

Großskalige Sekundärzirkulationen im regionalen Klimamodell COSMO-CLM

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
eingereicht im Fachbereich für Geowissenschaften
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

M.Sc. Nico Becker

Berlin, September 2015

Nico Becker, *Großskalige Sekundärzirkulationen im regionalen Klimamodell
COSMO-CLM*

1. Gutachter: Prof. Dr. Uwe Ulbrich
Freie Universität Berlin
Fachbereich Geowissenschaften
Institut für Meteorologie
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin, Deutschland

 2. Gutachter: Prof. Dr.-Ing. Rupert Klein
Freie Universität Berlin
Fachbereich Mathematik & Informatik
Institut für Mathematik
Arnimallee 2-6
14195 Berlin, Deutschland
- Disputationstermin: 12. Januar 2016

Publikationen

Einige der Inhalte und Abbildungen dieser Arbeit sind bereits in folgender Veröffentlichung erschienen:

Nico Becker, Uwe Ulbrich, und Rupert Klein (2015), Systematic large-scale secondary circulations in a regional climate model. *Geophysical Research Letters*, 42(10):4142–4149.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	xi
Abstract	xiii
1 Einleitung	1
1.1 Grundlagen und Probleme regionaler Klimamodelle	1
1.2 Ziel der Arbeit	9
1.3 Struktur der Arbeit	9
2 Modelle und Daten	11
2.1 COSMO-CLM	11
2.1.1 Rotiertes Koordinatensystem	12
2.1.2 Geländefolgende Vertikalkoordinaten	13
2.1.3 Integration der Modellgleichungen	14
2.1.4 Formulierung der Randbedingungen	16
2.1.5 Rayleigh-Dämpfung	17
2.1.6 Physikalische Parametrisierungen	18
2.1.7 INT2LM	19
2.2 ECHAM5	20
2.2.1 Parametrisierung orographischer Effekte	20
2.3 Die Konsortialläufe	21
2.3.1 Modelltopographie	22
2.3.2 Verwendete Daten	23
3 Methoden	25
3.1 Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation	25
3.1.1 Einführung	25
3.1.2 Der SANDRA-Algorithmus	26
4 Aufspaltung der Regionalmodellfelder	31
4.1 Allgemeine Aufspaltung	31
4.2 Aufspaltung der Windfelder	32
5 Klimatologie der Sekundärzirkulation	33

5.1	Langjähriges Mittel	33
5.2	Saisonale Mittel	36
5.3	Jahreszeitlicher Verlauf	38
5.4	Interannuelle Variabilität	40
6	Zielorientierte Clusteranalyse	43
6.1	Vorbereitung der Daten	43
6.2	Bestimmung einer geeigneten Anzahl von Klassen	44
7	Sekundärzirkulation im Winter	51
7.1	Einfluss der großskaligen Strömungssituation	51
7.2	Vertikale Struktur der Sekundärzirkulation	55
7.2.1	Querschnitt 1 – Überströmung der Alpen	60
7.2.2	Querschnitt 2 – Großskalige Wirbelstruktur	61
7.2.3	Querschnitt 3 – Östlicher Modellrand	64
7.3	Einfluss der Alpen auf die Sekundärzirkulation	66
7.3.1	Einführung der Froude-Zahl	66
7.3.2	Vergleich der Froude-Zahlen im CCLM und ECHAM5	68
7.3.3	Froude-Zahl und Sekundärzirkulation	70
7.4	Zeitliche Entwicklung der Sekundärwirbel	72
8	Sekundärzirkulation im Sommer	77
8.1	Einfluss der großskaligen Strömungssituation	77
8.2	Einfluss der Etesien	78
9	Sekundärzirkulation in verschiedenen Modellkonfigurationen	85
9.1	Beschreibung der Modellexperimente	85
9.2	Verschiebung der Modellränder	87
9.2.1	Verschiebung des Ostrands	88
9.2.2	Verschiebung des Westrands	90
9.2.3	Verschiebung des Südrands	93
9.2.4	Auswirkungen auf die Modellphysik	95
9.2.5	Großes Modellgebiet	97
9.3	Weitere Modellkonfigurationen	99
10	Diskussion	103
11	Stichpunktartige Zusammenfassung	115
A	Berechnung der Querschnitte	117
	Glossar	119
	Literaturverzeichnis	120
	Abbildungsverzeichnis	130

Abkürzungsverzeichnis	135
Symbolverzeichnis	137
Danksagungen	141
Selbstständigkeitserklärung	143

Zusammenfassung

Regionale Klimamodelle (RCMs) werden eingesetzt, um hochaufgelöste Simulationen innerhalb eines begrenzten Modellgebiets durchzuführen. Dazu werden sie am Modellrand mit gröber aufgelösten Antriebsdaten, z. B. Simulationen globaler Klimamodelle (GCMs), angetrieben. So fügen RCMs den Antriebsdaten kleinerskalige Details hinzu, die im antreibenden Modell nicht enthalten sind. Es kommt aber auch zu Abweichungen zwischen RCM und Antriebsdaten auf größeren räumlichen Skalen, die im Auflösungsbereich des antreibenden Modells liegen.

Ziel dieser Arbeit ist es, die ursächlichen Mechanismen großskaliger Zirkulationsanomalien in RCMs aufzudecken und deren Wechselwirkungen mit dem Modellrand zu untersuchen. Dazu wird eine RCM-Simulation mit dem CCLM über Europa mit einer Auflösung von $0,165^\circ$ analysiert, die mit einer GCM-Simulation mit dem ECHAM5 mit einer Auflösung von $1,875^\circ$ angetrieben wurde. Die RCM-Felder werden formal in einen primären und einen sekundären Anteil aufgespalten, wobei ersterer den Antriebsdaten und letzterer den Abweichung des RCM davon entspricht. In den klimatologischen Mitteln zeigt sich im RCM eine großskalige Zirkulation relativ zu den Antriebsdaten, die als Sekundärzirkulation (SZ) bezeichnet wird. Die SZ kann lokal deutlich mehr als 10 % der Windgeschwindigkeiten in den Antriebsdaten erreichen. Die Durchführung einer Clusteranalyse ergibt im Winter eine starke Abhängigkeit der SZ von der großskaligen Strömungssituation im Modellgebiet. Die stärkste SZ ergibt sich bei einer starken nordwestlichen Anströmung der Alpen, wobei sich tripolartig angeordnete Sekundärwirbel stromabwärts der Alpen bilden. Die Wirbel erstrecken sich vertikal über die gesamte Troposphäre und erreichen je nach Höhe Geschwindigkeiten über zu 5 m/s. Die Analyse der Froude-Zahlen stromaufwärts der Alpen zeigen, dass auflösungsbedingte Unterschiede der orographischen Effekte der Alpen im RCM und GCM zur Bildung eines relativ stationären antizyklonalen Sekundärwirbels beitragen. Innerhalb von Trögen in den Feldern der geopotentiellen Höhe liegen zyklonale Sekundärwirbel, die sich synchron mit den Trögen verlagern. Am Modellrand des RCMs treten Sekundärströmungen von über 2 m/s auf, die parallel zum Modellrand verlaufen und mit Anomalien im Bedeckungsgrad einhergehen. Im Sommer zeigt sich ein persistenter antizyklonaler Sekundärwirbel im Modellgebiet, der weitestgehend unabhängig von der großskaligen Strömung ist. Es gibt Hinweise darauf, dass die Etesien zur Entstehung dieses Wirbels beitragen.

Allgemein kann die SZ als eine Art Ausgleichsströmung interpretiert werden. Modifikationen der durch die Antriebsdaten vorgeschriebenen Massenflüsse innerhalb des RCMs können das Modellgebiet auf Grund der vorgeschriebenen Randbedingungen

nicht verlassen und müssen innerhalb des Modellgebiets ausgeglichen werden. Die Modifikationen werden u. a. durch unterschiedlich starke orographische Reibung im RCM und GCM verursacht. Die räumliche Ausdehnung der Sekundärwirbel wird durch die Modellränder begrenzt. Anhand einer Reihe von CCLM-Simulationen wird gezeigt, dass die Eigenschaften der Sekundärwirbel stark von der Lage der Modellränder abhängen, wobei sich sowohl Größe als auch Amplitude der Wirbel im gesamten Modellgebiet verändern. Eine Verringerung der horizontalen Auflösungen des CCLMs und ebenso die Anwendung von Spectral Nudging führt zu einer Abschwächung der SZ.

Auf Grund der ursächlichen Mechanismen kann davon ausgegangen werden, dass die SZ in allen RCMs auftritt, die nach dem Verfahren des One-Way-Nestings betrieben werden. Die SZ wirkt sich sowohl auf die vertikale Druck- und Temperaturverteilung, als auch auf den Niederschlag und die Wolkenbedeckung aus. Die Eigenschaften der SZ zeigten sich aber erst durch die Untersuchung unterschiedlicher Wetterlagen. Deshalb ist eine Berücksichtigung der SZ unter Einbeziehung der großskaligen Strömungssituation bei der Evaluierung von RCMs zu empfehlen, um mögliche systematische Fehler in den Modellen aufdecken zu können.

Abstract

Regional climate models (RCMs) are used to add smaller scales to coarser resolved driving data, e. g. from global climate models (GCMs), by using a higher resolution on a limited domain. However, RCMs do not only add scales which are not resolved by the driving model but also deviate from the driving data on larger scales. Thus, RCMs are able to improve the large scales prescribed by the driving data, particularly in areas with complex terrain. However, large scale deviations can also lead to instabilities at the model boundaries. A systematic analysis of large scale deviations between RCMs and the driving data, in particular regarding the impact of orography and the interactions with the model boundaries, is missing in the literature.

The aim of this work is to study these interactions and to uncover the driving mechanisms of large scale circulation anomalies in RCMs. An RCM simulation with the CCLM at a resolution of $0,165^\circ$ over Europe, forced with a $1,875^\circ$ resolution ECHAM5 simulation, is analysed. The RCM fields are interpreted as the sum of a primary and a secondary part, with the former being equivalent to the driving data and the latter representing the deviations of the RCM from the driving data. The climatological fields show large scale circulation anomalies in the RCM relative to the driving data, which are referred to as the secondary circulation (SC). The SC can reach locally more than 10 % of the wind speeds in the driving data. A cluster analysis shows that in winter the SC depends strongly on the large scale flow conditions within the RCM domain. The strongest SC occurs together with a strong north-westerly flow approaching the Alps, with an anticyclonic secondary vortex downstream of the Alps and two cyclonic vortices east and west of it. The vortices spread vertically through the whole troposphere and reach more than 6 m/s, depending on the height. An analysis of the Froude numbers of the flow approaching the Alps shows a strong relationship between the flow situation in the Alpine region, which is modified by the different representation of orographic effects in the RCM and GCM, and the strength of the SC. While the anticyclonic secondary vortex is relatively stationary and related to the topography, the cyclonic vortices and the associated negative geopotential height (GPH) anomalies occur within troughs of the GPH field and move at the same speed through the domain. At the RCM boundary strong currents of more than 2 m/s occur in the SC field parallel to the boundary. In summer the SC shows a persistent anticyclonic secondary vortex, which is basically independent of the large scale flow conditions. There are strong hints that this persistence is due to the etesian winds. The etesian winds, a strong and relatively constant northerly wind regime occurring in summer in the eastern Mediterranean,

is accelerated in the RCM when crossing the Turkish highlands, modifying the flow in the whole vertical column of the troposphere.

The SC can be interpreted as a balancing flow. Modifications of the mass flux, which are caused in the RCM e. g. due to different orographic forcings, cannot exit the RCM domain due to the prescribed lateral boundary conditions. Instead the mass fluxes have to be balanced within the RCM domain forming closed secondary vortices. Additional simulations with the CCLM show that the SC strongly depends on the position of the lateral boundaries. If the boundaries are relocated, also the strength of the local flow modifications due to orographic forcings in the centre of the domain is modified. A reduction of the horizontal resolution, as well as the application of the spectral nudging technique lead to a weakening of the SC. Although only one specific RCM was considered, the underlying mechanisms suggest that the SC can be regarded as a common feature of one-way nested RCMs with prescribed inflow and outflow conditions. Since the SC also affects the pressure and temperature profiles, it has the potential to produce systematic large-scale biases in RCMs. Therefore, a consideration of the SC in the process of RCM evaluation is highly recommended.

Einleitung

1.1 Grundlagen und Probleme regionaler Klimamodelle

Das Klimasystem der Erde besteht aus einer Vielzahl von physikalischen, chemischen und biologischen Prozessen, die auf komplexe Weise miteinander gekoppelt sind. Diese Prozesse wirken und wechselwirken auf unterschiedlichsten räumlichen und zeitlichen Skalen. Das wiederum stellt eine große Herausforderung für die Untersuchung der Mechanismen und Zusammenhänge innerhalb des Klimasystems dar. Zu den wichtigsten Werkzeugen zur Untersuchung des Klimasystems gehören globale gekoppelte Atmosphären-Ozean-Modelle, oder allgemeiner, globale Klimamodelle (GCMs). Die Leistungsfähigkeit dieser Modelle wird vor allem durch die verfügbaren Rechenkapazitäten eingeschränkt. Deshalb liegen die gängigen horizontalen Auflösungen von GCM-Simulationen in der Größenordnung von hundert bis zweihundert Kilometern.

In den 80er Jahren wuchs der Bedarf nach höher aufgelösten Klimadaten, um potentielle Auswirkungen des Klimawandels auch auf der regionalen Skala besser einschätzen zu können (Giorgi, 2006). Infolge dessen begann die Entwicklung sogenannter regionaler Klimamodelle (RCMs). Sie verfolgen den Ansatz, die Modellgleichungen nur innerhalb eines begrenzten Gebiets zu lösen, um so die Auflösung des Modellgitters erhöhen zu können. Seit den Anfängen der regionalen Klimamodellierung wurde eine Vielzahl verschiedener RCMs entwickelt. Diese Modelle werden heute an den meisten größeren Forschungseinrichtungen, die sich mit der Modellierung des Klimasystems beschäftigen, weltweit betrieben. Die Auflösungen heutiger RCMs liegen in Größenordnungen von 1 bis 50 km.

Die Verwendung von RCMs zur Erzeugung hoch aufgelöster Klimasimulationen wird auch als dynamische Regionalisierung bezeichnet. Das Verfahren beruht

auf der numerischen Lösung der hydro-thermodynamischen Grundgleichungen und erlaubt es, die räumliche und zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Prozesse zu simulieren. Eine Alternative zur dynamischen Regionalisierung ist die statistische Regionalisierung. Bei der statistischen Regionalisierung werden Verfahren wie lineare Modelle oder künstliche neuronale Netze verwendet, um aus grob aufgelösten Daten Informationen auf einer feineren räumlichen Skala zu generieren (Wilby et al., 1998). Ein Nachteil der dynamischen Regionalisierung ist der hohe Rechenaufwand der zur Lösung der Modellgleichungen aufgebracht werden muss. Ein Vorteil gegenüber statistischen Methoden ist aber, dass die Regionalisierung, also das Hinzufügen der Auswirkungen kleinerer Prozesse, auf Grund von physikalischen Gesetzmäßigkeiten erfolgt, und nicht durch rein statistische Methoden. So können z. B. Extremereignisse besser erfasst werden.

Bereits die ersten RCMs, die in den späten 1980er Jahren entwickelt wurden, arbeiteten nach dem Verfahren des sogenannten One-Way-Nestings (Dickinson et al., 1989; Giorgi und Bates, 1989). Das One-Way-Nesting ist auch heute noch das am weitesten verbreitete Verfahren in der Regionalmodellierung. Als Ausgangsdaten dienen hier grob aufgelöste Modell- oder Reanalysedaten. Diese sogenannten Antriebsdaten werden zunächst dazu verwendet, um die dreidimensionalen Felder zur Initialisierung des ersten Zeitschritts des feiner aufgelösten RCMs zu erzeugen. Insbesondere die Vertikalinterpolation auf das Modellgitter des RCMs ist problematisch, da die gesamte atmosphärische Luftsäule an die komplexere Topographie des RCMs angepasst werden muss. Nach der Initialisierung einer RCM-Simulation beginnt die zeitliche Integration der Modellgleichungen. Dabei werden die Antriebsdaten an jedem Integrationsschritt an den Rändern des Modellgebiets vorgeschrieben. Das RCM wird so durch die gröber aufgelösten Daten an den Rändern angetrieben, eine Rückkopplung zum antreibenden Modell findet aber nicht statt. Das One-Way-Nesting erlaubt es, dass das RCM unabhängig vom antreibenden Modell betrieben werden kann und macht den Einsatz von RCMs damit sehr flexibel.

Alternativ zum One-Way-Nesting existiert das Verfahren des Two-Way-Nestings (Lorenz und Jacob, 2005; Bowden et al., 2012). Hier werden während der Integration Informationen zwischen RCM und antreibendem Modell in beiden Richtungen ausgetauscht. Dies geschieht in einer komplexen Abfolge von Kopplungsschritten. Dieses Verfahren hat den Vorteil, dass das RCM das antreibende Modell beeinflussen kann und so Randeffekte reduziert werden können. Der Nachteil des One-Way-Nestings besteht darin, dass das RCM nicht mehr unabhängig vom antreibenden Modell betrieben werden kann. Außerdem kann es u. a. durch die häufige Interpolation zwischen den unterschiedlich aufgelösten Modelltopographien zu Problemen in den Bodendruckfeldern kommen, was sich wiederum auf andere Variablen auswirken kann (S. Weiher, persönliche Kommunikation, 03.07.2015). Da in der Mehrzahl der RCM-Studien das One-Way-Nesting verwendet und es auch in dieser Arbeit eingesetzt wird, beziehen sich die folgenden Ausführungen auf dieses Verfahren.

An den Rändern des RCMs treffen die Lösungen zweier unterschiedlicher dynamischer Systeme aufeinander: die hochaufgelöste Atmosphäre des RCMs und die niedriger aufgelöste Atmosphäre des antreibenden Modells. Die mathematische Formulierung der Randbedingungen muss deshalb einerseits gewährleisten, dass die großskaligen Anteile der Felder gleichmäßig in das Modellgebiet ein- und ausströmen können. Andererseits muss möglichst verhindert werden, dass kleinskalige Anteile der räumlichen Felder, die sich innerhalb des RCMs entwickelt haben und in den Antriebsdaten nicht enthalten sind, am Modellrand reflektiert werden. [Davies \(1976\)](#) entwickelte dazu eine Methode, die es ermöglicht, die RCM-Felder innerhalb einer Relaxationszone mit einer Breite von einigen Gitterboxen gleichmäßig an die Antriebsdaten anzugleichen. Dieses Verfahren wird heute standardmäßig in RCMs eingesetzt.

Im Lauf der letzten Jahrzehnte hat die Forschung auf dem Gebiet der Regionalmodellierung umfangreiche Fortschritte gemacht, die in zahlreichen Übersichtsartikeln zusammengefasst wurden (z. B. [Giorgi und Mearns, 1999](#); [Wang et al., 2004](#); [Rummukainen, 2010](#)). So konnte beispielsweise gezeigt werden, dass RCMs in der Lage sind, die gröber aufgelösten Antriebsdaten zu verbessern ([Feser et al., 2011](#)). Dieser Mehrwert (engl.: added value), den RCMs gegenüber GCMs liefern, zeigt sich insbesondere in Regionen mit komplexer Topographie und in Küstenregionen. Darüber hinaus sind RCMs in der Lage, die großskalige Zirkulation der Antriebsdaten im Wesentlichen zu reproduzieren ([Sanchez-Gomez et al., 2009](#)). Wenn das Modellgebiet groß genug gewählt wird, um dem RCM die nötige "Freiheit" zu geben, die entsprechenden räumlichen Skalen zu modifizieren, kann sogar der großskalige Anteil der Zirkulation verbessert werden ([Diaconescu und Laprise, 2013](#)).

Es besteht aber weiterhin eine Reihe von Problemen und Kritikpunkten, die durch die Anwendung des One-Way-Nestings in Regionalmodellen hervorgerufen und bemängelt werden. [Warner et al. \(1997\)](#) gehen im Detail auf Probleme im Rahmen der Wettervorhersage ein, während [Giorgi und Mearns \(1999\)](#) und [Denis et al. \(2002\)](#) Probleme beschreiben, die bei der Anwendung von Regionalmodellen auf klimatologischen Zeitskalen aufkommen. Im folgenden wird eine Auswahl der wichtigsten Punkte besprochen, die für diese Arbeit von Relevanz sind.

1) Auflösungsunterschied zwischen RCM und antreibendem Modell

Der Regionalisierungsfaktor beschreibt den Auflösungsprung zwischen RCM und antreibendem Modell. Einerseits möchte man eine möglichst hohe Auflösung im RCM erreichen. Andererseits darf der Auflösungsunterschied zum antreibenden Modell nicht zu groß werden, damit der atmosphärische Zustand des RCMs nicht zu weit von dem der Antriebsdaten abdriftet. [Denis et al. \(2003\)](#) gehen der Frage nach, wie sich der Auflösungsunterschied zwischen RCM und antreibendem Modell auf die Güte der RCM-Simulation auswirkt. Wählt man einen sehr hohen Regionalisierungsfaktor, werden sich

im RCM zwar kleinskalige¹ Prozesse entwickeln, es ist allerdings fraglich, ob diese kleinskaligen Prozesse eine realistische Variabilität im klimatologischen Sinne darstellen, oder ob es sich dabei lediglich um numerisches Rauschen des Modells handelt. In der Praxis variieren die Auflösungsunterschiede zwischen RCM und antreibendem Modell stark und es werden Regionalisierungsfaktoren verwendet, die in der Regel zwischen 2 bis 10 liegen. Denis et al. (2003) zeigen anhand idealisierter Modellexperimente, dass Auflösungsunterschiede bis zum Faktor 12 sinnvolle Ergebnisse erzielen können.

2) Zeitliche Auflösung der Antriebsdaten

Eine weitere Problematik von RCMs ist die zeitliche Auflösung der Antriebsdaten. Diese wird im Wesentlichen durch den zur Verfügung stehenden Speicherplatz limitiert. In der Regel liegen Antriebsdaten mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden vor. Die Zeitschritte der numerischen Integration in RCMs liegen dagegen in einer Größenordnung von Sekunden bis Minuten. Da die Antriebsdaten aber an jedem Integrationsschritt vorgeschrieben werden, muss eine zeitliche Interpolation der Antriebsdaten durchgeführt werden. Diese in der Regel lineare Interpolation kann zu Artefakten in den Antriebsfeldern führen, da durch die Interpolation räumliche Verlagerungen nicht richtig erfasst werden. Hat sich beispielsweise ein Tiefdruckgebiet innerhalb von 6 Stunden von Punkt A nach Punkt B verlagert, wird es an den interpolierten Zeitschritten nicht zwischen den beiden Punkten liegen. Stattdessen wird sich innerhalb der 6 Stunden das Tiefdruckgebiet an Punkt A abschwächen und sich an Punkt B verstärken, ohne dass eine wirkliche Verlagerung stattfindet. Des Weiteren kann eine zu niedrige zeitliche Auflösung dazu führen, dass schnell ziehende Systeme in den Antriebsdaten erst gar nicht erfasst und somit auch nicht an das RCM übergeben werden (Denis et al., 2002). Nutter et al. (2004) zeigen in einem idealisierten Ensemble-Experiment, dass die zeitliche Auflösung der Antriebsdaten eine ebenso große Auswirkung auf Abweichungen zwischen Regionalmodell und Antriebsdaten haben kann wie die räumliche Auflösung der Antriebsdaten. Die Wahl einer hohen zeitlichen Auflösung der Antriebsdaten ist nur dann von Vorteil, wenn auch eine hohe räumliche Auflösung verwendet wird (Antic et al., 2004). Eine hohe zeitliche Auflösung allein führt dagegen kaum zu einer Verbesserung (Dimitrijevic und Laprise, 2005). Termonia (2003) hat gezeigt, dass die Berücksichtigung von zeitlichen Ableitungen der Antriebsdaten bei der zeitlichen Interpolation den Vorhersagefehler eines operationellen Regionalmodells verringern konnte.

3) Physikalische Parametrisierungen

Antriebsdaten einer RCM-Simulation können entweder einem anderen Mo-

¹Der Einfachheit halber werden die Bezeichnungen “kleine“ und “große“ Skalen als Kurzformen für “vom antreibenden Modell nicht aufgelöste“ und “vom antreibenden Modell aufgelöste“ Skalen verwendet.

dellensystem entstammen, oder mit dem gleichen RCM innerhalb eines größeren Modellgebiets mit größerer Auflösung erzeugt worden sein. Im ersten Fall ist es wahrscheinlich, dass im RCM und im antreibenden Modell unterschiedliche Parametrisierungen zur Berechnung nicht aufgelöster Prozesse verwendet wurden. Das kann dazu beitragen, dass sich insbesondere am Modellrand starke Gradienten ausbilden und es zu Instabilitäten der atmosphärischen Schichtung kommt. Dies wiederum hat die Auslösung von Schwerewellen (Warner et al., 1997) oder verstärkter Konvektion zur Folge. An den Modellrändern werden deshalb häufig anomale Niederschlagsmengen beobachtet (z. B. Seth und Giorgi, 1998; Browne und Sylla, 2012). Doch auch die Verwendung der gleichen Parametrisierungen im RCM und antreibendem Modell würde dieses Problem nicht vollständig beheben, da sich alleine der Auflösungsunterschied in der Wirkungsweise der Parametrisierungen bemerkbar machen würde (Denis et al., 2002). Daher lautet die gängige Empfehlung, Daten aus der Nähe des Modellrands nicht für Auswertungen zu verwenden.

4) Größe des Modellgebiets

Die Wahl des Modellgebiets liegt weitestgehend beim Anwender des RCMs, bzw. hängt von der Fragestellung der zugrunde liegenden Aufgabe ab. In internationalen Initiativen wie dem Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX) wurden Anstrengungen unternommen, um standardisierte Modellgebiete für verschiedene Regionen der Welt zu erstellen. Diese Standardisierung hat den Zweck die Vergleichbarkeit zwischen Simulationen mit unterschiedlichen RCMs zu erhöhen. Verschiedene Studien zeigen einen starken Einfluss der Größe des Modellgebiets auf die synoptisch-skalige Zirkulation (Jones et al., 1995) oder die simulierten Niederschlagsverteilungen (Seth und Giorgi, 1998). Allgemein lässt sich feststellen, dass eine Vergrößerung des Modellgebiets eine Vergrößerung der internen Variabilität in RCM-Simulationen nach sich zieht (Alexandru et al., 2007). Das Modellgebiet sollte groß genug sein, damit das RCM die kleinskaligen Prozesse während des Durchzugs der Luftmassen voll entwickeln kann (Leduc und Laprise, 2009). Ein großes Modellgebiet wiederum kann zu großskaligen Abweichungen des RCMs von den Antriebsdaten führen, mit dem Effekt, dass am Ausströmrand des RCMs unterschiedliche atmosphärische Zustände aufeinander treffen. Die Modellgebietsgröße sollte deshalb u. a. auch von der Qualität der Antriebsdaten abhängig gemacht werden (Rojas und Seth, 2003; Vannitsem und Chome, 2005). Bei Antriebsdaten aus GCM-Simulationen sollte ein eher großes Modellgebiet gewählt werden, damit das RCM die Defizite der niedrigen Auflösung des GCMs ausgleichen kann. Werden dagegen Reanalysen als Antriebsdaten verwendet, kann ein kleineres Modellgebiet gewählt werden, da so die RCM-Simulation dichter an den Antriebsdaten bleibt.

5) Mathematische Formulierung des Randwertproblems

Es wird häufig kritisiert, dass das Konzept des One-Way-Nestings und der Einführung der Relaxationszone nach [Davies \(1976\)](#) keine mathematisch saubere Lösung ist, sondern eher ein ingenieurstechnischer Ansatz (z. B. [Staniforth, 1997](#); [von Storch et al., 2000](#)). Das im RCM verwendete Gleichungssystem ist überbestimmt, da zu jedem Zeitschritt alle Variablen am Modellrand vorgeschrieben werden, was dort zu den bereits beschriebenen Instabilitäten führen kann. Versuche von [Davies \(1973\)](#), eindeutig bestimmte Lösungen der Modellgleichungen zu erhalten, indem nur die nach innen gerichteten Massenflüsse am Modellrand spezifiziert werden, waren für Simulationen auf klimatologischen Zeitskalen wenig erfolgversprechend ([Marbaix et al., 2003](#)).

Die Funktion, mit der die RCM-Felder innerhalb der Relaxationszone an die Antriebsdaten angeglichen werden, wird in verschiedenen Modellen unterschiedlich gewählt. Zum Einsatz kommen beispielsweise lineare ([Anthes et al., 1989](#)), parabolische ([Davies, 1976](#)) oder exponentielle Funktionen ([Giorgi et al., 1993b](#)). Sowohl die Art der Funktion, als auch die Anzahl der Gitterboxen, die durch die Funktion beeinflusst werden, wirken sich auf die Qualität der Simulation aus, gemessen anhand des numerischen Rauschens am Modellrand ([Marbaix et al., 2003](#)). In Simulationen des Asiatischen Monsuns wurde gezeigt, dass eine Verbreiterung der Relaxationszone zur Verbesserung der großskaligen Zirkulation in der oberen Troposphäre führt, eine Verkleinerung der Relaxationszone dagegen zu einer Verbesserung der mittleren und unteren Troposphäre ([Zhong et al., 2010](#)).

6) Systematische Fehler

Systematische Fehler in RCMs können durch systematische Fehler in den Antriebsdaten verursacht werden, die an das RCM übergeben werden. Sie können aber auch durch fehlerhafte Prozesse im RCM selber erzeugt werden. [Noguer et al. \(1998\)](#) zeigen anhand von Simulationen über Europa, dass insbesondere im Sommer RCM-interne Prozesse für Modellfehler in Variablen wie Niederschlag oder Wolkenbedeckung verantwortlich sind, da der Antrieb durch die Randbedingungen schwächer ausgeprägt ist und regionale Prozesse im RCM dominieren. In den anderen Jahreszeiten ist der Einfluss der Antriebsdaten dagegen deutlich größer. Deshalb konnte hier ein signifikanter Anteil der RCM-Fehler auf Fehler in der großskaligen Zirkulation des antreibenden GCMs zurückgeführt werden.

Das sogenannte Big-Brother-Experiment stellt eine idealisierte Methode dar, mit deren Hilfe einige der oben angesprochenen Probleme des One-Way-Nestings genauer untersucht worden sind ([Denis et al., 2002, 2003](#); [Koltzow et al., 2008](#)). Das Big-Brother-Experiment wurde entwickelt, um die folgende Hypothese zu testen: *Ein RCM ist dazu in der Lage, kleinerskalige klimatologische Effekte in realistischer Weise aus größerskaligen Antriebsdaten zu erzeugen.* Um diese Hypothese zu testen wird zunächst ein hochaufgelöster Referenzlauf durchgeführt,

welcher als „Big-Brother“ bezeichnet wird. In der Regel handelt es sich dabei um eine RCM-Simulation mit einem relativ großen Modellgebiet. Mit Hilfe eines Tiefpassfilters werden die kleinerskaligen Anteile der räumlichen Felder aus dem Referenzlauf herausgefiltert. Auf diese Weise wird der Referenzlauf auf das grobe Auflösungs-niveau üblicher GCM-Simulation gebracht. Dieser gefilterte Lauf wird nun als Antrieb für RCM-Simulationen mit kleineren Modellgebieten verwendet. Diese Simulationen werden als „Little-Brother“ bezeichnet. Nun kann überprüft werden, ob der Little-Brother in der Lage ist, die kleinen Skalen des ungefilterten Big-Brothers wiederherzustellen. Denis et al. (2002) haben gezeigt, dass dies insbesondere in Regionen mit komplexer Topographie gelingt, da hier der interne Antrieb durch die Topographie größer ist als der externe Antrieb durch die Randbedingungen.

