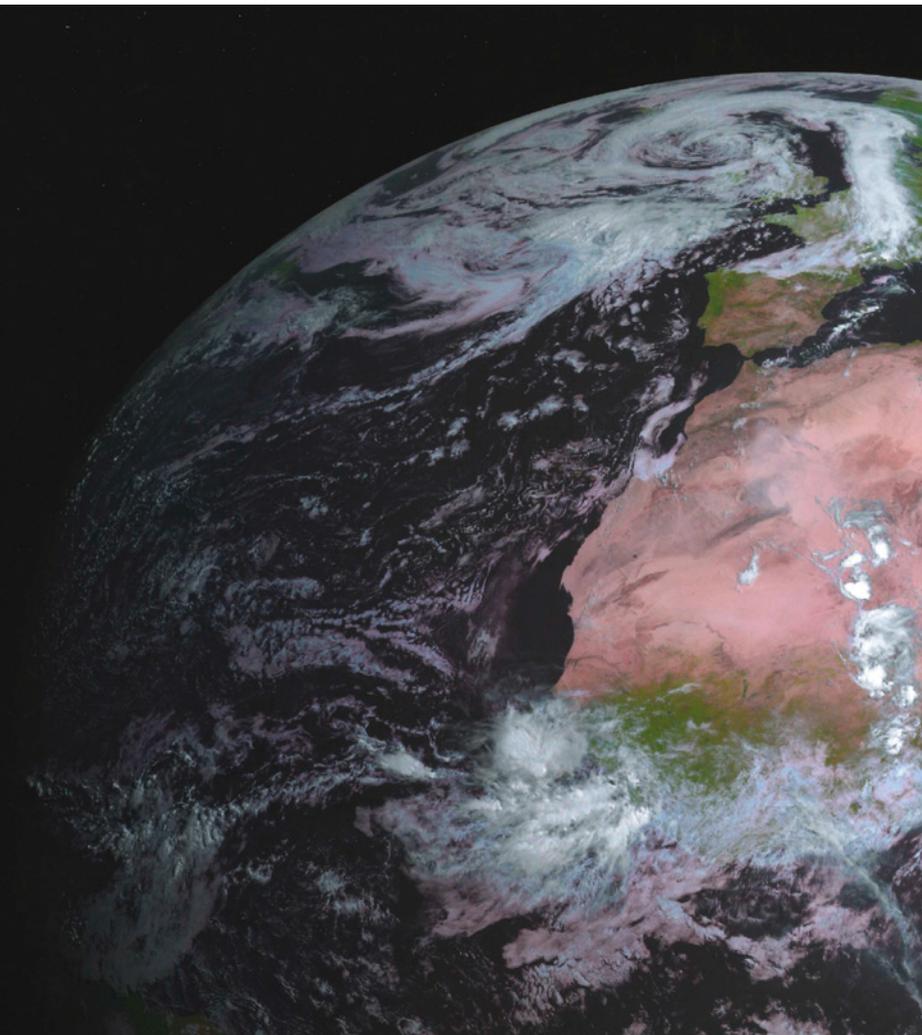


Heft 99 (2017) 18,90 Euro

promet

meteorologische fortbildung

Regionale Klimamodellierung I – Grundlagen



B. ROCKEL, J. BRAUCH, O. GUTJAHR, N. AKHTAR, H. T. M. HO-HAGEMANN

8

Gekoppelte Modellsysteme: Atmosphäre und Ozean

Coupled atmosphere-ocean model systems

Zusammenfassung

Regionale gekoppelte Atmosphäre-Ozeansysteme tragen durch ihren wechselseitigen Austausch von Informationen zu einer konsistenten Betrachtung des regionalen Klimasystems bei. Es wird in diesem Kapitel auf die verschiedenen Arten der Kopplung von regionalen Atmosphäre- und Ozeanmodellen eingegangen. Anhand von vier sehr unterschiedlichen regionalen Meeren (Mittelmeer, Nordsee, Ostsee und Arktisches Meer) wird beschrieben, welche speziellen Anforderungen diese Meere an ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modellsystem haben. Dies wird ergänzt durch Beispiele aus der wissenschaftlichen Praxis.

Summary

Regional coupled atmosphere-ocean systems contribute through their mutual exchange of information to a consistent view on the regional climate system. In this chapter different types of coupling of regional atmosphere- and ocean models are described. Based on four rather different maritime seas (Mediterranean, North Sea, Baltic Sea and Arctic Ocean) the specific requirements of these seas to coupled atmosphere-ocean model systems are described. This is complemented by examples taken from scientific practice.

1 Einleitung

Regionale Klimamodelle benötigen an ihren Rändern Informationen über den atmosphärischen Zustand außerhalb des Modellgebietes. Diese Information erhalten sie entweder von globalen Klimamodellen oder Reanalysen. Im Gebietsinneren sollen sich regionale Klimamodelle aber möglichst „frei“, das heißt ohne Beeinflussung durch das globale Klimamodell entwickeln. Ausnahme ist hier das sogenannte „spectral nudging“ (WALDRON et al. 1996). Hier wird der großräumige Zustand der Atmosphäre im Regionalmodell aufgeprägt. Auch ohne Nudging ist die freie Entwicklung der Regionalmodelle nur eingeschränkt möglich, da die untere Randbedingung über dem Meer (die Meeresoberflächentemperatur) im Inneren des Modellgebietes aus den Ergebnissen des globalen Modells übernommen wird. Bei Modellgebieten, die zum Beispiel Gesamteuropa einschließen, ist etwa ein Drittel der Oberfläche mit Ozean bedeckt. Die Lösung dieses Problems ist die Verwendung eines regionalen Ozeanmodells, das die physikalischen Vorgänge im Ozean parallel zur Rechnung des Atmosphärenmodells simuliert. Während der Simulation tauschen beide Modelle gegenseitig Informationen an der Meeresoberfläche aus, was als Zwei-Wege-Kopplung bezeichnet wird.

Atmosphäre und Ozean sind dabei durch Energie- und Wasserflüsse verknüpft. Die Energie der Sonnenstrahlung, welche nach Modifikation in der Atmosphäre die Ozeanoberfläche erreicht, wird dort zum größten Teil absorbiert und trägt dadurch zur Erwärmung der Meeresoberfläche bei. Durch Emission terrestrischer Strahlung gibt der Ozean Wärme an die Atmosphäre ab und erhält Energie durch die terrestrische Gegenstrahlung der Atmosphäre. Durch Niederschlag wird dem Ozean auf direktem und indirektem Wege Süßwasser zugeführt. Der indirekte Weg führt nach dem Niederschlag über Land und dem Transport des Wassers durch Flüsse ins Meer. Durch Verdunstung gibt der Ozean Feuchtigkeit an die Atmosphäre ab.

Eine weitere gegenseitige Beeinflussung von Atmosphäre und Ozean entsteht durch den Wind an der Meeresoberfläche. Der Ozean erhält einen Impulseintrag durch den oberflächigen Windstress, der im Ozean zur Vermischung beiträgt. Die Vermischung durch den Windstress wird in Ozeanmodellen meist parametrisiert. Ozeanwellen können jedoch auch durch ein spezielles Wellenmodell beschrieben werden, welches diese Parametrisierung optimiert oder im Idealfall ersetzt. Der Einfluss des Wellenmodells auf die Atmosphäre durch Änderung der Oberflächenrauigkeit und

damit auf die Turbulenz in der Atmosphäre wird allerdings nur sehr selten berücksichtigt. Zur besseren Darstellung dieses Impulsaustauschs ist es also nötig, ein zusätzliches Wellenmodell zwischen Ozean- und Atmosphärenmodell zu koppeln.

In Gegenden, in denen der Ozean gefrieren kann, ist es notwendig ein Meereismodell in das Atmosphäre-Ozean-Modellsystem einzubinden. Das Meereis ändert die Oberflächenalbedo und -rauigkeit, was Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt und die turbulenten Flüsse des Atmosphärenmodells hat. Neben den thermischen Eigenschaften wird auch die Drift des Eises berücksichtigt. Im Ozean ist das Meereis für die realistische Darstellung der Salzgehaltsverteilung und des Energiehaushalts wichtig.

