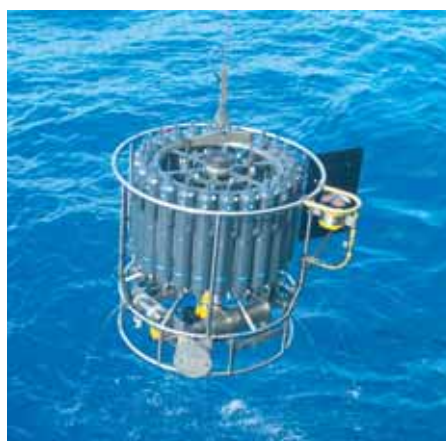




Einfluss der nichthydrostatischen Modellierung
und der Niederschlagsverdriftung auf die
Ergebnisse regionaler Klimamodellierung

Holger Göttel



Hinweis

Die Berichte zur Erdsystemforschung werden vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg in unregelmäßiger Abfolge herausgegeben.

Sie enthalten wissenschaftliche und technische Beiträge, inklusive Dissertationen.

Die Beiträge geben nicht notwendigerweise die Auffassung des Instituts wieder.

Die "Berichte zur Erdsystemforschung" führen die vorherigen Reihen "Reports" und "Examensarbeiten" weiter.



Notice

The Reports on Earth System Science are published by the Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg. They appear in irregular intervals.

They contain scientific and technical contributions, including Ph. D. theses.

The Reports do not necessarily reflect the opinion of the Institute.

The "Reports on Earth System Science" continue the former "Reports" and "Examensarbeiten" of the Max Planck Institute.

Anschrift / Address

Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Deutschland

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0
Fax: +49-(0)40-4 11 73-298
Web: www.mpimet.mpg.de

Layout:

Bettina Diallo, PR & Grafik

Titelfotos:

vorne:

Christian Klepp - Jochem Marotzke - Christian Klepp

hinten:

Clotilde Dubois - Christian Klepp - Katsumasa Tanaka

Einfluss der nichthydrostatischen Modellierung und der Niederschlagsverdriftung auf die Ergebnisse regionaler Klimamodellierung

Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften
im Departement Geowissenschaften der Universität Hamburg
vorgelegt von

Holger Göttel

Hamburg 2008

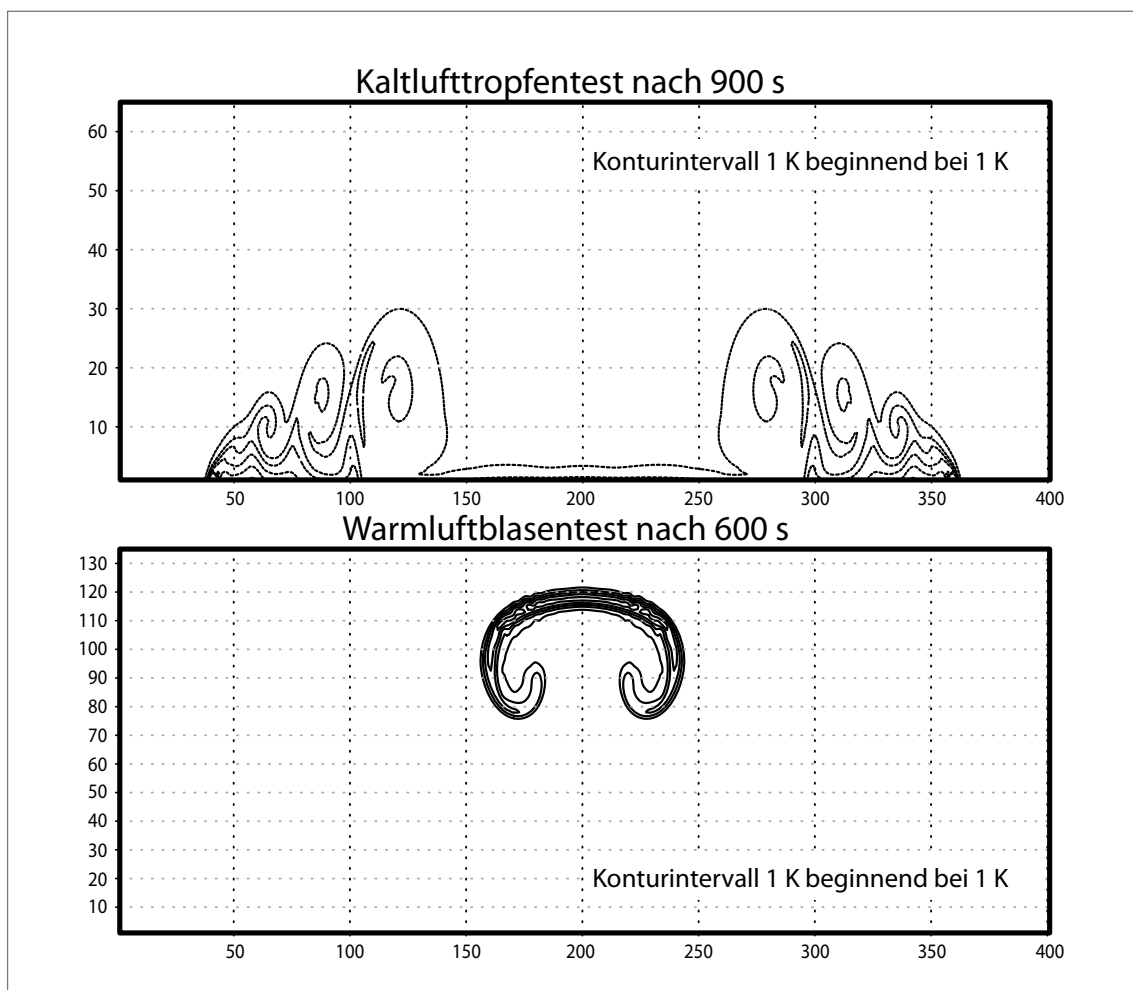
Holger Göttel
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstrasse 53
20146 Hamburg
Germany

Als Dissertation angenommen
vom Departement Geowissenschaften der Universität Hamburg

auf Grund der Gutachten von
Prof. Dr. Hartmut Graßl
und
Dr. Daniela Jacob

Hamburg, den 10. Dezember 2008
Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge
Leiter des Departements für Geowissenschaften

Einfluss der nichthydrostatischen Modellierung und der Niederschlagsverdriftung auf die Ergebnisse regionaler Klimamodellierung



Holger Göttel

Hamburg 2008

„... die Natur kennt keine Katastrophen,
Katastrophen kennt allein der Mensch,
sofern er sie überlebt.“

Max Frisch, 1979
Der Mensch erscheint im Holozän

Zusammenfassung

Diese Arbeit befasst sich mit zwei Themen der numerischen Klimamodellierung, die die Niederschlagsprognose direkt oder indirekt beeinflussen. Einerseits wird das hydrostatische Klimamodell REMO zu einem nichthydrostatischen erweitert und andererseits ein recheneffizientes Verfahren zur Beschreibung der Verdriftung von Niederschlag eingeführt.

Der Niederschlag ist räumlich und zeitlich sehr variabel. In der Wetter- und Klimamodellierung wird deshalb die räumliche Auflösung immer weiter erhöht. So werden Auflösungen erreicht, bei denen nichthydrostatische Effekte nicht mehr vernachlässigt werden können. Um hochaufgelöste Simulationen mit REMO zu ermöglichen, wird das Modell mit einem nichthydrostatischen Zusatzmodul erweitert. Mit idealisierten Test und Sensitivitätsstudien wurde der Einfluss der Erweiterung untersucht. Im hydrostatischen Bereich ($\gg 10$ km) erfolgt durch die nichthydrostatische Erweiterung keine Veränderung der Ergebnisse. Im nichthydrostatischen Regime dagegen (z.B. konvektiver Niederschlag) werden die Ergebnisse deutlich verbessert.

Bisher wurde der advective Transport sedimentierender Hydrometeore in REMO vernachlässigt. Diese Vereinfachung ist nur bei groben Auflösungen wie bei Globalmodellen möglich. Bei hochaufgelösten Simulationen, wie sie in REMO durchgeführt werden, führt diese zu ungenauen Ergebnissen. In REMO werden die Niederschläge in Gebirgsregionen unrealistisch wiedergegeben, mit zu hohen Niederschlägen im Luv und zu geringen Niederschlägen im Lee. Daher wurde die Beschreibung des Niederschlags mit einem recheneffizienten Verfahren zur Niederschlagsverdriftung erweitert. Mit der Berücksichtigung der Verdriftung des Niederschlags wird das Niederschlagsmaximum in Gebirgsregionen in Lee-Richtung verschoben, so dass eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen erreicht wird.

Zusätzlich wird in der Arbeit diskutiert, ob in der Klimamodellierung die steigende Rechnerleistung, wie in der Wettervorhersage, hauptsächlich zur Steigerung der Auflösung genutzt werden sollte oder zur Einführung weiterer klimarelevanter Prozesse sowie zur Durchführung mehrerer Klimaänderungssimulationen.

I. Inhaltsverzeichnis

I.	Inhaltsverzeichnis.....	I
1.	Einführung.....	3
2.	Klimamodellierung.....	9
2.1.	Skalenanalyse.....	11
2.2.	Nichthydrostatische Modelle	15
2.3.	Auflösungsabhängigkeit extremer Ereignisse	17
3.	REMO	21
3.1.	Räumliche und vertikale Diskretisierung	23
3.2.	Primitive Gleichungen in Eulerform	27
3.3.	Physikalische Parametrisierungen	31
3.3.1.	Wolken und Niederschlag in REMO	31
4.	Modellerweiterungen.....	33
4.1.	Nichthydrostatische Erweiterung.....	33
4.2.	Einführung der Verdriftung von Niederschlag.....	41
5.	Validierung des nichthydrostatischen Kerns.....	51
6.	Sensitivitätsexperimente mit REMO	65
6.1.	Sensitivitätsexperiment zur Advektion des Niederschlags	65
6.2.	Sensitivitätsstudie zur Zyklone Caroline.....	81
7.	Zusammenfassung und Schlussfolgerung	91
I.	Literaturverzeichnis	95
II.	Modellgebiete und Simulationen	107
III.	Tabellenverzeichnis	111
IV.	Abbildungsverzeichnis	113
V.	Abkürzungsverzeichnis	117
VI.	Symbolverzeichnis	121
VII.	Danksagung.....	125

1. Einführung

Aufzeichnungen zahlreicher meteorologischer und hydrologischer Dienste weltweit zeigen seit Beginn der industriellen Revolution im Jahre 1850 Änderungen im Klima. Der 4. Sachstandsbericht des IPCC (Climate Change, 2007) fasst diese Änderungen zusammen:

- Beobachtungen und Messungen lassen keinen Zweifel an der Änderung des Klimas: Die globale Erwärmung und der Meeresspiegelanstieg haben sich ebenso beschleunigt wie das Abschmelzen der Gletscher und des Eises am Nordpol. In den letzten 100 Jahren hat sich die Erde im Mittel um 0,74 °C erwärmt. Elf der letzten 12 Jahre (1995-2006) waren unter den 12 wärmsten Jahren seit Beginn der Beobachtungen.
- Es gilt als „gesichertes Erkenntnis“, dass sich durch menschliches Handeln seit 1750 das Klima weltweit gemittelt erwärmt hat – vorrangig verursacht durch den fossilen Brennstoffverbrauch, die Landwirtschaft und die Änderung der Landnutzung. Das heutige Niveau der Treibhausgase (THG) liegt deutlich höher als das natürliche Niveau in den letzten 650.000 Jahren.
- Regionale Klimamuster ändern sich: Zahlreiche langfristigen Veränderungen wurden beobachtet, etwa bei Temperatur und Eis in der Arktis, Salzgehalt im Ozean, Niederschlägen und Winden.
- Extreme Wetterereignisse wie Hitzewellen, Dürren und heftige Niederschläge sind häufiger geworden und die Intensität tropischer Stürme hat sich erhöht.

Der beobachtete Wandel wird zum Teil der Veränderung der Atmosphärenzusammensetzung durch den Menschen zugeschrieben. Durch den anthropogenen Ausstoß klimarelevanter Gase wie zum Beispiel CO₂, CH₄, FCKW und Aerosolen verändert der Mensch den Strahlungshaushalt der Erde. Dies wird als anthropogener Klimawandel bezeichnet. Diesen Zusammenhang deckte 1896 schon der schwedische Wissenschaftler Svante Arrhenius auf. Er ging noch davon aus, dass durch die anthropogene Freisetzung von CO₂ die Erde wärmer und damit auch lebenswerter wird: *„Der Anstieg des CO₂ wird zukünftigen Menschen erlauben, unter einem wärmeren Himmel zu leben.“* Heutige Studien (z.B. Beniston und Stephenson, 2004, Booij, 2002a, Boroneant et al., 2006, Christensen und Christensen, 2004, Frei et al., 2006, Schär et al., 2004) gehen davon aus, dass durch den Klimawandel Extremwerte zunehmen werden. Diese Zunahme lässt sich durch einfache statistische Zusammenhänge erklären.

Als Extreme werden seltene Ereignisse bezeichnet, die im Randbereich der Verteilung der Klimavariablen liegen wie z. B. die maximal mögliche Temperatur an einem bestimmten Ort. Die Verteilung wird durch die Auftrittswahrscheinlichkeit beschrieben. Die Form entspricht häufig der Gaußverteilung. Abbildung 1 (links) beschreibt beispielhaft die Form der Temperaturverteilung als Gaußverteilung und den Effekt der Verschiebung des Mittelwerts. Die Zunahme des Mittelwerts führt zu mehr extrem warmen Ereignissen und zu einer Verringerung der kalten Extreme. Neben der höheren Wahrscheinlichkeit von extrem warmen Ereignissen führt eine Verschiebung auch zu neuen, noch nicht beobachteten Extremen. Zusätzlich zur

Verschiebung der Mittelwerte kann sich auch die Form der Verteilung ändern (vgl. Abbildung 1 rechts). Hierdurch können sowohl die Extreme am unteren als auch am oberen Rand der Verteilung zunehmen bzw., wie in der Abbildung dargestellt, die Abnahme der kalten Extreme durch die Erhöhung des Mittelwerts kompensiert werden.

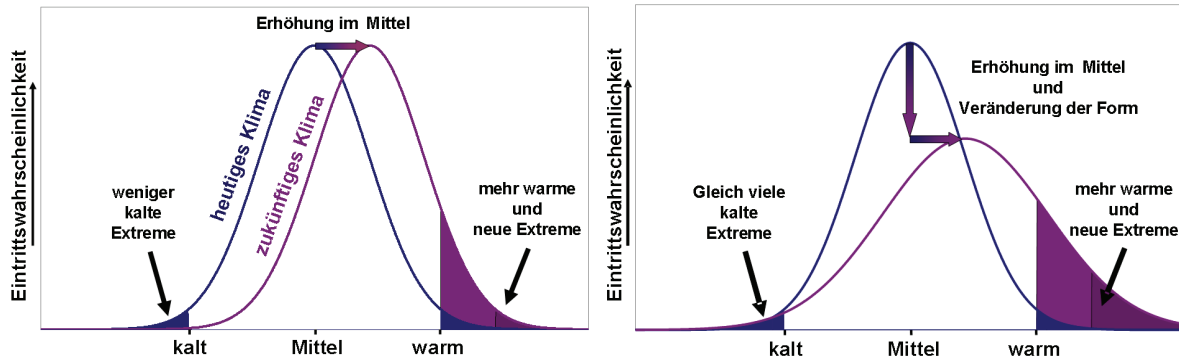


Abbildung 1: Schema der Zunahme extremer Ereignisse bei Verschiebung des Mittelwertes (links) und bei zusätzlicher Veränderung der Form (rechts) durch Zunahme der Variabilität am Beispiel der Temperatur (verändert nach Climate Change, 2007).

Schär et al. (2004) konnten mit Modellstudien zeigen, dass der Hitzesommer 2003 in Mitteleuropa für heutige Verhältnisse ein extrem seltenes Ereignis darstellt, aber für 2100 unter den Bedingungen des IPCC SRES A2 Szenario (Nakicenovic et al., 2000) ein normaler Sommer sein könnte. Hierfür ist sowohl die Zunahme des Mittelwertes als auch die höhere Variabilität verantwortlich (Abbildung 1 rechts). Andere Studien (z.B. Booi, 2002a, Christensen und Christensen, 2004, Groisman et al., 1999b) zeigen neben einer globalen Erwärmung mit dem Klimawandel zusätzlich eine Zunahme der Häufigkeit von Starkniederschlägen.

Bisherige Extremereignisse wie Starkniederschläge, Böen, lang anhaltende Trockenheit sowie Hitzeperioden sind mit großen sozio-ökonomischen Schäden verbunden. So wird geschätzt, dass der Hitzesommer 2003 in Mitteleuropa etwa 70.000 Tote (Robine et al., 2008) gefordert hat und die geschätzten Schäden in der Landwirtschaft 15 Mrd. US\$ betragen (Stern, 2006). Die Flut 2002 der Elbe hat in Deutschland 18 Todesopfer gefordert und der volkswirtschaftliche Schaden in Deutschland durch Arbeitsausfall, Zerstörung von Infrastruktur und Güter betrug nach Schätzungen etwa 9,2 Mrd. EUR (Münchner Rück, 2003). Aufzeichnungen von 1971 bis 1995 des Roten Kreuzes (IFRCRCS, 1997) zeigen, dass durchschnittlich in jedem Jahr 12.700 Menschen durch Hochwasser getötet werden, etwa 60 Millionen Menschen mittelbar betroffen sind und rund 3.2 Millionen Menschen ihr Obdach verlieren.

Die Verknüpfung zwischen Extremereignissen und sozio-ökonomischen Schäden zeigt auf, wie wichtig eine genaue Kenntnis der möglichen Veränderung der Extremereignisse durch den anthropogenen Klimawandel ist, um eine Anpassung an mögliche Risiken vorzunehmen und dadurch Schäden zu verringern.

Da mit der Erde keine Experimente gemacht werden können, sind numerische Klimamodelle das wichtigste Werkzeug zur Untersuchung des Klimawandels. Die

Bedeutung einer genauen Projektion des Klimawandels zur Vermeidung von Schäden ist bekannt und ist Gegenstand von Forschungsprojekten.

Die zur Klimaprojektion verwendeten Modelle für die Atmosphäre entsprechen denen für die Wettervorhersage, in die zusätzliche klimarelevante Prozesse implementiert sind. Die Grenze der Wettervorhersage von etwa 8 Tagen bis vereinzelt 4 Wochen auf Grund des chaotischen Verhaltens (Lorenz, 1963), tritt bei der Klimaprojektion so nicht auf. Im Gegensatz zur Wettervorhersage liegt kein Anfangswertproblem sondern ein Randwertproblem vor. Bei der Wettervorhersage startet man mit einem beobachteten Zustand und rechnet die zukünftige Entwicklung aus (Prognose 1. Ordnung). Die Projektion der Klimaänderung hängt nicht vom Anfangswert¹ ab sondern von Änderungen der Randbedingungen wie z.B. der solaren Einstrahlung und der Zusammensetzung der Atmosphäre (Prognose 2. Ordnung) ab. Die Klimaprojektion ist daher selbst abhängig von der Prognose der Änderung der Randbedingungen. Man kann daher bei einer Klimaprojektion nicht einzelne Tage vorhersagen, sondern nur die Änderung der mittleren Zustände sowie eine Wahrscheinlichkeitsaussage für bestimmte Abweichungen davon.

Zur Beschreibung der atmosphärischen Bewegung und der physikalischen Prozesse der Erde im Modell sind vielfältige, komplexe und nichtlineare Differentialgleichungen zu lösen. Analytische Lösungen dieser Gleichungen existieren, bis auf wenige generalisierte Vereinfachungen, nicht, so dass die Lösung nur durch numerische Integration möglich ist. Wenn alle relevanten Algorithmen zur Beschreibung der Dynamik der Atmosphäre sowie die klimawirksamen physikalischen Prozesse implementiert sind, spricht man von einem numerischen Modell des Klimasystems der Erde oder kurz Klimamodell.

Die Klimamodelle stellen hohe Anforderungen an die Rechnerleistung. Dank steigender Rechenleistung konnten die Modelle weiterentwickelt werden und beschreiben immer vielfältigere dynamische und physikalische Prozesse. So berücksichtigen heutige Klimamodelle immer mehr Prozesse und Klimakomponenten wie zum Beispiel, die Ozeane, die Aerosole (Stier, 2005), die dynamische Vegetation (Schurgers, 2006) oder Gletscher (Kotlarski, 2007) und lösen die Erde räumlich immer weiter auf. Abbildung 2 zeigt die historische Entwicklung der Klimamodelle, die durch die Verbesserung der Rechenleistung ermöglicht wurde.

¹ Dies gilt nicht, wenn Bifurkationspunkte vorliegen, die mehrere stabile Zustände ermöglichen. Beispielsweise sei hierfür die thermohaline Zirkulation genannt.

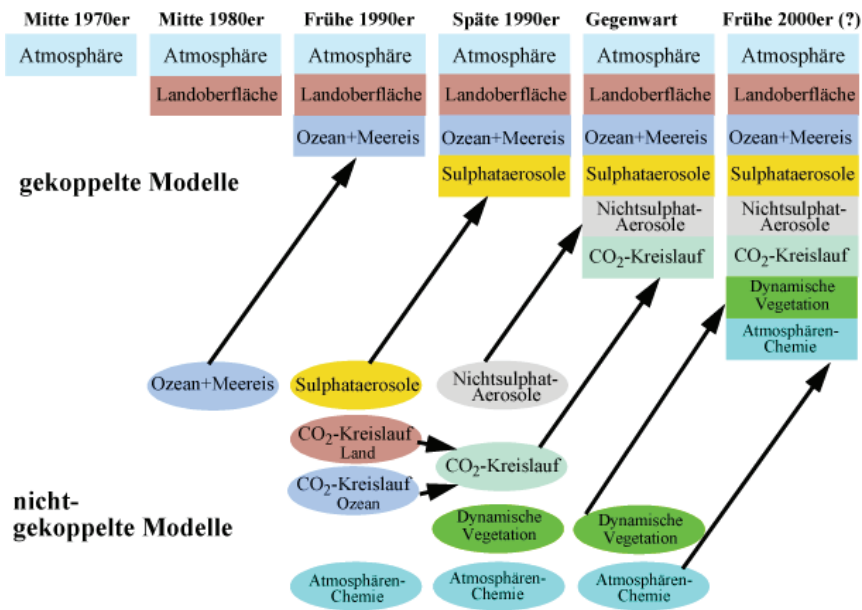


Abbildung 2: Chronologie der Klimamodellentwicklung (nach Houghton et al. 2001)

Die atmosphärischen Klimamodelle werden in globale und regionale Modelle unterteilt. Die globalen Modelle beschreiben die globale Zirkulation der Atmosphäre. Durch die immer noch begrenzte Rechenleistung der Computer weisen die Modelle räumliche Auflösungen auf (100 bis 300 km), die für eine regionale Projektion des Klimas nicht ausreichend sind. Hierfür wurden räumlich begrenzte Modelle (Regionalmodelle) entwickelt. Die Regionalmodelle konzentrieren sich auf Gebiete von speziellem Interesse und lösen das Gebiet mit Auflösungen von 10 bis 50 km räumlich besser auf. Mit der besseren Wiedergabe der Orographie, der Küstenlinie, der Binnengewässer sowie der Oberflächencharakteristik steigt im Allgemeinen die räumliche Repräsentativität der Ergebnisse (Giorgi und Mearns, 1991). Regionale Klimamodelle gibt es seit Ende der 80er Jahre (Dickinson et al., 1989, Giorgi, 1990). Seitdem haben sie den Vorteil der hohen Auflösung insbesondere im Hinblick auf Extreme gezeigt (Schär et al., 2004, Beniston und Stephenson, 2004, Beniston et al., 2007).

In der Wettervorhersage wird häufig postuliert (Männik, 2003), dass die Güte der Vorhersage, insbesondere für Extreme, mit weiter steigender Auflösung der Regionalmodelle zunimmt. Hierbei steht insbesondere die zeitlich und räumlich korrekte Vorhersage eines Einzelereignisses im Vordergrund. Im Gegensatz hierzu ist das Ziel der Klimamodellierung, die mögliche Änderung des mittleren Zustands sowie die Wahrscheinlichkeit der Abweichung vom Mittelwert inklusive Extremwerte unter Veränderung der Randbedingung darzustellen. Dies erfordert einerseits die Berücksichtigung verschiedener Prozesse, wie z.B. Änderung der Vegetation auf Grund der Klimaänderung sowie der Unsicherheiten in den Randbedingungen, als auch der internen Modellvariabilität. Kann man daher, wie in der Wettervorhersage einfach mit steigender Rechnerleistung die Auflösung erhöhen oder muss man weitere physikalische Prozesse sowie die Unsicherheiten mit berücksichtigen, um die Projektionen zu verbessern?

Eine vollständige Beantwortung dieser Frage ist nicht ohne weiteres möglich, da die Antwort einerseits von der Aufgabenstellung abhängt und andererseits auch von philosophischer Natur ist. So muss z.B. für die Antwort auf die Frage: Kann der Landwirt heute das Feld düngen, ohne dass am nächsten Tag ein kräftiges Gewitter die Nährstoffe in ein Gewässer spült? ein sehr hochaufgelöstes Modell verwendet werden, da bei Gewitter innerhalb weniger Kilometer Gebiete auftreten wo Niederschlag bzw. kein Niederschlag fällt. Für die ähnliche Fragestellung dagegen: Muss ein Landwirt sich auf Bodenerosion durch Starkniederschläge einstellen, da im Zuge des Klimawandels stärkere und/oder häufigere Starkniederschläge auftreten? ist eine hochaufgelöste Simulation wie bei der vorhergehenden Frage nicht zwingend notwendig. Für die Antwort auf dieser Frage benötigt man ein Modell, welches adäquat Extreme modellieren kann und Prozesse berücksichtigt, die einen Einfluss auf deren Veränderung haben.

Um Antworten auf die Frage zu geben, werden in dieser Arbeit zwei Aspekte analysiert, die den Niederschlag direkt oder indirekt beeinflussen. Im ersten Teil wird untersucht, welchen Einfluss die Verdriftung des Niederschlags während des Fallens auf die Berechnung von Niederschlagsextremen hat. Zweitens wird im Rahmen einer Einzelfallstudie untersucht, welchen Einfluss die Auflösung und vereinfachte Annahmen auf die Niederschlagsbildung der Zyklone Caroline (17. Februar 1997) haben. Für alle Untersuchungen wird das regionale Klimamodell REMO (REgional MOdel) verwendet. Für den letzten Aspekt ist eine nichthydrostatische Erweiterung des hydrostatischen Klimamodells REMO notwendig, um Auflösungen von weniger als 10 km rechnen zu können. Dies stellt den Hauptteil der Arbeit dar.

Der erste Teil der Arbeit beschäftigt sich mit der Analyse bereits bestehender nichthydrostatischer Modelle und bisherigen auflösungsabhängigen Extremwertuntersuchungen, die im zweiten Kapitel dargestellt werden.

Im dritten Kapitel der Arbeit wird das regionale Modell REMO mit den physikalischen und dynamischen Erweiterungen vorgestellt. Die Modellgleichungen werden dargestellt und die Unterschiede zwischen hydrostatisch und nichthydrostatisch erklärt.

Im vierten Kapitel wird dargestellt, wie das hydrostatische Modell REMO in ein nichthydrostatisches Modell umformuliert wird. Hierbei wird auf Arbeiten von Janjic et al. (2001) zurückgegriffen, die in dieser Arbeit zum ersten Mal auf Drei-Zeit-Ebenen-Verfahren mit semi-impliziten Korrekturen angewendet wird.

Die Validierung der nichthydrostatischen Erweiterung erfolgt im fünften Kapitel. Hierbei werden künstliche Experimente mit Dichteunterschieden in der Atmosphäre durchgeführt, die die erfolgreiche Implementierung demonstrieren.

Im sechsten Kapitel werden Experimente mit Veränderungen in den physikalischen Prozessen und mit dem nichthydrostatischen Modell durchgeführt. Ziel ist hierbei den Einfluss auf den Niederschlag und auf die Niederschlagsextreme zu analysieren.

2. Klimamodellierung

Mit Klimamodellen lassen sich Klimavariabilität und Klimaveränderungen der Vergangenheit und der Zukunft untersuchen. Hierzu ist eine modellhafte Beschreibung des physikalischen Erdsystems (Abbildung 3) erforderlich. Es gibt kein Meßsystem, welches alle Moleküle des Erdsystems, d. h. der Atmosphäre, der Biosphäre, der Cryosphäre, der Hydrosphäre und der Pedosphäre erfassen und keinen Computer, der ihre Zustände für die Zukunft simulieren kann. Daher ist man auf Vereinfachungen angewiesen um das Erdsystem im Modell nachzubilden.

Eine Vereinfachung, die allen Modellen gleich ist, ist die Diskretisierung von Raum und Zeit. Hierbei wird die Atmosphäre in gleichmäßige Volumenelemente (häufig Quader) unterteilt und der mittlere Zustand des Volumens berechnet. Ebenso wie die Atmosphäre wird auch die Zeit diskretisiert, d. h. man berechnet die Zustandsänderung im Volumen immer nach einem festen Zeitschritt.

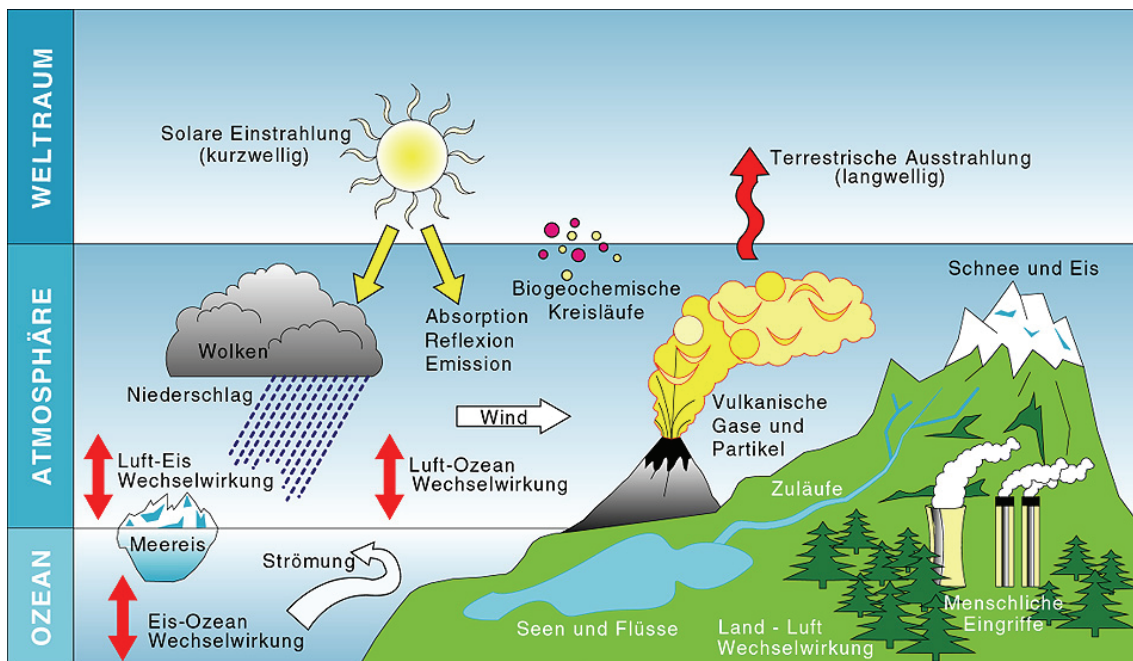


Abbildung 3: Schematische Darstellung physikalischer Prozesse im Klimasystem der Erde (nach Houghton et al. 2001)

Durch die Diskretisierung sind alle Prozesse, die kleiner als ein Volumenelement oder kürzer als ein Zeitschritt sind, nicht zu erfassen. Wesentliche Klimafaktoren erstrecken sich über alle räumlichen und zeitlichen Größenordnungen von nm für Aerosole bis hin zu erdumspannenden planetaren Wellen sowie von einigen Sekunden für Turbulenzen bis zu einigen tausend Jahren der Milankowitsch-Zyklen.

Zur Berücksichtigung aller Raum- und Zeitskalen besteht ein Klimamodell aus einem dynamischen und einem physikalischen Teil. Die Dynamik beschreibt mit den Gleichungen der Strömungsmechanik den Transport von Impuls, Energie, Wasserdampf und Wasser. Obwohl die Dynamik ebenfalls ein physikalischer Prozess ist, wird dieser Teil in der Modellierung separat betrachtet, da dieser Teil sauber auf dem Gitter gelöst wird und das numerische Integrationsverfahren hauptsächlich auf die Lösung dieser Gleichungen abgestimmt ist. Die

nichtdynamischen Prozesse wie z.B. die Strahlung sowie über physikalische Parametrisierungen diejenigen Prozesse, die mit der Diskretisierung nicht erfasst werden, sind im physikalischen Teil zusammengefasst.

Zusätzlich zur Diskretisierung verwenden Klimamodelle noch weitere Vereinfachungen. Eine häufige Vereinfachung ist die Annahme der hydrostatischen Approximation, die mitunter die untere Auflösungsgrenze von Klimamodellen bestimmt und damit eine wesentliche Rolle spielt (siehe Kapitel 2.2).

2.1. Skalenanalyse

Um einschätzen zu können, wie Extreme in Klimamodellen wiedergegeben werden, muss untersucht werden, ob diejenigen Systeme, die zu Extremen führen können, durch die Diskretisierung erfasst werden.

Meteorologische Extremereignisse können vielfältiger Art sein. Die Warnkriterien für Unwetter des Deutschen Wetterdienstes (DWD) umfassen folgende Punkte:

Tabelle 1: Warnkriterien des DWD (Stand 08.11.2007)

Quelle (<http://www.dwd.de/de/WundK/Warnungen/info>)

Meteorologische Erscheinung	Schwellenwerte
Orkanartige Böen	105 bis 115 km/h
Orkanböen	> 120 km/h
Starkregen	> 25 l/m ² in 1 Stunde > 35 l/m ² in 6 Stunden
Dauerregen	> 40 l/m ² in 12 Stunden > 50 l/m ² in 24 Stunden > 60 l/m ² in 48 Stunden
starker Schneefall	> 10 cm in 6 Stunden > 15 cm in 12 Stunden in Lagen über 800 m: > 30 cm in 12 Std.
Hagelschlag	Ø > 1,5 cm
Schneeverwehungen	Neuschnee oder lockere Schneedecke > 10 cm und wiederholt Böen ab 8 Bft
Glatteis	verbreitet Glatteisbildung am Boden oder an Gegenständen
Tauwetter	mit Dauerregen bei einer vorhandenen Schneedecke (> 15 cm)
Starke Wärmebelastung	Gefühlte Temperatur > 32 °C
Extreme Wärmebelastung	Gefühlte Temperatur > 38 °C

Die Kriterien des DWD beziehen sich auf Deutschland. Dort ist bei einer Überschreitung der Schwellenwerte mit Schäden an Infrastrukturen, mit

Beeinträchtigungen des Verkehrs oder mit humanphysiologischen Beeinträchtigungen zu rechnen.

Die auf Deutschland bezogenen Schwellen für Extreme können nicht ohne weiteres auf andere Regionen übertragen werden, da hier bei geringeren oder höheren Schwellenwerten Schäden zu erwarten sind. Auf Grund der Sensitivität ist es schwierig eindeutige Extreme zu definieren. Beniston und Stephenson (2004) geben einen Überblick und teilen die Definition von Extremen in 3 Kategorien ein.

- Ereignisse die selten auftreten und über ihre Eintrittswahrscheinlichkeit definiert sind.
- Ereignisse die einen festgelegten Schwellenwert überschreiten.
- Ereignisse die mit sozioökonomischen Schäden verbunden sind. Die Einordnung erfolgt hierbei über Kosten und Schäden.

Alle Definitionen sind nicht zufrieden stellend, da sie einen weiten Spielraum zulassen. Dennoch können die extremen Ereignisse mit unterschiedlichen atmosphärischen Systemen verknüpft werden, wie z. B.:

- Tiefdruckgebiete,
- Lokale Gewitterstürme,
- Orographische Steigungsniederschläge und
- Hitzehochs.

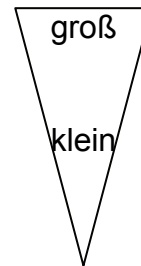
Die hier beschriebenen Systeme unterscheiden sich sehr in ihrer Größe und verändern sich mit der Zeit. Man kann ihnen eine räumliche (z.B. Durchmesser einer Zyklone) und zeitliche (z.B. Lebensdauer einer Zyklone) Skala zuweisen. Das Spektrum reicht über mehrere Größenordnungen. So reicht die Raumskala (L) von 10^{-3} bis 10^7 m und wird in der Meteorologie zur einfachen Einordnung in die Makroskala ($L > 2000$ km), Mesoskala ($2 \text{ km} < L < 2000$ km) und Mikroskala ($L < 2$ km) unterteilt. Eine noch feinere Unterteilung erfolgt mit Hilfe der griechischen Buchstaben α , β und γ und geht auf Orlandi (1975) zurück.

Skala	Makro		Meso			Mikro		
	α	β	α	β	γ	α	β	γ
von	Erdumfang	10000km	2000km	200km	20km	2km	200m	20m
bis	10000km	2000km	200km	20km	2km	200m	20m	1m

Numerische Modelle können Systeme nur dann darstellen, wenn die räumliche Auflösung deutlich kleiner ist als die Raumskala des Systems. Alle kleineren Systeme müssen, um berücksichtigt werden zu können, parametrisiert werden. So kann mit Hilfe einfacher Skalenanalysen untersucht werden, welche meteorologischen Erscheinungen mit welcher Auflösung simuliert werden können. Entsprechend der aufgelösten Skala können die Modelle ebenfalls in Makro (α , β)-, Meso (α , β , γ)- und Mikro (α , β , γ)- Modelle eingeteilt werden.

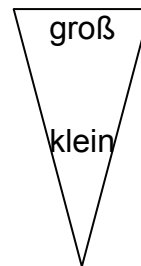
Extreme Wetterphänomene, wie in Tabelle 1 beschrieben, sind meist nicht an einzelne Wettersysteme gebunden. So sind Stürme bzw. Böen nach dem DWD allgemein definiert als Winde mit Geschwindigkeiten von über 29 m/s und sind je nach Skala verschiedenen Systemen zugeordnet:

- Winterstürme,
- Fronten,
- Gewitterstürmen und
- Tornados.



Ebenso können auch Starkniederschläge verschiedenen Systemen zugeordnet werden:

- Tiefdruckgebiete,
- Fronten,
- Hebungsniederschläge und
- Gewitter.



Die Skalen dieser Phänomene reichen von etwa 2.000 km für Hoch- und Tiefdruckgebiete bis hin zu wenigen 100 m für Tornados (siehe Abbildung 4). Um alle Phänomene bis hin zu Tornados im Modell explizit² auflösen zu können, müssten demnach die numerischen Modelle eine Auflösung von wenigen Dekametern aufweisen. Bei der derzeitigen Rechenleistung ist diese Auflösung sowohl bei Klima- als auch Wettervorhersagemodellen unrealistisch. Bisher betragen die Auflösungen bei globalen Klimamodellen etwa 200x200 km², bei regionalen Klimamodellen etwa 10x10 km² und bei regionalen Wettervorhersagemodellen etwa 7x7 km². Jede weitere horizontale Auflösungserhöhung um den Faktor zwei bedeutet eine Verachtfachung der Rechenleistung (vierfach höhere Gitterpunktsanzahl und halber Zeitschritt). Wird zusätzlich auch die Anzahl der vertikalen Schichten verdoppelt, so erhöht sich der Rechenbedarf um den Faktor 16. Selbst bei Beibehaltung des Moore'schen Gesetzes, wonach sich die Rechenleistung etwa alle anderthalb Jahre verdoppelt, wird die operationelle Nutzung von einigen Dekametern noch mehrere Jahrzehnte dauern.

² d. h. ohne physikalische Parametrisierung, wie sie in Strömungsmodellen standardmäßig verwendet werden, sowie ohne Darstellung auf einer modellangepassten Skala.

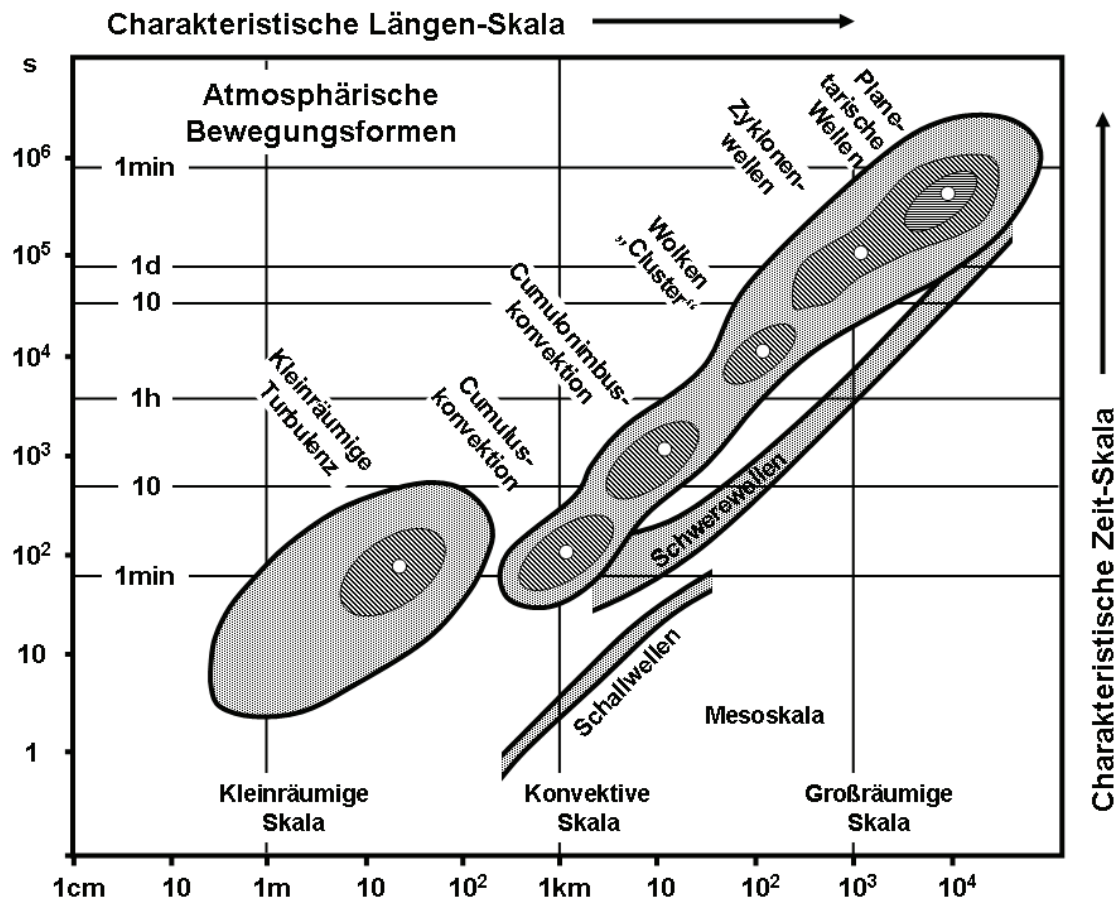


Abbildung 4: Skalendiagramm: Einordnung meteorologischer Phänomene nach räumlichen und zeitlichen Skalen (verändert nach Fortak, 1982).

Bei Außerachtlassung der kleinstskaligen Systeme wie Tornados, können größere Maschenweiten von einigen Kilometern verwendet werden. Hier spielen Wolkensysteme eine wesentliche Rolle und decken die Skala von wenigen Kilometern (konvektive Gewitter) bis einigen tausend Kilometern (Tiefdruckgebiete) ab. Für die nicht aufgelösten Systeme werden Parametrisierungen genutzt, die die subskaligen Extreme wiedergeben sollen.

2.2. Nichhydrostatische Modelle

Klimamodelle beschreiben mindestens die physikalischen Prozesse der Erde. Da die Berücksichtigung aller Prozesse die Modelle aufwendiger macht und die Dauer einer Simulation verlängert, ist man bestrebt Vereinfachungen bzw. Approximationen einzuführen, die die Ergebnisse der Modelle nicht signifikant verändern. Eine Approximation, die in Klimamodellen standardmäßig verwendet wird, ist die hydrostatische Approximation.

