Veränderungen, die sich ergeben, wenn ECHAM4/OPYC3-SSTs vorgegeben werden, anstatt eine gekoppelte Integration durchzuführen (Abb. 7.5). Die klimatologischen, globalen ECHAM4/OPYC3-SSTs sind zu Beginn der Integration im August mit einem über die gesamte Ostsee gemittelten Bias von -8 K deutlich zu kalt. Ab Oktober gleichen sie sich

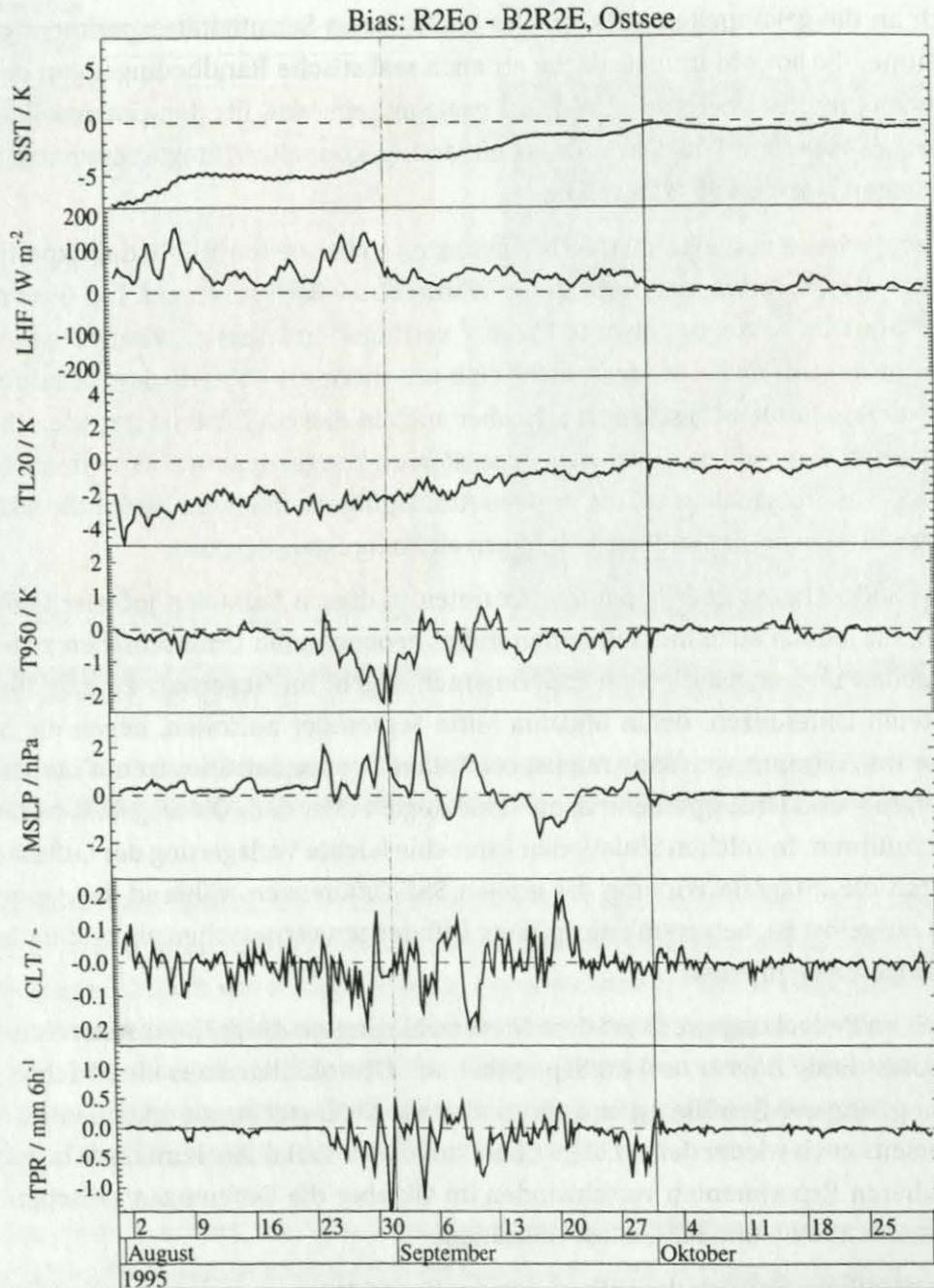


Abbildung 7.5: Zeitabhängiger, räumlicher Bias zwischen Experiment R2Eo und B2R2E, berechnet über alle Ostseegitterpunkte. Von oben nach unten sind dargestellt die Differenzen der Meeresoberflächentemperatur in K, die Differenzen des latenten Wärmeflusses in $W m^{-2}$, die Differenzen der Temperatur in der untersten Modellschicht in K, die Differenzen der 950 hPa-Temperaturen in K, die Differenzen des Bodendrucks in hPa, die Differenzen des Bedeckungsgrades und die Differenzen des Gesamtniederschlags in $mm 6h^{-1}$.

jedoch an die gekoppelten SSTs an. Das heißt, dieses Sensitivitätsexperiment enthält Zeiträume, die sowohl unrealistische als auch realistische Randbedingungen des Globalmodells repräsentieren. Es ist damit geeignet, ein Maß für den potenziellen Nutzen der gekoppelten Modellierung gegenüber ungekoppelten Integrationen mit vorgeschriebenen globalen SSTs zu geben.

Entsprechend den extremen SST-Differenzen in der ersten Hälfte des Experiments treten zu diesen Zeiten auch sehr große Wärmefluss-Differenzen auf. Die über längere Zeiträume im Mittel um etwa 100 W m^{-2} verringerten latenten Wärmeflüsse verursachen in der untersten Modellschicht eine um mehr als 4 K reduzierte Temperatur. Dieser direkte Einfluss beschränkt sich aber auch in diesem Experiment, wie schon in den früheren Vergleichen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten mit DWD-SSTs, hauptsächlich auf die unteren Atmosphärenschichten. Weder die 950 hPa-Temperaturen noch der Bodendruck zeigen einen direkten Respons.

Erst Ende August und im September treten in diesen Variablen größere Differenzen auf, die jedoch auch nicht über den früher beobachteten Unterschieden zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten liegen. Im Gegensatz zu den dort beobachteten Differenzen, deren Maxima Mitte September auftraten, liegen die Maxima hier im Zeitraum von Ende August bis Anfang September. Dies ist auf die starken Temperatur- und Druckgradienten, die Ende August über dem Ostseegebiet vorliegen, zurückzuführen. In solchen Situationen kann eine leichte Verlagerung der Luftmassen, die durch die integrale Wirkung der großen SST-Differenzen während des gesamten August ausgelöst ist, betragsmäßig größere Differenzen verursachen als in Situationen mit geringeren Gradienten.

Auch im Bedeckungsgrad und dem Niederschlag treten die größten systematischen Differenzen Ende August und im September auf. Obwohl einerseits eine leichte Tendenz zu geringerer Bewölkung und vermindertem Niederschlag zu erkennen ist, wird andererseits auch wieder der zufällige Charakter dieser Variablen deutlich. Wie auch in den früheren Experimenten verschwinden im Oktober die Differenzen zwischen den Experimenten R2Eo und B2R2E fast vollständig.

Die räumliche Struktur der Differenzen des Bodendrucks zwischen den Experimenten R2Eo und B2R2E zeigt – wie in früheren Experimenten – die Maxima im Zentrum des Modellgebietes über der Ostsee (Abb. 7.6). Auf Grund der geringeren SSTs im Experiment R2Eo tritt ein systematisch erhöhter Bodendruck auf. Anders als bei den Differenzen zwischen ungekoppelten und gekoppelten Experimenten (Abb. 6.11) ergibt sich

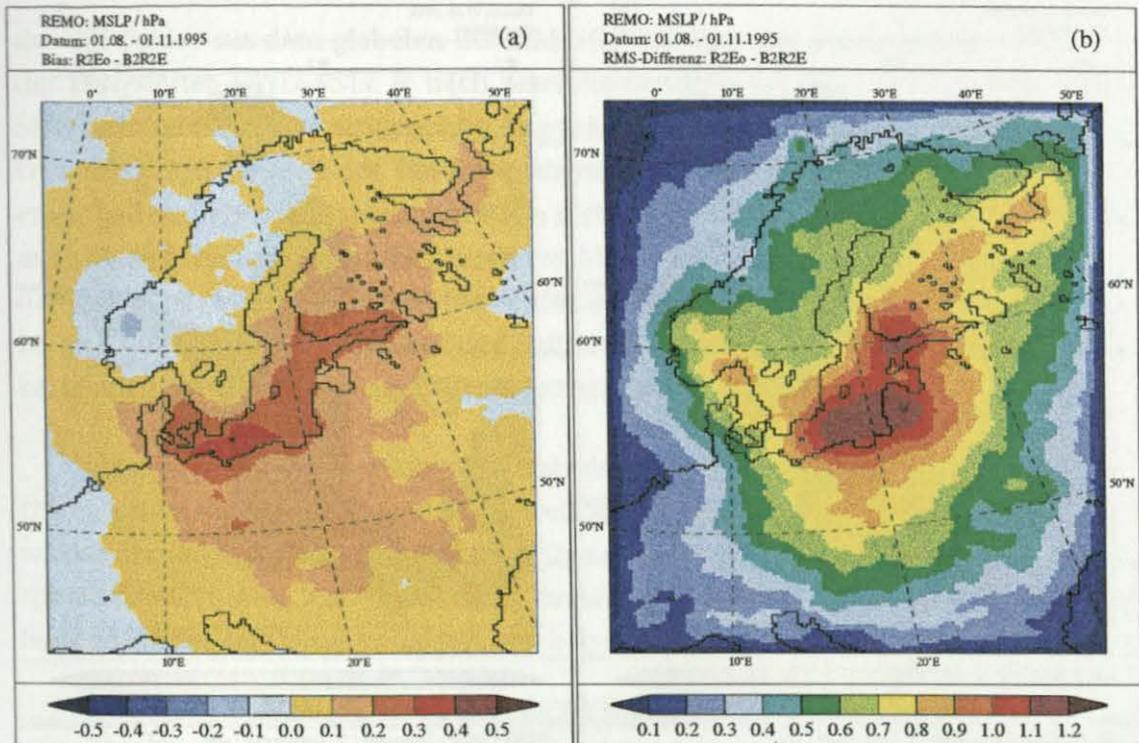


Abbildung 7.6: Raumabhängige, zeitliche Differenzen des Bodendrucks in hPa zwischen den Experimenten R2Eo und B2R2E, berechnet vom 01.08. - 01.11.1995. a: Bias, b: RMS-Differenzen.