Eingangs wurde erwähnt, dass die Simulationen mit regionalen Klimamodellen der Atmosphäre fast ausschließlich mit Meeresoberflächentemperaturen durchgeführt werden, die ein globales Modell vorgibt. Obwohl es in Europa bereits vor mehr als zehn Jahren Untersuchungen mit gekoppelten regionalen Atmosphäre-Ozeanmodellen gab (zum Beispiel HAGEDORN et al. 2000), werden diese Modelle erst in den letzten Jahren vermehrt angewendet. Ein wesentlicher Grund hierfür ist der große Rechenzeitbedarf dieser gekoppelten Modelle.

Im Kapitel „Kopplung“ wird näher darauf eingegangen, wie die Kopplung zwischen regionalen Atmosphären- und Ozeanmodellen erfolgt. Danach werden anhand von Beispielen für drei verschiedene Ozeanregionen Ergebnisse aus Untersuchungen mit gekoppelten Modellen präsentiert.

Zunächst soll aber kurz auf zentrale Aspekte regionaler Ozeanmodelle eingegangen werden.

2 Regionale Ozeanmodelle

Bei Studien, die mit regionalen Ozeanmodellen arbeiten, braucht der Ozean einen Anfangszustand, das heißt die Temperatur und Salzgehaltsverteilung des Startzeitpunktes muss so realistisch wie möglich vorgeschrieben sein. Daneben sind Randbedingungen notwendig, zum Beispiel laterale Strömungsbedingungen mit Temperatur und Salzgehaltinformation oder laterale Süßwassereinträge durch Flüsse. An der Oberfläche müssen die Wärme-, Süßwasser- und Impulsflüsse zur Atmosphäre bekannt sein. Diese können aus einem Atmosphärenmodell, einem Reanalyse Datensatz oder direkt gemessenen Variablen kommen. In der Ozeanmodellierung werden die Flüsse nach der Parameterkopplung meist direkt im Ozeanmodell berechnet, wobei unterschiedliche Parametrisierungen genutzt werden.

In der Zwei-Wege-Kopplung werden die verschiedenen Flüsse aus der Atmosphäre nach dem unten beschriebenen Flusskopplungsverfahren an den Ozean übergeben. Im Gegenzug wird dem Atmosphärenmodell eine Oberflächen-temperatur zur Verfügung gestellt. Wird Meereis simuliert,

besteht diese Temperatur aus einer Kombination aus Meeresoberflächentemperatur und Meereisoberflächentemperatur, gewichtet mit dem Meereisbedeckungsgrad. Die Meereisbedeckung verändert auch die Albedo, welche in Atmosphärenmodellen bei der Berechnung der Strahlung und der turbulenten Flüsse eine Rolle spielt. Ein weiterer Parameter, der regionalen Ozeanmodellen übergeben werden kann, ist der Luftdruck an der Meeresoberfläche (SLP) oder die Meeresoberflächenhöhe (SSH). Dadurch kann ein bestimmter mittlerer Transport durch Passagen, wie zum Beispiel die Straße von Gibraltar oder der Skagerak gewährleistet werden.

Das Atmosphärenmodell umfasst meist ein weit größeres Gebiet (zum Beispiel ganz Europa von Afrika bis Grönland) als das Ozeanmodell und schließt damit auch andere Meere ein. Für diese wird die Meeres- beziehungsweise Meereisoberflächentemperatur zum Beispiel globalen Reanalysen oder Satellitendaten entnommen oder aus globalen Ozeanmodellen vorgeschrieben, ganz so wie bei einem ungekoppelten Atmosphärenmodell.

Eis auf der Meeresoberfläche wird mittels eines Meereismodells berücksichtigt. In einige Ozeanmodelle ist solch ein Modell schon integriert. Für andere Ozeanmodelle wird ein separates Meereismodell genutzt, wobei ähnlich der Kommunikation zwischen Atmosphäre und Ozean meistens ein Koppler eingesetzt wird. Meereismodelle müssen neben den physikalischen Prozessen der Eisbildung und -schmelze eine Reihe von zusätzlichen Prozessen berücksichtigen, wie zum Beispiel Schnee und Wasserpfützen auf dem Eis, Polynyas (offene Wasserstellen im Eis) und das Brechen und Verdriften von Eis. Die Initialisierung von Eismodellen erfolgt meist anhand von Satellitendaten.

3 Kopplung

3.1 Realisierung der Kopplung

Bei der einfachsten Kopplungsmethode werden einer einzelnen Modellkomponente die Variablen aus einer zuvor berechneten anderen Komponente zur Verfügung gestellt. Dieser Vorgang wird „offline“ Kopplung genannt. Empfängt eine Modellkomponente während einer Simulation Variablen einer anderen gleichzeitig simulierten Komponente, wird von einer Ein-Wege-Kopplung gesprochen. Bei der Zwei-Wege-Kopplung senden und empfangen die Modellkomponenten unterschiedliche Variablen zu bestimmten Kopplungszeiten.

Werden Atmosphären- und Ozeanmodell im Sinne einer Zwei-Wege Kopplung verbunden, gibt es technisch gesehen zwei Wege, um dieses zu realisieren. Als erstes gibt es die direkte Kopplung. Dabei sind die beiden Modelle, die gekoppelt werden sollen, meistens auf dem gleichen Modellgitter. Dann tauschen die beiden Modelle durch direkte Aufrufe im Hauptprogramm (subroutine calls) ihre Vari-

ablen aus. Es gibt nur ein auszuführendes Programm, in welchem beide Modelle direkt integriert sind. Das hat einerseits den Nachteil, dass die Veränderung, zum Beispiel Verfeinerung, des Modellgitters eines Modells erschwert ist. Andererseits ist es auch sehr aufwändig, neuere, verbesserte Versionen eines dieser Modelle zu benutzen, weil dann das ganze Programm angepasst werden muss. Von Vorteil ist jedoch, dass diese Modelle einfacher auf die Computerarchitektur zu optimieren sind, weil das Programm und die Steuerung der Prozessoren im Allgemeinen gut bekannt sind.

Eine andere Methode ist die Benutzung eines externen Kopplungsprogramms. Hier übernimmt das Kopplungsprogramm die Interpolation von einem Modellgitter auf das andere (räumlich) und auch die zeitliche Interpolation, falls die Modelle mit unterschiedlichen Zeitschritten arbeiten. Als Beispiel für externe Kopplungsprogramme seien hier einige erwähnt, wie zum Beispiel der MESSy Koppler (JÖCKEL et al. 2005), das Erdsystemmodellierungsnetzwerk (ESMF, HILL et al. 2004), YAC (yet another coupler, HANKE et al. 2016), OpenPalm (PIACENTINI et al. 2011) und OASIS-MCT (VALCKE 2013). Bei der letztgenannten Kopplungsmethode muss in den Modellen jeweils eine Schnittstelle zum Kopplungsprogramm programmiert werden. Das kann aufwändiger sein als die direkte Kopplung, ist jedoch für mögliche Änderungen in den Modellen flexibler. Auch können die Interpolationsmethode der Gitter oder die Bedingungen des Variablen-austauschs einfach gewechselt werden, oder das gekoppelte System parallel oder seriell berechnet werden.

3.2 Fluss- oder Parameterkopplung

An der Meeresoberfläche tauschen Atmosphäre und Ozean neben Windstress, Wärme (durch Strahlungsflüsse und turbulente Ströme) und Süßwasser (durch Niederschlag und Verdunstung) aus. In gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen erhält das Atmosphärenmodell normalerweise Informationen über die Meeresoberflächentemperatur von dem Ozeanmodell, während es ebenfalls Informationen an das Ozeanmodell übergibt. Diese Informationen umfassen zum Beispiel den Luftdruck an der Meeresoberfläche, die oberflächennahe Lufttemperatur, die Luftfeuchtigkeit, den Wind, den Wolkenbedeckungsgrad, den Niederschlag, die eingehende Strahlung an der Oberfläche und die fühlbaren und latenten Wärmeflüsse. Anstatt fühlbare und latente Wärmeflüsse direkt vom Atmosphärenmodell zu übernehmen, können diese auch im Ozeanmodell mit einfachen empirischen Formeln berechnet werden und in die oberflächennahe Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit des Atmosphärenmodells eingehen. Wenn die Wärmeflüsse im Ozeanmodell berechnet werden, spricht man von einer Parameterkopplung. Wenn die Flüsse direkt aus dem Atmosphärenmodell übernommen werden, wird das Verfahren Flusskopplung genannt. Grundsätzlich kann der kurz- und langwellige Strahlungshaushalt an der Meeresoberfläche im Ozeanmodell basierend auf den

vom Atmosphärenmodell gegebenen Größen (Wolkenbedeckungsgrad und relative Luftfeuchtigkeit) empirisch berechnet werden, so wie es bei einem nicht gekoppelten Ozeanmodell der Fall ist. In einem gekoppelten System werden meistens die in der Atmosphäre berechneten Strahlungsflüsse im Ozeanmodell genutzt. Eine Ausnahme bildet die von der Meeresoberfläche emittierte langwellige Strahlung, die mittels der im Ozeanmodell berechneten Meeresoberflächentemperatur bestimmt wird.