Da RCMs aber nicht nur kleinerskalige Effekte zu den Antriebsdaten hinzu fügen, sondern häufig auch auf den größeren Skalen Abweichungen von den Antriebsdaten zeigen, wird in der Literatur oft die Frage gestellt, ob diese Modifikationen der großskaligen Felder durch RCMs realistisch und damit erwünscht sind, oder ob es sich dabei um unrealistische Effekte handelt, die in RCMs unterdrückt werden sollten. Um diese Frage zu beantworten wurde eine modifizierte Form des Big-Brother-Experiments, das sogenannte Imperfect-Big-Brother-Experiment, entwickelt (Diaconescu et al., 2007). So konnte u. a. untersucht werden, ob RCMs in der Lage sind, Fehler in den größeren Skalen der Antriebsdaten zu beheben (Diaconescu und Laprise, 2013). Die Ergebnisse zeigen, dass RCMs die Fehler teilweise beheben können. Diese Eigenschaft geht jedoch verloren, wenn die Fehler in den Antriebsdaten zu groß werden. Auch in diesen Simulationen wurden die größten Vorteile von RCMs weiterhin in der Simulation der kleineren Skalen, sowie in der Erfassung von extremen Ereignissen gesehen.

Spricht man über großskalige Abweichungen zwischen RCM und Antriebsdaten, muss unterschieden werden zwischen Abweichungen der klimatologisch gemittelten Felder und Abweichungen der instantanen Felder an einem bestimmten Zeitpunkt im Verlauf der Simulation. Systematische großskalige Anomalien in den klimatologisch gemittelten Feldern treten in verschiedensten Variablen und in unterschiedlichen Höhengniveaus auf. Betroffen sind sowohl prognostische Variablen der freien Atmosphäre, wie z. B. die Windfelder, aber auch parametrisierte Größen, wie die Temperatur in 2 m Höhe, der Druck auf Meeresniveau, Niederschlag und Strahlungsflüsse (Jaeger et al., 2008). Solche großskaligen Anomalien werden häufig auf die im RCM verwendeten Parametrisierungen zurückgeführt (Jacob et al., 2007; Giorgi et al., 2012). Um systematische Fehler zu reduzieren, können im Anschluss an RCM-Simulationen statistische Bias-Korrekturen durchgeführt (z. B. Christensen et al., 2008; Piani et al., 2010). Allerdings beruhen diese Verfahren häufig auf der Annahme von Stationarität und führen unter Umständen sogar zu einer Verschlechterung der Ergebnisse (Maraun, 2012).

Instantane Abweichungen des RCMs von den Antriebsdaten an einem be-

stimmten Zeitschritt treten beispielsweise auf, wenn sich Drucksysteme im RCM mit einer anderen Geschwindigkeit verlagern als in den Antriebsdaten. Treten diese instantanen Abweichungen unsystematisch auf, d. h. haben sie mal ein positives und mal ein negatives Vorzeichen, verschwinden sie durch eine zeitliche Mittelung und sind in den klimatologischen Feldern möglicherweise nicht zu erkennen. Dennoch können sie, wie bereits erwähnt, im Verlauf der Simulation zu Problemen am Modellrand führen, wenn dort unterschiedliche großskalige Bedingungen aufeinander treffen. Um dies zu verhindern, wurde das sogenannte Spectral Nudging eingeführt (von Storch et al., 2000) und in zahlreichen Studien verwendet (z. B. Radu et al., 2008; Liu et al., 2012). Beim Spectral Nudging werden die Antriebsdaten, wie im Standardverfahren des One-Way-Nestings, innerhalb der Relaxationszone am Modellrand vorgegeben. Darüber hinaus werden aber ausgewählte prognostische Variablen auch innerhalb des Modellgebiets an die Antriebsdaten gekoppelt. Dazu werden die Felder an jedem Zeitschritt in den Spektralraum transformiert und die großskaligen Anteile des RCM-Spektrums werden an den entsprechenden Spektralbereich der Antriebsdaten angepasst. Daraufhin werden die Felder wieder zurück transformiert und der nächste Integrationsschritt wird durchgeführt. So ist das RCM in der Lage die kleinen Skalen zu modifizieren, die größeren Skalen bleiben aber an die Antriebsdaten gekoppelt. Wie stark die Kopplung an die Antriebsdaten ist, kann durch den sogenannten Nudging-Koeffizienten bestimmt werden. Mit dem Nudging-Koeffizienten können darüber hinaus die horizontalen Wellenlängen sowie die Modelllevel bestimmt werden, die durch das Nudging beeinflusst werden sollen. In der Regel wird das Spectral Nudging nur in Schichten oberhalb von 850 hPa durchgeführt, um in der unteren Troposphäre Modifikationen der großen Skalen durch orographische Effekte zuzulassen. Ein Kritikpunkt des Spectral Nudgings ist, dass mögliche Auswirkungen kleinskaliger Effekte auf die großskalige Zirkulation stark gedämpft werden, da die großskalige Zirkulation an die Antriebsdaten angepasst wird (Miguez-Macho et al., 2003).

Miguez-Macho et al. (2004) haben eine Reihe von einmonatigen RCM-Simulation mit unterschiedlichen Modellgebieten über Nordamerika durchgeführt, die mit Reanalysen des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) angetrieben wurden. Ohne den Einsatz von Spectral Nudging wurden großskalige Abweichungen der RCM-Felder von den Antriebsdaten beobachtet. Die Abweichungen traten u. a. in den Windkomponenten auf dem 200 hPa-Niveau auf. Hier zeigten sich großskalige Dipol-Strukturen aus positiven und negativen Anomalien. Die Lage und Intensität der Anomalien war stark abhängig vom verwendeten Modellgebiet. Die Anomalien verschwanden, wenn Spectral Nudging in den Simulationen verwendet wurde. Die Autoren vermuten, dass die Orographie der Rocky-Mountains eine wichtige Rolle bei der Entstehung der Anomalien spielt. Die Rocky-Mountains verursachen möglicherweise eine Modifikation der Rossby-Wellen im RCM. Durch die Reflexion dieser modifizierten Wellen am Modellrand könnte es, laut Autoren, zu Überlagerungen der nachfolgenden Wellen kommen, was wiederum zu den beobachteten Dipolen in

den Windfeldern führt. Die Vermutungen der Autoren hinsichtlich des Einflusses der Orographie auf die Windanomalien werden aber nicht genauer untersucht.

1.2 Ziel der Arbeit

Der Einfluss von Orographie auf die atmosphärische Strömung macht sich auf unterschiedlichen räumlichen Skalen bemerkbar und ist bereits in zahlreichen Studien untersucht worden (Schär und Smith, 1993). Einerseits haben bekannte Phänomene, wie orographisch erzeugte Schwerewellen oder Fallwinde, eher mesoskalige Größenordnungen (Durrán, 1990b). Andererseits sind Gebirge durch orographische Reibungseffekte auch in der Lage die großskalige Zirkulation bis hin zur planetaren Skala zu beeinflussen (Grose und Hoskins, 1979; Schär, 2002).

Die Auswirkungen von Orographie auf die atmosphärische Strömung auf der einen Seite, sowie die Eigenschaften und Auswirkungen großskaliger Anomalien in RCMs auf der anderen Seite, sind in bisherigen Studien eher unabhängig voneinander untersucht worden. Was in der Literatur fehlt, ist eine Zusammenführung dieser Aspekte: eine systematische Untersuchung der Zusammenhänge zwischen Orographie, atmosphärischer Strömung, großskaligen Strömungsanomalien in RCMs und deren Wechselwirkung mit den Modellrändern. Das Ziel dieser Arbeit ist es deshalb, eben diese Zusammenhänge genauer zu untersuchen. Dabei sollen Ursachen und Mechanismen identifiziert werden, die für die Entstehung und die Eigenschaften dieser Strömungsanomalien in RCMs verantwortlich sind. Am Ende der Arbeit sollte es möglich sein, folgende Fragen zu beantworten:

- 1) *Welcher Zusammenhang besteht zwischen Orographie und großskaligen Abweichungen zwischen RCMs und den verwendeten Antriebsdaten?*
- 2) *Welche Auswirkungen hat der Modellrand von RCMs auf diese großskaligen Abweichungen?*

1.3 Struktur der Arbeit

In Kapitel 1 wurde eine Einführung in das Forschungsfeld der Regionalmodellierung gegeben und das Ziel der Arbeit definiert. In Kapitel 2 werden die Modelle und Simulationen beschrieben, die in den folgenden Kapiteln verwendet und untersucht werden. In Kapitel 3 wird zunächst eine Einführung in die Klassifizierung von Wetterlagen gegeben und im Anschluss der Clustering-Algorithmus genauer beschrieben, der in dieser Arbeit zur Klassifizierung der großskaligen Strömung verwendetet wird. In Kapitel 4 wird die Aufspaltung der RCM-Felder in einen primären und sekundären Anteil beschrieben. Diese Aufspaltung bildet die Grundlage für die darauf folgenden Auswertungen. In Kapitel 5 wird gezeigt, dass im RCM eine großskalige Sekundärzirkulation

auftritt, deren klimatologische Eigenschaften hier genauer untersucht werden. In Kapitel 6 werden vorbereitende Schritte zur Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation unternommen. Daraufhin werden in Kapitel 7 und 8 die Abhängigkeit der Sekundärzirkulation von der großskaligen Strömungssituation im Winter bzw. im Sommer untersucht. In Kapitel 9 wird Anhand einer Reihe von Modellsimulation u. a. der Einfluss der Lage des Modellrands auf die Sekundärzirkulation untersucht. In Kapitel 10 werden die Ergebnisse diskutiert und deren Relevanz für die Regionale Klimamodellierung im Allgemeinen erörtert. Schließlich werden in Kapitel 11 die Ergebnisse und Schlussfolgerungen stichpunktartig zusammengefasst.

Modelle und Daten

2.1 COSMO-CLM

Das Consortium for Small-Scale Modelling (COSMO) Model in Climate Mode (COSMO-CLM, oder kurz CCLM) ist ein regionales Klimamodell ([Rockel et al., 2008](#)). [Doms und Schaettler \(2002\)](#) liefern eine detaillierte Dokumentation der dynamischen Gleichungen und der numerischen Methoden, die im CCLM zum Einsatz kommen. Die physikalischen Parametrisierungen, die im CCLM zur Beschreibung der nicht aufgelösten Prozesse verwendet werden, sind in [Doms et al. \(2011\)](#) beschrieben. In den folgenden Abschnitten werden die Informationen über das CCLM, die für diese Arbeit relevant sind, zusammenfassend dargestellt.

In den Modellgleichungen von GCMs wird in der Regel Hydrostasie angenommen, d. h. es wird von einem Gleichgewicht zwischen Druckgradientkraft und Gravitationskraft ausgegangen. Das ist für die Skalen, die von GCMs aufgelöst werden, gerechtfertigt. Kleinerskalige Prozesse wie Schwerewellen oder Konvektionszellen weichen dagegen vom hydrostatischen Gleichgewicht ab ([Xu et al., 1992](#)). Da diese Prozesse innerhalb des Auflösungsbereichs von RCMs liegen, sind diese in der Regel nicht-hydrostatische Modelle. Auch das CCLM ist ein nicht-hydrostatische Modell und basiert auf den primitiven hydro-thermodynamischen Gleichungen für kompressible Strömungen in einer feuchten Atmosphäre. Das CCLM ist damit für Anwendungen auf der Meso- β - und Meso- γ -Skala ausgelegt und kann mit horizontalen Auflösungen im Bereich von 1 bis 50 km betrieben werden.

Dieser Skalenbereich erlaubt verschiedenste Anwendungen des Modells und es wurde bereits eine Vielzahl von Modellstudien mit dem CCLM durchgeführt. Diese reichen von hochauflösenden Simulationen, die eine direkte Simulation von Konvektion ohne zusätzliche Parametrisierung erlauben (z. B. [Bierdel et al.,](#)

2012), bis hin zu Simulationen mit größerer Auflösung, die den kompletten afrikanischen Kontinent beinhalten (Nikulín et al., 2012).

2.1.1 Rotiertes Koordinatensystem

Das sphärische Koordinatensystem der Erde ist an den Längen- und Breitengraden der Erde ausgerichtet. Bei der Verwendung eines solchen Koordinatensystems in Modellen kann es aber zu Problemen bei der numerischen Lösung der Modellgleichungen kommen. Grund dafür ist die Konvergenz der Meridiane, sowie Singularitäten an den Polen. Um diese Probleme zu umgehen, wird in RCMs häufig ein rotiertes sphärisches Koordinatensystem verwendet. Die Rotation wird so durchgeführt, dass der Äquator des rotierten Systems relativ zentral durch das gewählte Modellgebiet verläuft. So wird erreicht, dass die Meridiane im Modellgebiet annähernd parallel verlaufen und dass die Gitterboxen im Modellgebiet annähernd die gleiche Fläche aufweisen.

In dieser Arbeit werden CCLM-Felder mit denen des antreibenden GCMs verglichen. Da erstere im rotierten und letztere im geographischen Koordinatensystem vorliegen, sind häufig Transformation zwischen den Koordinatensystemen notwendig. Die folgenden Gleichungen beschreiben die Transformation zwischen geographischer Länge und Breite (λ_g und φ_g) und Länge und Breite im rotierten Koordinatensystem (λ und φ):

$$\varphi = \arcsin \left[\sin \varphi_g \sin \varphi_g^N + \cos \varphi_g \cos \varphi_g^N \cos(\lambda_g - \lambda_g^N) \right] \quad (2.1)$$

$$\lambda = \arctan \left[\frac{\cos \varphi_g \sin(\lambda_g - \lambda_g^N)}{\cos \varphi_g \sin \varphi_g^N \cos(\lambda_g - \lambda_g^N) - \sin \varphi_g \cos \varphi_g^N} \right] \quad (2.2)$$

bzw.

$$\varphi_g = \arcsin \left[\sin \varphi \sin \varphi_g^N + \cos \varphi \cos \lambda \cos \varphi_g^N \right] \quad (2.3)$$

$$\lambda_g = \arctan \left[\frac{\cos \varphi \sin \lambda}{\sin \varphi_g^N \cos \varphi \cos \lambda - \sin \varphi \cos \varphi_g^N} \right] + \lambda_g^N, \quad (2.4)$$

wobei λ_g^N und φ_g^N den Längen- und Breitengrad des rotierten Pols im geographischen Koordinatensystem kennzeichnen.

Windkomponenten im rotierten Koordinatensystem

Die zonalen und meridionalen Windkomponenten im geographischen Koordinatensystem, u_g und v_g , sind entlang der Breiten- und Längengrade ausgerichtet. Auf Grund des rotierten Koordinatensystems des CCLMs entsprechen die Windkomponenten im CCLM, u und v , nicht denen im geographischen Koordinatensystem. Es ist wichtig zu beachten, dass die Windkomponenten in den Ausgabedaten des CCLMs noch im rotierten Koordinatensystem vorliegen. Zum Vergleich mit Daten im geographischen Koordinatensystem ist es deshalb

notwendig, die Windkomponenten in ein einheitliches Koordinatensystem zu transformieren. Die folgenden Gleichungen beschreiben die Transformationen der Windkomponenten zwischen geographischem und rotiertem Koordinatensystem (siehe [Doms und Schaettler \(2002\)](#), S. 26-27):

$$u = u_g \cos \delta - v_g \sin \delta \quad (2.5)$$

$$v = u_g \sin \delta - v_g \cos \delta \quad (2.6)$$

und

$$u_g = u \cos \delta + v \sin \delta \quad (2.7)$$

$$v_g = -u \sin \delta - v \cos \delta, \quad (2.8)$$

wobei δ dem Winkel zwischen dem geographischen und rotierten Meridian an einem bestimmten Punkt auf der Erdkugel entspricht. δ ist positiv bzw. negativ definiert, wenn eine Rotation aus dem rotierten ins geographische System gegen den bzw. im Uhrzeigersinn durchgeführt wird. δ lässt sich aus trigonometrischen Beziehungen ableiten, sodass gilt

$$\sin \delta = \frac{a}{\sqrt{a^2 + b^2}}, \quad \cos \delta = \frac{b}{\sqrt{a^2 + b^2}}, \quad (2.9)$$

mit

$$a = \cos \varphi_g^N \sin(\lambda_g - \lambda_g^N) \quad (2.10)$$

$$b = \cos \varphi_g \sin \varphi_g^N - \sin \varphi_g \cos \varphi_g^N \cos(\lambda_g - \lambda_g^N), \quad (2.11)$$

wobei φ_g^N und λ_g^N die Lage des Gitterpunkts im geographischen Koordinatensystem angeben, an dem die Transformation der Windkomponenten durchgeführt werden soll.

2.1.2 Geländefolgende Vertikalkoordinaten

In nicht-hydrostatischen Modellen ist es üblich, die prognostischen Variablen als Summe eines Grundzustands $\psi_0(z)$ und einer Abweichung von diesem Grundzustand $\psi'(\lambda, \varphi, z, t)$ zu formulieren. Der Grundzustand ist nur abhängig von der Höhe z und ansonsten konstant. Der hauptsächliche Effekt der Einführung dieser Aufspaltung ist, dass der horizontale Druckgradient des Grundzustands p_0 aus der Bewegungsgleichung verschwindet. Das führt bei der Integration der Gleichungen unter Verwendung von geländefolgenden Koordinaten zur Reduzierung numerischer Fehler, insbesondere in Bereichen mit komplexer Topographie. Weitere Details zur Aufspaltung der prognostischen Gleichungen sind hier nicht weiter von Relevanz. Allerdings ist die Definition des Grundzustands des Drucks $p_0(z)$ wichtig für die Einführung des vertikalen Koordinatensystems, das im CCLM verwendet wird. $p_0(z)$ ist im CCLM wie folgt definiert:

$$p_0(z) = \begin{cases} p_{SL} \exp \left[-\frac{T_{SL}}{\beta} \left(1 - \sqrt{1 - \frac{2\beta g z}{R_d T_{SL}^2}} \right) \right] & \text{für } \beta \neq 0, \\ p_{SL} \exp \left(\frac{g z}{R_d T_{SL}} \right) & \text{für } \beta = 0, \end{cases} \quad (2.12)$$

mit $p_{SL} = 1000 \text{ hPa}$, $T_{SL} = 288,15 \text{ K}$ und $\beta = 42 \text{ K}$. R_d ist die universelle Gaskonstante für trockene Luft. Das daraus resultierende Vertikalprofil des Grundzustands ist annähernd hydrostatisch balanciert.

Mit Hilfe dieser Standardatmosphäre lässt sich eine druckbasierte hybride Vertikalkoordinate η definieren. Hybrid bedeutet in diesem Fall, dass die Vertikalkoordinaten zwischen der Höhe der Bodenoberfläche $h_0(\lambda, \varphi)$ und der Höhe z_F geländefolgend sind. Zwischen z_F und der Modellobergrenze z_T liegen dagegen alle Modelllevel auf konstanten z -Flächen. Der Vorteil eines solchen Systems ist, dass die bodennahen Modelllevel keine Gebirge schneiden, sondern sich dem Höhenverlauf der Bodenoberfläche anpassen. Den Höhen h_0 , z_F und z_T können mit Gleichung 2.12 die entsprechenden Druckwerte p_0^s , p_F und p_T der Standardatmosphäre zugeordnet werden.

Die Beziehung zwischen der Vertikalkoordinate η und dem Druck der Standardatmosphäre p_0 lautet

$$p_0(\lambda, \varphi, \eta) = A(\eta) + B(\eta) p_0^s(\lambda, \varphi).$$

η ist in p -Richtung definiert, verläuft also vom oberen Modellrand zur Bodenoberfläche. $\eta = \eta_T = p_T/p_{SL}$ entspricht dem Wert am oberen Modellrand. Auf Höhe der Bodenoberfläche gilt $\eta = 1$. η liegt also im Intervall zwischen 0 und 1. Die Funktionen $A(\eta)$ und $B(\eta)$ sind definiert als

$$A(\eta) = \begin{cases} p_{SL} \eta & \text{für } \eta_T \leq \eta \leq \eta_F, \\ p_F (1 - \eta)/(1 - \eta_F) & \text{für } \eta_F < \eta \leq 1, \end{cases} \quad (2.13)$$

$$B(\eta) = \begin{cases} 0 & \text{für } \eta_T \leq \eta \leq \eta_F, \\ (\eta - \eta_F)/(1 - \eta_F) & \text{für } \eta_F < \eta \leq 1. \end{cases} \quad (2.14)$$

Unterhalb von $\eta_F = p_F/p_{SL}$ sind die Vertikalkoordinaten demnach geländefolgend, wobei sie sich mit steigender Höhe dem z -System annähern. Oberhalb von η_F entsprechen sie dem z -System. In den Standardeinstellungen gilt $p_F = 220 \text{ hPa}$.

Der Spezialfall $\eta_F = \eta_T = 0$ ergibt die klassischen *Sigma*-Koordinaten. Diese entsprechen einem reinen geländefolgenden Koordinatensystem mit unendlich hoher Atmosphäre. Dieser Fall ist aber in RCMs mit begrenztem Oberrand nicht anwendbar.

Abbildung 2.1 zeigt die Lage der 32 Modelllevel, wie sie in dieser Arbeit verwendet werden, entlang eines Querschnitts durch die Alpen. Das hybride Koordinatensystem ist deutlich zu erkennen, mit geländefolgenden Modellleveln unterhalb von etwa 12 km Höhe, sowie Modelllevel auf konstanten z -Flächen oberhalb davon.

2.1.3 Integration der Modellgleichungen

In Doms und Schaettler (2002) ist die Herleitung der Modellgleichungen des CCLMs bis hin zur diskretisierten Form, sowie deren numerische Integration

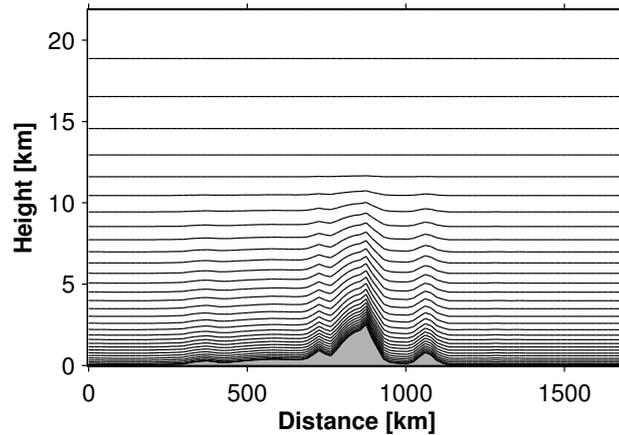


Abbildung 2.1: Modelllevel im hybriden geländefolgenden Koordinatensystem entlang eines Querschnitts durch die Alpen.

im Detail beschrieben. An dieser Stelle wird die Integration eines Zeitschritts in vereinfachter Weise anhand einer symbolischen Form der Modellgleichungen erläutert. Das CCLM verwendet prognostische Gleichungen für die drei Windkomponenten, Druck, Temperatur, Wasserdampf, sowie für feste und flüssige Wasserphasen. Die zeitlichen Änderungen der prognostischen Variablen durch turbulente Durchmischung oder Feuchtekonvektion werden parametrisiert. An dieser Stelle wird nicht im Detail auf die Modellgleichungen eingegangen. Stattdessen wird in Anlehnung an [Doms und Schaettler \(2002\)](#) anhand einer symbolischen Form der Modellgleichungen der Ablauf eines Integrationsschritts erläutert. Die zeitlichen Änderungen einer prognostischen Variablen ψ , die durch physikalische Prozesse verursacht werden, werden als M_ψ zusammengefasst. Hinzu kommen die zeitlichen Änderungen durch die seitlichen Randbedingungen M_ψ^{LB} und durch die Rayleigh-Dämpfung M_ψ^{RD} , die in den folgenden zwei Abschnitten genauer erläutert werden. M_ψ^{LB} und M_ψ^{RD} werden in den Modellgleichungen formal der zeitlichen Ableitung der prognostischen Variable ψ hinzugefügt:

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = M_\psi + M_\psi^{LB} + M_\psi^{RD}. \quad (2.15)$$

Der schematische Ablauf eines Integrationsschritts verläuft daraufhin wie folgt: Zunächst wird M_ψ mit dem Leapfrog-Verfahren um einen Zeitschritt integriert. Im Anschluss daran werden die Änderungen durch Randbedingungen M_ψ^{LB} ausgeübt, wodurch die Modellränder in Richtung der Antriebsdaten relaxiert werden. Zum Abschluss des Zeitschritts wird die Rayleigh-Dämpfung M_ψ^{RD} am oberen Modellrand ausgeführt, um die Reflexion von Schwerewellen zu verhindern. Die Formulierung der Randbedingungen und die Rayleigh-Dämpfung wird in den folgenden beiden Abschnitten genauer erläutert.

2.1.4 Formulierung der Randbedingungen

Die Antriebsdaten, die dem CCLM als Randbedingungen an den Seitenrändern des Modellgebiets dienen, werden dem CCLM innerhalb einer Relaxationszone vorgeschrieben. Innerhalb der Relaxationszone nimmt der Einfluss der Antriebsdaten mit zunehmendem Abstand zum Modellrand stetig ab. Dieses Verfahren nach [Davies \(1976\)](#) ist notwendig, um starke Gradienten und damit verbundenes numerisches Rauschen am Modellrand zu verhindern. Außerdem wird die Reflexion kleinskaliger Strukturen am Modellrand gedämpft. Diese werden im CCLM erzeugt, können aber am Modellrand nicht von den Antriebsdaten aufgenommen werden.

Wie in Abschnitt [2.1.3](#) eingeführt wurde, wird den prognostischen Gleichungen formal ein zusätzlicher Term M_{ψ}^{LB} hinzugefügt. M_{ψ}^{LB} beschreibt die durch die Antriebsdaten verursachte zeitliche Änderung einer prognostischen Variable ψ :

$$M_{\psi}^{LB} = \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right)_{LB} = -\mu_b(\psi - \psi_b), \quad (2.16)$$

wobei ψ_b den Wert der entsprechenden Variablen in den Antriebsdaten repräsentiert und μ_b als Relaxationskoeffizient bezeichnet wird. Gleichung [2.16](#) wird auf alle prognostischen Variablen angewendet, außer auf die Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit. Für die Vertikalgeschwindigkeit w wird am äußersten Modellrand eine Free-Slip-Bedingung vorgegeben. Das bedeutet mathematisch, dass der Gradient von w orthogonal zum Modellrand am Modellrand 0 ist, was physikalisch einer reibungsfreien Wand entspricht.

Die zeitliche Integration von Gleichung [2.16](#) wird mit Hilfe eines impliziten Integrationsverfahrens durchgeführt (Details siehe [Doms und Schaettler \(2002\)](#) S.88 f.). Damit ergibt sich die diskretisierte Form

$$\psi^{n+1} = \psi^* - \alpha_b(\psi^{n+1} - \psi_b^{n+1}), \quad (2.17)$$

wobei ψ^* der vorläufige Wert der prognostischen Variable ψ ist, der aus der Integration aller adiabatischen und diabatischen Prozesse nach einem Zeitschritt Δt hervorgegangen ist. Die Dämpfungsfunktion α_b wurde von [Kallberg \(1977\)](#) übernommen und lautet

$$\alpha_b = 1 - \tanh\left(\frac{d}{2\Delta s}\right), \quad (2.18)$$

wobei Δs der horizontalen Auflösung des Modellgitters und d dem Abstand vom Modellrand entspricht. Dementsprechend ergibt sich $\alpha_b = 1$ für $d = 0$ und $\alpha_b \rightarrow 0$ für $d \gg \Delta s$. [Abbildung 2.2a](#) zeigt den Verlauf von α_b für $\Delta s = 1$. Man erkennt, dass α_b ca. ab dem 8. Gitterpunkt vom Modellrand aus gesehen ($d = 7$) annähernd null ist, und die Randbedingungen ab hier keinen signifikanten Einfluss mehr haben.

Die Antriebsdaten liegen in der Regel nur in einer relativ groben zeitlichen Auflösung ΔT vor. Der Integrationszeitschritt Δt des CCLMs ist dagegen

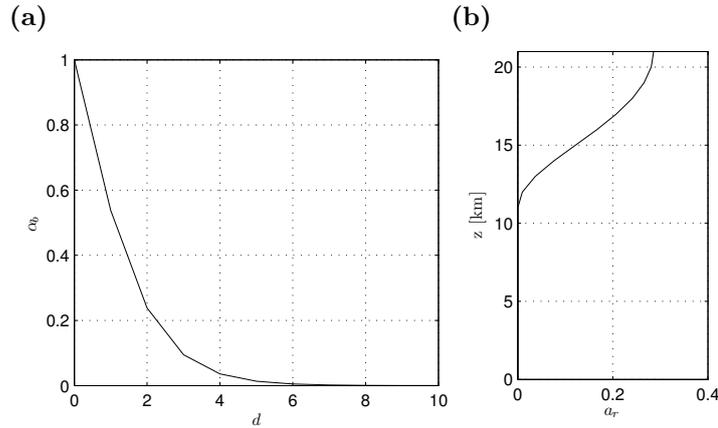


Abbildung 2.2: (a) Dämpfungsfunktion α_b in Abhängigkeit vom Abstand d vom Modellrand für $\Delta s = 1$. (b) Dämpfungsfunktion α_r der Rayleigh-Dämpfung in Abhängigkeit von der Höhe z .

deutlich kürzer. Deshalb muss zwischen zwei aufeinander folgenden Zeitschritten der Antriebsdaten T_N und T_{N+1} zeitlich interpoliert werden, damit an jedem Zeitschritt t des CCLMs Antriebsfelder zur Verfügung stehen. Der Wert für die Antriebsdaten ψ_b^t zum Zeitpunkt t ergibt sich aus einer linearen Interpolation:

$$\psi_b^t = \psi_b(T_N) + \frac{\psi_b(T_{N+1}) - \psi_b(T_N)}{\Delta T} (t\Delta t - T_N), \quad (2.19)$$

wobei $T_N \leq n\Delta t \leq T_{N+1}$.

2.1.5 Rayleigh-Dämpfung

Am oberen Modellrand wird eine Rigid-Lid-Bedingung vorgegeben, d. h. für die Vertikalgeschwindigkeiten am oberen Modellrand gilt per Definition $w = 0$. Für die horizontalen Windgeschwindigkeiten, Temperatur und die verschiedenen Wasserphasen gilt die Free-Slip-Bedingung (siehe auch Abschnitt 2.1.4). Somit treten keine Flüsse durch den oberen Modellrand auf. Diese Bedingungen alleine würden allerdings starke Reflexionen von Schwerewellen am oberen Modellrand verursachen. Deshalb wird zusätzlich auf den oberen Modellleveln eine Anpassung der RCM-Felder an die Antriebsdaten vorgenommen, ähnlich der Relaxation an den äußeren Modellrändern. Dieses Vorgehen wird als Rayleigh-Dämpfung bezeichnet. Für den in Gleichung 2.15 eingeführten Term M_ψ^{RD} , der die zeitliche Änderung einer Variable ψ durch die Rayleigh-Dämpfung beschreibt, gilt

$$M_\psi^{RD} = \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right)_{RD} = -\mu_r(z)(\psi - \psi_b), \quad (2.20)$$

wobei $\mu_r(z)$ als Dämpfungskoeffizient bezeichnet wird. Der Dämpfungskoeffizient ist abhängig von z und ist definiert als

$$\mu_r(z) = \begin{cases} \frac{1}{2n_r\Delta t} \left\{ 1 - \cos\left(\pi \frac{z-z_D}{z_T-z_D}\right) \right\} & \text{für } z \geq z_D, \\ 0 & \text{für } z < z_D. \end{cases} \quad (2.21)$$

z_D entspricht der Untergrenze der Dämpfungsschicht. Unterhalb von z_D hat die Rayleigh-Dämpfung keinen Einfluss. z_T bestimmt die Obergrenze der Dämpfungsschicht und entspricht der Obergrenze des Modells. Die Stärke des Dämpfungseffekts wird durch den Koeffizienten n_r bestimmt. n_r kann als Parameter an des Modell übergeben werden.