Unter einer hydrostatischen Bedingung versteht man in der Hydrodynamik eine besondere Schichtung der Atmosphäre, bei der für alle Luftschichten die Differenz der Druckkraft am Unter- und Oberrand genau der Schwerkraft der Schicht entspricht. Die vertikalen Kräfte in der Atmosphäre sind ausbalanciert, so dass keine vertikalen Beschleunigungen auftreten.

Für große Gebiete ($\gg 100 \times 100 \text{ km}^2$) ist die Erdatmosphäre hydrostatisch geschichtet. Bei kleineren Gebieten weicht die Atmosphäre immer stärker vom hydrostatischen Gleichgewicht ab. Für reale atmosphärische Prozesse konnte gezeigt werden, dass ab der γ -Mesoskala bzw. für Gebiete kleiner als $10 \times 10 \text{ km}^2$ die Vertikalgeschwindigkeiten nicht mehr zu vernachlässigen sind (Orlanski, 1981; Wippermann, 1981). In der Klimamodellierung, mit Auflösungen größer $10 \times 10 \text{ km}^2$, kann die Annahme der hydrostatischen Approximation verwendet werden. Hierdurch vereinfacht sich die Navier-Stokes-Gleichung, die den Impulstransport beschreibt, zum Gleichungssystem, das nur noch die horizontalen Prozesse berücksichtigt.

REMO wird seit etwa einem Jahrzehnt intensiv für regionale Klimastudien genutzt. Es basiert wie fast alle anderen regionalen Klimamodelle auf den hydrostatischen Gleichungen.

Gestützt durch die steigende Rechenleistung ist das Interesse an hochaufgelösten Simulationen in den letzten Jahren gestiegen. Hierdurch werden Auflösungen erreicht, für die die Fehler der hydrostatischen Approximation nicht mehr vernachlässigbar sind. Bisher wurden nichhydrostatische Modelle für wissenschaftliche Prozessstudien und seit einigen Jahren auch für die Kurzfrist-Wettervorhersage verwendet, während viele regionale Klimamodelle noch immer im hydrostatischen Bereich angesiedelt sind. Seit einigen Jahren vollzieht sich ein Wechsel (vgl. Tabelle 2). Die Klimaversion des nichhydrostatischen Lokal Modells vom Deutschen Wetterdienst ist seit 2005 im Einsatz. Das am NCAR entwickelte nichhydrostatische Modell MM5 (Dudhia, 1993) wird in mehreren Instituten standardmäßig verwendet und das am NCAR, NOAA und an 150 weiteren Instituten entwickelte WRF Modell wird derzeit in 77 Ländern angewendet.

Wie REMO nutzen die meisten hydrostatischen Klimamodelle ein geländefolgendes sowie druckbasiertes Koordinatensystem. Die Erweiterung von REMO zu einem nichhydrostatischen Modell über ein Zusatzmodul, wie hier durchgeführt, hat mehrere praktische Vorteile. Einerseits können die bestehenden Programme zur Aufbereitung der Antriebsdaten sowie zur Visualisierung weiterhin genutzt werden und andererseits ist der Aufwand für die Entwicklung geringer. Zusätzlich zum praktischen Nutzen hat die Beibehaltung der druckbasierten Vertikalkoordinaten den

Vorteil, dass das Gleichungssystem gegenüber Höhenkoordinaten a priori massenerhaltend ist.

Druckkoordinaten in hydrostatischen Modellen wurden durch Eliassen (1949) eingeführt. Das erste nichthydrostatische Modell wurde von Malkus und Witt (1959) entwickelt. Auch spätere Modelle von z. B. Ogura (1962), Lilly (1962) und Pastushkov (1973) nutzen Höhenkoordinaten. Das erste nichthydrostatische Modell mit Druckkoordinaten wurden von Miller (1974) sowie Miller und Pearce (1974) eingeführt. Der Einsatz der Modelle beschränkte sich im Wesentlichen auf kleine Integrationsgebiete zur Untersuchung von Konvektions- und Gewitterprozessen. Mit Dudhia (1993) wurden nichthydrostatische Modelle erstmals zur Wettervorhersage sowie für Klimastudien eingesetzt. Die nachstehende Tabelle gibt einen Überblick über die verwendeten nichthydrostatischen Modelle in der Wettervorhersage und der Klimamodellierung.

Tabelle 2: Übersicht von nichthydrostatischen Modellen, die unter anderem als Klimamodelle verwendet werden

Modell	Autor	Koordinatensystem	Anwendung
WRF-ARW	Skamarock und Klemp, 2005	Geländefolgende Druckkoordinaten	Wettervorhersage und Klimamodell
NMM oder WRF-NMM	Janjic et al., 2001	Geländefolgende Druckkoordinaten	Wettervorhersage und Klimamodell
LM und CLM	Thomas, 2001	Hybride Druckkoordinaten und z-Koordinaten	Wettervorhersage und Klimamodell
HIRLAM	Männik et al., 2003	Hybride Druckkoordinaten	Wettervorhersage und Klimamodell
MM5	Dudhia, 1993	Geländefolgende Druckkoordinaten	Wettervorhersage und Klimamodell

Der für die Untersuchung notwendige Einbau der nichthydrostatischen Erweiterung in REMO gegenüber der Verwendung eines fertigen hier aufgeführten nichthydrostatischen Modells wird aus zwei Gründen vorgezogen. REMO wird seit über einem Jahrzehnt erfolgreich für regionale Klimastudien eingesetzt. In dieser Zeit wurde es mehrfach verifiziert und gilt als eines der bestvalidierten regionalen Klimamodelle in Europa. Zweitens wird derzeit am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M) und beim Deutschen Wetterdienst (DWD) an der nächsten Generation von Klima- und Wettervorhersagemodellen gearbeitet – dem nichthydrostatischem ICON Modell. Die hier durchgeführten Arbeiten zur Erweiterung von REMO können zur Entwicklung von ICON beitragen.

2.3. Auflösungsabhängigkeit extremer Ereignisse

Zu den wesentlichen Aufgaben der Wettervorhersage bzw. Klimamodellierung wird die korrekte Vorhersage (Nielsen-Gammon und Strack 2000) bzw. korrekte statistische Erfassung von Starkniederschlagsereignissen gezählt. Die Fokussierung auf das Thema wird zunehmend verstärkt, da immer mehr Studien zeigen, dass mit steigenden Treibhausgaskonzentrationen die Intensität und Häufigkeit von extremen Niederschlägen zunehmen (z. B. Boroneant et al., 2006, Frei et al., 2006, Climate Change, 2007).

Durch die Erhöhung der anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen steigt die globale Mitteltemperatur, was zu einer Intensivierung des hydrologischen Kreislaufs führen kann (Climate Change, 2007). Die Zunahme von extremen Niederschlägen kann dabei nicht nur auf höhere mittlere Niederschläge zurückgeführt werden, da auch in Regionen mit Niederschlagsabnahme verstärkt Niederschlagsextreme erwartet werden (Groisman et al., 1999). Die Temperatursensitivität des Niederschlags wird auf die Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft (Clausius-Clapeyron-Gleichung) zurückgeführt (Allen und Ingram, 2002, Frei et al., 2006, Trenberth et al., 2003). Hiernach steigt die Wasserdampfaufnahmefähigkeit der Luft bei zunehmender Lufttemperatur exponentiell an. So kann 20 °C warme Luft bei einer Temperaturzunahme um 1 °C etwa 6 % mehr Feuchte aufnehmen. Die im wärmeren Klima stärker befeuchtete Luft erhöht das Potential von starken Niederschlagsereignissen. Die physikalisch basierten Überlegungen wurden mit Klimaänderungsexperimenten für die mittleren und hohen Breiten mit globalen und regionalen Klimamodellen bestätigt (z. B. Kharin und Zwiers, 2000, Semenov und Bengtsson 2002, Voss et al., 2002, Christensen und Christensen, 2004, Räisänen et al., 2004a, Booij, 2002a). Alle Studien zeigen eine Zunahme von extremen Niederschlägen in den mittleren und hohen Breiten, unterscheiden sich aber in der Stärke der Zunahme sowie in der räumlichen Verteilung. Der Unterschied in den einzelnen Studien basiert auf verschiedenen Auswertemethoden und auf unterschiedlich verwendeten Treibhausgasprognosen, unterschiedlichen Klimamodellen und verschiedenen Modellauflösungen.

Der Einfluss der unterschiedlichen regionalen Klimamodelle wird in Déqué et al. (2005) untersucht. Die Modellauflösung beeinflusst die Modellvariabilität bei den extremen Niederschlägen, da die Niederschlagsklimatologie stark durch kleinskaligen Antrieb wie Topographie und Landnutzung beeinflusst wird (Giorgi und Mearns, 1991). Eine höhere Auflösung erlaubt nicht nur eine bessere Darstellung der Topographie, sondern ermöglicht zusätzlich eine exaktere Beschreibung kleinskaliger Strukturen in synoptischen und mesoskaligen Systemen, welche das Klima und den Niederschlag einer Region beeinflussen (Leung et al., 1996, Christensen und Kuhry, 2000). Daher wird in der Wettervorhersage seit etwa drei Jahrzehnten daran gearbeitet die Auflösung zu erhöhen, um die Starkniederschlagsmodellierung zu verbessern (Roebber et al., 2004).

In der Klimamodellierung wird mittels regionaler Klimamodelle der Vorteil höherer Auflösungen (Giorgi, 1995, Marinucci et al., 1995, Christensen und Kuhry, 2000, Leung und Qian, 2003) insbesondere hinsichtlich der Genauigkeit des simulierten

Niederschlags in topographisch strukturierten Gebieten untersucht. Giorgi und Marinucci (1996a) zeigen auf, dass die bessere Beschreibung des Niederschlags bei höherer Auflösung nicht nur auf die genauere Darstellung der Orographie zurückzuführen ist, sondern auch auf der Sensitivität der Modellphysik und der Modelldynamik beruht. Gordon et al. (1992) zeigen Gründe auf, warum bei grober Auflösung die Frequenz und Magnitude von Extremniederschlägen nur ungenau wiedergegeben werden können. 1.) Bei grober Auflösung kann definitionsgemäß nur der boxgemittelte Niederschlag fallen, so dass kleinskalige Extremniederschläge herausgefiltert werden. 2.) Die grobe Auflösung kann einige Prozesse (z.B. Konvektion), die extreme Niederschläge produzieren, nicht explizit auflösen, so dass die Intensität von der physikalischen Parametrisierung abhängt.

In ihrer Studie zeigen Iorio et al. (2004) auf, dass der zweite Grund von Gordon et al. (1992) nur für Sommerniederschläge zutrifft, die hauptsächlich durch konvektive und damit sehr kleinskalige Prozesse ausgelöst werden. In der Studie wurde die Konvektionsparametrisierung durch eine wolkenauflösende Superparametrisierung ersetzt. Die Ergebnisse zeigen für den Winter, wenn eher großräumig Niederschlag fällt, eine Auflösungsabhängigkeit bei gebietsgemittelten Niederschlägen. Im Sommer dagegen sind die Ergebnisse bei Verwendung der Superparametrisierung für Gebietsmittel auflösungsunabhängig. Grundsätzlich weisen alle Studien (z. B. Gordon et al., 1992, Iorio et al., 2004, Nielsen-Gammon und Strack, 2000) mit zunehmender Auflösung eine bessere räumliche Variabilität des Niederschlags auf.

Wie entscheidend die Konvektionsparametrisierung für Starkniederschlagsereignisse ist, zeigt die Studie von Nielsen-Gammon und Strack (2000). Bei Auflösungen zwischen 36 und 4 km zeigt sich, ab einer horizontalen Gittergröße von 18 km, bei Verwendung einer Konvektionsparametrisierung eine Konvergenz der Intensität während ohne Konvektionsparametrisierung keine Konvergenz bis zu einer Auflösung von 4 km auftritt. Da das Modell bei 4 km Auflösung ohne Konvektionsparametrisierung höhere Niederschläge modelliert als mit Konvektionsparametrisierung schließen die Autoren auf eine unzureichende Parametrisierung. Dies lässt den Schluss zu, dass mit wolkenauflösenden Modellen die Güte von Konvektionsparametrisierungen prüfbar ist. Die gleiche Schlussfolgerung ziehen Nagasawa et al. (2006), die mit Modellauflösungen von 20x20 km² bis 100x100 m² arbeiten.

Ein häufiges Problem der höchst aufgelösten Simulationen von 10x10 km² oder kleiner liegt in der fehlenden Validierung. In einigen o.g. Studien wird die höchst aufgelöste Simulation als Wahrheit herangezogen, da vergleichende Beobachtungen fehlen. Die Schwierigkeit bei der Einschätzung von hoch aufgelösten Ergebnissen wird z. B. in Jacob et al. (2008) beschrieben. Die Auflösungen erreichen Größenordnungen die besser sind als globale Beobachtungsdatensätze. Hierdurch wird die Einschätzung der Güte und der räumlichen Verbesserung der Ergebnisse erschwert, wie es in Abbildung 5 ersichtlich ist. Durch die höhere Auflösung im Regional-Modell REMO ergeben sich im Niederschlagsmuster detailreichere Informationen. Im Vergleich zu den CRU Beobachtungen kann die detailreichere Darstellung in der 10x10 km² Simulation nicht validiert werden. Erst mit zusätzlichen hoch aufgelösten Beobachtungsdatensätzen, wie z.B. von der ETH Zürich, kann

eindeutig gezeigt werden, dass die detailreichere Darstellung realistisch ist. Jedoch sind diese Datensätze zeitlich und räumlich begrenzt und beinhalten nur wenige Klimaparameter.

Niederschlag in den Alpen

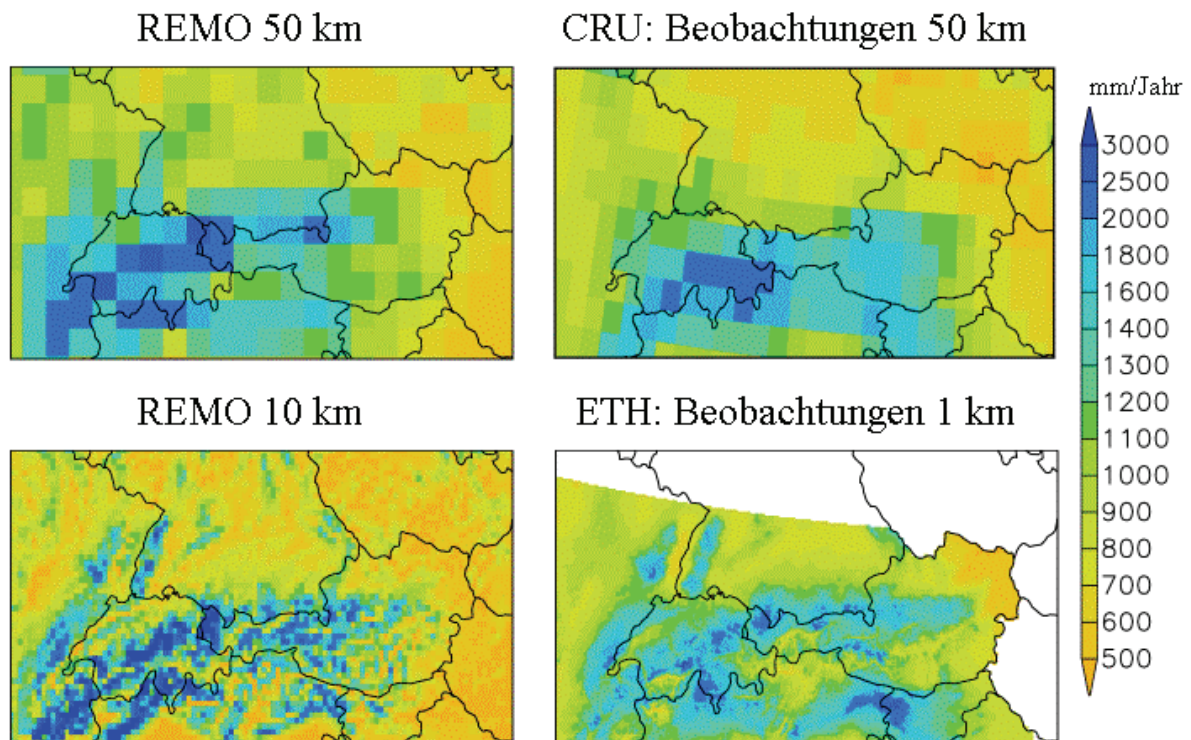


Abbildung 5: Jahresniederschlag jeweils gemittelt über 20 Jahre für REMO (1979-1999) und Beobachtungen (CRU: 1979-1999; ETH Zürich 1971-1990) bei verschiedenen Horizontalaufösungen.

3. REMO

Als Basis für die Untersuchung der Auflösungsabhängigkeit der Extremereignisse dient das regionale Klimamodell REMO (Regional-MOdel). REMO (Jacob und Podzun, 1997, Jacob, 2001; Jacob et al., 2001; Jacob et al., 2007) ist ein dreidimensionales, hydrostatisches, atmosphärisches Zirkulationsmodell. Durch die Annahme der Hydrostasie, d. h. keine Vertikalbeschleunigung, ist die höchstmögliche Auflösung auf etwa $10 \times 10 \text{ km}^2$ (Orlanski, 1981; Wippermann, 1981) beschränkt. Derzeit wird REMO bei Auflösungen von 10 bis 50 km verwendet. Mit der nichthydrostatischen Erweiterung (siehe Kapitel 4.1) werden Auflösungen von bis zu einigen 100 m ermöglicht.

Die atmosphärischen prognostischen Variablen von REMO sind die Temperatur, der Bodendruck, die spezifische Feuchte, das Flüssigwasser und die horizontalen Windkomponenten. Ähnlich wie andere regionale Klimamodelle ist REMO aus einem existierenden regionalen Wettervorhersagemodell, hier aus dem Europamodell (EM) des Deutschen Wetterdienstes (Majewski, 1991), entstanden. Die physikalischen Parametrisierungen des EM wurden durch die des globalen Zirkulationsmodell ECHAM 4 (Roeckner et al., 1996) ersetzt, um bei langen Simulationsperioden die klimarelevanten Prozesse, wie z. B. das „Gedächtnis“ des Bodens, besser berücksichtigen zu können.

Die numerische Integration in REMO erfolgt über ein explizites leap-frog Schema bzw. Bocksprungverfahren (siehe Abbildung 6). Bei diesem Verfahren erfolgt die Prognose für die prognostische Variable Θ :

$$\Theta(t + \Delta t) = \Theta(t - \Delta t) + 2 \cdot \Delta t \cdot \frac{\partial \Theta(t)}{\partial t} \quad (3.1)$$

nicht vom aktuellen Zeitpunkt t aus, sondern vom vorhergehenden Zeitpunkt $t - \Delta t$. Der Vorteil dieses Verfahrens besteht darin, zeitliche Tendenzen zum Zeitpunkt t bestimmen zu können, wodurch sich eine numerisch genauere Trapezintegration ergibt. Andererseits erfordert dieses Verfahren die Speicherung von 3 Zeitebenen ($t - \Delta t$, t und $t + \Delta t$). Dies stellt mit der heutigen Computertechnik kein Problem mehr dar. Ein Nachteil ist das Auslassen eines Zeitschritts, so dass sich zwei Zeitfamilien bilden können (siehe Abbildung 6). Zur Vermeidung der Bildung zweier Zeitfamilien im Bocksprungverfahren wird ein Zeitfilter nach Asselin (1972) verwendet. Zur Dämpfung von Schwerewellen wird ein semi-implizites Korrekturverfahren verwendet, was einen etwa 8-fach längeren Zeitschritt ermöglicht.

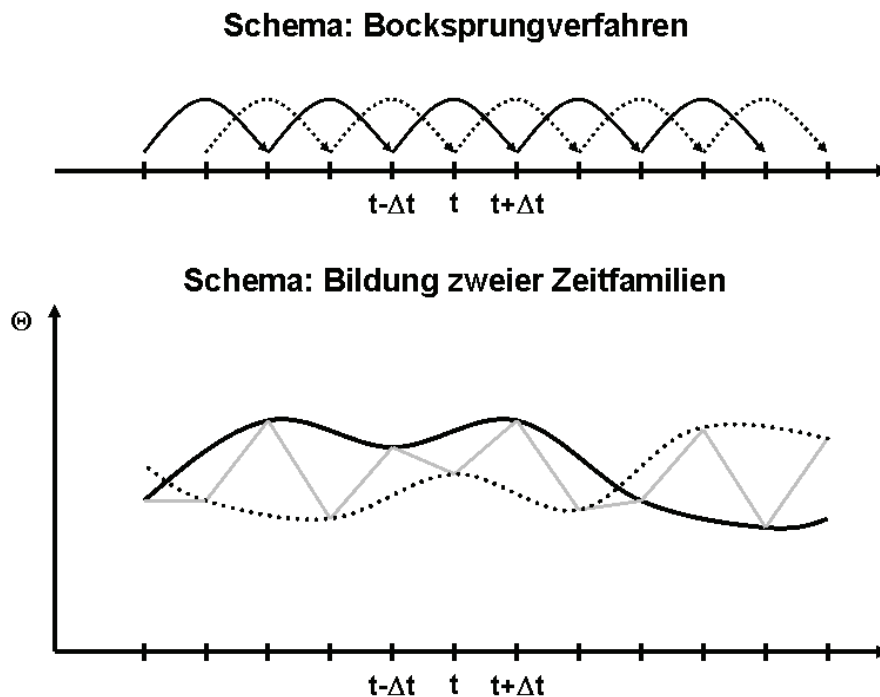


Abbildung 6: Schema des Bocksprungverfahrens (oben) und der Herausbildung zweier Zeitfamilien (unten)

REMO als ein räumlich begrenztes Modell kann an den Rändern wahlweise mit Re/Analysedaten oder mit Informationen aus globalen Klimamodellen angetrieben werden. D. h. REMO wird einmal innerhalb des Simulationsgebietes mit globalen Daten initialisiert und während der Modellrechnung an den seitlichen Rändern mit sich kontinuierlich ändernden globalen Daten angetrieben. An den seitlichen Rändern werden Temperatur, Druck, Windkomponenten, Flüssigwasser und Luftfeuchtigkeit vorgegeben, alle anderen Größen werden dort und im Modellgebietsinnern von REMO direkt berechnet. Der Erdboden bzw. die Meeresoberfläche stellen den unteren Rand des Modells dar. Die Meeresoberflächentemperatur wird ebenfalls als zeitlich variable Größe vom Globalmodell oder aus Beobachtungen vorgegeben. Die Landflächen werden durch Topographie, Oberflächenbeschaffenheit, Rauigkeit, Bodenbeschaffenheit und Vegetation beschrieben. Zu jedem Modellzeitschritt berechnet REMO die Bodentemperaturen für 5 Erdbodenschichten bis zu einer Tiefe von 10 m sowie eine repräsentative Bodenfeuchte für den gesamten Boden.

3.1. Räumliche und vertikale Diskretisierung

Hydrodynamische Gleichungen sind klassischerweise für kartesische Koordinaten (Abbildung 7, links) erstellt. Ab Gebietsgrößen von 100x100 km² spielt die Erdkrümmung eine entscheidende Rolle, so dass man bei Klimamodellen dazu übergeht, die Gleichungen in Kugelkoordinaten zu transformieren.

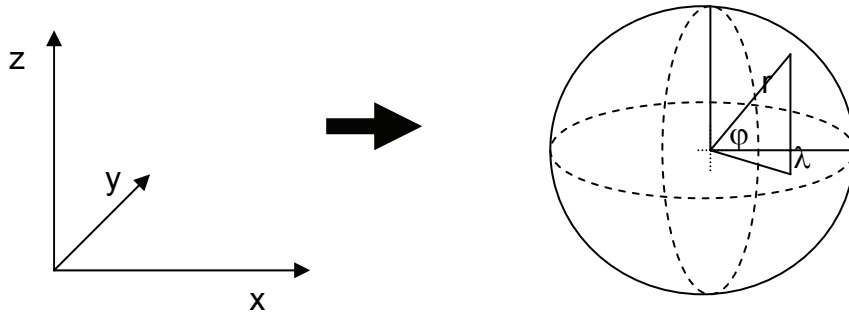


Abbildung 7: Koordinatensysteme: kartesisches (links) und sphärisches Koordinatensystem (rechts)

Die kartesischen Koordinaten x , y und z werden bei der Kugelkoordinatentransformation zu den sphärischen Koordinaten λ , φ und z transformiert (siehe Abbildung 7). Die Transformation erfolgt mit den Einheitsvektoren:

$$q_1 = a \cos(\varphi) e_\lambda \quad \rightarrow \quad \frac{\partial}{\partial x} = \frac{1}{a \cos(\varphi)} \frac{\partial}{\partial \lambda}, \quad (3.1.1)$$

$$q_2 = a e_\varphi \quad \rightarrow \quad \frac{\partial}{\partial y} = \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} \quad \text{und} \quad (3.1.2)$$

$$q_3 = e_z \quad \rightarrow \quad \frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z}. \quad (3.1.3)$$

Die Variablen q_i sind die generellen Koordinaten im Raum, e_i die Einheitsvektoren im sphärischen System und a der Erdradius ($a = 6371229$ m).

Durch Verwendung der Kugelkoordinaten ergibt sich für gleiche Gitterweiten in West-Ost und Nord-Süd ein Polproblem. Durch die Konvergenz der Meridiane in Richtung der Pole werden die Gitterboxen in den hohen Breiten immer schmaler. So ist der Gitterpunktabstand in West/Ost-Richtung bei 60° N nur noch halb so groß wie am Äquator. Für die Gitterboxen in Nord/Süd-Richtung bleiben die Abstände konstant. Um dadurch bedingte numerische Probleme zu beheben, werden Modellgebiete von Regionalmodellen nördlich und südlich des 45. Breitengrades häufig rotiert, so dass der rotierte Äquator durch das Modellgebiet verläuft (Abbildung 8). So werden ungefähr gleiche Abstände in West/Ost- und Nord/Süd-Richtung gewährleistet.

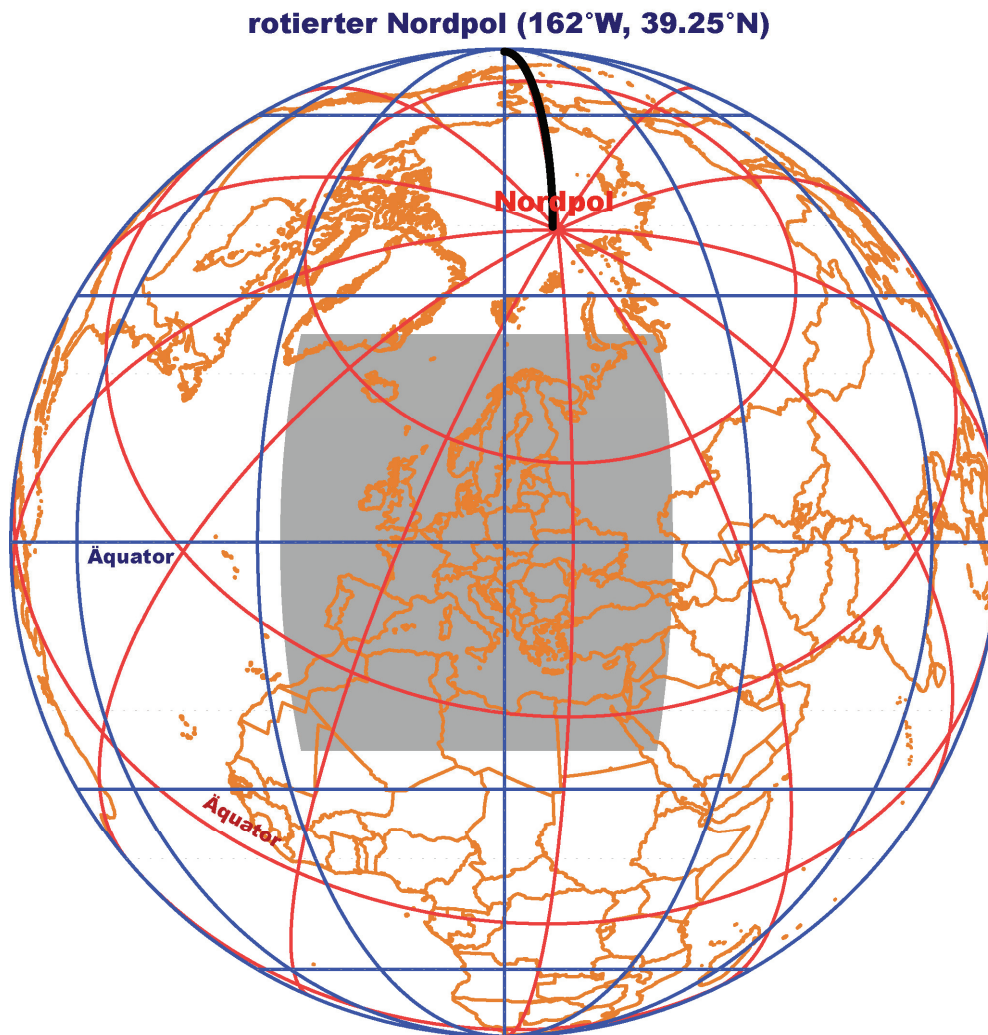


Abbildung 8: Rotierte Länge und Breite (blaue Linien) für ein sphärisches Koordinatensystem mit dem rotierten Nordpol bei 162° W und 39,25° N. Rote Linien: Länge und Breite des unrotierten geographischen Systems. Grau eingezeichnet ist das ENSEMBLES Modellgebiet.

Neben der Rotation nutzt REMO sowohl horizontal und vertikal ein versetztes Gitter (siehe Abbildung 9). Das Gitter ermöglicht eine Approximationsgenauigkeit 2. Ordnung. Die horizontale Diskretisierung erfolgt nach Arakawa und Lamb (1977). Hierbei wird das C-Gitter verwendet, wo alle thermodynamischen Variablen am Gittermittelpunkt, die U-Windkomponente am östlichen Rand und die V-Windkomponente am nördlichen Rand definiert sind. Die vertikale Diskretisierung entspricht dem Charney-Philips-Gitter und nutzt ein hybrides Vertikalkoordinatensystem nach Simmons und Burridge (1981) (siehe Abbildung 9 und Abbildung 10). In der unteren Atmosphäre liegt ein σ -System vor (siehe Kapitel 3.2). Das Rechengitter schmiegt sich an die Orographie an und wird zu einem nicht-orthogonalen System verformt - mit der Orographie als unterste Grenze. Der Vorteil dieses Verfahrens ist, dass die Untergrenze klar definiert ist und das Koordinatensystem der natürlichen Strömung folgt. Oberhalb der Grenzschicht geht das Koordinatensystem immer mehr in ein p-System über, womit wieder eine Anpassung an die natürliche Strömung erfolgt.

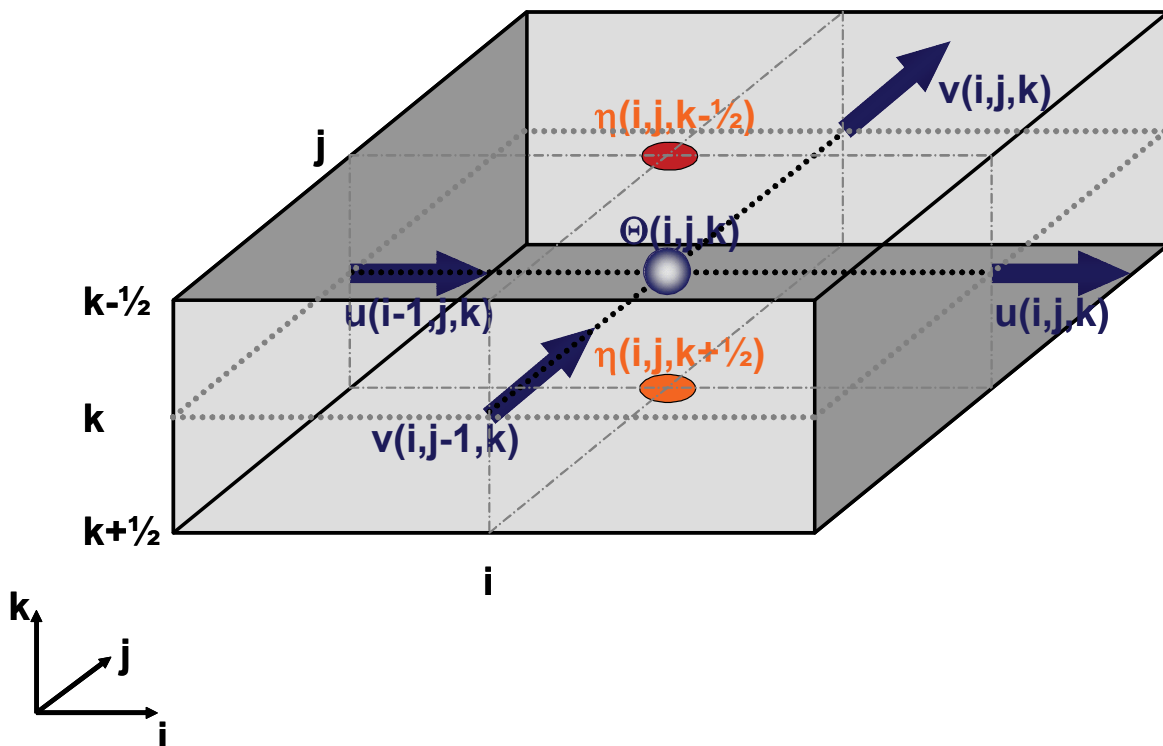


Abbildung 9: Schema der horizontalen Diskretisierung mit dem Arakawa-C-Gitter und vertikal nach dem Charney-Philips-Gitter. Die Schichtmitte (Massenpunkt) stellt das volle Level-k und die obere und untere Grenze der Box die halben Level- $k \pm 1/2$ dar. An den Seitenflächen sind die Windkomponenten (u, v, η) definiert und am Massemittelpunkt Temperatur, Flüssigwasser und Feuchte (hier als Θ zusammengefasst).

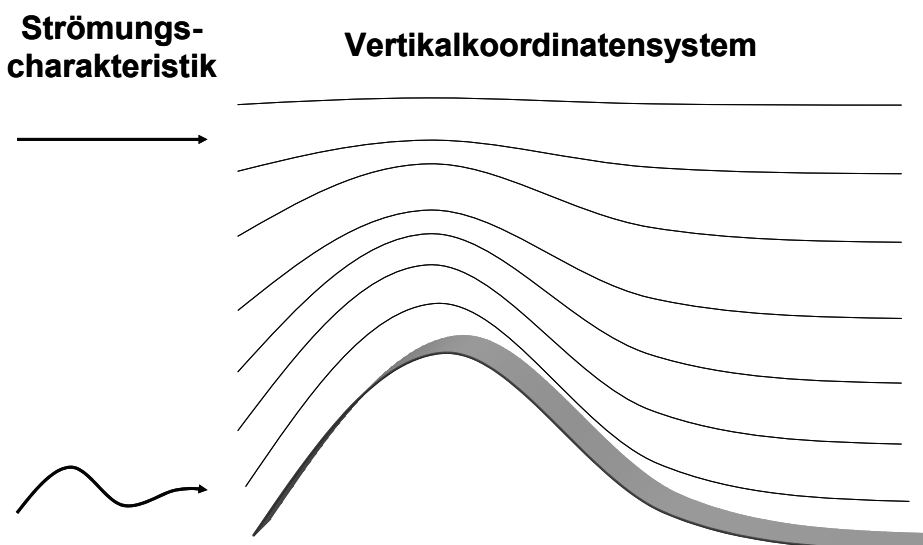


Abbildung 10: Schema des vertikalen Koordinatensystems und Strömungscharakteristika für die bodennahe Strömung und in der freien Atmosphäre. Die Linien stellen die halben Level- $k \pm 1/2$ dar, wobei das unterste Level sich an die Orographie (grau) anschmiegt.

3.2. Primitive Gleichungen in Eulerform

Die atmosphärischen prognostischen Gleichungen, die die dynamischen Prozesse in REMO beschreiben, basieren auf den primitiven Gleichungen (3.2.1-7). Entsprechend der Aufteilung in einen dynamischen und einen „physikalischen“ Kern (s. Kapitel 2) erfolgt die Darstellung ohne dissipative Prozesse, wie z.B. turbulente Diffusion, ohne diabatische Prozesse, wie z.B. Absorption und Emission sowie ohne Phasenübergänge. Diese Prozesse sind in den Termen F_u , F_v , F_T , F_{Qd} und F_{Qw} zusammengefasst. Obwohl diese Prozesse in dieser Arbeit präsentiert werden, stellen sie den eigentlichen Antrieb für das Wetter und Klima dar, wobei die Strahlung (solare Strahlung als externe Energiequelle) durch Absorption und Emission besonders relevant ist. In kartesischen Koordinaten entsprechen die Gleichungen für die horizontalen Windkomponenten u und v , die wie in der Meteorologie üblich in Beschleunigungen formuliert sind:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\vec{v}\nabla u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_u \quad (3.2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\vec{v}\nabla v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_v \quad (3.2.2)$$

Aus den Eulerschen Impulsgleichungen (3.2.1-2) folgt, dass die zeitliche Änderung von u und v am Ort gleich der Advektion (1. Term auf der rechten Seite) mit dem Wind, der Druckgradientbeschleunigung (2. Term), der Coriolisbeschleunigung (3. Term) und den dissipativen Prozessen (4. Term) ist. Für die Vertikalgeschwindigkeit w (wegen der hydrostatischen Approximation nicht dargestellt, siehe Kapitel 2.2) wirkt zusätzlich noch die Vertikalbeschleunigung.

Die Masse der Atmosphäre ergibt sich durch die Dichte der Luft ρ . Die Dichteänderung wird mit der Kontinuitätsgleichung (3.2.3) beschrieben. Sie betrachtet die Massenflüsse durch das Volumen.

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{v}\rho) \quad (3.2.3)$$

Da es sich um ein geschlossenes System handelt, folgt aus der Kontinuitätsgleichung die Massenerhaltung.

Mit der Kontinuitätsgleichung (3.2.3) und dem 1. Hauptsatz der Thermodynamik (3.2.4) kann die prognostische Gleichung für die Temperatur (3.2.5) abgeleitet werden.

$$c_p dT - \frac{1}{\rho} dp = 0 \quad (3.2.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{v}\nabla T - \frac{p}{\rho \cdot c_v} \nabla \vec{v} \quad (3.2.5)$$

Die bisherigen Gleichungen, die eine trockene Atmosphäre beschreiben, müssen um zwei Gleichungen für Wasserdampf und Flüssigwasser erweitert werden, um reale

Prozesse zu beschreiben. Die prognostischen Gleichungen für Wasserdampf Q_d (3.2.6) und Flüssigwasser Q_w (3.2.7) lauten:

$$\frac{\partial Q_d}{\partial t} = -\vec{v}\nabla Q_d + F_{Q_d} \quad \text{und} \quad (3.2.6)$$

$$\frac{\partial Q_w}{\partial t} = -\vec{v}\nabla Q_w + F_{Q_w}. \quad (3.2.7)$$

Die Terme auf der rechten Seite der Gleichungen beschreiben Transportprozesse sowie allgemeine Quellen- und Senkenprozesse wie z. B. Phasenübergänge. Mit den primitiven Gleichungen 3.2.1-7 sind die dynamischen Prozesse der Atmosphäre beschreibbar.

Transformation der Primitiven Gleichungen

Die Gleichungen können mittels Kugelkoordinatentransformationen (Gleichungen 3.1.2 bis 3.1.3) und nach Simmons und Burridge (1981) in ein sphärisches und ein hybrides Vertikalkoordinaten-System (η -System) überführt werden, wie sie in REMO verwendet werden. Das hybride vertikale Koordinatensystem η (siehe auch Kapitel 3.1) basiert auf Druckkoordinaten. Der Vorteil bei der Verwendung von Druckkoordinaten liegt in der Massenerhaltung der kontinuierlichen Größen (Laprise, 1992) und ermöglicht den Vergleich mit Beobachtungen, da bei Radiosondenaufstiegen ebenfalls der Druck als Bezugssystem genutzt wird. Der hydrostatische Druck π für die η -Koordinate ist nach Simmons und Burridge (1981) wie folgt definiert:

$$\pi = A(\eta) + \pi_s \cdot B(\eta) \quad (3.2.8)$$

mit π_s als hydrostatischem Bodendruck, $A(\eta)$ als Druck-(p)-Vertikalparameter (siehe auch Kapitel 3.1):

$$A(\eta) = \pi_0 \cdot \eta \cup \frac{\pi_0 \cdot \pi_T}{\pi_0 - \pi_T} \cdot (1 - \eta) \Rightarrow \text{obere} - \cup \text{untere} - \text{Atmosphäre} \quad (3.2.9)$$

und $B(\eta)$ als Sigma-(σ)-Vertikalparameter:

$$B(\eta) = 0 \cup \frac{\pi_0 \cdot \eta - \pi_T}{\pi_0 - \pi_T} \Rightarrow \text{obere} - \cup \text{untere} - \text{Atmosphäre} \quad (3.2.10)$$

mit π_0 als Referenzdruck (1000 hPa) und π_t als Übergangshöhe zum reinen p-System.

Nach Simmons und Burridge (1981) wird zwischen halben und vollen Modellleveln unterschieden. Die halben Level bestimmen die Ober- und Unterkante der Gitterboxen und entsprechen direkt den Druckkoordinaten (π). Auf ihnen sind das Geopotential Φ , die Vertikalbewegung im η -System $\dot{\eta}$ und die vertikalen turbulenten Flüsse definiert. Die vollen Level ergeben sich durch die arithmetische Mittelung der halben Level. Sie definieren die Massenschwerpunkte der Gitterboxen, auf denen die horizontalen Windkomponenten u und v , die Temperatur T , der Wasserdampf Q_d und das Flüssigwasser Q_w definiert sind.

Nachstehend sind die transformierten prognostischen Gleichungen des regionalen Klimamodells REMO, welche die Bewegung der Atmosphäre in geländefolgenden Koordinaten auf einem Ausschnitt der Atmosphäre beschreiben, zusammengefasst (Majewski et al. 1995).

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left(u \frac{\partial u}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \frac{\partial u}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \frac{\partial u}{\partial \eta} \\ & - \frac{1}{\rho \cdot a \cdot \cos \varphi} \left(\frac{\partial \pi}{\partial \lambda} + \rho \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) + f \cdot v + F_u \end{aligned} \quad (3.2.11)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left(u \frac{\partial v}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \frac{\partial v}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \frac{\partial v}{\partial \eta} \\ & - \frac{1}{\rho \cdot a} \left(\frac{\partial \pi}{\partial \varphi} + \rho \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) - f \cdot u + F_v \end{aligned} \quad (3.2.12)$$

Die Gleichungen (3.2.11-12) beschreiben die zeitliche Änderung der horizontalen Windkomponenten u und v . Die Änderung wird bestimmt durch die Advektion (1. und 2. Term), die Druckgradientkraft (3. Term), die Corioliskraft (4. Term) und die subskaligen Prozesse (5. Term) wie z. B. Horizontaldiffusion und turbulente Vertikaladvektion. Der zusätzliche Höhengradientterm in der Druckgradientkraft (3. Term) ergibt sich durch die Erweiterung des Druckgradientterms im Druckkoordinatensystem.

Die Temperaturgleichung (3.2.5) lautet in sphärischen Druckkoordinaten:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left(u \frac{\partial T}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} \\ & + \frac{1}{\rho} \omega + F_T \end{aligned} \quad (3.2.13)$$

Die ersten beiden Terme auf der rechten Seite beschreiben wieder die Advektion. Die neu eingeführte Variable ω beschreibt die zeitliche Änderung des Drucks im Luftvolumen durch die Divergenz des Windfelds und F_T subskalige Prozesse sowie Temperaturänderungen durch Phasenübergänge von Wasser.

Die Gleichungen für Wasserdampf Q_d und Flüssigwasser Q_w ergeben sich zu:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_d}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left(u \frac{\partial Q_d}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \frac{\partial Q_d}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \frac{\partial Q_d}{\partial \eta} \\ & + QS_{Q_d} + F_{Q_d} \end{aligned} \quad (3.2.14)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q_w}{\partial t} = & -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left(u \frac{\partial Q_w}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \frac{\partial Q_w}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \frac{\partial Q_w}{\partial \eta} \\ & + QS_{Q_w} + F_{Q_w} \end{aligned} \quad (3.2.15)$$

Die Advektion von Wasserdampf und Flüssigwasser werden durch die ersten beiden Terme auf der rechten Seite beschrieben. Der 3. Term beschreibt Quellen und

Senken durch z.B. Phasenübergänge von Flüssigwasser zu Wasserdampf und der 4. Term subskalige Prozesse.