hier eine größere Übereinstimmung zwischen der Lage des Bias und der Ostsee. Das heißt, die extremeren SST-Differenzen haben einen direkteren Einfluss auf die Druckverhältnisse. Ähnlich wie in den früheren Experimenten ist hier jedoch auch die starke Abnahme der RMS-Differenzen zu den lateralen Modellrändern zu beobachten. Die räumliche Struktur der Differenzen der übrigen Variablen wie Temperaturen, Strahlungsfluss, Bedeckungsgrad oder Niederschlag (hier nicht gezeigt) weist die gleiche Zunahme des zufälligen Charakters auf.

Um einen Eindruck von den instantanen lokalen Differenzen zwischen den verschiedenen SST-Feldern bzw. resultierenden Druck- und Temperaturfeldern zu erhalten, sind in Abbildung (7.7) die SSTs bzw. Ergebnisse der Experimente B2R2E und R2Eo gegenübergestellt. Einerseits zeigt sich deutlich, in welchem Maß die ECHAM4/OPYC3-SSTs, im Gegensatz zu den modellierten SSTs, allgemein niedrigerer Werte und eine geringere räumliche Strukturierung aufweisen. Andererseits ist die räumliche Struktur

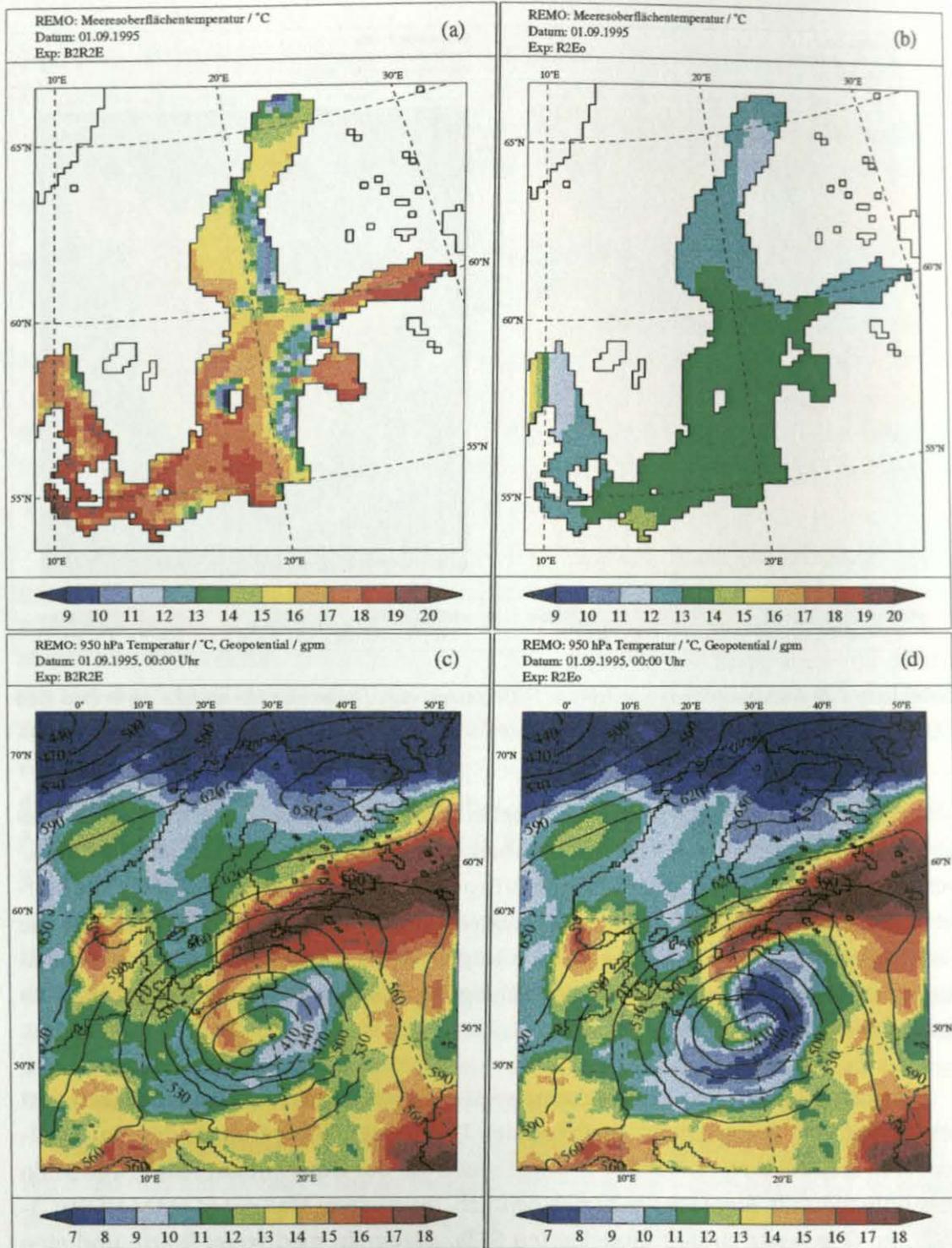


Abbildung 7.7: Meeresoberflächentemperatur in °C (oben) sowie 950 hPa-Temperaturen in °C und Höhe des 950 hPa-Geopotentials in gpm (unten) am 1.9.1995; a: modellierte SSTs (B2R2E), b: ECHAM4/OPYC3-SSTs (R2Eo), c: Ergebnisse des Experiments B2R2E, d: Ergebnisse des Experiments R2Eo.

des SST-Feldes aus dem globalen ECHAM4/OPYC3-Lauf nur wenig glatter als im Fall der analysierten DWD-SSTs. Je nach betrachteter Skala haben die unterschiedlichen SSTs mehr oder weniger ausgeprägte Auswirkungen auf den Zustand der Atmosphäre. Obwohl sich an der Lage des Tiefdruckgebietes mit seinem Zentrum über Polen kaum etwas ändert, liegen im Experiment R2Eo nicht nur ein verringerter Gradient, sondern auch deutlich reduzierte Temperaturen vor. Mit der über das Gebiet der Ostsee fließenden Strömung des Tiefdruckgebietes werden die Temperaturen im westlichen Polen um bis zu 4 K und im Bereich Litauens und Lettlands um bis zu 6 K verringert. Das heißt, lokal können durchaus spürbare Differenzen auftreten.

Vergleicht man demgegenüber die über das BALTEX-Gebiet berechneten Differenzen zwischen den Analysen und den jeweiligen Experimenten B2R2E bzw. R2Eo, wird wieder der untergeordnete Einfluss der Ostsee auf den mittleren Zustand der Atmosphäre deutlich (Abb. 7.8). Unabhängig davon, ob ECHAM4/OPYC3-SSTs oder modellierte SSTs über der Ostsee vorliegen, ergeben sich kaum systematische Änderungen im

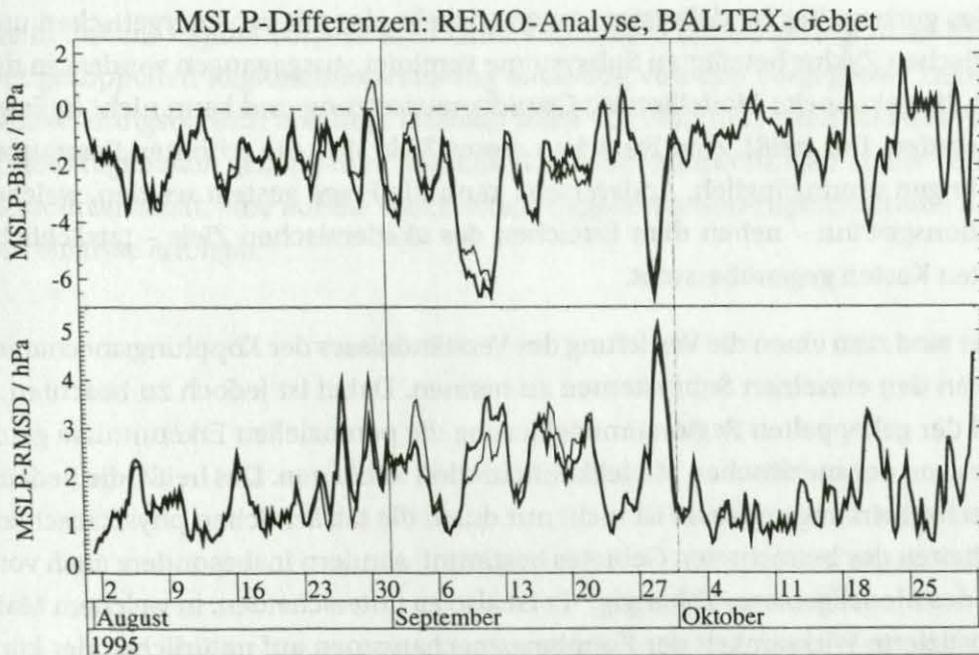


Abbildung 7.8: Zeitserie des Bias (oben) und der RMS-Differenzen (unten) des Bodendrucks in hPa zwischen dem Experiment B2R2E und den Analysen (dicke Linien) bzw. dem Experiment R2Eo und den Analysen (dünne Linien), berechnet über das BALTEX-Gebiet.

negativen Bias des Bodendrucks. Auch in den *unbiased* RMS-Differenzen treten, entsprechend der vorherigen Untersuchungen, nur Ende August bis Mitte September Unterschiede auf. Diese Unterschiede sind aber erstens sehr gering und bewirken zweitens sowohl erhöhte als auch verminderte Abweichungen von den Analysen. Die Vorgabe von SSTs aus globalen, gekoppelten AOGCMs scheint demnach bei Betrachtungen des allgemeinen atmosphärischen Respons nicht unbedingt negative Folgen zu haben. Deshalb ist es nicht bei allen Studien zum *downscaling* globaler Klimaänderungsszenarien notwendig, die gekoppelte Regionalmodellierung anzuwenden.