Wie bei den äußeren Randbedingungen wird auch im Fall der Rayleigh-Dämpfung ein implizites Integrationsverfahren verwendet, um die diskretisierte Form von Gleichung 2.20 herzuleiten (Details siehe [Doms und Schaettler \(2002\)](#) S.105 f.). Die diskretisierte Form lautet

$$\psi^{n+1} = \psi^{**} - \alpha_r(\psi^{**} - \psi_b^{n+1}), \quad (2.22)$$

wobei ψ^{**} den vorläufigen Wert von ψ repräsentiert, der sich ergibt, nachdem alle Teile des aktuellen Integrationsschritts bis auf die Rayleigh-Dämpfung durchgeführt wurden. ψ^{n+1} ist somit der Wert, der sich nach Abschluss der Integration eines kompletten Zeitschritts des CCLMs ergibt. Die Funktion

$$\alpha_r(z) = \frac{2\Delta t\mu_r(z)}{1 + 2\Delta t\mu_r(z)} \quad (2.23)$$

bestimmt die Stärke der Dämpfung in den oberen Modellschichten. Abbildung 2.2b) zeigt das Vertikalprofil von α_r in der Standardkonfiguration. Ab einer Höhe von $z_D = 11$ km nimmt die Dämpfungsfunktion stetig zu, bis sie am Oberrand des Modells ca. 0.3 erreicht. Es ist also zu beachten, dass die Antriebsdaten am Oberrand werden nicht vollständig vorgeschrieben werden, wie es an den seitlichen Modellrändern der Fall ist.

2.1.6 Physikalische Parametrisierungen

Auf Grund der räumlichen und zeitlichen Diskretisierung der Modellgleichungen gibt es eine Reihe physikalischer Prozesse, die vom CCLM nicht explizit aufgelöst werden. Diese Prozesse werden im CCLM durch verschiedene physikalische Parametrisierungen berücksichtigt. Die Parametrisierungen werden hier kurz zusammengefasst (für Details siehe [Doms et al. \(2011\)](#)). Parametrisiert werden einerseits Prozesse auf molekularer Ebene, wie Strahlung oder Wolkenmikrophysik, andererseits aber auch Prozesse wie Turbulenz, Konvektion, sowie Boden- und Vegetationsprozesse.

Die kurz- und langwellige Strahlung wird nach einem Schema von [Ritter und Geleyn \(1992\)](#) behandelt. Die Strahlungstransportgleichung wird für acht

verschiedene Spektralbänder gelöst, wobei der Einfluss von Wolkenpartikeln, Wasserdampf und anderen Gasen auf den Strahlungstransport berücksichtigt wird. Des Weiteren werden im CCLM Prozesse in warmen Wolken ohne Eis sowie Prozesse in Misch- und Eiswolken parametrisiert. Im Fall der Mischwolken werden Schnee und Wolkeneis separat berücksichtigt. Die Turbulenzparametrisierung berechnet die turbulenten Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte, die den Austausch zwischen Erdoberfläche und freier Atmosphäre bestimmen. Standardmäßig wird im CCLM ein eindimensionales diagnostisches Verfahren angewendet, d. h. horizontale turbulente Flüsse werden vernachlässigt. Feuchtekonvektion wird im CCLM standardmäßig durch ein Verfahren nach [Tiedtke \(1989\)](#) berechnet. Hier werden vertikale Flüsse von Masse, Wärme, Feuchte und Impuls berechnet, die durch Auf- und Abwärtsbewegungen auf nicht aufgelösten Skalen stattfinden. Dabei werden niedrige und hochreichende Konvektion berücksichtigt, die ihren Ursprung in der atmosphärischen Grenzschicht hat, sowie Konvektion in mittleren Schichten, die nicht in der Grenzschicht, sondern in der freien Atmosphäre vorwiegend durch dynamische Hebung entsteht. Thermische und hydrologische Prozesse, die am Boden stattfinden, werden durch das Boden- und Vegetationsmodell TERRA berechnet. Dazu können mehrere Bodenschichten bestimmt werden, die miteinander wechselwirken, wobei in der untersten Bodenschicht in der Regel klimatologische Werte vorgegeben werden.

2.1.7 INT2LM

Das Programm INT2LM wird verwendet, um die Antriebsdaten für das CCLM vorzubereiten. Es beinhaltet die Verfahren zur Interpolation der gröber aufgelösten Antriebsdaten auf das Modellgitter des CCLMs. Zur Durchführung der Interpolation erhält das INT2LM zwei verschiedene Datensätze, erstens die Antriebsdaten und zweitens eine Sammlung externer Parameter. Die externen Parameter liegen bereits auf der Zielauflösung vor und beinhalten Informationen zur Topographie, Vegetation und Bodenbeschaffenheit des Modellgebiets. Sie können mit einem web-basierten Tool auf der Homepage der CLM-Community erstellt werden. Die Modelldaten oder Reanalysen, die als Antriebsdaten verwendet werden sollen, müssen als speziell formatierte NetCDF-Dateien vorliegen (siehe [Schättler et al. \(2014\)](#), S.35 ff.). Im INT2LM werden die Antriebsdaten zunächst horizontal auf das Modellgitter des CCLMs im rotierten Koordinatensystem interpoliert. Anschließend wird in einer Reihe von Iterationsschritten eine hydrostatische Anpassung des Bodendrucks an die höher aufgelöste Topographie durchgeführt und die vertikale Luftsäule auf die Modelllevel des CCLMs interpoliert. Dabei wird das Vertikalprofil der Grenzschicht nicht verändert, sondern vertikal auf die neue Höhe der Bodenoberfläche verschoben.

2.2 ECHAM5

Das Fifth Generation European Centre/Hamburg Model (ECHAM5) ist ein globales atmosphärisches Zirkulationsmodell (Roeckner et al., 2003). Das ECHAM5 ist ein Spektralmodell, d. h. die numerische Integration der prognostischen Variablen Vorticity, Divergenz, Temperatur, sowie des logarithmierten Bodendrucks wird nicht auf einem räumlich diskretisierten Gitter durchgeführt, sondern im Spektralraum. Hier werden die Felder in Form von Kugelflächenfunktionen behandelt. Das ECHAM5 ist, im Gegensatz zum CCLM, ein hydrostatisches Modell. Hydrostasie wird angenommen, um Schallwellen aus den Modellgleichungen herauszufiltern. Der Transport von Wasser in seinen drei Aggregatzuständen sowie der Transport chemischer Substanzen werden mit Hilfe eines semi-Lagrange'schen Ansatzes nach Lin und Rood (1996) berechnet. Während die dynamischen Gleichungen im Spektralraum gelöst werden, findet die Berechnung der physikalischen Parametrisierungen im Gitterpunktraum statt. Zur Parametrisierung der Konvektion wird, wie auch im CCLM, das Schema nach Tiedtke (1989) verwendet, wobei die hochreichende Konvektion nach Nordeng (1994) modifiziert wurde. Für die vertikale Diskretisierung wird ein hybrides geländefolgendes Koordinatensystem verwendet, ähnlich dem vertikalen Koordinatensystem des CCLMs.

2.2.1 Parametrisierung orographischer Effekte

Orographische Effekte spielen im Rahmen dieser Arbeit eine besondere Rolle, weshalb hier kurz die Parametrisierung orographischer Effekte im ECHAM5 erläutert wird. Während im CCLM auf Grund der hohen Auflösung standardmäßig keine Parametrisierung orographischer Effekte vorgenommen wird, wird im ECHAM5 das Verfahren nach Lott und Miller (1997) verwendet, um nicht aufgelöste orographische Effekte zu berücksichtigen. Dabei werden im Wesentlichen zwei Prozesse berücksichtigt. Erstens die blockierende Wirkung kleinskaliger Orographie auf die bodennahe Strömung und zweitens der Reibungseffekt durch das Brechen von Schwerewellen. Zur Berechnung der blockierenden Wirkung kleinskaliger Orographie berücksichtigt die Parametrisierung an jedem Gitterpunkt Informationen über die Standardabweichung der Orographie μ , sowie deren Anisotropie, Neigung und mittlere Ausrichtung innerhalb der einzelnen Gitterboxen. Zunächst wird die Höhe Z_b bestimmt, unterhalb derer der Luftstrom nicht mehr in der Lage ist über die Gipfel der nicht aufgelösten Orographie zu strömen, sondern diese Gipfel umströmt werden. Dies ist der Fall für den höchsten Wert von Z_b unterhalb des Berggipfels, für den die Ungleichung

$$\int_{Z_b}^{3\mu} \frac{N(z)}{U(z)} dz \geq H_{nc} \quad (2.24)$$

erfüllt ist, wobei U die Strömungsgeschwindigkeit und N die Brunt-Väisälä-Frequenz ist, und H_{nc} einen Schwellenwert darstellt, der anhand von Messungen

abgeschätzt wurde. Die Wahl von 3μ gewährleistet, dass die obere Grenze der Integration oberhalb der nicht aufgelösten Berggipfel liegt. Für die Modelllevel, auf denen anhand der Ungleichung 2.24 eine Blockierung des Luftstroms diagnostiziert wurde, kann der aus der Blockierung resultierende Reibungseffekt D_b berechnet werden, wobei

$$D_b(z) \propto l(z) \frac{U^2}{2}. \quad (2.25)$$

$l(z)$ ist die horizontale Länge des Berges orthogonal zur Strömungsrichtung. Oberhalb von Z_b wird der Reibungseffekt durch brechende Schwerewellen nach einer Methode von Phillips (1984) berechnet. Ein Vergleich der parametrisierten Reibungseffekte mit Messungen ergibt, dass die hier beschriebene Parametrisierung orographischer Effekte Verbesserungen gegenüber einer einfacheren Parametrisierung ergibt. Verglichen mit Beobachtungsdaten werden die Amplituden der beobachteten Reibungseffekte aber auch von dieser Methode unterschätzt (Lott und Miller, 1997).

2.3 Die Konsortialläufe

Von der Gruppe „Modelle & Daten“ des Max-Planck-Instituts für Meteorologie wurde mit Unterstützung der CLM-Community eine Reihe von Simulationen mit dem CCLM¹ durchgeführt, die als Konsortialläufe bezeichnet wurden (Hollweg et al., 2008). Im Rahmen der Konsortialläufe wurde u. a. ein Ensemble aus drei Simulationen mit dem Treibhausgasantrieb des 20. Jahrhunderts durchgeführt. In dieser Arbeit wird die erste dieser drei Ensemblesimulationen genauer untersucht.

Die Antriebsdaten, die als Randbedingungen für die in dieser Arbeit untersuchten CCLM-Simulation verwendet wurden, entstammen einer Simulation mit dem ECHAM5, das an das Max Plack Institute Ocean Model (MPIOM) gekoppelt wurde. Die Simulation wurde im Rahmen des vierten Sachstandsberichts des Weltklimarats (IPCC) durchgeführt (Roeckner et al., 2006; Jungclaus et al., 2006). Die spektrale Auflösung der ECHAM5-Simulation ist T63. Das entspricht einer Auflösung von $1,875^\circ$ im Gitterpunktraum, also ca. 200 km. In der Vertikalen ist die ECHAM5-Simulation mit 31 Schichten aufgelöst, wobei die höchste Schicht bei 10 hPa liegt. Die ECHAM5-Simulation startet 1860, wurde aus einem präindustriellen Kontrolllauf heraus initialisiert und mit beobachteten Treibhausgaskonzentrationen angetrieben. Der Zeitschritt der numerischen Integration beträgt 12 min.

Die 6-stündigen Modelldaten dieser ECHAM5-Simulation wurden verwendet, um das CCLM per One-Way-Nesting anzutreiben. Das Modellgebiet der

¹Das Modell wurde zum Zeitpunkt der Simulationen noch als Climate Version of the “Lokal Modell“ (CLM) des Deutschen Wetterdienstes bezeichnet. Für die Konsoritalläufe wurde das CLM3 verwendet, das entspricht Modellversion clm2.4.11.

CCLM-Simulationen umfasst Europa und Teile des Nordatlantiks (Abb. 2.3). Die horizontale Auflösung des rotierten CCLM-Gitters beträgt $0,165^\circ$, also ca. 18 km. Es besteht aus 257 Gitterpunkten in zonaler und 271 Gitterpunkten in meridionaler Richtung, wobei die jeweils äußersten 8 Gitterboxen im Bereich der Relaxationszone liegen. In der vertikalen ist die Atmosphäre mit 32 Schichten aufgelöst. Die höchste Schicht liegt bei ca. 21 km, das entspricht nach Gleichung 2.12 einem Standarddruck von ca. 38 hPa. Die untere Grenze der durch die Rayleigh-Dämpfung beeinflussten Modelllevel liegt bei ca. 11 km. Das Bodenmodell ist mit 10 vertikalen Schichten aufgelöst, die bis in eine Tiefe von 15 m reichen. Die CCLM-Simulation wurde mit den ECHAM5-Daten der Jahre 1955 bis 2000 angetrieben und umfasst somit insgesamt 56 Jahre. Für die Untersuchungen wurden jedoch nur die 41 Modelljahre von 1960 bis 2000 verwendet. Die ersten fünf Jahre der CCLM-Simulation wurden vernachlässigt, da das Bodenmodell diesen Zeitraum benötigt, um sich an das CCLM-Klima anzupassen. Die Integration der Modellgleichungen mit dem Leapfrog-Verfahren wurde mit einem Zeitschritt von 75 s durchgeführt.

2.3.1 Modelltopographie

Die Topographie des CCLMs und insbesondere deren Unterschiede zum ECHAM5 spielen für diese Arbeit eine besondere Rolle. Die höchsten Gebirge innerhalb des Modellgebiets sind in (absteigender Reihenfolge der maximalen Gebirgshöhe auf dem CCLM-Modellgitter) die Alpen (2860 m), der Atlas (2600 m), die Gebirge im Bereich des Türkischen Hochlands (2500 m) und die Pyrenäen (2200 m) (Abb. 2.3a).

Interpoliert man die Topographie des ECHAM5 auf das CCLM-Modellgitter und berechnet die Differenz zwischen CCLM und ECHAM5, zeigen sich deutlich die auflösungsbedingten Unterschiede (Abb. 2.3b). Die größten Differenzen treten im Bereich der Gebirge auf, weil deren oftmals mesoskalige Struktur durch das grobe ECHAM5-Gitter stark geglättet wird. So sind die oben aufgezählten Gebirge im CCLM etwa zwei bis dreimal so hoch wie im ECHAM5. Beispielsweise beträgt die maximale Erhebung der Alpen im CCLM 2860 m, während sie im ECHAM5 an dieser Stelle nur 972 m, also 1888 m weniger, beträgt

Zu beachten ist, dass in den Konsortialläufen die Höhe des Kaukasus auf 150 m reduziert wurde. Das entspricht in etwa der mittleren Höhe dieses Gebirges im ECHAM5. Der Grund für diesen Eingriff in die Modelltopographie ist der Modellrand, der durch dieses Gebirge verläuft. Da keine Interpolationsmethode zur Verfügung steht, um die Antriebsdaten an die komplexe Topographie des Kaukasus anzupassen, kam es zu Problemen mit dem Massenfluss am Modellrand im Bereich des Gebirges. Durch die Anpassung der Topographie konnten diese Probleme reduziert werden (Hollweg et al., 2008)

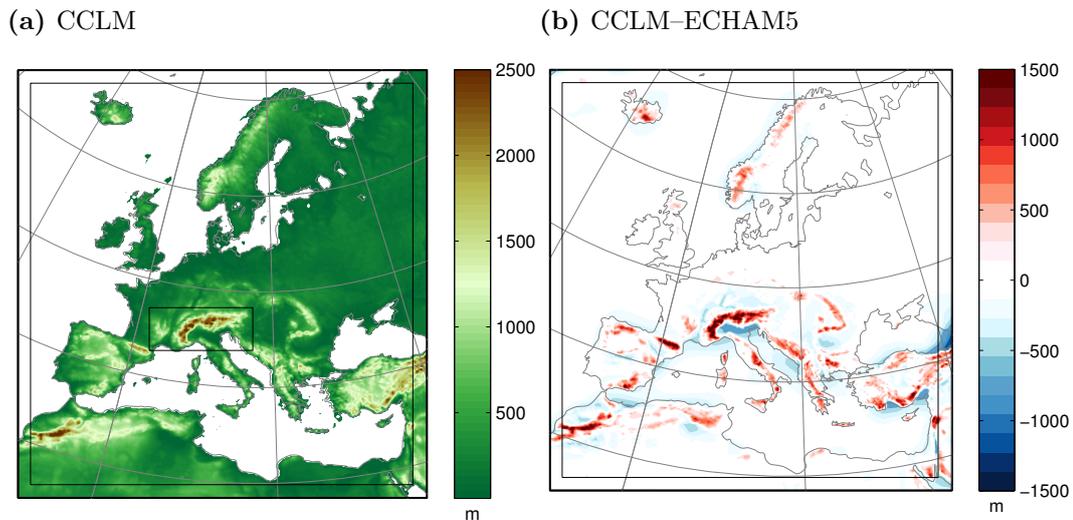


Abbildung 2.3: (a) Topographie im CCLM und (b) Differenz zwischen CCLM und ECHAM5. Die schwarze Linie parallel zum Modellrand kennzeichnet die Relaxationszone in einem Abstand von 8 Gitterboxen vom Modellrand. Die schwarze Umrandung der Alpen in (a) kennzeichnet die Region, die zum Berechnen der effektiven Höhe in Abschnitt 7.3.1 verwendet wird.

2.3.2 Verwendete Daten

Für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit wurden die Daten der CCLM- und ECHAM5-Simulationen in 6-stündiger zeitlicher Auflösung verwendet. Dabei wurden sowohl Daten auf Druckniveaus, als auch Daten auf den Modellleveln des CCLMs für die Analysen verwendet. Die Daten auf Druckniveaus, beispielsweise das 500-hPa-Niveau, werden zur Darstellung von horizontalen Karten verwendet. Es ist zu beachten, dass es sich bei diesen Daten um diagnostische Produkte der Modelle handelt. Die Daten werden von den geländefolgenden Vertikalkoordinaten der Modelle auf die entsprechenden Drucklevel interpoliert. Dadurch können u. U. Interpolationsfehler auftreten. Für die Darstellung horizontaler Karten auf Druckniveaus wurden die ECHAM5-Felder bilinear auf das Modellgitter des CCLM interpoliert. Zusätzlich zu den horizontalen Karten wurden auch vertikale Querschnitte durch das Modellgebiet angefertigt. Dazu wurden die Daten auf dem Rechengitter des CCLMs verwendet. Der Vorteil besteht darin, dass die Werte der CCLM-Simulation so vorliegen, wie sie aus der Integration der Modellgleichungen hervorgegangen sind und sie nicht durch Interpolationen verändert wurden. Die ECHAM5-Daten, die in die Berechnung der Querschnitte eingehen, entsprechen den Ausgaben des INT2LMs (siehe Abschn. 2.1.7).

Methoden

3.1 Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation

3.1.1 Einführung

Für die Klassifizierung von Wetterlagen in bestimmte Klassen existiert eine Vielzahl verschiedener Methoden (Philipp et al., 2010). Darüber hinaus gibt es in der Klimatologie eine Vielzahl verschiedener Anwendungen von Wetterlagenklassifikationen. Im allgemeinen besteht das Ziel der Klassifizierung darin, einen mehrdimensionalen Datensatz, z. B. eine Zeitreihe täglicher Druckfelder, auf eine eindimensionale Zeitreihe zu reduzieren. Die eindimensionale Zeitreihe gibt dann die Zugehörigkeit der Druckfelder zu einer spezifischen Klasse wieder. Diese Reduktion der Dimensionen vereinfacht die anschließenden statistischen Untersuchungen, birgt jedoch den Nachteil, dass Detailinformationen verloren gehen.

Im Folgenden wird kurz auf die verschiedenen Herangehensweisen an die Klassifizierung des großräumigen Wetterlage eingegangen. So kann z. B. zwischen *manuellen* und *automatischen* Verfahren unterschieden werden. Darüber hinaus kann zwischen *subjektiven* und *objektiven* Verfahren unterschieden werden. Dabei ist zu beachten, dass ein automatisches Verfahren nicht zwangsläufig objektiv ist, da die Definition der Klassen auf subjektiven Entscheidungen beruhen kann. Solche Typen werden als *hybride* Methoden bezeichnet. Des Weiteren gibt es Methoden, die lediglich die Zirkulation, also die großskalige Strömungssituation in einer bestimmten Region klassifizieren, z. B. anhand von Feldern des Drucks oder der geopotentiellen Höhe. Andere Methoden beziehen dagegen weitere wetterspezifischen Größen wie Temperatur- oder Feuchteverteilungen mit in die Klassifizierung ein. Eine weitere Möglichkeit

zwischen Klassifizierungsmethoden zu unterscheiden ist die Art und Weise, nach der die Klassen definiert werden. So können entweder vordefinierte Klassen bestimmt werden (Jenkinson, 1977; Beck et al., 2007), oder die Klassen können nach bestimmten Ansätzen selbstständig durch den Algorithmus aus den zu klassifizierenden Daten heraus bestimmt werden. Ein Beispiel für einen objektiven Ansatz zur Wetterlagenklassifikation ohne zuvor festgelegte Klassen basiert auf dem Einsatz der Hauptkomponentenanalyse (z. B. Richman, 1981; Huth, 2000; Compagnucci und Richman, 2008). Die Klassifizierung erfolgt hier anhand der Hauptkomponenten. Die einzelnen Zeitschritte werden den verschiedenen Hauptkomponente mit Hilfe einer bestimmte Metrik, beispielsweise dem Euklidischen Abstand, zugeordnet.

Die in dieser Arbeit verwendete Methode zur Wetterlagenklassifikation gehört zur Gruppe der Optimierungsalgorithmen und arbeitet ebenfalls ohne zuvor festgelegte Klassen. Ziel eines solchen Optimierungsalgorithmus ist es, eine Menge von *Objekten* in eine bestimmte Anzahl von *Clustern* einzuteilen, sodass eine Kostenfunktion optimiert wird (Philipp et al., 2010). Die Objekte entsprechen beispielsweise den Druckfeldern zu unterschiedlichen Zeitpunkten. Die Optimierung der Kostenfunktion könnte demnach einer Minimierung der Abstände zwischen den Druckfeldern innerhalb der einzelnen Cluster entsprechen.

3.1.2 Der SANDRA-Algorithmus

In dieser Arbeit wird ein Optimierungsalgorithmus verwendet, der als Simulated Annealing and Diversified Randomization (SANDRA) bezeichnet wird. Der SANDRA-Algorithmus basiert auf dem sogenannten k -means Clustering. Philipp et al. (2007) liefern eine ausführliche Beschreibung des Algorithmus. Im Folgenden werden die wesentlichen Aspekte zusammengefasst. SANDRA erweitert k -means um zwei Verfahren, die als Simulated Annealing und Diversified Randomization bezeichnet werden. Deshalb wird zunächst genauer auf k -means eingegangen, um daraufhin die zwei Erweiterungen erläutern zu können.

k -means

Die Idee des k -means Verfahrens geht auf Steinhaus (1956) zurück. Das Verfahren wurde allerdings erst Anfang der 80er Jahre von Lloyd (1982) publiziert. k -means gilt heutzutage als Standardalgorithmus und wird für zahlreiche Anwendungen verwendet. Wie bereits erwähnt ist es das Ziel der Clusteranalyse, eine Menge von Objekten optimal in verschiedene Cluster einzuteilen. Optimal heißt in diesem Fall, dass durch die Einteilung eine bestimmte Kostenfunktion minimiert bzw. maximiert wird. Zur Berechnung dieser Kostenfunktion wird in k -means die Within Cluster Sum of Squares (WSS) definiert. WSS quantifiziert

die Entfernung der Objekte innerhalb der einzelnen Cluster:

$$WSS = \sum_{j=1}^k \sum_{i \in C_j} D(X_i, \bar{X}_j)^2, \quad (3.1)$$

wobei k die Anzahl der Cluster C und i die Objektnummer ist. \bar{X} repräsentiert das Mittel eines Clusters und wird auch als *Zentroid* bezeichnet. D ist der Euklidische Abstand zwischen einem Objekt X_i und einem Clusterzentroid C_j :

$$D(X_i, \bar{X}_j) = \left[\sum_{l=1}^m (X_{il} - \bar{X}_{jl})^2 \right]^{1/2}, \quad (3.2)$$

wobei m die Anzahl der *Parameter* repräsentiert. m ist in unserem Fall die Anzahl der Gitterboxen der zu klassifizierenden Felder.

Die Summe der Euklidischen Abstände aller Objekte vom Mittel über alle Objekte wird als Total Cluster Sum of Squares (TSS) bezeichnet. Die Kostenfunktion des k -means Verfahrens kombiniert WSS und TSS und wird als Explained Cluster Variance (ECV) bezeichnet:

$$ECV = 1 - \frac{WSS}{TSS}. \quad (3.3)$$

ECV kann Werte zwischen 0 und 1 annehmen. Höhere Werte von ECV bedeuten, dass die Streuung der Objekte innerhalb der Cluster klein ist gegenüber der Streuung aller Objekte. Das Ziel des Algorithmus ist es also, die ECV zu maximieren bzw. die WSS zu minimieren.

Beim Start des Algorithmus muss zunächst die Anzahl der Cluster festgelegt werden. Daraufhin werden die Objekte initialisiert, d. h. jedes Objekt wird nach einem bestimmten Verfahren einem Cluster zugeordnet. Diese initiale Zuordnung kann beispielsweise über eine Hauptkomponentenanalyse geschehen (Jacobeit et al., 2003), oder per Zufallsgenerator erfolgen. Nach der Initialisierung werden die Objekte iterativ einem neuen Cluster zugeordnet. Diese Neuordnung wird aber nur dann durchgeführt, wenn sie zu einer Vergrößerung der ECV führt. Nach jeder Neuordnung werden auch die Clusterzentroide neu berechnet. Wenn durch weitere Neuordnungen keine weitere Vergrößerung der ECV mehr erreicht werden kann, ist der Iterationsprozess beendet. Es wurde ein lokales Maximum der Kostenfunktion erreicht.

Ein Schwachpunkt von k -means ist, dass unterschiedliche Anfangsbedingungen (d. h. initiale Zuordnungen der Objekte) zu unterschiedlichen Klassifikationen führen können. Des Weiteren ist die Reihenfolge der Iteration durch die Objekte und damit die Abfolge der Neuordnungen sind im konventionellen k -means Verfahren vorbestimmt. Unterschiedliche Abfolgen können ebenfalls zu unterschiedlichen Klassifikationen führen. Die Anfangsbedingungen und die Iterationsreihenfolge bestimmen also in deterministischer Art und Weise die Trajektorie, die während des Iterationsprozesses durchlaufen wird und steuern

den Optimierungsprozess in ein bestimmtes lokales Maximum der Kostenfunktion. Ziel sollte es aber sein, das globale Maximum der Kostenfunktion zu erreichen.

Diversified Randomization

Es existiert eine Reihe von Erweiterungen des konventionellen Verfahrens, die es ermöglichen, sich dem globalen Maximum der Kostenfunktion anzunähern. Beispielsweise kann der Iterationsprozess mehrfach wiederholt werden, wobei der Algorithmus jedes Mal mit unterschiedlichen, zufällig gewählten Anfangsbedingungen gestartet wird. Des Weiteren kann auch der Iterationsprozess selber so modifiziert werden, dass die Objekte nicht in einer vorgegebenen Reihenfolge durchlaufen werden, sondern dass die Reihenfolge der Iterationen per Zufallsgenerator bestimmt wird. Nach einer bestimmten Anzahl von Durchgängen der Durchgang ausgewählt, der die größte ECV erreicht hat. Dieses Vorgehen der zufallsgesteuerten Initialisierung und Iteration wird als Diversified Randomization bezeichnet.

Simulated Annealing

Diversified Randomization allein ermöglicht es dem Iterationsprozess aber weiterhin, entlang einer Trajektorie zu verlaufen, die in ein lokales Maximum führt. Wird eine solche Trajektorie verfolgt, ist es ab einem gewissen Punkt nicht mehr möglich, diese Trajektorie durch weitere Neuordnungen der Objekte wieder zu verlassen. Die Einführung des sogenannten Simulated Annealings ermöglicht es dem Iterationsprozess, ein lokales Maximum der Kostenfunktion wieder zu verlassen, auch wenn damit zunächst eine Verringerung der ECV einhergeht. Der Bezeichnung Simulated Annealings ist dabei als Analogie zu einem Abkühlungsprozess gewählt. Man stelle sich beispielsweise die Atomen eines glühenden Metalls, die im Laufe des Abkühlungsprozesses die Stärke ihrer molekularen Bewegungen reduzieren. Beim Simulated Annealing wird ein „Temperatur“-Parameter \mathcal{T} definiert, der im Laufe der Iteration abnimmt:

$$\mathcal{T}_{i+1} = c\mathcal{T}_i, \quad (3.4)$$

wobei i den Iterationsschritt kennzeichnet. Der sogenannte Kühlungsfaktor c bestimmt, wie schnell die der Wert von \mathcal{T} im Laufe der Iteration abnimmt.

Im Standardverfahren des k -means wird ein Objekt nur dann einem neuen Cluster zugeordnet, wenn dadurch die ECV erhöht wird. Beim Simulated Annealing kann dagegen auch eine „falsche“ Neuordnung durchgeführt werden, die zu einer Verringerung der ECV führt. Ob eine solche „falsche“ Neuordnung erfolgt, wird durch die Ziehung einer Zufallszahl zwischen 0 und 1 bestimmt. Eine „falsche“ Neuordnung eines Objekts erfolgt dann, wenn die Zufallszahl den Schwellwert S unterschreitet:

$$S = \exp\left(\frac{D_{old} - D_{new}}{\mathcal{T}}\right), \quad (3.5)$$

wobei D_{old} der Euklidische Abstand zwischen dem Objekt und seinem aktuellen Clusterzentroid und D_{new} der Euklidische Abstand zwischen dem Objekt und dem Zentroid seines potentiellen neuen Clusters ist. Zu Beginn des Iterationsprozesses nimmt S einen Wert nahe 1 an, was zur Folge hat das bei vielen Objekten eine "falsche" Zuordnung durchgeführt wird. So kann am Anfang des Iterationsprozesses verhindert werden, das die Trajektorie des Prozessen frühzeitig in einem niedrigen lokalen Maximum endet. Im Laufe der Iterationen nimmt S stetig ab und geht gegen 0, wodurch am Ende des Iterationsprozesses nur noch sehr wenige "falsche" Neuzuordnungen durchgeführt werden. Der Iterationsprozess endet, wenn keine Vergrößerung der ECV mehr erreicht werden kann.

Die Kombination aus Simulated Annealing und Diversified Randomization führt zu einer hohen Wahrscheinlichkeit, dass ein Ergebnis erreicht wird, das nahe des globalen Maximums der Kostenfunktion liegt. [Philipp et al. \(2007\)](#) haben gezeigt, dass 1000 zufällig initialisierte Durchläufen des Iterationsprozesses mit einem Kühlungsfaktor von $c = 0.90$ stabile Ergebnisse bei einem akzeptablen Rechenaufwand liefern. Diese Einstellungen des Algorithmus haben sich nach einigen Tests auch für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Klassifizierungen als sinnvoll erwiesen.