Die Kontinuitätsgleichung (3.2.6) reduziert sich im p-Koordinatensystem bei hydrostatischer Approximation zu einer prognostischen Gleichung für den hydrostatischen Bodendruck π_s :

$$\frac{\partial \pi_s}{\partial t} = -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^1 \left[\frac{\partial u \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta' \quad (3.2.16)$$

sowie zur diagnostischen Bestimmung der Vertikalgeschwindigkeit $\dot{\eta}$:

$$\dot{\eta} \frac{\partial \pi}{\partial \eta} = B(\eta) \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^1 \left[\frac{\partial u \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta' \quad (3.2.17)$$

$$- \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^\eta \left[\frac{\partial u \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta'$$

Zur Lösung der Gleichungen 3.2.11-12 fehlt die Diagnostik des Geopotentials. Das Geopotential folgt aus der hydrostatischen Grundgleichung:

$$\Phi = \Phi_s - \int_1^\eta \frac{R \cdot T}{p} \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \cdot d\eta'. \quad (3.2.18)$$

Zusätzlich zur dynamischen Beschreibung der Atmosphäre mit den primitiven Gleichungen müssen noch subskalige Prozesse wie z. B. Niederschlagsbildung und Turbulenz sowie die Interaktion mit der Erdoberfläche berücksichtigt werden. Diese Prozesse werden durch physikalische Parametrisierungen eingebunden.

3.3. Physikalische Parametrisierungen

Die Gleichungen 3.2.11-3.2.18 geben die dynamischen Prozesse wieder, wie sie nicht nur in der Erdatmosphäre ablaufen sondern z.B. auch in technischen Prozessen. Daher müssen die Gleichungen um Prozesse erweitert werden, die das Wetter ausmachen wie z.B. die Strahlung, die Bildung von Wolken und die Wechselwirkung mit der Erdoberfläche. Diese Prozesse sind in den F-Termen auf der rechten Seite der Gleichungen (3.2.11-3.2.18) zusammengefasst, und werden in der dynamischen Meteorologie als diabatische Prozesse bezeichnet. Die Berechnung der diabatischen Prozesse erfolgt im physikalischen Kern von REMO. Die Arbeiten von Semmler (2002) und Roeckner et al. (1996) geben einen Überblick über die verwendeten Parametrisierungen in REMO.

Anschließend wird auf die Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung in REMO näher eingegangen, die im Rahmen dieser Arbeit modifiziert wurden.

3.3.1. Wolken und Niederschlag in REMO

REMO als β -Mesoskalen-Modell (siehe Kapitel 2.1) kann nur einen Teil der Wolkenprozesse explizit modellieren. Daher ist die Simulation der Wolken in zwei Prozesse gegliedert 1) die skaligen Wolken, die mit den prognostischen Variablen beschrieben werden können, und 2) die subskaligen Wolken (konvektive Wolken) auf kleinerer Skala.

Die skalige Beschreibung der Wolken entspricht der Methode von Sundqvist (1978) wie sie auch in ECHAM4 verwendet wird. Auf eine detaillierte Beschreibung wird in dieser Arbeit verzichtet (vergleiche DKRZ Report Nr. 6, Roeckner et al., 1996).

Flüssigwasser/Wolkenwasser kann sich in der Atmosphäre nur bilden, wenn die Luft gesättigt ist (relative Feuchte 100%) und Kondensationskeime³ vorhanden sind. In REMO bildet sich Wolkenwasser (flüssig und/oder fest) innerhalb einer Gitterzelle, wenn die kritische Feuchte überschritten wird. Die kritische relative Feuchte weist ein Vertikalprofil auf, mit einem Schwellenwert von 99 % am Boden und 70 % in der höheren Atmosphäre. Der Grenzwert liegt unter 100 %, so dass das Modell subskalige Wolken mit berücksichtigt. Ab 100 % relative Luftfeuchte entspricht die Wolkenbedeckung 100 %. Der Wolkenanteil zwischen der kritischen relativen Feuchte und 100 % wird linear aus der relativen Feuchte interpoliert. Die Umwandlung von Wolkentropfchen zu Niederschlag erfolgt durch mikrophysikalische Beschreibungen des Tropfenwachstums durch Koaleszenz, Autokonversion und Wachstum an Schneekristallen. Neben den Niederschlagsbildungsprozessen stellt die Verdunstung in untersättigten Gebieten eine weitere Senkung für Wolkenwasser dar. Die Verdunstung der Niederschlagstropfen während des Fallens unterhalb der Wolken wird ebenfalls berücksichtigt.

³ Kondensationskeime sind in der Atmosphäre immer enthalten.

Der konvektive Niederschlag ist entsprechend des Massenflussschemas von Tiedtke (1989) und der Schließung nach Nordeng (1994) parametrisiert. Eine detaillierte Beschreibung erfolgt in Roeckner et al. (1996). Das Schema ist ein 1D Säulenmodell und berücksichtigt die folgenden Prozesse:

- Diabatische Erwärmung der Atmosphäre durch Umwandlung latenter Energie
- Konvektiver Vertikaltransport von Wärme, Feuchte und Impuls
- Interaktion der Vertikalbewegung mit der Umgebung durch Berücksichtigung von Entrainment- und Detrainmentprozessen

Nach der Version von Tiedtke werden drei Typen von Konvektion unterschieden, die durch Feuchtekongruenz und konvektive Instabilität gesteuert werden:

Deep convection: Die hochreichende Konvektion entspricht tropischen hochreichenden Quellwolken, die sich schnell entwickeln und die Tropopause erreichen können. Die Konvektion wird durch Feuchtekongruenz infolge von Advektion und durch bodennahe Verdunstung gesteuert.

Shallow convection: Die flache Konvektion entspricht einer ungestörten Strömung. Typische Beispiele für diesen Typ sind Konvektionsprozesse über Land am Tag. Die Steuerung erfolgt durch Feuchtekongruenz infolge der Verdunstung am Boden.

Mid-level convection: Bei dieser Konvektion werden die Kriterien der hochreichenden und flachen Konvektion nicht erfüllt. Die Steuerung der Konvektion erfolgt durch Feuchtekongruenz oberhalb der Grenzschicht, wie sie in Regenbändern in Warmfronten auftreten.

Zusätzlich zu den 3 Konvektionstypen von Tiedtke wurde in Pfeifer (2006) für hohe Breiten eine neue Konvektionsparametrisierung eingeführt:

Cold convection: Die kalte Konvektion berücksichtigt flache Konvektion in hohen Breiten, wo kalte Luftmassen auf einem warmen Ozean treffen. Physikalisch unterscheidet sich der Typ von der flachen Konvektion durch eine geringere Wolkenmächtigkeit bei hohen Niederschlagsraten und einer anderen Entwicklungszeit. Die Kriterien der kalten Konvektion entsprechen im Wesentlichen der flachen Konvektion mit der Zusatzbedingung, dass die Temperatur der unteren Atmosphäre unter 0° C liegt.

Die vier Konvektionstypen sind unimodal, d. h. in einer Säule kann zu einem Zeitpunkt nur ein Typ auftreten. Die konvektive Instabilität wird nach Nordeng (1994) nach einer charakteristischen Zeit abgebaut. Im Gegensatz zu den skaligen Wolken erfolgt keine mikrophysikalische Betrachtung zur Regenbildung, so dass ein Teil des gebildeten Wolkenwassers sofort als Regen ausfällt. Das verbleibende Wolkenwasser wird dem skaligen Wolkenwasser zugeschlagen und wird dann im nächsten Zeitschritt je nach vorliegender relativer Feuchte verdunstet oder weiter in Niederschlag überführt.

4. Modellerweiterungen

In der Arbeit werden zwei Modellerweiterungen für das regionale Klimamodell REMO vorgenommen, die den Niederschlag direkt und indirekt beeinflussen. Die Änderungen werden direkt in das Programm implementiert und werden in diesem Abschnitt näher beschrieben.

In der ersten Modifikation wird das hydrostatische Modell REMO in ein nichthydrostatisches Modell umgeschrieben. Hierdurch ist die räumliche Auflösung des Modells nicht mehr beschränkt, und man kann die Auflösungsabhängigkeit von meteorologischen Extremen wie Starkniederschläge durch dynamische Effekte untersuchen.

Die zweite Änderung befasst sich mit der Verdriftung von Niederschlag, die die Niederschlagsklimatologie und dementsprechend die Modellierung der Starkniederschläge beeinflusst.

Beide Erweiterungen erlauben die Untersuchung der Niederschlagssensitivität auf die horizontale Auflösung sowie auf die Einführung zusätzlicher Prozesse.

4.1. Nichthydrostatische Erweiterung

Das hydrostatische Klimamodell REMO wird in dieser Arbeit zu einem nichthydrostatischen Modell erweitert. Der wesentliche Vorteil neben der Nutzung feinerer horizontaler Auflösungen ist die bessere physikalische Beschreibung des atmosphärischen Systems. Die Erweiterung erfolgt dabei über ein Zusatz-Modul, so dass das Modell sowohl im hydrostatischen als auch im nichthydrostatischen Modus gerechnet werden kann. Der Vergleich beider Modi kann genutzt werden, um nichthydrostatische Wechselwirkungen zu isolieren und zu entscheiden, ob für eine gewählte Auflösung der Fehler durch die hydrostatische Approximation noch tolerierbar ist.

Die Einführung des Zusatz-Moduls erfolgt in Anlehnung an die Idee von Miller und Pearce (1974) und der Realisierung in Janjic et al. (2001). In REMO erfolgt die Einführung zum ersten Mal für ein Bocksprung-Zeitebenen-Verfahren. Alle Gleichungen bzw. Terme, die durch die nichthydrostatische Erweiterung eingeführt werden, sind gelb markiert.

Entsprechend der Konvention von Laprise (1992) repräsentiert π den hydrostatischen Druck. Die diagnostische Bestimmung des Geopotential Φ bei bekannten spezifischen Volumen α erfolgt durch die hydrostatische Grundgleichung.

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \pi} = -\alpha = -\frac{R \cdot T}{\pi} \quad (4.1.1)$$

Mit der Gleichung (4.1.1) lässt sich die Vertikalbeschleunigung, die in der nichthydrostatischen Beschreibung ebenfalls berücksichtigt wird, entsprechend umformulieren.

$$\frac{dw}{dt} = g \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \pi} - 1 \right) \quad (4.1.2)$$

Mit der Definition für

$$\varepsilon = \frac{1}{g} \cdot \frac{dw}{dt} \quad (4.1.3)$$

und der Gleichung (4.1.2) lässt sich eine Beziehung zwischen hydrostatischem und nichthydrostatischem Druck aufstellen.

$$1 + \varepsilon = \frac{\partial \pi}{\partial p} \quad (4.1.4)$$

Wie Gleichung (4.1.4) bei verschwindenden ε zeigt, entspricht der Druck p dem hydrostatischen Gleichgewicht π . Nur bei ε ungleich 0 ist das System nicht im hydrostatischen Gleichgewicht. Untersuchungen von Janjic et al. (2001) haben gezeigt, dass $|\varepsilon|$ über längere Zeit Werte von bis zu 0.1 annehmen kann und die Ergebnisse beider Modi erheblich voneinander abweichen können.

Ist der hydrostatische Druck bekannt, so kann durch Integration der Gleichung (4.1.4) der nichthydrostatische Druck p berechnet werden

$$p = \int_{\pi_{top}}^{\pi} \frac{\partial p}{\partial \pi'} \cdot d\pi' = \int_{\eta_0}^{\eta} (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta'} \cdot d\eta' \quad (4.1.5)$$

Mit den Gleichungen (4.1.1) und (4.1.4) ist der horizontale Druckgradientterm aus (4.1.11-12) unter nichthydrostatischen Bedingungen wie folgt definiert:

$$-\alpha \cdot \nabla_z p = -(1 + \varepsilon) \cdot \nabla_\eta \Phi - \alpha \cdot \nabla_\eta p \quad (4.1.6)$$

Der $\alpha \varpi$ Term in (3.2.13) wird im nichthydrostatischen System zu:

$$\alpha \cdot \varpi = \alpha \cdot \frac{dp}{dt} \Rightarrow \alpha \cdot \frac{dp}{dt} \quad (4.1.7)$$

Im Folgenden wird die Aufspaltung des $\alpha \varpi$ Terms nach Janjic et al. (2001) in zwei Komponenten dargestellt. Bei verschwindendem ε reduziert sich der erste Teil zur hydrostatischen Gleichung und der zweite Teil hebt sich auf.

$$\frac{dp}{dt} = \varpi_1 + \varpi_2 \quad (4.1.8)$$

Die zeitliche Änderung des Drucks lässt sich als Änderung des hydrostatischen Drucks π und der zusätzlichen Druckänderung durch die Nichthydrostasie beschreiben:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial \pi_i} \cdot \frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial t_\pi} \quad (4.1.9)$$

Die tiefgestellten Symbole kennzeichnen hierbei die Variablen, die bei der Differentiation konstant gehalten werden. Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Änderung von π und der zweite die nichhydrostatische Korrektur. Mit der Beziehung zwischen nicht- und hydrostatischem Druck nach (4.1.4) kann (4.1.9) wie folgt umgeschrieben werden:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial t_\pi}. \quad (4.1.10)$$

Mit den Beziehungen von (4.1.8) und (4.1.10) sind ϖ_1 und ϖ_2 wie folgt definiert:

$$\varpi_1 = (1 + \varepsilon) \cdot \frac{d\pi}{dt} \quad \text{und} \quad (4.1.11)$$

$$\varpi_2 = \frac{dp}{dt_\pi}. \quad (4.1.12)$$

Nach Umwandlung des totalen Differentials in Gleichung (4.1.11) zum partiellen Differential wird ϖ_1 zu:

$$\varpi_1 = (1 + \varepsilon) \cdot \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \vec{v}_H \cdot \nabla_\eta \pi + \dot{\eta} \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \right) \quad (4.1.13)$$

Mit der Definition von (4.1.4) lässt sich das horizontale Divergenzfeld von π in p umwandeln, so dass die Gleichung (4.1.13) zu

$$\varpi_1 = (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \pi}{\partial t} + \vec{v}_H \cdot \nabla_\eta p + (1 + \varepsilon) \cdot \dot{\eta} \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \quad (4.1.14)$$

transformiert.

Mit der Kontinuitätsgleichung im hydrostatischen System (4.1.5) lässt sich ϖ_1 zusammenfassen zu:

$$\varpi_1 = \vec{v}_H \cdot \nabla_\eta p + (1 + \varepsilon) \cdot \int_0^\eta \nabla_\eta \left(\vec{v}_H \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta'} \right) \cdot d\eta'. \quad (4.1.15)$$

ϖ_2 lässt sich nach (4.1.9) und (4.1.12) wie folgt definieren:

$$\varpi_2 = \frac{\partial p}{\partial t} - (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \pi}{\partial t}. \quad (4.1.16)$$

Mit den obigen Beziehungen lassen sich die hydrostatischen Gleichungen (3.2.11 bis 3.2.18) im nichhydrostatischen System wie folgt formulieren:

$$(\alpha)_i = \frac{1}{\rho} = \frac{R \cdot T}{p}, \quad (4.1.17)$$

$$\left(\frac{\partial \pi_s}{\partial t}\right)_i = -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^1 \left[\frac{\partial u \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta', \quad (4.1.18)$$

$$\left(\frac{\partial \Phi}{\partial \eta}\right)_i = -\frac{\partial \pi}{\partial \eta} \cdot \frac{R \cdot T}{p}, \quad (4.1.19)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)_i &= -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(u \cdot \frac{\partial u}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \cdot \frac{\partial u}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \cdot \frac{\partial u}{\partial \eta} \\ &\quad - \frac{1}{\rho \cdot a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \lambda} + \rho \cdot (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) + f \cdot v + F_u, \end{aligned} \quad (4.1.20)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial v}{\partial t}\right)_i &= -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(u \cdot \frac{\partial v}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \cdot \frac{\partial v}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \cdot \frac{\partial v}{\partial \eta} \\ &\quad - \frac{1}{\rho \cdot a} \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \varphi} + \rho \cdot (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) - f \cdot u + F_v, \end{aligned} \quad (4.1.21)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_i &= -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(u \cdot \frac{\partial T}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \cdot \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \cdot \frac{\partial T}{\partial \eta} \\ &\quad + \frac{1}{\rho} \cdot \left[\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(u \cdot \frac{\partial p}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \cdot \frac{\partial p}{\partial \varphi} \right) - \right. \\ &\quad \left. (1 + \varepsilon) \cdot \int_0^{\eta} \nabla_{\eta} \vec{v}_h \cdot \frac{\partial \pi}{\partial \eta} d\eta' \right] + F_T, \end{aligned} \quad (4.1.22)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial Q_d}{\partial t}\right)_i &= -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(u \cdot \frac{\partial Q_d}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \cdot \frac{\partial Q_d}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \cdot \frac{\partial Q_d}{\partial \eta}, \\ &\quad + QS_{Q_d} + F_{Q_d}, \end{aligned} \quad (4.1.23)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial Q_w}{\partial t}\right)_i &= -\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \left(u \cdot \frac{\partial Q_w}{\partial \lambda} + v \cdot a \cdot \cos \varphi \cdot \frac{\partial Q_w}{\partial \varphi} \right) - \dot{\eta} \cdot \frac{\partial Q_w}{\partial \eta}, \\ &\quad + QS_{Q_w} + F_{Q_w}, \end{aligned} \quad (4.1.24)$$

$$\left(\frac{\partial p}{\partial \pi}\right)_{ii} = 1 + \varepsilon, \quad (4.1.25)$$

$$(w)_{ii} = \frac{1}{g} \cdot \frac{d\Phi}{dt} = \frac{1}{g} \cdot \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \vec{v}_h \cdot \nabla_{\eta} \Phi + \dot{\eta} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial \eta} \right), \quad (4.1.26)$$

$$(\varepsilon)_{ii} = \frac{1}{g} \cdot \frac{dw}{dt} = \frac{1}{g} \cdot \left(\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{v}_h \cdot \nabla_{\eta} w + \dot{\eta} \cdot \frac{\partial w}{\partial \eta} \right) \text{ und} \quad (4.1.27)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{ii} = \frac{1}{c_p} \cdot \alpha \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial t} - (1 + \varepsilon) \cdot \frac{\partial \pi}{\partial t}\right). \quad (4.1.28)$$

Die Gleichungen mit dem Index i (4.1.17 bis 4.1.24) erlauben die hydrostatische Berechnung des Gleichungssystems und die Gleichungen mit dem Index ii (4.1.25 bis 4.1.28) die nichhydrostatische Korrektur.

Abschließend werden die Gleichungen zeitlich diskretisiert. Die Zeitebenen im Bocksprungverfahren werden durch die Exponenten n-1, n und n+1 dargestellt. Die nichhydrostatischen Gleichungen bestehen aus zwei Teilen. Dementsprechend werden mit dem Exponent 1 die Größen gekennzeichnet, die mit dem ersten Satz der Gleichungen berechnet werden. Wie gezeigt wird, sind zur Lösung von ε Erweiterungen notwendig, die im Folgenden erklärt werden.

Die Bodendrucktendenzgleichung lautet

$$\pi_s^{n+1} = \pi_s^{n-1} - 2 \cdot \Delta t \cdot \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^1 \left[\frac{\partial u^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta'. \quad (4.1.29)$$

Die hydrostatische Vertikalgeschwindigkeit wird zu jedem Zeitpunkt diagnostiziert.

$$\begin{aligned} \dot{\eta}^n \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta} &= B(\eta) \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^1 \left[\frac{\partial u^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta' \\ &\quad - \frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^\eta \left[\frac{\partial u^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta' \end{aligned} \quad (4.1.30)$$

Mit der Bodendrucktendenzgleichung kann der nichhydrostatische Druck aktualisiert werden.

$$p^1 = p^{n-1} + B(\eta) \cdot (1 + \varepsilon^n) \cdot (\pi_s^{n+1} - \pi_s^{n-1}) \quad (4.1.31)$$

Der erste Teil der Temperaturgleichung ist

$$T^1 = T^{n-1} - 2 \cdot \Delta t \cdot \left[\frac{1}{a \cdot \cos \varphi} \left(u^n \frac{\partial T^n}{\partial \lambda} + v^n \cdot a \cdot \cos \varphi \frac{\partial T^n}{\partial \varphi} \right) + \dot{\eta}^n \frac{\partial T^n}{\partial \eta} - \left(\frac{u^n}{a \cdot \cos \varphi} \cdot \frac{\partial p^n}{\partial \lambda} + \frac{v^n}{a} \cdot \frac{\partial p^n}{\partial \varphi} - \frac{R \cdot T^n}{c_p \cdot \rho^n} \left[\frac{1 + \varepsilon^n}{a \cdot \cos \varphi} \int_0^\eta \left[\frac{\partial u^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta}}{\partial \lambda} + \frac{\partial v^n \cdot \frac{\partial \pi^n}{\partial \eta} \cdot \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] d\eta' \right) \right] - F_T \right] \cdot (4.1.32)$$

Der zweite Teil der Temperaturgleichung lautet

$$T^{n+1} = T^1 + \frac{1}{c_p} \frac{R \cdot T^1}{p^1} (p^{n+1} - p^1). \quad (4.1.33)$$

Mit Hilfe der hydrostatischen Gleichung kann das Geopotential bestimmt werden zum Zwischenzeitpunkt 1 (hydrostatische Lösung) und zum Endzeitpunkt n+1.

$$\Phi^1 = \Phi_s + \int_{\eta}^1 \frac{R \cdot T^1}{p^1} \frac{\partial \pi}{\partial \eta'} \partial \eta' \quad (4.1.34)$$

$$\Phi^{n+1} = \Phi_s + \int_{\eta}^1 \frac{R \cdot T^{n+1}}{p^{n+1}} \frac{\partial \pi}{\partial \eta'} \partial \eta'. \quad (4.1.35)$$

Der erste Teil der Vertikalgeschwindigkeit ergibt sich durch die zeitliche Änderung des Geopotentials und der Advektion des Geopotentials zu

$$g \cdot w^1 = \frac{\Phi^1 - \Phi^{n-1}}{2 \cdot \Delta t} + \frac{u^n}{a \cdot \cos \varphi} \frac{\partial \Phi^1}{\partial \lambda} + \frac{v^n}{a} \frac{\partial \Phi^1}{\partial \varphi} + \dot{\eta}^n \frac{\partial \Phi^1}{\partial \eta}. \quad (4.1.36)$$

Der Zeitschritt für die Vertikalgeschwindigkeit wird komplettiert durch

$$w^{n+1} = w^1 + \frac{\Phi^{n+1} - \Phi^1}{2 \cdot g \cdot \Delta t}. \quad (4.1.37)$$

Die Gleichung (4.1.37) muss ebenfalls Gleichung (4.1.28) erfüllen, so dass die Vertikalgeschwindigkeit auch durch

$$w^{n+1} = w^1 - g \cdot 2 \cdot \Delta t (1 + \varepsilon^1) + g \cdot 2 \cdot \Delta t \cdot (1 + \varepsilon^{n+1}) \quad (4.1.38)$$

ausgedrückt werden kann. Der erste Teil von ε in (4.1.38) ergibt sich durch

$$g \cdot \varepsilon^1 = \frac{w^1 - w^{n-1}}{2 \cdot \Delta t} + \frac{u^n}{a \cdot \cos \varphi} \frac{\partial w^1}{\partial \lambda} + \frac{v^n}{a} \frac{\partial w^1}{\partial \varphi} + \dot{\eta}^n \frac{\partial w^1}{\partial \eta} \quad (4.1.39)$$

und der zweite Teil entspricht

$$\varepsilon^{n+1} = \frac{\partial p^{n+1}}{\partial \pi^{n+1}} - 1. \quad (4.1.40)$$

Die Gleichungen (4.1.33), (4.1.35), (4.1.37) und (4.1.38) sind miteinander gekoppelt. Zur Lösung des gekoppelten Systems müssen die Gleichungen nach p^{n+1} aufgelöst werden. Danach können die Gleichungen für T^{n+1} , w^{n+1} und Φ^{n+1} gelöst werden.

Zur Auflösung nach p^{n+1} setzt man die Gleichungen (4.1.33), (4.1.35), (4.1.37) und (4.1.38) ineinander ein. Mit der Definition des Drucks p^* der die folgende Bedingung erfüllt

$$\frac{\partial p^*}{\partial \eta} = \frac{\partial \pi^{n+1}}{\partial \eta} \cdot (1 + \varepsilon^1), \quad (4.1.41)$$

enthält die resultierende Gleichung nur noch p^{n+1} als Unbekannte:

$$\frac{R(1-\kappa)}{g^2} \int_{\eta}^1 T^1 \left(\frac{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta}{p^{n+1}} - \frac{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta}{p^1} \right) d\eta = 4 \cdot \Delta t^2 \frac{\partial \left(\frac{p^{n+1}}{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta} - \frac{p^*}{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta} \right)}{\partial \eta}. \quad (4.1.42)$$

Mit der Einführung der Definitionen

$$\psi = \frac{p^{n+1}}{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta}, \quad \psi^* = \frac{p^*}{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta}, \quad \psi^1 = \frac{p^1}{\partial \pi^{n+1} / \partial \eta}, \quad (4.1.43)$$

$$\gamma = \frac{(1-\kappa)}{\psi \cdot \psi^1} \cdot \frac{R \cdot T^1}{(g \cdot 2 \cdot \Delta t)^2}$$

lässt sich (4.1.42) vereinfachen zu

$$\frac{\partial^2(\psi - \psi^*)}{\partial \eta^2} - \gamma(\psi^1 - \psi^*) = 0. \quad (4.1.44)$$

Die Gleichung (4.1.44) lässt sich iterativ lösen und nach p^{n+1} auflösen. Die Rücksubstitution ergibt dann die Werte für T^{n+1} , w^{n+1} und Φ^{n+1} womit alle Variablen zum Zeitpunkt $n+1$ definiert sind.

4.2. Einführung der Verdriftung von Niederschlag

Bei der bisherigen Berechnung des Niederschlags in REMO fallen die Hydrometeore Richtung Erdoberfläche, wenn die Wolkentröpfchen als Flüssig- und/oder Festphase eine kritische Größe überschritten haben. Dabei gilt für die Niederschlagsflüsse in REMO das Säulengleichgewicht, d. h. für den Niederschlag wird Stationarität und horizontale Homogenität vorgeschrieben. Somit wird eine Verdriftung der Hydrometeore bzw. die Niederschlagsadvektion mit dem Wind nicht berücksichtigt. Für große Maschenweiten des Rechnetzes ist dieses recheneffiziente Vorgehen konsistent, da die Verdriftung viel kleiner ist als die Maschenweite. Ghan und Easter (1992) schlagen deshalb dieses Vorgehen für globale Zirkulationsmodelle vor.

Bei regionalen Klimamodellen mit Maschenweiten von weniger als $10 \times 10 \text{ km}^2$ ist diese Vereinfachung nicht mehr möglich, da die Verdriftung häufig größer ist als die Maschenweite. Für einen leichten Regen (Sedimentationsgeschwindigkeit etwa 2 m/s , siehe Tabelle 3) beträgt die Verdriftung bei einer typischen Wolkenhöhe von 3.000 m und einer typischen Windgeschwindigkeit von 10 m/s 15 km . Die Hydrometeore träfen somit horizontal in die Nachbargitterbox auf die Erdoberfläche. Die Nichtberücksichtigung hat zwei Effekte, die in orographisch strukturierten Gebieten deutlich zum Tragen kommen. Die durch die Orographie ausgelösten Steigungsniederschläge werden nicht verdriftet und fallen zu weit im Luv der Gebirge. Zusätzlich fällt in den von Orographie induzierten Niederschlagsregionen zuviel Niederschlag, da die dissipative Wirkung der Verdriftung fehlt. Dies hat zur direkten Folge, dass die extremen Niederschläge in hochaufgelösten Simulationen tendenziell überschätzt werden. Beide Effekte sind sehr deutlich in Abbildung 11 ersichtlich. Man erkennt z.B. am Schwarzwald, dass REMO im Gegensatz zu den Beobachtungen (Schwarb, 2000) zuviel Niederschlag im Westen und zu wenig im Osten simuliert. Die maximalen Niederschlagssummen im Schwarzwald sind in REMO mit etwa 250 mm/Monat deutlich größer als in den Beobachtungen (etwa 200 mm/Monat).

Da die Verdriftung nicht nur einen Einfluss auf die Position des Niederschlags sondern auch auf die Intensität und Niederschlagsextreme hat, wird im Folgenden eine Methode vorgestellt, wie über ein neues und recheneffizientes Verfahren der Niederschlag sowohl während der Simulation (online) als auch nach der Simulation (offline) mit dem Wind advehiert werden kann. Durch die Berücksichtigung der Niederschlagsadvektion wird erwartet, dass die Ergebnisse der Niederschlagssummen im Vergleich zu den Beobachtungen verbessert werden (siehe Kapitel 6.1).

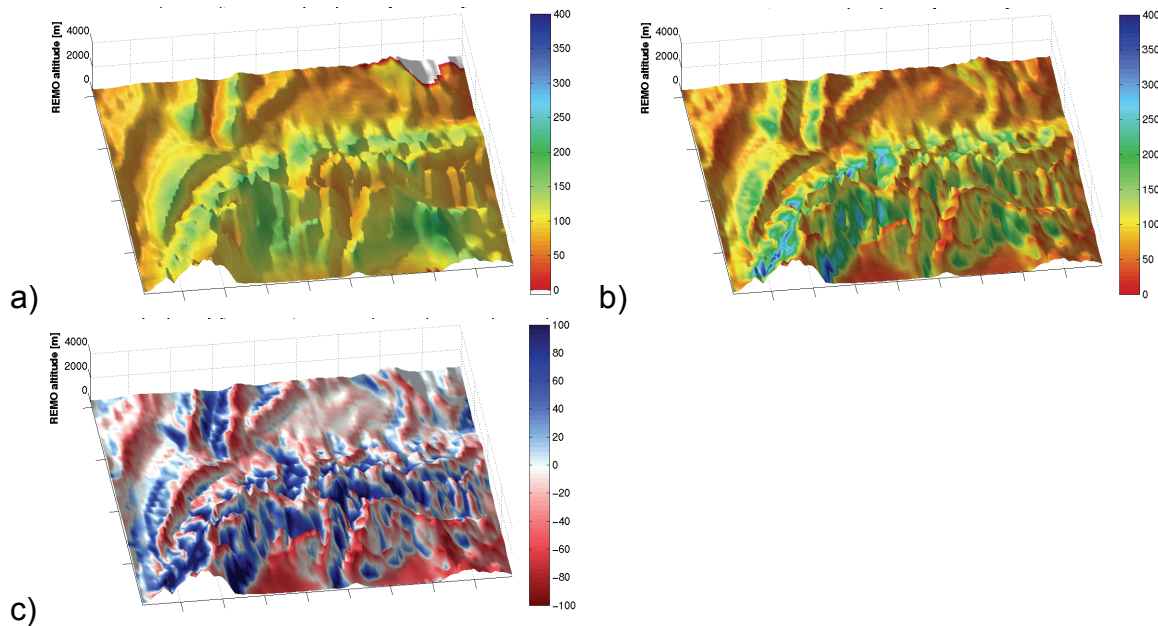


Abbildung 11: Niederschlag [mm/Monat] im Bereich um die Alpen a) in REMO (10x10 km) und b) beobachtet (Schwarb 2000) sowie c) die relative Differenz [%] REMO-Beobachtung. Die Darstellung erfolgt in Schummerung, so dass die Topographie durch Licht-/Schattenwirkung ersichtlich ist. Die Lichtquelle befindet sich im Nordwesten.

Der Gesamteffekt der Verdriftung des Niederschlags wird durch zwei Prozesse bestimmt:

- Advektion des Wolkenwassers
- Advektion der Hydrometeore

Die Verdriftung des Wolkenwassers erfolgt solange, bis sich aus den Wolkentropfen Regentropfen gebildet haben. Die Transformation wird wesentlich durch z.B. den Bergeron-Findeisen-Prozess und den Seeder-Feeder-Mechanismus beeinflusst. King (1984) gibt als Faustformel folgende Zeiten für die Bildung von Niederschlagstropfen an:

- 12 min für das Bereifen (Bergeron-Findeisen-Prozess)
- 5 min als Sedimentationszeit durch die Wolke

Die Formationszeit für die Bildung von Niederschlag beträgt demnach etwa 1.000 s. Bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 10 m/s verdriften sich bildende Hydrometeore während dieser Zeit um bis zu 10 km. Dieser Prozess kann bei hochaufgelösten Simulationen beim konvektiven Niederschlag (Säulenmodell ohne Interaktion mit Nachbargitterboxen) nicht mehr vernachlässigt werden.

Nach dem Austritt der Hydrometeore aus der Wolkenunterkante werden sie während des Fallens zum Boden mit dem Wind verdriftet. Das Ausmaß des Transports hängt von der Windgeschwindigkeit, der Fallhöhe und der Sinkgeschwindigkeit ab. Die Windgeschwindigkeit kann aus dem in REMO berechneten Windfeld bestimmt werden und die Fallhöhe aus der simulierten Wolkenhöhe über Geländeoberkante.

Im Folgenden wird die Sink- bzw. Sedimentationsgeschwindigkeit in Abhängigkeit von der Niederschlagsrate abgeleitet.

Für die Sedimentationsgeschwindigkeit spielt der Aggregatzustand (fest oder flüssig) sowie die Größe der Hydrometeore die entscheidende Rolle. Nach Pruppacher und Klett (1997) wird beim festen Niederschlag zwischen verschiedenen Erscheinungsformen wie Dendriten, Eisnadeln, Eisplättchen und daraus gebildete Konglomerate wie Schneeflocken und Graupel unterschieden. Welche Form sich herausbildet hängt entscheidend von den Umgebungsbedingungen in der Wolke ab. Locatelli und Hobbs (1974) geben eine Beziehung der Sinkgeschwindigkeit zur Eisform und ihren Hauptachsen an. Als Vereinfachung zur Berücksichtigung der Eisformen wird zur Bestimmung der Fallgeschwindigkeit das Potenzgesetz (4.2.2) vorgeschlagen.

$$v_s = aD^b \quad v_s \text{ in } \frac{m}{s}; D \text{ in } mm \quad (4.2.1)$$

Die Sedimentationsgeschwindigkeit v_s hängt hierbei vom Durchmesser des Hydrometeors D sowie den empirischen Konstanten a und b ab. Als weitere Vereinfachung zum Potenzgesetz gibt Sauvageot (1992) eine konstante Sinkgeschwindigkeit von etwa 1 m/s als gute Approximation für alle Eispartikel an. Die Vereinfachung nach Sauvageot wird für die hier eingeführte Verdriftung von festem Niederschlag verwendet.

Für die Berechnung der Sedimentationsgeschwindigkeit von Flüssigniederschlag wird ebenfalls das Potenzgesetz $v_s = aD^b$ genutzt. Die empirischen Konstanten a und b können aus Beobachtungsdaten abgeleitet werden. Sekhon und Srivastava (1971) geben als Parameter $a = 4,25$ und $b = 0,6$ für einen mittleren Durchmesser D_0 an (D_0 in mm und v_s in m/s). Zur Bestimmung der Sedimentationsgeschwindigkeit muss eine Beziehung zwischen Niederschlagsrate und mittlerem Tropfendurchmesser, wie nachstehend beschrieben, abgeleitet werden.

Das Tropfenspektrum in der Atmosphäre kann durch die Marshall-Palmer (1984) Verteilung

$$f(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (4.2.2)$$

beschrieben werden. Die Verteilung entspricht einer vereinfachten Gammaverteilung mit dem Verteilungsparameter N_0 und dem Parameter für den Anstieg der Funktion λ . Die Steigung λ des Spektrums kann mit dem mittleren Tropfendurchmesser D_0 verknüpft werden (Atlas, 1964)

$$\lambda = \frac{36,7}{D_0} \quad \lambda \text{ in } \frac{1}{mm} \quad (4.2.3)$$

bzw. nach Sekhon und Srivastava (1971) mit der Niederschlagsintensität R

$$\lambda = 38R^{-0,14} \quad R \text{ in } \frac{mm}{h} \quad (4.2.4)$$

Mit den Gleichungen (4.2.2), (4.2.3) und (4.2.4) kann der mittlere Durchmesser über die Regenrate bestimmt werden. Werden die Gleichungen (4.2.2), (4.2.3) und (4.2.4) ineinander eingesetzt und die empirischen Konstanten von Sekhon und Srivastava (1971) für das Potenzgesetz genutzt, so folgt die Beziehung zwischen Regenrate und Sedimentationsgeschwindigkeit

$$v_s = 4,16R^{0,084} \quad v_s \text{ in } \frac{m}{s}; R \text{ in } \frac{mm}{h}. \quad (4.2.5)$$

Die Gleichung (4.2.5) berücksichtigt nicht, dass die Hydrometeore mit zunehmender Höhe weniger stark abgebremst werden, da die Luftdichte mit zunehmender Höhe abnimmt. Aus Gründen der Vereinfachung wird dieser Prozess nicht berücksichtigt. Da Hydrometeore in großer Höhe anders zusammengesetzt sind (z. B. Konglomerat aus Schnee und Wasser) und erst während des Fallens durch Koagulation weiter wachsen⁴, wird der durch die Vereinfachung resultierende Fehler teilweise kompensiert.

Mit der Bestimmung der Sedimentationsgeschwindigkeit über die Regenrate (Gleichung 4.2.5) und der Vereinfachung von Sauvageot (1992) für Schnee ($v_s = 1 \text{ m/s}$) lässt sich der Gesamteffekt der Verdriftung des Niederschlags in Abhängigkeit von der Höhe ermitteln. Exemplarisch ist die Driftweite für eine Niederschlagsrate mit 5 mm/h und einer Formationszeit von 1.000 s sowie einem mittleren Wind von 10 m/s dargestellt. Der Gesamtdrift ist bei Schneefall größer als bei flüssigem Niederschlag, da die Sedimentationsgeschwindigkeit deutlich geringer ist. Ein Überblick beobachteter Sedimentationsgeschwindigkeiten gibt Tabelle 3.

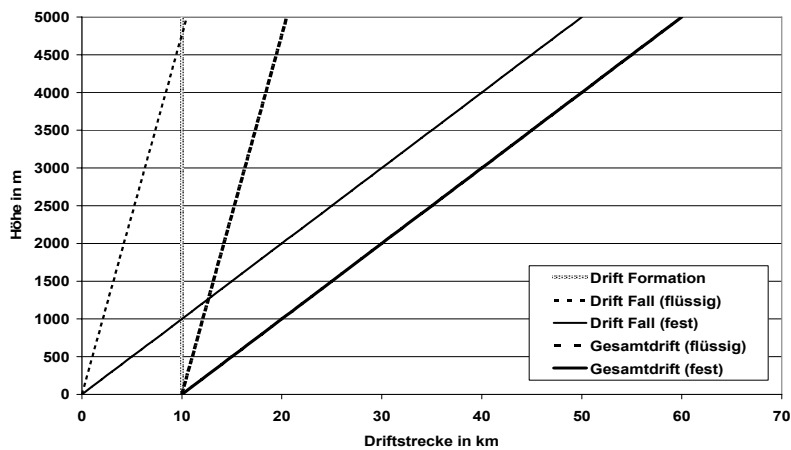


Abbildung 12: Verdriftung der Wolken und der Niederschlagspartikel bei einer maximalen Formationszeit von 1000 s und einer Regenrate von 5 mm/h am Erdboden und einer mittleren Windgeschwindigkeit von 10 m/s.

⁴ Beide Effekte reduzieren die Sedimentationsgeschwindigkeit.

Tabelle 3: Typische Fallgeschwindigkeiten für Regen und Schnee nach Malberg (2007)

Niederschlagsform	Mittlerer Durchmesser [mm]	Fallgeschwindigkeit [m/s]
Wolkentropfen	0,02-0,10	0,01-0,25
Sprühregentropfen	0,10-0,50	0,25-2
Regentropfen	0,50-5	2-8
Eisnadeln	1,5	0,5
Schneesterne	4,2	0,5
Schneeflocken	10-30	1-2
Graupel	1-5	1,5-3
Hagel	10-30	>5

Für eine exakte Beschreibung der Niederschlagsadvektion müssten die prognostischen Gleichungen für skaligen (4.2.6) und konvektiven Niederschlag (4.2.7) sowie für Schnee gelöst werden.

$$\frac{\partial q_s^{r,s}}{\partial t} = Aq_s^{r,s} + WP + SE \quad (4.2.6)$$

$$\frac{\partial q_k^{r,s}}{\partial t} = Aq_k^{r,s} + WP + SE \quad (4.2.7)$$

Die oberen Indizes r und s für den Niederschlagsfluss q geben an, ob der Niederschlagsfluss flüssig (r) oder fest (s) ist und die unteren Indizes s und k repräsentieren den skaligen (s) und konvektiven (k) Niederschlag. Der erste Term auf der rechten Seite beschreibt die Advektion des Niederschlags während der Sedimentation, der zweite Term die wolkenphysikalischen Prozesse und der dritte Term die Sedimentation.

Die prognostische Beschreibung des Niederschlags ist auf Grund des hohen Rechenaufwands nur in wenigen Klima- und Wettervorhersagemodellen z.B. im Lokalmodell (Gassmann, 2002) implementiert. Ein Problem hierbei ist, dass die Advektion des Niederschlags, welcher einer Bilanzgleichung folgt, massenerhaltend und positiv definit sein muss. Sie kann mit demselben Zeitschritt wie die anderen prognostischen Größen berechnet werden. Hierbei darf der maximale Zeitschritt für die Sedimentation nach dem CFL Kriterium nur 5 s betragen (minimale Schichtdicke 50 m, maximale Fallgeschwindigkeit 10 m/s). REMO nutzt für eine Auflösung von 10x10 km² einen Zeitschritt von 50 s. Die Berechnung mit einem Zeitschritt von 5 s ist daher inakzeptabel.

Um nicht alle Prozesse mit dem kleinen Zeitschritt berechnen zu müssen, müsste die Sedimentation z. B. über ein Strang-Splitting-Verfahren beschrieben werden. Hierbei wird nur der Zeitschritt für die Verdriftung des Niederschlags in kürzere unterteilt, wobei die Aufteilung Richtung Boden immer feiner werden kann. Dadurch ist es in den oberen Modellleveln möglich, wo die Schichten dicker sind, den Zeitschritt in lange und in Bodennähe, wo die Schichten dünner werden, in kürzere Abschnitte zu unterteilen. Dieses Verfahren wird bei Zwei-Zeitebenen-Verfahren wie beim Runge-Kutta-Verfahren erfolgreich eingesetzt (z. B. Gassmann, 2002). REMO verwendet mit dem Bocksprung-Verfahren jedoch ein Drei-Zeitebenen-Verfahren. Nach Skamarock und Klemp (1992) neigt die Kopplung des Strang-Splitting-Verfahren mit dem Bocksprung-Verfahren zur Instabilität. Die Kopplung eines Zwei-Zeitebenen-Verfahrens für die Niederschlagsadvektion und eines Drei-Zeitebenen-Verfahrens für alle anderen prognostischen Variablen wäre problematisch, da der Niederschlag mit der Feuchte und der Temperatur wechselwirkt. Sehr schnell käme es zu Unregelmäßigkeiten in den Massen- und Energieflüssen, die das Klimasignal beeinflussen. Daher wird in dieser Arbeit für Klimamodelle ein neuer und effizienter Algorithmus eingeführt, der die Advektion und Sedimentation gemeinsam betrachtet. Zusätzlich erlaubt das hier vorgestellte Verfahren eine offline Behandlung der Niederschlagsadvektion, um bereits existierende Simulationen um den Effekt zu korrigieren. Die numerische Realisierung der Niederschlagsadvektion in REMO erfolgt getrennt für den skaligen und den konvektiven Niederschlag, um den Effekt der fehlenden wolkenmikrophysikalischen Betrachtung des konvektiven Niederschlags auszugleichen.