7.3 Konsistente Modellierung

Beim dritten Anwendungsbereich, der konsistenten Modellierung des Energie- und Wasserkreislaufs, kann die Kosten-Nutzen-Frage auf unterschiedliche Art und Weise beantwortet werden. Einerseits kann vom grundsätzlichen akademischen Ziel, ein regionales gekoppeltes Modellsystem zu entwickeln, das alle am energetischen und hydrologischen Zyklus beteiligten Subsysteme vereinigt, ausgegangen werden. In diesem Fall ist die gekoppelte Modellierung Grundvoraussetzung und kann nicht in Frage gestellt werden. Das heißt, zum Erreichen dieses Ziels sind die erhöhten Ressourcenanforderungen unumgänglich. Andererseits kann die Frage gestellt werden, welcher Informationsgewinn – neben dem Erreichen des akademischen Ziels – tatsächlich den erhöhten Kosten gegenübersteht.

Hier sind zum einen die Vertiefung des Verständnisses der Kopplungsmechanismen zwischen den einzelnen Subsystemen zu nennen. Dabei ist jedoch zu beachten, dass im Fall der gekoppelten Regionalmodellierung die potenziellen Erkenntnisse ganz besonders von der spezifischen Modellkonfiguration abhängen. Das heißt, die Bedeutung der Wechselwirkungsprozesse ist nicht nur durch die tatsächlichen physikalischen Gegebenheiten des betrachteten Gebietes bestimmt, sondern insbesondere auch von der Größe des Modellgebietes abhängig.² Es ist also zu unterscheiden, in welchem Maß die diagnostizierte Wirksamkeit der Kopplungsmechanismen auf natürliche oder künstliche Ursachen zurückzuführen ist. Dabei ist das Verhältnis von advektiv und lokal geprägten Atmosphärenzuständen als natürlicher Einflussfaktor anzusehen, während das

²Je kleiner das Modellgebiet ist, desto weniger können sich mögliche Kopplungseffekte frei entwickeln, da sie an den lateralen Rändern auf Null gezwungen werden.

Verhältnis der wechselwirkenden Fläche zur Gesamtgröße des Modellgebietes ein Modellartefakt ist. Das BALTEX-Gebiet mit seinem relativ kleinen Anteil an ozeanischen Gebieten und den häufig advektiv gesteuerten Wetterlagen scheint demnach in beiderlei Hinsicht ein ungeeignetes Untersuchungsgebiet für ausgeprägte Kopplungsmechanismen zwischen Atmosphäre und Ozean zu sein. Ob in anderen Gebieten, wie z.B. den Konvektionsgebieten im Nordatlantik, mit der gekoppelten Regionalmodellierung ein Erkenntnisgewinn zu erzielen ist, bleibt zu untersuchen.

Ein weiterer Vorteil in der Anwendung des gekoppelten Systems besteht in der möglichen Validierung der parametrisierten Austauschprozesse zwischen den einzelnen Komponenten des gekoppelten Modells. Im Fall nicht korrekt wiedergegebener Flüsse müsste eine Drift in der entsprechenden Modellkomponente auftreten, während eine nicht vorhandene Drift mit entsprechend nicht notwendiger Flusskorrektur auf realistisch modellierte Flüsse hinweist. Dabei ist jedoch die Einschränkung zu machen, dass die lateralen Randbedingungen möglicherweise eine "versteckte" Flusskorrektur bewirken können.

Die in diesem Kapitel vorgestellten Untersuchungen haben gezeigt, dass der Nutzen der gekoppelten Regionalmodellierung eindeutig von den vorgegeben Zielen und dem Anwendungsbereich abhängt. Deshalb sollte vor dem Aufsetzen und der Anwendung eines regionalen gekoppelten Modells, das hohe Anforderungen an die verfügbaren Ressourcen stellt, eine auf die spezifischen Gegebenheiten zugeschnittene Kosten-Nutzen-Analyse erfolgen.



8. Schlussbemerkungen

Ausgangspunkt dieser Arbeit war die Entwicklung eines drei-dimensionalen hochauflösenden gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells für das BALTEX-Gebiet. Für diese Aufgabenstellung standen das atmosphärische Regionalmodell REMO und das Kieler Ostseemodell BSMO zur Verfügung. Erste Sensitivitätsstudien mit den ungekoppelten Modellen bestätigten deren Eignung als Komponenten eines gekoppelten Systems. Die für die Anwendung des gekoppelten Modells geplanten Aufgabenstellungen sowie die hier vorliegenden speziellen Bedingungen und Modellkonfigurationen legten eine interne Kopplungsstrategie nahe. Deshalb wurde das Ostseemodell als optionale Subroutine in REMO implementiert. Alle für die Kopplung notwendigen Operationen erfolgen dabei innerhalb des neu entwickelten Kopplungsmoduls, das die beiden Komponenten REMO und BSMO verbindet.

Die mit dem gekoppelten Modellsystem durchgeführten Experimente dienten im Wesentlichen der Beantwortung zweier Fragestellungen. Einerseits wurde die Leistungsfähigkeit des gekoppelten Modells getestet, beobachtete bzw. analysierte SSTs durch modellierte SSTs zu ersetzen. Die Validierung des gekoppelten Systems ergab, dass die gekoppelt modellierten SSTs und die im ungekoppelten Modell verwendeten analysierten SSTs eine vergleichbare Güte aufweisen. Dieses Ergebnis konnte ohne Flusskorrektur erreicht werden, so dass damit die wesentliche Voraussetzung für die Anwendung des gekoppelten Modells zur konsistenten Berechnung des Energie- und Wasserkreislaufs im BALTEX-Gebiet erfüllt ist.

Daran anschließend wurden Untersuchungen zum zweiten Themenkomplex, den im Regionalmodell auftretenden Kopplungsmechanismen zwischen Atmosphäre und Ozean, durchgeführt. Der Vergleich ungekoppelter und gekoppelter Experimente machte die Größenordnungen sowie die zeitlichen und räumlichen Skalen der auftretenden Kopplungseffekte deutlich. Dabei können in bestimmten Situationen auf lo-

kaler Skala ausgeprägte Differenzen auftreten, während in den räumlich oder zeitlich gemittelten Feldern nur untergeordnete Effekte bemerkbar sind. Neben dem direkten thermischen Respons der Atmosphäre auf unterschiedliche untere Randbedingungen über der Ostsee ergeben sich nur geringe Änderungen im allgemeinen dynamischen Zustand der Atmosphäre. Diese ersten Ergebnisse warfen weitergehende Fragen zu den Ursachen und der Bewertung der Kopplungseffekte auf.

Die Tatsache, dass die größten Differenzen in den dynamischen Variablen der gekoppelten und ungekoppelten Experimente mehr oder weniger unabhängig von den auslösenden SST-Differenzen auftreten, motivierte die Frage, ob es Situationen gibt, in denen Kopplungseffekte bevorzugt auftreten. Eine *Composite-Analyse* zeigte, dass das zeitlich begrenzte Auftreten dieser indirekten Kopplungseffekte eindeutig mit bestimmten Strömungsmustern zusammenhängt. Während der Phasen mit geringen Kopplungseffekten liegen vorwiegend zonale Strömungen mit starken westlichen Winden vor, die einen relativ schnellen Abbau möglicher Differenzen über den Einstrom neuer unbeeinflusster Luftmassen bewirken. Im Gegensatz dazu herrschen während der Phasen mit hohen Kopplungseffekten eher stationäre Bedingungen, die mit geringeren Druckgradienten und einer meridionalen Strömung im BALTEX-Gebiet verbunden sind. In diesen Situationen hat das Modell mehr Freiheitsgrade eigene Strukturen zu entwickeln als in den advektiven Situationen, in denen die Ergebnisse stark von den lateralen Rändern beeinflusst werden.

Die Kopplungseffekte sind aber nicht nur von der atmosphärischen Situation abhängig, auch die Formulierung der physikalischen Parametrisierungen hat einen Einfluss. Die mit unterschiedlichen Parametrisierungen durchgeführten Integrationen zeigen, dass in den Experimenten mit EC4-Physik deutlich größere Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Integrationen auftreten als in den Experimenten mit DWD-Physik. Dieser unterschiedliche Respons auf die Kopplung ist sowohl auf die verschiedenen Bodenmodelle als auch auf Unterschiede in den atmosphärischen Parametrisierungen zurückzuführen. Eine geringfügige Änderung in der Formulierung der skaligen, partiellen Bedeckung ergab eine Anpassung der Häufigkeitsverteilung der Bedeckungsgrade zwischen EC4-Physik und DWD-Physik. Daraus resultierend verringerte sich in der EC4-Physik die Größe und Anzahl der Differenzen zwischen ungekoppelten und gekoppelten Experimenten. Es zeigte sich also ein deutlicher Zusammenhang zwischen den auftretenden Kopplungseffekten und den verwendeten physikalischen Parametrisierungen.