Aufspaltung der Regionalmodellfelder

4.1 Allgemeine Aufspaltung

Im Rahmen dieser Arbeit werden die Abweichungen zwischen RCM-Simulationen und den verwendeten Antriebsdaten untersucht. Die Grundlage für diese Untersuchungen bildet eine formale Aufspaltung der Regionalmodellfelder. Eine Variable des RCMs ψ_{RCM} wird als Summe eines „primären“ Anteils ψ_{pri} und eines „sekundären“ Anteils ψ_{sek} interpretiert:

$$\psi_{RCM} = \psi_{pri} + \psi_{sek} \quad (4.1)$$

Der primäre Anteil ψ_{pri} wird gleichgesetzt mit der entsprechenden Variablen aus dem antreibenden GCM ψ_{GCM} . Handelt es sich dabei um ein diskretisiertes Feld, sollte ψ_{GCM} auf dem Gitter des RCMs vorliegen. Es ergibt sich also für den primären und sekundären Anteil, dass

$$\psi_{pri} = \psi_{GCM} \quad \text{und} \quad (4.2)$$

$$\psi_{sek} = \psi_{RCM} - \psi_{GCM}. \quad (4.3)$$

ψ_{sek} beschreibt also die Abweichung des RCMs vom antreibenden Modell. Wenn im Rahmen dieser Arbeit die Bezeichnungen „primär“ und „sekundär“ verwendet werden, so beziehen sie sich jeweils auf den hier definierten primären und sekundären Anteil einer bestimmten Variablen des RCMs. Ist ψ abhängig von der Zeit, gilt das natürlich auch für ψ_{pri} und ψ_{sek} und es lässt sich eine zeitliche Mittelung durchführen. Diese wird durch eine waagerechte Linie über der Variablen gekennzeichnet. So entspricht $\overline{\psi_{sek}}$ der zeitlich gemittelten Differenz zwischen RCM und GCM.

4.2 Aufspaltung der Windfelder

Von besonderer Bedeutung ist der primäre und sekundäre Anteil des horizontalen Windvektors \vec{v} . Ersetzt man ψ durch \vec{v} , ergibt sich analog zu Gleichung 4.2 und 4.3, dass

$$\vec{v}_{pri} = \begin{pmatrix} u_{pri} \\ v_{pri} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{GCM} \\ v_{GCM} \end{pmatrix} \quad \text{und} \quad (4.4)$$

$$\vec{v}_{sek} = \begin{pmatrix} u_{sek} \\ v_{sek} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{RCM} - u_{GCM} \\ v_{RCM} - v_{GCM} \end{pmatrix}. \quad (4.5)$$

Im Rahmen dieser Arbeit werden die Bezeichnungen „Primärzirkulation“ (PZ) und „Sekundärzirkulation“ (SZ) verwendet. PZ bezieht sich dabei auf \vec{v}_{pri} , d. h. die Strömung in den Antriebsdaten. SZ bezieht sich auf \vec{v}_{sek} , d. h. die Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM.

Liegt \vec{v}_{sek} als Zeitreihe vor und soll ein zeitliches Mittel berechnet werden, ergeben sich verschiedene Möglichkeiten, wie die Berechnung des zeitlichen Mittels mit der Berechnung der Norm des Vektors kombiniert werden kann. Drei Variationen, die in dieser Arbeit verwendet werden, werden hier eingeführt.

1. $\overline{\vec{v}_{sek}}$ ist eine vektorielle Größe, deren Komponenten sich aus den zeitlich gemittelten Differenzen der Windvektorkomponenten von RCM und GCM zusammensetzt:

$$\overline{\vec{v}_{sek}} = \begin{pmatrix} \overline{u_{sek}} \\ \overline{v_{sek}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \overline{u_{RCM}} \\ \overline{v_{RCM}} \end{pmatrix} - \begin{pmatrix} \overline{u_{GCM}} \\ \overline{v_{GCM}} \end{pmatrix} = \overline{\vec{v}_{RCM}} - \overline{\vec{v}_{GCM}}, \quad (4.6)$$

2. $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|$ ist die Norm von $\overline{\vec{v}_{sek}}$ und gibt demnach den Betrag der zeitlich gemittelten Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM an:

$$\|\overline{\vec{v}_{sek}}\| = \sqrt{(\overline{u_{RCM}} - \overline{u_{GCM}})^2 + (\overline{v_{RCM}} - \overline{v_{GCM}})^2} \quad (4.7)$$

Liegt $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|$ als räumliches Feld vor, lässt sich ein integratives Maß für die Intensität der Sekundärzirkulation (SZI) für eine bestimmte Region definieren:

$$SZI = \langle \|\overline{\vec{v}_{sek}}\| \rangle \quad (4.8)$$

wobei die eckigen Klammern eine räumliche Mittelung repräsentieren.

3. Berechnet man zuerst die Normen der Windvektoren im RCM und GCM, mittelt diese zeitlich und bildet die Differenz, erhält man einfach die Differenz der mittleren Windgeschwindigkeiten:

$$\|\overline{\vec{v}}\|_{sek} = \overline{\|\vec{v}_{RCM}\|} - \overline{\|\vec{v}_{GCM}\|} \quad (4.9)$$

Klimatologie der Sekundärzirkulation

Das Ziel dieses Kapitels ist die Untersuchung der klimatologischen Eigenschaften der primären und sekundären Anteile der Strömung im CCLM. Der Fokus liegt dabei auf der großskaligen Zirkulation in der freien Atmosphäre, weshalb hier zunächst die 500 hPa-Fläche betrachtet wird. Als Datengrundlage für diese Untersuchungen dient der in Abschnitt 2.3 beschriebene 41-jährige Konsortiallauf des CCLMs und die GCM-Simulation mit dem ECHAM5, die als Antriebsdaten für das CCLM verwendet wurde.

5.1 Langjähriges Mittel

Zunächst werden die langjährigen klimatologischen Mittel der PZ und SZ, sowie die mittleren Felder der GPH betrachtet. Dazu werden zeitliche Mittel über die gesamten 41 Jahre der CCLM-Simulation berechnet. Die Aufspaltung der CCLM-Felder in ihre primären und sekundären Anteile erfolgt gemäß der Definitionen aus Kapitel 4.

Die Primärzirkulation im Modellgebiet des CCLMs, hier dargestellt durch die mittleren Windfelder und die GPH der ECHAM5-Simulation in 500 hPa, ist weitestgehend zonal ausgerichtet (Abb. 5.1a). Es ist zu beachten, dass die Breitengrade auf Grund des rotierten Modellgitters des CCLMs nicht parallel zu den Modellrändern verlaufen, sondern in der gewählten Darstellung eine Krümmung aufweisen. Eine zonale Strömung im geographische Koordinatensystem erscheint deshalb im rotierten Koordinatensystem des CCLMs als gekrümmte Bahn. Des Weiteren werden hier und in allen weiteren Abbildungen die Vektorpfeile aus Gründen der Übersichtlichkeit nur an jedem 18. Gitterpunkt dargestellt. Die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten

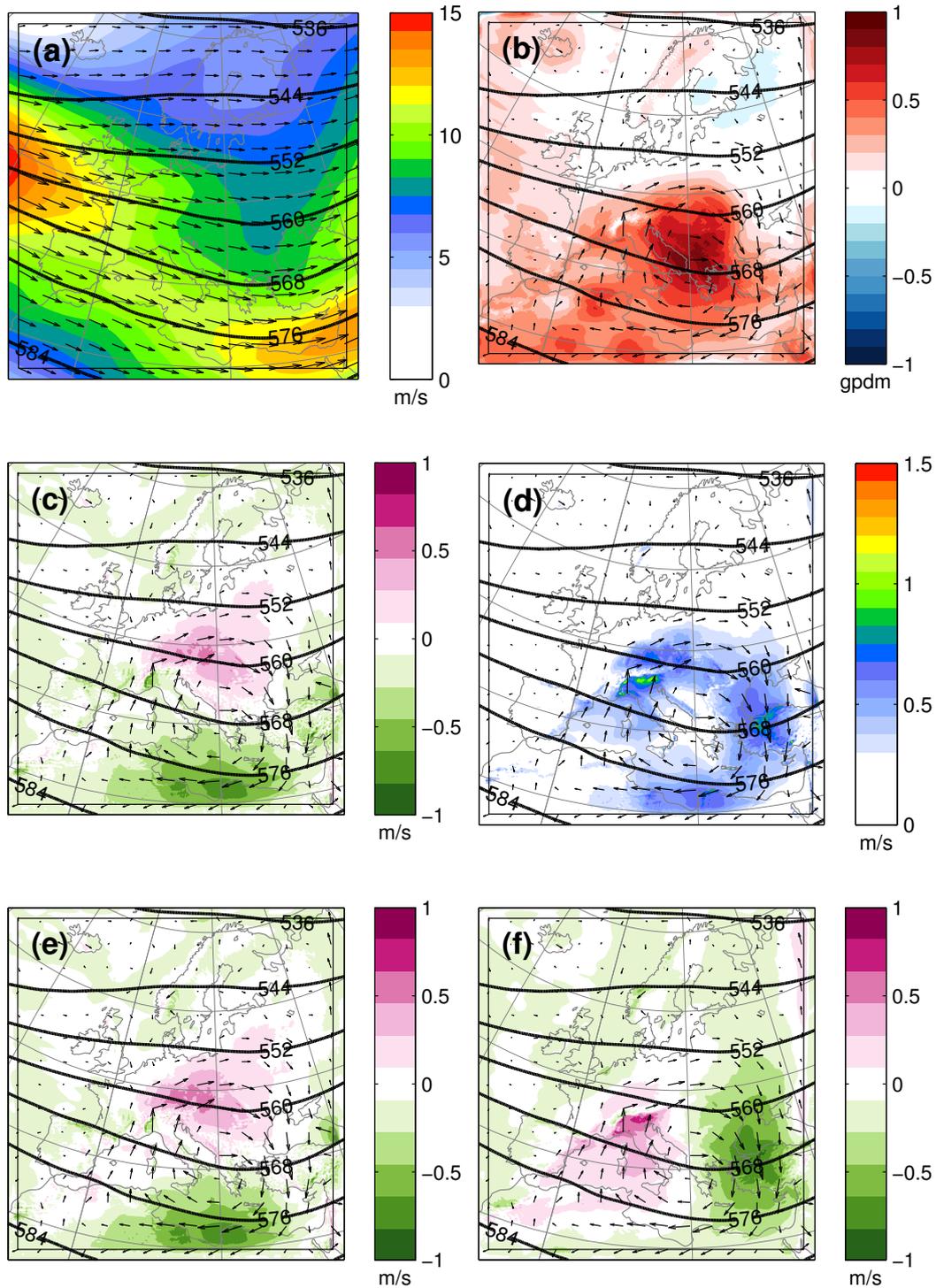


Abbildung 5.1: 41-jährige Mittel der Primär- und Sekundärzirkulation in 500 hPa. Farbige Schattierungen kennzeichnen die (a) ECHAM5-Windgeschwindigkeiten, (b) GPH-Differenzen, (c) Windgeschwindigkeitsdifferenzen, (d) Beträge der Windvektordifferenzen und Differenzen der (e) zonalen und (f) meridionalen Windkomponenten zwischen CCLM und ECHAM5. Die Vektorpfeile entsprechen (a) \vec{v}_{pri} und (b-f) \vec{v}_{sek} . (a-f) Konturlinien kennzeichnen die GPH in gpm in ECHAM5.

von 15 m/s werden im Bereich des Nordatlantiks am westlichen Modellrand erreicht, wo die zonale Strömung in das Modellgebiet einströmt. Ein zweites schwächeres Maximum der Windgeschwindigkeiten befindet sich über dem östlichen Mittelmeer, am östlichen Ausströmrand des Modellgebiets. Auf Grund des geostrophischen Gleichgewichts verläuft die PZ in 500 hPa parallel zu den Isohypsen der GPH. Deshalb wird in den folgenden Abbildungen die GPH in ECHAM5 zur Darstellung der PZ eingesetzt.

Die Sekundärzirkulation wird dargestellt durch die zeitlich gemittelten Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Gleichung 4.6) und deren Beträgen (Gleichung 4.7), sowie durch die GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5. Die zeitlich gemittelten Windvektordifferenzen zeigen einen antizyklonalen Wirbel (Abb. 5.1b). Wirbel dieser Art, die sich in den Feldern der SZ zeigen, werden im folgenden als Sekundärwirbel bezeichnet. Dieser Sekundärwirbel erstreckt sich in zonaler Richtung vom westlichen Mittelmeer bis zur Türkei und in meridionaler Richtung von Nordafrika bis Polen. Innerhalb des Sekundärwirbels zeigen die GPH-Differenzen eine annähernd kreisförmige, positive GPH-Anomalie mit einem Durchmesser von ca. 2500 km. Die GPH-Anomalie erreicht ihr Maximum von 1 gpm im Bereich des Balkans. Außerhalb des antizyklonalen Sekundärwirbels sind die GPH-Differenzen deutlich niedriger und liegen weitgehend unter 0,2 gpm. Nur im südlichen Bereich des Modellgebiets zeigen sich weitere kleine lokale Maxima mit Werten um 0,4 gpm. Es ist zu beachten, dass die GPH-Differenzen im Bereich der Relaxationszone nicht null werden, obwohl hier die Antriebsdaten nach dem Verfahren des One-Way-Nestings vorgeschrieben werden. Das liegt daran, dass die GPH der Druckflächen keine prognostische Variable ist, sondern sowohl im CCLM als auch im ECHAM5 diagnostisch berechnet wird. Durch Ungenauigkeiten in der Vertikalinterpolation zwischen den Modellflächen kommt es so vermutlich zu diesen Differenzen.

Der Beträge der Windvektordifferenzen kennzeichnet die Stärke der Sekundärzirkulation (Abb. 5.1d). Die Beträge der Windvektordifferenzen zeigen ein kreisförmiges Windband um das Wirbelzentrum herum. Innerhalb dieses Windbands werden in einer Entfernung von etwa 500 bis 1500 km vom Wirbelzentrum Beträge in einer Größenordnung von 0.5 bis 1 m/s erreicht. Das entspricht lokal zwischen 5 und 10 % der Windgeschwindigkeiten, die im ECHAM5 erreicht werden. Die höchsten Beträge der Windvektordifferenzen von über 1 m/s werden südlich der Alpen und im Bereich der türkischen Gebirge erreicht. Im Wirbelzentrum und außerhalb des Wirbels gehen die Werte auf unter 0,3 m/s zurück. Die Vektoren des Sekundärwirbels sind in etwa parallel zu den Isohypsen der GPH-Anomalie ausgerichtet. Das deutet darauf hin, dass diese großskaligen Strömungsanomalien im CCLM annähernd geostrophisch balanciert sind.

Der Sekundärwirbel zeigt sich auch in den zeitlich gemittelten Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 anhand eines Dipols aus positiven und negativen Werten (Abb. 5.1c). Der positiven Teil des Dipols mit höheren Geschwindigkeiten im CCLM liegt über Osteuropa in der nördlichen

Hälfte des antizyklonalen Sekundärwirbels. Hier addieren sich die zonal nach Osten gerichtete Grundströmung der PZ und die nach Osten gerichtete SZ, was zu höheren Windgeschwindigkeiten im CCLM führt. Der negative Teil des Dipols liegt über dem östlichen Mittelmeer in der südlichen Hälfte des Sekundärwirbels. Hier wirkt die nach Westen gerichtete SZ entgegen der nach Osten gerichtete Grundströmung der PZ und führt so zu niedrigeren Windgeschwindigkeiten im CCLM. Die Beträge der Windgeschwindigkeitsdifferenzen liegen im Bereich von 0,6 m/s. Das entspricht lokal etwa 5 % bis 8 % der Windgeschwindigkeiten im ECHAM5.

Die zeitlich gemittelten Differenzen der zonalen sowie der meridionalen Windkomponenten zeigen ebenfalls dipolartige Strukturen im Bereich des Sekundärwirbels (Abb. 5.1e und 5.1f). Im Fall der zonalen Windkomponente liegt der Dipol an der gleichen Position wie im Fall der Windgeschwindigkeitsdifferenzen und auch die Beträge der Differenzen sind ähnlich. Der Dipol in der meridionalen Komponente ist um 90° rotiert, wobei die positiven Differenzen in der westlichen Hälfte des Sekundärwirbels liegen und die negativen Differenzen in der östlichen Hälfte. Ähnliche Dipolmuster in den Differenzen der Windkomponenten zwischen einem RCM und den Antriebsdaten sind auch von Miguez-Macho et al. (2004) in einer Simulation über dem nordamerikanischen Kontinent beobachtet worden. Sie wurden von den Autoren allerdings nicht als Teil einer geschlossenen Sekundärzirkulation identifiziert.

5.2 Saisonale Mittel

Die saisonalen Mittel der SZ für Winter (DJF) und Sommer (JJA) zeigen deutliche Unterschiede hinsichtlich der Struktur und Intensität der SZ (Abb. 5.2). Das Zentrum des antizyklonalen Sekundärwirbels liegt zwar in beiden Jahreszeiten über der Balkanhalbinsel, im Sommer ist der antizyklonale Sekundärwirbel aber deutlich größer und stärker ausgeprägt als im Winter. Im Sommer grenzt der Sekundärwirbel direkt an den Ost- und Südrand des CCLMs. Im Winter ist der Wirbel dagegen deutlich von den Modellrändern abgegrenzt. Insbesondere im östlichen und südlichen Teil des Wirbels, im Bereich der Türkei, Ägyptens und Libyens, sind die Beträge der Windvektordifferenzen im Sommer besonders groß. Hier werden großflächig mehr als 1 m/s erreicht. Das entspricht in großen Bereichen mehr als 10 %, lokal sogar bis zu 50 % der Windgeschwindigkeiten im ECHAM5 (Abb. 5.2f). Die GPH-Anomalie beträgt im Zentrum des Wirbels mehr als 1,5 gpdm.

Im Winter ist der antizyklonale Sekundärwirbel nicht nur kleinräumiger, sondern auch schwächer ausgeprägt als im Sommer. GPH-Anomalie erreicht hier nur 0,9 gpdm. Auch die Beträge der Windvektordifferenzen liegen weitestgehend unter 1 m/s. Im Gegensatz zum Sommer ist der südliche Teil des Wirbels sehr schwach. Des Weiteren zeigt sich nördlich und nordöstlich des antizyklonalen Wirbels ein Bereich mit negativen GPH-Anomalien von etwa -0,6 gpdm. Entlang

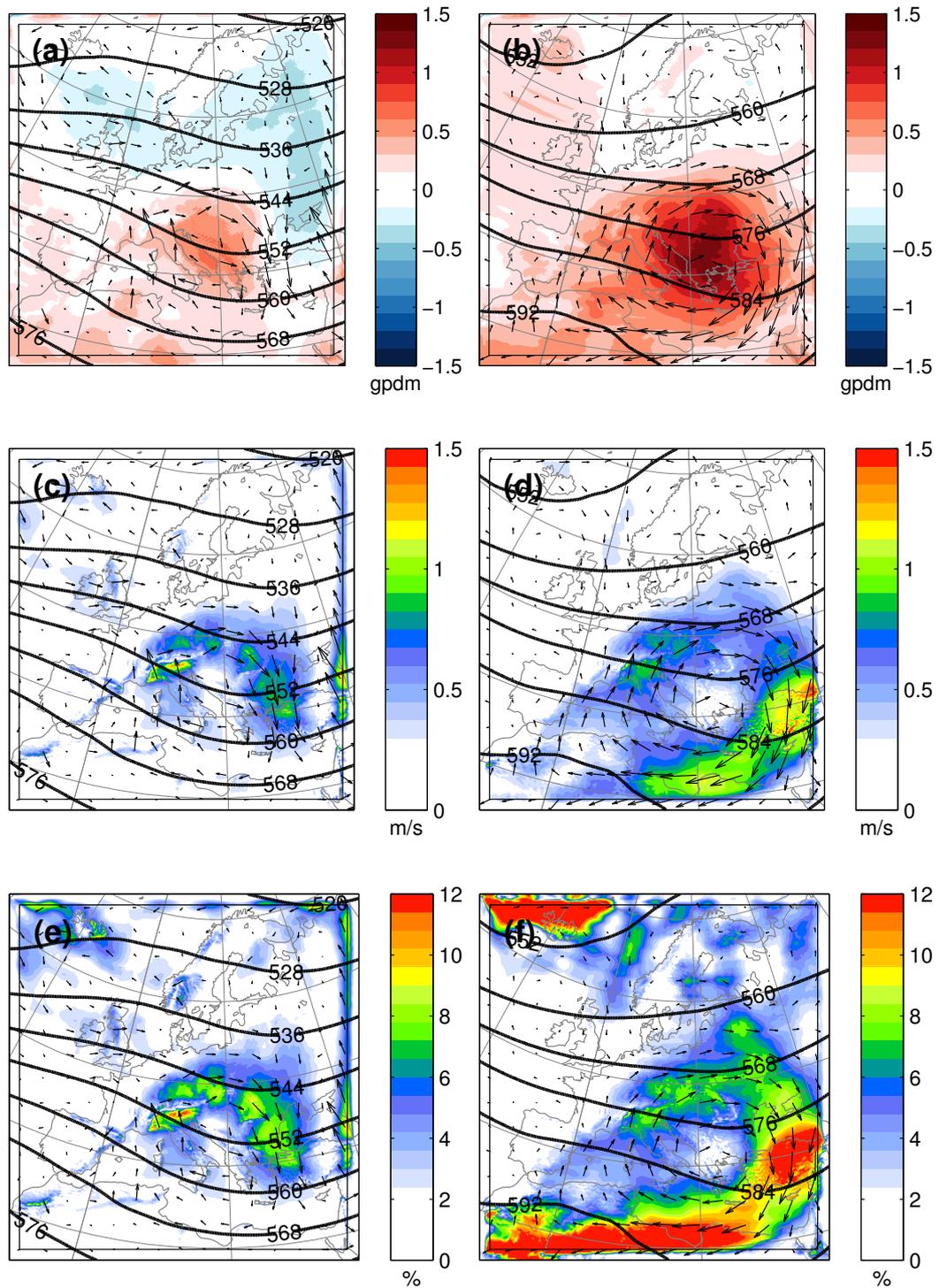


Abbildung 5.2: Jahreszeitliche Mittel der Primär- und Sekundärzirkulation in 500 hPa für (a,c,e) DJF (b,d,f) und JJA. (a-b) GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5, (c-d) Beträge der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 und (e-f) die relative Größe der Beträge in Prozent im Verhältnis zur Windgeschwindigkeit in ECHAM5 (farbige Schattierungen). (a-f) GPH in gpdm in ECHAM5 (Konturlinien) und Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile). Der längste Vektorpfeil entspricht 2 m/s.

der Relaxationszone des östlichen Modellrands zeigen die Windvektordifferenzen im Winter eine langgestreckte, nordwärts gerichtete Sekundärströmung. Diese Randströmung erreicht Werte von 1,6 m/s und ist in ihrer Breite auf wenige Gitterboxen beschränkt. Beim Erreichen des nördlichen Modellrands schwenkt sie um 90° und verläuft weiter entlang des Nordrands, allerdings mit geringeren Beträgen als am Ostrand.

5.3 Jahreszeitlicher Verlauf

Durch die bisherigen Untersuchungen konnten drei wesentliche Merkmale der zeitlich gemittelten SZ identifiziert werden: (i) ein antizyklonaler Sekundärwirbel mit einer positiven GPH-Anomalien stromabwärts der Alpen, (ii) im Winter negative GPH-Anomalien in der nördlichen Hälfte des Modellgebiets und (iii) sekundäre Randströmungen an den Modellrändern. In diesem Abschnitt werden diese drei Merkmale im jahreszeitlichen Verlauf untersucht. Dazu werden die zeitliche gemittelten Felder separat für die einzelnen Monate berechnet (Abb. 5.3). Der jahreszeitliche Verlauf der drei Merkmale lässt sich wie folgt zusammenfassen:

- (i) Der antizyklonale Sekundärwirbel stromabwärts der Alpen ist, abgesehen vom März, in allen Monaten erkennbar. Er zeigt einen starken Jahresgang in seiner Ausdehnung und Intensität. Mit seinem völligen Verschwinden im März erreicht er sein Minimum und nimmt an Intensität und Ausdehnung zu bis im Juli das Maximum erreicht wird und wiederum bis zum März an Intensität verliert (Abb. 5.4). Der Jahresgang wird auch ersichtlich, wenn die räumliche Verteilung der Beträge der Windvektordifferenzen der verschiedenen Jahresmonatsmittel als Boxplot dargestellt wird (Abb. 5.3). Insbesondere das 75. Perzentil zeigt den Einfluss des antizyklonalen Wirbels. Die Werte des 75. Perzentils sind im Juni und Juli besonders hoch.
- (ii) Von November bis Juni zeigen sich schwache zyklonale Sekundärwirbel in der nördlichen Hälfte des Modellgebiets. Diese zyklonalen Wirbel, die mit negativen GPH-Anomalien verknüpft sind, folgen keinem so deutlichen Jahresgang wie der antizyklonale Sekundärwirbel, sondern zeigen alle eine relativ ähnliche Intensität. Des Weiteren treten sie, im Gegensatz zum antizyklonalen Wirbel, innerhalb der nördlichen Hälfte des Modellgebiets in unterschiedlichen Bereichen des Modellgebiets auf.
- (iii) Die nordwärts gerichtete Randströmung in der SZ tritt in deutlich ausgeprägter Form von Dezember bis März auf. Innerhalb dieses Zeitraums ist der antizyklonale Wirbel stark verkleinert und reicht nicht mehr bis an den östlichen Modellrand heran. Die nordwärts gerichtete Sekundärströmung am Ostrand tritt immer dann auf, wenn eine negative GPH-Anomalie an den Modellrand Grenzt.

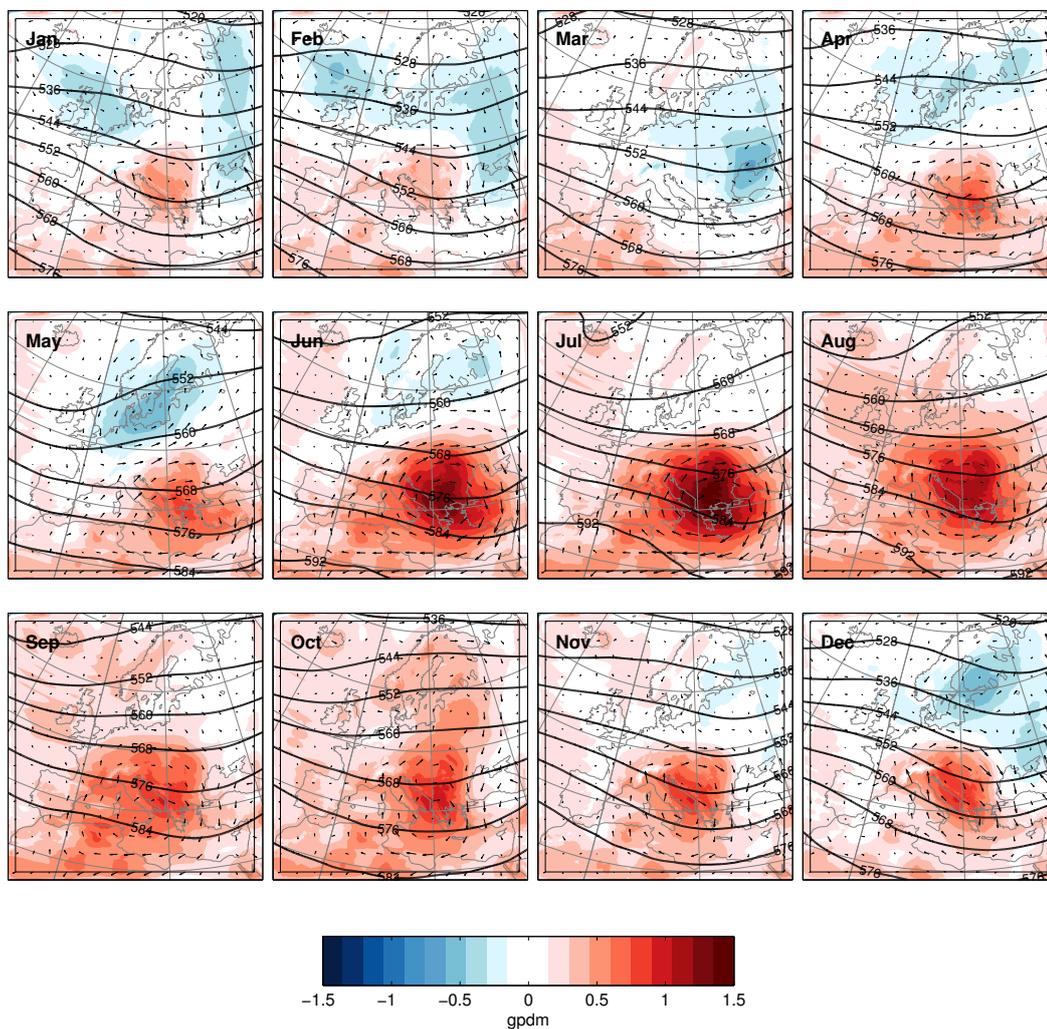


Abbildung 5.3: Monatsmittel der Primär- und Sekundärzirkulation. GPH in ECHAM5 (Konturen), GPH-Differenz zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierungen) und Windvektordifferenz zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile). Der längste Vektorpfeil entspricht 2,45 m/s.

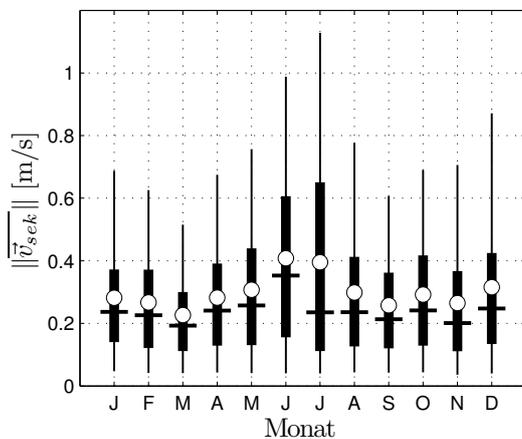


Abbildung 5.4: Jahresgang der Beträge der monatlich gemittelten Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 ($\|\vec{v}_{sek}\|$). Boxplots zeigen den Mittelwert (Kreis), den Median (horizontale Linie), das 25. und 75. Perzentil (dicke Linien) sowie das 5. und 95. Perzentil (dünne Linie) der räumlichen Felder von $\|\vec{v}_{sek}\|$ aus Abb. 5.3.