Die prognostischen Gleichungen (4.2.6 und 4.2.7) für den Niederschlag degenerieren zur diagnostischen Gleichung für den Niederschlagsfluss q am Boden.

$$q(x, y) \Rightarrow q(x + \Delta x, y + \Delta y) \quad (4.2.8)$$

mit der horizontalen Position x und y , wo der Niederschlag gebildet wurde und der horizontalen Verdriftungsweite Δx sowie Δy (in m). Die Verdriftungsweite in x - und y -Richtung ergibt sich für den skaligen Niederschlag zu:

$$\Delta x = \frac{\bar{u} \cdot h_{\text{Regen}}}{v_{\text{sed}}} \quad \text{sowie} \quad (4.2.9)$$

$$\Delta y = \frac{\bar{v} \cdot h_{\text{Regen}}}{v_{\text{sed}}} \quad (4.2.10)$$

und für den konvektiven Niederschlag zu

$$\Delta x = \frac{\bar{u} \cdot h_{\text{Regen}}}{v_{\text{sed}}} + u_{\text{Wolkenbasis}} \cdot 1.000s \quad \text{und} \quad (4.2.11)$$

$$\Delta y = \frac{\bar{v} \cdot h_{\text{Regen}}}{v_{\text{sed}}} + v_{\text{Wolkenbasis}} \cdot 1.000s \quad (4.2.12)$$

Die Niederschlagshöhe h_{Regen} ergibt sich für den skaligen Niederschlag aus der Hauptwolkenuntergrenze (Höhe der Untergrenze der mächtigsten Wolke siehe Abbildung 13). Beim konvektiven Niederschlag im Online-Modell aus der Höhe des Kondensationsniveaus (engl. lifting condensation level), welches ein Parameter bei der Konvektionsparametrisierung ist. Im Offline-Modell wird ebenfalls die Höhe der Hauptwolkenuntergrenze genommen.

Für die Berechnung der mittleren Windgeschwindigkeit \bar{u}/\bar{v} in x/y-Richtung (siehe Abbildung 13) werden die Windrichtungen und die Windgeschwindigkeiten unterhalb des Regenniveaus gemittelt, wobei die Vektoren des Windes u und v genutzt werden. Die Mittelung ergibt sich entsprechend den Gleichungen (4.2.13 und 4.2.14).

$$\bar{u} = \frac{1}{h_{\text{Regen}}} \cdot \sum_{k=\text{Modelllevel } h_{\text{Regen}}}^{KE} [\Delta h_k \cdot u_k] \quad \bar{u} \text{ in } \frac{m}{s} \quad (4.2.13)$$

$$\bar{v} = \frac{1}{h_{\text{Regen}}} \cdot \sum_{k=\text{Modelllevel } h_{\text{Regen}}}^{KE} [\Delta h_k \cdot v_k] \quad \bar{v} \text{ in } \frac{m}{s} \quad (4.2.14)$$

u_k und v_k sind die jeweiligen Windkomponenten, Δh_k ist die jeweilige Dicke der Schicht k und KE ist der Index für das Bodenlevel.

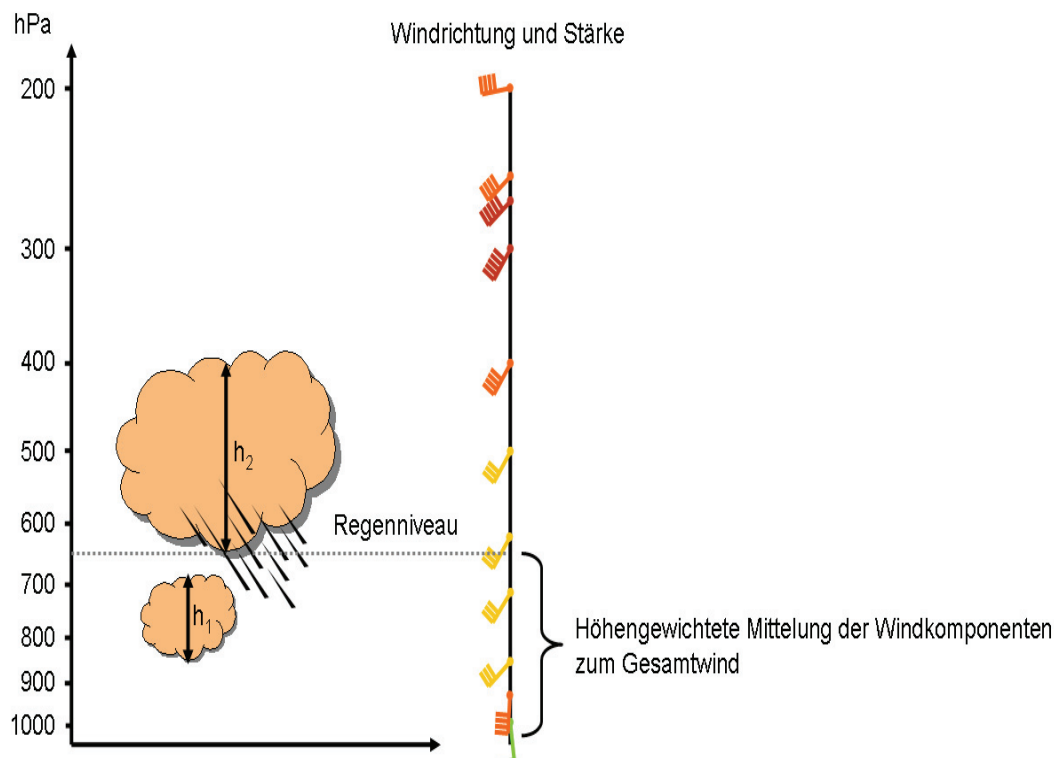


Abbildung 13: Schematisches Profil einer REMO Säule mit 2 Wolken. Als Fallhöhe des Niederschlags wird die Wolkenbasis der mächtigeren Wolke genommen. In diesem Fall die höhere Wolke mit der Wolkenmächtigkeit h_2 . Der Gesamtwind, der für die Verdriftung des Niederschlags benutzt wird, ergibt sich durch die höhengewichtete Mittelung der Winde unterhalb der Wolkenbasis.

Die Geschwindigkeitskomponenten $u_{\text{Wolkenbasis}}$ und $v_{\text{Wolkenbasis}}$, die für Verdriftung beim konvektiven Niederschlag benötigt werden, entsprechen dem Wind an der Wolkenbasis.

Mit der Einführung der vereinfachten Niederschlagsadvektion (Abbildung 14) wird ein wichtiger Niederschlagsprozesses in der hochaufgelösten Modellierung berücksichtigt. Die Vermeidung der Einführung von 4 zusätzlichen prognostischen Gleichungen (4.2.7-8) führt zu einer deutlichen Rechenzeiterparnis von mindestens 20 % ohne Berücksichtigung einer möglichen Zeitschrittänderung!

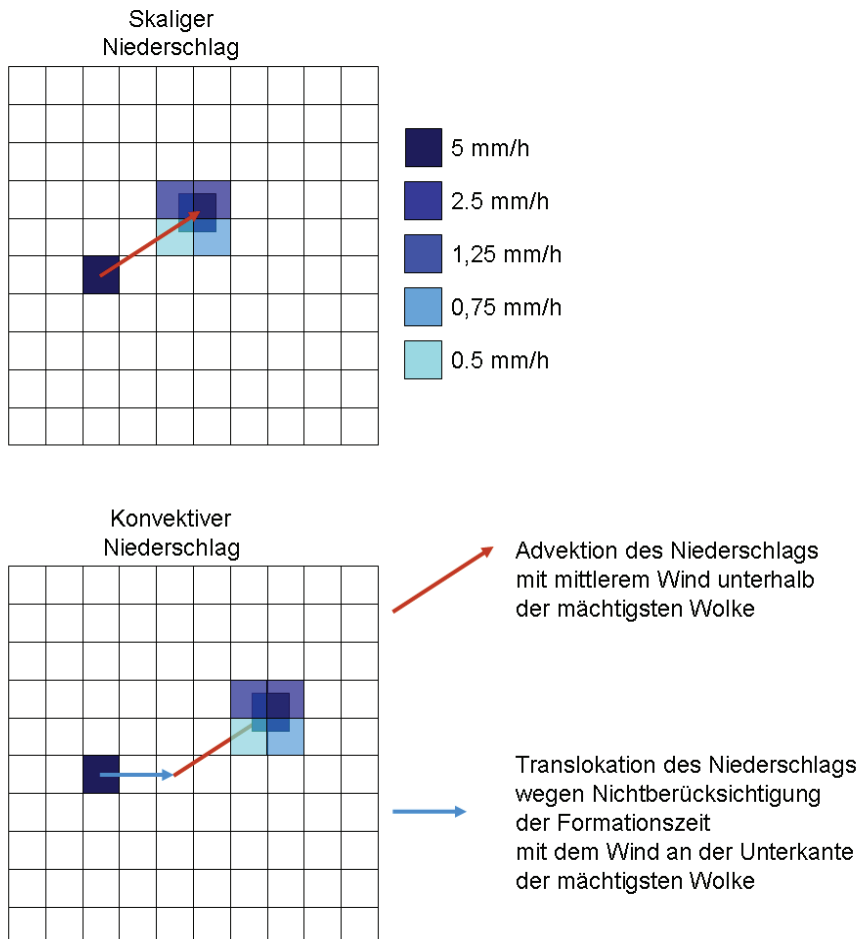


Abbildung 14: Schema der Niederschlagsadvektion für skaligen Niederschlag (oben) und konvektiven Niederschlag (unten). Der Niederschlag der Gitterbox (3,5) mit 5 mm/h wird nach rechts oben advehiert. Die Überschneidung der verdrifteten Zelle mit den 4 Zielgitterzellen betragen 10 %, 15 %, 25 % und 50 %.

Nachteile dieser vereinfachten Betrachtung gegenüber der prognostischen Betrachtung ergeben sich

- bei der Modellierung der Hagelbildung, da Sink- und Steigprozesse nicht berücksichtigt werden, und
- bei der Berechnung der Niederschlagsprozesse in gebirgigen Regionen. Der hier beschriebene Algorithmus zur Niederschlagsadvektion wird der

Interaktion mit der Atmosphäre nachgeschaltet. Hierdurch fällt z. B. Schnee aus einer Höhe von 2.000 m, schmilzt ab einer Höhe von 300 m und fällt dann als Regen zu Boden. Der flüssige Niederschlag wird durch den Algorithmus horizontal verdriftet und kann durch die Topographie auf 400 m angehoben werden. Hier wäre der Niederschlag aber als Schnee und nicht als Regen gefallen. Ein künstliches Schmelzen einer vorhandenen Schneeschicht ist nicht möglich, da der Niederschlag in REMO keine Temperatur aufweist.

Der Einfluss des Effekts der Niederschlagsadvektion auf die Niederschlagsklimatologie sowie auf Starkniederschläge wird in Kapitel 6.1 untersucht.

5. Validierung des nichthydrostatischen Kerns

Bevor mit dem neuen nichthydrostatischen Modell REMO Sensitivitätsexperimente zur Auflösungsabhängigkeit von extremen Niederschlägen (Kapitel 6.2) durchgeführt werden können, muss die korrekte und robuste Implementierung des nichthydrostatischen Zusatzmoduls überprüft werden. Diverse Testmöglichkeiten werden in Xue et al. (1995) beschrieben. Ziel der Tests ist es, lineare und nichtlineare nichthydrostatische Strömungen mit steigender Auflösung vom hydrostatischen Regime ($\Delta x = 10$ km) zum nichthydrostatischem Regime ($\Delta x = 100$ m) z. B. für Konvektion (starke nichtlineare Strömung) zu simulieren. Durch einen Vergleich mit Referenzlösungen (z. B. Straka et al. 1993) kann die korrekte Programmierung, die Approximation, die Robustheit, die Genauigkeit und die Effizienz geprüft werden. Auf dem Workshop in Bad Orb, Deutschland, 27.-29. Oktober 2003 zur Kurzfristwettervorhersage wurden folgende Anforderungen an Tests vorgeschlagen:

- Einfache Konfiguration,
- Einfache Evaluierung,
- Minimale Verwendung physikalischer Parametrisierungen (z. B. Dissipation),
- Prüfung der Korrektheit des Löser/Solvers,
- Minimalistisches Testset.

Trotz sorgfältigster Programmierung sind Programmierfehler in einem neuen Modell wahrscheinlich. Um Programmierfehler aufzudecken und die programmierten Konzepte zu überprüfen, sind Validierungen notwendig. Die Art der Tests hängt von dem zu untersuchenden Parameter ab. Die Bandbreite reicht von simplen Symmetrieuntersuchungen, der Prüfung der Massenerhaltung von bestimmten Größen (z. B. Gesamtwassergehalt) bis zum Vergleich von Musterergebnissen mit bekannten Lösungen der Navier-Stokes-Gleichung. Der Vergleich mit Musterlösungen ist besonders aussagekräftig, da gleichzeitig mehrere Prozesse wie die Advektion, der Druck, die Reibung sowie das Zeitschrittverfahren überprüft werden können. Die Musterlösung kann sowohl durch die analytische Lösung der Navier-Stokes-Gleichung als auch durch Ergebnisse anderer Modelle erhalten werden.

Kaltlufttropfen-Test (Cold-Bubble-Test)

Der Cold-Bubble-Test prüft die nichthydrostatische Erweiterung. Der Testaufbau entspricht dem von Straka et al. (1993), mit einer neutral geschichteten Atmosphäre und einer potentiellen Temperatur von 300 K. Im Zentrum des Modellgebiets wird eine Störung von -15 K der folgenden Form eingeführt:

$$\Theta(x, z) = \bar{\Theta}(x, z) - 15 \cdot \cos^2 \left[\frac{\pi}{2} \sqrt{\left(\frac{x - x_z}{x_r} \right)^2 + \left(\frac{z - z_z}{z_r} \right)^2} \right]$$

für (5.1)

$$\sqrt{\left(\frac{x - x_z}{x_r} \right)^2 + \left(\frac{z - z_z}{z_r} \right)^2} \leq 1$$

mit dem Zentrum der Störung bei $x_z = 20.000$ m und $z_z = 3.000$ m und den Radien $x_r = 3.000$ m und $z_r = 2.000$ m. Das Modellgebiet erstreckt sich 40.000 m in x-Richtung und etwa 6.400 m in z-Richtung. Die Störung befindet sich in 20.000 m Entfernung zu den seitlichen Rändern. Wie bei den Tests von Straka et al. (1993) wird eine horizontale und vertikale Auflösung von 100 m verwendet. Der Zeitschritt beträgt 0.3 s. Wie bei Janjic et al. (2001) wird für den Zwischenschritt ε (Gleichung 4.1.39) ein räumlicher Filter von 0.15 und für die Horizontaldiffusion ein Koeffizient von 0.003 verwendet. Für den hydrostatischen Test musste der Koeffizient für die Horizontaldiffusion um eine Größenordnung höher gewählt werden ($K=0.02$), um das starke numerische Rauschen zu unterdrücken. Die Abweichung der potentiellen Temperatur von der Referenzatmosphäre ($\Theta = 300$ K) nach 30, 150, 300 und 900 s für den nichthydrostatischen Test ist in Abbildung 15 dargestellt. In Abbildung 16 erfolgt die Darstellung für den hydrostatischen Test für die Zeitschritte 30, 150 und 300 s.

Ein Vergleich der nichthydrostatischen Lösung mit der Referenzlösung von Straka et al. (1993) zeigt eine qualitativ und quantitativ gute Übereinstimmung. Die zeitliche Position der Störung stimmt sehr gut überein. Auch die Form der hochgradig nichtlinearen Kelvin-Helmholtz-Rotoren (3 Stück pro Seite nach 900 s) wird vom nichthydrostatischen Modell sehr gut wiedergegeben.

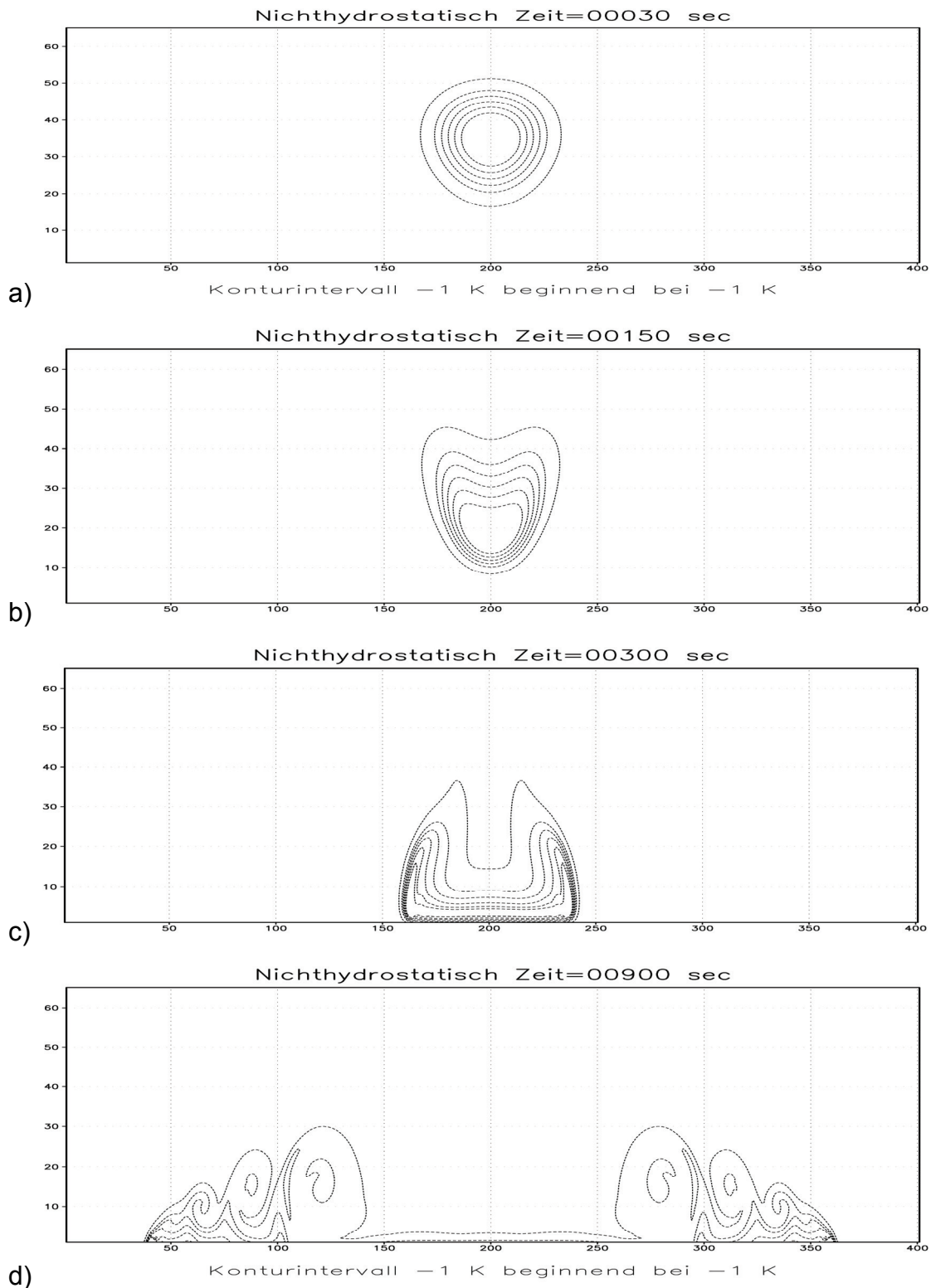


Abbildung 15: Cold-Bubble-Test für das nichthydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150, 300 und 900 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K.

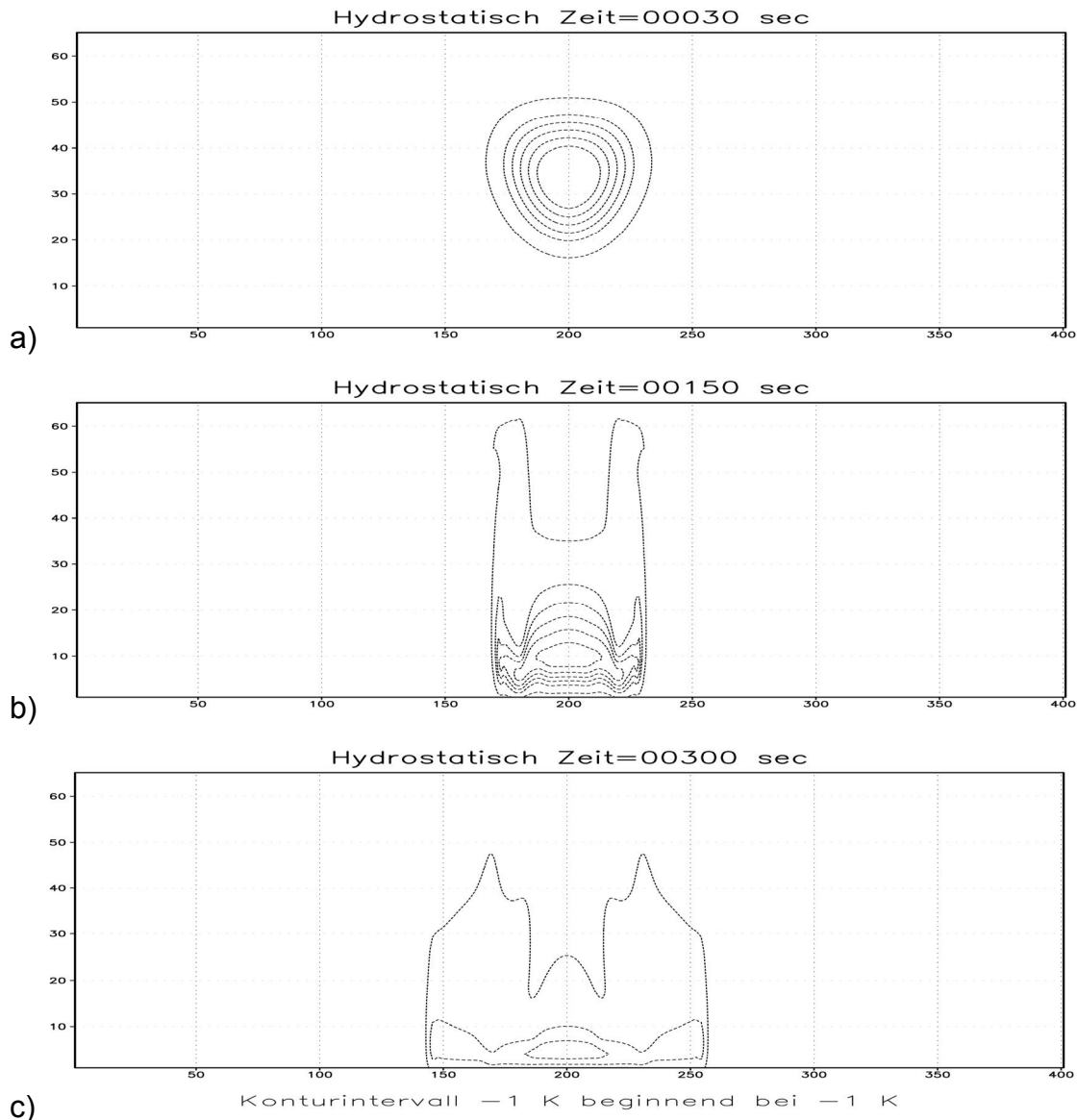


Abbildung 16: Cold-Bubble-Test für das hydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150 und 300 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K.

Die hydrostatische Lösung zeigt eine sehr schlechte Übereinstimmung mit der Referenzlösung von Straka et al. (1993). Schon nach 150 s erreicht die Störung den Modellboden und ist nicht, wie bei der nichthydrostatischen Lösung noch etwa 1.000 m davon entfernt. Die Entwicklung erfolgt viel schneller und ist nicht in der Lage, die Kelvin-Helmholtz-Rotoren auszubilden. Dies resultiert aus der diagnostischen Bestimmung der Vertikalgeschwindigkeit, die sich im Gegensatz zur prognostischen Berechnung viel schneller entwickelt.

Warmluft-Konvektions-Test (Warm-Bubble-Test)

Wie der Cold-Bubble-Test überprüft der Warm-Bubble-Test die korrekte Implementierung der nichthydrostatischen Erweiterung. Da bei höher auflösenden Modellen die Konvektion immer besser wiedergegeben wird, ist eine korrekte Modellierung des Warm-Bubble-Tests für konvektive Untersuchungen besonders wichtig.

Der Testaufbau entspricht dem von Xue et al. (1995), mit einer neutral geschichteten Atmosphäre und einer potentiellen Temperatur von 300 K. Im Zentrum des Modellgebiets wird eine Störung von +6.6 K der folgenden Form eingeführt:

$$\Theta(x, z) = \bar{\Theta}(x, z) + 6.6 \cdot \cos^2 \left[\frac{\pi}{2} \sqrt{\left(\frac{x - x_z}{x_r} \right)^2 + \left(\frac{z - z_z}{z_r} \right)^2} \right]$$

(5.2)

für

$$\sqrt{\left(\frac{x - x_z}{x_r} \right)^2 + \left(\frac{z - z_z}{z_r} \right)^2} \leq 1$$

mit dem Zentrum der Störung bei $x_z = 20.000$ m und $z_z = 2.750$ m und den Radien $x_r = z_r = 2.500$ m. Das Modellgebiet erstreckt sich 40.000 m in x-Richtung und etwa 13.500 m in z-Richtung. Die Störung befindet sich 20.000 m von den seitlichen Rändern entfernt. Die horizontale und vertikale Auflösung beträgt 100 m und der Zeitschritt 0.3 s. Das Modellsetup für die Horizontaldiffusion und für den Filter entspricht dem des Cold-Bubble-Tests. Die Abweichung der potentiellen Temperatur von der Referenzatmosphäre ($\Theta = 300$ K) nach 30, 150, 300 und 600 s für den nichthydrostatischen Test ist in Abbildung 17 dargestellt. Abbildung 18 stellt für den hydrostatischen Test die Zeitschritte 30 und 150 s dar.

Die Ergebnisse des nichthydrostatischen Tests stimmen quantitativ und qualitativ sehr gut mit den Ergebnissen von Xue et al. (1995) überein. Durch die Störung von +6.6 K entsteht Auftrieb. Als Ausgleich strömt unter der Störung Luft von der Seite nach und oberhalb der Störung auseinander. Durch die Erhaltung der Masse muss oberhalb der Störung ein Luftmassenaustausch von oben nach unten erfolgen. Hierdurch bildet sich ein System von Konvergenz (unterhalb) und Divergenz (oberhalb) und entsprechender Ausgleichsströmung im direkten Umfeld der Störung. Hierdurch erfolgt eine verstärkte Aufwärtsbewegung im Zentrum der Störung und sie verbreitert sich langsam. Nach 900 s bildet sich ein System aus, das sehr stark an eine Pilzkappe oder Explosion erinnert. An den Außenseiten bildet sich je ein Helmholtzrotor.

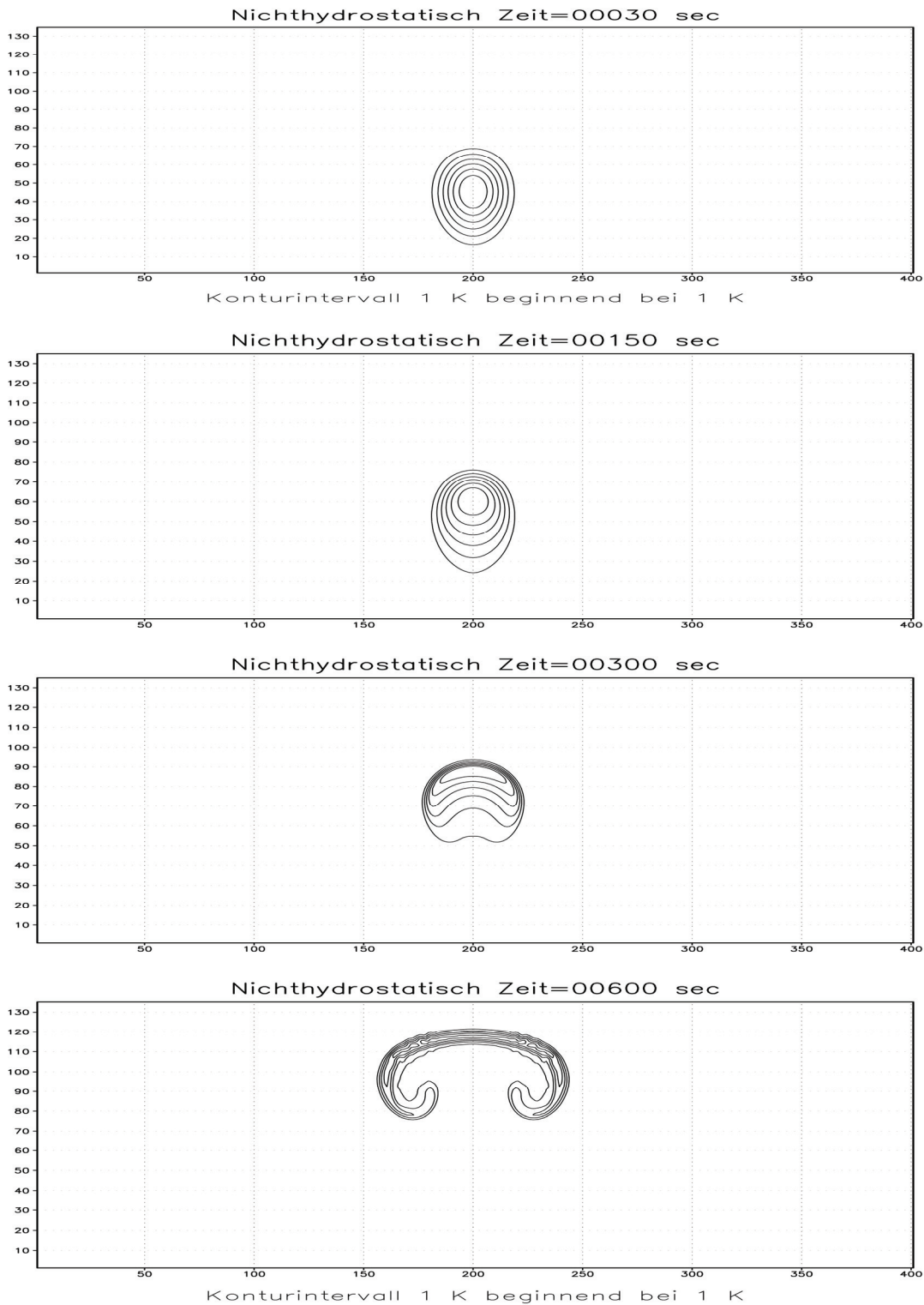


Abbildung 17: Warm-Bubble-Test für das nichthydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150, 300 und 600 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K.

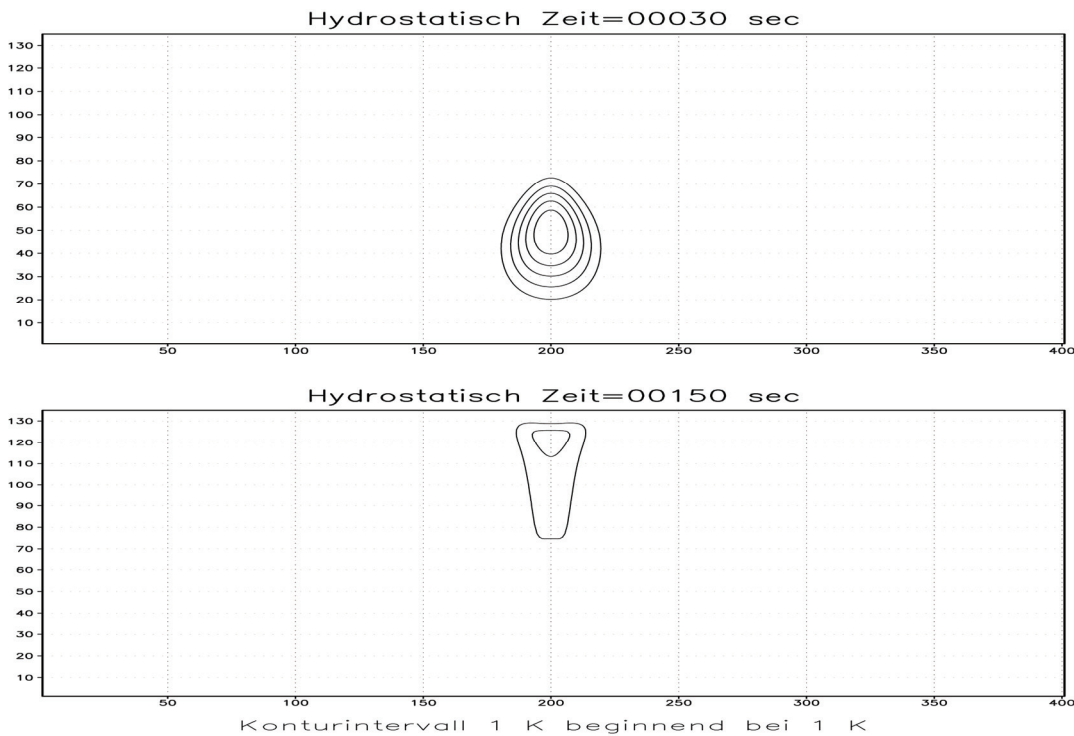


Abbildung 18: Warm-Bubble-Test für das hydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K.

Beim hydrostatischen Modell zeigt sich, wie beim Cold-Bubble-Test, eine zu schnelle Bewegung der Störung. Bereits nach 150 s hat die Störung den oberen Rand des Modellgebiets erreicht. Im Gegensatz zur nichthydrostatischen Lösung zeigt die hydrostatische keine Aufweitung der Störung, sondern eine verstärkte Aufwärtsbewegung im Zentrum der Störung. Es entsteht eine Pfeilstruktur. Erst nach Auftreffen am Oberrand des Modellgebiets wird die Störung vertikal komprimiert und entsprechend verbreitert. Auf Grund der höheren Diffusionskoeffizienten wird die Struktur schnell aufgelöst.

Da diese Art von Störung bei Konvektionsprozessen eine entscheidende Rolle spielt, wird sehr schnell deutlich, dass die hydrostatische Approximation bei kleinen Maschenweiten unrealistisch ist.

24h Vorhersage mit realen Daten

Die Entwicklung des nichthydrostatischen Modells REMO erfolgte über ein Zusatzmodul, welches zum ersten Mal für ein Drei-Zeitebenen-Verfahren erfolgreich angewendet wurde. Das Advektionsschema als zentriertes Differenzen-Verfahren stammt aus REMO. Daher erfolgt die Überprüfung der richtigen Implementierung des Advektionsschemas nicht über einen klassischen Rotationstest sondern durch einen Vergleich einer 24h Vorhersage mit beiden Modellen.

Das Modellgebiet (ENSEMBLES, Abbildung 45) für den Test umfasst Europa und Nordafrika. Die Auflösung beträgt mit $0,44^\circ$ etwa $50 \times 50 \text{ km}^2$. Durch die grobe Auflösung sind die nichthydrostatischen Effekte, welche etwa ab Auflösungen von 10 km und kleiner auftreten, vernachlässigbar und die Ergebnisse direkt vergleichbar. Der Vergleichsparameter ist der reduzierte Bodendruck. Hierdurch wird direkt der Bodendruck und indirekt die Advektion, die Behandlung der Corioliskraft, die Temperatur und die spezifische Feuchte getestet.

Die Simulationen wurden für den 17.01.1987 um 0:00 UTZ aufgesetzt und eine 24h Prognose für den 18.01.1987 0:00 UTZ erstellt. Die Initialisierungs- und Randantriebsdaten (siehe Kapitel 3) entstammen den ERA15 Daten (Gibson et al., 1997). Die Wetterlage ist klassifiziert durch ein Tiefdruckgebiet mit einem Kerndruck von 1000 hPa nordöstlich von Island und einem Hochdruckgebiet mit maximal 1055 hPa über Finnland. Das Hochdruckgebiet erstreckt sich über Deutschland und Spanien bis Nordafrika. Polen und die baltischen Staaten werden dagegen durch ein Tiefdruckgebiet über der Türkei beeinflusst.

REMO (Standard) 24h Vorhersage MSLP [hPa] REMO (nichthydro.) 24h Vorhersage MSLP [hPa]

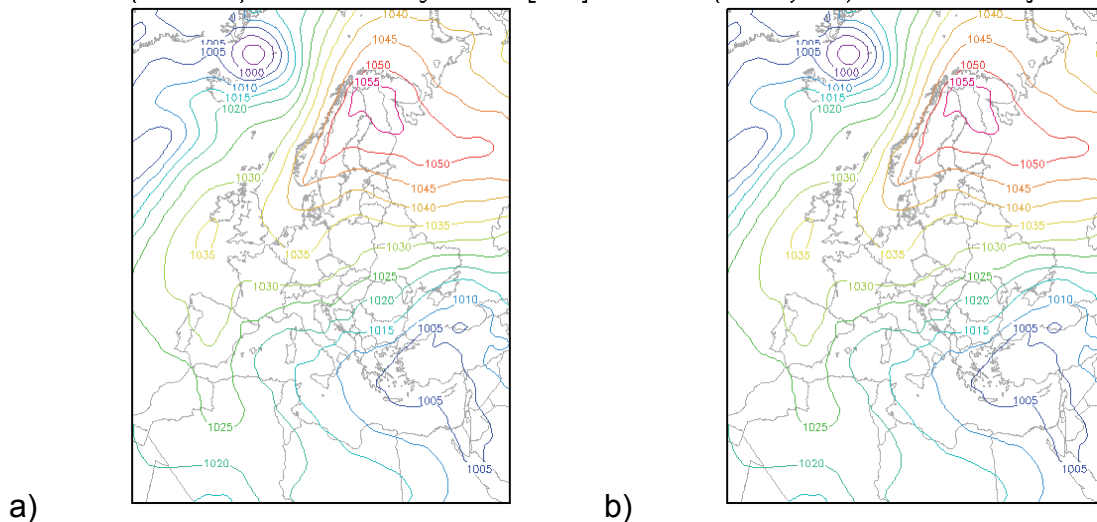


Abbildung 19: 24h Vorhersage des reduzierten Bodendrucks gestartet am 17.01.1987 00UTZ für a) das hydrostatische Modell und b) das nichthydrostatische Modell.

Die Prognose der nichthydrostatischen Version entspricht der hydrostatischen Version (Abbildung 19) und die maximale Differenz zwischen beiden Versionen beträgt 15 Pa und tritt nur in den Bergregionen auf. Über dem Meer und den europäischen Ebenen ist die Differenz geringer als 1 Pa. Wäre die Implementierung der Berechnungen für die Advektion sowie für die Corioliskraft im

nichthydrostatischen Modell fehlerhaft, müssten sich die Ergebnisse deutlich voneinander unterscheiden. Der geringe Unterschied im reduzierten Bodendruck weist daraufhin, dass das Schema aus REMO in die neue Version erfolgreich übertragen wurde.

Test der nichthydrostatischen Erweiterung auf 10x10 km² für ein Jahr

Mit dem hydrostatischen Modell REMO werden Auflösungen von 10 bis 50 km gerechnet. Bei Auflösungen unter 10 km können nichthydrostatische Effekte nicht mehr vernachlässigt werden. Mit dem hydrostatischen REMO wurden mehrere Simulationen mit 10 km horizontaler Auflösung durchgeführt (Jacob et al., 2008). An Hand einer einjährigen Vergleichsimulation mit dem nichthydrostatischen REMO soll überprüft werden, ob die mit dem hydrostatischen Modell erzielten Ergebnisse durch nichthydrostatische Effekte gestört wurden. Gleichzeitig wird die Stabilität des neuen Modells über längere Zeiträume überprüft.

Das Modellgebiet (UBA, Abbildung 45) für die Untersuchung entspricht den Szenarienrechnungen, die im Auftrage des Umweltbundesamts erstellt wurden (Jacob et al. 2008). Die Initialisierungs- und Antriebsdaten für die Simulationen stammen aus der Reanalyse des EZMW (ERA15, Gibson et al., 1997). Da die Auflösung mit 10x10 km² eine Größenordnung feiner ist als der Antrieb, erfolgt der Antrieb nicht direkt mit ERA15 sondern über eine zwischengeschaltete REMO Simulation mit 50x50 km² (ENSEMBLES, Abbildung 45). Die Initialisierungs- und Antriebsdaten für die neuen nichthydrostatischen Variablen werden als konstante Felder vorgegeben. Für w wird 0 und für ε 1 vorgegeben. Mit beiden REMO Versionen (nicht- und hydrostatisch) wird das Jahr 1990 nachgerechnet.

Durch die nichthydrostatische Erweiterung wird es für dieses Simulationsjahr in Deutschland kühler. Im Jahresmittel beträgt die Abkühlung etwa 0.2 °C wobei die Änderung hauptsächlich im Sommer erfolgt (Abbildung 20a). Der Vergleich mit den DWD Beobachtungsdaten zeigt, dass die Abkühlung zu einer Verbesserung in der Güte der 2m Temperatur führt. Die Abkühlung erfolgt homogen über Deutschland. Die maximale Temperaturdifferenz zwischen den beiden Modellversionen beträgt 0.4 °C (Abbildung 21a). Die Abkühlung resultiert nicht aus einer Erhöhung des Niederschlags (Abbildung 20b) und dementsprechend aus einem höheren latenten Wärmefluss, sondern aus einer leichten Erhöhung der Wolkenbedeckung und dementsprechend reduzierter solarer Einstrahlung von 1-2 W/m² im Sommer.

Der Niederschlag wird durch die nichthydrostatische Erweiterung leicht reduziert. Auf Grund der hohen Variabilität des Niederschlags kann für dieses Simulationsjahr nicht analysiert werden, ob die Änderung im Vergleich zu den DWD Beobachtungen eine Verbesserung der Güte darstellt. Tendenziell stellt eine Reduzierung der Niederschlagsmenge eine Verbesserung dar, jedoch weisen die Daten des DWD auf Grund von systematischen Messfehlern einen zu geringen Niederschlag auf (persönliche Kommunikation mit T. Deutschländer, DWD). Durch die Unterschätzung in den DWD Daten kann die geringe Änderung nicht verifiziert werden.

Die Änderung des Niederschlags erfolgt im Gegensatz zur Temperatur räumlich nicht homogen (Abbildung 21b). Etwa nördlich der Linie Hannover-Berlin nimmt der

Niederschlag zu, während südlich davon in geringem räumlichen Abstand positive und negative Abweichungen auftreten. Die Muster weisen eine Korrelation zur Orographie auf. Der Kontrast wird nicht durch eine Verschiebung der Niederschlagsmuster hervorgerufen (vgl. Abbildung 22a und b), vielmehr werden die bereits vorhandenen im Luv und Lee noch verstärkt.