Zur Untersuchung der Stabilität der Kopplungseffekte wurde ein Experiment mit verrauschten SSTs sowie verschiedene Ensemble-Integrationen durchgeführt. Dabei zeigen die direkten thermischen Kopplungseffekte ein stabiles Signal, während die indirekten Auswirkungen auf die Dynamik häufig von einer großen internen Modellvariabilität begleitet sind. Mit einem globalen Test wurde zwar bestätigt, dass die ungekoppelten und gekoppelten Ensemble im Mittel eine statistisch signifikante Unabhängigkeit aufweisen. Die Analyse des zeitabhängigen Signal-zu-Rausch-Verhältnisses mittels eines lokalen t-Tests machte jedoch deutlich, dass insbesondere zu den Zeiten großer Einzeldifferenzen sehr geringe t-Werte vorliegen, also im statistischen Sinne die Differenzen nicht signifikant sind. Das heißt, zu diesen Zeitpunkten ist nicht zu unterscheiden, ob die Differenzen auf die Kopplung oder das Modellrauschen zurückzuführen sind. Umgekehrt treten die statistisch signifikanten, also eindeutig auf die Kopplung zurückzuführenden Differenzen in der Dynamik, meistens in einer physikalisch irrelevanten Größenordnung auf. Dieser Effekt steht in Übereinstimmung mit den von Weisse et al. (1999) beschriebenen Ergebnissen zur Sensitivität eines Regionalmodells bezüglich einer seegangsabhängigen Formulierung der Rauigkeit.

Auf Grund der relativ geringen Kopplungseffekte wurden keine wesentlichen Verbesserungen oder Verschlechterungen der Modellergebnisse erwartet. Die durchgeführte Validierung ergab, dass die Differenzen zwischen gekoppelten und ungekoppelten Experimenten deutlich unter den jeweiligen Differenzen zu den Analysen liegen. Dabei scheinen die in geringem Umfang auftretenden Differenzen jedoch die Tendenz zu einer leichten Verringerung der Unterschiede gegenüber den Analysen aufzuweisen. Der sich dadurch ergebende Nutzen der Kopplung steht jedoch in keinem Verhältnis zu den hohen, durch die Kopplung verursachten Kosten, in Form des erhöhten Rechenzeitbedarfs.

Zur Trennung sinnvoller und weniger sinnvoller Anwendungsbereiche der gekoppelten Regionalmodellierung wurde abschließend eine Kosten-Nutzen-Analyse durchgeführt. Dabei wurde abgeschätzt, wie groß der potenzielle Informationsgewinn in drei möglichen Anwendungsbereichen sein kann. Die erste Fragestellung, ob mit einem gekoppelten Modell realistischerer Ergebnisse für die Atmosphäre erzielt werden können, hängt von der Güte der im ungekoppelten Kontrollexperiment vorgegebenen SSTs ab. In den *hindcast*-Experimenten, in denen die ungekoppelten SSTs schon sehr gut mit der Realität übereinstimmen, sind keine signifikant realistischeren Modellergebnisse zu beobachten. Andererseits können sich bei extrem unterschiedlichen Wärmeflüssen,

die möglicherweise im Winter bei falscher Vorgabe der Meereisausdehnung auftreten, durchaus große Veränderungen auf der lokalen Skala ergeben. Wird also Wert auf die korrekte Darstellung einzelner lokaler Ereignisse gelegt, kann die exakte Kenntnis der Randbedingungen über der Ostsee nötig sein.

Im zweiten möglichen Anwendungsbereich, der Bestimmung des regionalen Respons auf Klimaänderungsszenarien, muss zwischen ozeanischen und atmosphärischen Aspekten unterschieden werden. Die Ostsee scheint durchaus sensitiv auf einen im Mittel stark geänderten atmosphärischen Antrieb zu reagieren. So ergeben sich beim Vergleich von zwei dreimonatigen gekoppelten Integrationen mit unterschiedlichen atmosphärischen Physikpaketen, die einen erheblichen Bias in den Strahlungsflüssen aufweisen, nicht nur Änderungen der Oberflächentemperaturen, sondern auch in größeren Tiefen der Ostsee treten spürbare Temperaturdifferenzen auf. Insbesondere die Betrachtung des integralen Effekts systematisch geänderter atmosphärischer Bedingungen kann demnach durchaus sinnvoll sein. Im Fall des hauptsächlich auf den atmosphärischen Respons ausgerichteten Interesses ist demgegenüber nur ein untergeordneter Einfluss der Ostsee auf den mittleren Zustand der Atmosphäre erkennbar. Ein Sensitivitätsexperiment mit SSTs aus dem Kontroll-Lauf des globalen gekoppelten Modells ECHAM4/OPYC3 zeigte zwar lokal auftretende Differenzen, die auf den direkten Temperatureinfluss zurückgehen, die allgemeine dynamische Struktur ist aber nicht beeinflusst. Die Vorgabe von SSTs aus globalen, gekoppelten AOGCMs scheint demnach bei Betrachtungen des allgemeinen atmosphärischen Respons nicht unbedingt negative Folgen zu haben.

Beim dritten Anwendungsbereich wird vom grundsätzlichen Ziel, ein regionales gekoppeltes Modellsystem zu entwickeln, das alle am energetischen und hydrologischen Zyklus beteiligten Subsysteme vereinigt, ausgegangen. Dabei ist die gekoppelte Modellierung Grundvoraussetzung und kann prinzipiell nicht in Frage gestellt werden. Dennoch kann die Frage nach dem potenziellen Informationsgewinn, der neben dem Erreichen des akademischen Ziels tatsächlich den erhöhten Kosten gegenübersteht, gestellt werden. Dabei zeigt sich, dass die potenziellen Erkenntnisse prinzipiell immer von der spezifischen Modellkonfiguration abhängen. Das BALTEX-Gebiet mit seinem relativ kleinen Anteil an ozeanischen Gebieten und den häufig advektiv gesteuerten Wetterlagen scheint dabei eher ein ungeeignetes Untersuchungsgebiet für ausgeprägte Kopplungsmechanismen zwischen Atmosphäre und Ozean zu sein. Dennoch ist es für die Anwendung innerhalb des BALTEX-Projektes notwendig, das hier vorgestellte Mo-

dellssystem, neben dem Einbau des Meereismodells in das Kopplungsmodul, auch um ein Hydrologiemodell zu erweitern. Erst damit wird es möglich sein, eines der wesentlichen Ziele von BALTEX zu erreichen, d.h. mit Hilfe der langzeitlichen konsistenten Modellierung des gesamten Energie- und Wasserkreislaufs ein vertieftes Verständnis der physikalischen und dynamischen Prozesse zu erlangen. Dabei ist insbesondere die Verlängerung der Simulationsperiode wünschenswert, da dies erst die Untersuchung von Variabilitäten oder eventuell vorhandenen Systematiken in den lokal auftretenden Wechselwirkungsprozessen zwischen Atmosphäre und Ozean ermöglichen würde.

Die in dieser Arbeit vorliegende Modellkonfiguration machte die durch laterale Randbedingungen verursachte Problematik der advektiven Einflüsse auf solche Untersuchungen besonders deutlich. Deshalb sollten bei zukünftigen Projekten dieser Art auch andere Modellkonzepte, wie z.B. das so genannte *stretched grid* in Erwägung gezogen werden (Fox-Rabinovitz, 1997). Dieses Konzept vereint den Vorteil der globalen Modellierung, unabhängig von antreibenden Feldern an lateralen Rändern zu sein, mit der benötigten erhöhten Auflösung über dem Gebiet von Interesse. Ebenso könnte in Betracht gezogen werden, mittels des *two-way nesting* Ansatzes die Informationen des gekoppelten Regionalmodells an das antreibende Rahmenmodell zurückzugeben. Eine andere vielversprechende Erweiterung des Modellsystems wäre die Einbettung eines noch höher auflösenden Mesoskalenmodells wie z.B. des nicht-hydrostatischen Geostrophischer Simulationsmodells der Atmosphäre (GESIMA). Damit könnte die für kleinskaligere Prozess-Studien benötigte Auflösungserhöhung an ausgewählten Gebieten realisiert werden.

Die Untersuchungen dieser Arbeit haben gezeigt, dass – im Gegensatz zur globalen gekoppelten Modellierung – die Vorteile regionaler gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Modelle nicht in allen Anwendungsbereichen offensichtlich sind. Dabei ist zu beachten, dass zur Bewertung des Erfolges oder Nutzens von regionalen gekoppelten Modellen nicht nur – wie z.B. in Hodur (1997) – einzelne Realisierungen von ungekoppelten und gekoppelten Experimenten verglichen werden sollten, sondern mit Hilfe von Ensemble-Simulationen die interne Modellvariabilität zu berücksichtigen ist. Bei allen Überlegungen zu Entwicklungen, Erweiterungen oder auch der Anwendung eines regionalen gekoppelten Modells ist in jedem Fall eine detaillierte Kosten-Nutzen-Analyse zu empfehlen, um unnötigen Ressourcenverbrauch zu vermeiden.