Die Auswirkungen von Fluss- oder Parameterkopplung variieren zwischen den gekoppelten Systemen. Die Auswirkungen können sich außerdem von Jahreszeit zu Jahreszeit und von Region zu Region unterscheiden. Daher ist es nicht eindeutig möglich, eine beste Kopplungsmethode für alle gekoppelten Systemmodelle zu bestimmen. Es müssen dazu jeweils Tests durchgeführt werden, um zu bestimmen, welches Kopplungsverfahren für den speziellen Fall am besten geeignet ist.

4 Gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modelle

Es gibt mittlerweile eine große Anzahl von gekoppelten regionalen Atmosphäre-Ozean-Modellsystemen für Klimasimulationen. In der Tabelle 8-1 sind exemplarisch einige an europäischen Institutionen angewendete aufgelistet. Diese Aufstellung erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

4.1 Mittelmeer

Die Mittelmeerregion zeichnet sich durch ein fast vollständig umschlossenes Meeresgebiet aus, das von dichtbesiedelten Küstenlinien und naheliegenden Bergen umgeben ist, in denen viele Flüsse entspringen. Dadurch kommt es zu vielen Austauschprozessen zwischen Atmosphäre, Hydrosphäre und Ozean.

Charakteristisch für das Mittelmeerklima sind milde, feuchte Winter und heiße, trockene Sommer. Damit einhergehend sind starke Kontraste im Jahresgang von Niederschlag und Temperatur. So kann es zu späten Winterbrüchen mit Schneefall kommen, andererseits sind Hitzeperioden im Sommer von über 40°C und lange Dürren keine Seltenheit. Der Regen im Winter kann sintflutartige Ausmaße annehmen, was Überschwemmungen und verstärkte Erosion zur Folge haben kann. Doch nicht nur die Kontraste im Jahresgang sind groß, auch die Schwankungen von Jahr zu Jahr sind erheblich. Das Aufeinanderfolgen mehrerer nasser oder trockener Jahre kann katastrophal für die Landwirtschaft sein.

Durch die starke Variabilität verbunden mit der dichten Besiedlung ist der Mittelmeerraum sehr verwundbar für Klimaveränderungen.

Als Quelle von Wärme und Feuchtigkeit hat das Mittelmeer Auswirkungen auf das regionale Küstenklima, aber auch

Tab. 8-1: Beispiele für gekoppelte regionale Klima-Atmosphäre-Ozean-Modellsysteme in Europa.

Gekoppeltes System Atmosphäre/Ozean	Institut	Regionalmeer
PROTHEUS	ENEA	Mittelmeer
REMO / MPI-OM	MPI-M	Mittelmeer, Nord- und Ostsee, Arktis, Afrika
RCSM	CNRM	Mittelmeer
LMDZ / NEMO-MED	LMD	Mittelmeer
EBU / POM	Univ. Belgrad	Mittelmeer
MORCEMED (WRF / NEMO-MED)	IPSL	Mittelmeer
PROMES / MOSLEF	UCLM/UPM	Mittelmeer
LMDZ / ROMS-MED	INSTM	Mittelmeer
COSMO-CLM / NEMO-MED	GUF / DWD / CMCC	Mittelmeer
REMO / MITgcm	UAH	Mittelmeer
WRF / ROMS	IC3	Mittelmeer
COSMO-CLM / NEMO-Nordic	GUF / DWD / HZG	Nord- und Ostsee
RCA / NEMO-Nordic	SMHI	Nord- und Ostsee
COSTRICE	HZG	Nord- und Ostsee
REMO / HAMSOM	IfM Hamburg	Nord- und Ostsee
HIRHAM / NAOSIM	AWI Potsdam	Arktis
RCA/RCO	SMHI	Arktis

auf Zentraleuropa (MÄNDLA et al. 2015). Durch den Eintrag von salzreichem Wasser in tiefere Schichten des Nordatlantiks trägt das Mittelmeer zur globalen thermohalinen Zirkulation bei (TREGUIER et al. 2012).

In einer Veröffentlichung von GIORGI (2006) wurden zukünftige globale Veränderungen des Niederschlags und der Temperatur mit Hilfe von Klimamodellprojektionen untersucht. Hierbei wurden das Mittelmeer und Nordosteuropa als „Hot-Spots“ eingestuft, das heißt Regionen, die besonders sensitiv auf Klimaänderungen reagieren. Die Klimaprojektionen für den Mittelmeerraum sagen eine Abnahme des Niederschlags während der Trockenzeit im Sommer voraus. Deshalb ist es von großer Bedeutung das Zusammenspiel zwischen großräumiger Klimaveränderung und dem Mittelmeersystem auf kurzen und längeren Zeitskalen besser zu verstehen. Dabei spielen sowohl die komplexen Vorgänge zwischen Ozean und Atmosphäre, als auch die lokalen topographischen Besonderheiten wie enge Meeresstraßen (zum Beispiel Gibraltar und Bosphorus) oder küstennahe Gebirge eine große Rolle.

Das Mittelmeer ist eines der Gebiete weltweit, in denen Zyklonen generiert werden (WERNLI und SCHWIERZ 2006).

Ein Zyklontyp mit Ähnlichkeiten zu tropischen Zyklonen, der im Mittelmeer häufiger vorkommt, wird „Medica-

ne“ genannt (aus den Wörtern „mediterranean“ und „hurricane“ abgeleitet). Diese Medicanes haben einen Durchmesser von weniger als 300 km und zählen somit zu den mittleren Zyklonen. Das Innere des Medicanes ist wolkenlos, die Temperaturen sind höher als in der Umgebung, und der Meeresoberflächenluftdruck ist sehr niedrig. Im Außenbereich der Medicanes treten starke zyklonale Winde und starke Niederschläge auf (BUSINGER und REED 1989).

Im Allgemeinen ist die Intensität der Medicanes schwächer als die ihrer tropischen Verwandten (MOSCATELLO et al. 2008), in Einzelfällen wurden jedoch Windgeschwindigkeiten von 33 m/s erreicht.

Ungewöhnlich kalte Luft in der oberen Troposphäre, verbunden mit starken Wärmeflüssen zwischen Ozean und Atmosphäre sind Auslösefaktoren für Medicanes (CAVICCHIA et al. 2014). Zusätzlich muss die Wasseroberflächentemperatur (SST) höher als 15°C sein (TOUS und ROMERO 2012).

Als Mittel der Untersuchung von Medicanes eignen sich besonders gekoppelte regionale Ozean-Atmosphäremodelle, die sich während der Simulation gegenseitig beeinflussen und somit Austauschprozesse und mögliche Rückkopplungsschleifen darstellen können.