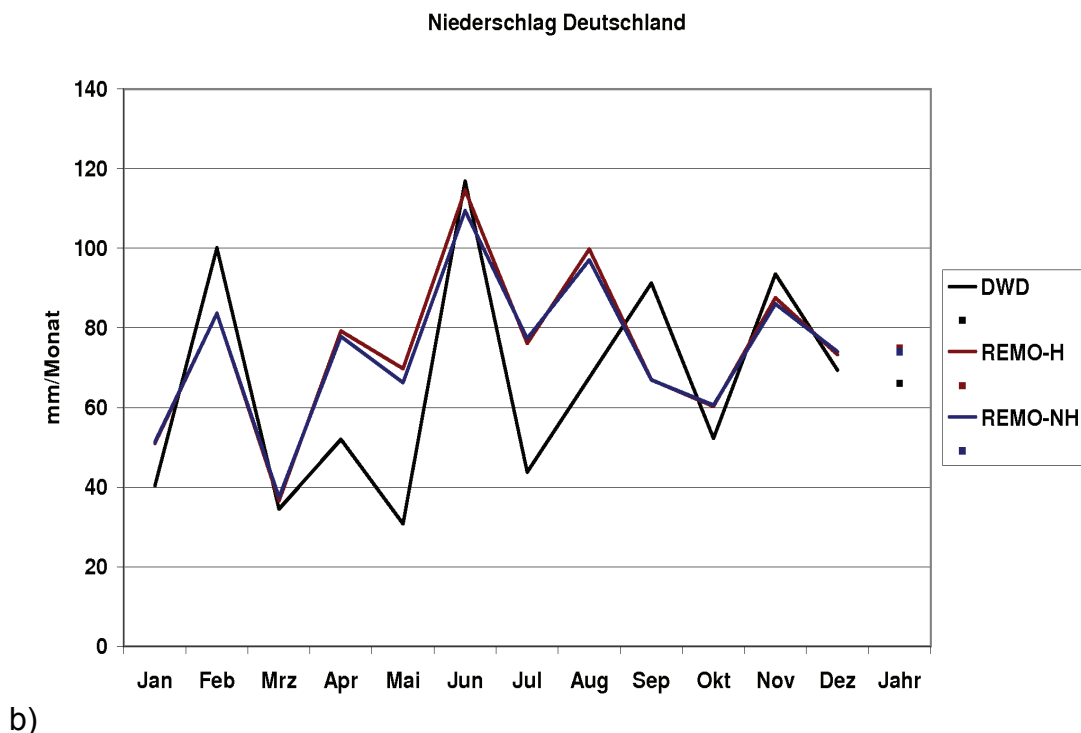
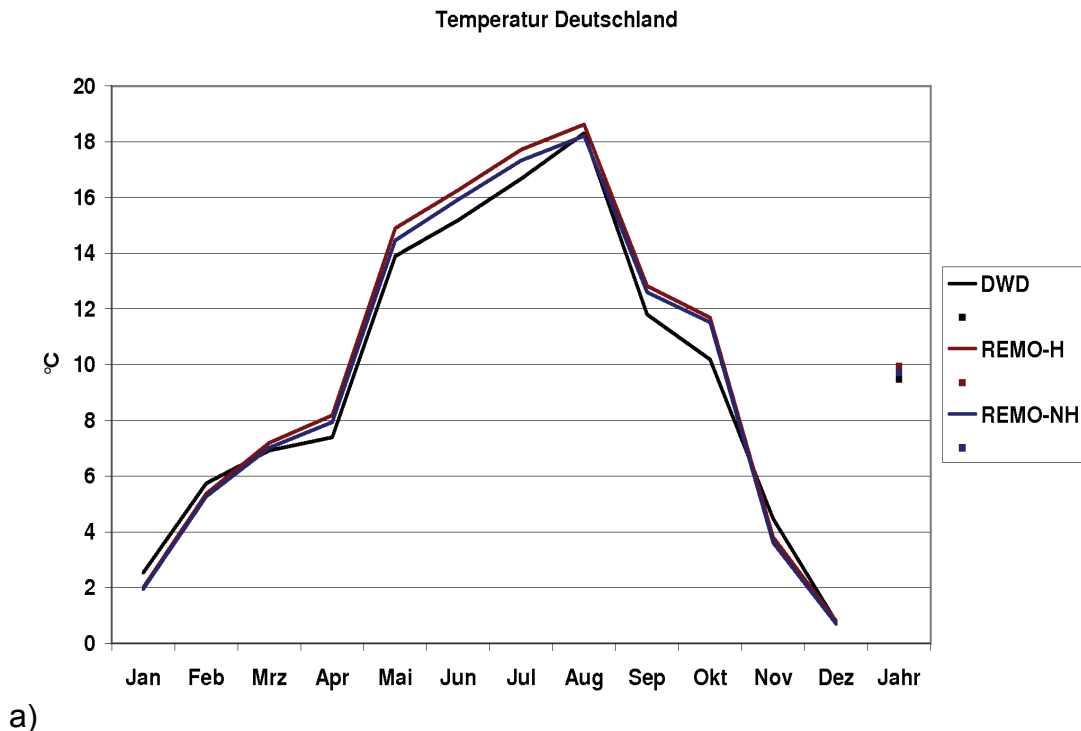


Abbildung 20: Jahresgang a) der Temperatur und b) des Niederschlags für Deutschland. Die Daten des DWD schwarz, von REMO_{hydrostatisch} braun und von REMO_{nichthydrostatisch} blau eingezeichnet.

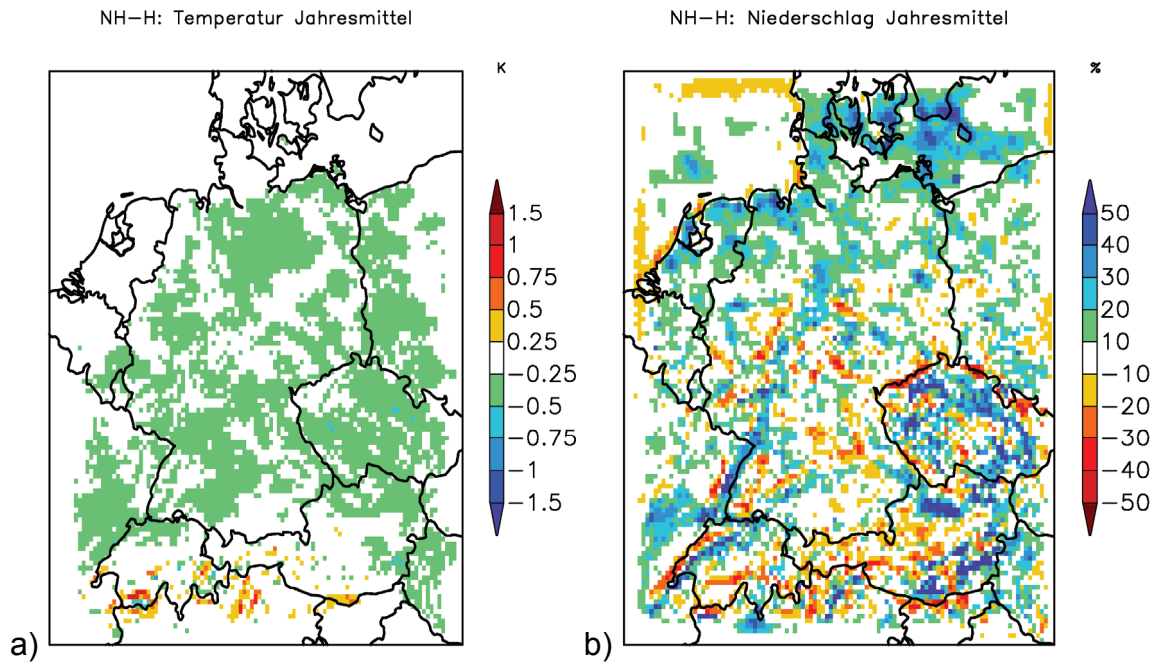


Abbildung 21: Änderung der a) 2m Jahresmitteltemperatur [°C] und b) des Jahresniederschlags [%] durch die nichthydrostatische Erweiterung von REMO. Grüne und blaue Bereiche stellen Gebiete mit Temperaturabnahmen/Niederschlagszunahmen und gelb-rote Bereiche Temperaturzunahmen/Niederschlagsabnahmen dar.

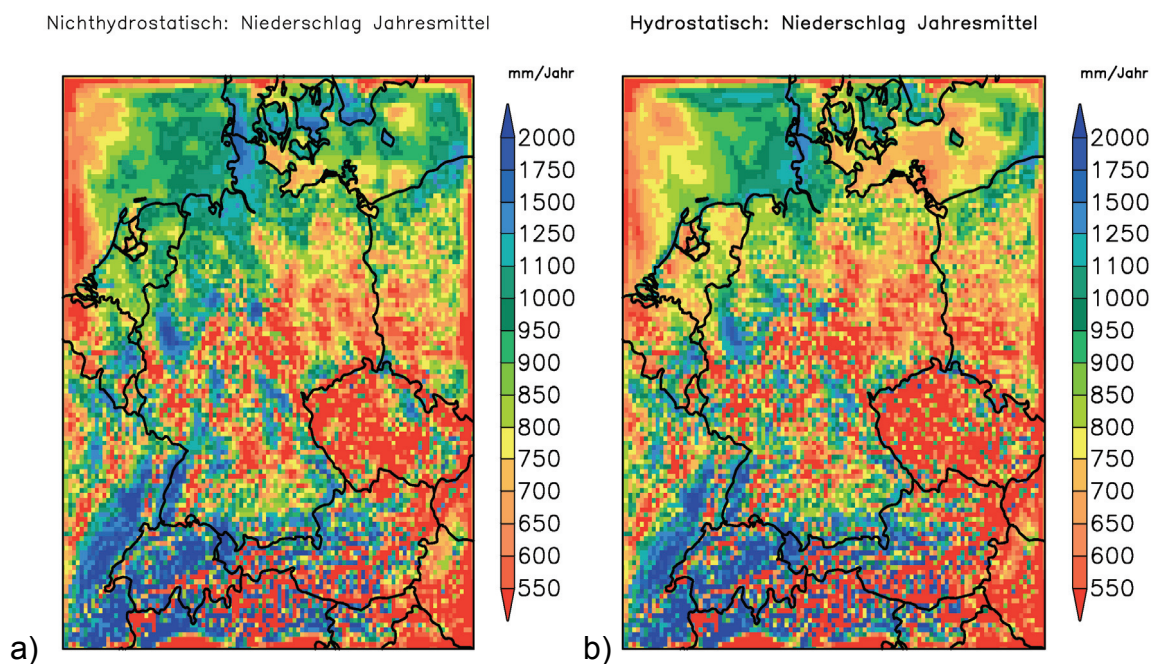


Abbildung 22: Jahresniederschlag (1990) für a) REMO_{nichthydrostatisch} und b) REMO_{Standard}.

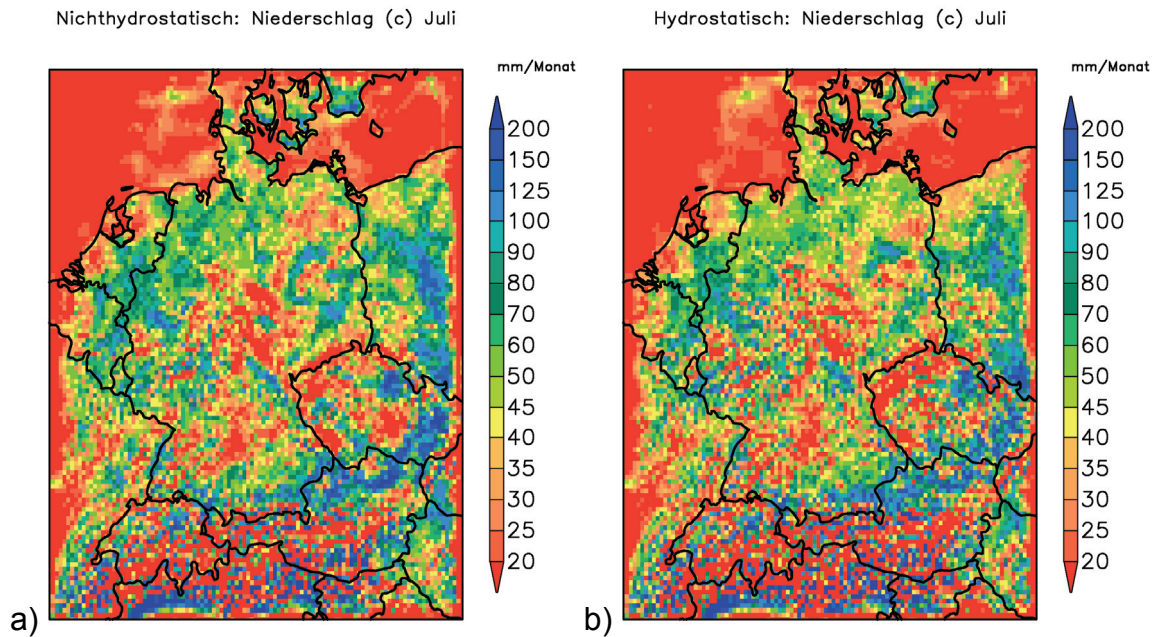


Abbildung 23: Konvektiver Niederschlag für Juli 1990 für a) $REMO_{nichthydrostatisch}$ und b) $REMO_{standard}$

Der Niederschlag ist in $REMO_{nichthydrostatisch}$ sowohl im Januar (kalte Jahreszeit) als auch im Juli (warme Jahreszeit) homogener verteilt als in $REMO_{hydrostatisch}$ (Abbildung 22a und b), was durch den konvektiven Niederschlag bedingt ist (vgl. Abbildung 23a und b). Dies ergibt sich durch eine bessere Beschreibung der Vertikalgeschwindigkeit, welche den Niederschlag beeinflusst. $REMO_{hydrostatisch}$ weist eine räumlich sehr inhomogene Verteilung auf, so treten Säulen mit Auf- und Abwärtsbewegungen direkt nebeneinander auf (Abbildung 24a), während in $REMO_{nichthydrostatisch}$ die Vertikalgeschwindigkeiten deutlich homogener sind (Abbildung 24b).

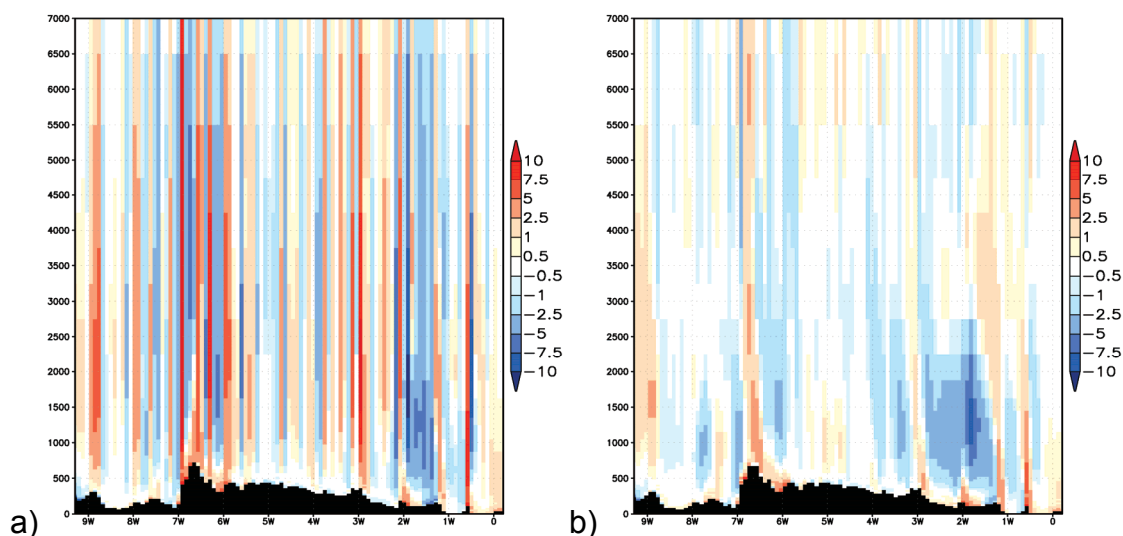


Abbildung 24: Vertikalschnitt für a) $REMO_{hydrostatisch}$ und b) $REMO_{nichthydrostatisch}$ durch die Vogesen, Schwarzwald und schwäbische Alb. Dargestellt ist die Vertikalgeschwindigkeit [cm/s] als Monatsmittel für den Juli 1990. Die blauen Bereiche stellen Aufwinde und die roten Bereiche Abwinde dar.

Die homogenere Verteilung der Vertikalgeschwindigkeit bewirkt eine gleichmäßigere sowie eine etwas höhere Wolkenbedeckung. Hieraus resultiert eine geringere solare Einstrahlung, was zur Abkühlung in REMO_{nichthydrostatisch} führt.

Fazit

Mit der Erweiterung des hydrostatischen Klimamodells REMO mit hybriden Druckkoordinaten zu einem nichthydrostatischen Modell, werden die konservativen Eigenschaften der hydrostatischen Formulierung beibehalten. Die Erweiterung erfolgt als Zusatzmodul, was zum ersten Mal für ein Bock-Sprung-Verfahren angewendet wurde. Die gewählte Methode der Erweiterung erlaubt den Vergleich der hydrostatischen mit den nichthydrostatischen Ergebnissen.

Die Modellergebnisse von hydrostatischer und nichthydrostatischer Version sind für Auflösungen von 10 km oder größer vergleichbar. Die Vertikalgeschwindigkeit weist im nichthydrostatischen Modell ein homogeneres Verhalten und dadurch ein gleichmäßigeres Niederschlagsfeld auf. Dies wird besonders im Sommer deutlich, wenn konvektive Prozesse dominieren. Bei Auflösungen von 100 m (Cold- und Warm-Bubble-Tet) sind die Ergebnisse der beiden Versionen sehr unterschiedlich. Die Resultate des hydrostatischen Modells sind bei dieser Auflösung im Gegensatz zum nichthydrostatischen unrealistisch. Des Weiteren ist das hydrostatische Modell nur bei hoher Dissipativität numerisch stabil.

Das neue nichthydrostatische Modell scheint über alle Skalen von 100 m bis 50 km sowie über lange Simulationsperioden numerisch robust und effizient zu sein, um in der regionalen numerischen Klimamodellierung verwendet zu werden. Der zusätzliche Rechenzeitaufwand der nichthydrostatischen Modellierung beträgt etwa +50 % im Vergleich zur hydrostatischen Modellierung.

6. Sensitivitätsexperimente mit REMO

Die im Kapitel 4 neu eingeführten numerischen Methoden sollen in diesem Kapitel hinsichtlich ihres Einflusses auf den Niederschlag untersucht werden.

Bei der Verdriftung des Niederschlags liegt der Fokus der Analysen auf die Änderung der Niederschlagsmuster und den Einfluss auf Niederschlagsextreme auf klimatologische Zeitskalen. Für eine Einzelfallstudie, welche durch starke konvektive Tätigkeit gekennzeichnet ist, wird untersucht, welchen Einfluss die nichthydrostatische Erweiterung auf den Niederschlag hat. Zusätzlich werden für die Einzelfallstudie Untersuchungen mit unterschiedlichen Auflösungen durchgeführt, um die Sensitivität des Niederschlags auf die horizontale Auflösung zu analysieren. In der Wettervorhersage ist man seit einigen Jahrzehnten dazu übergegangen, die horizontale Auflösung der Modelle zu erhöhen, um die Niederschläge besser modellieren zu können (Roebber et al., 2006). In der Klimamodellierung steht nicht die zeitlich und räumlich korrekte Darstellung eines Einzelereignisses im Vordergrund sondern die statistisch korrekte Erfassung des Wetterablaufs – das Klima. Bei Studien des Klimawandels werden Zeitspannen von Jahrzehnten bis Jahrtausende untersucht. Während dieser Zeit kann sich nicht nur das Klima sondern auch das Klimasystem ändern, wie z. B. die Vegetation, was die Klimastatistik und Extreme beeinflussen kann. Zusätzlich verwenden Klimamodelle Vereinfachungen, die sensitiv auf Extreme wirken können. Daher sollte geprüft werden, ob die Rechenleistung in Klimamodellierung eher für höher aufgelöste Klimaprojektionen verwendet werden sollte, wie in der Wettervorhersage, oder ob zusätzliche Prozesse integriert werden sollten.

6.1. Sensitivitätsexperiment zur Advektion des Niederschlags

Problemstellung

Bisherige Simulationen mit REMO zeigen in gebirgigen Regionen eine zu hohe Niederschlagsmenge im Luv der Gebirge und eine zu geringe im Lee. Zusätzlich zeigt sich bei 10 km Simulationen eine Überschätzung der extremen Niederschläge (z.B. beim 95 Perzentil und bei der maximalen Fünf-Tagesniederschlagssumme). Wie in Kapitel 4.2 dargelegt, ist dies wahrscheinlich auf den fehlenden Niederschlagstransport zurückzuführen.

Methode

Zur Überprüfung des Algorithmus zur Niederschlagsverdriftung wird die im Kapitel 4.2 vorgestellte Methode an einer existierenden REMO Simulation angewendet. Die Modellergebnisse stammen aus einer Simulation zur Validierung von REMO (Jacob et al., 2008). Das Modellgebiet umfasst Deutschland, Österreich und die Schweiz mit einer horizontalen Auflösung von etwa 10x10 km² (UBA, Abbildung 45). Die Initialisierungs- und Antriebsdaten für die Simulationen stammen aus der Reanalyse

des EZMW (ERA15, Gibson et al., 1997). Da die Auflösung mit 10x10 km² eine Größenordnung feiner ist als der Antrieb, erfolgt der Antrieb nicht direkt mit ERA15 sondern über eine zwischengeschaltete REMO Simulation mit 50x50 km² (ENSEMBLES, Abbildung 45). Zur Analyse wurde der 10 Jahreszeitraum von 1981-1990 ausgewählt. Zur Referenzierung der Ergebnisse werden die Niederschlagsdaten den Beobachtungsdaten des DWD (REGNIE) gegenübergestellt. Dieser Datensatz basiert auf über 4.000 Messstellen, die über ein Regionalisierungsverfahren auf die Fläche interpoliert wurden und in dieser Studie in derselben Auflösung wie die REMO Ergebnisse vorliegen. Dank der hohen Messntzdichte ist im Durchschnitt in jeder REMO-Gitterbox ein Beobachtungsdatensatz vorhanden ist. Dies erlaubt neben der Analyse der Niederschlagsmittel auch ein Vergleich der extremen Niederschläge. Das 95 Perzentil des Niederschlags und die maximale Fünf-Tagesniederschlagssumme sind geeignete Indizes für Niederschlagsextreme. Die Bestimmung der beiden Indizes erfolgt nach der Berechnungsvorschrift, wie sie in STARDEX (www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/) vorgeschlagen wurde.

Der Niederschlag beeinflusst direkt die Wasserbilanz des Bodens und indirekt die bodennahe Temperatur. Da die Offlineadvektion des Niederschlags die Wechselwirkung nicht berücksichtigt, entsteht eine Inkonsistenz zwischen dem verdrifteten Niederschlag und der Bodenfeuchte sowie zur Temperatur. Zur Analyse der Größenordnung der Inkonsistenz werden der Algorithmus in REMO eingebaut und die Effekte an Hand einer einjährigen Simulation (1990) analysiert.

Ergebnisse

In den Ergebnissen der hydrostatischen REMO Simulationen treten in der Jahressumme des Niederschlags nahe beieinander sehr hohe und sehr niedrige Niederschläge im Gebirge auf (Abbildung 25b). Diese hohe Variabilität ist in den Beobachtungsdaten nicht belegt (Abbildung 25a), die vielmehr ein glattes Niederschlagsbild erwarten lassen. Neben dem räumlich zu variablen Niederschlagfeld zeigen sich gegenüber den REGNIE-Beobachtungen (REgionalisierter NIEderschlag, Abbildung 26) zu hohe Niederschläge im Luv und zu geringe Niederschläge im Lee der Gebirge.

Die im Kapitel 4.2 vorgestellte Niederschlagsadvektion wird zur Korrektur des in REMO modellierten Niederschlags verwendet. Das korrigierte Niederschlagsfeld ist in Abbildung 25c dargestellt. Die Variabilität des Niederschlags nimmt deutlich ab. Das Niederschlagsbild ist vergleichbar glatt wie in den Beobachtungen. Die Glättung resultiert aus der Niederschlagsadvektion, wie in der schematischen Darstellung in Abbildung 14 dargestellt. Im Differenzbild des postprozessierten Niederschlags zu REGNIE (Abbildung 26b) zeigt sich, dass die Niederschläge wie erwartet ins Lee transportiert wurden. Dennoch fällt, wie beim unprozessierten Niederschlag, zuviel Niederschlag im Luv und zu wenig im Lee. Eine Veränderung der Parameter, die die Sedimentationsgeschwindigkeit oder die Höhe der Wolkenbasis bestimmen, konnte die Lücke zu den Beobachtungen nicht schließen. Vielmehr scheint noch ein weiterer Prozess das Niederschlagsmuster zu beeinflussen. Im Gegensatz zur Beschreibung in Kapitel 4.2 wird die Advektion von Wolkenwasser beim skaligen Niederschlag nicht

berücksichtigt. Diese Vereinfachung war für Simulationen mit horizontalen Auflösungen über 20 km konsistent, da die Lebensdauer von Wolkentropfen kürzer ist als die Zeit des Transports von einer Gitterbox in die Nachbargitterbox. Diese Vereinfachung ist aber für höher aufgelöste Simulationen nicht mehr gültig, weshalb für zukünftige hochaufgelöste Simulationen der Transport von Wolkenwasser mit berücksichtigt wird. Zur Kompensation des Effekts bei der hier verwendeten Simulation wird auch für den skaligen Niederschlag der Transport des Wolkenwassers im Niederschlagsadvektionsschema, wie beim konvektiven Niederschlag, mit berücksichtigt.

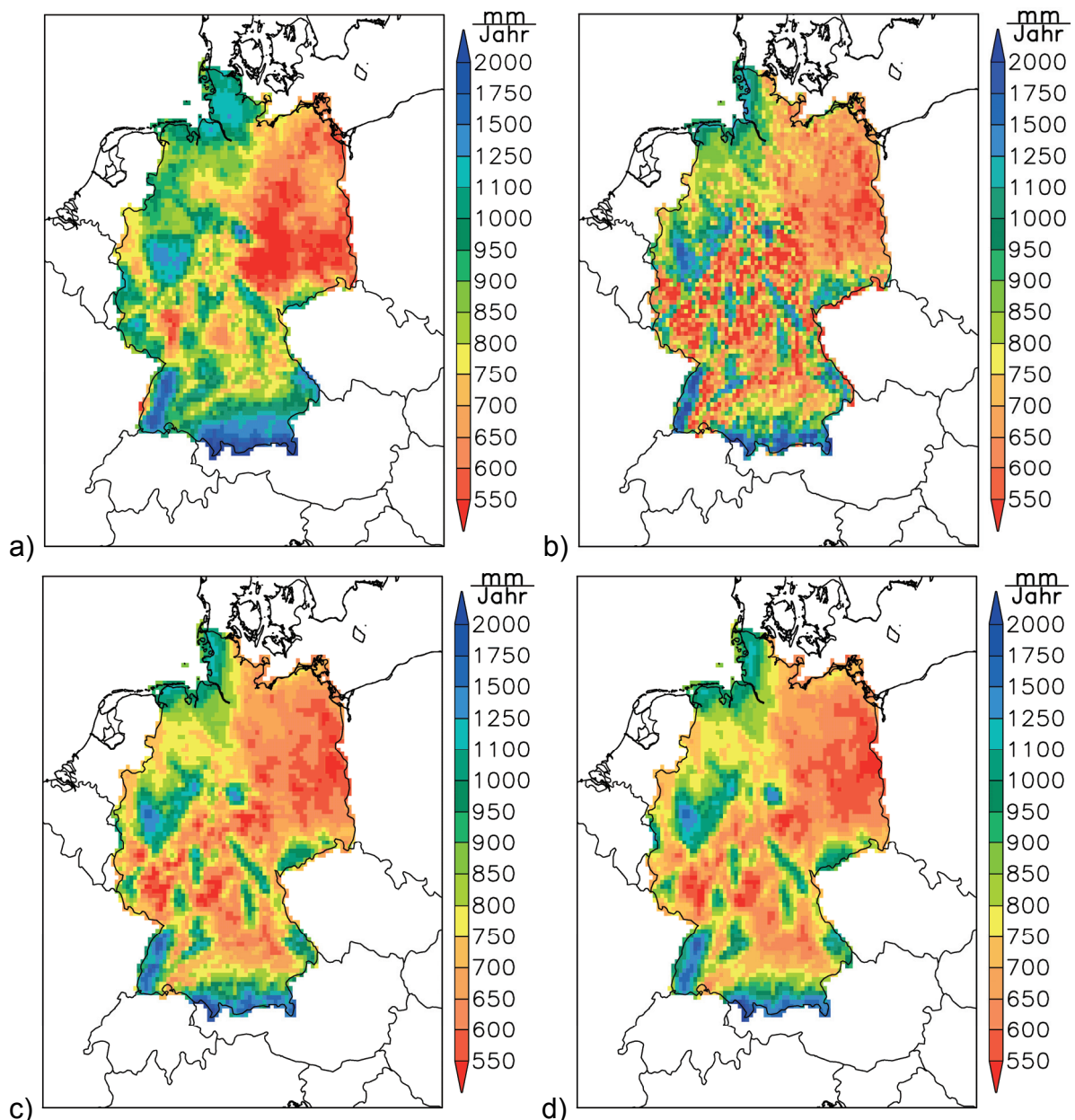


Abbildung 25: Jahressumme des Niederschlags in Deutschland gemittelt über die Jahre 1981-1990 für a) regionalisierte Beobachtungen des DWD (REGNIE), b) simulierten Niederschlag in REMO, c) postprozessierten Niederschlag mit Offline-Advektion des Niederschlags, d) wie c) jedoch zusätzlich mit Berücksichtigung des Wolkenwassertransports für den skaligen Niederschlag.

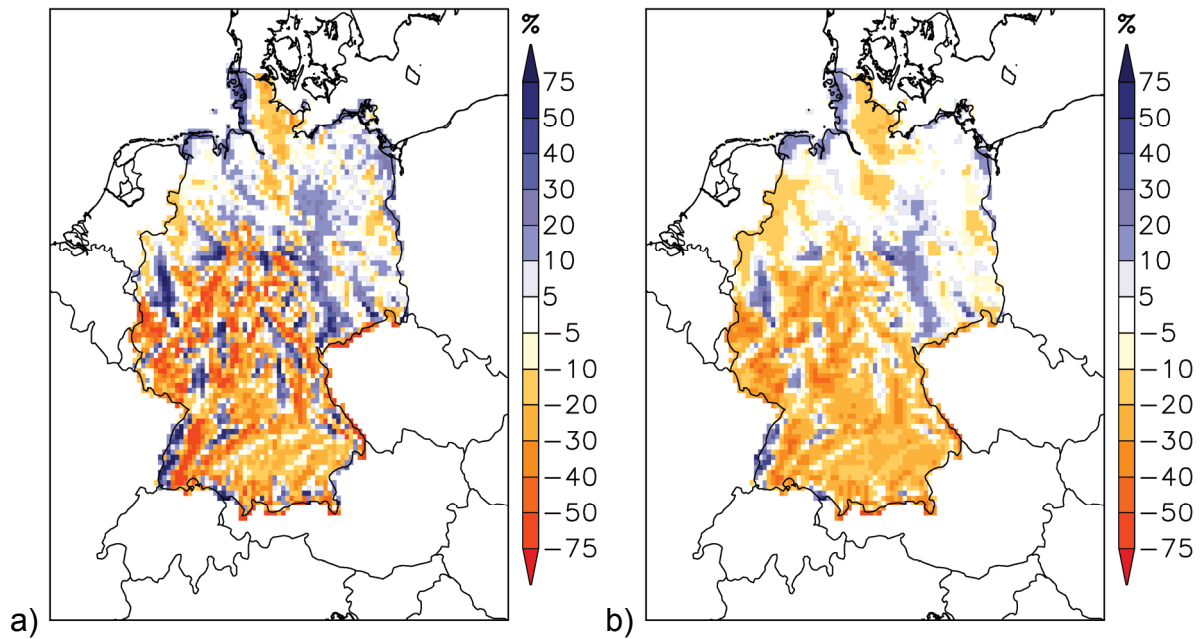


Abbildung 26: Prozentuale Abweichung des Jahresniederschlags (1981-1990) von REMO zu REGNIE für a) REMO ohne Advektion und b) REMO mit Offline-Advektion. Rote/Blaue Farben kennzeichnen Gebiete, wo REMO weniger/mehr Niederschlag als in den REGNIE-Beobachtungen simuliert.

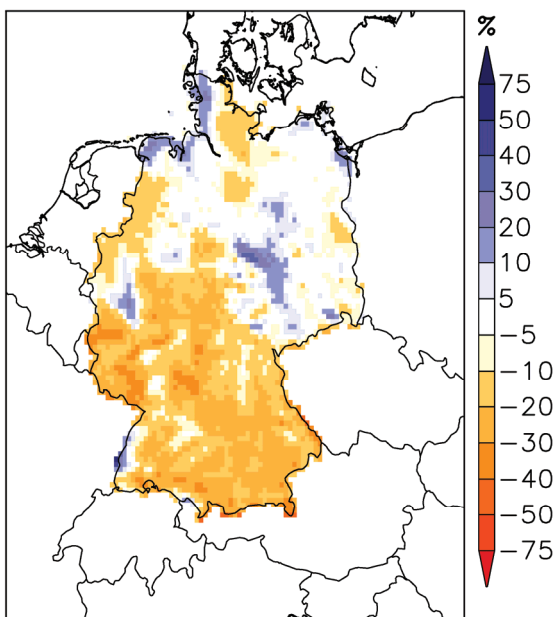


Abbildung 27: Prozentuale Abweichung des Jahresniederschlags (1981-1990) von REMO mit Niederschlagsadvektion und zusätzlich mit Berücksichtigung des Wolkenwassertransports für den skaligen Niederschlag zu REGNIE. Rote/Blaue Farben kennzeichnen Gebiete, wo REMO weniger/mehr Niederschlag als in den REGNIE-Beobachtungen simuliert.

Das korrigierte Niederschlagsfeld plus Wolkenwassertransport für den skaligen Niederschlag ist in Abbildung 25d dargestellt. Die räumliche Variabilität des Niederschlags entspricht erwartungsgemäß dem der Version mit der Advektion. Im

Differenzbild des postprozessierten Niederschlags zu REGNIE (Abbildung 27) zeigt sich, dass die Güte des modellierten Niederschlags weiter zugenommen hat.

Die Verifikation des Niederschlags in Baden-Württemberg und Bayern (Abbildung 28) zeigt, dass der postprozessierte Niederschlag mit dem zweiten Schema (Wolkenwasseradvektion auch für skaligen Niederschlag) die beste Übereinstimmung zu den Beobachtungen aufweist.

Im Querschnitt zeigt sich der Effekt der Niederschlagsadvektion. Die Spitzen im Niederschlag vor und nach jeder Erhebung werden geglättet und der Niederschlag wird ins Lee transportiert. Die Maxima und Minima sind nach dem Niederschlagstransport im Vergleich zu den Beobachtungsdaten um eine Gitterbox verschoben. Dies wird mit dem zweiten Schema korrigiert.

Der mittlere Niederschlag wird durch die Niederschlagsadvektion deutlich verbessert. Der starke Luv/Lee Gradient an den Gebirgen wird deutlich vermindert und die Überschätzung im Luv Bereich reduziert.

Im Vergleich zu den Beobachtungen weist der unprozessierte Niederschlag (Abbildung 26a) sowohl Überschätzungen als auch Unterschätzungen auf. Mit der Verdriftung des Niederschlags (Abbildung 27) unterschätzt REMO den Niederschlag in Süddeutschland. Die generelle Unterschätzung resultiert dabei nicht aus einem Defizit des Advektionsschemas, da die Gesamtniederschlagsmenge des un- und prozessierten Niederschlags identisch ist.

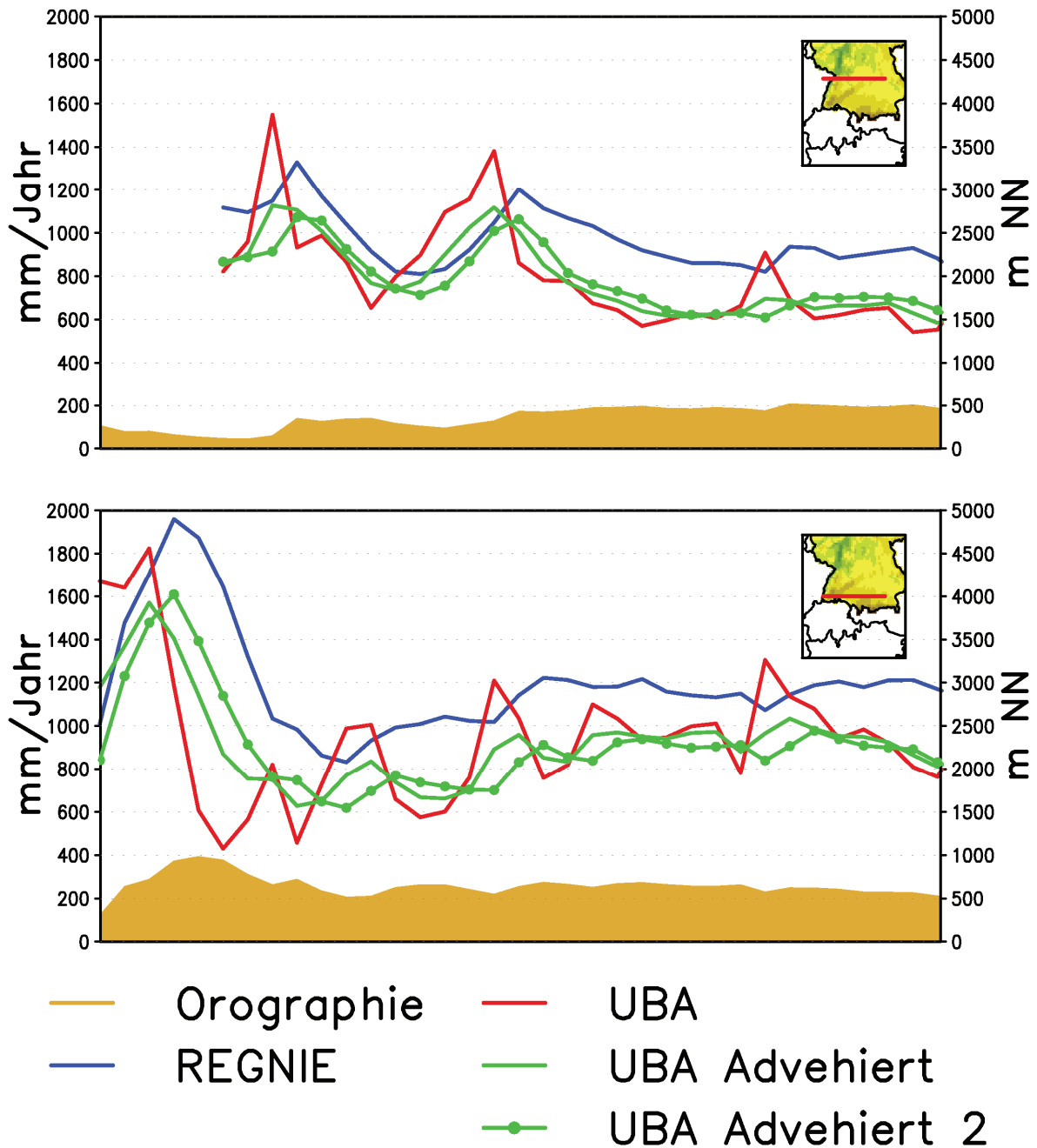


Abbildung 28: Querschnitt des Jahresniederschlags (1981-1990) durch den Schwarzwald bei etwa 49 °N (oben) sowie durch den Schwarzwald bei etwa 47,6 °N (unten) für DWD Beobachtungsdaten (blau), REMO Niederschlag (rot), Niederschlag bei Beachtung der Advektion des Niederschlags (grün), sowie mit zusätzlichem Weitertransport des Niederschlags um eine Gitterbox (grün mit Punkten).

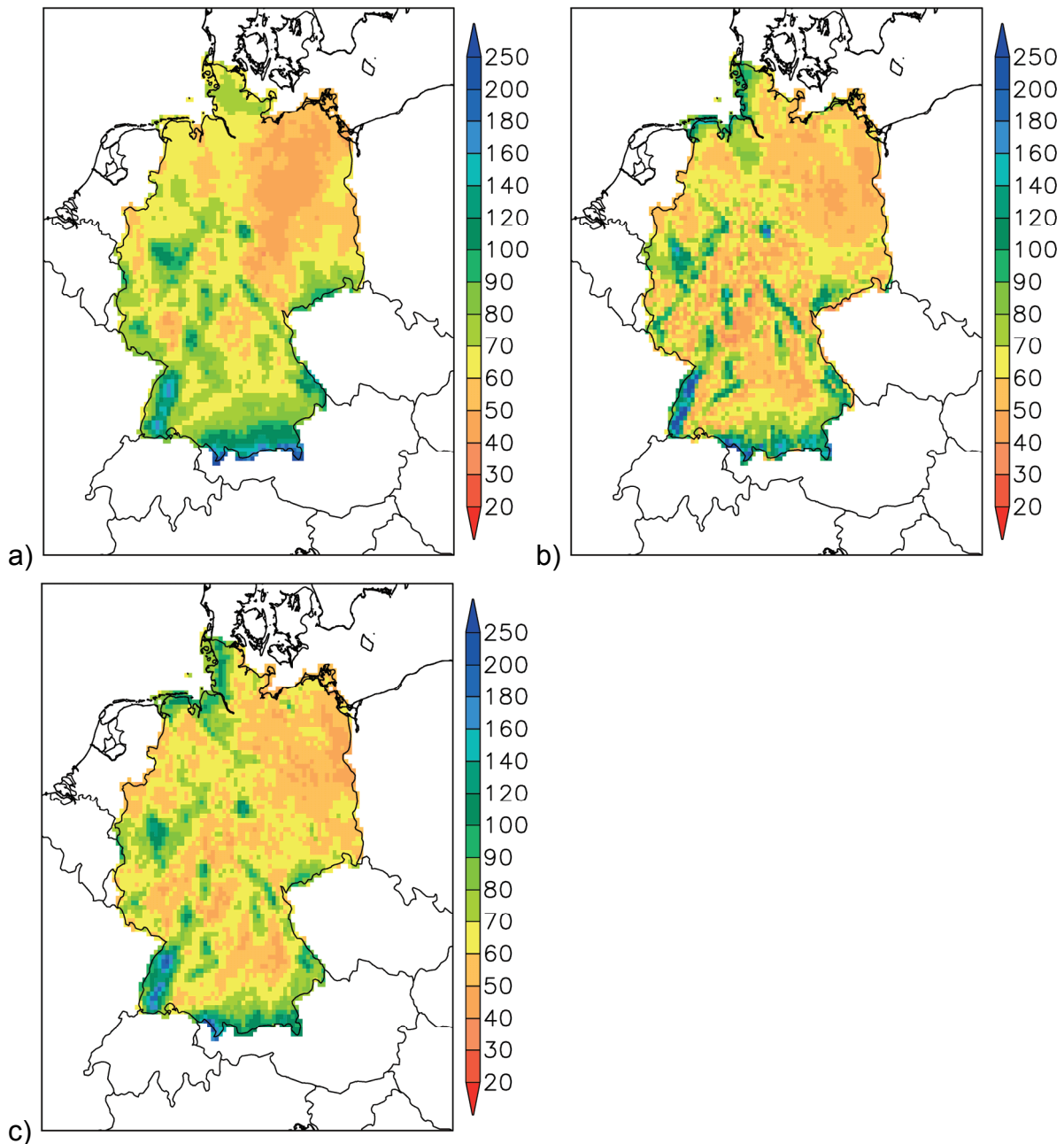


Abbildung 29: Maximale jährliche Fünf-Tagessumme des Niederschlags [mm/5 Tage] gemittelt über die Jahre 1981-1990 für a) regionalisierte Beobachtungen des DWD (REGNIE), b) simulierten Niederschlag in REMO, c) Niederschlag mit Advektion des Niederschlags (zweites Schema).

Neben dem mittleren Niederschlag werden auch die Extremniederschläge positiv beeinflusst. Abbildung 29 und Abbildung 30 zeigen Indizes für Starkniederschläge. Abbildung 29 zeigt die jährlich maximale Fünf-Tagessumme des Niederschlags für den 10 Jahreszeitraum von 1981-1990. Ähnlich wie bei den mittleren jährlichen Niederschlägen werden die Extreme leicht unterschätzt. Im Luvbereich der Gebirge werden die Extreme dagegen deutlich überschätzt. In der regionalisierten Beobachtung beträgt die maximale jährliche Fünf-Tagessumme im Schwarzwald 180 mm/5 Tage während in REMO mit über 250 mm/5 Tagw die Extreme um etwa 40 % überschätzt werden. Durch die Niederschlagsadvektion reduziert sich die Überschätzung auf 11 % (200 mm/5 Tage). Im Flachland dagegen werden die Fünf-

Tagesniederschläge unterschätzt, was auf geringere mittlere Niederschläge zurückzuführen ist. Insgesamt werden die Extreme durch die Niederschlagsadvektion geglättet und weisen eine bessere Übereinstimmung zu den Beobachtungen auf.