A. Anhang

A.1 Symbole

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
A	Albedo für Wasser (REMO)	0.07	-
A	Albedo der Ostsee (BSMO)	0.1	-
A_H	horizontaler Diffusionskoeffizient	-	$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
A_V	vertikaler molekularer Austauschkoeffizient	-	$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
AV_1	großskaliger Anteil der Analysen	-	-
$a_{j,k}$	Fourier-Koeffizient	-	-
a_1	Konstante	0.261	-
a_2	Konstante	$-7.77 \cdot 10^{-4}$	-
a_3	Konstante	0.27	-
B_r	raumabhängiger, zeitlicher Bias	-	-
B_t	zeitabhängiger, räumlicher Bias	-	-
b	Konstante	5	-
b_a	Konstante	0.6	-
b_1	Konstante	0.68	-
b_2	Konstante	0.0036	-
b_3	Konstante	0.18	-
C_H	Transferkoeffizient für Wärme	-	-
$C_{H,n}$	Transferkof. für Wärme bei Neutralität	-	-
C_K	konvektiver Bedeckungsgrad	-	-

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
C_M	Transferkoeffizient für Impuls	-	-
$C_{M,n}$	Transferkoeff. für Impuls bei Neutralität	-	-
C_R	empirisches Stabilitätsmaß	-	-
C_S	skaliger Bedeckungsgrad	-	-
C_{sp}	skaliger, partieller Bedeckungsgrad	-	-
c	Konstante	5	-
c_a	Konstante	9.5 / 10	-
c_b	Bodenreibungskoeffizient	$0.75 \cdot 10^{-3}$	-
c_h	oberer Schwellwert bei Composite-Analyse	-	-
c_l	unterer Schwellwert bei Composite-Analyse	-	-
c_p	spezifische Wärme trockener Luft	1005	$J kg^{-1} K^{-1}$
D	instantane, lokale Differenzen	-	-
d	Konstante	5	-
E	Verdunstung	-	$mm Zeit^{-1}$
e	Dampfdruck	-	Pa
F_l	latenter Wärmefluss	-	$W m^{-2}$
F_s	sensibler Wärmefluss	-	$W m^{-2}$
f_H	Stabilitätsfunktion für Wärmeaustausch	-	-
f_M	Stabilitätsfunktion für Impulsaustausch	-	-
G_l	langwellige Gegenstrahlung	-	$W m^{-2}$
g	Schwerebeschleunigung	-	$m s^{-2}$
H_{adv}	Wärmegewinn/-verlust durch adv. Transp.	-	$W m^{-2}$
H_{cb}	Wärmegewinn durch chem.-biol. Prozesse	-	$W m^{-2}$
H_{fri}	Wärmegewinn durch Reibungsprozesse	-	$W m^{-2}$
H_{lit}	Wärmegewinn durch Wärmezufuhr aus dem Erdinnern	-	$W m^{-2}$
H_{rad}	Wärmegewinn durch radioaktive Prozesse	-	$W m^{-2}$
H_{res}	resultierender Wärmegewinn oder -verlust	-	$W m^{-2}$

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
h	spezifische Gesamtwärme	-	J kg^{-1}
j	zonale Wellenzahl	-	-
J_l	maximale großskalige zonale Wellenzahl	3	-
k	meridionale Wellenzahl	-	-
K_l	maximale großskalige meridionale Wellenzahl	5	-
K_V	vertikaler turbulenter Austauschkoefizient	-	$\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$
KE	vertikale Schichtanzahl in REMO	20	-
L_v	Verdampfungswärme	$2.501 \cdot 10^6$	J kg^{-1}
L_λ	zonale Gebietsausdehnung	-	-
L_ϕ	meridionale Gebietsausdehnung	-	-
N	Brunt-Väisällä-Frequenz	-	s^{-1}
N_c	Bedeckungsgrad	-	-
n	Konstante	4	-
P	Niederschlag	-	mm Zeit^{-1}
p	Druck	-	Pa
p_s	Bodendruck	-	Pa
p_T	Übergangsniveau zum p-System	220	hPa
P_l	großskaliges Ähnlichkeitsmaß	-	-
P_s	kleinskaliges Ähnlichkeitsmaß	-	-
q_D	spezifischer Wasserdampfgehalt	-	-
q_{DW}	spezifischer Gesamtwassergehalt	-	-
q_W	spezifischer Wolkenwassergehalt	-	-
q_s	spezif. Sättigungsfeuchte im Meeresniveau	-	-
q_{10}	spezifische Feuchte in 10 m Höhe	-	-
R_l	thermischer Netto-Strahlungsfluss	-	W m^{-2}
R_r	raumabhängige, zeitliche RMS-Differenzen	-	-
R_s	solarer Netto-Strahlungsfluss	-	W m^{-2}
R_t	zeitabhängige, räumliche RMS-Differenzen	-	-

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
R_{s0}	solare Einstrahlung (unbewölkt)	-	W m^{-2}
R_{sb}	solare Einstrahlung (bewölkt)	-	W m^{-2}
RH	relative Feuchte	-	-
RH_{kr}	kritische relative Feuchte	-	-
Ri	Richardsonzahl	-	-
Ri_B	Bulk-Richardsonzahl	-	-
Ri_{kr}	kritische Richardsonzahl	-	-
RV_l	großskaliger Anteil einer REMO-Variable	-	-
RV_s	kleinskaliger Anteil einer REMO-Variable	-	-
r	Erdradius	6371229	m
S	Salzgehalt	-	PSU
S_0	Solarkonstante	1368	W m^{-2}
SST	Meeresoberflächentemperatur	-	K
T	Temperatur	-	K
T_v	virtuelle Temperatur	-	K
T_{10}	Lufttemperatur in 10 m Höhe	-	K
Δt	Zeitschritt in REMO	120	s
Δt_e	barotroper Zeitschritt in BSMO	7.5	s
Δt_i	barokliner Zeitschritt in BSMO	300	s
u	zonale Windkomponente (REMO)	-	m s^{-1}
u	zonale Strömungskomponente (BSMO)	-	m s^{-1}
u_c	zonale Strömungskomp. (externer Mode)	-	m s^{-1}
u_i	zonale Strömungskomp. (interner Mode)	-	m s^{-1}
u_{R_r}	raumabhängige, zeitliche, <i>unbiased</i> RMS-Diff.	-	-
u_{R_t}	zeitabhängige, räumliche, <i>unbiased</i> RMS-Diff.	-	-
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	-	m s^{-1}
u_{c1}	Konstante	0.8	-
u_{c2}	Konstante	1.73	-

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
u_{surf}	Konstante	0.99	-
u_{top}	Konstante	0.6	-
u_{10}	zonale Windkomponente in 10 m Höhe	-	$m s^{-1}$
v	meridionale Windkomponente (REMO)	-	$m s^{-1}$
v	meridionale Strömungskomponente (BSMO)	-	$m s^{-1}$
v_e	merid. Strömungskomp. (externer Mode)	-	$m s^{-1}$
v_i	merid. Strömungskomp. (interner Mode)	-	$m s^{-1}$
v_{10}	meridionale Windkomponente in 10 m Höhe	-	$m s^{-1}$
\vec{v}_h	horizontaler Windgeschwindigkeitsvektor	-	-
W_{in}	Wassergewinn durch Einstrom aus der Nordsee	-	$mm \text{ Jahr}^{-1}$
W_{out}	Wasserverlust durch Ausstrom in die Nordsee	-	$mm \text{ Jahr}^{-1}$
W_{res}	resultierender Wassergewinn oder -verlust	-	$mm \text{ Jahr}^{-1}$
W_{riv}	Wassergewinn durch Flusswassereintrag	-	$mm \text{ Jahr}^{-1}$
z_{OH}	Rauigkeitslänge für den Wärmeaustausch	-	m
z_{OM}	dynamische Rauigkeitslänge	-	m
z_L	Höhe der Prandtl-Schicht	-	m
α	Charnok-Konstante	0.0123	-
α_r	Auslenkwinkel	10	$^\circ$
β	Konstante	0.0016	$ms^{-1} K^{-1}$
γ	Konstante	1.25	-
ϵ_w	Emissivität von Wasser (REMO)	0.996	-
ϵ_w	Emissivität von Wasser (BSMO)	0.97	-
ζ	relative Vorticity	-	s^{-1}
η	Vertikalkoordinate (REMO)	-	-
η	Oberflächenauslenkung (BSMO)	-	m
$\dot{\eta}$	Vertikalbewegung im η -System	-	$Pa s^{-1}$
Θ_v	potenzielle Virtuelltemperatur	-	K
κ	von Karman Konstante	0.4	-

Symbol	Beschreibung	Wert	Einheit
λ	Längengradkoordinate	-	°
μ	Mittelwert	-	-
ϕ	Breitengradkoordinate	-	°
Φ	Geopotential	-	$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$
ρ_0	Referenzdichte des Wassers	-	kg m^{-3}
ρ_a	Dichte der Luft	-	kg m^{-3}
ρ_w	Dichte des Wassers	-	kg m^{-3}
σ	Standardabweichung	-	-
σ_s	Stefan-Boltzmann Konstante	$5.67 \cdot 10^{-8}$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
τ_x	zonaler turbulenter Impulsfluss	-	N m^{-2}
τ_y	meridionaler turbulenter Impulsfluss	-	N m^{-2}
$\bar{\tau}_B$	Bodenreibung	-	N m^{-2}

A.2 Abkürzungen

Abkürzung	Bedeutung
AOGCM	Atmosphere-Ocean General Circulation Model
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BALTEX	Baltic Sea Experiment
BOBA-PROBE	Bohai and Baltic Sea Ice Forecasting System – Program for Boundary Layers in the Environment
BSH	Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
BSMO	Baltic Sea Model
CAPE	Convective Available Potential Energy
CGCM	Coupled General Circulation Model
CLAW	Charlson-Lovelock-Andreae-Warren
CLT	Total Cloud Cover (Bedeckungsgrad)
COAMPS	Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System
CPU	Central Processor Unit
CSE	Continental Scale Experiment
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DM	Deutschlandmodell
DMS	Dimethylsulfid
DWD	Deutscher Wetterdienst
ECHAM-4	ECMWF model Hamburg version 4
ECMWF	European Center for Medium Range Weather Forecast
EC4	ECHAM-4
EM	Europamodell
GESIMA	Geesthachter Simulationsmodell der Atmosphäre
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GKSS	Forschungszentrum Geesthacht
GM	Globalmodell
GME/LM	Globalmodell / Lokalmodell