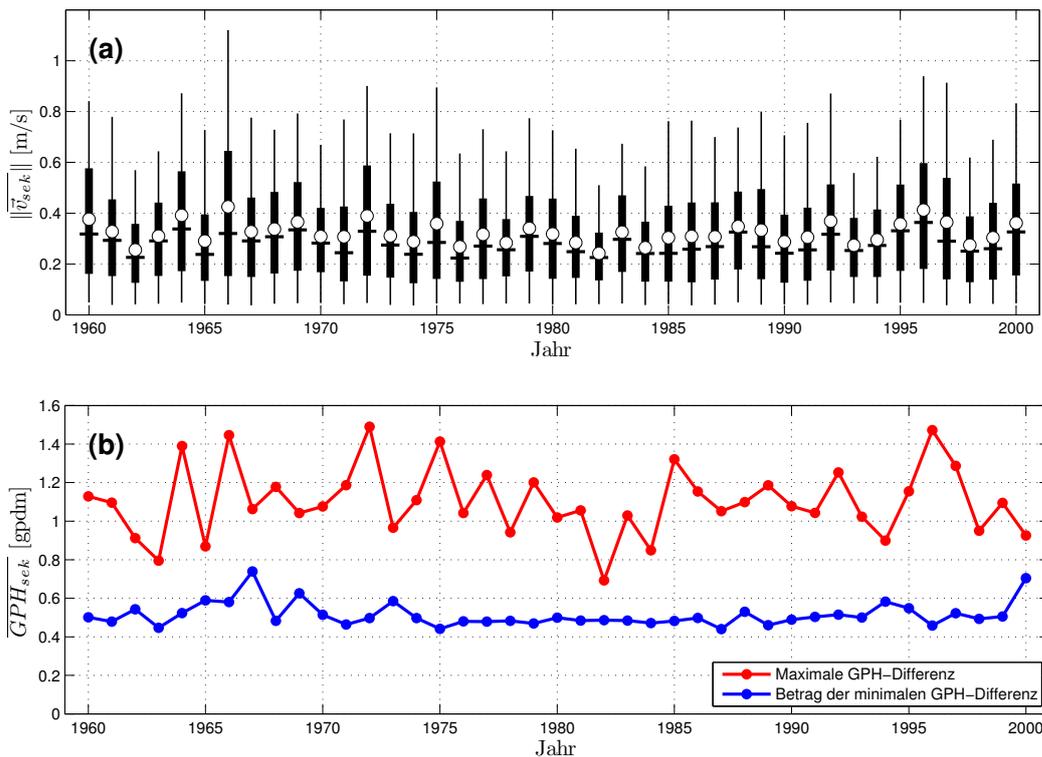


Abbildung 5.5: (a) Boxplots wie in Abb. 5.4, aber für die räumlichen Felder der Beträge der jährlich gemittelten Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 ($\|\vec{v}_{sek}\|$). (b) Räumliche Maxima und Beträge der räumlichen Minima der mittleren GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 für verschiedene Jahre.

5.4 Interannuelle Variabilität

In Abschnitt 5.1 wurde die zeitlich gemittelte SZ der gesamten 41 Modelljahre untersucht. Berechnet man die mittlere SZ separat für die einzelnen Modelljahre, zeigt sich, dass sowohl die Beträge der Windvektordifferenzen als auch die Minima und Maxima der GPH-Differenzen von Jahr zu Jahr um bis zu einem Faktor 2 unterscheiden können (Abb. 5.5). Im Modelljahr 1966¹ treten beispielsweise verhältnismäßig hohe Beträge der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 auf. Das 95. Perzentil der räumlichen Verteilung beträgt hier 1,1 m/s. Auch das räumliche Maximum der GPH-Anomalien ist hier mit 1,4 gpdm relativ hoch. Im Modelljahr 1982 sind die Beträge der Windvektordifferenzen dagegen verhältnismäßig klein. Das 95. Perzentil der räumlichen Verteilung beträgt hier nur 0,7 m/s.

Vergleicht man exemplarisch die räumlichen Muster der SZ der Jahre 1966

¹Es ist zu beachten, dass der Zustand des Modells in Modelljahr 1966 in keinem direkten Zusammenhang mit dem tatsächlich beobachteten Zustand der Atmosphäre im Jahr 1966 steht. Die Jahreszahlen kennzeichnen lediglich die Modelljahre hinsichtlich der Treibhausgaskonzentrationen, die als externer Antrieb verwendet wurden.

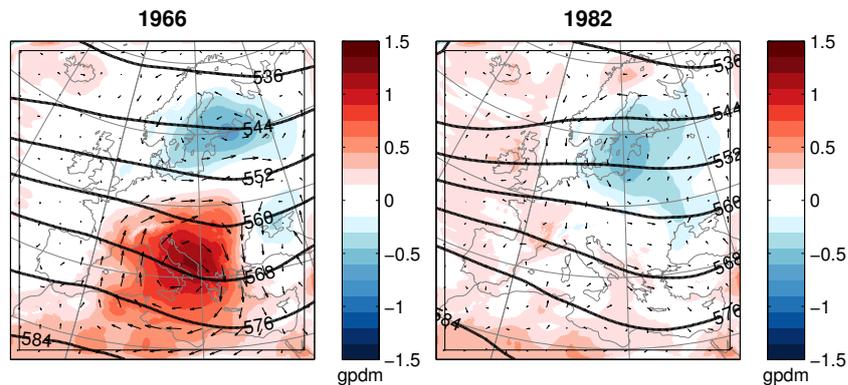


Abbildung 5.6: Jährliche Mittel der Primär- und Sekundärzirkulation für Modelljahr 1966 und 1982. GPH in ECHAM5 (Konturen), GPH-Differenz zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierungen) und Windvektordifferenz zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile). Der längste Vektorpfeil entspricht 1,5 m/s.

und 1982, zeigen sich deutlich unterschiedliche Strukturen (Abb. 5.6). Das Jahr 1966 zeigt einen stark ausgeprägten antizyklonalen Sekundärwirbel, ähnlich dem Wirbel im langjährigen Mittel. Zusätzlich existiert hier aber auch ein zyklonaler Wirbel im Bereich des Baltikums, der im langjährigen Mittel in der Form nicht zu sehen war. Das Jahr 1982 fällt dagegen durch das Fehlen des antizyklonalen Sekundärwirbels auf. Die GPH-Anomalien und die Windvektordifferenzen sind im gesamten Modellgebiet sehr niedrig. Lediglich der schwache zyklonale Wirbel im Bereich des Baltikums mit einer GPH-Anomalie von -0,48 gpdm ist vorhanden. Vergleicht man die räumlichen Muster der anderen Jahre des Modelllaufs (hier nicht gezeigt), so zeigen sich auch hier deutliche Unterschiede hinsichtlich der Intensitäten und räumlichen Ausdehnungen der Sekundärwirbel.

Insgesamt erweist sich die SZ also als sehr variabel. Sie verändert ihre Form und Stärke einerseits im jahreszeitlichen Verlauf, andererseits unterscheiden sich die Charakteristika auch von Jahr zu Jahr. Trotz dieser Variabilität zeigen sich immer wiederkehrende Muster. Dies ist zum einen der quasi-stationäre antizyklonale Sekundärwirbel im Bereich des östlichen Mittelmeers, zum anderen die in unterschiedlichen Regionen auftretenden zyklonalen Wirbel in der nördlichen Hälfte des Modellgebiets und schließlich die sekundäre Randströmung am östlichen Ausströmrand des Modellgebiets.

Zielorientierte Clusteranalyse

Die Untersuchung der klimatologischen Eigenschaften der SZ in Kapitel 5 hat gezeigt, dass in den zeitlich gemittelten Windfeldern des CCLMs zyklonale und antizyklonale Sekundärwirbel relativ zu den Antriebsdaten auftreten. In den folgenden Kapiteln soll untersucht werden, ob die Eigenschaften dieser Sekundärwirbel von der großskaligen Strömungssituation im Modellgebiet abhängen. Die Untersuchung der Abhängigkeit von der großskaligen Strömungssituation kann hilfreich sein, um die ursächlichen Mechanismen zu identifizieren, die zur Entstehung der Sekundärwirbel führen.

Es existiert eine Vielzahl an Methoden zur Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation der Atmosphäre (siehe Abschn. 3.1). In dieser Arbeit wird der objektive Clusteralgorithmus SANDRA ausgewählt. SANDRA wurde bereits in vorherigen Studien erfolgreich zur Wetterlagenklassifikation eingesetzt. Das Verfahren kommt ohne vordefinierte Klassen aus und ist deshalb flexibel einsetzbar. In Abschnitt 6.1 wird die Vorbereitung der Daten zur Anwendung des Clusteralgorithmus genauer erläutert. Abschnitt 6.2 beschäftigt sich mit dem Problem der Auswahl einer geeigneten Anzahl von Klassen und es wird ein Ansatz zur zielorientierten Clusteranalyse beschrieben. Anschließend wird in den Kapiteln 7 und 8 die Abhängigkeit der SZ von der großskaligen Strömungssituation im Winter bzw. im Sommer untersucht.

6.1 Vorbereitung der Daten

Zur Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation werden die ECHAM5-Felder der GPH in 500 hPa verwendet. Da nur die Strömungssituation innerhalb des CCLM-Modellgebiets klassifiziert werden soll, werden die ECHAM5-Felder zunächst auf ein grob aufgelöstes, rotiertes Gitter interpoliert, das anhand des CCLM-Gitters ausgerichtet ist. Eine Interpolation auf das hoch aufge-

löste CCLM-Gitter mit einer Auflösung von $0,165^\circ$ ist für die Klassifizierung nicht sinnvoll, da durch die große Zahl der Gitterpunkte die Rechenzeiten des SANDRA-Algorithmus stark ansteigen würden und nicht praktikabel wären. Die Auflösung des Klassifizierungsgitters wurde deshalb auf ungefähr $3,5^\circ$ reduziert. So ergibt sich ein Gitter aus 10×11 Gitterpunkten (Abb. 6.1). Dieses Gitter ist einerseits ausreichend, um die Eigenschaften der großskaligen Zirkulation zu erfassen und andererseits dazu geeignet, die Klassifizierungen mit dem SANDRA-Verfahren mit praktikablen Rechenzeiten durchzuführen.

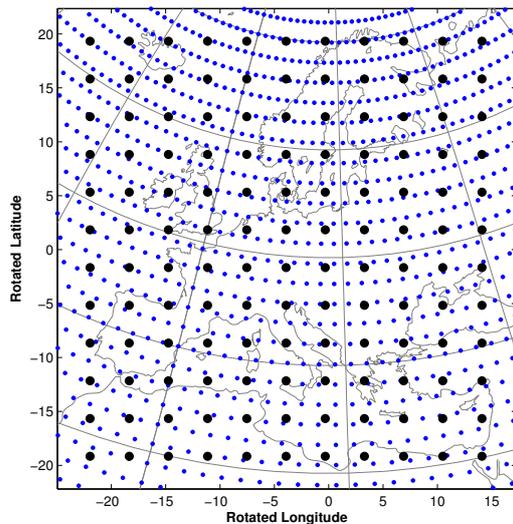


Abbildung 6.1: Positionen der Gitterpunkte des ECHAM5-Modellgitters (blau) und des Gitters zur Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation (schwarz) im Modellgebiet des CCLMs.

6.2 Bestimmung einer geeigneten Anzahl von Klassen

Ein kritischer Punkt der Clusteranalyse mit k -means und darauf basierenden Algorithmen ist die Wahl der Anzahl der Cluster k . Die Wahl von k ist zunächst dem Nutzer überlassen. Optimalerweise sollte die gewählte Klassenanzahl die interne Struktur der zu klassifizierenden Daten bestmöglich wiedergeben. Um diese interne Struktur der Daten objektiv zu bewerten, wurden verschiedene Methoden entwickelt. Die objektive Bestimmung einer optimalen Klassenanzahl erfolgt dabei in der Regel anhand der zu klassifizierenden Daten. Philipp et al. (2007) haben vier solcher Methoden miteinander verglichen. Der sogenannte Pseudo- F Index nach Caliński und Harabasz (1974) misst beispielsweise das Verhältnis zwischen den Abständen zwischen Objekten in unterschiedlichen Clustern und dem Abstand zwischen Objekten innerhalb derselben Cluster. Große Werte beschreiben demnach gut separierte und gruppierte Cluster. Das k , für das sich ein Maximum des Pseudo- F Index ergibt, kann als Klassenanzahl angesehen werden, die die interne Struktur der Daten am besten beschreibt. Alternativ kann nach Kauffman und Rousseeuw (1990) für jedes Objekt eines

Clusters eine sogenannte Silhouette berechnet werden. Diese Silhouetten geben an, ob das Objekt näher an den Objekten des nächstgelegenen Clusters oder an denen des eigenen Clusters liegt. Das arithmetische Mittel aller Silhouetten ergibt den Silhouetten-Koeffizienten, der für einzelne Cluster oder den gesamten Datensatz berechnet werden kann. Hohe Werte sind demnach gleichbedeutend mit gut separierten Clustern. Gerstengarbe und Werner (1997) schlagen einen Parameter vor, der den Grad der Überlappung von Clustern im Zustandsraum quantifiziert, das sogenannte Überlappungsverhältnis. Dieser Parameter variiert zwischen 0 und 1 und zeigt so Zustände zwischen vollständiger Separation und vollständiger Überlappung der Cluster an. Schließlich lässt sich nach Philipp et al. (2007) auch die ECV als Indikator für eine optimale Klassenanzahl heranziehen. Der SANDRA-Algorithmus selber hat das Ziel, die ECV zu maximieren, somit wäre ein optimaler Wert für k dann erreicht, wenn eine weitere Erhöhung von k zu keiner weiteren Erhöhung der ECV führt.

Philipp et al. (2007) haben den SANDRA-Algorithmus für die Klassifizierung der täglichen Bodendruckfelder im Bereich des Nordatlantik und Europas für den Zeitraum 1850 bis 2003 angewendet. Dabei wurde auch getestet, ob sich die vier oben beschriebenen Indikatoren zur Bestimmung einer optimalen Anzahl von Klassen eignen (Abb. 6.2a). Allerdings konnte keiner der vier Methoden

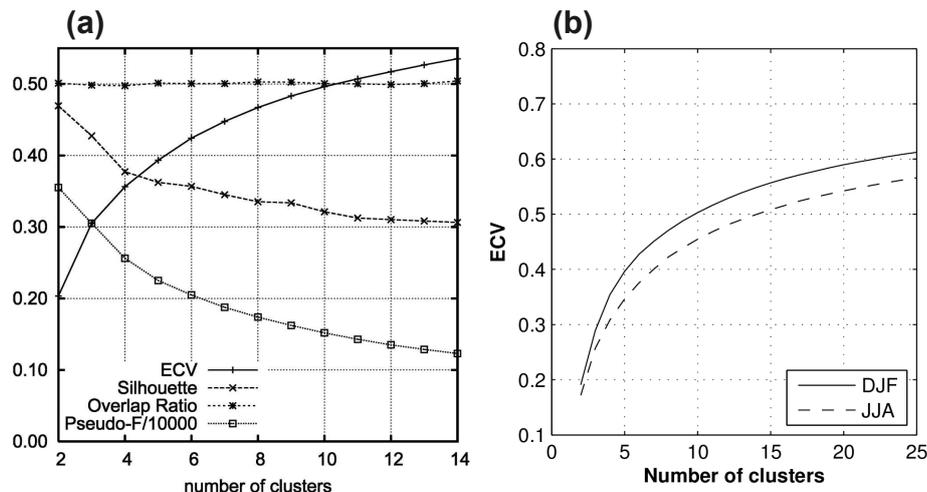


Abbildung 6.2: (a) Verschiedene klassische Parameter zur Bestimmung einer optimalen Anzahl von Klassen für die Klassifizierung von MSLP-Feldern über Europa und dem Nordatlantik im Winter (aus Philipp et al. (2007)). (b) ECV in Abhängigkeit von der Anzahl der Klassen für die Klassifizierung der GPH 500 hPa in ECHAM5 für Sommer (JJA) und Winter (DJF).

ein eindeutiges Ergebnis liefern. Das Überlappungsverhältnis und der Pseudo- F Index zeigen einen stetigen Abfall mit steigendem k , die ECV einen stetigen Anstieg und der Silhouettenkoeffizient zeigt keine Abhängigkeit von k .

Die Verfahren zur Bestimmung einer optimalen Anzahl von Klassen, die bei anderen Problemstellungen durchaus sinnvolle Ergebnisse liefern können,

scheitern also bei der Klassifikation atmosphärischer Druckmuster. Der Grund dafür ist vermutlich, dass sich die Druckfelder der verschiedenen Zeitschritte im Zustandsraum nicht deutlich voneinander separieren und getrennte Cluster bilden. Stattdessen gehen die Zustände fließend ineinander über. Philipp et al. (2007) wenden schließlich ein Verfahren an, das auf dem sogenannten Dominanz-Test nach Jacobeit (1993) basiert. Nach diesem Verfahren wird mittels einer Hauptkomponentenanalyse eine Mindestanzahl von Variabilitätsmustern bestimmt, die nötig ist, um ein bestimmtes Maß an Variabilität des Datensatzes zu erklären. Diese Zahl wird dann ebenfalls als optimale Anzahl von Klassen für den SANDRA-Algorithmus verwendet. Die Autoren stellen jedoch selber in Frage, inwieweit die Berechtigung besteht, die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse auf die Clusteranalyse zu übertragen.

Wird der SANDRA-Algorithmus auf die 6-stündigen GPH-Felder in 500 hPa aus der ECHAM5-Simulation angewendet, nachdem sie auf das Klassifizierungsgitter interpoliert wurden, zeigt sich für die ECV ein ähnliches Bild, wie es in Philipp et al. (2007) beschrieben wurde. Die ECV steigt stetig in Abhängigkeit von k (Abb. 6.2b). Bei kleinen k ist der Anstieg der ECV relativ steil, mit größer werdendem k wird die Steigung geringer. Es ist aber innerhalb des untersuchten Intervalls von 2 bis 25 Klassen kein asymptotisches Verhalten der ECV erkennbar, welches auf das Erreichen einer optimalen Klassenanzahl schließen lassen würde. Die Werte der ECV sind im Winter größer als im Sommer, was darauf schließen lässt, dass die Cluster der Strömungssituationen im Winter besser separiert sind als in den Sommermonaten.

Offensichtlich ist im Fall von atmosphärischen Druck- und GPH-Mustern die Bestimmung einer geeigneten Anzahl von Klassen anhand der zu klassifizierenden Daten selber nicht möglich. Stepp und Michalski (1986) stellen einen konzeptionellen Ansatz zur Erweiterung der Clusteranalyse vor, in dem Hintergrundwissen in das Klassifizierungsverfahren eingebracht wird und nennen dieses Verfahren zielorientierte Clusteranalyse. Rust et al. (2013) verfolgen den Ansatz der zielorientierten Klassifikation für eine meteorologische Problemstellung. Die Autoren wählen die Anzahl der Wetterlagen so, dass die Zielgröße eines statistischen Modells (in diesem Fall der Niederschlag im Senegal) unter Verwendung der Wetterlagen optimal modelliert wird. Im Folgenden wird der Versuch unternommen, den zielorientierten Ansatz auf die Problemstellung dieser Arbeit anzuwenden, wobei die Zielgröße in diesem Fall die SZ ist. Es werden verschiedene Kriterien vorgestellt, die basierend auf der Intensität und räumlichen Ausdehnung der SZ und den GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5 zur Identifizierung geeigneter Klassenanzahlen herangezogen werden können.

Das erste Kriterium basiert auf der Intensität der Sekundärzirkulation *SZI* (Gleichung 4.8). Mit dem SANDRA-Algorithmus werden die 6-stündigen ECHAM5-Felder der GPH der 500 hPa-Fläche klassifiziert, wobei jeder Zeitschritt der klassifizierten Daten einer der k Klassen zugeordnet wird. Daraufhin kann für jede Klasse die mittlere SZ und deren räumlich gemittelte Intensität

SZI berechnet werden. Als Ziel der Clusteranalyse wird nun definiert, dass mit einem möglichst niedrigen k eine möglichst hohe Variabilität der SZI -Werte zwischen den verschiedenen Klassen erreicht werden soll. Zur Quantifizierung dieser Variabilität wird die Between Cluster Standard Deviation (BCS) eingeführt. Die BCS einer Variablen ψ ergibt sich aus

$$BCS(\psi) = \sqrt{\frac{1}{k} \sum_{j=1}^k (\bar{\psi}_j - \bar{\psi})^2}, \quad (6.1)$$

wobei $\bar{\psi}_j$ dem Mittelwert aller Objekte aus Cluster j entspricht und $\bar{\psi}$ den Mittelwert aller Objekte im gesamten Datensatz darstellt.

Zur Identifizierung einer geeigneten Klassenanzahl wird nun die Between Cluster Standard Deviation der Intensität der Sekundärzirkulation $BCS(SZI)$ für alle k zwischen 2 und 25 berechnet. Sommer (JJA) und Winter (DJF) werden dabei separat behandelt, um jahreszeitliche Unterschiede besser identifizieren zu können. Im Sommer steigen die Werte von $BCS(SZI)$ mit steigendem k an (Abb. 6.3a). Es zeigen sich einige lokale Maxima, der höchste Wert wird aber erst bei 25 Klassen erreicht. Im Gegensatz zum Sommer wird im Winter der höchste Wert von $BCS(SZI)$ bei $k = 13$ erreicht. Eine weitere Vergrößerung von k führt zu keiner Erhöhung von $BCS(SZI)$. $k = 13$ kann im Winter daher als geeignete Klassenanzahl angesehen werden, wenn $BCS(SZI)$ als Kriterium gewählt wird. Im Sommer lässt sich dagegen keine eindeutige Aussage treffen.

Eine weitere Zielgröße, die zur Selektion einer geeigneten Klassenanzahl in Frage kommt, ist die Fläche, die durch eine relativ starke SZ betroffen ist. Diese Fläche, die hier als SZA bezeichnet wird, entspricht dem prozentualen Anteil der Gitterboxen im Modellgebiet, an denen die Beträge der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 größer sind als 0,5 m/s. Ein Schwellenwert von 0,5 m/s hat sich als geeignet herausgestellt, weil durch diese Wahl die räumliche Struktur der Sekundärwirbel in den zeitlich gemittelten Feldern gut erfasst wird. Analog zum vorherigen Kriterium werden hier die Werte von $BCS(SZA)$ für verschiedene Klassenanzahlen berechnet. Für den Winter ergibt sich auch in diesem Fall wieder ein absolutes Maximum der BCS bei $k = 13$ (Abb. 6.3b). Im Sommer ist aber auch mit diesem Kriterium kein klares Maximum auszumachen. Allerdings zeigt sich ab $k = 18$ kein weiterer Anstieg der Werte. Insgesamt sind die Werte von $BCS(SZA)$ im Sommer generell niedriger als im Winter.

In Kapitel 5 wurde gezeigt, dass auch die GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5 dazu geeignet sind, die Struktur der Sekundärwirbel zu beschreiben. Berechnet man für eine bestimmte Zirkulationsklasse das räumliche Mittel der Beträge der zeitlich gemittelten GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5, $\langle |GPH_{sek}| \rangle$, erhält man ein integrales Maß für die Amplituden der GPH-Anomalien innerhalb dieser Klasse. Berechnet man daraufhin die BCS dieses integralen Maßes, $BCS(\langle |GPH_{sek}| \rangle)$, für verschiedenen k , lässt sich die Variabilität der GPH-Anomalien in den verschiedenen Klassen für verschiedene k quantifizieren. Es zeigt sich, dass diese Variabilität im Winter um bis zu

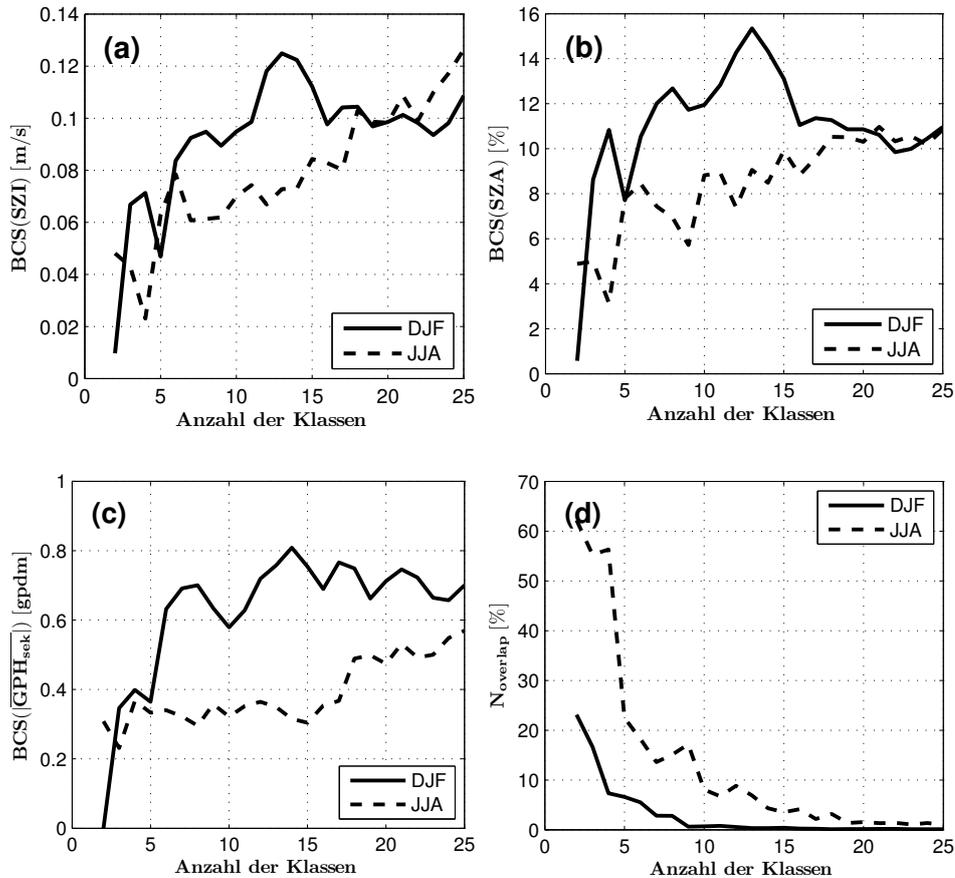


Abbildung 6.3: Parameter zur zielorientierten Clusteranalyse in Abhängigkeit von der Anzahl der Klassen. (a) Standardabweichung der Intensität der SZ, (b) Standardabweichung der relativen Fläche mit Beträgen der Windvektordifferenzen von über 0,5 m/s, (c) Standardabweichung der räumlich gemittelten Beträge der zeitlich gemittelten GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 und (d) relative Anzahl der Gitterboxen, die in allen k Klassen Beträge der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 von über 0.5 m/s aufweisen.

einen Faktor 2 größer ist als im Sommer. Im Winter ergibt sich ein globales Maximum bei $k = 14$, im Sommer erst bei $k = 25$.

Zuletzt soll noch quantifiziert werden, ob sich die Sekundärwirbel in den verschiedenen Klassen räumlich an den gleichen Positionen befinden, oder ob sich die Sekundärwirbel in den verschiedenen Klassen an unterschiedlichen Positionen befinden. Dazu wird für eine bestimmte Klassenanzahl k die Anzahl der Gitterboxen im Modellgebiet berechnet, an denen der Betrag der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 in **jeder** der k Klassen größer ist als 0,5 m/s. Diese wird ins prozentuale Verhältnis gesetzt zur Anzahl der Gitterboxen, an denen der Betrag der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 in **mindestens einer** der k Klassen größer als 0,5 m/s ist. Dieses prozentuale Verhältnis wird als $N_{overlap}$ bezeichnet. Treten die Sekun-

därwirbel in allen Zirkulationsklassen in der selben Region auf, sind die Werte von $N_{overlap}$ eher groß. Treten die Sekundärwirbel in den einzelnen Klassen dagegen in unterschiedlichen Regionen auf, so ist $N_{overlap}$ eher klein. Der Verlauf von $N_{overlap}$ in Abhängigkeit von k ähnelt einem exponentiellen Abfall (Abb. 6.3d). Das bedeutet, dass mit zunehmender Anzahl von Zirkulationsklassen die Sekundärwirbel hinsichtlich der Region ihres Auftretens besser separiert werden. Im Sommer ist $N_{overlap}$ deutlich größer als im Winter. Im Sommer liegt bei $k < 5$ mehr als 50 % der Fläche mit starker SZ in der selben Region. Im Winter überlappen dagegen für alle k weniger als 22 % der Flächen mit starker SZ. Um beispielsweise den Grad der Überlappung auf unter 10 % zu senken, reichen im Winter 4 Klassen aus, im Sommer müssten dagegen mindestens 10 Klassen gewählt werden.

Anhand der Ergebnisse dieses Abschnitts lässt sich also zusammenfassen, dass die Variabilität der SZ unter verschiedenen großskaligen Strömungsbedingungen im Sommer generell niedriger ist als im Winter. Eine (objektive) Wahl von k ist aber auch mit dem Ansatz der zielorientierten Klassifizierung weiterhin schwierig, da die (subjektive) Wahl unterschiedlicher Zielgrößen zu unterschiedlichen Ergebnissen führen kann. Für die Klassifizierung der Wintermonate kommen 13 oder 14 Klassen in Frage, im Sommer ist dagegen keine klare Aussage möglich. Für die folgenden Auswertungen in Kapitel 7 wird die Klassifizierung der GPH in 500 hPa im Winter mit $k = 13$ durchgeführt. Zum Vergleich wird in Kapitel 8 die Klassifizierung der Sommermonate ebenfalls mit $k = 13$ durchgeführt. Es sei hier bereits erwähnt, dass die grundlegenden Ergebnisse, die sich aus der Klassifizierung der Strömungssituation ergeben, im wesentlichen unabhängig von der genauen Zahl der Zirkulationsklassen sind. Die Berechnung der verschiedenen Parameter in Abhängigkeit von k , die innerhalb dieses Abschnitts durchgeführt wurde, hat aber dennoch nützliche Informationen zur Einschätzung der SZ geliefert.

Sekundärzirkulation im Winter

7.1 Einfluss der großskaligen Strömungssituation

In Abschnitt 6.2 wurde eine Anzahl von 13 Zirkulationsklassen ausgewählt, um die Abhängigkeit der SZ von der großskaligen Strömungssituation im Modellgebiet des CCLMs zu untersuchen. Um diese Untersuchung durchzuführen wurden die 6-stündigen Felder der GPH in 500 hPa aus der ECHAM5-Simulation 13 Klassen zugeordnet. Für jede Klasse wurden die mittleren Felder der SZ berechnet, indem über die Zeitschritte der jeweiligen Klasse gemittelt wurde. Abb. 7.1 zeigt die 13 mittleren Felder der Zirkulationsklassen *a* bis *m*. Sie sind in absteigender Reihenfolge entsprechend der Stärke der SZ angeordnet. Abb. 7.2a zeigt die SZI-Werte und die Verteilung der Beträge der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 der 13 Klassen anhand von Boxplots. Abb. 7.2b zeigt die Beträge der minimalen und maximalen GPH-Anomalie der 13 Klassen. Die wichtigsten Merkmale der Sekundärwirbel, die sich in den verschiedenen Zirkulationsklassen zeigen, können folgendermaßen zusammengefasst werden:

- **Antizyklonale Sekundärwirbel**

Die Klassen *a*, *b*, *c*, *d*, *e* und *j* zeigen jeweils einen antizyklonalen Sekundärwirbel, der in allen Fällen durch die Alpenregion verläuft und im Zentrum eine positive GPH-Anomalie zwischen 1 und 2 gpdm aufweist. Insbesondere in den Klassen *a* und *b* ist der Wirbel stark gestreckt und zieht sich durch das gesamte Modellgebiet. Die Streckung erfolgt dabei im Wesentlichen parallel zur Strömungsrichtung der PZ, also in Klasse *a* diagonal von Nordwest nach Südost, in Klasse *b* von Südwest nach Nordost.