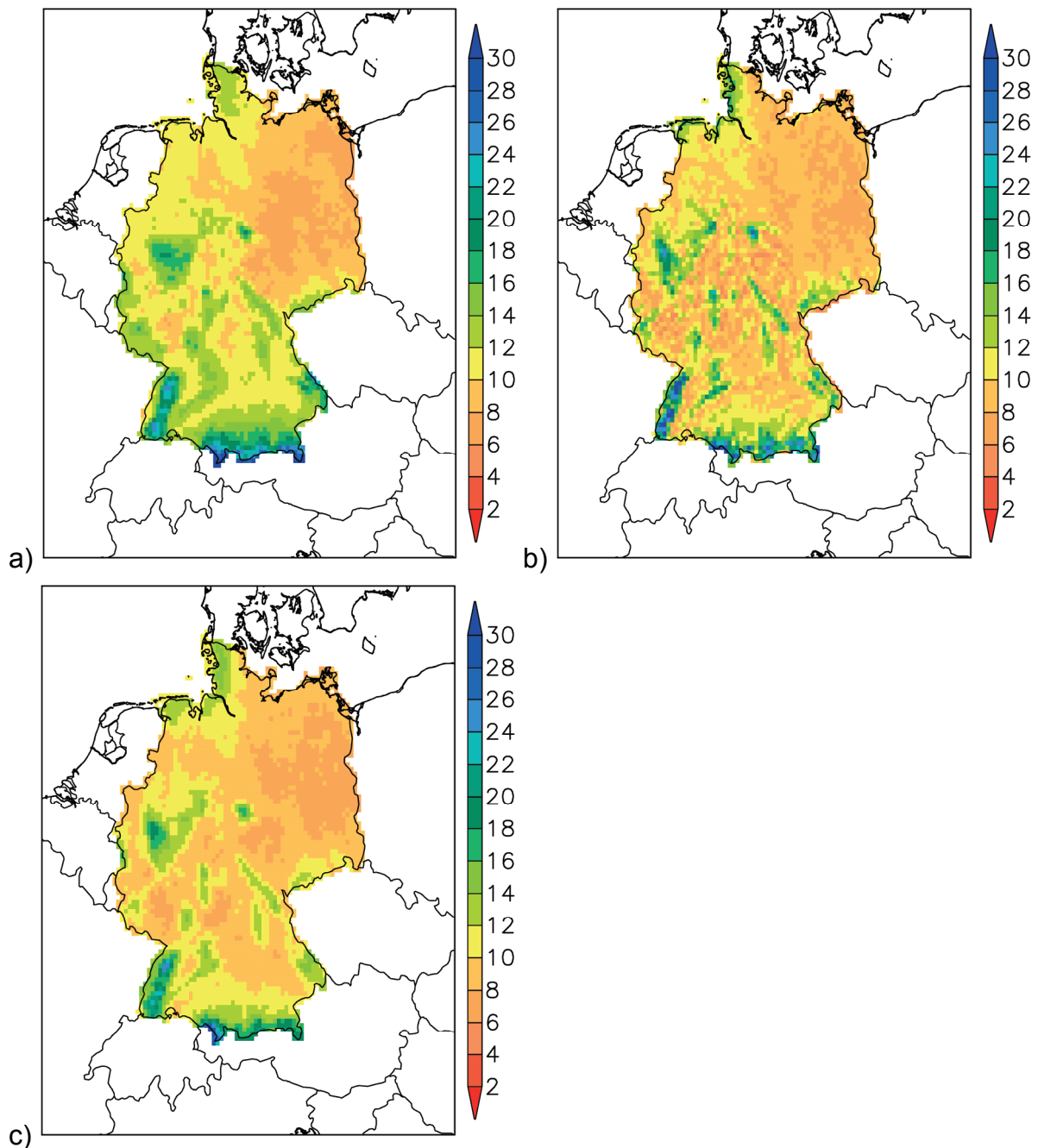


Abbildung 30: 95 Perzentil des Niederschlags [mm/d] für die Jahre 1981-1990 für a) regionalisierte Beobachtungen des DWD (REGNIE), b) simulierter Niederschlag in REMO, c) postprozessierter Niederschlag (zweites Schema) mit Offlineadvektion des Niederschlags.

Beim 95 Perzentil Niederschlag (Abbildung 30) ergibt sich ein vergleichbares Bild wie bei den Fünf-Tagesniederschlägen. Die extremen Tagesniederschläge werden durch die Niederschlagsadvektion räumlich homogener und weisen, verglichen mit Modelldaten ohne Advektion, eine geringere Intensität auf. Durch die Advektion zeigt sich eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Im Gegensatz zum

maximalen Fünf-Tagesniederschlag überschätzt REMO in den Gebirgsketten den 95 Perzentil Niederschlag nicht mehr. Die Niederschlagsextreme werden leicht unterschätzt. Dies resultiert aus einer Unterschätzung der mittleren Niederschläge.

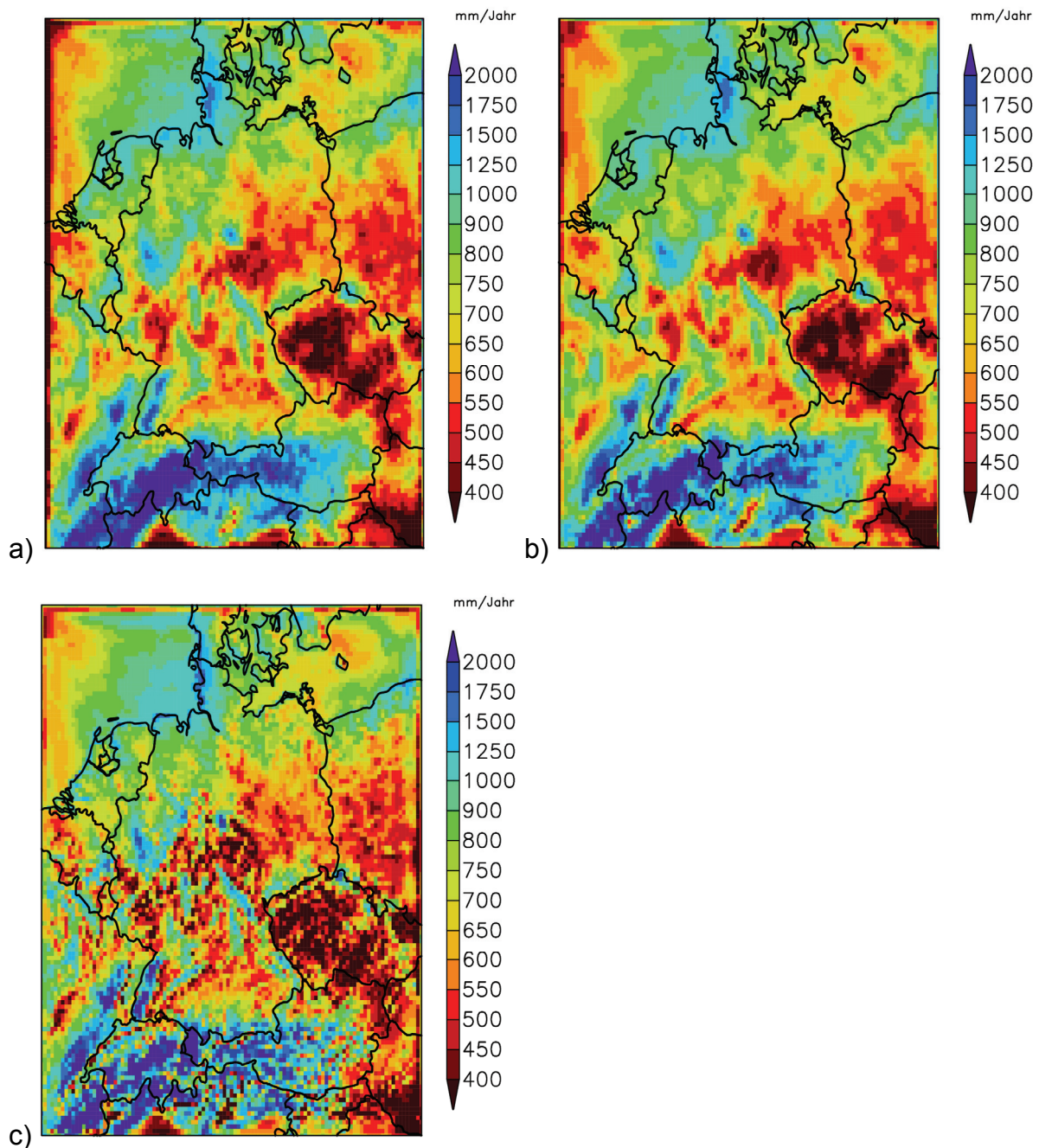


Abbildung 31: Jahresniederschlag [mm/Jahr] von 1990 für a) REMO mit Online-Advektion des Niederschlags, b) Offline-Advektion des Niederschlags und c) REMO Standard (ohne Advektion)

Die bisher präsentierten Ergebnisse basieren auf einer der Modellsimulation nachgeschalteten Advektion (Post-Prozess) des Niederschlags. Hierzu konnten nur die 3D Winde im Intervall von 6 Stunden genutzt werden. Da die Niederschläge bei zeitlich variablen Winden fallen, kann die nachgeschaltete Niederschlagsadvektion zu Ungenauigkeiten führen. Auch werden keine Wechselwirkungen berücksichtigt.

Zur Abschätzung der Effekte wird für ein Jahr (1990) die Offline-Advektion mit der Online-Advektion verglichen.

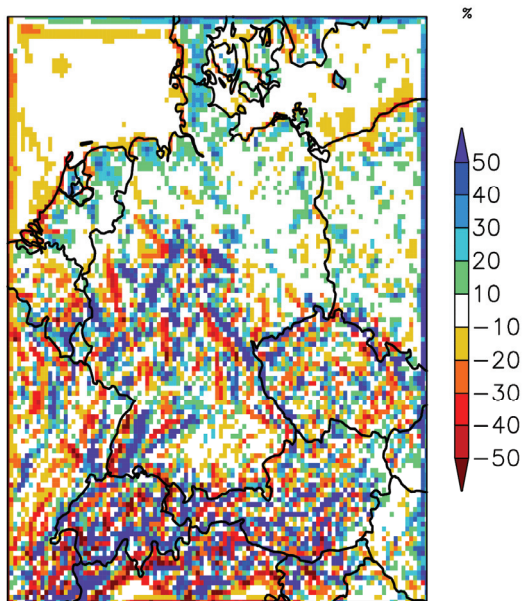


Abbildung 32: Relative Niederschlagsänderung [%] für das Jahr 1990: REMO mit Online-Advektion minus REMO Standardversion

Wie bei der Offline-Advektion ($REMO_{Offline}$) wird der Niederschlag bei der Online-Advektion ($REMO_{Online}$) geglättet (vergleiche Abbildung 31a und b). Die Verschiebung der Niederschläge an Mittelgebirgen in Richtung Lee ist deutlich in Abbildung 32 ersichtlich. Hier zeigen sich dipolartige Strukturen an Gebirgen. Im Luv nimmt durch die Online-Advektion der Niederschlag gegenüber der Standardversion ohne Advektion ($REMO_{Standard}$) (Abbildung 31c) ab und im Lee zu. Die Unterschiede in den Alpen und deutschen Mittelgebirgen betragen maximal $\pm 80\%$. Im Norddeutschen Flachland sind die Differenzen mit maximal $\pm 40\%$ geringer. Zusätzlich zu den Differenzen am Gebirge treten auch hohe Differenzen am Modellrand auf. Auf der Westseite fällt in $REMO_{Online}$ weniger und am Ostrand mehr Niederschlag. Dies ergibt sich durch die Westwindzirkulation. Der am Westrand gebildete Niederschlag wird durch den vorwiegenden Westwind nach Osten transportiert. Durch den Modellrand selbst wird kein Niederschlag hereintransportiert, so dass sich das Niederschlagsdefizit ergibt. Der Niederschlagsüberschuss auf der Westseite ergibt sich auf gleiche Weise, da der Niederschlag nicht aus dem Modellgebiet heraustransportiert wird, sondern am Modellrand ausregnet. Durch das künstliche Ausregnen am Ausströmrand kann überprüft werden, ob die Gesamtniederschlagsmenge identisch ist und ob das Advektionsschema in der Offline-Version massenerhaltend ist.

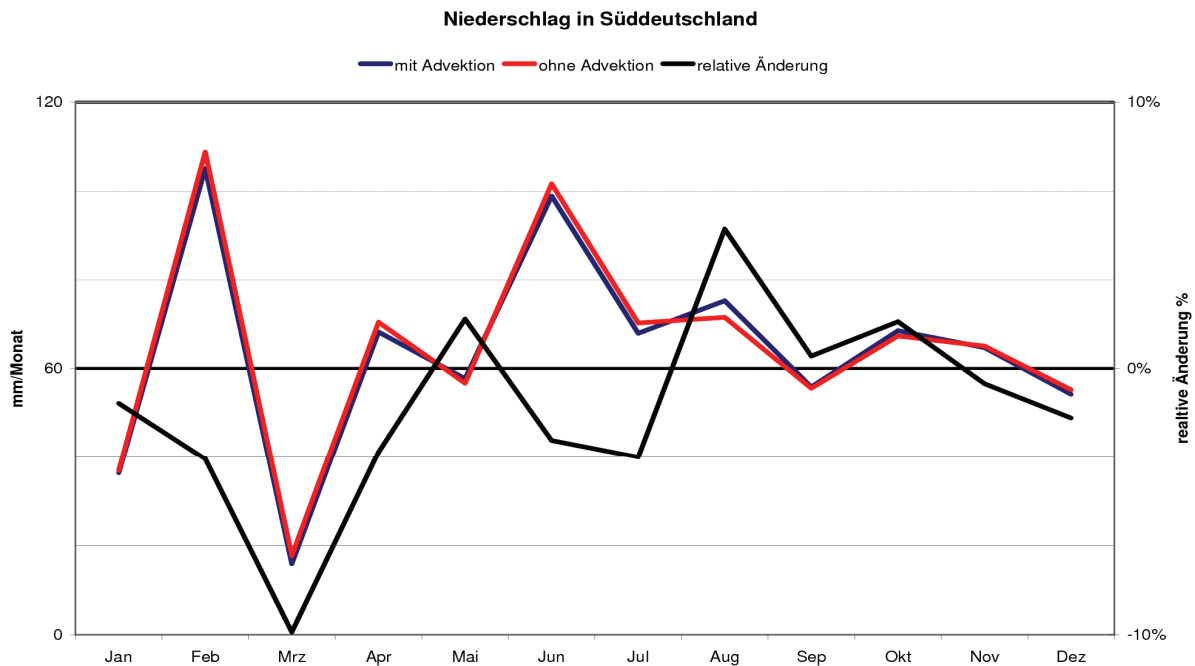


Abbildung 33: Süddeutschland: Jahrgang des Niederschlags [mm/Monat] für REMO_{Online} (blau) und REMO_{Standard} (rot) sowie die relative Änderung [%] des Niederschlags (schwarz) durch die Einführung der Online-Advektion

Im Jahresmittel ist die Niederschlagssumme in REMO_{Online} und REMO_{Standard} für Deutschland bis auf 1 mm/Jahr identisch. Südlich der Linie Hannover-Berlin, wo der Effekt der Advektion in Deutschland deutlich stärker ausgeprägt ist, ist der Unterschied mit 5 mm/Jahr ebenfalls vernachlässigbar. Auch im Jahresverlauf (Abbildung 33) ist die Differenz mit $\pm 4\%$ minimal. Nur im März ist der Niederschlag in REMO_{Online} 10 % geringer aber bei einer Niederschlagsmenge von unter 20 mm/Monat ist die absolute Differenz mit etwa 2 mm/Monat gering.

Mögliche Rückkopplungseffekte durch die Niederschlagsadvektion bewirken bei einer Simulationsdauer von einem Jahr keine signifikanten Änderungen.

Bei der Temperatur ergeben sich jedoch deutliche Tendenzen (Abbildung 34). Im Lee, wo mehr Niederschlag fällt, kühlt sich die Jahresmitteltemperatur im Schwarzwald um maximal 1 °C ab und der Luvbereich weist eine geringe Erwärmung von bis zu einem halben Grad auf. Im Flachland sind die Differenzen vernachlässigbar gering. In Süddeutschland (Abbildung 35) zeigt sich im Jahresverlauf, dass die Änderung hauptsächlich im Sommer erfolgt. Gemittelt über Süddeutschland ist REMO_{Online} um etwa 0.15 °C kühler. Die Reduktion der Sommertemperatur stellt eine Verbesserung zu den Beobachtungen dar, wie die Validierung in Jacob et al. (2008) zeigt.

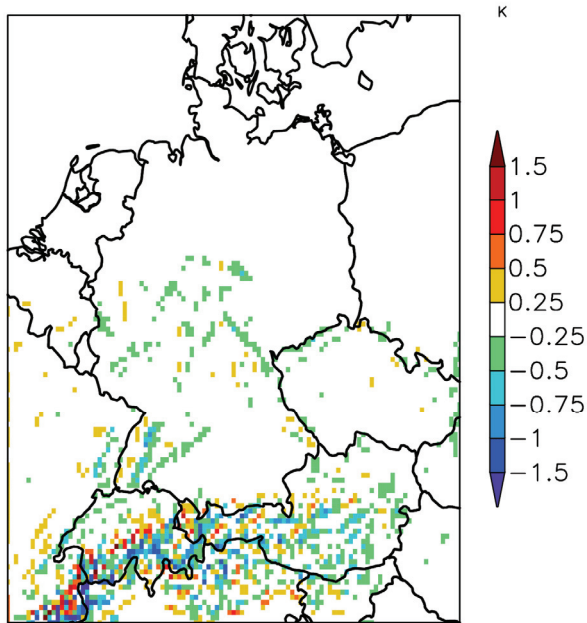


Abbildung 34: Temperaturänderung [°C] für das Jahr 1990: REMO mit Online-Advektion minus REMO Standardversion

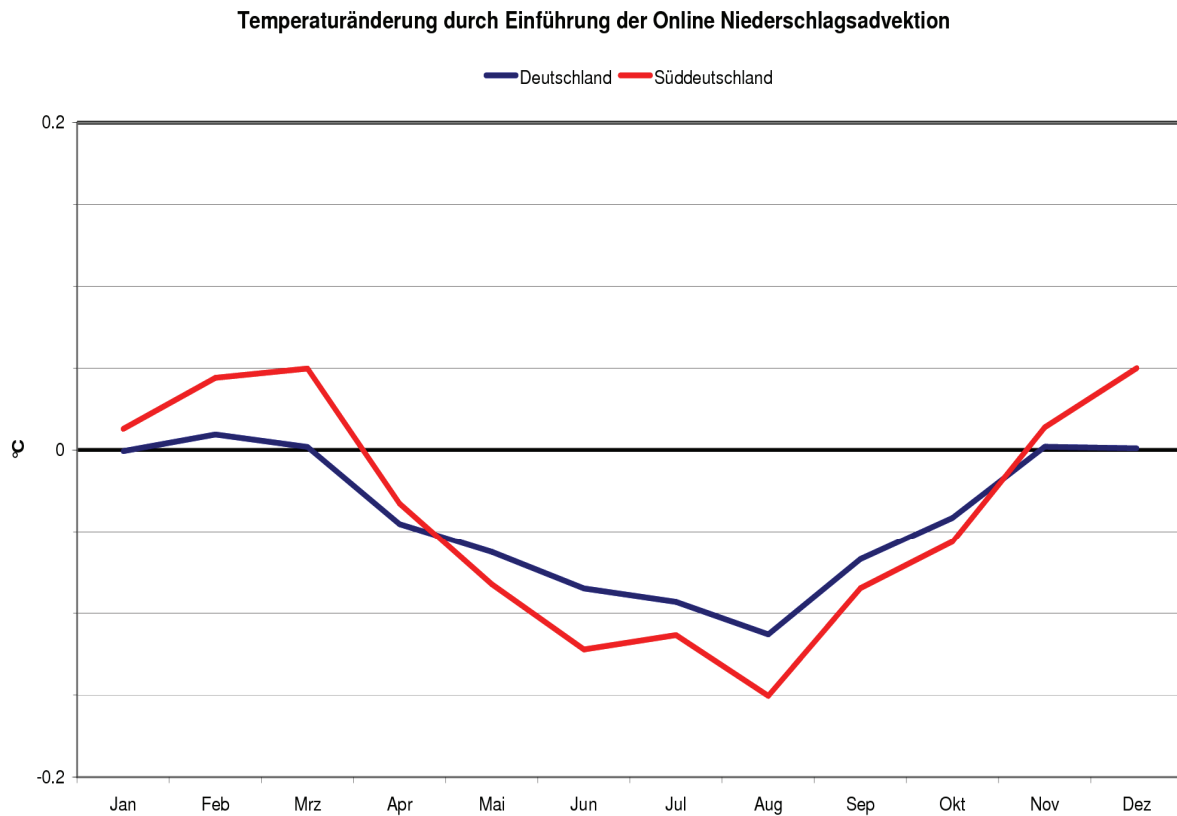


Abbildung 35: Süddeutschland: Jahrgang der Temperaturänderung [°C] durch die Einführung der Online-Advektion

Die Reduzierung der Temperatur resultiert aus einer verstärkten Verdunstung im Sommer und einer dementsprechend geringeren Erwärmung. Die höhere

Verdunstung resultiert nicht aus höheren Niederschlägen (Abbildung 33) sondern aus einer höheren Bodenfeuchte (Abbildung 36).

Wie Abbildung 36 zeigt, korrelieren die Bereiche der niedrigen Temperaturen (Abbildung 34) mit den feuchteren und die höheren Temperaturen mit den trockeneren Gebieten. Im räumlichen Mittel über Süddeutschland gleichen sich die Unterschiede nicht aus. Im Sommer wird es kühler (Abbildung 35) und der Boden feuchter (Abbildung 37).

Obwohl der Niederschlag nicht zunimmt, bleibt mehr Feuchte im Boden, da der Niederschlag räumlich homogener verteilt wird. Hierdurch wird das Bodenwasserreservoir gleichmäßig gefüllt, so dass weniger Gebiete eine sehr geringe bzw. sehr hohe Bodenfeuchte aufweisen. Da die Stärke des Abflusses überproportional zur relativen Bodenfeuchte ist, führt die räumlich homogenere Verteilung zu einem geringen Abfluss. Hierdurch ist die Bodenfeuchte im Frühjahr in REMO_{Online} höher und es steht im Sommer mehr Wasser zur Evapotranspiration zur Verfügung, wodurch der Bowen-Verhältnis kleiner und dementsprechend auch die bodennahe Temperatur in REMO_{Online} geringer ist.

Die etwas höhere Evapotranspiration in REMO_{Online} führt zu einer geringen Erhöhung der Wolkenbedeckung (Abbildung 38) von maximal 0.6 %, welche nicht signifikant ist.

Durch Rückkopplungseffekte der Advektion in REMO_{Online} werden hauptsächlich die Bodenfeuchte sowie die bodennahe Temperatur beeinflusst. Andere wichtige Faktoren wie der gebietsgemittelte Niederschlag sowie die Wolkenbedeckung und damit auch die solare Einstrahlung werden nur unwesentlich modifiziert.

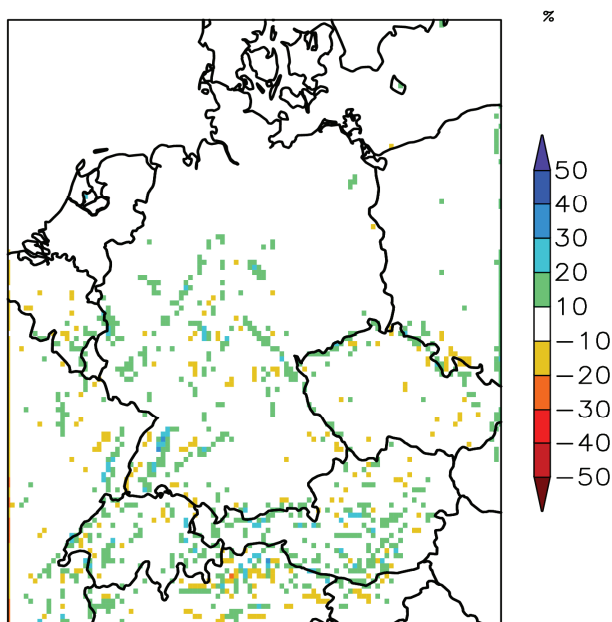


Abbildung 36: Änderung des Bodenwasserreservoirs [%] für das Jahr 1990: REMO mit Online-Advektion minus REMO Standardversion

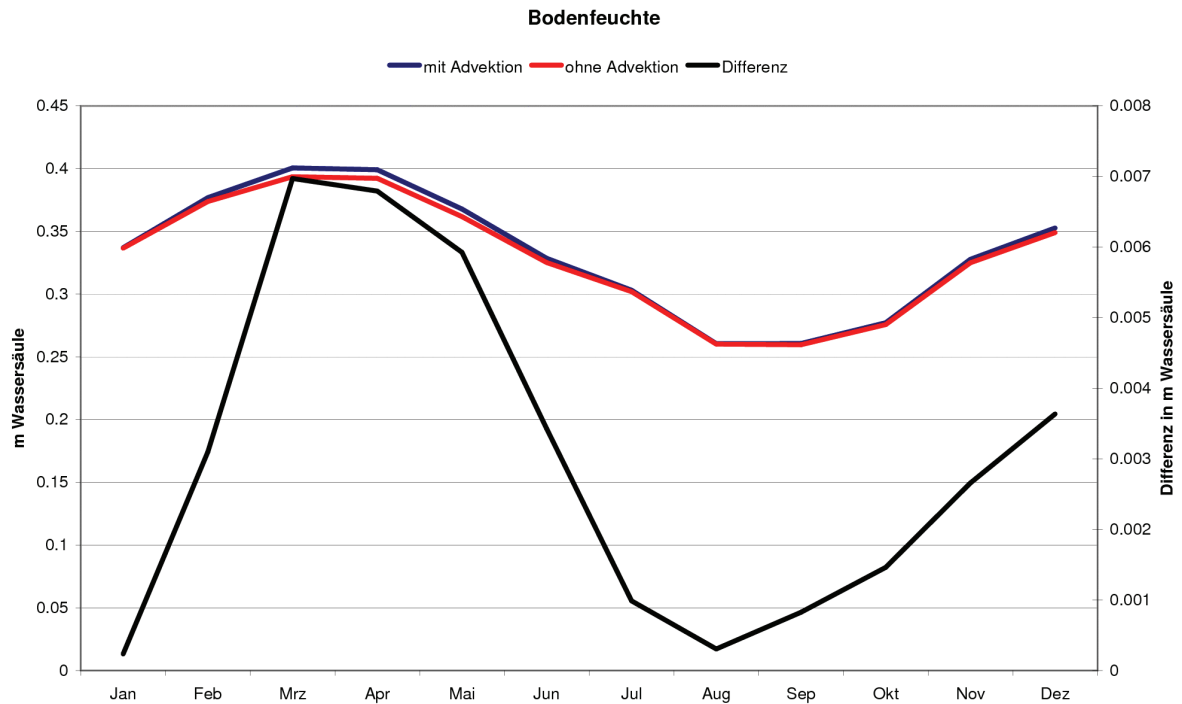


Abbildung 37: Süddeutschland: Jahrgang des Bodenwasserreservoirs [m Wassersäule] für REMO_{online} (blau) und REMO_{Standard} (rot) sowie die Änderung [m] der Bodenfeuchte (schwarz) durch die Einführung der Online-Advektion

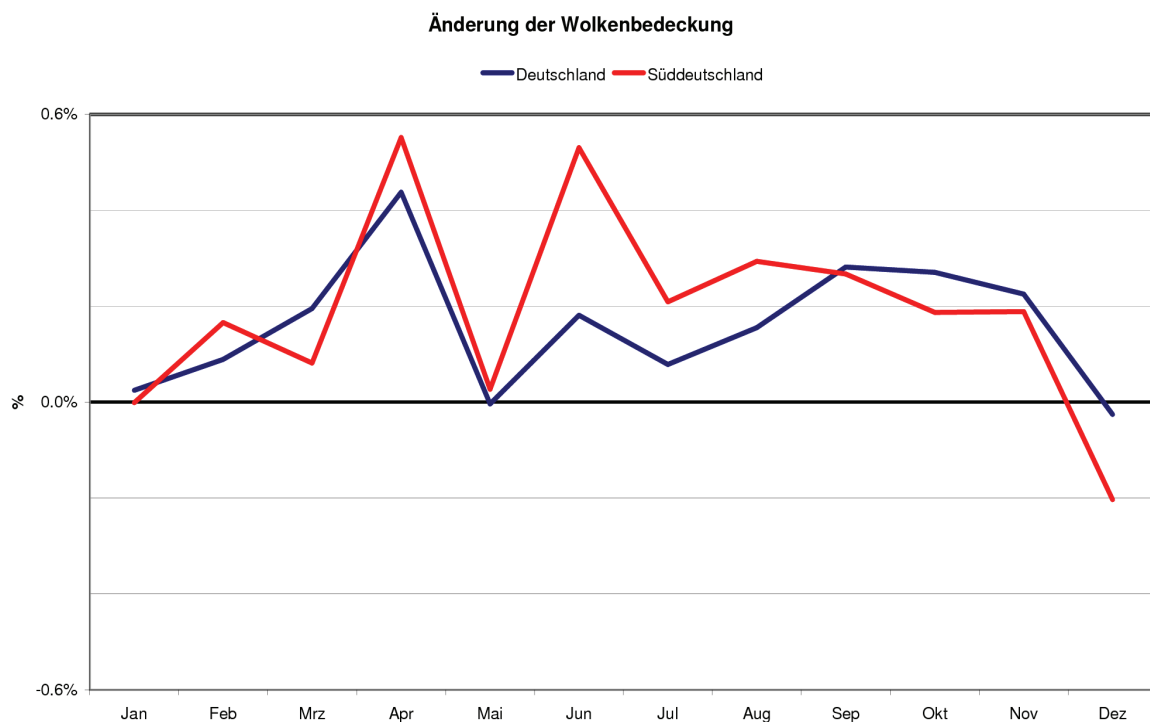


Abbildung 38: Süddeutschland: Jahrgang der Änderung der Wolkenbedeckung [%] durch die Einführung der Online-Advektion

Fazit

Das hier vorgestellte recheneffiziente Verfahren erlaubt eine Berücksichtigung der Niederschlagsverdriftung sowohl während als auch nach einer Simulation. Das in der Klimamodellierung neue Verfahren ermöglicht eine Rechenzeiterparnis von mindestens 20 % gegenüber der bisher verwendeten prognostischen Beschreibung des Niederschlags.

Mit dem Verfahren verbessert sich das räumliche Muster des Niederschlags im Vergleich zu Beobachtungen. Die Überschätzung von extremen Niederschlägen in orographisch gegliederten Gebieten wird durch die Glättung im Advektionsschema ausgeglichen. Die Verbesserungen in der Modellierung von Extremniederschlägen betragen bis zu 40 %-Punkte.

Der Vergleich der Online und Offline Version zeigt beim Niederschlag gleiche Ergebnisse. Die durch die Online Version ausgelösten Rückkopplungseffekte führen zu einer geringen Abkühlung im Sommer für Süddeutschland, was eine Verbesserung im Vergleich zu den Beobachtungen darstellt. Die Differenzen sind aber gering, so dass die Inkonsistenz in der Offline-Version zwischen Niederschlag und Bodenfeuchte gering ist.

6.2. Sensitivitätsstudie zur Zyklone Caroline

Problemstellung

Abschließend wird für eine Einzelfallstudie mit starker Konvektion über dem Nordatlantik die Auswirkung der nichthydrostatischen Erweiterung sowie der Auflösung auf den Niederschlag getestet. Zusätzlich wird überprüft, welchen Einfluss eine Änderung in der Konvektion im hydrostatischen Modell hat.

Der Wasserhaushalt des Nordatlantiks wurde mehrfach untersucht. Bei Analysen der HOAPS Satellitenklimatologie (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters Fluxes from Satellite Data), welcher aus SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) Daten abgeleitet ist, fand man auffällige Niederschlagsverteilungen in einigen Zyklonen mittlerer Breiten (Klepp, 2001).

Dies wird unter anderem an der Zyklone Caroline vom 17.02.1997 deutlich. Das Tiefdruckzentrum der Zyklone befindet sich entsprechend der Analysedaten des EZMW (Europäisches Zentrum für Mittelfrist Wettervorhersage) südwestlich von Island. Die Warmfront reicht von Island über Irland bis zum Mittelmeer (siehe Abbildung 39) und die Kaltfront erstreckt sich von Island über den Nordatlantik und erreicht auf Höhe Floridas fast die amerikanische Küste.

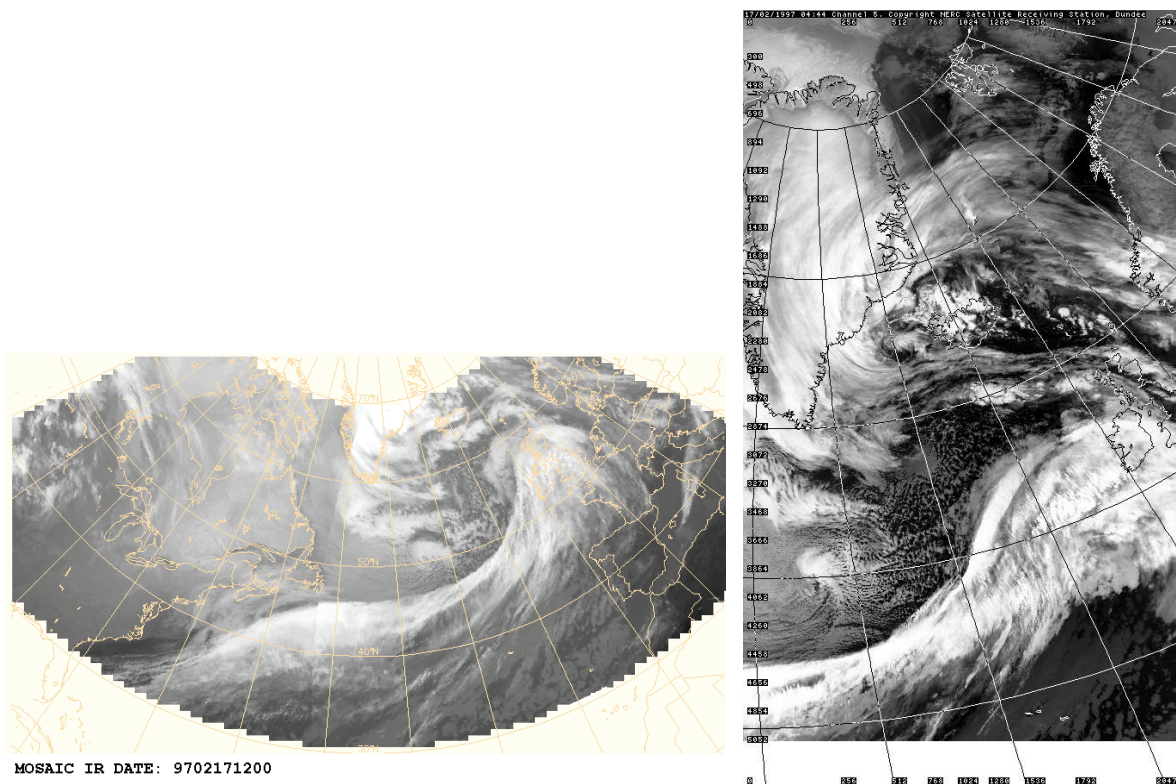


Abbildung 39: Das MOSAIC Infrarot Satellitenbild (links) zeigt die Zyklone Caroline vom 17.02.1997. (<http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/atlas/index.html> Stand: 24.02.2008) Die AVHRR Kanal 5 Aufnahme (rechts) des Nordatlantiks um 04 UTZ zeigt eingebettet im Kaltluftausbruch ein kommastrukturiertes Wolkencluster.

Die Fallstudie mit den HOAPS Daten (Keup et al., 2003 und Klepp, 2001) zeigt auf, dass die Niederschläge in der Warm- und Kaltfront sowohl in der Lage als auch in

der Intensität mit anderen beobachteten Datensätzen wie GPCC (Global Precipitation Climatology Center) und modellierten Daten (EZMW und REMO) gut übereinstimmen. Die Kaltluftfront, hier als Teil der arktischen Front, trennt die kalten Luftmassen, die aus Nordkanada herantransportiert werden, von den subtropischen Luftmassen. Die aus Nordkanada ausströmenden kalten Luftmassen werden über dem Nordatlantik erwärmt und angefeuchtet. Dies führt zu Konvektion und Wolkenbildung, wie es im MOSAIC Infrarotbild (Abbildung 39) an den Wolkenclustern sehr gut erkennbar ist.

Die HOAPS Daten zeigen, eingebettet in den Kaltluftausbruch, ein Niederschlagscluster mit Niederschlagsraten von bis zu 4.7 mm/h. Das Gebiet erstreckt sich von etwa 35° bis 45° W und 45° bis 53° N. Das Niederschlagsgebiet passt sehr gut zu den AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) Kanal 5 Satellitenbildern (Abbildung 39) vom 17.02.1997 4:00 UTZ, in denen sehr deutlich eine Komma-Wolkenstruktur zu erkennen ist. In den Datensätzen von GPCP, EZMW und REMO sind derartige hohe postfrontale Niederschlagsstrukturen nicht zu erkennen. Klepp (2001) konnte jedoch mit schiffsbasierten Beobachtungen zeigen, dass die von SSM/I abgeleiteten Niederschlagsmengen realistisch sind und gut zu den AVHRR Wolkenbildern passen.

Eine mögliche Theorie, weshalb sowohl das EZMW Modell als auch REMO, das mit EZMW Daten angetrieben wurde, diese Situation nicht erfassen, wurde von Klepp et al. (2003) aufgestellt. Die Luftdruckdaten von Schiffsbeobachtungen und die EZMW Analysedaten stimmen über dem Nordatlantik sehr gut überein. Im Bereich der Rückseitenniederschläge waren die Druckwerte in den Analysedaten generell zu hoch, was entsprechend zu weniger Niederschlag führt. Die Druckdepression wird im EZMW Modell und in REMO nicht ausgebildet, da der schnelle Druckabfall in den EZMW Modellanalysen als unrealistisch verworfen wird.

Methode

Zur Überprüfung der o.g. Theorie wurde eine Klimasimulation mit REMO von 1958 bis 2002 erstellt. In REMO wird ein schneller Druckabfall nicht verworfen. Das Modellgebiet (SFB, Abbildung 45) umfasst den kompletten Nordatlantik und das Genesegebiet der postfrontalen Niederschlagsstrukturen. Somit sollte REMO in der Lage sein die Niederschlagsstrukturen nachzuvollziehen. Die lange Simulationszeit ermöglicht zusätzlich statistische Untersuchungen der postfrontalen Niederschläge. Dadurch kann ausgeschlossen werden, dass durch das zufällige Heraussuchen von Einzelfällen auf eine Nichtmodellierbarkeit geschlossen wird. Die Simulation wurde mit REMO 5.3 (REMO_{Standard}) erstellt. Als Antrieb wurden die ERA40 Reanalysen des EZMW (Uppala et al., 2005) genutzt. Das Modellgebiet umfasst den Nordatlantik und Europa mit einer horizontalen Auflösung von 1/6° (~18x18 km²) und 20 ungleichmäßigen vertikalen Schichten mit der höheren Auflösung in Bodennähe. Die Simulation erfolgt auf einem rotierten Gitter (Kapitel 3.1). Die Rotation ist definiert über die Position des rotierten Nordpols und liegt bei 32.5° N und 170° W. Zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse wurden die Daten auf ein gemeinsames Gitter transformiert. Zum Vergleich mit Beobachtungsdaten wurden die REMO Ergebnisse auf ein reguläres Gitter transformiert. Hierzu wird eine konservative Methode verwendet, so dass die Gesamtniederschlagsmenge erhalten bleibt. Bei

Vergleichen von Modellergebnissen wurden die Daten je nach Fragestellung auf die feinere oder gröbere Auflösung konservativ interpoliert.

Ergebnisse

Die mit REMO_{Standard} (hydrostatisch) regionalisierte ERA40 Simulation zeigt für den 17.02.1997 zwischen 8:00 und 9:00 UTZ (Abbildung 40b) nur geringe Niederschlagsraten im Bereich des Kaltluftausbruchs hinter der Kaltfront. Sowohl die Warm- als auch die Kaltfront sind leicht versetzt gegenüber den HOAPS Daten. Daher kann unter Umständen die lange vorher gestartete Simulation (1958) dazu geführt haben, dass die Entwicklung der Zyklone anders als in der Realität erfolgte und somit die postfrontalen Niederschläge (PFL) unterbunden wurden. Wie später gezeigt wird, sind derartige PFLs keine Einzelfälle. Daher sollten in der langjährigen REMO Simulation mehrere Fälle auftreten, wenn die Theorie des automatischen Herausfilterns der schnellen Druckdepression für die Nichtmodellierung verantwortlich sein sollte.

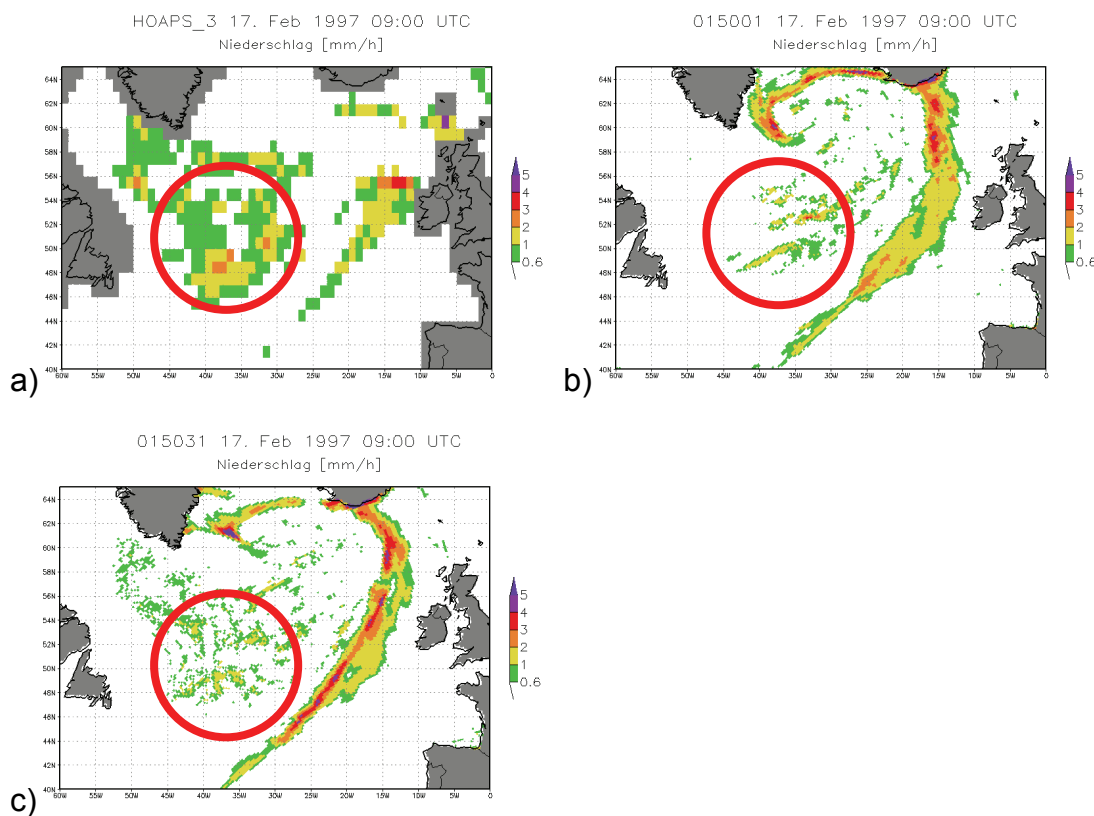


Abbildung 40: Regenrate in mm/h über dem Nordatlantik vom 17.02.1997 von a) HOAPS (um etwa 09 UTZ), b) REMO_{Standard} und c) REMO_{Konvektion} als Stundesumme zwischen 08 bis 09 UTZ. Rot eingekreist ist der Bereich der hohen postfrontalen Niederschläge in HOAPS. Die Landbereiche sind grau, bei HOAPS zusätzlich noch ein 50 km breiter Küstenstreifen und der von Meereis bedeckte Ozean.

Zur Analyse der Klimatologie wurden für jeden Tag von 1988 bis 2002 zwei Grafiken des Niederschlags für den Vormittag und Nachmittag von REMO_{Standard} und HOAPS erstellt. Durch visuelle Auswertung der Grafiken wurde eine Datenbank mit folgenden Informationen erstellt, modelliert REMO postfrontale Niederschläge (PFLs), Höhe der

stündlichen Niederschlagsraten, Form und Typ der Zyklonen und ob die postfrontalen Niederschläge ein eigenständiges System darstellen oder eine Verbindung zur Front aufweisen. Die gleiche Analyse erfolgte ebenfalls für die ERA40 Daten, die als Antrieb für die REMO Simulation verwendet wurden.