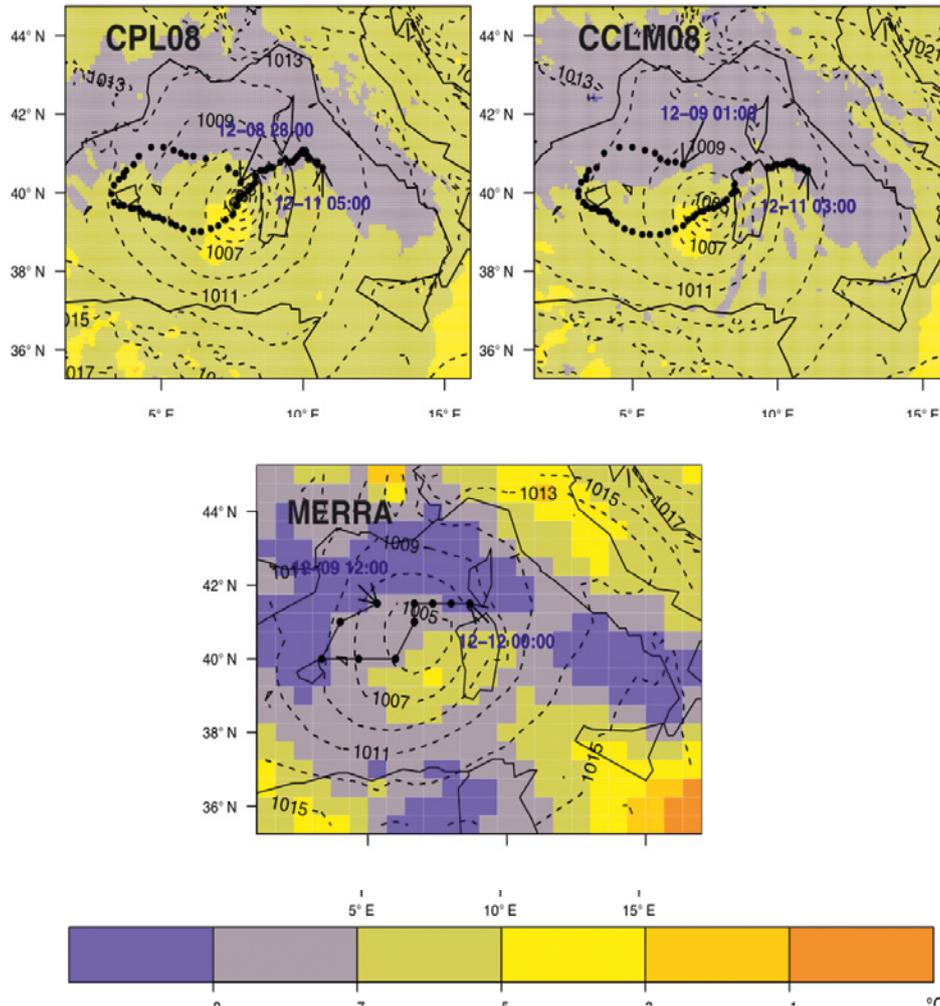


Abb. 8-1: Oben: Mittlerer Meeresoberflächenluftdruck (hPa; gestrichelte Linien in 2 hPa Intervallen) und Temperatur (°C; Farbkonturen) in 700 hPa in der gekoppelten (links) und ungekoppelten Atmosphäresimulation (rechts) mit 0,08° Gitterabstand; unten: MERRA-Reanalyse am 10.12.1996 um 18 UTC. Die schwarzen Punkte kennzeichnen den Verlauf des Medicanes.

Beispiel: Medicanes

In einer Studie von AKHTAR et al. (2014) wurde das regionale Klimamodell COSMO-CLM mit einem eindimensionalen Ozeanmodell des Mittelmeers (1-D NEMO-MED12) mit dem Koppler OASIS3-MCT gekoppelt, um die Robustheit von Medicanes in numerischen Modellen zu untersuchen. Dabei übermittelt das Atmosphärenmodell alle drei Stunden Wärme, Süßwasser und Impulsflüsse an das Ozeanmodell, welches im Gegenzug die Oberflächentemperatur zurückmeldet.

Der Gitterabstand des Atmosphärenmodells wurde variiert (0,44; 0,22 und 0,08°, dies entspricht etwa 50, 25 und 9 km). Beispielhaft ist in Abb. 8-1 gezeigt, wie mit einem sehr feinen Gitterabstand ein spezieller Medicanes im gekoppelten (CPL) und ungekoppelten Modell (CCLM) simuliert wurde. Satellitenbeobachtungen zufolge entwickelte sich der Medicanes am Mittag des 8. Dezember 1996 im westlichen Mittelmeer und war für 48 Stunden verfolgbar. In CPL08 wurde dieser Medicanes für 54 Stunden simuliert, in CCLM08 für 50 Stunden und in der MERRA-Reanalyse war er 60 Stunden erkennbar. Obwohl die beiden Simula-

tionen den gleichen niedrigen Meeresoberflächenluftdruck aufzeigen, bleibt der Medicanes in der gekoppelten Simulation länger erhalten.

In Abb. 8-2 sind die zugehörigen Windgeschwindigkeiten dargestellt. In der gekoppelten hochaufgelösten Simulation (CPL08) werden höhere Windgeschwindigkeiten als in der ungekoppelten Simulation (CCLM08) erreicht, was besser mit aus Satellitendaten abgeleiteten Werten übereinstimmt. In allen Simulationen mit größerem Gitterabstand (0,44° und 0,22°), wird die Intensität des Medicanes stark unterschätzt (AKHTAR et al. 2014).

Die Ergebnisse zeigen, dass zur Simulation von Medicanes kleinere Gitterabstände als 10 km benötigt werden. Zudem verbessert die Kopplung mit einem eindimensionalen Ozeanmodell den Verlauf, die Windgeschwindigkeiten und die Temperatur im Inneren von Medicanes.

4.2 Nord- und Ostsee

Die Nord- und Ostseeregion liegt im Einflussbereich der nordhemisphärischen Westwindzone und ist im Westen

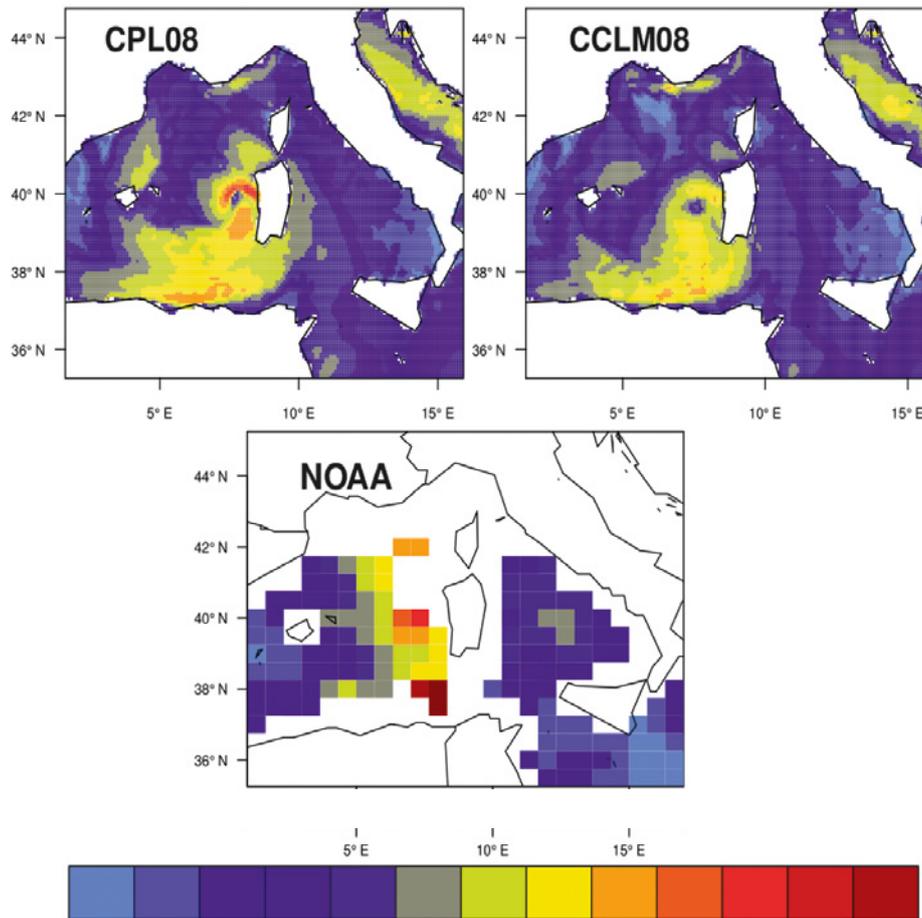


Abb. 8-2: Oben: Windgeschwindigkeit (m/s) in 10 Meter in der gekoppelten (links) und ungekoppelten Atmosphäresimulation (rechts) mit 0,08° Gitterabstand; unten: NOAA „Blended Sea Winds“ (Windgeschwindigkeiten zusammengestellt aus Messungen von mehreren Satelliten) am 10.12.1996 um 18 UTC, ebenfalls in m/s.