- **Zyklonale Sekundärwirbel**

Fast alle Klassen zeigen einen oder mehrere zyklonale Sekundärwirbel mit

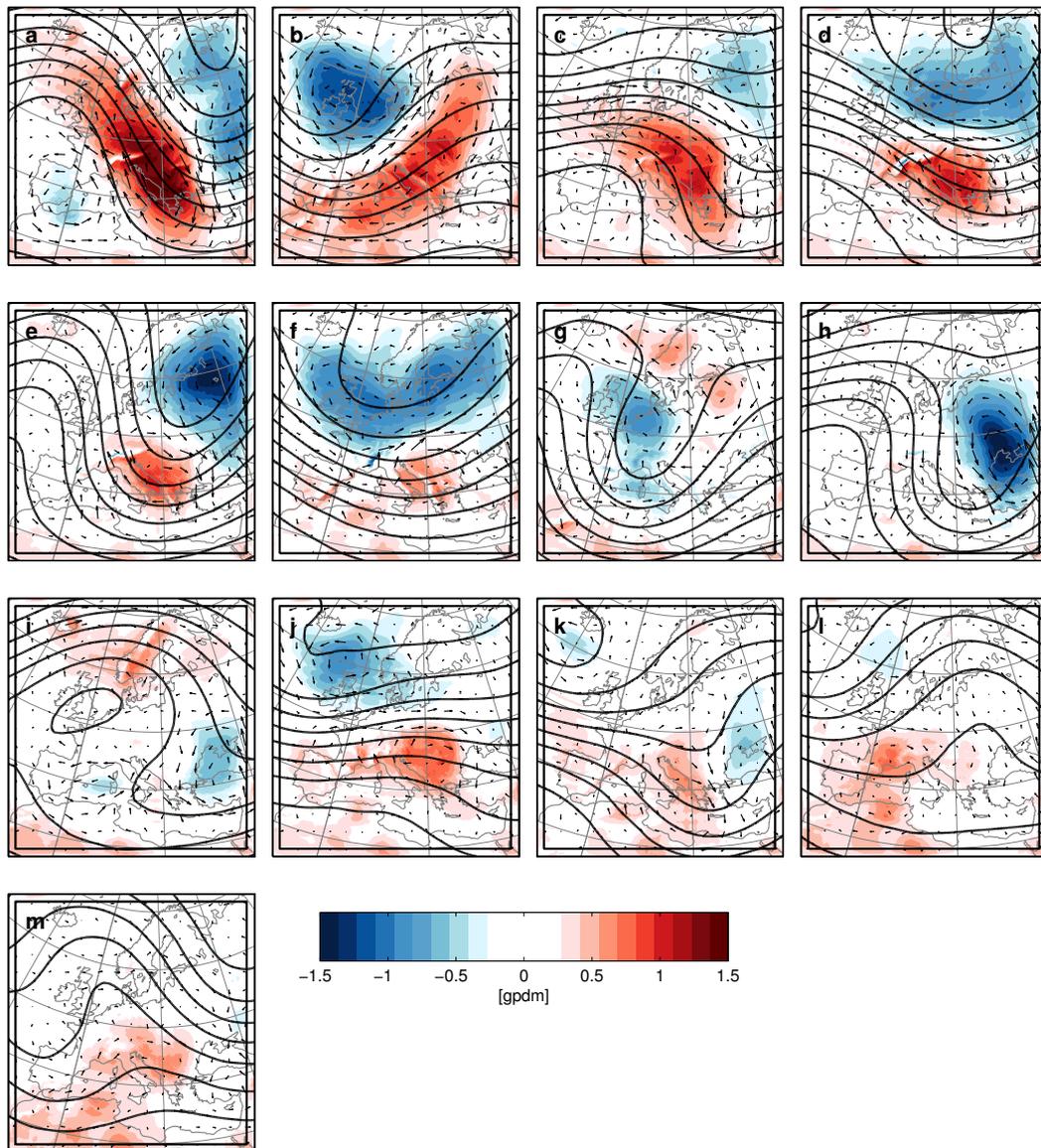


Abbildung 7.1: (a-m) Mittlere Sekundärzirkulation in 500 hPa für 13 großskalige Strömungssituationen im Winter (DJF), basierend auf einer Clusteranalyse der GPH in 500 hPa in ECHAM5. GPH in ECHAM5 (Konturlinien im Abstand von 8 gpdm), GPH-Differenz zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierung) und Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile). Der längste Vektorpfeil entspricht 2,9 m/s

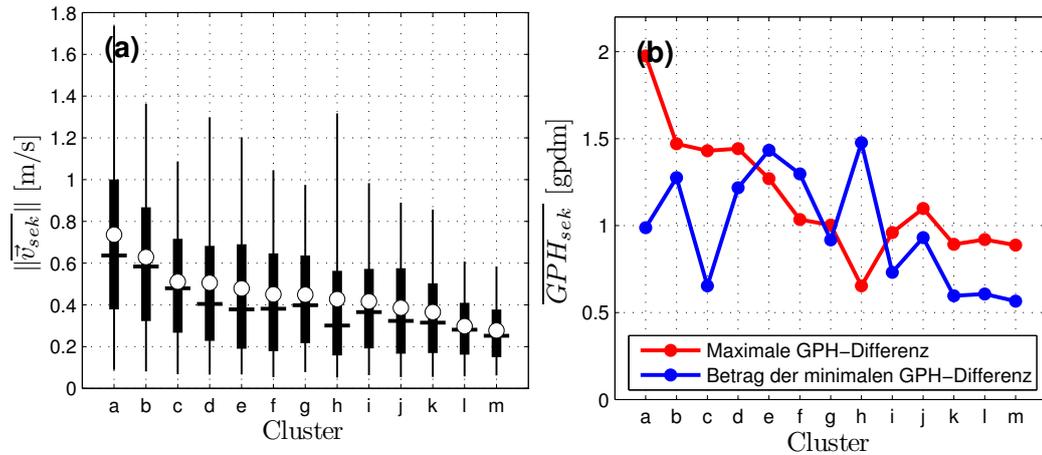


Abbildung 7.2: Intensität der Sekundärzirkulation in 500 hPa für 13 Zirkulationsklassen im Winter (DJF). (a) Boxplots wie in Abb. 5.4, aber für die räumlichen Felder der Beträge der zeitlich gemittelten Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 der verschiedenen Zirkulationsklassen ($\|\vec{v}_{sek}\|$). (b) Räumliche Maxima und Beträge der räumlichen Minima der mittleren GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 für die verschiedenen Zirkulationsklassen.

negativen GPH-Anomalien im Zentrum. Die negativen GPH-Anomalien sind hier mit bis zu -1,5 gpdm in ihren Amplituden deutlich stärker ausgeprägt als im saisonalen Mittel (vgl. Abb. 5.2a). In den meisten Fällen liegen die negativen GPH-Anomalien innerhalb von Trögen, die in den ECHAM5-Feldern der GPH zu erkennen sind. Das bedeutet, dass die Tröge im CCLM stärker ausgeprägt sind als im ECHAM5.

- **Dipolartige Sekundärwirbel**

Die zyklonalen und antizyklonalen Wirbel treten in den meisten Zirkulationsklassen in Form eines Dipols auf (z. B. *b*, *c*, *d*, *e* und *j*). In Klasse *b* ist der Dipol besonders stark ausgeprägt. Die Amplitude der positiven und negativen GPH-Anomalie beträgt hier 1,5 bzw. -1,3 gpdm. Die Konturen der GPH in ECHAM5 zeigen einen Trog über Großbritannien und einen Rücken im Bereich der Türkei. Zwischen dem Trog und dem Rücken verläuft eine starke Strömung in der PZ, die sich vom westlichen Mittelmeer bis Osteuropa diagonal durch das Modellgebiet erstreckt. Parallel zu dieser Primärströmung ist in Zentraleuropa eine starke Sekundärströmung zu erkennen, die sich mit bis zu 3 m/s vom Alpenraum aus in nordöstlicher Richtung bis Finnland erstreckt. Da die Sekundärströmung hier parallel zur Primärströmung verläuft, entspricht sie einer Windgeschwindigkeitserhöhung im CCLM gegenüber dem ECHAM5. Die Sekundärströmung verläuft zwischen dem negativen und positiven Bereich der dipolartigen GPH-Anomalie. Da der negative Teil der GPH-Anomalie in Bereichen niedriger GPH und der positive Teil in Bereichen höherer GPH liegt, folgt daraus, dass der GPH-Gradient zwischen den Dipolmaxima im CCLM

gegenüber dem ECHAM5 erhöht ist. GPH-Anomalien und Sekundärströmung sind damit durch den geostrophischen Wind in Zusammenhang zu bringen. Ähnliche Sekundärströmungen sind auch zwischen den Dipolen in den anderen Zirkulationsklassen zu finden.

- **Tripolartige Sekundärwirbel**

In Klasse *a* zeigen die Konturen der GPH in ECHAM5 einen Rücken über Westeuropa und einen Trog im Bereich Russlands. Zentraleuropa wird von einer starken Strömung aus nordwestlicher Richtungen durchquert. Unter diesen großskaligen Strömungsbedingungen bildet sich die stärkste SZ und die stärkste positive GPH-Anomalie, verglichen mit den übrigen Zirkulationsklassen. Außerdem zeigt Klasse *a* als einzige Klasse einen stark ausgeprägten Tripol in den GPH-Anomalien. Das Zentrum des Tripols bildet der antizyklonale Sekundärwirbel, dessen westlicher Teil die Alpenregion überquert. Nordöstlich und südwestlich davon befindet sich jeweils ein zyklonaler Sekundärwirbel. In den Abschnitten 7.2 und 7.3 wird die tripolartige SZ von Klasse *a* genauer untersucht.

- **Strömung im Alpenraum**

Beim Vergleich der verschiedenen Zirkulationsklassen fällt auf, dass sich starke antizyklonale Sekundärwirbel häufig dann zeigen, wenn starke Primärströmungen den Alpenraum überqueren (z. B. Klasse *a-d*). In Zirkulationsklassen, die durch blockierende Hochdruckwetterlagen mit niedrigen Windgeschwindigkeiten im Alpenraum gekennzeichnet sind, ist die SZ insgesamt eher schwach und es treten keine deutlich ausgeprägten Sekundärwirbel auf (z. B. Klasse *i, l* und *m*). Dies ist ein erster Hinweis darauf, dass die Orographie der Alpen einen Einfluss auf die Entstehung der Sekundärwirbel haben könnte.

- **Randströmungen**

In mehreren Zirkulationsklassen zeigen sich wieder die nordwärts gerichtete Randströmungen, die sich in den Feldern der Windvektordifferenzen entlang des östlichen und nördlichen Modellrands erstrecken (*a, c, d, e, f* und *h*). Diese Randströmungen treten immer dann auf, wenn die negative GPH-Anomalie eines zyklonalen Sekundärwirbels an die Relaxationszone des Modellrands grenzt. Grenzt eine solche GPH-Anomalie an den Modellrand, tritt im Umfeld der Relaxationszone zwangsläufig ein starker Gradient im Feld der GPH-Anomalien auf, da die Anomalien am Modellrand gegen null gehen. Dieser Gradient steht offensichtlich wieder in einem geostrophischen Zusammenhang mit den sekundären Randströmungen, die an dieser Stelle in etwa orthogonal zum Gradienten verlaufen.

Es lässt sich also zusammenfassen, dass unterschiedliche großskalige Strömungssituation im Winter zu unterschiedlichen Intensitäten und räumlichen Strukturen der SZ führen. In dieser Arbeit werden nur die Ergebnisse für 13 Zirkulationsklassen im Detail vorgestellt. Die Untersuchung anderer Klassenan-

zahlen hat aber ergeben, dass die charakteristischen Merkmale der SZ, die sich bei $k = 13$ ergeben, auch bei anderen Klassenanzahlen auftreten. Bereits bei einer Aufteilung in 2 Klassen existiert eine Klasse mit einem Tripol-Muster, das dem aus Klasse a ähnelt. Allerdings ist die Intensität des Tripols wesentlich geringer als in Klasse a . Ab 6 und mehr Klassen existieren Tripol-Muster, deren Intensitäten vergleichbar sind mit denen in Klasse a . Außerdem existiert ab einer Anzahl von 3 Klassen mindestens eine Klasse, die eine blockierende Wetterlage mit einer relativ schwachen SZ enthält. Die Ergebnisse, die sich aus der Klassifizierung von 13 Zirkulationsklassen ergeben, können also als robust und weitestgehend unabhängig von der exakten Klassenanzahl angesehen werden.

7.2 Vertikale Struktur der Sekundärzirkulation

Die Klassifikation der großskaligen Strömungssituation im Winter hat ergeben, dass sich in Zirkulationsklasse a , bei einer starken nordwestlichen Anströmung der Alpen, die stärkste SZ ausbildet. In diesem Abschnitt wird die vertikale Struktur der tripolartig angeordneten Sekundärwirbel untersucht, die sich unter diesen Strömungsbedingungen bilden. Dazu werden PZ und SZ auf verschiedenen Modellleveln des CCLMs dargestellt und vertikale Querschnitte durch das Modellgebiet betrachtet. Für die Berechnungen wurden CCLM-Daten auf dem dreidimensionalen Modellgitter des CCLMs verwendet. Die ECHAM5-Daten entsprechen dem INT2LM-Output und liegen somit ebenfalls auf dem dreidimensionalen CCLM-Gitter vor (siehe Kap. 2.1.7 und 2.3.2).

Zunächst wird die PZ exemplarisch auf den Modellleveln 8, 14 und 25 betrachtet (Abb. 7.3). Diese entsprechen mit einer mittleren Höhe von 9,5, 5,2 bzw. 1,4 km in etwa der 200, 500 bzw. 850 hPa-Fläche. Es ist zu beachten, dass die hier als ebene Flächen dargestellten Felder im Modell nicht eben sind, sondern auf Grund des hybriden Koordinatensystems des CCLMs der Topographie folgen. Vergleicht man die großskaligen Strömungssituationen auf den verschiedenen Modellleveln, so fällt auf, dass auf allen drei Modellleveln die nordwestliche Strömung im Zentrum des Modellgebiets zu erkennen ist. Die Einströmung in das Modellgebiet findet im Wesentlichen im nördlichen Drittel des westlichen Modellrands statt. Von hier aus zieht sich das Starkwindband in einem langen Bogen durch Zentral- und Osteuropa. Die Alpen liegen stromabwärts der maximalen Windgeschwindigkeiten, die sich auf Level 14 im Bereich der Nordsee befinden. Im östlichen Mittelmeerraum und im Bereich des Schwarzen Meers dreht die Richtung des Strömung auf allen Leveln auf West. Die Ausströmung aus dem Modellgebiet findet hauptsächlich im südlichen Teil des östlichen Modellrands statt.

Die Druckanomalien zwischen CCLM und ECHAM5 zeigen (analog zu den GPH-Anomalien im vorherigen Abschnitt) das Tripol-Muster in der mittleren

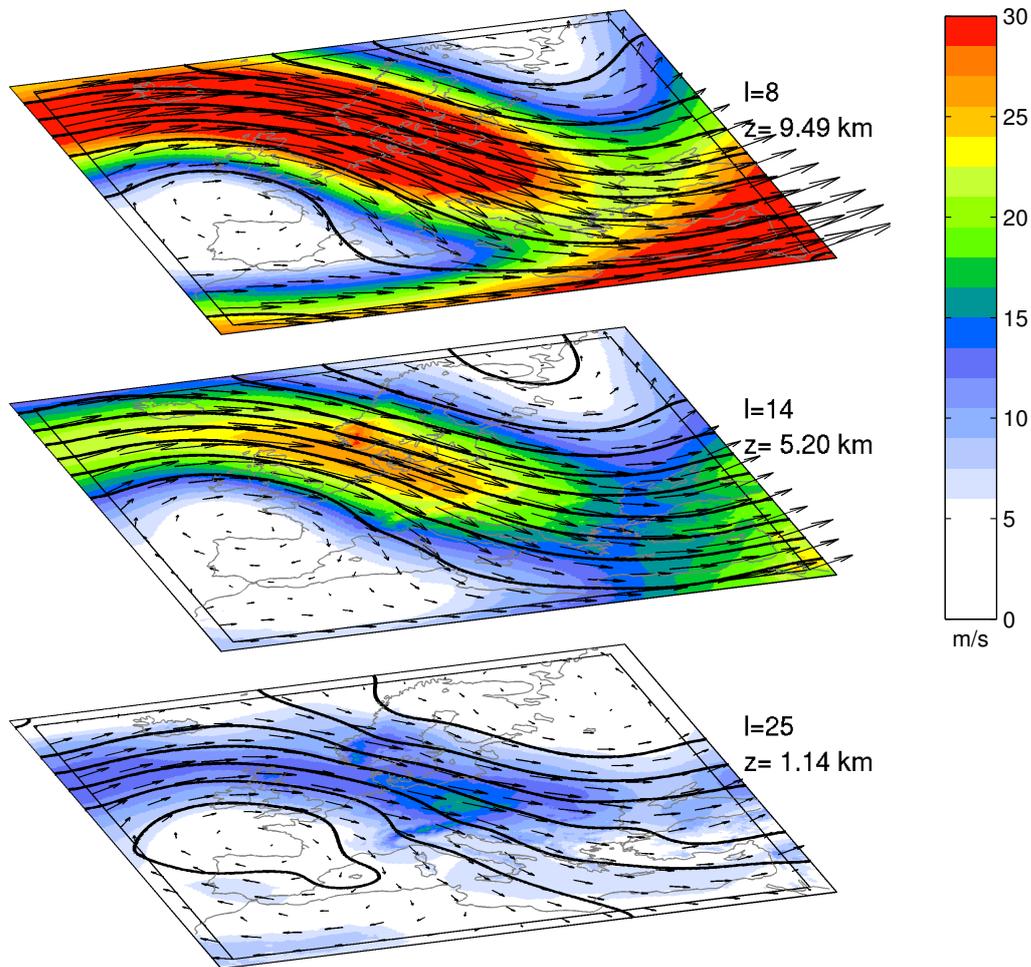


Abbildung 7.3: Mittlere Primärzirkulation in Zirkulationsklasse a auf verschiedenen Modellleveln des CCLMs. Druckfelder (Konturen im Abstand von 5 hPa), Windvektoren (Vektorpfeile) und Windgeschwindigkeiten (farbige Schattierungen) im ECHAM5. Angegeben ist die Nummer des Modelllevels l und dessen mittlere Höhe z .

Troposphäre (Abb. 7.4, Modelllevel 14). In der oberen Troposphäre (Modelllevel 8) ist der Tripol auch sichtbar, aber die Amplituden der Druckanomalien sind nur noch etwa halb so groß wie in der mittleren Troposphäre. In der unteren Troposphäre ist die positive Druckanomalie deutlich größer als in der mittleren Troposphäre. Sie erstreckt sich fast über das gesamte Modellgebiet und erreicht maximale Werte von 300 Pa. Der zyklonale Sekundärwirbel im Nordosten des Modellgebiets ist hier nicht zu erkennen. Im Südwesten des Modellgebiets zeigen zwar negative Druckanomalien über Spanien, eine geschlossene Zirkulation in den Windvektordifferenzen ist aber nicht erkennbar.

Die wellenartigen Strukturen, die in den Druckanomalien über dem Nordat-

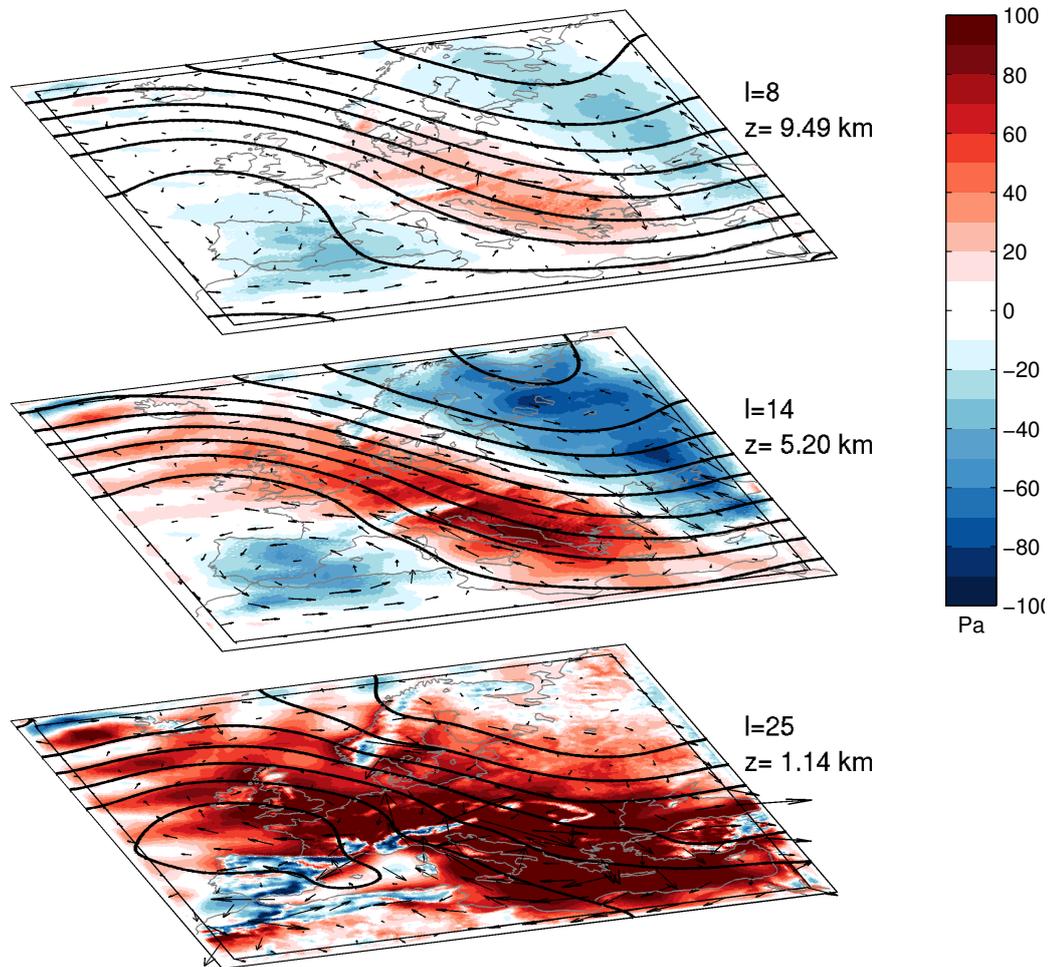


Abbildung 7.4: Mittlere Sekundärzirkulation in Zirkulationsklasse a auf verschiedenen Modellleveln des CCLMs. Druckfelder im ECHAM5 (Konturen im Abstand von 5 hPa), Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile) und Druckdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierungen) im ECHAM5. Der längste Vektorpfeil entspricht 5,5 m/s.

lantik zu erkennen sind, werden vermutlich durch die spektrale Auflösung des ECHAM5 und die Interpolation des Drucks auf die Modelllevel des CCLMs verursacht. Die gleiche Struktur zeigt sich auch in der Bodenhöhe des ECHAM5. Die Meereshöhe ist im ECHAM5 auf Grund der spektralen Auflösung des Modells nicht notwendigerweise null, sondern kann auf Grund von Überschwingungen der Kugelflächenfunktionen eben solche Wellenstrukturen aufweisen.

Anhand der Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 kann man deutlich den Einfluss der Topographie auf die SZ erkennen (Abb. 7.5). Im zentralen Mittelmeerraum, also stromabwärts der Alpen, ist die Wind-

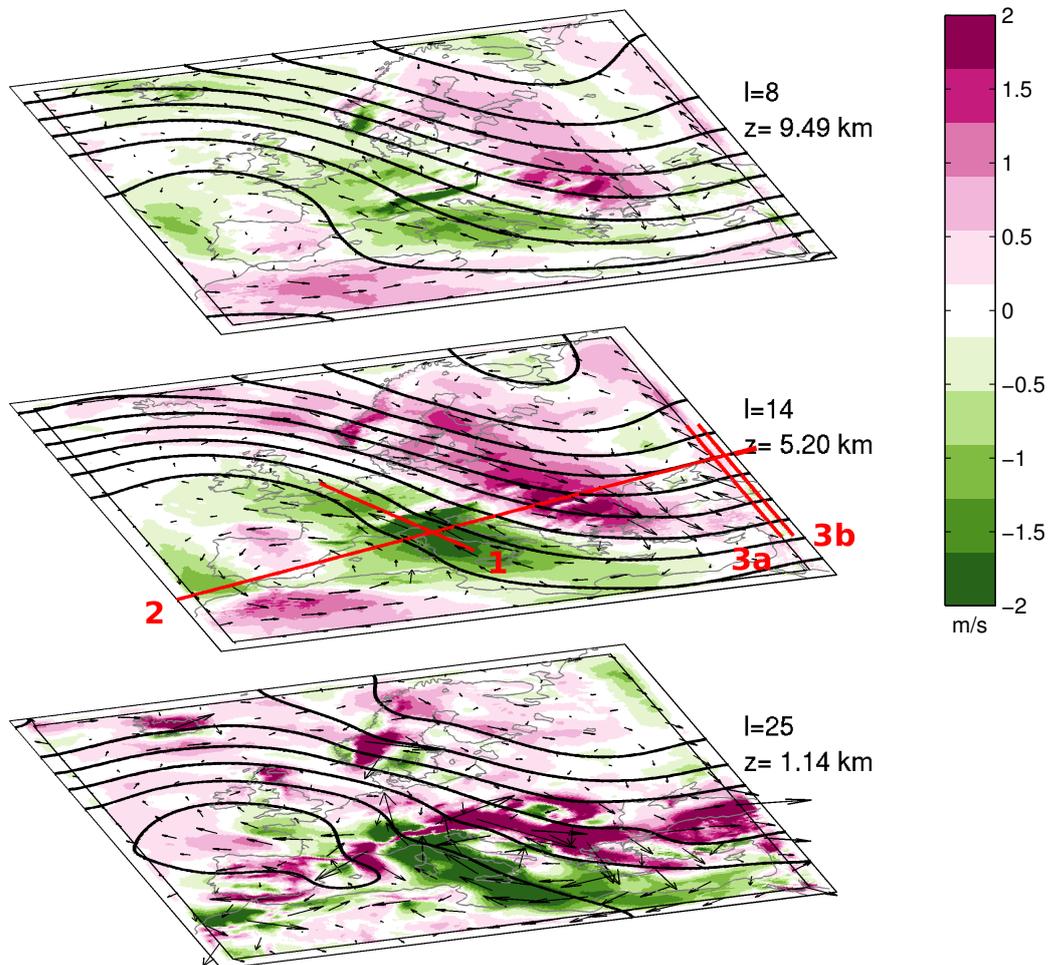


Abbildung 7.5: Wie Abb. 7.4, aber mit den mittleren Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierungen). Rote Linien kennzeichnen den Verlauf der Querschnitte, die in den Abschn. 7.2.1-7.2.3 untersucht werden (siehe Tab. 7.1).

geschwindigkeit in der unteren Troposphäre im CCLM um mehr als 5 m/s niedriger als im ECHAM5. Diese Windgeschwindigkeitsreduktion ist auch auf den höheren Modellleveln erkennbar, wobei sie dort weniger stark ausgeprägt ist. Die niedrigere Windgeschwindigkeit kann durch einen erhöhten Reibungseffekt der Alpen im CCLM erklärt werden. Dieser Reibungseffekt könnte als Ursache des südwestlichen Teils des antizyklonalen Sekundärwirbels betrachtet werden.

Im nordöstlichen Teil des antizyklonalen Sekundärwirbels zeigen sich positive Windgeschwindigkeitsdifferenzen. Diese Erhöhung der Windgeschwindigkeiten im CCLM sprechen für eine verstärkte Umströmung der Alpen an der Ostseite des Gebirges. Im bodennahen Modelllevel ist erkennbar, dass diese Umströmung

Tabelle 7.1: Informationen zu Querschnitten durch das Modellgebiet (siehe Abb 7.5).

Nummer	Startpunkt		Endpunkt		Länge [km]
1	1,4°O	52,6°N	12,9°O	39,6°N	1693
2	11,3°W	32,8°N	46,6°O	47,1°N	5101
3a	44,7°O	52,9°N	44,7°O	33,8°N	2223
3b	45,9°O	52,6°N	37,3°O	33,6°S	2223

hauptsächlich durch die Pannonische Tiefebene verläuft. Die Pannonische Tiefebene wird vom Mittellauf der Donau gebildet. Sie wird im Nordosten von den Karpaten begrenzt und im Südwesten durch das Dinarische Gebirge von der Adriaküste abgetrennt (siehe auch Abb. 2.3). Diese Tiefebene und deren Fortführung in der Grenzregion zwischen Rumänien und Bulgarien liegt im CCLM bis zu 500 m niedriger als im ECHAM5, während die umliegenden Gebirge im CCLM im gleichen Maße erhöht sind. Die erhöhten Alpen im CCLM führen also offensichtlich zu einer verstärkten Umströmung im Osten der Alpen und daraufhin zu einer Kanalisierung der Strömung in der Pannonischen Tiefebene.

In Bodennähe auf Modelllevel 25 sind die Strukturen der SZ insgesamt eher kleinräumig und heterogen, da die Strömung im CCLM in dieser Höhe noch durch den direkten Einfluss der hochaufgelösten Topographie bestimmt wird. Neben den Alpen zeigen hier auch andere Gebirge Einflüsse auf die Strömung. Beispielsweise sind im Bereich von Island, Schottland oder Südnorwegen relativ große Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 zu finden. Dies sind aber eher lokal begrenzte Effekte. Modifikationen der großskaligen Strömung, wie im Fall der Alpen, sind dort nicht zu erkennen. Das kann darauf zurückgeführt werden, dass die dortigen Gebirge deutlich niedriger als die Alpen sind und die auflösungsbedingten Höhendifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 geringer ausfallen.

Um die vertikale Struktur der SZ genauer zu untersuchen, werden mehrere Querschnitte durch das Modellgebiet berechnet. Der Verlauf der Querschnitte ist in Abb. 7.5 durch rote Linien dargestellt und die Koordinaten und Längen der Querschnitte sind in Tabelle 7.1 zusammengefasst. Querschnitt 1 schneidet die Alpen orthogonal zum Alpenhauptkamm. Querschnitt 2 verläuft leicht diagonal vom westlichen zum östlichen Modellrand und schneidet dabei die drei Sekundärwirbel. Die Querschnitte 3a und 3b verlaufen in unterschiedlichem Abstand parallel zum östlichen Modellrand und dienen der Untersuchung der dortigen sekundären Randströmung. Technische Details zur Berechnung der Querschnitte sind in Anhang A erläutert.

7.2.1 Querschnitt 1 – Überströmung der Alpen

Querschnitt 1 verläuft mit einer Länge von 1693 km von Großbritannien bis Sizilien. Er verläuft in etwa orthogonal zum Alpenhauptkamm und schneidet diesen im westlichen Drittel des Gebirges im Bereich der Schweiz. Die Ausrichtung wurde so gewählt, dass er in etwa parallel zur nordwestlichen Strömung verläuft, die die Alpen in Zirkulationsklasse *a* überquert. Querschnitt 1 verläuft damit auch in etwa parallel zur Sekundärströmung, die die Alpen aus südöstlicher Richtung, also entgegengesetzt zur PZ, überquert. Die maximale Höhe der Alpen entlang dieser Schnittlinie beträgt im CCLM 2532 m und im ECHAM5 880 m (Abb. 7.6a). Die Alpen sind also an dieser Stelle im CCLM fast dreimal so hoch wie im ECHAM5.