Die Analyse der Daten zeigt in den HOAPS Daten 808 PFLs (Niederschlag > 1mm/h) an 1515 Terminen (zwei Aufnahmen pro Tag), wobei auch nicht abgetrennte Systeme wie umgebogene Okklusionen mitgezählt wurden. Wie Abbildung 41 oben zeigt, treten in jedem Wintermonat zwischen 3 und 14 Fälle von PFLs auf. Im Mittel tritt etwa an jedem 6 Tag ein Fall auf, wobei die Frequenz im Januar und Februar am höchsten ist. REMO_{Standard} weist dagegen nur an 202 Terminen PFLs auf. Diese Fälle sind fast immer dadurch charakterisiert, dass ein Kontakt zum Frontalsystem vorliegt. Dies sind meistens Fälle mit umgebogenen Okklusionen. In ERA40 treten dagegen nur ein Drittel der Termine von REMO_{Standard} auf. Auch hier liegen meist Okklusionen vor. Neben der Anzahl der Termine und Fälle erfolgt auch eine Auswertung der Niederschläge als Streudiagramm (Abbildung 41 unten). Die Niederschläge von ERA40 bzw. REMO sind auf der Ordinate und die von HOAPS auf der Abszisse aufgetragen. Alle Punkte oberhalb/unterhalb der Winkelhalbierenden zeigen Ereignisse, bei denen die Modelle den Niederschlag unterschätzen/überschätzen. In den ERA40 und REMO Daten zeigt sich eine generelle Unterschätzung der Rückseitenniederschläge. In etwa 10 Prozent der Termine fällt in REMO jedoch mehr Niederschlag. Die Analyse zeigt auf, dass die PFLs in ERA40 sowie in REMO schwach ausgeprägt sind und so gut wie nie ein eigenständiges System wie in Abbildung 40 (links oben) herausbilden. Das Herausfiltern der Druckdepression als mögliche Ursache kann somit ausgeschlossen werden.

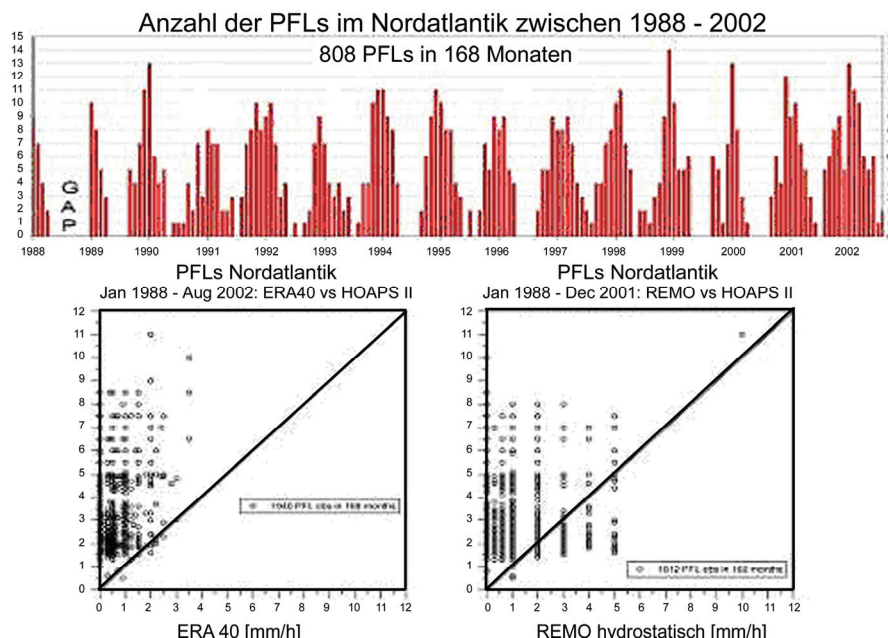


Abbildung 41: Visuell ausgewertete Niederschlagsbilder von HOAPS, ERA40 und REMO_{Standard} auf das Vorhandensein von postfrontalen Niederschlägen bezüglich der Anzahl (oben) und dem Vergleich der Niederschlagsraten zwischen HOAPS und ERA40 sowie HOAPS und REMO_{Standard} (unten). Die gleichmäßige Struktur beim Vergleich mit REMO ergibt sich durch die diskrete Darstellung der REMO-Bilder. (Klepp et al., 2005 und 2007)

In einer weiteren Untersuchung wird die von Pfeifer (2006) modifizierte Konvektionsparametrisierung in REMO analysiert. Man geht davon aus, dass die Konvektionsparametrisierung von Tiedtke et al. (1989), welche an Hand von tropischen Konvektionszellen entwickelt wurde, nicht für Konvektionsprozesse in hohen Breiten geeignet ist. Der Kaltluftausbruch der Zyklone Caroline mit Temperaturen von bis zu -35°C über den offenen Ozean, führt durch den Wärme- und Feuchtetransport vom Ozean zur Atmosphäre zu deren Labilisierung. Die aufsteigenden Luftmassen bilden Wolken und Niederschlag. Dies entspricht nach Tiedtke der flachen Konvektionsparametrisierung. In den hohen Breiten verläuft diese Art der Konvektion dagegen anders. Im Gegensatz zu der tropischen flachen Konvektion fangen die aufsteigenden Luftmassen schon nach einigen hundert Metern an zu kondensieren und die Wolken reichen bis in Höhen von etwa 2 km. Untersuchungen mit wolkenauflösenden Modellen (Gregory, 1997) weisen darauf hin, dass dieser Prozess Eigenschaften von tieferreichender Konvektion aufweist. Zur Berücksichtigung dieses Prozesses wurde eine 4. Konvektionsparametrisierung (Pfeifer, 2006) eingeführt, die speziell für hohe Breiten geeignet ist. Die Auslösung der neu eingeführten Konvektionsparametrisierung entspricht der für flache Konvektion nach Tiedtke mit der Zusatzbedingung, dass die Lufttemperatur in der untersten Modellschicht unter 0°C liegt.

Diese neue hydrostatische REMO Version ($\text{REMO}_{\text{Konvektion}}$) wurde genutzt, um den HOAPS Zeitraum von 1988-2002 entsprechend dem Modellsetup von $\text{REMO}_{\text{Standard}}$ noch einmal zu simulieren. Der Vergleich für die Zyklone Caroline zeigt in $\text{REMO}_{\text{Konvektion}}$ im Gegensatz zu $\text{REMO}_{\text{Standard}}$ postfrontale Niederschläge. Die Niederschlagsrate beträgt im Vergleich zu HOAPS aber nur 50 %. Im Bezug zur Genauigkeit der satellitenabgeleiteten Niederschläge von etwa 0,5 bis 1 mm/h (persönliche Mitteilung von C.P. Klepp) liegt der Niederschlag am unteren Rand der Beobachtungen aber deutlich höher als in $\text{REMO}_{\text{Standard}}$. Mit $\text{REMO}_{\text{Konvektion}}$ kann der Wasserhaushalt der Zyklone Caroline adäquat wiedergegeben werden.

Wie bei $\text{REMO}_{\text{Standard}}$ wurde die Zyklonenstatistik bei $\text{REMO}_{\text{Konvektion}}$ wiederholt. Die Zahl der Termine hat sich gegenüber der vorherigen Version verdoppelt. Im Vergleich zu HOAPS werden mit 536 Terminen dennoch nur ein Drittel der 1515 Termine mit postfrontalen Niederschlägen modelliert. Wie Abbildung 40 zeigt, werden nun eigenständige von der Kaltluftfront getrennte Niederschläge modelliert. Die simulierte Niederschlagsmenge in der Klimatologie ist generell 50 % geringer als in den HOAPS Daten. Dies ist trotz der Unsicherheit in den abgeleiteten Satellitendaten ein Indiz dafür, dass die modellierte Niederschlagsmenge zu gering ausfällt. Der Grund für die zu geringen Niederschläge liegt an der hydrostatischen Approximation in REMO. Wie der Vergleich von Konvektionsprozessen zwischen dem hydrostatischen und nichthydrostatischen Modell zeigt (Abbildung 17 und Abbildung 18, S. 56f), erfolgt die Stabilisierung der labilen Atmosphäre im hydrostatischen Modell über eine hohe Vertikalbewegung, so dass der Impulsaustausch zur Umgebung nur gering ist und die Aufstiegsbewegung sehr lokal ausfällt. Hierdurch ergeben sich auch die kleinräumigen Konvektionszellen in $\text{REMO}_{\text{Konvektion}}$ (Abbildung 40c). Im nichthydrostatischen Modell ist die Vertikalbewegung dagegen viel geringer und auch die nähere Umgebung wird mit angehoben, was eher der Realität entspricht.

Der Einfluss der hydrostatischen Approximation wird mit der in dieser Arbeit eingeführter nichthydrostatischer Erweiterung des Modells untersucht. Als Grundlage für die Untersuchung wird die nichthydrostatische Version mit der Standardkonvektionsparametrisierung verwendet. Hierdurch wird gewährleistet dass die Modellierung von postfrontalen Niederschlägen auf eine Änderung in der Vertikalbewegung beruht und nicht durch die neue Konvektionsparametrisierung ausgelöst wird. Mit dem nichthydrostatischen Model (REMO_{nichthydrostatisch}) werden Simulationen mit zwei unterschiedlichen Auflösungen durchgeführt, einmal mit 20x20 km² sowie mit 5x5 km². Die 20x20 km² Simulation erlaubt einen Vergleich mit den hydrostatischen Simulationen und die mit 5x5 km², zeigt den Einfluss der Auflösung auf extreme Niederschläge auf.

Im Gegensatz zur REMO_{Konvektiv} Simulation wird aus rechenzeittechnischen Gründen keine klimatologische Simulation durchgeführt, sondern nur der Zeitraum von 13.02.1997 bis 18.02.1997 nachgerechnet. Um zu gewährleisten, dass sich die Zyklone Caroline während der kurzen Simulationszeit ungestört entwickelt, wird das Modellgebiet vergrößert. Die Modellgebiete mit den Auflösungen von 20 und 5 km (Caro020/Caro005) sind in Abbildung 45 dargestellt. Da durch das geänderte Modellsetup die Ergebnisse mit REMO_{Standard} und REMO_{Konvektiv} nicht mehr vergleichbar sind, wurden die beiden Simulationen mit dem gleichen Modellsetup wie REMO_{nichthydrostatisch} erneut berechnet. Die Initialisierungs- und Antriebsdaten entstammen den ERA40 Daten. Die 5 km Simulation wurde indirekt über die 20 km Simulation mit ERA40 Daten angetrieben.

Mit REMO_{nichthydrostatisch} (Abbildung 42d, e und f) wird im Gegensatz zu REMO_{Standard} (Abbildung 42b) der postfrontale Niederschlag wiedergegeben. Im Gegensatz zu REMO_{Konvektion} (Abbildung 42c) ist der Niederschlag zusammenhängend. Im Vergleich zu den HOAPS Abschätzungen ((Abbildung 42a) liegen die Niederschläge der 20 x 20 km² Simulation im ähnlichen Bereich. Bei der 5 x 5 km² Simulation zeigt sich eine hohe räumliche Variabilität der Niederschläge mit Niederschlagsraten von bis zu 5 mm/h im Vergleich zu den HOAPS Niederschlagsraten von bis zu 4,7 mm/h.

Im strukturierten Niederschlagsbild der 5 km Simulation erkennt man im westlichen Bereich des Kaltluftausbruchs die Bildung von Wolkenstrassen wie sie auch im AVHRR Kanal 5 Wolkenbild (Abbildung 39) zu erkennen sind. Weiter über dem Nordatlantik formieren sich die Wolkenstrassen zu zwei Niederschlagsclustern bei etwa 35° W und 49° N sowie bei etwa 32° W und 52° N. Die Positionen der beiden Niederschlagscluster entsprechen sehr gut den Wolkenclustern der AVHRR Aufnahme (Abbildung 39b).

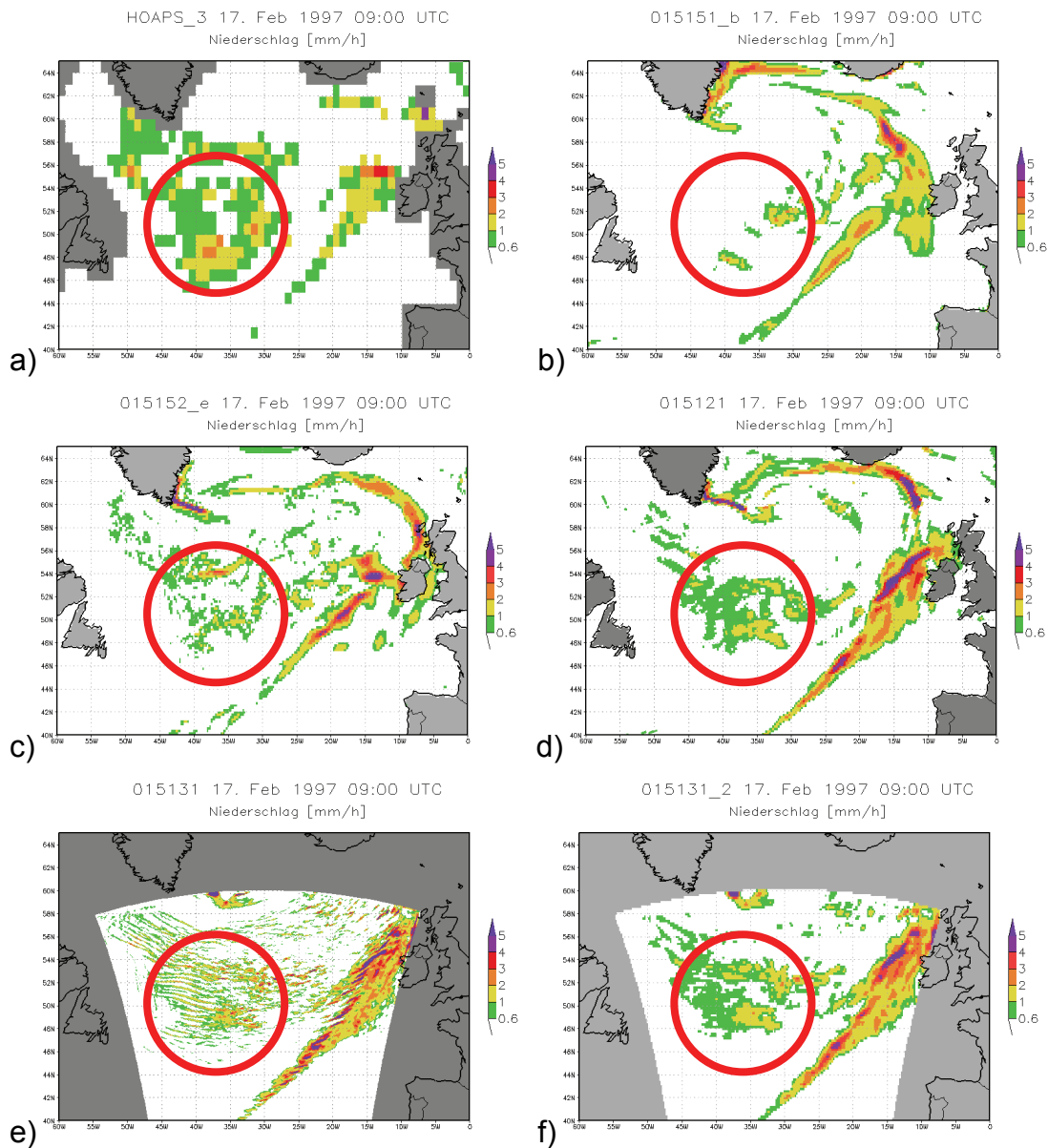


Abbildung 42: Regenrate in mm/h über dem Nordatlantik vom 17.02.1997 von a) HOAPS (um etwa 09 UTZ), b) REMO_{standard} (20x20 km²), c) REMO_{Konvektiv} (20x20 km²) d) REMO_{nichthydrostatisch} (20x20 km²), e) REMO_{nichthydrostatisch} (5x5 km²) und f) REMO_{nichthydrostatisch} (5x5 km²) auf 20x20 km² interpoliert. Die REMO-Ergebnisse stellen die Stundesumme zwischen 8:00 bis 9:00 UTZ dar. Rot eingekreist ist der Bereich der hohen postfrontalen Niederschläge in HOAPS. Die Landbereiche sind grau dargestellt und bei HOAPS zusätzlich noch ein 50 km breiter Küstenstreifen und der von Meereis bedeckte Ozean.

Die erzielten Ergebnisse mit REMO_{nichthydrostatisch} sind überraschend, da schon bei der 20x20 km² Simulation deutliche Unterschiede zu REMO_{hydrostatisch} auftreten. So ist die Kaltfront weiter nach Osten verschoben, weist höhere Niederschlagsraten auf und im postfrontalen Bereich treten hohe Niederschlagssummen auf. Wie in Kapitel 5 dargelegt führt die Advektion in beiden Modellen zu gleichen Ergebnissen, so dass die Frontverlagerung nicht auf das Advektionsschema zurückgeführt werden kann. Auch hätte man erwartet, dass die postfrontalen Niederschläge bei der gewählten Auflösung von 20 km nicht auftreten, da erst ab Auflösungen unter 10 km signifikante nichthydrostatische Effekte erwartet werden (siehe Kapitel 2.2). Hier stellt sich die Frage, wodurch das unterschiedliche Verhalten ausgelöst wird?

Der vertikale Temperaturgradient (siehe Abbildung 43) in den unteren beiden Modellschichten (bis etwa 100 m über Grund) beträgt im Bereich des Kaltluftausstroms bis zu -17 K/100m in der Nähe der Eiszone und weist großflächig Werte zwischen -5 bis -10 K/100m auf. Der mittlere feuchtadiabatische Temperaturgradient beträgt etwa -0,65 K/100m, d.h. der Temperaturgradient im Kaltluftausbruch ist deutlich größer. Die Luftmassen im Bereich des Kaltluftausbruchs sind also sehr labil geschichtet. Die physikalischen Bedingungen des Kaltluftausbruchs sind demnach dem warm-bubble Experiment (Kapitel 5) sehr ähnlich, wenn auch in deutlich größerem Maßstab. Wie das warm-bubble Experiment zeigt, ist der dynamischen Kern von REMO_{hydrostatisch} nicht in der Lage, die Auflösung der Labilisierung richtig wiederzugeben, vielmehr übernimmt dies die Konvektionsparametrisierung. Die Standardparametrisierung, die nicht für solche Ereignisse entwickelt wurde, kann im Gegensatz zur neuen Konvektionsparametrisierung (Pfeifer, 2006) diesen Prozess nicht adäquat wiedergeben. REMO_{nichthydrostatisch} kann die Auflösung der Labilisierung richtig wiedergeben, und kann so die Konvektionsparametrisierung (Standardversion) unterstützen, wodurch die Niederschläge wie bei der neuen Parametrisierung entsprechend den Beobachtungen wiedergegeben werden.

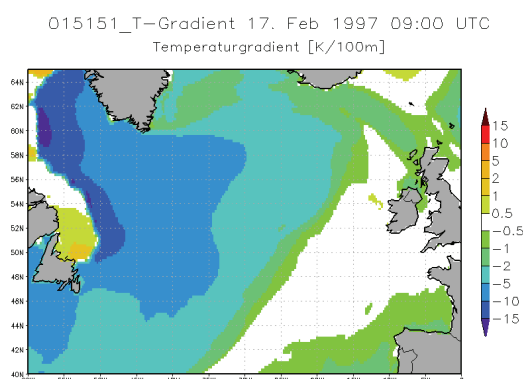


Abbildung 43: Vertikaler Temperaturgradient [K/100m] vom 17.02.1997 09:00 UTZ zwischen zweiten Modelllevel (etwa 100 m über Grund) und Oberfläche in REMO_{hydrostatisch}.

Durch den weiter hochgehenden Feuchtetransport von der Oberfläche bis zu einer Druckhöhe von 750 hPa im nichthydrostatischen REMO und durch die neue Konvektionsparametrisierung, wird die gebildete Wolke mächtig genug, um die hohen Niederschläge, wie in HOAPS abgeleitet, zu produzieren. Da die Wolkenbildung in

beiden Modellen höher reicht als im Standardmodell, wird mehr latente Wärme in fühlbare Wärme umgesetzt. Im Bereich der labilen Luftschichten (siehe Abbildung 43) führt dies zu höheren Temperaturen bei 750 hPa. Die zusätzliche Freisetzung von Wärme durch Phasenumwandlung, kann die Intensität der Zyklone Caroline verstärken, wodurch sich möglicherweise die Front etwas schneller nach Osten verlagert. Die These korreliert auch sehr gut mit der Höhe der Energiefreisetzung bei 750 hPa. Sowohl in $REMO_{Konvektiv}$ als auch in $REMO_{nichthydrostatisch}$ ist die Kaltfront gegenüber $REMO_{Standard}$ weiter nach Nordosten vorgerückt, wobei die Verschiebung in $REMO_{Konvektiv}$ geringer ist. Dies zeigt auch der Temperaturunterschied bei 750 hPa (Vergleiche Abbildung 44 mit Abbildung 42)

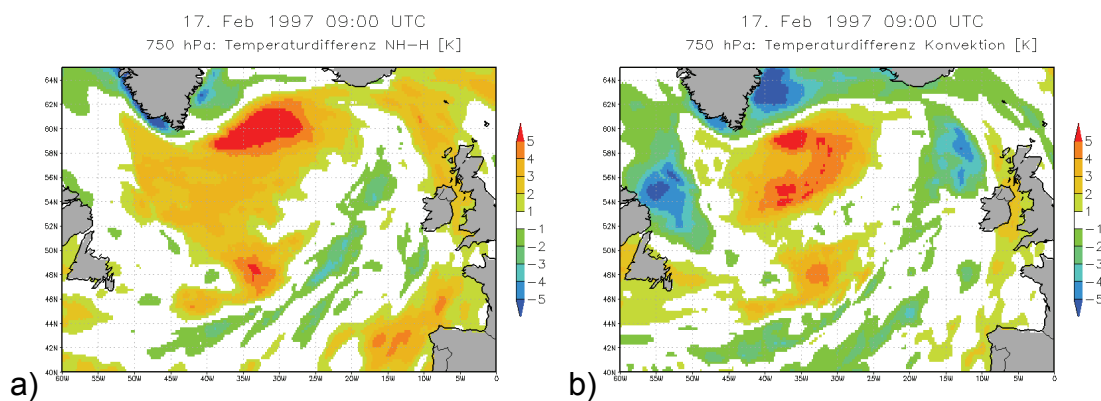


Abbildung 44: Temperaturdifferenz am 17.02.1997 09:00 UTZ auf einer Druckfläche von 750 hPa zwischen a) $REMO_{nichthydrostatisch}$ minus $REMO_{Standard}$ sowie b) $REMO_{Konvektiv}$ minus $REMO_{Standard}$.

Die Analyse des Bodendrucks zeigt, dass im Gebiet der postfrontalen Niederschläge ein hoher Druckgradient vorliegt, der im Untersuchungsgebiet mäandriert. Die Isobaren folgen den in der 5 km Simulation auftretenden Wolkenstrassen. Im erkennbaren Bereich der Kommawolke sind die Isobaren zyklonal, sie bilden aber kein abgeschlossenes System, wie in Klepp (2003) postuliert. Da die Niederschläge in der nichthydrostatischen Version sehr gut mit den Beobachtungen übereinstimmen, ist der auf den Schiffen beobachtete Druckabfall wahrscheinlich auf eine Verlagerung des hohen Druckgradienten sowie auf die Bildung der zyklonalen Struktur zurückzuführen und nicht auf die Bildung einer abgeschlossenen Mesozyklone. Die starke Konvektion und der damit verbundene Niederschlag werden durch den hohen Temperaturgradienten zwischen der Meeresoberflächentemperatur und der Kaltluft getriggert.

Fazit

Die starke Labilisierung der ausbrechenden Kaltluft durch den warmen Ozean führt zu starken Konvektionsprozessen, die in $REMO_{Standard}$ nicht korrekt wiedergegeben werden. Mit der Modifizierung der Konvektionsparametrisierung oder durch die nichthydrostatische Erweiterung können die beobachteten Niederschläge modelliert werden, wobei die Ergebnisse von $REMO_{nichthydrostatisch}$ für den einen Fall mit den Beobachtungen besser übereinstimmen. Der höhere Niederschlag in $REMO_{nichthydrostatisch}$ gegenüber $REMO_{Standard}$ ist kein systematischer Effekt, da die Niederschläge in der einjährigen Vergleichssimulation für Deutschland sehr ähnlich sind (Kapitel 5).

Die Erhöhung der Auflösung führt zu einer Umverteilung des Niederschlags, so dass an Stelle eines zusammenhängenden Regengebiets Wolkenstrassen mit eingebetteten hohen Niederschlagsraten simuliert werden. Großräumig sind die Niederschlagsmengen zwischen den beiden Auflösungen gleich, so dass der Vorteil der hochaufgelösten Modellierung (5 km gegenüber 20 km) bei der räumlichen Verteilung liegt und nicht bei der Wiedergabe höherer Niederschlagsraten im Flächenmittel. Mit der Modifikation in REMO werden nicht nur die postfrontalen Niederschläge beeinflusst sondern auch die Lage und die Niederschlagsraten der Kaltfront.

Sowohl in REMO_{nichthydrostatisch} als auch in REMO_{Konvektiv} werden die Rückseitenniederschläge der Zyklone Caroline im Vergleich zu REMO_{Standard} besser wiedergegeben. Der Vorteil von REMO_{nichthydrostatisch} gegenüber REMO_{Konvektiv} besteht in der Implementierung eines allgemeinen Prozesses (Berücksichtigung der Vertikalgeschwindigkeit) anstelle der speziellen Anpassung der Parametrisierung.

7. Zusammenfassung und Schlussfolgerung

In den letzten Jahren wurden von den Klimamodellen immer genauere Ergebnisse erwartet. Dies betrifft insbesondere die Ermittlung von extremen Niederschlagsereignissen. Ziel dieser Arbeit war es, durch die Entwicklung eines nichthydrostatischen Zusatzmoduls für das regionale Klimamodell REMO sowie durch die Berücksichtigung der Niederschlagsverdriftung bei hohen Auflösungen die Aussagefähigkeit der Modellergebnisse bezüglich des Niederschlags zu verbessern. Hierbei werden durch die nichthydrostatische Erweiterung insbesondere konvektive Prozesse und durch die Niederschlagsverdriftung die Lokalität der Niederschlagsergebnisse verbessert.

Besonders erwähnenswert ist, dass durch die Beibehaltung des Druckkoordinatensystems beim Einbau des nichthydrostatischen Zusatzmoduls sowohl weiterhin ein Vergleich mit den Ergebnissen des nichthydrostatischen Modells als auch die Erhaltung der konservativen Eigenschaften möglich wurde. Die nichthydrostatische Erweiterung als Zusatzmodul wurde in der vorliegenden Arbeit zum ersten Mal für ein 3 Zeitebenenverfahren mit semi-impliziten Korrekturen umgesetzt. Wie erwartet sind die Ergebnisse bei Auflösungen von 10 km oder größer, wenn die hydrostatische Annahme gültig ist, vergleichbar. Unterschiede treten hauptsächlich in der Vertikalgeschwindigkeit auf. Im nichthydrostatischen Modell, wird die Vertikalgeschwindigkeit prognostiziert und ist so räumlich weniger stark strukturiert. Dies führt zu einer homogeneren Niederschlagsverteilung, was den Beobachtungen eher entspricht. Die homogenere Verteilung des Niederschlags wird durch den konvektiven Niederschlag bestimmt. Diese sind stark durch nichthydrostatische Effekte gekennzeichnet und werden daher vom nichthydrostatischen Modell besser abgebildet. Deutlich tritt dieser Effekt bei den hochaufgelösten (100 m) synthetischen Experimenten mit erzwungener Konvektion auf, da hier nichthydrostatische Effekte dominieren. Die Resultate des hydrostatischen Modells sind auf dieser Skala im Gegensatz zum nichthydrostatischen unrealistisch. Die Warmluftblase oder Konvektionszelle erreicht im hydrostatischen Modell zu schnell den oberen Modellrand und es bilden sich im Gegensatz zum nichthydrostatischen Modell keine Kelvin-Helmholtz-Rotoren am äußeren Rand der Blase. Auch das Kaltlufttropfen-Experiment zeigt im hydrostatischen Modell unrealistische Effekte. Des Weiteren zeigen die Experimente, dass das hydrostatische Modell im nichthydrostatischen Regime nur bei hoher Dissipativität numerisch stabil. Das neue nichthydrostatische Modell scheint über alle Skalen von 100 m bis 50 km sowie über lange Simulationsperioden numerisch robust und effizient zu sein, so dass es in der regionalen numerischen Klimamodellierung verwendet werden kann. Der zusätzliche Rechenzeitaufwand der nichthydrostatischen Modellierung beträgt etwa +50 % im Vergleich zur hydrostatischen Modellierung.

Die nichthydrostatische Version von REMO ermöglicht Sensitivitätsstudien zum konvektiven Niederschlag unter expliziter Berechnung der Vertikalgeschwindigkeit sowie die Ermittlung des Einflusses der Auflösung auf die simulierten Niederschläge.

In der vorliegenden Arbeit wurden bereits erste Untersuchungen für konvektive Starkniederschläge über dem Nordatlantik vorgenommen. Für die Zyklone Caroline wurden mehrere Simulationen durchgeführt, um die in HOAPS beobachteten hohen Rückseitenniederschläge im Modell nachzuvollziehen. Die o.g. meteorologische Situation ist gekennzeichnet durch einen Kaltluftausbruch aus der Labradorsee über den offenen Ozean. Die resultierende starke Labilisierung der Kaltluft durch den warmen Ozean führt zu Konvektionsprozessen, die in REMO_{Standard} nicht korrekt wiedergegeben werden können. Sowohl die Modifizierung der Konvektionsparametrisierung als auch die nichthydrostatische Erweiterung ermöglichen die Wiedergabe der beobachteten Niederschläge. Die Ergebnisse von REMO_{nichthydrostatisch} stimmen für den konkreten Fall mit den Beobachtungen am besten überein. Die Erhöhung der Auflösung von 20 auf 5 km führt zu einer Umverteilung des Niederschlags, so dass an Stelle eines zusammenhängenden Regengebiets Wolkenstrassen mit eingebetteten hohen Niederschlagsraten simuliert werden, wie sie auch in den Satellitenbildern erkennbar sind. Durch die Umverteilung treten in der 5 km Simulation höhere Niederschlagsraten auf als in der 20 km Simulation. Räumlich aggregiert auf das 20x20 km² Gitter sind die Niederschlagsmengen zwischen den beiden Auflösungen jedoch gleich. Der Vorteil der hochaufgelöste Modellierung (< 20 km) liegt daher im Wesentlichen in der besseren räumlichen Verteilung.

Zusätzlich zur nichthydrostatischen Erweiterung wurde die Verdriftung des Niederschlags über ein neues recheneffizientes Verfahren in die bestehende Modellversion eingebaut. Die Methode erlaubt die Berücksichtigung der Niederschlagsverdriftung sowohl während als auch nach einer Modellsimulation. Mit dem Verfahren wird das räumliche Muster des Niederschlags im Vergleich zu Beobachtungsdaten deutlich verbessert. Die Überschätzung der extremen Niederschläge wird in den hochaufgelösten Simulationen durch die glättende Eigenschaft der Methode ausgeglichen und um bis zu 40 %-Punkte verringert. Der Vergleich der Online und Offline Version zeigt beim Niederschlag vergleichbare Ergebnisse. Die durch die Online Version ausgelösten Rückkopplungseffekte führen zu einer geringen Abkühlung im Sommer für Süddeutschland, und damit zu einer Optimierung der Simulationsergebnisse zu den Beobachtungsdaten. Die Unterschiede sind aber so gering, dass nur eine geringe Inkonsistenz zwischen den Ergebnissen der der Online- und Offlineversion auftritt.

Die vorgenommenen Änderungen im regionalen Klimamodell REMO beeinflussen also entscheidend die erhaltenen Ergebnisse für den Parameter Niederschlag. Hierbei stellt sich folgende Frage, die abschließend diskutiert werden soll:

Soll die zukünftig steigende Rechenleistung hauptsächlich zur Erhöhung der Modellauflösung in den Klimamodelle genutzt werden, was ein zentraler Punkt in der Wettervorhersage ist (Männik, 2003; Nielsen-Gammon und Strack, 2000), oder für die Berücksichtigung zusätzlicher physikalischer Prozesse und Ensemble-Simulationen?

Diese Frage ist von entscheidender Bedeutung für die regionale Klimamodellierung. Wie der Kontakt zu Nutzern der Ergebnisse von regionalen Klimaszenarien zeigt,

werden zunehmend räumlich hochaufgelöste Ergebnisse nachgefragt. Hierbei sind Niederschlagsänderungen und Niederschlagsextreme von besonderem Interesse.

In der Wettervorhersage zeigen sich bei steigender Auflösung Verbesserungen in der räumlichen Wiedergabe von Niederschlägen und deren Extremen (Nielsen-Gammon und Strack, 2000). In der Klimamodellierung steht dagegen nicht die korrekte Wiedergabe eines Einzelereignisses oder einer kurzen Episode im Vordergrund, sondern die Veränderung der statistischen Eigenschaft des Wetters (Klima) auf Grund des Klimawandels. Die Ergebnisse der Klimaprojektionen sind wesentlich bestimmt durch die Änderungen der Randbedingungen und des Klimasystems selbst. So hängen die Ergebnisse der Klimamodelle z.B. von der Entwicklung der Treibhausgaskonzentrationen, der Änderung der Landnutzung bzw. der Vegetationsform ab (z. B. Giorgi et al., 1996, Schurgers et al., 2006, Göttel et al., 2008), die sich selbst unter Klimawandel ändern. Zusätzlich zur Vegetation existieren noch eine Reihe anderer Feedbackmechanismen wie z. B. die Aerosole über die direkten und indirekten Effekte im Strahlungshaushalt (Stier, 2005), die Gletscher (Kotlarski, 2006) über die Veränderung der Wärmekapazität, der Albedo sowie dem Frischwassereintrag und die ozeanische Biosphäre über einen möglichen Twomey-Effekt (Twomey, 1977, Kloster, 2006). Daher werden diese und weitere Prozesse immer mehr in den Klimamodellen (insbesondere in den globalen) berücksichtigt. Des Weiteren erhöht sich bei zunehmender Implementierung weiterer Prozesse die Unsicherheit der Klimaprojektionen, da sowohl zusätzliche Randbedingungen berücksichtigt werden müssen, die selbst mit Unsicherheiten behaftet sind, als auch die interne Modellvariabilität zunimmt. Daher geht man immer mehr dazu über, nicht nur eine Simulation durchzuführen sondern eine Vielzahl von Simulationen (ein Ensemble).

Für Regionalmodelle gibt es hierzu verschiedene Ansätze. Ein Ansatz mit verschiedenen Regionalmodellen und einem Antriebsdatensatz wurde im Projekt PRUDENCE verfolgt. Die Analysen von Beniston et al. (2007) zeigen, dass die Differenzen in den Extremwerten (Temperatur und Niederschlag) für Mitteleuropa Unterschiede von bis zu 50 % aufweisen. An Hand der Beispiele in dieser Arbeit konnte ebenfalls gezeigt werden, dass die Modellergebnisse nicht nur von der Auflösung abhängen. Vielmehr zeigen hochaufgelöste Simulationen ($10 \times 10 \text{ km}^2$) eine Überschätzung orographisch ausgelöster Niederschläge sowohl im klimatologischen Mittel als auch in den Niederschlagsextremen. Zur Korrektur der Überschätzung müssen zusätzliche Prozesse berücksichtigt werden, die auf dieser Skala wirksam werden, wie z.B. die Verdriftung des Niederschlags. Des Weiteren zeigen die Experimente mit höherer Auflösung über dem Nordatlantik ein detaillierteres Niederschlagsfeld, wobei im räumlichen Mittel keine wesentlichen Unterschiede zur gröber aufgelösten Simulation vorliegen. Diese Ergebnisse und die Erfahrung mit REMO, dass bei Auflösungen von 10 km extreme Niederschläge im Vergleich zu Beobachtung gut wiedergegeben werden, lassen den Schluss zu, dass die steigende Rechenleistung verstärkt zur Berücksichtigung weiterer physikalischer Prozesse sowie für Ensemble-Simulationen genutzt werden sollte. Hierbei ist jedoch einschränkend zu bemerken, dass eine geeignete Parametrisierung von entscheidender Bedeutung ist.

Hier spielt die Konvektionsparametrisierung eine wesentliche Rolle. Wie gezeigt werden konnte, ist die Simulation von konvektiven Prozessen ein Schwachpunkt in der Modellierung. Die Konvektionsparametrisierung beinhaltet viele Unsicherheiten und wird durch Parameter gesteuert, die häufig willkürlich definiert sind und bisher ist unbekannt, ob sie generell gültig sind bzw. vom Klima abhängig sind (Arakawa, 2006). Zur Vermeidung des Dilemmas könnten die Modelle die Wolken horizontal mit $1 \times 1 \text{ km}^2$ explizit auflösen. Auf eine unzureichende Parametrisierung könnte dann verzichtet werden. Dieser Weg wird aktuell in der Wettervorhersage bestritten. Für die Klimamodellierung mit einer heutigen 10 km Auflösung würde dies eine Erhöhung des Rechenaufwandes um den Faktor 1000 bedeuten (ohne Änderung der Anzahl der Vertikallevel). Die Beibehaltung des Mooreschen Gesetzes wäre dies erst in 15-20 Jahre möglich.

Eine erfolgsversprechende Zwischenlösung bis zur Bereitstellung solch hoher Rechenleistung für die Klimamodellierung, ist die Nutzung der nichthydrostatischen wolkenauflösenden Modelle, um eine generelle, universelle und wahre Konvektionsparametrisierung zu entwickeln. Dieses Konzept wird u.a. von Arakawa (2006) vorgeschlagen.

Neben der möglichen Nutzung des nichthydrostatischen Modells zur Verbesserung der Konvektionsparametrisierung können die Erfahrungen, die bei der Umstellung von REMO zu einem nichthydrostatischen Modell gewonnen wurden, für die Entwicklung des neuen ICON Modells (ICOsahedral Non-hydrostatic general circulation model) genutzt werden. Die nichthydrostatische Erweiterung von REMO könnte des Weiteren eingesetzt werden, um das in Entwicklung befindliche hydrostatische ICOHAM (ICOsahedral hydrostatic general circulation model with the physical package of ecHAM) in ein nichthydrostatisches Modell umzuschreiben. Dieses nichthydrostatische Modell kann dann zur Validierung des nichthydrostatischen ICON Modell genutzt werden. Zusätzlich können die bis dahin erworbenen Kenntnisse mit REMO bei der Anpassung der physikalischen Parametrisierungen an die hochaufgelöste Skala für ICON genutzt werden.

I. Literaturverzeichnis

ACIA (2004) Impacts of a warming Arctic climate impact assessment. Overview report. Cambridge, University Press, Cambridge, p 146

ATLAS, D. (1964) Advances in radar Meteorology. *Advanced Geophysics*, 10, 318-471

ALLEN, M. R. & INGRAM, W. J. (2002) Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224-+.

ANDREASSON, J., BERGSTROM, S., CARLSSON, B., GRAHAM, L. P. & LINDSTROM, G. (2004) Hydrological change - Climate change impact simulations for Sweden. *Ambio*, 33, 228-234.

ARAKAWA, A. (2006) Atmospheric physics - Scaling tropical rain. *Nature Physics*, 2, 373-374.

ARAKAWA, A. & LAMB, V. (1977) Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 17, 94.

ARRHENIUS, S. (1896) On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 5, 40.

ASSELIN, R. (1972) Frequency filter for time integrations. *Monthly Weather Review*, 100, 487-&.

BENGTSSON, L., HODGES, K. I. & ROECKNER, E. (2006) Storm tracks and climate change. *Journal of Climate*, 19, 3518-3543.

BENISTON, M. & STEPHENSON, D. B. (2004) Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44, 1-9.

BENISTON, M., STEPHENSON, D. B., CHRISTENSEN, O. B., FERRO, C. A. T., FREI, C., GOYETTE, S., HALSNAES, K., HOLT, T., JYLHA, K., KOFFI, B., PALUTIKOF, J., SCHOLL, R., SEMMLER, T. & WOTH, K. (2007) Future extreme events in European climate: an exploration of regional climate model projections. *Climatic Change*, 81, 71-95.

BERINGER, J., CHAPIN, F. S., THOMPSON, C. C. & MCGUIRE, A. D. (2005) Surface energy exchanges along a tundra-forest transition and feedbacks to climate. *Agricultural and Forest Meteorology*, 131, 143-161.

BETTS, A. K. & BALL, J. H. (1997) Albedo over the boreal forest. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102, 28901-28909.

BOOIJ, M. J. (2002a) Extreme daily precipitation in Western Europe with climate change at appropriate spatial scales. *International Journal of Climatology*, 22, 69-85.

BOOIJ, M. J. (2002b) Modelling the effects of spatial and temporal resolution of rainfall and basin model on extreme river discharge. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 47, 307-320.

- BORONEANT, C., PLAUT, G., GIORGI, F. & BI, X. (2006) Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present-day and future climate scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, 86, 81-99.
- BRASSEUR, O. (2001) Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Monthly Weather Review*, 129, 5-25.
- CHRISTENSEN, J. H. & KUHR, P. (2000) High-resolution regional climate model validation and permafrost simulation for the East European Russian Arctic. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105, 29647-29658.
- CHRISTENSEN, O. B. & CHRISTENSEN, J. H. (2004) Intensification of extreme European summer precipitation in a warmer climate. *Global and Planetary Change*, 44, 107-117.
- CLIMATE CHANGE (2007) The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DEQUE, M., JONES, R. G., WILD, M., GIORGI, F., CHRISTENSEN, J. H., HASSELL, D. C., VIDALE, P. L., ROCKEL, B., JACOB, D., KJELLSTROM, E., DE CASTRO, M., KUCHARSKI, F. & VAN DEN HURK, B. (2005) Global high resolution versus Limited Area Model climate change projections over Europe: quantifying confidence level from PRUDENCE results. *Climate Dynamics*, 25, 653-670.
- DETHLOFF, K., ABEGG, C., RINKE, A., HEBESTADT, I. & ROMANOV, V. F. (2001) Sensitivity of Arctic climate simulations to different boundary-layer parameterizations in a regional climate model. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 53, 1-26.
- DETHLOFF, K., RINKE, A., BENKEL, A., KOLTZOW, M., SOKOLOVA, E., SAHA, S. K., HANDORF, D., DORN, W., ROCKEL, B., VON STORCH, H., HAUGEN, J. E., ROED, L. P., ROECKNER, E., CHRISTENSEN, J. H. & STENDEL, M. (2006) A dynamical link between the Arctic and the global climate system. *Geophysical Research Letters*, 33.
- DETHLOFF, K., RINKE, A., LEHMANN, R., CHRISTENSEN, J. H., BOTZET, M. & MACHENHAUER, B. (1996) Regional climate model of the arctic atmosphere. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101, 23401-23422.
- DICKINSON, R. E., ERRICO, R. M., GIORGI, F. & BATES, G. T. (1989) A regional climate model for the western united-states. *Climatic Change*, 15, 383-422.
- DUDHIA, J. (1993) A nonhydrostatic version of the penn state ncar mesoscale model - validation tests and simulation of an atlantic cyclone and cold-front. *Monthly Weather Review*, 121, 1493-1513.
- ELIASSEN, A. (1949) The quasi-static equations of motion with pressure as independent variable, Oslo, Geofys. Publikasjoner.