durch maritimes Klima gekennzeichnet. Östlich von Dänemark wird das Klima kontinentaler. Für ein Atmosphärenmodell macht seine Anwendung über Nord- oder Ostsee konzeptionell keinen wesentlichen Unterschied. Ganz anders stellt sich dies für ein regionales Ozeanmodell dar, da Nord- und Ostsee sehr unterschiedliche Meere sind. Die Nordsee ist ein stark von der Tide beeinflusstes Randmeer des Nordatlantiks, ein sogenanntes Schelfmeer. Durch ihre relativ geringe Tiefe und den Gezeiteneinfluss ist die Nordsee meist gut durchmischt. Über die norwegischen Fjorde, die Flüsse und die Ostsee wird Süßwasser in die Nordsee eingetragen, so dass der Salzgehalt der Nordsee etwas geringer ist als im Nordatlantik, aber noch immer über 35 ‰. Der hohe Salzgehalt, die gute Vermischung und der Einfluss des Golfstroms verhindern die Eisbildung auf der Nordsee. Die Ostsee hingegen ist ein Binnenmeer. Der Wasseraustausch mit der Nordsee erfolgt über den Skagerrak. Hierbei strömt Süßwasser an der Oberfläche aus der Ostsee und weiter nach Norden an der Küste Norwegens entlang. In der Tiefe gelangt Salzwasser aus der Nordsee in die Ostsee, allerdings nur unter bestimmten Bedingungen. Im Mittel ist der Salzgehalt der Ostsee unter 20 ‰. Ganz im Osten ist die Ostsee ein Brackwassermeer mit sehr geringem Salzgehalt. Durch diese Umstände ist der vertikale Austausch in der Ostsee gering. Da die Ostsee im Winter in

Teilen zufriert, ist die Verwendung eines Eismodells in der Modellierung unerlässlich. Eine Tide ist auch in der Ostsee vorhanden, allerdings ist diese im Vergleich zur Nordsee vernachlässigbar.

Beispiel: Das Hochwasser in Mitteleuropa vom August 2002

Das gekoppelte System COSTRICE wurde am Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Deutschland entwickelt (HAGEMANN et al. 2004, HO-HAGEMANN et al. 2013), um das regionale Klima für die Nordsee- und Ostseebereiche zu simulieren. COSTRICE besteht aus drei Komponenten, dem Atmosphärenmodell COSMO-CLM (CCLM), dem Ozeanmodell TRIMNP (CASULLI und CATTANI 1994) und dem Meereismodell CICE Version 5.0 (HUNKE et al. 2015). Diese drei Komponenten werden über den Koppler OASIS3-MCT gekoppelt.

Mittels Zwei-Wege-Kopplung wird zwischen Atmosphäre und Ozean ein stündlicher Informationsaustausch durchgeführt. Hierbei werden die verschiedenen Flüsse aus der Atmosphäre nach dem oben beschriebenen Flusskopplungsverfahren an den Ozean übergeben. Im Gegenzug wird dem Atmosphärenmodell eine Oberflächentempera-

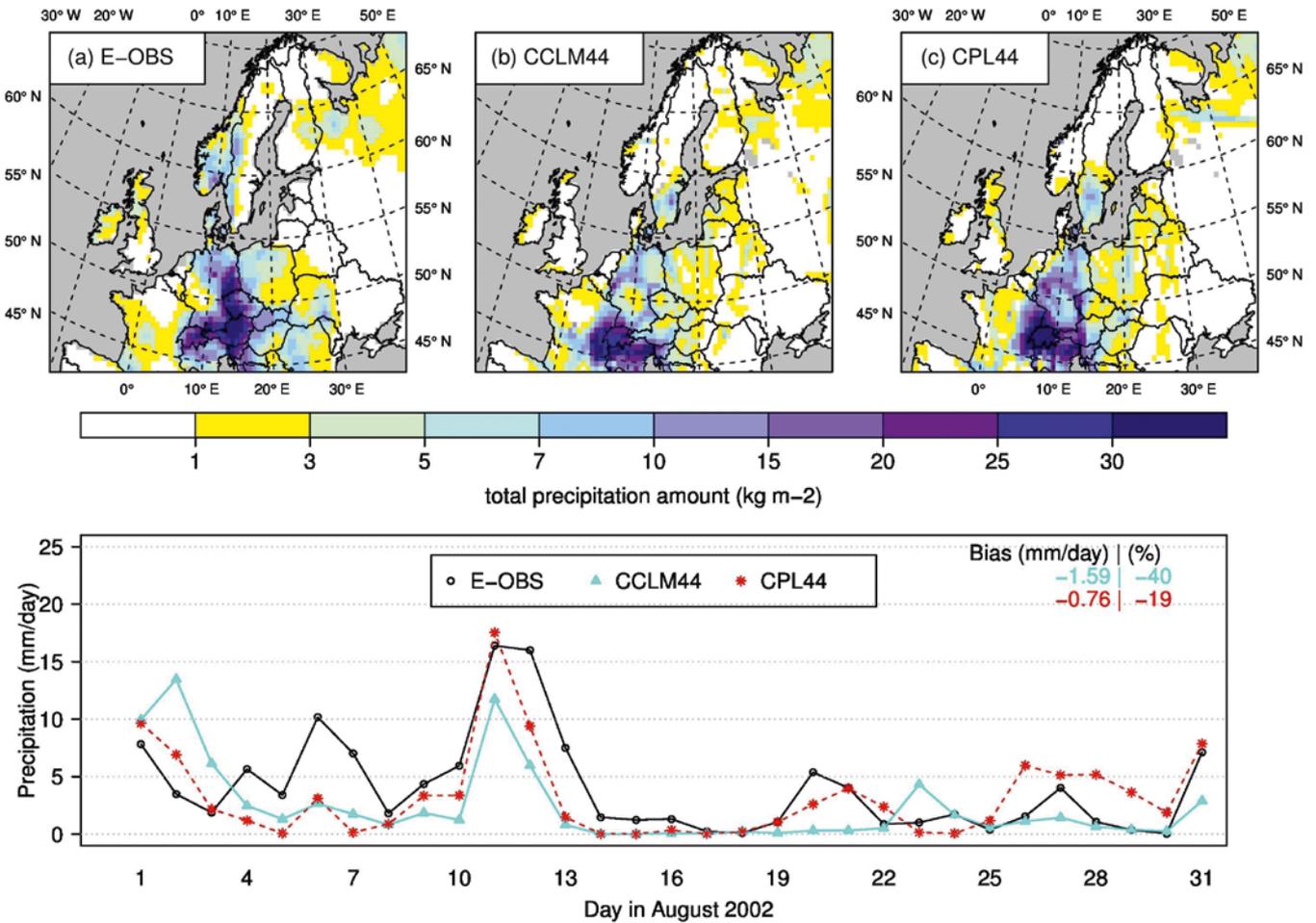


Abb. 8-3: Oben: Niederschlag (mm/Tag) aus (a) E-OBS-Daten, (b) CCLM44 und (c) CPL44, gemittelt über den 10. bis 12. August 2002. Unten: Niederschlag (mm/Tag), gemittelt über Zentraleuropa für August 2002, E-OBS-Daten (schwarze durchgezogene Linie und Kreise), CCLM44 (hellblaue durchgezogene Linie und Dreiecke) und CPL44 (rot gepunktete Linie und Sterne).

tur zur Verfügung gestellt, die eine Kombination aus der Meeresoberflächentemperatur aus dem Ozeanmodell und der Meereisoberflächentemperatur aus dem Meereismodell ist, gewichtet mit dem Meereisbedeckungsgrad. Im Winter wird eine Gitterbox des Meereismodells in einen eisbedeckten und einen eisfreien Teil unterteilt. Das Wasser gefriert, wenn die Oberflächentemperatur unter einen bestimmten Schwellenwert sinkt. Dieser Schwellenwert ist abhängig vom Salzgehalt. Er beträgt in der Nordsee etwa $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, während er in der Ostsee bei Temperaturen über $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ liegt.