Abkürzung	Bedeutung
G950	Höhe der 950 hPa Geopotentialfläche
G500	Höhe der 500 hPa Geopotentialfläche
HadCM2	Hadley Centre Coupled Model v2
HELCOM	Helsinki Commission (Baltic Marine Environment Protection Commission)
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
IBSFC	International Baltic Sea Fishery Commission
IRIS	Integrated Regional Impact Study
LAM	Limited Area Model
LHF	Latent Heat Flux (latenter Wärmefluss)
LRF	Longwave Radiation Flux (langwelliger Strahlungsfluss)
LST	Land Surface Temperature (Landoberflächentemperatur)
MOM	Modular Ocean Model
MPIfM	Max-Planck-Institut für Meteorologie
MSLP	Mean Sea Level Pressure (auf Meeressniveau reduzierter Luftdruck)
NAO	Nordatlantische Oszillation
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRL	Naval Research Laboratory
OPYC3	Ocean General Circulation Model (isopycnal coordinates), version 3
PIDCAP	Pilot Study for Intensive Data Collection and Analysis of Precipitation
POM	Princeton Ocean Model
PSU	Practical Salinity Unit
Q950	spezifische Feuchte im 950 hPa Niveau
Q500	spezifische Feuchte im 500 hPa Niveau
RCA	Rosby Centre regional Atmospheric climate model
REMO	Regionalmodell
RES	Netto Strahlungs- und Wärmefluss
RMSD	Root-Mean-Square Difference (RMS-Differenz)

Abkürzung	Bedeutung
SHF	Sensible Heat Flux (sensibler Wärmefluss)
SRF	Solar Radiation Flux (solarer Strahlungsfluss)
SST	Sea Surface Temperature (Meeresoberflächentemperatur)
ST	Surface Temperature (Oberflächentemperatur, Land und Wasser)
T950	950 hPa-Temperatur
T500	500 hPa-Temperatur
TL20	Schichtmitteltemperatur der untersten Schicht (KE = 20)
TPR	Total Precipitation (Gesamtniederschlag)
TPW	Total Precipitable Water (gesamtes ausfällbares Wasser)
WAM	Wave Model
WCRP	World Climate Research Programme
WST	Windstress

Literaturverzeichnis

- Andersson, Tage und Nils Gustafsson; 1994: Coast of departure and coast of arrival: Two important concepts for the formation and structure of convective snowbands over sea and lake. *Monthly Weather Review*, **122**, 1036–1049.
- Andreae, Meinrat O.; 1990: Ocean-atmosphere interactions in the global biogeochemical sulfur cycle. *Marine Chemistry*, **30**, 1–29.
- Asselin, R.; 1972: Frequency filter for time integrations. *Monthly Weather Review*, **100**, 487–490.
- BALTEX; 1995: Baltic Sea Experiment BALTEX, Initial Implementation Plan. International BALTEX Secretariat, Pub. No. 2.
- Bergström, Sten und Bengt Carlsson; 1994: River runoff to the Baltic Sea: 1950-1990. *Ambio*, **23 (nos.4-5)**, 280–287.
- Bernstein, Robert L. und Dudley B. Chelton; 1985: Large-Scale Sea Surface Temperature Variability From Satellite and Shipboard Measurements. *Journal of Geophysical Research*, **90(C6)**, 11619–11630.
- Brun, Eric; Eric Martin und Valery Spiridonov; 1997: Coupling a multi-layered snow model with a GCM. *Annals of Glaciology*, **25**, 66–72.
- Bryan, Kirk; 1969: A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *Journal of Physical Oceanography*, **15**, 1312–1324.
- Charlson, Robert J.; James E. Lovelock; Meinrat O. Andreae und Stephen G. Warren; 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo, and climate. *Nature*, **326**, 655–661.

- Clemens, Marco; 1998: Sensitivitätsstudien der im REMO implementierten Parametrisierungen des EM/DM und des ECHAM4. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde Kiel.
- Cohen, Stewart J.; 1995: Integrated regional assessment of global climatic change: Lessons from the Mackenzie Basin Impact Study (MBIS). *Global and Planetary Change*, **11**, 179–185.
- Courant, R.; K. Friedrichs und H. Lewy; 1928: Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Math. Annalen*, **100**, 32–74.
- Cox, Michael D.; 1984: A primitive equation 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 1, GFDL/Princeton University.
- Davies, Huw C.; 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **102**, 405–418.
- DKRZ; 1992: ECHAM3 - Atmospheric General Circulation Model. Deutsches Klimarechenzentrum, Technical Report No. 6.
- Doyle, James D.; 1995: Coupled ocean wave/atmosphere mesoscale model simulations of cyclogenesis. *Tellus*, **47A**, 766–778.
- DWD; 1999: Quarterly Report of the Operational NWP-Models of the Deutscher Wetterdienst. <http://www.dwd.de/research/publications/QuarterlyReport>.
- Foley, Jonathan A.; Samuel Levis; I. Colin Prentice; David Pollard und Starley L. Thompson; 1998: Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, **4(5)**, 561–579.
- Fox-Rabinovitz, Michael S.; 1997: A finite-difference GCM dynamical core with a variable-resolution stretched grid. *Monthly Weather Review*, **125**, 2943–2968.
- Giorgi, Filippo; 1995: Perspectives for regional earth system modeling. *Global and Planetary Change*, **10**, 23–42.
- Gustafsson, Nils; Leif Nyberg und Anders Omstedt; 1998: Coupling of a High-Resolution Atmospheric Model and an Ocean Model for the Baltic Sea. *Monthly Weather Review*, **126**, 2882–2846.

- Hagedorn, Renate; Andreas Lehmann und Daniela Jacob; 2000: A coupled high resolution atmosphere-ocean model for the BALTEX region. *Meteor. Z.*, **9(1)**, 7–20.
- Haltiner, George J. und Roger T. Williams; 1980: *Numerical Prediction and Dynamic Meteorology*. John Wiley a. Sons, New York, 2nd ed.
- Hasselmann, Klaus; Susanne Hasselmann; Ralf Giering; Victor Ocana und Hans von Storch; 1997: Sensitivity study of optimal CO₂ emission paths using a simplified structural integrated assessment model (SIAM). *Climatic Change*, **37**, 345–386.
- Heinze, Christoph; Ernst Maier-Reimer; Arne M.E. Winguth und David Archer; 1998: A global oceanic sediment model for longterm climate studies. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Rep. No. 248.
- HELCOM; 1996: Third Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea, 1988 - 1993; Executive Summary. Balt. Sea Environ. Proc. No. 64A.
- Henning, Dieter; 1988: Evaporation, water and heat balance of the Baltic Sea. Estimates of short- and long-term monthly totals. *Meteorologische Rundschau*, **41**, 33–53.
- Hinrichsen, Hans-Harald; Andreas Lehmann; Mike St. John und Bernd Brügge; 1997: Modeling the cod larvae drift in the Bornholm Basin in summer 1994. *Continental Shelf Research*, **17**, 1765–1784.
- Hodur, Richard M.; 1997: The Naval Research Laboratory's Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS). *Monthly Weather Review*, **125**, 1414–1430.
- Isemer, Hans-Jörg und Lutz Hasse; 1987: *The Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 2, Air sea interaction*. Springer Verlag Berlin.
- Jacob, Daniela und Ralf Podzun; 1997: Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 119–129.
- Karstens, Ute; Ralph Nolte-Holube und Burkhardt Rockel; 1996: Calculation of the water budget over the Baltic Sea catchment area using the regional forecast model REMO for June 1993. *Tellus*, **48A**, 684–692.
- Kessler, Edwin; 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr.*, **10(32)**, 84pp.

- Kielmann, Jürgen; 1981: Grundlagen und Anwendung eines numerischen Modells der geschichteten Ostsee. Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, Nr. 87a/b.
- Killworth, Peter; David Stainforth; David J. Webb und Stephen M. Paterson; 1991: The development of a free-surface Bryan-Cox-Semtner ocean model. *Journal of Physical Oceanography*, **21**, 1333–1348.
- Koslowski, Gerhard und Peter Loewe; 1994: The Western Baltic Sea Ice Season in Terms of a Mass-Related Severity Index 1879-1992. Part I: Temporal Variability and Association with the North Atlantic Oscillation. *Tellus*, **46A**, 66–74.
- Leese, John A.; 1994: Implementation Plan for the GEWEX Continental-Scale International Project (GCIP); Volume II, Research. International GEWEX Project Office, Pub. No. 8.
- Lehmann, Andreas; 1992: Ein dreidimensionales baroklines wirbelaflösendes Modell der Ostsee. Berichte aus dem Institut für Meereskunde Kiel, Nr. 231.
- Lehmann, Andreas; 1995: A three-dimensional baroclinic eddy-resolving model of the Baltic Sea. *Tellus*, **47A**, 1013–1031.
- Lehmann, Andreas; 1997: On the water, heat and salt balance of the Baltic Sea. In *Hydrological, Oceanic and Atmospheric Experience from BALTEX*, herausgegeben von M. Aalstalo und H.-J. Isemer, International BALTEX Secretariat, Pub. No. 8.
- Lehmann, Andreas und Hans-Harald Hinrichsen; 2000: On the wind driven and thermohaline circulation of the Baltic Sea. *Physics and Chemistry of the Earth*, **25**, 183–189.
- Lindau, Ralf; 2000: *Climate Atlas of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag Heidelberg.
- Louis, Jean-François; 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, **17**, 187–202.
- Lynch, Amanda H.; William L. Chapman; John E. Walsh und Gunter Weller; 1995: Development of a Regional Climate Model of the Western Arctic. *Journal of Climate*, **8**, 1555–1570.
- Majewski, Detlev; 1991: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. Seminar Proceedings ECMWF.