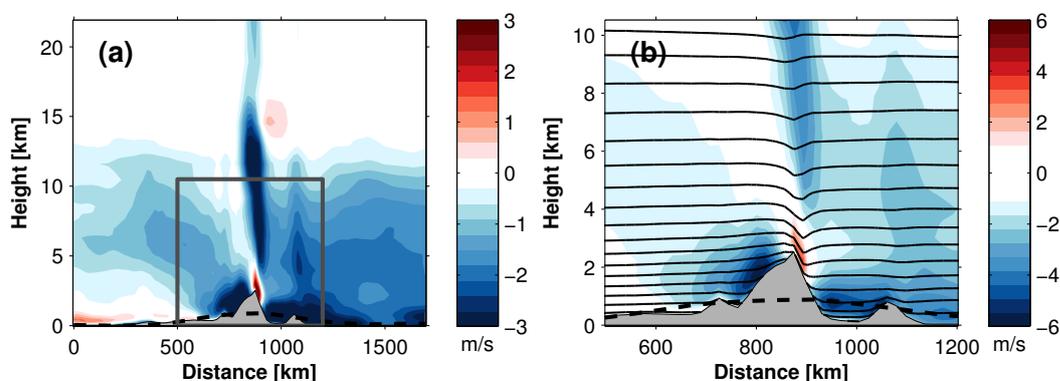


Abbildung 7.6: Querschnitt 1 durch die Alpen in Zirkulationsklasse *a*: (a) Komponente der Windvektordifferenzen parallel zu Querschnitt 1 ($\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$) (farbige Schattierung). Negative und positive Werte entsprechen einer Sekundärströmung in nördliche bzw. südliche Richtung (im Bild: nach links bzw. nach rechts). (b) Ausschnitt des in (a) gekennzeichneten Bereichs, mit Linien gleicher potentieller Temperatur im CCLM im Abstand von $2,5^\circ$. Topographie im CCLM (grau schattiert) und im ECHAM5 (gestrichelte Linie).

Abbildung 7.6a zeigt die Komponente der Windvektordifferenzen parallel zur Querschnittslinie, die als $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ bezeichnet wird. Positive und negative Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ repräsentieren eine SZ in südliche bzw. nördliche Richtung (im Bild entspricht das einer Sekundärströmung nach rechts bzw. nach links). Die graue rechteckige Box in Abb. 7.6a kennzeichnet einen Ausschnitt, der in Abb. 7.6b vergrößert dargestellt ist. Hier ist zusätzlich die potentielle Temperatur im CCLM dargestellt. Die Isentropen, also die Linien gleicher potentieller Temperatur, geben Hinweise auf die Vertikalbewegungen der Luftströmung, da sich ein Luftpaket unter adiabatischen Bedingungen entlang der Isentropen bewegt. Es ist jedoch zu beachten, dass es bei Kondensationsprozessen durch orographische Hebung an den Alpen zu diabatischen Prozessen kommen kann. Ein Vergleich der potentiellen mit der äquivalent-potentiellen Temperatur entlang des Querschnitts hat allerdings ergeben, dass die Berücksichtigung von

latenter Wärme keine nennenswerten Unterschiede im Verlauf der Isentropen ergibt.

Im Querschnitt sind oberhalb des Alpenhauptkamms deutliche Strukturen von Schwerewellen zu erkennen. Die Schwerewellen werden im CCLM offenbar durch die Überströmung der Alpen verursacht. Nördlich des Alpenhauptkamms (links im Bild), erreicht $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ in den unteren 2 bis 3 km der Troposphäre Werte von -6 m/s. Das bedeutet, dass das CCLM hier deutlich niedrigere Windgeschwindigkeiten produziert als das ECHAM5. Dies ist auf den direkten blockierenden Effekt der Alpen zurückzuführen. Die Blockierung der Strömung deutet sich auch in der potentiellen Temperatur an. Bei einer Überströmung des Bergrückens durch die Luftmassen der unteren Troposphäre würden die isentropen Flächen der Topographie folgen. Hier treffen die Linien gleicher potentieller Temperatur allerdings auf die Nordflanke des Bergrückens. Die von Norden heranströmenden Luftmassen besitzen offensichtlich nicht ausreichend kinetische Energie, um die Stabilität der atmosphärischen Schichtung zu überwinden und den Berg Rücken zu überströmen. Um diesen blockierenden Effekt zu quantifizieren wird in Abschnitt 7.3 eine objektive Analyse der alpinen Strömungssituationen mit Hilfe der Froude-Zahl durchgeführt.

An der Südflanke der Alpen deuten die isentropen Flächen ein Absinken der Luftmassen im CCLM an. Die positiven Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ von bis zu 4 m/s deuten hier Beschleunigung der Strömung an. Oberhalb davon ist ein vertikal langgestreckter Bereich mit negativen Werten von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ zu erkennen, der sich von etwa 4 km Höhe bis zur Modellobergrenze erstreckt. Die Isentropen deuten in diesem Bereich ein leichtes Aufsteigen der Strömung an. Dieses Muster ist typisch für die Auswirkungen von Schwerewellen bei der Überströmung von Gebirgen und auch aus idealisierten Simulationen bekannt (Reinecke und Durran, 2008).

Südlich der Alpen (rechts im Bild) zeigt sich in den unteren 2 bis 3 km der Atmosphäre der blockierende Effekt der Alpen im CCLM anhand negativer Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ zwischen -3 und -6 m/s. Die Strömung wird hier im CCLM deutlich stärker durch die Alpen abgebremst als im ECHAM5. Dieser Effekt ist in der unteren Troposphäre am stärksten. Aber insbesondere südlich des Alpenhauptkamms erreicht $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$ bis in Höhen von 12 km Werte zwischen -1 und -2 m/s. Oberhalb von 12 km gehen die Werte gegen null, was auf die Rayleigh-Dämpfung zurückzuführen ist.

7.2.2 Querschnitt 2 – Großskalige Wirbelstruktur

Querschnitt 2 erstreckt sich über eine Länge von 5101 km leicht diagonal vom westlichen zum östlichen Modellrand. Dabei verläuft er quer durch das Modellgebiet, so dass er die drei großskaligen Sekundärwirbel schneidet, die sich in den zeitlich gemittelten Feldern von Zirkulationsklasse a zeigen. Die Topographie entlang der Schnittlinie zeigt die Gebirge Südspaniens bei 1000

km und im weiteren Verlauf die Apenninen, die Dinariden und die Karpaten bei 2500, 2700 bzw. 3500 km entlang der Schnittlinie (Abb. 7.7a). Die Alpen liegen bei etwa 2000 bis 2500 km, etwas nördlich der Schnittlinie.

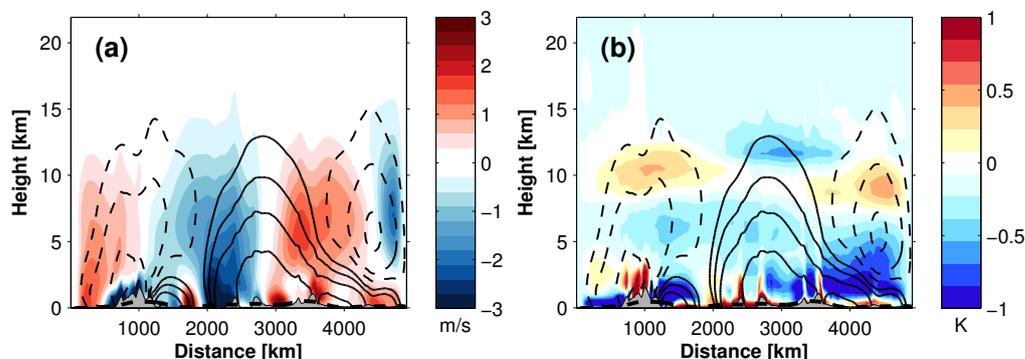


Abbildung 7.7: Querschnitt 2 durch das Modellgebiet in Zirkulationsklasse a. (a) Komponente der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 orthogonal zur Querschnittslinie $\|\vec{v}_{sek}\|_{orth}$ (farbige Schattierung, negative und positive Werte entsprechen einer nördlichen bzw. südlichen Komponente). (b) Temperaturdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierung). (a+b) Druckdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Konturen zeigen die 0.1, 0.25, 0.5 und 1 hPa-Isobaren, negative und positive Werte sind gestrichelt bzw. durchgezogen). Topographie im CCLM (grau schattiert) und im ECHAM5 (gestrichelte Linie).

Die Druckdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 entlang von Querschnitt 2 verdeutlichen die Lage der Sekundärwirbelzentren entlang der Schnittlinie. Positive Druckdifferenzen (durchgezogene Konturlinien) repräsentieren den antizyklonalen Sekundärwirbel im Zentrum des Modellgebiets. Negative Druckdifferenzen (gestrichelte Konturlinien) repräsentieren entsprechend die beiden zyklonalen Sekundärwirbel westlich und östlich davon. Farblich dargestellt ist die Komponente der Windvektordifferenzen orthogonal zur Querschnittslinie, die als $\|\vec{v}_{sek}\|_{orth}$ bezeichnet wird. Negative Werte von $\|\vec{v}_{sek}\|_{orth}$ repräsentieren eine SZ in nördliche Richtung (in die Abbildungsebene hinein), während positive Werte eine südwärts gerichtete SZ repräsentieren (aus der Abbildungsebene heraus).

Die größten positive Druckdifferenzen, die innerhalb des antizyklonalen Sekundärwirbels erreicht werden, betragen bis zu 257 Pa und liegen in Bodennähe. Mit steigender Höhe nehmen die Werte ab, bis die Druckdifferenzen in etwa 14 km Höhe gegen null gehen. Die Druckanomalie des westlichen zyklonalen Sekundärwirbels (links im Bild) ist mit maximal -187 Pa schwächer ausgeprägt. Auch dieser Wirbel erstreckt sich vom Boden aus über die gesamte Troposphäre. Im Gegensatz dazu setzt sich der östliche zyklonale Sekundärwirbel (rechts im Bild) nicht bis zum Boden durch, sondern ist auf die Bereiche oberhalb von etwa 2,5 km beschränkt. Innerhalb dieses Wirbels werden die größten Druckdifferenzen von -70 Pa in ca. 6 km Höhe erreicht. Unterhalb des östlichen

zyklonalen Wirbels dehnt sich die positive Druckanomalie des antizyklonalen Sekundärwirbels in Bodennähe bis zum östlichen Modellrand aus.

Die betragsmäßig größten Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{orth}$ von etwa 6 m/s treten in den bodennahen Schichten auf. Hier zeigt sich der direkte Einfluss der unterschiedlich aufgelösten Topographie im CCLM und ECHAM5. Die systematischen, großskaligen Strukturen der Sekundärwirbel sind aber bis in Höhen von 12 bis 15 km zu erkennen. Zwischen 2000 und 2500 km entlang der Schnittlinie deuten negative Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{orth}$ die nordwärts gerichtete Sekundärströmung an, die durch den Reibungseffekt der Alpen verursacht wird (bei etwa 2100 km wird Querschnitt 2 von Querschnitt 1 geschnitten). Bei 3000 km zeigt sich in Bodennähe die bereits erwähnte südwärts gerichtete Strömung durch die Pannonischen Tiefebene. $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{orth}$ erreicht hier 3,8 m/s. Oberhalb dieser Bodenströmung liegt die großskalige nach Süden gerichtete Sekundärströmung zwischen der positiven und negativen Druckanomalie des zentralen und östlichen Sekundärwirbels. Diese erreicht bei 3400 km in etwa 6 km Höhe ein Maximum von über 1,4 m/s.

Am östlichen Modellrand ist die nordwärts gerichtete sekundäre Randströmung anhand der negativen Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{orth}$ zu erkennen. Im Querschnitt ist deutlich zu sehen, dass diese nordwärtige Strömung auf Höhen zwischen 2,5 und 15 km beschränkt ist und insofern mit der vertikalen Erstreckung der negativen Druckanomalie des zyklonalen Sekundärwirbels übereinstimmt. Unterhalb von 2,5 km zeigt sich dagegen eine südwärts gerichtete Sekundärströmung, die in ihrer vertikalen Erstreckung mit dem Ausläufer der positiven Druckanomalie übereinstimmt. Diese südwärtige Randströmung ist auch in der horizontalen Darstellung der SZ in der unteren Troposphäre zu erkennen (Abb 7.5, Modelllevel 25). Diese Randströmungen werden in Querschnitt 3 im Detail untersucht.

Die Temperaturdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 entlang von Querschnitt 2 zeigen Anomalien, die mit der Lage der Sekundärwirbel zusammenhängen (Abb. 7.7b). Im oberen Bereich der beiden negativen Druckanomalien im West- und Ostteil des Modellgebiets sind in etwa 8 bis 12 km Höhe positive Temperaturdifferenzen von etwa 0,55 bzw. 0,62 K zu erkennen. Oberhalb der positiven Druckanomalie liegt dagegen in etwa 11 bis 13 km Höhe ein Bereich mit negativen Temperaturanomalien von -0,5 K. Der räumliche Zusammenhang deutet auf eine thermodynamische Kopplung zwischen Druck- und Temperaturanomalien hin. In unmittelbarer Nähe des Bodens sind über weite Teile des Querschnitts im CCLM starke Temperaturerhöhungen um bis zu 5 K gegenüber dem ECHAM5 zu erkennen. Diese stehen aber vermutlich nicht mit der SZ in Verbindung. Als Gründe kommen hier beispielsweise Unterschiede in den Parametrisierungen von Grenzschichtprozessen oder turbulenten Wärmeflüssen in Frage. Auch die Vertikalinterpolation der ECHAM5-Daten auf das CCLM-Gitter durch das INT2LM kommt hier als Ursache in Frage.

7.2.3 Querschnitt 3 – Östlicher Modellrand

Querschnitt 2 hat gezeigt, dass die sekundäre Randströmung am östlichen Modellrand in verschiedenen Höhen in entgegengesetzte Richtungen verläuft. Die Querschnitte 3a und 3b dienen zur genaueren Untersuchung dieser Randströmungen. Die beiden Querschnitte verlaufen parallel zum östlichen Modellrand, wobei Querschnitt 3a in einem Abstand von 8 Gitterboxen vom Modellrand entfernt verläuft und Querschnitt 3b 4 Gitterboxen vom Modellrand entfernt ist. Querschnitt 3a markiert somit den Rand der Relaxationszone, also den Bereich in dem die Dämpfungsfunktion α_b gegen null geht und die Antriebsdaten nicht mehr an den Gitterboxen vorgeschrieben werden (siehe auch Abschn. 2.1.4). Querschnitt 3b verläuft dagegen durch den mittleren Bereich der Relaxationszone, in dem α_b nicht mehr null ist und die Antriebsdaten bereits zu einem geringen Prozentsatz vorgeschrieben werden. Die nördliche Hälfte der Querschnittslinien 3a und 3b verlaufen im Bereich von 0 bis 1200 km durch Teile Russlands (Abb. 7.8a). Bei etwa 1000 km ist anhand der Topogra-

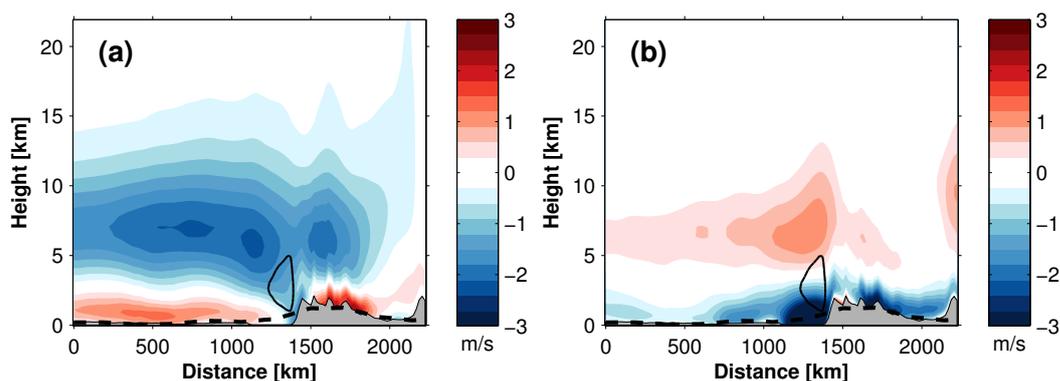


Abbildung 7.8: Querschnitt 3a entlang des östlichen Modellrands in Zirkulationsklasse a. Komponente der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (a) parallel zur Querschnittslinie $\|\vec{v}_{sek}\|_{para}$ und (b) orthogonal zur Querschnittslinie $\|\vec{v}_{sek}\|_{orth}$ (farbige Schattierung). Die geschlossene Konturlinie markiert den Bereich, in der die Differenz der Vertikalgeschwindigkeiten in CCLM und ECHAM5 in Querschnitt 3b größer als 0.15 m/s sind. Die Topographie im CCLM (grau schattiert) und im ECHAM5 (gestrichelte Linie) ist dargestellt.

phie das Fehlen des Kaukasus zu erkennen, da die Höhe dieses Gebirges auf 500 m reduziert und an die Höhe des ECHAM5 angepasst wurde, um Probleme durch die komplexe Topographie im Bereich der Relaxationszone zu vermeiden. Weiter südlich zwischen 1200 und 1400 km liegt das Schwarze Meer. Südlich angrenzend folgt das Türkische Hochland. Im CCLM ist ein abrupter Anstieg der Topographie vom Schwarzen Meer zum Türkischen Hochland zu erkennen. Im ECHAM5 wird dieser steile Anstieg durch die grobe Auflösung nicht wiedergegeben. Stattdessen erfolgt dort ein langsamer Anstieg der Topographie über eine längere Distanz. Das Türkische Hochland erreicht im CCLM eine

Höhe von 2084 m und im ECHAM5 1254 m, wobei im CCLM nur einzelne Berggipfel über die Topographie des ECHAM5 hinausschießen. Insgesamt sind die Höhenunterschiede zwischen CCLM und ECHAM5 hier deutlich geringer als im Fall der Alpen. Auf Grund der größeren horizontalen Ausdehnung des Türkischen Hochlands kann dieses durch die grobe Auflösung des ECHAM5 besser erfasst werden als die Alpen.

Anhand der Komponente der Windvektordifferenzen parallel zum Querschnitt ($\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{para}$) erkennt man im nördlichen Teil des Querschnitts unterhalb von 2,5 km Höhe die südwärts gerichtete Sekundärströmung anhand der positiven Werte (Abb. 7.8a). Die Strömung verläuft von Norden kommend entlang des Modellrands bis zum Schwarzen Meer. Die höchsten Geschwindigkeiten dieser bodennahen Strömung werden in einer Höhe von 700 m erreicht und betragen 1,8 m/s. Die darüber liegende nordwärts gerichtete Sekundärströmung erreicht ihr Maximum von -2,3 m/s in etwa 7 km Höhe.

Die Komponente der Windvektordifferenzen orthogonal zum Querschnitt ($\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{orth}$) zeigt in den untersten 2,5 km über dem Schwarzen Meer negative Werte (Abb. 7.8b). Die betragsmäßig größten Werte von -5,6 m/s werden auf dem untersten Modelllevel erreicht, direkt an der nördlichen Flanke des Türkischen Hochlands. Die negativen Werte bedeuten, dass die SZ hier zum Modellrand gerichtet ist. Das heißt, dass hier im CCLM eine deutlich stärkere Strömung in den Bereich der Relaxationszone hinein führt, als es im ECHAM5 der Fall ist. Zu erklären ist das durch die lokale Topographie. Der steile Anstieg des Türkischen Hochlands an der Südgrenze des Schwarzen Meers führt hier zu einer Bündelung des Luftstroms im CCLM. Im ECHAM5 ist die Topographie hier deutlich flacher und im Bereich des Schwarzen Meers ist die Bodenoberfläche um einige Meter höher gelegen als im CCLM. Im ECHAM5 findet hier deshalb keine so intensive Bündelung des Luftstroms statt.

Wenn im CCLM durch eine stärkere Strömung mehr Masse in den Bereich der Relaxationszone hinein transportiert wird als in den Antriebsdaten, dann kann diese zusätzlich einströmende Masse nicht durch den Modellrand aus dem Modellgebiet entweichen, da am äußersten Modellrand der Massenfluss durch die Antriebsdaten vorgeschrieben wird. Die zusätzliche Masse muss deshalb innerhalb der Relaxationszone abgeführt werden. Oberhalb des Schwarzen Meers, in 5 bis 10 km Höhe, deuten positive Werte von $\|\overline{\vec{v}_{sek}}\|_{orth}$ ein Ausströmen aus der Relaxationszone an. Daraus lässt sich folgern, dass die SZ hier innerhalb der Relaxationszone möglicherweise eine vertikale Komponente ausweist, die die Einströmregion in der unteren Troposphäre mit der Ausströmregion in der mittleren und oberen Troposphäre verbindet.

Aus verschiedenen Gründen ist es an dieser Stelle nicht möglich, die vertikalen Geschwindigkeitskomponenten von CCLM und ECHAM5 direkt miteinander zu vergleichen, u. a. weil diese Variable nicht in der benötigten zeitlichen Auflösung vorliegt. Allerdings ist es möglich, die Vertikalgeschwindigkeiten über die Divergenz der Horizontalgeschwindigkeiten zu approximieren. Nimmt man

die Dichte ρ als konstant an, vereinfacht sich die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v}) = 0 \quad (7.1)$$

zu

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{v} = 0, \quad (7.2)$$

wobei \vec{v} der dreidimensionale Windvektor mit den Komponenten u, v und w ist. Daraus folgt für die Änderung der vertikalen Windkomponente w mit der Höhe z , dass

$$\frac{\partial w}{\partial z} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right). \quad (7.3)$$

Mit der Bedingung, dass die Vertikalgeschwindigkeit am Boden null ist, lässt sich durch Integration von Gleichung 7.3 die Vertikalkomponente w auf den einzelnen Modellleveln bestimmen.

Nach dieser Methode wird die Vertikalkomponente der Sekundärzirkulation $\overline{w_{sek}}$ entlang von Querschnitt 3b berechnet. Exemplarisch ist der Bereich, in dem $\overline{w_{sek}}$ größer ist als 0,15 m/s, in Abb. 7.8a und 7.8b durch eine schwarze Konturlinie markiert. Daraus wird ersichtlich, dass oberhalb des Schwarzen Meers eine aufwärts gerichtete Sekundärströmung existiert, die den Einströmbereich in der unteren Troposphäre mit dem Ausströmbereich in der mittleren und oberen Troposphäre verbindet. Es wird an dieser Stelle auf Grund der idealisierten Berechnung von $\overline{w_{sek}}$ bewusst auf eine detailliertere Darstellung der Vertikalgeschwindigkeiten verzichtet.

7.3 Einfluss der Alpen auf die Sekundärzirkulation

7.3.1 Einführung der Froude-Zahl

In Abschnitt 7.2 wurde gezeigt, dass die hochaufgelöste Topographie der Alpen im CCLM zur Modifikation der großskaligen Strömung führt und möglicherweise einen wichtigen Beitrag zu Ausbildung der SZ darstellt. Ziel dieses Abschnitts ist es, die Auswirkung der Alpen auf die Strömung im CCLM und ECHAM5 objektiv zu quantifizieren und den Zusammenhang zwischen der alpinen Strömungssituation und den großskaligen Sekundärwirbeln zu untersuchen. Dazu eignet sich die Froude-Zahl, eine dimensionslose Kennzahl die in verschiedenen Anwendungsbereichen zum Einsatz kommt. Ursprünglich wurde sie angewendet, um den Strömungswiderstand von Schiffen zu charakterisieren (Newman, 1977). In umgewandelter Form lässt sich die Froude-Zahl aber auch dazu verwenden, die Wechselwirkung zwischen atmosphärischen Strömungen und Gebirgen zu charakterisieren. Reinecke und Durran (2008) verwenden die Froude-Zahl beispielsweise zur Untersuchung der Überströmung von Gebirgen in idealisierten

Simulationen. [Trapero et al. \(2013\)](#) nutzen die Froude-Zahl zur Untersuchung orographischer Niederschläge im Regionalmodell Weather and Research Forecastingmodel (WRF). Die Froude-Zahl Fr wird in dieser Arbeit, in Anlehnung an [Trapero et al. \(2013\)](#), folgendermaßen berechnet:

$$Fr = \frac{\int_{h_0}^{h_m} U(z) dz}{h_m \int_{h_0}^{h_m} N(z) dz}, \quad (7.4)$$

wobei h_m die Höhe des Gebirges ist, das betrachtet wird. h_0 ist die Bodenhöhe an einem Gitterpunkt stromaufwärts des Gebirges, für den Fr berechnet werden soll und $U(z)$ ist die dortige Windgeschwindigkeit. $N(z)$ entspricht der Brunt-Väisälä-Frequenz und beschreibt die Stabilität der atmosphärischen Schichtung:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad (7.5)$$

wobei g die Schwerebeschleunigung der Erde und θ die potentielle Temperatur ist.

Mittels einer Fallunterscheidung lassen sich anhand von Fr verschiedene Strömungssituationen unterscheiden ([Durran, 1990a](#)):

1. Wenn $Fr \ll 1$, ist die Strömungsgeschwindigkeit niedrig, eine stabile Schichtung der Atmosphäre liegt vor und/oder die Höhe des Gebirges ist groß. In diesem Fall ist die Strömung nicht in der Lage die notwendige Energie aufzubringen, um die Luftmasse unterhalb der Höhe h_m zum Überströmen des Gebirges zu veranlassen. Stattdessen wird das Gebirge umströmt. Im Fall von langgestreckten Gebirgen kann auch eine Blockierung der Strömung auftreten.
2. Wenn $Fr \gg 1$, ist die Strömungsgeschwindigkeit hoch, die Stabilität gering und/oder die Höhe des Gebirges niedrig. In diesem Fall besitzt die Strömung genügend kinetische Energie um die Stabilität der Schichtung zu überwinden und das Gebirge zu überströmen.
3. Wenn $Fr \approx 1$, liegt ein sogenannter „kritischer“ Strömungszustand vor. Die Strömungsgeschwindigkeit liegt hier in einer Größenordnung, dass das Gebirge innerhalb einer Zeitspanne überströmt wird, die zu einer Oszillation mit der Frequenz N führt. In diesem Fall kommt es zu einer starken Anregung von Schwerewellen, die sich stromabwärts des Gebirges fortsetzen können.

Die verschiedenen Strömungsregime sind aber nicht streng voneinander getrennt. Im Übergangsbereich kommt es zu Mischformen, in denen beispielsweise tieferliegende Luftschichten vom Berg blockiert werden, höherliegende Luftschichten den Berg aber überströmen können.

In idealisierten Studien werden häufig vereinfachte Bergformen verwendet, beispielsweise in der Form von Gaußkurven. Die Höhe des Berges kann dort also vorgegeben werden. In dieser Arbeit muss aber zur Berechnung der Froude-Zahlen der alpinen Strömungssituation zunächst die Höhe der Alpen im CCLM

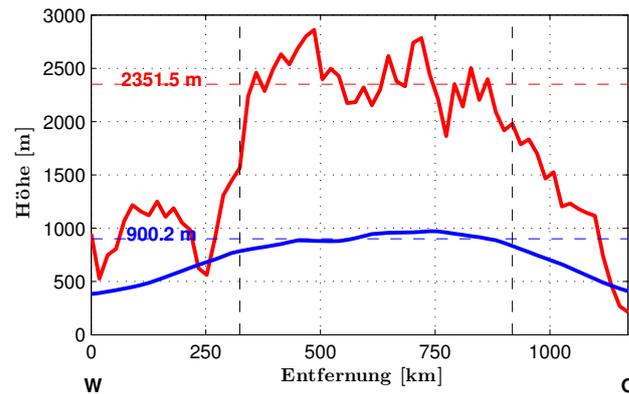


Abbildung 7.9: Effektive Höhe der Alpen im CCLM und ECHAM5. Meridionales Maximum der Topographie im CCLM (rot) und ECHAM5 (blau) innerhalb der in Abb. 2.3 gekennzeichneten Alpenregion. Die horizontalen gestrichelten Linien kennzeichnen die „effektive“ Höhe der Alpen, berechnet aus dem zonalen Mittel der meridionalen Maximalhöhe zwischen den zwei vertikalen gestrichelten Linien.

und ECHAM5 bestimmt werden. Die einfachste Methode wäre, für h_m die maximale Höhe der Alpen im Modell zu wählen. Insbesondere im CCLM ist die Topographie der Alpen aber räumlich sehr heterogen strukturiert. Deshalb ist es fraglich, ob die maximale Erhebung der Alpen die Charakteristik des gesamten Gebirgszugs in sinnvoller Weise repräsentiert. Zur Bestimmung von h_m wird hier deshalb eine „effektive“ Höhe der Alpen berechnet, die eine mittlere Höhe des Alpenhauptkamms angibt. Dazu wird zunächst das meridionale Maximum der Höhe der Alpen im CCLM und ECHAM5 berechnet (die Gitterboxen, die in die Berechnung eingehen sind in Abb. 2.3 durch eine rechteckige Box gekennzeichnet). Die ECHAM5-Topographie wird zuvor auf das CCLM-Gitter interpoliert. In Abb. 7.9 sind die meridionalen Maxima in Abhängigkeit von der geographischen Länge dargestellt. Im westlichen Teil des Ausschnitts ist im CCLM das Zentralmassiv zu erkennen, im zentralen und östlichen Teil des Ausschnitts die Alpen. Die effektive Höhe der Alpen ergibt sich aus dem zonalen Mittel der meridionalen Maximalhöhen zwischen den senkrechten gestrichelten Linien. Im CCLM beträgt sie 2352 m, im ECHAM5 lediglich 900 m. Diese effektiven Höhen werden in Gleichung 7.4 als Werte für h_m verwendet.

7.3.2 Vergleich der Froude-Zahlen im CCLM und ECHAM5

Für jeden Zeitschritt, der Zirkulationsklasse a zugeordnet ist, wird die Froude-Zahl der von Norden anströmenden Luftmassen berechnet. Zur Berechnung wird ein $8^\circ \times 3^\circ$ großes Gebiet gewählt, das nördlich an die Alpen grenzt. Die Froude-Zahl wird zunächst an jedem Gitterpunkt innerhalb dieses Gebiets anhand von Gleichung 7.4 berechnet. Daraufhin wird das Gebietsmittel der Froude-

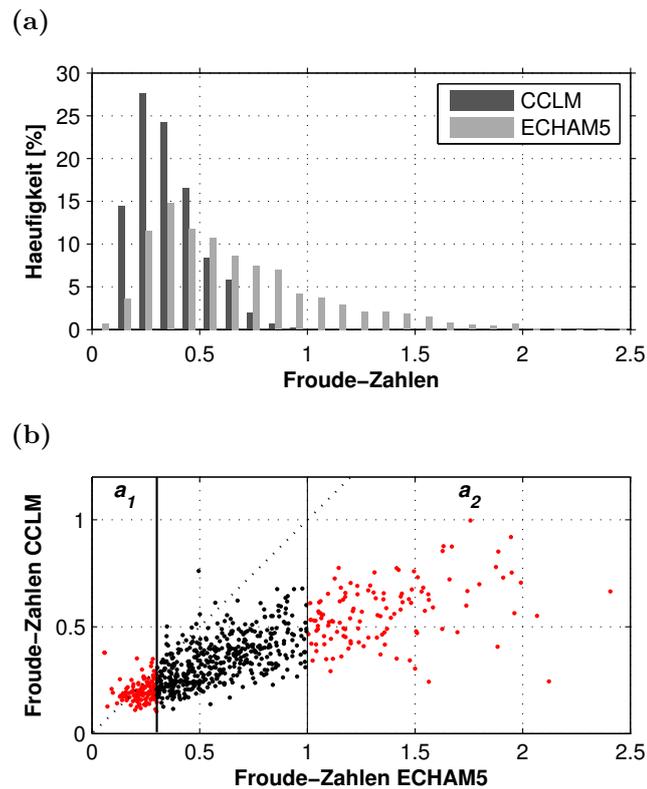


Abbildung 7.10: Froude-Zahlen der anströmenden Luftmassen der Alpen in Zirkulationsklasse a im CCLM und ECHAM5. (a) Häufigkeitsverteilung der Froude-Zahlen und (b) Scatterplot der Froude-Zahlen. Die Zeitschritte, die den Subklassen a_1 und a_2 zugeordnet werden, sind durch vertikale Linien abgegrenzt und rot eingefärbt.