Um die Auswirkungen eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Eis-Modells auf Klimasimulationen zu untersuchen, werden Berechnungen eines gekoppelten Modellsystems (CPL44) mit dem eines ungekoppelten (CCLM44) für den Zeitraum 1979 bis 2009 verglichen. Die Auflösung des CCLM ist $0,44^{\circ}$ (50 km). Als Beispiel sehen wir uns hier Ergebnisse des Niederschlages im Vergleich zu Beobachtungsdaten (E-OBS, HAYLOCK et al. 2008) für ein Extremereignis im August 2002 an. Eine Vb-Wetterlage führte in diesem Monat in Mitteleuropa zu Starkniederschlägen (FRITZSCHNER 2002), die wiederum schwere Überflutungen in den Einzugsgebieten von Donau und Elbe nach sich zogen.

Im oberen Teil der Abb. 8-3 ist die gemittelte Niederschlagsmenge für den Zeitraum 10. bis 12. August 2002 (dem Höhepunkt des Extremereignisses) aus Beobachtungsdaten und Modellsimulationen dargestellt. Der untere Teil zeigt die Zeitreihe der täglichen Niederschlagsmenge für August 2002 als Mittel über Land für Mitteleuropa. Allgemein simulieren beide Modellrechnungen weniger Niederschlag in den Einzugsgebieten von Donau und Elbe als die Beobachtungsdaten (Abb. 8-3a) aufweisen, da das Gebiet mit dem stärksten Niederschlag nach Westen verschoben ist. Im Vergleich zeigt das Experiment CPL44 (Abb. 8-3c) eine geringere Abweichung von den Beobachtungen als CCLM44 (Abb. 8-3b). Diese Verbesserung wird noch deutlicher im Vergleich der Zeitreihen der täglichen Niederschlagsmenge. Das Maximum der starken Regenfälle am 11. August 2002 wird von CPL44 gut reproduziert, obwohl der Niederschlag im Vergleich zu den Beobachtungen generell unterschätzt wird. Die mittlere Abweichung von CPL44 (-19%) für den ganzen Monat zeigt eine Verbesserung im Vergleich zu der Unterschätzung von 40% von CCLM44. Dies ist jedoch nur ein Beispiel für ein besseres Verhalten des gekoppelten Systems. Für eine solide Abschätzung des Einflusses der Kopplung wird in Zukunft noch eine größere Anzahl von Extremereignissen untersucht werden.

4.3 Arktis

Die Polarregionen sind Schlüsselregionen für das Klima der Erde, da hier eine projizierte Temperaturzunahme schneller vorstattgeht als in allen anderen Gebieten der Erde. Dies wird in der Literatur Polare Verstärkung oder „Arctic Amplification“ genannt und resultiert aus der Eis-Albedo-Rückkopplung (BINDOFF et al. 2015). Dadurch reagieren die Polarregion besonders sensitiv auf klimatische Veränderungen. Das Climate Model Intercomparison Project in der fünften Phase (CMIP5), das als Grundlage für den vierten IPCC-Bericht diente, zeigt einen beschleunigten Klimawandel und projiziert eine mögliche eisfreie Arktis in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts (KOENIGK et al. 2015). Ein Rückgang der Meereisausdehnung und des -volumens wurde bereits beobachtet, mit Rekordminima in den Jahren 2007 und 2012 (DEVASTHALE et al. 2013). Dieser Rückgang der Eisausdehnung und des Eisvolumens hat sich in den letzten vier Dekaden drastisch beschleunigt und ist mit hoher Wahrscheinlichkeit anthropogen verursacht (VAUGHAN et al. 2013).

Aufgrund der komplexen Prozesse und Interaktionen zwischen Ozean, Meereis und Atmosphäre sind die Polarregionen eine große Herausforderung für die Klimamodellierung. Die immer noch geringe Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten erschwert die Entwicklung und Anwendung von Klimamodellen in den Polarregionen im Vergleich zu anderen Regionen. Die Qualität und das Vorhandensein von Messdaten beeinflusst jedoch maßgeblich die Güte der Modellergebnisse. In ungekoppelten atmosphärischen regionalen Klimamodellen (RCMs) werden zum Beispiel Satellitendaten dazu verwendet die Ausdehnung des Meereises vorzugeben. Bei RCMs, die an ein Meereis-Ozean-Modell gekoppelt sind, dienen sie vor allem der Validierung.

Abweichungen im Druckfeld und damit verbundenen Abweichungen im oberflächennahen Windfeld des RCMs führen zu Fehlern in der Meereisdrift (BERG et al. 2013) in Ozeanmodellen. Die Technik des „spectral nudgings“ (WALDRON et al. 1996), das heißt der Angleichung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation im Modellieren an den Modellantrieb, nimmt deshalb einen besonderen Stellenwert bei RCMs in Polargebieten ein (BERG et al. 2013), vor allem wenn der Antrieb durch Reanalysen erfolgt.

Beispiel: Simulation der Meereisbedeckung

Die deutlichste Auswirkung des Klimawandels in der Arktis ist der Rückgang der Meereisbedeckung und der -dicke seit 1979 (SERREZE et al. 2007). Der Grund für den Rückgang wird in einer Kombination von starken natürlichen Schwankungen im System Atmosphäre-Eis-Ozean und einem verstärkten Strahlungsantrieb aufgrund von erhöhten Treibhausgasen in der Atmosphäre gesehen (SERREZE et al. 2007). Der Rückgang der Eisbedeckung selbst wird durch eine Kombination aus thermodynamischen (Lufttemperatur, Strahlung, ozeanischer Wärmetransport) und

dynamischen (Winde, Ozeanströmung, Eisdrift) Rückkopplungsprozessen gesteuert (DORN et al. 2012). Ein solcher Prozess stellt die Eis-Albedo Rückkopplung dar. Aufgrund der hohen Albedo von Schnee und Eis, wird nur eine geringe Menge der einfallenden Strahlung absorbiert. Durch Abschmelzen des Meereises freiwerdende Ozeanflächen absorbieren hingegen deutlich mehr einfallende Strahlung, wodurch das Abschmelzen des Meereises in einem sich positiv verstärkenden Prozess beschleunigt wird. Diese komplexen Prozesse in gekoppelten Atmosphäre-Eis-Ozean-Modellen zu reproduzieren gestaltet sich schwierig. Die Modelle weichen vor allem bei der Simulation der sommerlichen Minima und des negativen Trends in der Eisbedeckung von den Beobachtungen ab (HOLLAND et al. 2010), da sie die Eisausdehnung überschätzen und somit der Trend wesentlich schwächer als der beobachtete ist.

Ein grundlegendes Problem den Rückgang des Meereises in der Arktis mit gekoppelten Modellen zu simulieren besteht darin, dass so genannte „Stand-alone“-Modelle für die Subsysteme Ozean, Atmosphäre und Meereis zusammenschaltet werden Dabei kann es sein, dass diverse Rückkopplungseffekte, wie zum Beispiel das Eis-Albedo-Feedback, zwischen den Modellkomponenten aufgrund der Kopplungstechnik vernachlässigt oder unzureichend berücksichtigt werden (DORN et al. 2012), die aber entscheidend sind, da das Meereis sehr sensitiv auf Änderungen im atmosphärischen und ozeanischen Antrieb reagiert (HUNKE 2010). Ein zweiter Grund ist die zufällige, interne Variabilität, die durch die Modellinitialisierung der Ozean- und Meereiszustände entsteht (DÖSCHER et al. 2010). Somit