- FORTAK, H. (1982) *Meteorologie*, Berlin, Reimer.
- FREI, C., SCHOLL, R., FUKUTOME, S., SCHMIDLI, R. & VIDALE, P. L. (2006) Future change of precipitation extremes in Europe: Intercomparison of scenarios from regional climate models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 111, 22.
- GASSMANN, A. (2002) Numerische Verfahren in der nichthydrostatischen Modellierung und ihr Einfluss auf die Güte der Niederschlagsvorhersage. *Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät*. Bonn, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- GHAN, S. J. & EASTER R. C. (1992) Computationally efficient approximations to stratiform cloud microphysics parametrisations. *Monthly Weather Review*, 120, 1572-1582
- GIBSON, J. K., KÅLLBERG, P., UPPALA, S., HERNANDEZ, A., NOMURA, A. & SERRANO, E. (1997) ERA Description. *ERA-15 Project Report Series*. Reading, ECMWF.
- GIORGI, F. (1990) Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general-circulation model. *Journal of Climate*, 3, 941-963.
- GIORGI, F. (1995) PERSPECTIVES FOR REGIONAL EARTH SYSTEM MODELING. *Global and Planetary Change*, 10, 23-42.
- GIORGI, F. & MARINUCCI, M. R. (1996a) An investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies. *Monthly Weather Review*, 124, 148-166.
- GIORGI, F. & MARINUCCI, M. R. (1996b) Improvements in the simulation of surface climatology over the European region with a nested modeling system. *Geophysical Research Letters*, 23, 273-276.
- GIORGI, F. & MEARNS, L. O. (1991) Approaches to the simulation of regional climate change - a review. *Reviews of Geophysics*, 29, 191-216.
- GORDON, H. B., WHETTON, P. H., PITTOCK, A. B., FOWLER, A. M. & HAYLOCK, M. R. (1992) Simulated changes in daily rainfall intensity due to the enhanced greenhouse-effect - implications for extreme rainfall events. *Climate Dynamics*, 8, 83-102.
- GÖTTEL, H., ALEXANDER, J., KEUP-THIEL, E., RECHID, D., HAGEMANN, S., BLOME, T., WOLF, A. & JACOB, D. (2008) Influence of changed vegetations fields on regional climate simulations in the Barents Sea Region. *Climatic Change*, 87, 35-50.
- GREGORY, D. (1997) The mass flux approach to the parameterization of deep convection. Meteorological Training Course Lectures Series, ECMWF, 2002. Available at http://www.ecmwf.int/newsevents/training/rcourse_notes/ (status May 2005)
- GROISMAN, P. Y., KARL, T. R., EASTERLING, D. R., KNIGHT, R. W., JAMASON, P. F., HENNESSY, K. J., SUPPIAH, R., PAGE, C. M., WIBIG, J., FORTUNIAK, K.,

- RAZUVAEV, V. N., DOUGLAS, A., FORLAND, E. & ZHAI, P. M. (1999) Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Climatic Change*, 42, 243-283.
- HAGEMANN, S. (2002) An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. *MPI Report*. Hamburg, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- HAGEMANN, S., BOTZET, M., DÜMENIL, L. & MACHENHAUER, B. (1999) Derivation of global GCM boundary conditions from 1 km land use satellite data. *MPI Report*. Hamburg, Max-Planck-Institut für Meteorologie.
- HAGEMANN, S., BOTZET, M. & MACHENHAUER, B. (2001) The summer drying problem over south-eastern Europe: Sensitivity of the limited area model HIRHAM4 to improvements in physical parameterization and resolution. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*, 26, 391-396.
- HAGEMANN, S. & GATES, L. D. (2003) Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Climate Dynamics*, 21, 349-359.
- HOUGHTON, J. T., DING, Y., GRIGGS, D. J., NOUGER, M., VAN DER LINDEN, P. J., DAI, X., MASKELL, K., JOHNSON, C. A. (2001) *Climate Change 2001. The scientific basis, contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Governmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., VISBECK, M., OTTERSEN, G. (2003) An overview of the north atlantic oscillation. In: HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., VISBECK, M., OTTERSEN, G. (eds) *The North Atlantic Oscillation: climate significance and environmental impact*. Monograph, vol 134. American Geophysical Union, Washington, DC, pp 1-35
- IFRCRCCS. (1997) *World Disasters Report 1997.*, Oxford, Oxford University Press.
- IORIO, J. P., DUFFY, P. B., GOVINDASAMY, B., THOMPSON, S. L., KHAIROUTDINOV, M. & RANDALL, D. (2004) Effects of model resolution and subgrid-scale physics on the simulation of precipitation in the continental United States. *Climate Dynamics*, 23, 243-258.
- JACOB, D. (2001a) A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77, 61-73.
- JACOB, D., BARRING, L., CHRISTENSEN, O. B., CHRISTENSEN, J. H., DE CASTRO, M., DEQUE, M., GIORGI, F., HAGEMANN, S., LENDERINK, G., ROCKEL, B., SANCHEZ, E., SCHAR, C., SENEVIRATNE, S. I., SOMOT, S., VAN ULDEN, A., VAN DEN HURK, B. & UL (2007) An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81, 31-52.
- JACOB, D., GÖTTEL, H., KOTLARSKI, S., LORENZ, P. & SIECK, K. (2008) *Klimaauswirkungen und Anpassungen in Deutschland - Phase 1: Erstellung regionaler Klimaszenarien für Deutschland*. Dessau.

- JACOB, D. & PODZUN, R. (1997) Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 119-129.
- JACOB, D., VAN DEN HURK, B., ANDRAE, U., ELGERED, G., FORTELIUS, C., GRAHAM, L. P., JACKSON, S. D., KARSTENS, U., KOPKEN, C., LINDAU, R., PODZUN, R., ROCKEL, B., RUBEL, F., SASS, B. H., SMITH, R. N. B. & YANG, X. (2001) A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77, 19-43.
- JANJIC, Z. I., GERITTY JR., J. P., & NICKOVIC, S. (2001) An Alternative Approach to Nonhydrostatic Modeling. *Monthly Weather Review*, 129, 1164-1178.
- KEUP-THIEL, E., GOTTEL, H. & JACOB, D. (2006) Regional climate simulations for the Barents Sea region. *Boreal Environment Research*, 11, 329-339.
- KEUP-THIEL, E., KLEPP, C. P., RASCHKE, E. & ROCKEL, B. (2003) Regional model simulation of the North Atlantic cyclone "Caroline" and comparisons with satellite data. *Annales Geophysicae*, 21, 655-659.
- KHARIN, V. V. & ZWIERS, F. W. (2000) Changes in the extremes in an ensemble of transient climate simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM. *Journal of Climate*, 13, 3760-3788.
- KING, W. D. (1984) Seeding stratiform clouds - the effects of cloud parameters on aiming. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23, 1265-1272.
- KLEPP, C. P. (2001) Komponenten des Wasserkreislaufs in Zyklonen aus Satellitendaten -Niederschlagsfallstudien-. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- KLEPP, C. P., BAKAN, S. & GRASSL, H. (2003) Improvements of satellite-derived cyclonic rainfall over the North Atlantic. *Journal of Climate*, 16, 657-669.
- KLEPP, C. P., BAKAN, S. & GRASSL, H. (2005) Missing north atlantic cyclonic precipitation in ECMWF numerical weather prediction and ERA-40 data detected through the satellite climatology HOAPS II. *Meteorologische Zeitschrift*, 14, 809-821.
- KLEPP, C. P., ANDERSSON, A., BAKAN, S., Pfennig, K. & GRASSL, H. (2007) HOAPS3 Fernerkundung arktischer Mesozyklonen und Schneefallvalidierung mit in-situ Schiffsmessungen während des norwegischen Winterexperiments LOFZY. *DACH2007*, 1, DACH2007-A-00314.
- KLOSTER, S. (2006) DMS cycle in the ocean-atmosphere system and its response to anthropogenic perturbations. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- KOTLARSKI, S. (2007) A Subgrid Glacier Parameterisation for Use in Regional Climate Modelling. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- KUNZ, M. (2002) Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. *Universität Karlsruhe*. Karlsruhe, Universität Karlsruhe.

- LAPRISE, R. (1992) THE EULER EQUATIONS OF MOTION WITH HYDROSTATIC-PRESSURE AS AN INDEPENDENT VARIABLE. *Monthly Weather Review*, 120, 197-208.
- LEUNG, L. R., BIAN, X. & RYKIEL, E. J., JR. (1996a) The effects of subgrid vegetation on simulations of surface climate. *Bulletin of the Ecological Society of America*, 77, 262.
- LEUNG, L. R. & QIAN, Y. (2003) The sensitivity of precipitation and snowpack simulations to model resolution via nesting in regions of complex terrain. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 1025-1043.
- LEUNG, L. R., WIGMOSTA, M. S., GHAN, S. J., EPSTEIN, D. J. & VAIL, L. W. (1996b) Application of a subgrid orographic precipitation surface hydrology scheme to a mountain watershed. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101, 12803-12817.
- LILLY, D. K. (1962) On the numerical simulation of buoyant convection. *Tellus*, 14, 148-172.
- LOCATELLI, J. D. & HOBBS, P. V. (1974) Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research*, 79, 2185-2197.
- LORENZ, E. N. (1963) Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130-141.
- LYNCH, A. H., CHAPMAN, W. L., WALSH, J. E. & WELLER, G. (1995) Development of a regional climate model of the western arctic. *Journal of Climate*, 8, 1555-1570.
- LYNCH, A. H., CURRY, J. A., BRUNNER, R. D. & MASLANIK, J. A. (2004) Toward an integrated assessment of the impacts of extreme wind events on Barrow, Alaska. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 209-+.
- LYNCH, A. H., MASLANIK, J. A. & WU, W. L. (2001) Mechanisms in the development of anomalous sea ice extent in the western Arctic: A case study. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106, 28097-28105.
- MAJEWSKI, D. (1991) The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. *ECMWF Seminar on numerical methods in atmospheric models*. Reading.
- MAJEWSKI, D., SCHÄTTLER, U. et al. (1995) Diskretisierte Form der Modellgleichungen. IN SCHRODIN, R. (Ed.) *Dokumentation des EM/DM - Systems*. Offenbach a. Main, Deutscher Wetterdienst.
- MALBERG, H. (2007) *Meteorologie und Klimatologie*, Springer.
- MALKUS, J. S. & WITT, G. (1959) The evolution of a convective element; a numerical calculation. IN BOLIN, B. (Ed.) *The atmosphere and the sea in motion: Scientific Contributions to the Rossby Memorial*. Oxford, Oxford University Press.
- MARINUCCI, M. R., GIORGI, F., BENISTON, M., WILD, M., TSCHUCK, P., OHMURA, A. & BERNASCONI, A. (1995) High-resolution simulations of january and july climate over the western alpine region with a nested regional modeling system. *Theoretical and Applied Climatology*, 51, 119-138.

- MARSHALL, J. S. & PALMER, W. M. (1948) The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, 5, 165-166.
- MILLER, M. J. (1974) Use of pressure as vertical coordinate in modeling convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, 155-162.
- MILLER, M. J. & PEARCE, R. P. (1974) 3-Dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, 133-154.
- MÄNNIK, A. (2003) Implementation and validation of the nonhydrostatic adiabatic core of the numerical weather prediction model HIRLAM. Tartu, Universität Tartu.
- MÄNNIK, A., ROOM, R. & LUHAMAA, A. (2003) Nonhydrostatic generalization of a pressure-coordinate-based hydrostatic model with implementation in HIRLAM: validation of adiabatic core. *Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography*, 55, 219-231.
- MÜNCHNER RÜCK (2003) topics Jahresrückblick Naturkatastrophen 2002. München, Münchner Rück.
- NAGASAWA, R., IWASAKI, T., ASANO, S., SAITO, K. & OKAMOTO, H. (2006) Resolution dependence of nonhydrostatic models in simulating the formation and evolution of low-level clouds during a "Yamase" event. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84, 969-987.
- NAKICENOVIC, N., ALCAMO, J., DAVIS, G., DE VRIES, B., FENHANN, J., GAFFIN, S., GREGORY, K., GRÜBLER, A., JUNG, T. Y., KRAM, T., LA ROVERE, E. L., MICHAELIS, L., MORI, S., MORITA, T., PEPPER, W., PITCHER, H., PRICE, L., RIAHI, K., ROEHL, A., ROGNER, H. H., SANKOVSKI, A., SCHLESINGER, M., SHUKLA, P., SMITH, S., SWART, R., VAN ROOIJEN, S., VICTOR, N. & DADI, Z. (2000) *IPCC special report on emissions scenarios*, Cambridge, Cambridge University Press.
- NIELSEN-GAMMON, J. W. & STRACK, J. (2000) Model resolution dependence of simulations of extreme rainfall rates. *10th PSU/NCAR Mesoscale Model Users Workshop*. Boulder, Colorado, USA, National Center for Atmospheric Research.
- NORDENG, T. E. (1994) Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *Technical Memorandum*. Reading, UK, ECMWF Research Department.
- OGURA, Y. (1962a) Convection of isolated masses of a buoyant fluid - a numerical calculation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 19, 492-502.
- OGURA, Y. (1962b) Energy transfer in a normally distributed and isotropic. Turbulent velocity field in 2 dimensions. *Physics of Fluids*, 5, 395-401.
- OGURA, Y. (1962c) Energy transfer in an isotropic turbulent flow. *Journal of Geophysical Research*, 67, 3143-&.
- OLSON, J. S. (1994a) Global ecosystem framework-definitions. USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD

- OLSON, J. S. (1994b) Global ecosystem framework-translation strategy. USGS EROS Data Center Internal Report, Sioux Falls, SD
- ORLANSKI, I. (1975) Rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527-530.
- ORLANSKI, I. (1981) The quasi-hydrostatic approximation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38, 572-582.
- PASTUSHKOV, .R. S. (1973) Effects of vertical wind shear on evolution of convective clouds. *Izvestiya Akademii Nauk Sssr Fizika Atmosfery I Okeana*, 9, 12-26.
- PFEIFER, S. (2006) Modeling cold cloud processes with the regional climate model REMO. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- PITMAN, A. J. (2003) The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23, 479-510.
- PRUPPACHER, H. R. & KLETT, J. D. (1997) *Microphysics of cloud and precipitation*, Dordrecht, Kluwer Academic Publisher.
- PRZYBYLAK, R. (2002) Variability of air temperature and atmospheric precipitation in the arctic. *Atmos Oceanogr Sci Libr* 25,1–330
- RAISANEN, J., HANSSON, U., ULLERSTIG, A., DOSCHER, R., GRAHAM, L. P., JONES, C., MEIER, H. E. M., SAMUELSSON, P. & WILLEN, U. (2004) European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22, 13-31.
- RECHID, D. & JACOB, D. (2006) Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 99-116.
- RECHID, D. & JACOB, D. (2008) Dynamic interactions between plant phenology and climate variability simulated by the regional climate model REMO over Europe. *in Vorbereitung*.
- REPORT No6. (1993) The ECHAM 3 Atmospheric General Circulation Model. Hamburg, Deutsches Klimarechenzentrum.
- RINKE, A., DETHLOFF, K., CASSANO, J. J., CHRISTENSEN, J. H., CURRY, J. A., DU, P., GIRARD, E., HAUGEN, J. E., JACOB, D., JONES, C. G., KOLTZOW, M., LAPRISE, R., LYNCH, A. H., PFEIFER, S., SERREZE, M. C., SHAW, M. J., TJERNSTRÖM, M., WYSER, K., ZAGAR, M. (2006) Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models: spatiotemporal fields during the SHEBA year. *Climate Dynamics*, 26, 459–472.
- ROBINE, J. M., CHEUNG, S. L. K., LE ROY, S., VAN OYEN, H., GRIFFITHS, C., MICHEL, J. P. & HERRMANN, F. R. (2008) Death toll exceeded 70,000 in Europe during the summer of 2003. *Comptes Rendus Biologies*, 331, 171-U5.
- ROEBBER, P. J., SCHULTZ, D. M., COLLE, B. A. & STENSRUD, D. J. (2004) Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations. *Weather and Forecasting*, 19, 936-949.

- ROECKNER, E., ARPE, K., BENGTSSON, L., CHRISTOPH, M., CLAUSSEN, M., DÜMENIL, L., ESCH, M., GIORGETTA, M., SCHLESE, U. & SCHULZWEIDA, U. (1996) The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *MPI Report*. Hamburg.
- ROECKNER, E., BENGTSSON, L., FEICHTER, J., LELIEVELD, J. & RODHE, H. (1999) Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *Journal of Climate*, 12, 3004-3032.
- SAUVAGEOT, H. (1992) *Radar Meteorology*, Norwood, Artech House.
- SCHÄR, C., VIDALE, P. L., LUTHI, D., FREI, C., HABERLI, C., LINIGER, M. A. & APPENZELLER, C. (2004) The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.
- SCHURGERS, G. (2006) Long-term interactions between vegetation and climate -- Model simulations for past and future. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- SCHWARB, M. (2000). The Alpine Precipitation Climate - Evaluation of a high-resolution analysis scheme using comprehensive rain-gauge data. Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, ETH Zürich.
- SEKHON, R. S. & SRIVASTA, R. C. (1971) Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 983-&.
- SEMENOV, V. A. & BENGTSSON, L. (2002) Secular trends in daily precipitation characteristics: greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Climate Dynamics*, 19, 123-140.
- SEMMLER, T. (2002) Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- SIMMONS, A. J. & BURRIDGE, D. M. (1981) An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical-coordinates. *Monthly Weather Review*, 109, 758-766.
- SITCH, S., SMITH, B., PRENTICE, I. C., ARNETH, A., BONDEAU, A., CRAMER, W., KAPLAN, J. O., LEVIS, S., LUCHT, W., SYKES, M. T., THONICKE, K. & VENEVSKY, S. (2003) Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 9, 161-185.
- SKAMAROCK, W. C. & KLEMP, J. B. (1992) The stability of time-split numerical-methods for the hydrostatic and the nonhydrostatic elastic equations. *Monthly Weather Review*, 120, 2109-2127.
- SKAMAROCK, W. C., KLEMP, J. B., DUDHIA, J., GILL, D. O., BARKER, D. M., WANG, W. & POWERS, J. G. (2005) A Description of the Advanced Research WRF Version 2. Boulder, Colorado, USA, National Center for Atmospheric Research.
- STERN, N. (2006) *The Economics of Climate Change - The Stern Review*, Cambridge, Cambridge University Press.

- STIER, P. (2005) Towards the Assessment of the Aerosol Radiative Effects: A Global Modelling Approach. *Max-Planck-Institut für Meteorologie*. Hamburg, Universität Hamburg.
- STRAKA, J. M., WILHELMSON, R. B., WICKER, L. J., ANDERSON, J. R. & DROEGEMEIER, K. K. (1993) Numerical-solutions of a nonlinear density-current - a benchmark solution and comparisons. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 17, 1-22.
- SUNDQVIST, H. (1978) Parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water-content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104, 677-690.
- THOMAS, S., GIRARD, C., DOMS, G. & SCHATTLER, U. (2000) Semi-implicit scheme for the DWD Lokal-Modell. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 73, 105-125.
- TIEDTKE, M. (1989) A COMPREHENSIVE MASS FLUX SCHEME FOR CUMULUS PARAMETERIZATION IN LARGE-SCALE MODELS. *Monthly Weather Review*, 117, 1779-1800.
- TRENBERTH, K. E., DAI, A. G., RASMUSSEN, R. M. & PARSONS, D. B. (2003) The changing character of precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1205-+.
- TWOMEY, S. (1977) INFLUENCE OF POLLUTION ON SHORTWAVE ALBEDO OF CLOUDS. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1149-1152.
- UPPALA, S. M., KALLBERG, P. W., SIMMONS, A. J., ANDRAE, U., BECHTOLD, V. D., FIORINO, M., GIBSON, J. K., HASELER, J., HERNANDEZ, A., KELLY, G. A., LI, X., ONOGI, K., SAARINEN, S., SOKKA, N., ALLAN, R. P., ANDERSSON, E., ARPE, K., BALMASEDA, M. A., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., CAIRES, S., CHEVALLIER, F., DETHOF, A., DRAGOSAVAC, M., FISHER, M., FUENTES, M., HAGEMANN, S., HOLM, E., HOSKINS, B. J., ISAKSEN, I., JANSSEN, P., JENNE, R., MCNALLY, A. P., MAHFOUF, J. F., MORCRETTE, J. J., RAYNER, N. A., SAUNDERS, R. W., SIMON, P., STERL, A., TRENBERTH, K. E., UNTCH, A., VASILJEVIC, D., VITERBO, P. & WOOLLEN, J. (2005) The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012.
- U. S. GEOLOGICAL SURVEY (1997) Global land cover characteristics data base. http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/glcc/globe_int.html
- U. S. GEOLOGICAL SURVEY (2001) Global land cover characteristics data base version 2. http://edcdaac.usgs.gov/glcc/globdoc2_0.html
- VOSS, R., MAY, W. & ROECKNER, E. (2002) Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: Changes in extremes of the hydrological cycle. *International Journal of Climatology*, 22, 755-777.
- WIPPERMANN, F. K. (1981) The applicability of several approximations in mesoscale modelling - a linear approach. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 54, 11.

WOLF, A., BLYTH, E., HARDING, R., JACOB, D., KEUP-THIEL, E., GÖTTEL, H. & CALLAGHAN, T. (2008) Sensitivity of an ecosystem model to hydrology and temperature. *Climatic Change*, 87, 75-89.

XUE, M., DROGEMEIER, K. K., WONG, V., SHAPIRO, A. & BREWSTER, K. (1995) Advanced Regional Prediction System. ARPS Version 4.0 User's Guide. Oklahoma, Center for Analysis and Prediction of Storms, National Science Foundation.

II. Modellgebiete und Simulationen

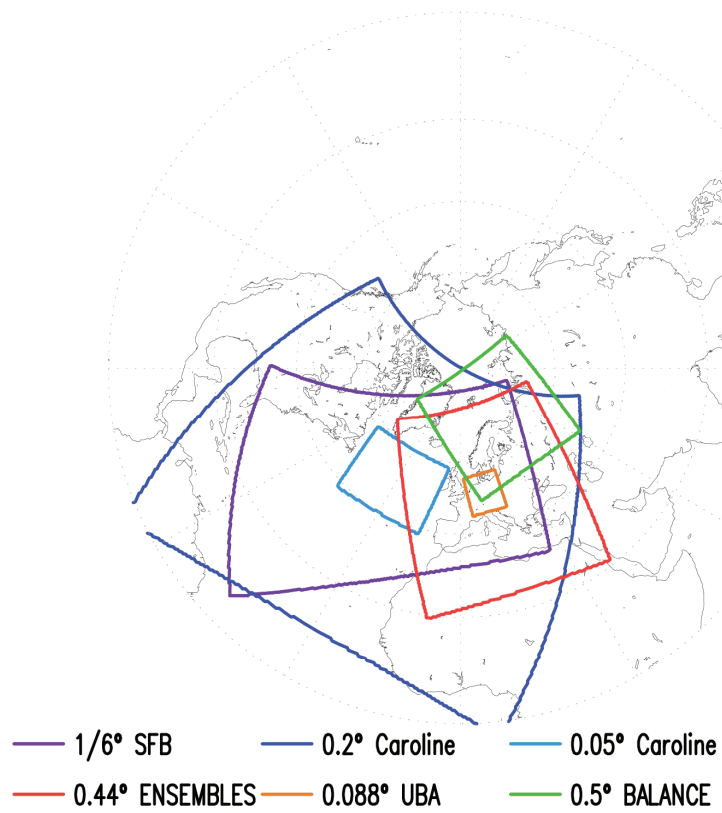


Abbildung 45: Überblick über die Modellgebiete

Tabelle 4: Übersicht der Modellexperimente

Experimentnummer	REMO Version	Modellgebiet	Simulationsperiode	Bemerkung
001023	REMO5.3 REMO _{REMOSTD}	0.5° BALANCE	1960-2099	Standardversion
001042	REMO5.3 REMO _{REMOFED}	0.5° BALANCE	1960-2099	Standardversion mit zeitlich verändernde Vegetation
001047	REMO5.7	0.44° ENSEMBLES	1979-2006	Standardversion
007200	RERMO5.7	0.088° UBA	1979-2006	Standardversion
015001	REMO5.3 REMO _{Standard}	1/6° SFB	1958-2002	Standardversion
015031	REMO5.3 REMO _{Konvektion}	1/6° SFB	1988-2002	Mit neuer Konvektionsparametrisierung zur Berücksichtigung kalter Konvektion
015121	REMO5.3 REMO _{nichthydrostatisch}	0.2° Caroline	Februar 1997	Mit nichthydrostatischer Erweiterung
015131	REMO5.3 REMO _{nichthydrostatisch}	0.05° Caroline	Februar 1997	Mit nichthydrostatischer Erweiterung
015151	REMO5.3 REMO _{Standard}	0.2° Caroline	Februar 1997	Standardversion
015152	REMO5.3 REMO _{Konvektion}	0.2° Caroline	Februar 1997	Mit neuer Konvektionsparametrisierung zur Berücksichtigung kalter Konvektion

Experimentnummer	REMO Version	Modellgebiet	Simulationsperiode	Bemerkung
015200	REMO5.7 REMO _{Standard}	0.088° UBA	1990	Standardversion
015200d	REMO5.7 REMO _{Online}	0.088° UBA	1990	Online Advektion des Niederschlags
015201	REMO5.7 REMO _{nichthydrostatisch}	0.088° UBA	1990	Mit nichthydrostatischer Erweiterung

III. Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Warnkriterien des DWD (Stand 08.11.2007).....	11
Tabelle 2: Übersicht von nichthydrostatischen Modellen, die unter anderem als Klimamodelle verwendet werden	16
Tabelle 3: Typische Fallgeschwindigkeiten für Regen und Schnee nach Malberg (2007)	45
Tabelle 4: Übersicht der Modellexperimente	108

IV. Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Schema der Zunahme extremer Ereignisse bei Verschiebung des Mittelwertes (links) und bei zusätzlicher Veränderung der Form (rechts) durch Zunahme der Variabilität am Beispiel der Temperatur (verändert nach Climate Change, 2007).....	4
Abbildung 2: Chronologie der Klimamodellentwicklung (nach Houghton et al. 2001).	6
Abbildung 3: Schematische Darstellung physikalischer Prozesse im Klimasystem der Erde (nach Houghton et al. 2001).....	9
Abbildung 4: Skalendiagramm: Einordnung meteorologischer Phänomene nach räumlichen und zeitlichen Skalen (verändert nach Fortak, 1982).....	14
Abbildung 5: Jahresniederschlag jeweils gemittelt über 20 Jahre für REMO (1979-1999) und Beobachtungen (CRU: 1979-1999; ETH Zürich 1971-1990) bei verschiedenen Horizontalaufösungen.....	19
Abbildung 6: Schema des Bocksprungverfahrens (oben) und der Herausbildung zweier Zeitfamilien (unten).....	22
Abbildung 7: Koordinatensysteme: kartesisches (links) und sphärisches Koordinatensystem (rechts).....	23
Abbildung 8: Rotierte Länge und Breite (blaue Linien) für ein sphärisches Koordinatensystem mit dem rotierten Nordpol bei 162° W und 39,25° N. Rote Linien: Länge und Breite des unrotierten geographischen Systems. Grau eingezeichnet ist das ENSEMBLES Modellgebiet.....	24
Abbildung 9: Schema der horizontalen Diskretisierung mit dem Arakawa-C-Gitter und vertikal nach dem Charney-Philips-Gitter. Die Schichtmitte (Massenpunkt) stellt das volle Level-k und die obere und untere Grenze der Box die halben Level- $k\pm\frac{1}{2}$ dar. An den Seitenflächen sind die Windkomponenten (u,v, η) definiert und am Massemittelpunkt Temperatur, Flüssigwasser und Feuchte (hier als Θ zusammengefasst).	25
Abbildung 10: Schema des vertikalen Koordinatensystems und Strömungscharakteristika für die bodennahe Strömung und in der freien Atmosphäre. Die Linien stellen die halben Level- $k\pm\frac{1}{2}$ dar, wobei das unterste Level sich an die Orographie (grau) anschmiegt.....	25
Abbildung 11: Niederschlag [mm/Monat] im Bereich um die Alpen a) in REMO (10x10 km) und b) beobachtet (Schwarb 2000) sowie c) die relative Differenz [%] REMO-Beobachtung. Die Darstellung erfolgt in Schummerung, so dass die Topographie durch Licht-/Schattenwirkung ersichtlich ist. Die Lichtquelle befindet sich im Nordwesten.....	42
Abbildung 12: Verdriftung der Wolken und der Niederschlagspartikel bei einer maximalen Formationszeit von 1000 s und einer Regenrate von 5 mm/h am Erdboden und einer mittleren Windgeschwindigkeit von 10 m/s.....	44
Abbildung 13: Schematisches Profil einer REMO Säule mit 2 Wolken. Als Fallhöhe des Niederschlags wird die Wolkenbasis der mächtigeren Wolke genommen. In	

- diesem Fall die höhere Wolke mit der Wolkenmächtigkeit h_2 . Der Gesamtwind, der für die Verdriftung des Niederschlags benutzt wird, ergibt sich durch die höhengewichtete Mittelung der Winde unterhalb der Wolkenbasis. 47
- Abbildung 14: Schema der Niederschlagsadvektion für skaligen Niederschlag (oben) und konvektiven Niederschlag (unten). Der Niederschlag der Gitterbox (3,5) mit 5 mm/h wird nach rechts oben advehiert. Die Überschneidung der verdrifteten Zelle mit den 4 Zielgitterzellen betragen 10 %, 15 %, 25 % und 50 %. 48
- Abbildung 15: Cold-Bubble-Test für das nichthydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150, 300 und 900 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K..... 53
- Abbildung 16: Cold-Bubble-Test für das hydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150 und 300 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K..... 54
- Abbildung 17: Warm-Bubble-Test für das nichthydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150, 300 und 600 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K..... 56
- Abbildung 18: Warm-Bubble-Test für das hydrostatische Modell. Potentielle Temperaturabweichung vom 300 K Temperaturfeld nach 30, 150 s. Die Modellauflösung beträgt $\Delta x = \Delta z = 100$ m. Das Konturintervall beträgt 1 K..... 57
- Abbildung 19: 24h Vorhersage des reduzierten Bodendrucks gestartet am 17.01.1987 00UTZ für a) das hydrostatische Modell und b) das nichthydrostatische Modell..... 58
- Abbildung 20: Jahresgang a) der Temperatur und b) des Niederschlags für Deutschland. Die Daten des DWD schwarz, von REMO_{hydrostatisch} braun und von REMO_{nichthydrostatisch} blau eingezeichnet..... 60
- Abbildung 21: Änderung der a) 2m Jahresmitteltemperatur [°C] und b) des Jahresniederschlags [%] durch die nichthydrostatische Erweiterung von REMO. Grüne und blaue Bereiche stellen Gebiete mit Temperaturabnahmen/Niederschlagszunahmen und gelb-rote Bereiche Temperaturzunahmen/Niederschlagsabnahmen dar..... 61
- Abbildung 22: Jahresniederschlag (1990) für a) REMO_{nichthydrostatisch} und b) REMO_{Standard}. 61
- Abbildung 23: Konvektiver Niederschlag für Juli 1990 für a) REMO_{nichthydrostatisch} und b) REMO_{Standard} 62
- Abbildung 24: Vertikalschnitt für a) REMO_{hydrostatisch} und b) REMO_{nichthydrostatisch} durch die Vogesen, Schwarzwald und schwäbische Alb. Dargestellt ist die Vertikalgeschwindigkeit [cm/s] als Monatsmittel für den Juli 1990. Die blauen Bereiche stellen Aufwinde und die roten Bereiche Abwinde dar..... 62
- Abbildung 25: Jahressumme des Niederschlags in Deutschland gemittelt über die Jahre 1981-1990 für a) regionalisierte Beobachtungen des DWD (REGNIE), b) simulierten Niederschlag in REMO, c) postprozessierten Niederschlag mit Offline-

Advektion des Niederschlags, d) wie c jedoch zusätzlich mit Berücksichtigung des Wolkenwassertransports für den skaligen Niederschlag.	67
Abbildung 26: Prozentuale Abweichung des Jahresniederschlags (1981-1990) von REMO zu REGNIE für a) REMO ohne Advektion und b) REMO mit Offline-Advektion. Rote/Blaue Farben kennzeichnen Gebiete, wo REMO weniger/mehr Niederschlag als in den REGNIE-Beobachtungen simuliert.....	68
Abbildung 27: Prozentuale Abweichung des Jahresniederschlags (1981-1990) von REMO mit Niederschlagsadvektion und zusätzlich mit Berücksichtigung des Wolkenwassertransports für den skaligen Niederschlag zu REGNIE. Rote/Blaue Farben kennzeichnen Gebiete, wo REMO weniger/mehr Niederschlag als in den REGNIE-Beobachtungen simuliert.	68
Abbildung 28: Querschnitt des Jahresniederschlags (1981-1990) durch den Schwarzwald bei etwa 49 °N (oben) sowie durch den Schwarzwald bei etwa 47,6 °N (unten) für DWD Beobachtungsdaten (blau), REMO Niederschlag (rot), Niederschlag bei Beachtung der Advektion des Niederschlags (grün), sowie mit zusätzlichem Weitertransport des Niederschlags um eine Gitterbox (grün mit Punkten).	70
Abbildung 29: Maximale jährliche Fünf-Tagessumme des Niederschlags [mm/5 Tage] gemittelt über die Jahre 1981-1990 für a) regionalisierte Beobachtungen des DWD (REGNIE), b) simulierten Niederschlag in REMO, c) Niederschlag mit Advektion des Niederschlags (zweites Schema).	71
Abbildung 30: 95 Perzentil des Niederschlags [mm/d] für die Jahre 1981-1990 für a) regionalisierte Beobachtungen des DWD (REGNIE), b) simulierter Niederschlag in REMO, c) postprozessierter Niederschlag (zweites Schema) mit Offlineadvektion des Niederschlags.....	72
Abbildung 31: Jahresniederschlag [mm/Jahr] von 1990 für a) REMO mit Online-Advektion des Niederschlags, b) Offline-Advektion des Niederschlags und c) REMO Standard (ohne Advektion).....	73
Abbildung 32: Relative Niederschlagsänderung [%] für das Jahr 1990: REMO mit Online-Advektion minus REMO Standardversion	74
Abbildung 33: Süddeutschland: Jahresgang des Niederschlags [mm/Monat] für REMO _{online} (blau) und REMO _{Standard} (rot) sowie die relative Änderung [%] des Niederschlags (schwarz) durch die Einführung der Online-Advektion	75
Abbildung 34: Temperaturänderung [°C] für das Jahr 1990: REMO mit Online-Advektion minus REMO Standardversion	76
Abbildung 35: Süddeutschland: Jahresgang der Temperaturänderung [°C] durch die Einführung der Online-Advektion.....	76
Abbildung 36: Änderung des Bodenwasserreservoirs [%] für das Jahr 1990: REMO mit Online-Advektion minus REMO Standardversion	77
Abbildung 37: Süddeutschland: Jahresgang des Bodenwasserreservoirs [m Wassersäule] für REMO _{online} (blau) und REMO _{Standard} (rot) sowie die Änderung [m] der Bodenfeuchte (schwarz) durch die Einführung der Online-Advektion	78

- Abbildung 38: Süddeutschland: Jahresgang der Änderung der Wolkenbedeckung [%] durch die Einführung der Online-Advektion 78
- Abbildung 39: Das MOSAIC Infrarot Satellitenbild (links) zeigt die Zyklone Caroline vom 17.02.1997. (<http://www.cnrm.meteo.fr/dbfastex/atlas/index.html> Stand: 24.02.2008) Die AVHRR Kanal 5 Aufnahme (rechts) des Nordatlantiks um 04 UTZ zeigt eingebettet im Kaltluftausbruch ein kommastrukturiertes Wolkencluster. 81
- Abbildung 40: Regenrate in mm/h über dem Nordatlantik vom 17.02.1997 von a) HOAPS (um etwa 09 UTZ), b) REMO_{Standard} und c) REMO_{Konvektion} als Stundesumme zwischen 08 bis 09 UTZ. Rot eingekreist ist der Bereich der hohen postfrontalen Niederschläge in HOAPS. Die Landbereiche sind grau, bei HOAPS zusätzlich noch ein 50 km breiter Küstenstreifen und der von Meereis bedeckte Ozean. 83
- Abbildung 41: Visuell ausgewertete Niederschlagsbilder von HOAPS, ERA40 und REMO_{Standard} auf das Vorhandensein von postfrontalen Niederschlägen bezüglich der Anzahl (oben) und dem Vergleich der Niederschlagsraten zwischen HOAPS und ERA40 sowie HOAPS und REMO_{Standard} (unten). Die gleichmäßige Struktur beim Vergleich mit REMO ergibt sich durch die diskrete Darstellung der REMO-Bilder. Die Bilder stellte Herr Ch. Klepp zur Verfügung. 84
- Abbildung 42: Regenrate in mm/h über dem Nordatlantik vom 17.02.1997 von a) HOAPS (um etwa 09 UTZ), b) REMO_{Standard} (20x20 km²), c) REMO_{Konvektiv} (20x20 km²) d) REMO_{nichthydrostatisch} (20x20 km²), e) REMO_{nichthydrostatisch} (5x5 km²) und f) REMO_{nichthydrostatisch} (5x5 km²) auf 20x20 km² interpoliert. Die REMO-Ergebnisse stellen die Stundesumme zwischen 8:00 bis 9:00 UTZ dar. Rot eingekreist ist der Bereich der hohen postfrontalen Niederschläge in HOAPS. Die Landbereiche sind grau dargestellt und bei HOAPS zusätzlich noch ein 50 km breiter Küstenstreifen und der von Meereis bedeckte Ozean. 87
- Abbildung 43: Vertikaler Temperaturgradient [K/100m] vom 17.02.1997 09:00 UTZ zwischen zweiten Modelllevel (etwa 100 m über Grund) und Oberfläche in REMO_{hydrostatisch} 88
- Abbildung 44: Temperaturdifferenz am 17.02.1997 09:00 UTZ auf einer Druckfläche von 750 hPa zwischen a) REMO_{nichthydrostatisch} minus REMO_{Standard} sowie b) REMO_{Konvektiv} minus REMO_{Standard}. 89
- Abbildung 45: Überblick über die Modellgebiete.....107

V. Abkürzungsverzeichnis

Abkürzung	Erklärung
%	- Prozent
°	- Grad
° C	- Grad Celsius
° N	- Grad nördliche Breite
° O	- Grad östlicher Länge
∅	- Durchmesser
AOGCM	- Gekoppeltes Atmosphären-Ozean General Circulation Model
AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
BP	- Vor Heute
CFL-Kriterium	- Courant-Friedrich-Levy-Kriterium
C-Gitter	- Versetztes Gitter Typ C nach Arakawa
CLM	- Climate version of LM
cm	- Zentimeter
DJF	- meteorologischer Nord-Winter (Dezember – Februar)
DWD	- Deutscher Wetterdienst
ECHAM	- Globales atmosphärisches Zirkulationsmodell des Max-Planck-Institutes für Meteorologie, aufbauend auf dem des Zirkulationsmodell des EZMW
EUR	- Europäische Währung
EZMW	- Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage
GCM	- General Circulation Model
HOAPS	- Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data
hPa	- hekto Pascal
ICOHAM	- ICOSahedral hydrostatic general circulation model with the physical package of echAM

Abkürzung	Erklärung
ICON	- ICOSahedral Nonhydrostatic general circulation model
IPCC	- Intergovernmental Panel on Climate Change
IPCC SRES	- IPCC Special Report on Emission Scenarios
JJA	- meteorologischer Nord-Sommer (Juni – August)
K	- Kelvin
km	- Kilometer
l	- Liter
LAI	- Leaf Area Index (Blattflächenindex)
LM	- Lokal Modell
LPJ-GUESS	- Gemeinsam entwickeltes Ökosystemmodell aus Lund, Potsdam und Jena
m	- Meter
m ²	- Quadratmeter
MAM	- meteorologisches Nord-Frühling (März – Mai)
mm	- Millimeter
MM5	- Mesoscale Meteorology Model 5
MPI-M	- Max-Planck-Institut für Meteorologie
MPI-OM	- Ozeanmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
nm	- Nanometer (10 ⁻⁹ m)
NMM	- NCEP Mesoscale Model
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
OPYC	- Globales Ozeanzirkulationsmodell mit Dichtekoordinaten
PFL	- Post Frontal Low

Abkürzung	Erklärung
REGNIE	- Regionalisierter Niederschlag des DWD
REMO	- REgional MOdell
SE	- Sedimentation
SON	- meteorologischer Nord-Herbst (September – November)
Std	- Stunde
WGS84	- World Geodetic System 1984
WP	- Wolkenphysikalische Prozesse
WRF	- Weather Research and Forecasting Model

VI. Symbolverzeichnis

Symbol	Bedeutung
a	- Radius der Erde; Konstante beim Potenzgesetz
α	- spezifische Dichte
$A(\eta)$	- Druck Vertikalparameter
Aq_k^f	- Advektion des flüssigen konvektiven Niederschlagsflusses
Aq_s^f	- Advektion des flüssigen skaligen Niederschlagsflusses
Aq_k^s	- Advektion des festen konvektiven Niederschlagsflusses
Aq_s^s	- Advektion des festen skaligen Niederschlagsflusses
b	- Parameter beim Potenzgesetz
$B(\eta)$	- Sigma Vertikalparameter
D	- Durchmesser
D_0	- mittlerer Durchmesser
Δh_k	- Schichthöhe der aktuellen Schicht
Δt	- Zeitschritt
Δx	- Gitterpunktabstand in x-Richtung, Advektionsweite des Niederschlags in x-Richtung
Δy	- Gitterpunktabstand in y-Richtung, Advektionsweite des Niederschlags in y-Richtung
ε	- Konversionsfaktor zwischen hydrostatischen und nichthydrostatischen Druck
f	- Coriolisparameter
Φ	- Phi, Geopotential
F_{Qd}	- diabatische Prozesse bei der prognostischen Gleichung für den Wasserdampf
F_{Qw}	- diabatische Prozesse bei der prognostischen Gleichung für das Flüssigwasser
F_T	- diabatische Prozesse bei der prognostischen Gleichung für die

Symbol	Bedeutung
	Temperatur
F_u	- diabatische Prozesse bei der prognostischen Gleichung für die Windkomponente u
F_v	- diabatische Prozesse bei der prognostischen Gleichung für die Windkomponente v
g	- Erdbeschleunigung
η	- Eta-Vertikalkoordinate
$\dot{\eta}$	- Vertikalgeschwindigkeit im Drucksystem
h_{Regen}	- Höhe der Wolke, aus der Regen fällt
φ	- Phi, y-Koordinate
k	- Aktuelle Schicht in REMO
KE	- Anzahl der Schichten in REMO
λ	- Lambda, x-Koordinate, Parameter des Anstiegs in der Marshall-Pallmer-Verteilung
μ	- Gewichtskraft der Schicht
∇	- Nabla Operator
N_0	- Verteilungsparameter bei der Marshall-Palmer-Verteilung
p	- Druck
π	- hydrostatischer Druck
π_0	- Referenzdruck 1.000 hPa
π_s	- Bodendruck
π_t	- Druckniveau bei dem das Vertikalkoordinatensystem vom Sigma System zum reinen Drucksystem wechselt
Θ	- Theta, potentielle Temperatur; Platzhalter für eine Größe
Q_d	- Wasserdampf
q_k^r	- flüssiger konvektiver Niederschlagsfluss

Symbol	Bedeutung
q_s^r	- flüssiger skaliger Niederschlagsfluss
q_k^s	- fester konvektiver Niederschlagsfluss
q_s^s	- fester skaliger Niederschlagsfluss
Qw	- Flüssigwasser
R	- Niederschlagsintensität
σ	- Sigma
s	- Sekunde
SE	- Sedimentation
T	- Temperatur
t	- Zeit, Zeitpunkt
t_w	- mittlere Formationszeit
u	- Wind in x-Richtung
$u_{\text{Wolkenbasis}}$	- u-Wind auf Höhe der regnenden Wolke
v	- Wind in y-Richtung
\vec{v}_H	- Horizontale Windkomponenten u und v als Vektor
v_s	- Sedimentationsgeschwindigkeit
$v_{\text{Wolkenbasis}}$	- v-Wind auf Höhe der regnenden Wolke
W	- Vertikalwind
ω	- Omega, totales Differential des Drucks nach der Zeit
WP	- Wolkenphysikalische Prozesse
x, y, z	- Kartesische Koordinaten
x_r	- Radius der Störung in x-Richtung
x_z	- Position der Störung in x-Richtung
ψ	- Verhältnis zwischen nichthydrostatischem Druck und Gewichtskraft der Schicht

Symbol	Bedeutung
z_r	- Radius der Störung in z-Richtung
z_{veg}	- Rauigkeitslänge durch Vegetation
z_z	- Position der Störung in z-Richtung

VII. Danksagung

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des Sonderforschungsbereichs SFB 512 „Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks“, TP F2 sowie F5 erstellt.

Als erstes möchte ich Biljana Krul für Ihr unermüdliches Durchforsten der REMO Bilder nach postfrontalen Niederschlägen danken.

Prof. Dr. Hartmut Graßl danke ich für die Betreuung und Begutachtung der Arbeit.

Für die motivierende Betreuung und warmherzige Aufnahme ins Institut danke ich besonders Frau Dr. Daniela Jacob.

Den Mitarbeitern der Gruppe um die regionale Klimamodellierung vom Max-Planck-Institut für Meteorologie danke ich für die tolle Zusammenarbeit.

Dem DKRZ und CIS danke ich für die zur Verfügungstellung von Hochleistungsrechnern, ohne die kein Experiment mit REMO bzw. keine Auswertung möglich gewesen wäre.

Dipl.-Ing. Uwe Schulzweida danke ich für den Einbau meiner zahlreichen Wünsche in das Programmpaket CDO, wodurch viele Auswertungen erheblich erleichtert wurden.

Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Freundin Miriam Sahl und meinen Eltern für die unermüdliche Unterstützung.

Ein Dankeschön an viele andere ...

Die gesamten Veröffentlichungen in der Publikationsreihe des MPI-M
„Berichte zur Erdsystemforschung“,
„Reports on Earth System Science“,
ISSN 1614-1199

sind über die Internetseiten des Max-Planck-Instituts für Meteorologie erhältlich:

<http://www.mpimet.mpg.de/wissenschaft/publikationen.html>