- Majewski, Detlev; Günther Doms; Winhart Edelman; Michael Gertz; Thomas Hahnisch; Erdmann Heise; Annemarie Link; Peter Prohl; Bodo Ritter und Ulrich Schättler; 1995: Dokumentation des EM/DM-Systems. Deutscher Wetterdienst, Abteilung Forschung.
- Manabe, Syukuro und Kirk Bryan; 1969: Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **26**, 768–789.
- Manabe, Syukuro und Ronald J. Stouffer; 1997: Climate variability of a coupled ocean-atmosphere-land surface model: implication for the detection of global warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78(6)**, 1177–1185.
- Matthäus, Wolfgang und Herbert Franck; 1992: Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis. *Continental Shelf Research*, **12**, 1375–1400.
- Mesinger, Fedor und Akio Arakawa; 1976: Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publications Series No. 17, Vol. I.
- Molteni, Franco; Roberto Buizza; Tim N. Palmer und T. Petrolia; 1996: The ECMWF Ensemble Prediction System: Methodology and validation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 73–119.
- Monin, Andrei S. und A.M. Obukhov; 1954: Main regularities of the turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy Geofiz. Inst. AN SSSR*, **24(151)**, 163–187.
- Njoku, Eni G.; 1985: Satellite-derived sea surface temperature: Workshop comparisons. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **66**, 274–281.
- Nordeng, Thor Erik; 1996: Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, submitted.
- Omstedt, Anders; 1990: A coupled one-dimensional sea-ice-ocean model applied to a semi-enclosed basin. *Tellus*, **42A**, 568–582.
- Omstedt, Anders; Lars Meuller und Leif Nyberg; 1997: Interannual, Seasonal and Regional Variations of Precipitation and Evaporation over the Baltic Sea. *Ambio*, **26(8)**, 484–492.

- Omstedt, Anders und Leif Nyberg; 1995: A coupled ice-ocean model supporting winter navigation in the Baltic Sea - Part 2 Thermodynamics and meteorological coupling. SMHI Reports Oceanography No. 21.
- Oschlies, Andreas und Veronique Garcon; 1998: Eddy-induced enhancement of primary production in a coupled ecosystem-circulation model of the North-Atlantic. *Nature*, **394**, 266–269.
- Owens, W. Brechner und Peter Lemke; 1990: Sensitivity studies with a sea ice - mixed layer - pycnocline model for the Weddel Sea. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 9527–9538.
- Parkinson, Claire L. und Warren M. Washington; 1979: A large-scale numerical model of sea ice. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 311–337.
- Platt, Trevor und Shubha Sathyendranath; 1991: Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Journal of Geophysical Research*, **96(C2)**, 2585–2592.
- Raschke, Ehrhard; 1996: BALTEX - one out of five GEWEX Continental-Scale Experiments. BALTEX Newsletter, No. 1.
- Rheinheimer, Gerhard; 1995: *Meereskunde der Ostsee*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, 2. Auflage.
- Roeckner, Erich; Klaus Arpe; Lennart Bengtsson; Michael Christoph; Martin Claussen; Lydia Dümenil; Monika Esch; Marco Giorgetta; Ulrich Schlese und Uwe Schulzweida; 1996a: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 218.
- Roeckner, Erich; Josef M. Oberhuber; Andreas Bacher; Michael Christoph und Ingo Kirchner; 1996b: ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Climate Dynamics*, **12**, 737–754.
- Roesch, Andreas; Jan-Peter Schulz und Martin Wild; 1997: Comparison and Sensitivity Studies of the Land-Surface Schemes in the ECHAM General Circulation Model and the Europa-Modell. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 244.
- Rummukainen, Markku; Jouni Räisänen; Anders Ullerstig; Björn Bringfelt; Ulf Hansson; Phil Graham und Ulrika Willen; 1998: RCA - Rossby Centre regional Atmospheric

climate model: model description and results from the first multi-year simulation. SMHI Reports Meteorology and Climatology No. 83.

Shuttleworth, W. James; 1996: GCIP Coupled Modeling Workshop. International GEWEX Project Office, Pub. No. 23.

Simmons, Adrian J. und David M. Burridge; 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, **109**, 758–766.

Sundqvist, Hilding; 1978: A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 677–690.

Tiedtke, Michael; 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Monthly Weather Review*, **117**, 1779–1800.

Tiesel, Reiner; 1984: Die Wärmezyklonen der westlichen und mittleren Ostsee. *Z. Meteorol.*, **34**, 354–365.

von Storch, Hans; Heike Langenberg und Frauke Feser; 1999: Long-wave forcing for regional atmospheric modelling. GKSS-Forschungszentrum Geesthacht, Externer Bericht 99/E/46.

von Storch, Hans und Francis W. Zwiers; 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 494 pp.

Walin, Gosta; 1972a: On the hydrographic response to transient meteorological disturbances. *Tellus*, **24**, 169–186.

Walin, Gosta; 1972b: Some observations of temperature fluctuations in the coastal region of the Baltic. *Tellus*, **24**, 187–198.

Washington, Warren M.; 1980: General circulation experiment with a coupled atmosphere, ocean and sea ice model. *Journal of Physical Oceanography*, **10(12)**, 1887–1908.

Weisse, Ralf; Hauke Heyen und Hans von Storch; 1999: Sensitivity of a regional atmospheric model to a sea state dependent roughness and the need of ensemble calculations. *Monthly Weather Review*, submitted.

Zillmann, John W.; 1972: A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. Meteorol. Stud. Rep. 26, Bur. of Meteorol., Dept. of the Interior, Canberra, A.C.T.

Danksagung

Die Idee zu dieser Arbeit entstand im Sommer 1995 auf der ersten BALTEX-Konferenz in Visby auf Gotland. Dort beschlossen Prof. Dr. Wolfgang Krauss, Dr. Daniela Jacob und Dr. Andreas Lehmann, dass die einzelnen Modelle REMO und BSMO zu einem gekoppelten System zusammengeführt werden sollten. Nicht nur, aber auch auf Grund meiner Teilnahme an der dortigen Konferenz wurde mir diese Aufgabe übertragen, wofür ich mich bei den oben Genannten herzlich bedanke. Insbesondere Dr. Daniela Jacob und Dr. Andreas Lehmann danke ich zusätzlich für die kompetente Betreuung in allen Fragen zu REMO und BSMO. Die Besuche in Hamburg und im Neubau haben mir manches Mal neue Anregung geliefert, die positiven Aspekte der Arbeit zu sehen.

Für die freundliche Übernahme der BALTEX-Doktorandin in seine Arbeitsgruppe danke ich Prof. Dr. Peter Lemke. Durch die gewährten Freiheiten sowohl in der Gestaltung der Arbeit als auch der persönlichen Einteilung der vorhandenen Projektmittel habe ich die Zeit als Doktorandin effektiv gestalten können und in vielerlei Hinsicht als lehrreich empfunden.

Für die in dieser Arbeit durchgeführten Rechnungen konnte auf umfangreiche Rechner- und Speicherkapazitäten an den Rechenzentren des IfM und der Universität Kiel sowie des DKRZ in Hamburg zurückgegriffen werden. Dabei möchte ich mich besonders bei Kai Grunau bedanken, dessen prompte Erledigung aller möglichen und unmöglichen Wünsche mir manchmal erst die Arbeit ermöglicht hat.

Für die konstruktiv kritische Begleitung in verschiedensten Phasen und Funktionen besten Dank an Dagmar Kieke.

Die täglichen, abendlichen, Wochenend-, Sonn- und Feiertags-Gespräche mit Thomas Jung waren nicht nur freundschaftlich anregend, sondern haben insbesondere auch meinen Horizont in Richtung statistischer Analyse erweitert. Ohne diese neuen Aspekte hätte die Arbeit ein anderes Gesicht. Danke!

BERICHTE AUS DEM INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten

(Auskünfte über die vorangegangenen Veröffentlichungen erteilt die Bibliothek)

-
- 1994) SAYIN, E. Modelling Water and Salt Exchange through the Belt and Sound
- 1994) MEYERHÖFER, M. Plankton-Pigmente und deren Abbauprodukte als Biomarker zur Beschreibung und Abschätzung der Phytoplankton-Sukzession und -Sedimentation im Nordatlantik
- 1994) THETMEYER, H. Respiration von *Gobiosculus flavescens* und *Pomatoschistus minutus* bei spontaner Schwimmaktivität
- 1994) QUACK, B. Leichtflüchtige Halogenkohlenwasserstoffe in der marinen Atmosphäre: Bestand, Herkunft und Massenbilanzen über Nord- und Ostsee
- 1994) REUSCH, T.B.H. Factors structuring the *Mytilus*- and *Zostera*-community in the Western Baltic: an experimental approach (Strukturbestimmende Faktoren für die *Mytilus*- und *Zostera*-Gemeinschaft der westlichen Ostsee: ein experimenteller Ansatz)
- 1994) KOEVE, W. New Production of Phytoplankton in the tropical and subarctic North Atlantic
- 1994) OSCHLIES, A. Assimilation of Satellite Altimeter Data into an Eddy-Resolving Primitive Equation Model of the North Atlantic Ocean
- 1994) DÖSCHER, R. Die thermohaline Zirkulation in einem numerischen Modell des Nordatlantischen Ozeans: quasistationäre Zustände und Adaptationsprozesse
- 1994) KRAUSS, W. Sonderforschungsbereich 133 "Warmwassersphäre des Atlantiks" — Eine Dokumentation —
- 1994) NEHRING, ST. Dinoflagellaten-Dauercysten in deutschen Küstengewässern: Vorkommen, Verbreitung und Bedeutung als Rekrutierungspotential
- 1994) HOLFORT, J. Großräumige Zirkulation und meridionale Transporte im Südatlantik
- 1994) KÖSTER, F.W. Der Einfluß von Bruträubern auf die Sterblichkeit früher Jugendstadien des Dorsches (*Gadus morhua*) und der Sprotte (*Sprattus sprattus*) in der zentralen Ostsee
- 1994) AUF DEM VENNE, H. Zur Verbreitung und ökologischen Bedeutung planktischer Ciliaten in zwei verschiedenen Meeresgebieten: Grönlandsee und Ostsee
- 1995) DETMER, A. Verbreitung, Abundanz und Bedeutung von autotrophen Pico- und Nanoplankton in polaren, temperierten und subtropischen Regionen
- 1995) HUMBORG, CH. Untersuchungen zum Verbleib der Nährstoff-Frachten der Donau
- 1995) DIAZ, H.F.
ISEMER, H.-J. Proceedings of the International COADS Winds Workshop, Kiel, Germany, May 31 — June 2, 1994
(In Verbindung mit National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA)
- 1995) WIELAND, K. Einfluß der Hydrographie auf die Vertikalverteilung und Sterblichkeit der Eier des Ostseedorsches (*Gadus morhua callarias*) im Bornholmbecken, südliche zentrale Ostsee