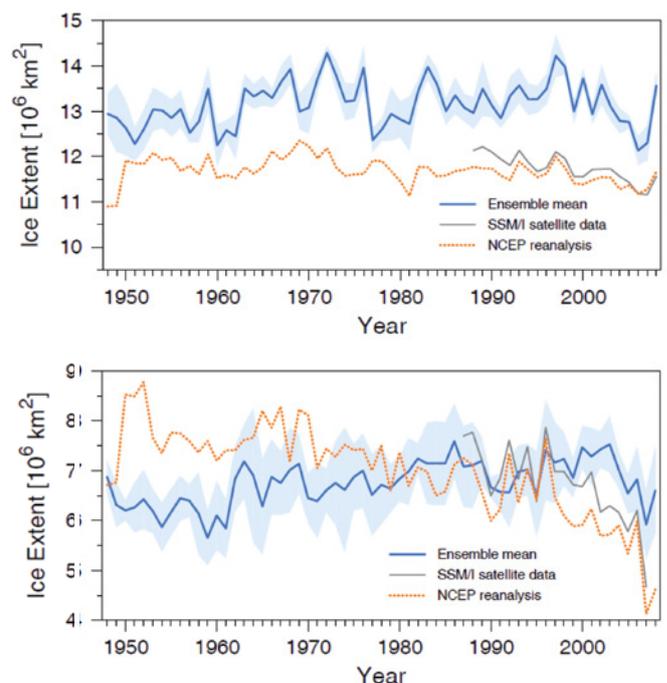


Abb. 8-4: Zeitlicher Verlauf der Meereisausdehnung im März (obere Abbildung) und September (untere Abbildung) von 1948 bis 2008 für den Ensemble-Mittelwert von 7 Simulationen des gekoppelten Modells HIRAM und NAOSIM. Die blaue Schattierung markiert 2 Standardabweichungen des Ensembles. Quelle: DORN et al. 2012.

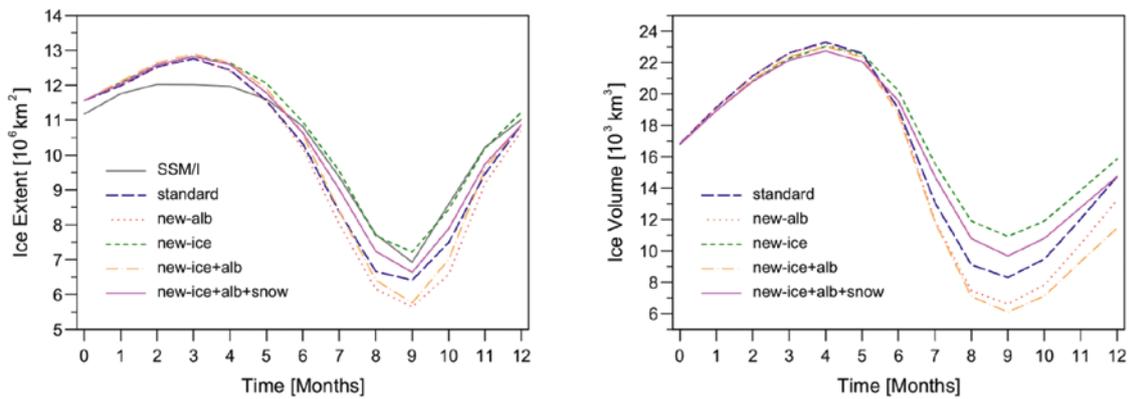


Abb. 8-5: Monatsmittelwerte der Meereisausdehnung und des -volumens in der Arktis für Dezember 1997 bis Dezember 1998 des gekoppelten Modells HIRHAM und NAOSIM im Rahmen einer Sensitivitätsstudie mit unterschiedlichen Parametrisierungen für Eiswachstum (new-ice), Albedo von Meereis (new-alb), Schneebedeckung (snow) und Kombinationen. Quelle: DORN et al. 2009.

kann die Reaktion des arktischen Meereises zwischen den Modellen stark voneinander abweichen (DORN et al. 2012).

DORN et al. (2012) untersuchten mit Hilfe eines Ensembles die Einschränkung eines gekoppelten Regionalmodells (HIRHAM und NAOSIM, Antrieb durch NCEP/NCAR-Reanalysen) auf den Rückgang des Arktischen Meereises. Dabei verwendeten sie unterschiedliche Initialfelder für den Ozean und das Meereis (insgesamt 7 Simulationen). Abb. 8-4 zeigt den zeitlichen Verlauf der Meereisbedeckung (ice extent) von 1948 bis 2008 im März (Winterbedingungen) und September (Sommerbedingungen). Im Winter simulieren alle Modelle systematisch eine zu hohe Eisausdehnung aufgrund einer Überschätzung der Meereisbedeckung in der Labradorsee. Außerdem ist die interanuelle Variabilität deutlich höher als beobachtet und wird durch eine zu variable Position der Eiskante aufgrund der großskaligen Zirkulation in NCEP erklärt. Im Sommer zeigen die Modelle, im Gegensatz zu den Beobachtungen (SSM/I-Satellitendaten), keinen negativen Trend in der Meereisausdehnung.

Eine weitere Studie (DORN et al. 2009) zeigt, dass das sommerliche arktische Meereis sehr sensitiv auf die Parametrisierung der Schneebedeckung und Eisalbedo reagiert, sowie auf die Parametrisierung des Eiswachstums. In ihrer Sensitivitätsstudie haben DORN et al. (2009) diverse Parametrisierungen für das gekoppelte Modell HIRHAM und NAOSIM getestet. Abb. 8-5 zeigt den zeitlichen Verlauf der Meereisausdehnung und des Meereisvolumens für Dezember 1997 bis Dezember 1998. Das Ergebnis ist, dass die unterschiedlichen Parametrisierungen im Winter kaum Einfluss auf das Meereis haben, im Sommer aber vor allem die Schneebedeckung und Eisalbedo die Meereisbedeckung und das -volumen beeinflussen. Die Schneebedeckung beeinflusst dabei maßgeblich den Beginn der Schmelzperiode und beschleunigt, in Rückkopplung mit einem veränderten Eisalbedo-Schema, den sommerlichen Eisrückgang.

Somit zeigen DORN et al. (2009), dass die Simulation des sommerlichen Eisrückgangs beträchtlich verbessert werden kann, sofern realistischere Parametrisierungen für die Interaktionen zwischen Atmosphäre, Eis und Ozean benutzt werden.

5 Ausblick

Wie am Beispiel der Medicanes zu sehen ist, gibt es regionale Phänomene, die mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozeanmodell deutlich besser simuliert werden können. Die Studie zur Meereisbedeckung hat gezeigt, dass in einzelnen Aspekten der Klimamodellierung noch großer Forschungsbedarf besteht. Regionale, gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Eis-Systeme sind in der Lage, lokale Prozesse wie zum Beispiel die Meereisdynamik genauer zu untersuchen. Dies ist einerseits zum Verständnis der lokalen Prozesse unabdingbar, kann aber auch in der Folge eine Verbesserung der globalen Klimamodelle bewirken. Gekoppelte Modellsysteme können einen positiven Einfluss auf die Simulation von Extremereignissen (zum Beispiel Hochwasser in Flüssen) haben.

Deshalb wird in den kommenden Jahren die Anwendung von gekoppelten regionalen Atmosphäre-Ozean-Modellen zunehmen. Dadurch wird einerseits das Verständnis der lokalen Prozesse verbessert werden, andererseits können auch Simulationen des zukünftigen Klimas mit diesen gekoppelten Modellen durchgeführt werden. Ideal wäre eine Kombination von regionalen, hochaufgelösten gekoppelten Modellen und den Globalmodellen, wie zum Beispiel ICON (Rieger et al. 2016) und MPAS (Heinzeller et al. 2016). Dieser Schritt ist notwendig, wenn kleinskalige Prozesse die Globaldynamik verändern. Regionale gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modelle können auch dazu beitragen, die Bandbreite der regionalen Klimaensembles zu bestätigen oder zu erweitern. Absehbar wird der Anteil von regionalen gekoppelten Modellen in künftigen IPCC-Berichten zunehmen.

Literatur

AKHTAR, N., BRAUCH, J., DOBLER, A., BERANGER, K., AHRENS, B., 2014: Medicanes in an ocean-atmosphere coupled regional climate model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **14**, 8, 2189–2201.
 BERG, P., DÖSCHER, R., KOENIGK, T., 2013: Impacts of using spectral nudging on regional climate model RCA4 simulations of the Arctic. *Geoscientific Model Development* **6**, 3, 849–859.