-
- 267 (1995) FUHRHOP, R. Fehleranalyse passiver Mikrowellenmessungen des Special Sensor Microwave / Imager
- 268 (1995) PULFRICH, A. Reproduction and Recruitment in Schleswig-Holstein Wadden Sea Edible Mussel (*Mytilus edulis* L.) Populations
- 269 (1995) HEISE, S. Der Einfluß von Umweltfaktoren auf die Bildung von exopolymerer Substanz (EP) durch ein marines Bakterium
- 270 (1995) SENOCAK, T. Schwermetalluntersuchung an Fischen der deutschen Ostseeküste (Kliesche *Limanda limanda*; Flunder *Platichthys flesus*; Hering *Clupea harengus* und Dorsch *Gadus morhua*)
- 271 (1995) SCHORIES, D. Populationsökologie und Massenentwicklung von *Enteromorpha* spp. (Chlorophyta) im Sylter Wattenmeer
- 272 (1995) KÖRTZINGER, A. Anthropogenes CO₂ im Nordatlantik
Methodische Entwicklungen und Messungen zur Quantifizierung des anthropogenen CO₂-Signals
- 273 (1995) DAHMEN, K. Vertikalverteilung und produktionsbiologische Bedeutung des Mesozooplanktons im Bornholm-Becken (Südliche Ostsee)
- 274 (1995) SCHRADER, M. Ein Dreiskalenmodell zur Berechnung der Reflektivität der Ozeanoberfläche im Mikrowellenfrequenzbereich
- 275 (1995) PALM, H.W. Untersuchungen zur Systematik von Rüsselbandwürmern (Cestoda: Trypanorhyncha) aus atlantischen Fischen
- 276 (1995) PIKER, L. Dynamik der Sulfatatmung und ihre Bedeutung für die Kohlenstoff-Mineralisierung in Ostsee-Sedimenten
- 277 (1995) BLANZ, TH. Dokumentation und Massenbilanz des Chlorbiphenyl-Eintrags der Oder in die Südpommersche Bucht
- 278 (1995) GROSSKLAUS, M. Niederschlagsmessung auf dem Ozean von fahrenden Schiffen
- 279 (1995) NEUGUM, A. Systematische Einflüsse auf die Bestimmung der Schubspannung mit der "Dissipationsmethode" auf See
- 280 (1995) PFANNKUCHE, O.
HOPPE, H.-G.
THIEL, H.
WEIKERT, H. BIO-C-FLUX — Biologischer Kohlenstofffluß in der bodennahen Wasserschicht des küstenfernen Ozeans
Schlußbericht für den Förderzeitraum 1.1.1990-31.12.1994
- 281 (1995) ZANGENBERG, N. Die Zirkulation des Oberflächen- und des Tiefenwassers im Südlichen Brasilianischen Becken
- 282 (1995) HEVIA, M. Ein Simulationsmodell zum Einfluß intensiver Lachszucht auf die Umwelt und Auswirkungen standortbedingter Umweltparameter auf das Wachstum des atlantischen Lachses (*Salmo salar* L.) an der Küste Chiles
- 283 (1996) LUNDGREEN, U. Aminosäuren im Nordatlantik: Partikelzusammensetzung und Remineralisierung

-
- 284 (1996) MEIER, H.E.M. Ein regionales Modell der westlichen Ostsee mit offenen Randbedingungen und Datenassimilation
- 285 (1996) THUROW, F. Estimation of the total fish biomass in the Baltic Sea during the 20th century
- 286 (1996) EFTHIMIOU, S. Performance of juvenile and ongrowing common Dentex (*Dentex dentex*, L. 1758, Sparidae) in relation to nutrition under culture
- 287 (1997) STUTZER, S. Modellierung der mittleren Zirkulation im Südatlantik
- 288 (1997) SIEDLER, G.
ZENK, W. Untersuchungen zu den tiefen Wassermassen und planktologische Beobachtungen im tropischen Westpazifik während der SONNE-Fahrt Nr. 113 (TROPAC)
- 289 (1997) JAHN, A. Ökophysiologische Untersuchungen an *Macoma balthica* (Bivalvia) und *Cyprideis torosa* (Ostracoda) über Anpassungen an den Umweltfaktor Schwefelwasserstoff
- 290 (1997) SANDERS, D. Alkenone in sedimentierenden Partikeln im Nordostatlantik: Regionale und saisonale Variabilität
- 291 (1997) BRUHN, R. Chlorierte Schadstoffe in Schweinswalen (*Phocoena phocoena*): Verteilung, Akkumulation und Metabolismus in Abhängigkeit von der Struktur
- 292 (1997) SEILERT, H.E.W. Freilanduntersuchungen zur Verteilung der Miesmuschel *Mytilus edulis* L. in einem zweifach geschichteten Ästuar
- 293 (1997) KAREZ, R. Factors causing the zonation of three *Fucus* species (Phaeophyta) in the intertidal zone of Helgoland (German Bight, North Sea) Testing the validity of Keddy's 'competitive hierarchy model'
- 294 (1997) DYNAMO GROUP DYNAMO – Dynamics of North Atlantic Models: Simulation and assimilation with high resolution models
- 295 (1997) DONNER, G. Beziehungen zwischen Struktur und Funktion bakterieller Gemeinschaften in Mikrokosmos- und Freiwasser-Chemoklinen
- 296 (1997) WIRYAWAN, B. Mesozooplankton dynamics in the northern Adriatic Sea and the influence of eutrophication by the river Po
- 297 (1997) FUHRHOP, R.
SIMMER, C.
SCHRADER, M.
HEYGSTER, G.
JOHNSEN, K.-P.
SCHLÜSSEL, P. Study of Remote Sensing of the atmosphere and surface ice
- 298 (1997) BROWN, A.W. Mikroorganismen als mögliche Indikatoren zur Beurteilung des Wasser- und Sedimentzustandes im Bereich küstennaher Zuchtanlagen für die Regenbogenforelle (*Oncorhynchus mykiss*)
- 299 (1997) WIEDEMAYER, W. Analysis of the benthic food web of a mangrove ecosystem at noreastern Brazil

-
- 300 (1998) ENGEL, A. Bildung, Zusammensetzung und Sinkgeschwindigkeiten mariner Aggregate
- 301 (1998) BIASTOCH, A. Zirkulation und Dynamik in der Agulhas-Region anhand eines numerischen Modells
- 101 (1982) SIEDLER, G. SI-Einheiten in der Ozeanographie
SI Units in Oceanography
(1988) 2. revidierte Auflage
(1998) 3. revidierte Auflage
- 302 (1998) KNOLL, M. ESTOC/CANIGO cruises with FS POSEIDON:
MÜLLER, T.J. cruises 202/1, 212, 233, 237/3
SIEDLER, G.
- 303 (1998) LOTZE, H.K. Population dynamics and species interactions in macroalgal blooms: abiotic versus biotic control at different life-cycle stages
- 304 (1998) FÜG, C. Validierung des hydrologischen Zyklus des BALTEX-Gebietes im Regionalmodell REMO mit Mikrowellenbeobachtungen vom Satelliten aus
- 305 (1999) RICK, S. The spring bloom in the German Bight: Effects of high inorganic N:P ratios on the phytoplankton development
- 306 (1999) KRIEST, I. The influence of phytoplankton aggregation on sedimentation - A model study
- 307 (1999) PALM, H.W. Checklist of metazoan fish parasites of German coastal waters
KLIMPEL, S.
BUCHER, CH.
- 308 (1999) HILLEBRAND, H. Effect of biotic interactions on the structure of microphytobenthos
- 309 (1999) SELLMER, C. Phytoplanktologische Studien im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns
- Ein Beitrag zum Verständnis des regionalen Kohlenstoffkreislaufs -
- 310 (1999) KÖHL, A. An adjoint method for the assimilation of statistical characteristics into eddy-resolving ocean models
- 311 (1999) EDEN, C. Interannual to interdecadal variability in the North Atlantic Ocean
- 312 (1999) ROHLF, N. Verhaltensänderungen der Larven des Ostseedorsches (*Gadus morhua callarias*) während der Dottersackphase
- 313 (2000) MÜLLER, A. Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in biogenem Carbonat planktischer Foraminiferen und benthischer Ostracoden
- 314 (2000) HAGEDORN, R. Ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell für das Ostsee-Einzugsgebiet