- BINDOFF, N. L., STOTT, P. A., ACHUTARAO, K. M., ALLEN, M. R., GILLETT, N., GUTZLER, D., HAN-SINGO, K., HEGERL, G., HU, Y., JAIN, S., MOKHOV, I. I., OVERLAND, J., PERLWITZ, J., SEBBARI, R., ZHANG, X., 2015: Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Hrsg.)]. Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 86 pp.
- BUSINGER, S., REED, R. J., 1989: Cyclogenesis in Cold Air Masses. *Weather and Forecasting* **4**, 2, 133–156.
- CASULLI, V., CATTANI, E., 1994: Stability, Accuracy and Efficiency of a Semiimplicit Method for 3-Dimensional Shallow-Water Flow. *Computers & Mathematics with Applications* **27**, 4, 99–112.
- CAVICCHIA, L., STORCH, VON, H., GUALDI, S., 2014: A long-term climatology of medicanes. *Climate Dynamics* **43**, 5, 1183–1195.
- DEVASTHALE, A., SEDLAR, J., KOENIGK, T., FETZER, E. J., 2013: The thermodynamic state of the Arctic atmosphere observed by AIRS: comparisons during the record minimum sea ice extents of 2007 and 2012. *Atmospheric Chemistry and Physics* **13**, 15, 7441–7450.
- DORN, W., DETHLOFF, K., RINKE, A., 2009: Improved simulation of feedbacks between atmosphere and sea ice over the Arctic Ocean in a coupled regional climate model. *Ocean Modelling* **29**, 2, 103–114.
- DORN, W., DETHLOFF, K., RINKE, A., 2012: Limitations of a coupled regional climate model in the reproduction of the observed Arctic sea-ice retreat. *Cryosphere* **6**, 5, 985–998.
- DÖSCHER, R., WYSER, K., MEIER, H. E. M., QIAN, M., REDLER, R., 2010: Quantifying Arctic contributions to climate predictability in a regional coupled ocean-ice-atmosphere model. *Climate Dynamics* **34**, 7, 1157–1176.
- FRITZSCHNER, U., 2002: Starkniederschläge in Sachsen im August 2002. *DWD, Offenbach*, 61 S.
- GIORGI, F., 2006: Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* **33**, 8.
- HAGEDORN, R., LEHMANN, A., JACOB, D., 2000: A coupled high resolution atmosphere-ocean model for the BALTEX region. *Meteorologische Zeitschrift* **9**, 1, 7–20.
- HAGEMANN, S., MACHENHAUER, B., JONES, R., CHRISTENSEN, O.B., DEQUE, M., JACOB, D., VIDALE, P. L., 2004: Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe. *Climate Dynamics* **23**, 5, 547–567.
- HANKE, M., REDLER, R., HOLFELD, T., YASTREMSKY, M., 2016: YAC 1.2.0: new aspects for coupling software in Earth system modelling. *Geoscientific Model Development* **9**, 8, 2755–2769.
- HAYLOCK, M. R., HOFSTRA, N., KLEINTANK, A. M. G., KLOK, E. J., JONES, P. D., NEW, M., 2008: A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research* **113**, 20.
- HEINZELLER, D., DUDA, M. G., KUNSTMANN, H., 2016: Towards convection-resolving, global atmospheric simulations with the Model for Prediction Across Scales (MPAS) v3.1: an extreme scaling experiment. *Geosci. Model Dev.* **9**, 77–110, doi:10.5194/gmd-9-77-2016.
- HILL, C., DELUCA, C., BALAJI, V., SUAREZ, M., DA SILVA, A., 2004: Architecture of the Earth System Modeling Framework. *Computing In Science & Engineering* **6**, 1, 18–28.
- HO-HAGEMANN, H., ROCKEL, B., KAPITZA, H., GEYER, B., 2013: COSTRICE—an atmosphere–ocean–sea ice model coupled system using OASIS3. o. O., 1 p.
- HOLLAND, M. M., SERREZE, M. C., STROEVE, J., 2010: The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models. *Climate Dynamics* **34**, 2, 185–200.
- HUNKE, E. C., 2010: Thickness sensitivities in the CICE sea ice model. *Ocean Modelling* **34**, 3, 137–149.
- HUNKE, E. C., LIPSCOMB, W. H., TURNER, A. K., JEFFERY, N., ELLIOT, S., 2015: CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User’s Manual Version 5.1LA-CC-06-012. Los Alamos, N.M., 114 pp.
- JÖCKEL, P., SANDER, R., KERKWEIG, A., TOST, H., LELIEVELD, J., 2005: Technical note: The Modular Earth Submodel System (MESSy) - a new approach towards Earth System Modeling. *Atmospheric Chemistry and Physics* **5**, 433–444.
- KOENIGK, T., BERG, P., DÖSCHER, R., 2015: Arctic climate change in an ensemble of regional CORDEX simulations. *Polar Research* **34**.
- MÄNDLA, K., JAAGUS, J., SEPP, M., 2015: Climatology of cyclones with southern origin in northern Europe during 1948–2010. *Theoretical and Applied Climatology* **120**, 1, 75–86.
- MOSCATELLO, A., MIGLIETTA, M. M., ROTUNNO, R., 2008: Observational analysis of a Mediterranean „hurricane“ over south-eastern Italy. *Weather* **63**, 10, 306–311.
- PIACENTINI, A., MOREL, T., THÉVENIN, A., 2011: O-palm: An open source dynamic parallel coupler. IV International Conference on Computational Methods for Coupled Problems in Science and Engineering.
- RIEGER, D., BANGERT, M., BISCHOFF-GAUSS, I., FOERSTNER, J., LUNDGREN, K., REINERT, D., SCHROETER, J., VOGEL, H., ZAENGL, G., RUHNKE, R., VOGEL, B., 2015: ICON-ART 1.0—a new online-coupled model system from the global to regional scale. *Geoscientific Model Development* **8**, 6, 1659–1676.
- SERREZE, M. C., HOLLAND, M. M., STROEVE, J., 2007: Perspectives on the Arctic’s Shrinking Sea-Ice Cover. *Science* **315**, 5818, 1533–1536.
- TOUS, M., ROMERO, R., 2012: Meteorological environments associated with medicane development. *International Journal of Climatology* **33**, 1, 1–14.
- TREGUIER, A. M., DESHAYES, J., LIQUE, C., DUSSIN, R., MOLINES, J. M., 2012: Eddy contributions to the meridional transport of salt in the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research* **117**, 5.

- VALCKE, S., 2013: The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software. *Geoscientific Model Development* **6**, 2, 373–388.
- VAUGHAN, D. G., COMISO, J. C., ALLISON, I., CARRASCO, J., KASER, G., KWOK, R., MOTE, P., MURRAY, T., PAUL, F., REN, J., RIGNOT, E., SOLOMINA, O., STEFFEN, K., ZHANG, T., 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 66 pp.
- WALDRON, K. M., PAEGLE, J., HOREL, J. D., 1996: Sensitivity of a spectrally filtered and nudged limited-area model to outer model options. *Monthly Weather Review* **124**, 3, 529–547.
- WERNLI, H., SCHWIERZ, C., 2006: Surface cyclones in the ERA-40 dataset (1958-2001). Part I: Novel identification method and global climatology. *Journal of the Atmospheric Sciences* **63**, 10, 2486–2507.

Kontakt

DR. BURKHARDT ROCKEL
Institut für Küstenforschung
Helmholtz-Zentrum Geesthacht
Max-Planck-Straße 1
21502 Geesthacht
burkhardt.rockel@hzg.de

DR. JENNIFER BRAUCH
Deutscher Wetterdienst
Klima und Umwelt - Zentrales Klimabüro
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach
jennifer.brauch@dwd.de

DR. OLIVER GUTJAHR
Universität Trier
Fachbereich VI - Raum- und Umweltwissenschaften
Fach Umweltmeteorologie
Behringstr. 21
54286 Trier
gutjahr@uni-trier.de

NAVEED AKHTAR, M.SC.
Institut für Atmosphäre und Umwelt
J.W.Goethe-Universität Frankfurt am Main
Altenhöferallee 1
60438 Frankfurt/Main
naveed.akhtar@iau.uni-frankfurt.de

DR. HA T.M. HO-HAGEMANN
Institut für Küstenforschung
Helmholtz-Zentrum Geesthacht
Max-Planck-Straße 1
21502 Geesthacht
ha.ho@hzg.de