Zahlen berechnet. So erhält man für jeden Zeitschritt von Zirkulationsklasse a eine mittlere Froude-Zahl der CCLM-Strömung und eine mittlere Froude-Zahl der ECHAM5-Strömung. Die Häufigkeitsverteilungen der Froude-Zahlen zeigen, dass im ECHAM5 deutlich höhere Werte erreicht werden als im CCLM (Abb. 7.10a). Die Verteilung im CCLM hat einen Median von 0,35 und die Werte liegen fast ausnahmslos zwischen 0 und 1. Lediglich an 1 % der Zeitschritte werden im CCLM Froude-Zahlen höher als 1 erreicht. Der Median im ECHAM5 ist mit 0,62 fast doppelt so groß wie im CCLM und 24 % aller Zeitschritte liegen bei Werten oberhalb von 1. Anhand der Fallunterscheidung aus Abschn. 7.3.1 lässt sich daraus folgern, dass die Situation im CCLM im Wesentlichen zu einer Blockierung der Strömung und zu einer Umströmung der Alpen führt, während im ECHAM5 auch Überströmungen der Alpen möglich sind. Somit ist es möglich, dass sich an einem bestimmten Zeitschritt der CCLM-Simulation in der Umgebung der Alpen eine Strömungssituationen entwickelt, die sich von der Strömungssituation in den Antriebsdaten deutlich unterscheidet.

Die Verteilungen der Froude-Zahlen im CCLM und ECHAM5 unterscheiden sich zwar, es besteht aber dennoch ein Zusammenhang zwischen Froude-Zahlen im CCLM und ECHAM5 an den individuellen Zeitschritten (Abb. 7.10b).

Die Korrelation nach Spearman zwischen den Froude-Zahlen im CCLM und ECHAM5 beträgt 0.8. Wenn die Froude-Zahlen im ECHAM5 hoch sind, produziert also auch das CCLM relativ hohe Werte. Allerdings wird hier noch einmal deutlich, dass im ECHAM5 an 130 von 719 Zeitschritten Froude-Zahlen größer als 1 erreicht werden, während sie im CCLM deutlich unter 1 liegen.

7.3.3 Froude-Zahl und Sekundärzirkulation

Die Froude-Zahlen im ECHAM5 bieten sich an, um die Zeitschritte von Zirkulationsklasse a in zwei Subcluster a_1 und a_2 aufzuteilen. Cluster a_2 werden alle 130 Zeitschritte zugeordnet, an denen im ECHAM5 Froude-Zahlen größer 1 auftreten. Cluster a_1 werden dagegen die 130 Zeitschritte mit den niedrigsten Froude-Zahlen im ECHAM5 zugeordnet (siehe Markierungen in Abb. 7.10 unten).

Vergleicht man die großskaligen Strömungssituationen in Cluster a_1 und a_2 , so zeigt sich im zeitlichen Mittel, dass in Cluster a_1 der Hochdruckrücken über Westeuropa stärker ausgeprägt ist und das Starkwindband weiter nach Nordosten verschoben ist als in Cluster a_2 (vgl. Abb. 7.11a und 7.11d). Das Starkwindband überquert deshalb in a_1 nicht den Alpenraum, sondern liegt hier über Südsandinavien. In Cluster a_2 ist das Starkwindband weiter nach Süden verschoben. Während die Alpen in Cluster a_1 im Randbereich des Starkwindbands liegen, werden sie in Cluster a_2 direkt angeströmt. Im Bereich der Alpen werden in Cluster a_1 über 30 m/s erreicht, in Cluster a_2 lediglich 10 m/s.

Die Verschiebung des Starkwindbands in Cluster a_1 und a_2 hat deutliche Auswirkungen auf die Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Abb. 7.11b und 7.11e), sowie auf die Lage der Sekundärwirbel und Amplitude der GPH-Anomalien (Abb. 7.11c und 7.11f). In Cluster a_1 bleiben die Beträge der Windgeschwindigkeitsdifferenzen im Wesentlichen unter 1 m/s und das positive und negative Extremum der GPH-Anomalien liegt bei 1,6 bzw. -1,0 gpdm. Der relativ schwache antizyklonale Sekundärwirbel hat seinen Schwerpunkt stromaufwärts der Alpen. In Cluster a_2 zeigt sich dagegen ein sehr starker antizyklonaler Sekundärwirbel, der seinen Schwerpunkt stromabwärts der Alpen hat. Die GPH-Anomalie ist hier mit 3,1 gpdm doppelt so groß wie in Cluster a_1 . Im CCLM ist die Windgeschwindigkeit stromabwärts der Alpen um mehr als 5 m/s niedriger als im ECHAM5. Die Beträge der Windvektordifferenzen im antizyklonalen Sekundärwirbel entsprechen 10 % der Windgeschwindigkeiten im ECHAM5. In den zwei zyklonalen Wirbeln im westlichen und östlichen Teil des Modellgebiets betragen die Windvektordifferenzen sogar über 50 % der ECHAM5-Windgeschwindigkeiten, da letztere innerhalb des Trops und des Rückens sehr niedrig sind.

Um den Zusammenhang zwischen der Froude-Zahl stromaufwärts der Alpen und der Intensität der SZ systematisch zu untersuchen, wird der Ansatz der

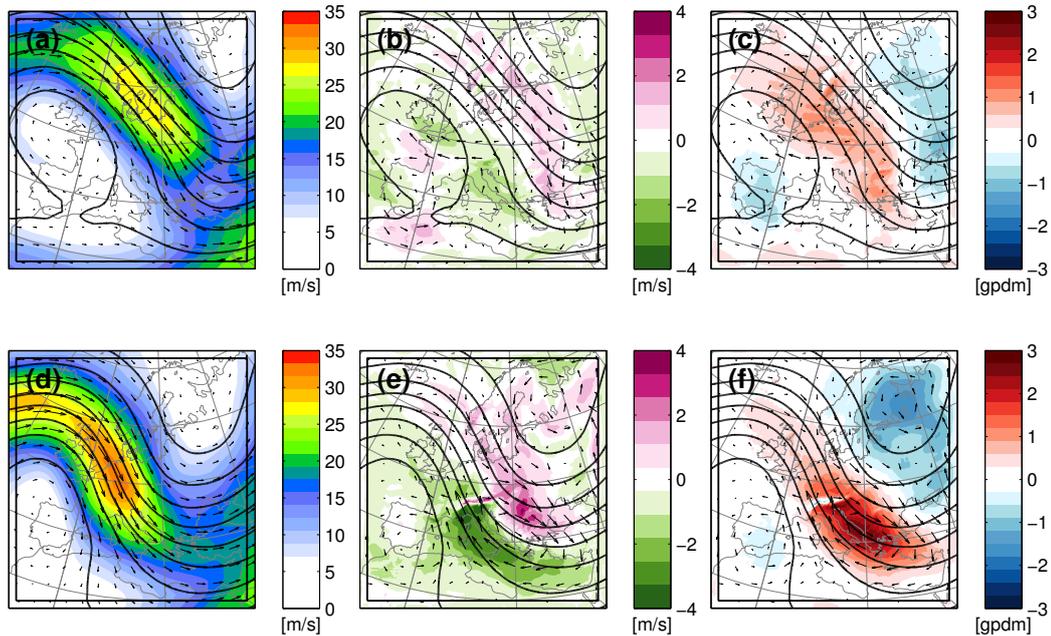


Abbildung 7.11: Primär- und Sekundärzirkulation in 500 hPa für (a-c) Zirkulationsklasse a_1 mit niedrigen und (d-f) a_2 mit hohen Froude-Zahlen stromaufwärts der Alpen. Farbige Schattierungen zeigen (a,d) Windgeschwindigkeiten in ECHAM5, (b,e) Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 und (c,f) GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5. Vektorpfeile zeigen (a+d) ECHAM5-Windfelder (längster Vektorpfeil entspricht 34,0 m/s) und (b,c,e,f) Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (längster Vektorpfeil entspricht 4,5 m/s). (a-f) Konturlinien zeigen GPH in ECHAM5 im Abstand von 8 gpdm.

Subcluster-Bildung noch um einen Schritt erweitert. Anstatt wie zuvor nur zwei Subcluster zu berechnen, wird die Verteilung der Froude-Zahlen nun sukzessiv von niedrigen zu hohen Werten geclustert, ähnlich wie ein gleitendes Mittel. Der erste Subcluster enthält alle Zeitschritte, deren Froude-Zahlen im ECHAM5 zwischen dem 0. und 30. Perzentil liegen, der zweite Subcluster alle Zeitschritte zwischen dem 10. und 40. Perzentil, der dritte alle zwischen dem 20. und 50. Perzentil, usw. So ergeben sich insgesamt 10 Subcluster. Für jeden Subcluster wird die mittlere SZ berechnet und der SZI-Wert nach Gleichung 4.8 bestimmt, um die Stärke der SZ im gesamten Modellgebiet zu quantifizieren. Des Weiteren wird das räumliche Maximum der GPH-Anomalien berechnet, um die Amplitude des antizyklonalen Sekundärwirbels zu beschreiben. Beide Größen zeigen einen annähernd linearen Anstieg in Abhängigkeit von der Froude-Zahl (Abb. 7.12). Die Korrelation nach Spearman beträgt in beiden Fällen 0,95 ($p < 0,01$).

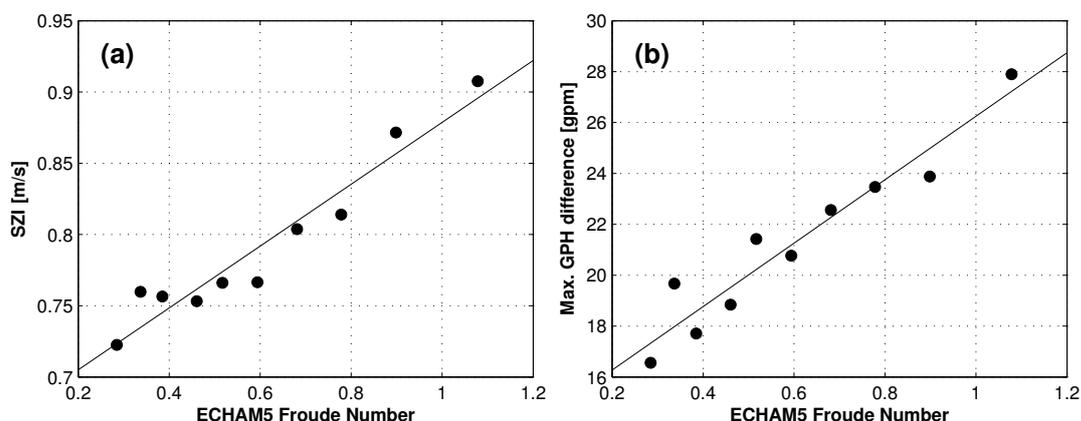


Abbildung 7.12: Zusammenhang zwischen der Froude-Zahl im ECHAM5 stromaufwärts der Alpen mit (a) der Intensität der SZ (SZI) und (b) dem räumlichen Maximum der GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5 in einer Reihe von Subklassen von Zirkulationsklasse a (zur Berechnung siehe Text). Die Durchgezogenen Linien entsprechen den linearen Regressionsgeraden, die Korrelation ist in beiden Fällen 0,95 ($p < 0,01$).

7.4 Zeitliche Entwicklung der Sekundärwirbel

Die Untersuchung der vorherigen Abschnitte haben gezeigt, dass die Struktur und Intensität der SZ auf der 500 hPa-Fläche sowohl von der großskaligen Strömungssituation abhängig ist, als auch von den lokalen Strömungseigenschaften im Umfeld der Alpen. Der antizyklonale Sekundärwirbel im Zentrum des Modellgebiets entsteht anscheinend im CCLM auf Grund der Modifikation der Strömung durch die Alpen. Die zyklonalen Sekundärwirbel und die dazugehörigen negativen GPH-Anomalien treten dagegen häufig innerhalb von Trögen auf. Möglicherweise gibt es also einen direkten Zusammenhang zwischen Trögen und zyklonalen Sekundärwirbeln. Systematische Effekte im CCLM könnten dazu führen, dass die GPH innerhalb von Trögen im CCLM niedriger ist als im ECHAM5. Das würde wiederum bedeuten, dass sich die negativen GPH-Anomalien im zeitlichen Verlauf synchron mit den Trögen verlagern müssten.

Anhand der bisherigen Betrachtungen von Clusterzentroiden der Zirkulationsklassen lässt sich eine zeitliche Entwicklung der Sekundärwirbel nicht direkt ableiten, da die verschiedenen Cluster in keinem zeitlichen Zusammenhang stehen. Die Clusteranalyse kann aber dennoch genutzt werden, um die mittlere zeitliche Entwicklung der SZ zu untersuchen. Jeder 6-stündige Zeitschritt der CCLM-Simulation einer bestimmten Zirkulationsklasse zugeordnet. Die Zeitpunkte, an denen ein Übergang zwischen einer bestimmten Klasse x zu einer anderen Klasse y stattfindet, bieten sich als Referenzzeitpunkte an, um Zeitfenster für eine zeitliche Mittelung auszuwählen. Man sucht also zunächst

in der Zeitreihe nach allen $x \rightarrow y$ -Übergängen und wählt ein Zeitfenster von $\pm n$ Zeitschritten um die jeweiligen Klassenübergänge herum aus. Dann berechnet man die mittleren Felder der PZ und SZ für alle Zeitschritte, die n Zeitschritte vor den Klassenübergängen liegen. Das gleiche führt man für alle Zeitschritte durch, die $n - 1$ Zeitschritte vor den Klassenübergang liegen, usw. Das gesamte Zeitfenster enthält also $2 \times n$ Zeitschritte, für die die mittleren Felder der PZ und SZ berechnet werden.

Bei k Zirkulationsklassen gibt es $k \times (k - 1)$ mögliche Kombinationen von Klassenübergängen. In Abschn. 7.1 wurden 13 Klassen untersucht, womit es 156 theoretisch mögliche Klassenübergänge gibt, die jedoch in der Praxis nicht alle gleich häufig auftreten. Der am häufigsten auftretende Klassenübergang ist $j \rightarrow b$, das entspricht einer relativ zonalen Strömung in j , aus der sich in b ein Trog über dem Nordatlantik bildet (vgl. Abb. 7.1j und 7.1b). Dieser spezifische Klassenübergang tritt in der 41-jährigen Zeitreihe auf Grund der großen Anzahl möglicher Klassenübergänge aber lediglich 48 mal auf. Würde man die oben beschriebene Berechnung der mittleren zeitlichen Entwicklung durchführen, hätte man also nur 48 Zeitfenster zur Mittelung zur Verfügung und die Ergebnisse wären nicht sonderlich robust.

Um mehr Zeitfenster für die Mittelung zur Verfügung zu haben, muss die Anzahl der Klassen verringert werden. Verwendet man beispielsweise 4 Zirkulationsklassen, ergeben sich nur noch 12 mögliche Klassenübergänge und der häufigste Klassenübergang tritt 191 mal auf. Vier Zirkulationsklassen sind ausreichend, um die wichtigsten Charakteristika der Zirkulation im Europäischen Raum zu erfassen, was bereits in anderen Studien gezeigt wurde (Sanchez-Gomez et al., 2009) und ein Mittel über 191 Zeitfenster liefert robuste Ergebnisse. Deshalb wird der entsprechende Klassenübergang im Folgenden genauer untersucht.

Um einen Eindruck von der Strömungssituation innerhalb des mittleren Zeitfensters zu erhalten, werden die mittleren Felder 27 Stunden vor und 27 Stunden nach dem Klassenübergang betrachtet. Das mittlere Feld der GPH in 500 hPa aus der ECHAM5-Simulation 27 Stunden vor dem Klassenübergang zeigt einen Trog über den Britischen Inseln und der Nordsee (Abb. 7.13 links unten). Innerhalb des Trogs liegt, ebenfalls im Bereich der Britischen Inseln, das Zentrum einer negativen GPH-Anomalie innerhalb eines zyklonalen Sekundärwirbels. 27 Stunden nach dem Klassenübergang hat sich der Trog und der Sekundärwirbel nach Osteuropa verlagert (Abb. 7.13 links oben). Die positive GPH-Anomalie des antizyklonalen Sekundärwirbels liegt in beiden Fällen stromabwärts der Alpen.

Um die zeitliche Verlagerung der Sekundärwirbel und des Trogs darzustellen, wird deren Lage im Modellgebiet anhand der Längengrade im rotierten Koordinatensystem identifiziert. Die vertikalen Linien in den Abbildungen 7.13 links kennzeichnen den Längengrad im rotierten Koordinatensystem, an dem sich die maximale und minimale GPH-Anomalie befindet (rot bzw. blau). Die

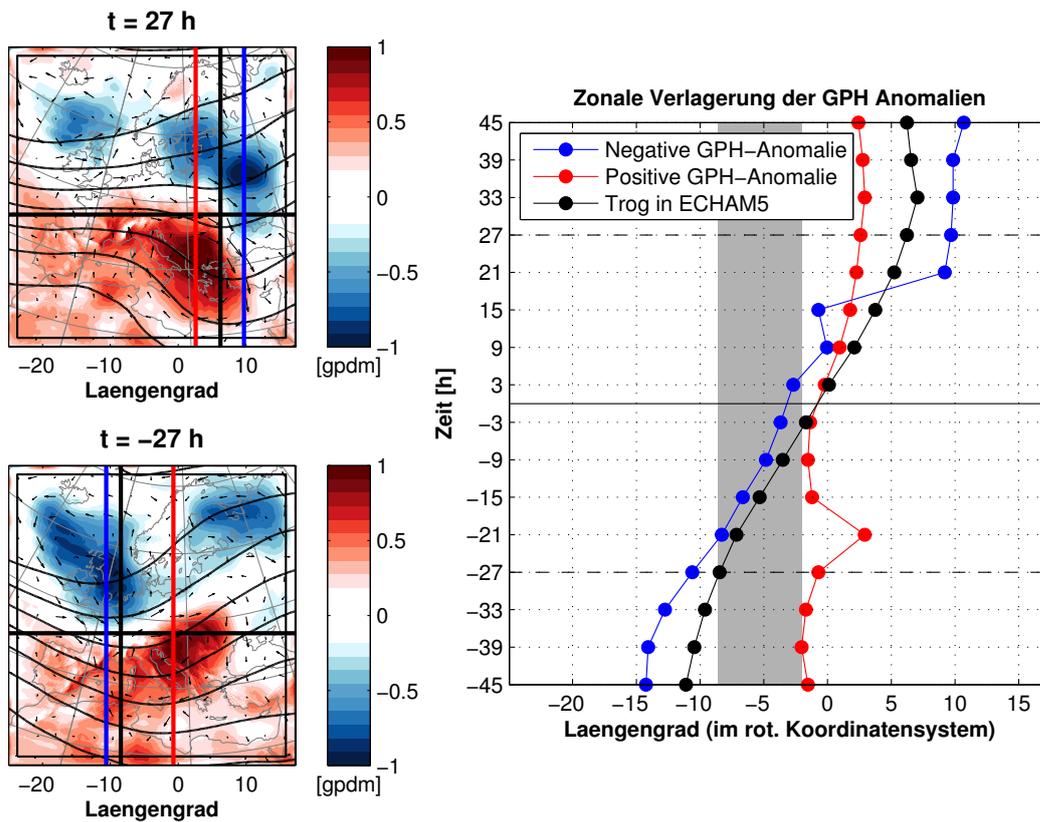


Abbildung 7.13: (Rechts) Zeitliche Änderung der Position des Trogs in ECHAM5, sowie der stärksten positiven und negativen GPH-Anomalie zwischen CCLM und ECHAM5 innerhalb eines Zeitfenster von 90 h um den häufigsten Clusterübergang bei $k = 4$. Die horizontale schwarze Linie markiert den Zeitpunkt des Clusterübergangs. Die graue Schattierung markiert die zonale Lage der Alpen. (links oben) Mittlere PZ und SZ 27 Stunden vor (links unten) und 27 Stunden nach dem Clusterübergang. Die vertikalen Linien kennzeichnen den Längengrad der Lage des Trogs sowie der positiven (rot) und negativen (blau) GPH-Anomalie. Die horizontale schwarze Linie markiert die Schnittlinie für die Bestimmung der Trogposition.

Position des Trogs in ECHAM5 wird durch die vertikale schwarze Linie markiert und entspricht dem Längengrad des minimalen GPH in ECHAM5 entlang der horizontalen schwarzen Linie. Auf diese Weise werden die Positionen des Trogs, sowie der positiven und negativen GPH-Anomalie in den mittleren Feldern innerhalb eines Zeitfensters von ± 45 Stunden um den Klassenübergang herum identifiziert und in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt (Abb. 7.13 rechts). Die Lage der Alpen ist durch die graue Schattierung gekennzeichnet. Die ostwärtige Verlagerung des Trogs innerhalb des Zeitfensters ist deutlich zu erkennen. Zu Beginn liegt der Trog westlich der Alpen und verlagert sich im Laufe der 4 Tage um 18° westwärts. Die negative GPH-Anomalie verlagert sich relativ synchron mit dem Trog. Bis 15 Stunden nach dem Klassenübergang liegt die negative GPH-Anomalie etwa 2 bis 4° westlich, danach verlagert sie sich sprunghaft auf 4° östlich der Trogposition. Die Lage der positiven GPH-Anomalie verbleibt dagegen relativ stationär innerhalb eines Bereichs von ca. 5° östlich der Alpen.

Auch an anderen Klassenübergängen, auf die hier nicht näher eingegangen wird, ist im mittleren zeitlichen Verlauf eine ähnliche synchrone Verlagerung der negativen GPH-Anomalien und der Tröge in den ECHAM5-Feldern zu beobachten. Dieses Verhalten lässt darauf schließen, dass die zyklonalen Sekundärwirbel hinsichtlich ihrer Ursache an die Tröge geknüpft sind, während die antizyklonalen Wirbel, wie in den vorherigen Kapiteln gezeigt, eher stationär sind, da sie im Wesentlichen durch die Alpen verursacht werden.

Sekundärzirkulation im Sommer

8.1 Einfluss der großskaligen Strömungssituation

Mit Hilfe des zielorientierten Ansatzes zur Bestimmung einer geeigneten Klassenanzahl war es nicht möglich, ein eindeutiges Ergebnis für die Anzahl der Zirkulationsklassen im Sommer zu bestimmen (siehe Abschn. 6.2). Um dennoch die Abhängigkeit der SZ von der großskaligen Strömungssituation im Sommer zu untersuchen und gleichzeitig einen Vergleich mit den Ergebnissen der Wintermonate zu ermöglichen, werden im Folgenden ebenfalls die Ergebnisse der Clusteranalyse mit $k = 13$ Klassen gezeigt.

Die SZI-Werte, die sich aus den mittleren Feldern der Windvektordifferenzen der verschiedenen Zirkulationsklassen ergeben, liegen zwischen 0,53 m/s und 0,3 m/s (Abb. 8.1a). Sie umspannen damit einen deutlich kleineren Wertebereich als die SZI-Werte der Winter-Zirkulationsklassen (Abb. 7.2a). Die räumlichen Strukturen der mittleren Windvektordifferenzen und GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5 in den 13 verschiedenen Zirkulationsklassen ähneln sich untereinander sehr (Abb. 8.2). In allen Klassen existiert ein antizyklonaler Sekundärwirbel mit dem Wirbelzentrum in der Balkanregion. Die Lage des Wirbels variiert in den verschiedenen Klassen kaum. Seine Intensität und Ausdehnung zeigt aber deutlich Unterschiede. Deutliche Zusammenhänge zwischen der großskaligen Strömungssituation und der Charakteristik des Wirbels, wie sie im Winter zu erkennen waren, sind im Sommer nicht ersichtlich. In einigen Klassen sind schwache zyklonale Sekundärwirbel mit negativen GPH-Anomalien zu erkennen, die aber mit maximal -0,7 gpdm vom Betrag her deutlich niedriger sind als im Winter (vgl. 8.1b und 7.2b).

Die Dominanz des antizyklonalen Sekundärwirbels und die relativ geringe Abhängigkeit der SZ von der großräumigen Zirkulation im Sommer erklärt auch,

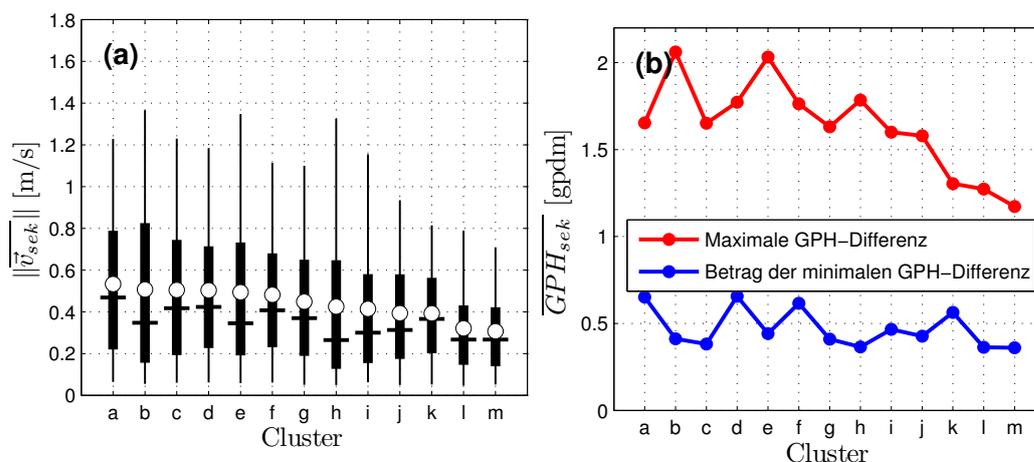


Abbildung 8.1: Eigenschaften der mittleren SZ von 13 Zirkulationsklassen im Winter (DJF). (a) Boxplots der räumlichen Verteilung der Beträge der mittleren Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5. Die Boxplots markieren den Mittelwert (Kreis), den Median (horizontale Linie), das 25. und 75. Perzentil (dicke Linien) sowie das 5. und 95. Perzentil (dünne Linie) der räumlichen Felder. (b) Beträge der räumlichen Maxima und Minima der mittleren GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5.

warum der zielorientierte Ansatz zur Bestimmung der Klassenanzahl hier kein eindeutiges Ergebnis liefert. Auch die Verwendung von mehr als 13 Zirkulationsklassen erzeugt keine Cluster in denen kein dominanter antizyklonaler Wirbel auftritt. Diese Ergebnisse lassen darauf schließen, dass in den Sommermonaten ein anderer Mechanismus für die Verursachung der SZ verantwortlich ist als im Winter.

8.2 Einfluss der Etesien

Es kommen zwei Gründe für die weitgehende Unabhängigkeit der SZ von der großskaligen Strömungssituation im Sommer in Frage. Erstens ist es möglich, dass die Ursache, die im Sommer zur Entstehung des antizyklonalen Sekundärwirbels führt, nicht in einer Höhe von 500 hPa, in der die großskalige Strömungssituation klassifiziert wurde, zu finden ist. Zweitens ist es aber auch denkbar, dass der ursächliche Prozess des Wirbels im Sommer nur in geringem Maße zeitlich variabel ist und sich deshalb auch der antizyklonale Sekundärwirbel zeitlich nur unwesentlich verändert. Der Versuch einer Klassifizierung wäre dann in jedem Fall erfolglos.

Anhand dieser Überlegungen und unter Berücksichtigung der geographischen Lage des Sekundärwirbels, könnte ein Zusammenhang zwischen dem antizyklonalen Sekundärwirbel und den Etesien bestehen. Die Etesien sind persistente Winde im östlichen Mittelmeerraum, die insbesondere in den Som-

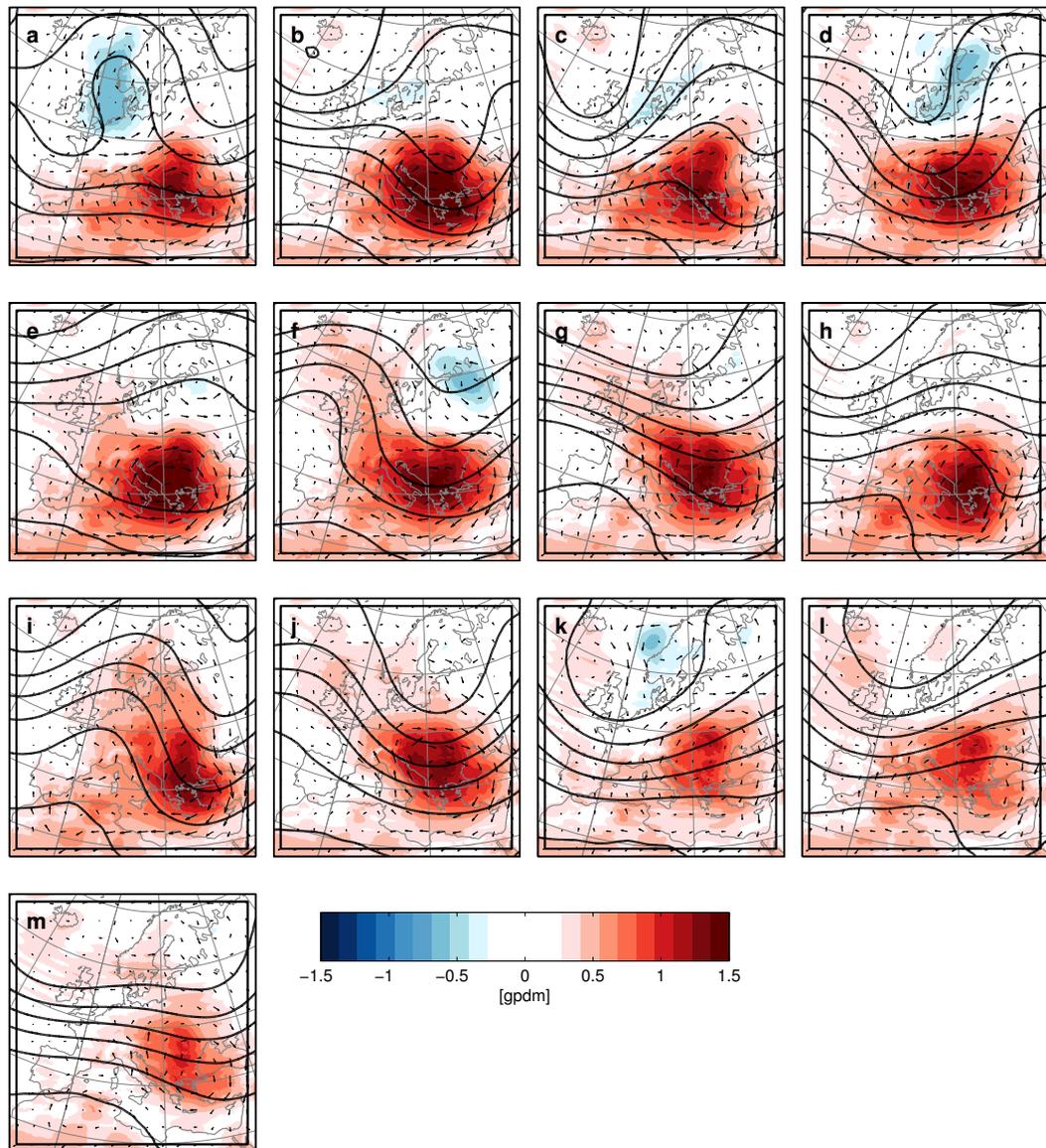


Abbildung 8.2: (a-m) Mittlere Sekundärzirkulation in 500 hPa für 13 großskalige Strömungssituationen im Sommer (JJA), basierend auf einer Clusteranalyse der GPH in 500 hPa in ECHAM5. GPH in ECHAM5 (Konturlinien im Abstand von 8 gpdm), GPH-Differenz zwischen CCLM und ECHAM5 (farbige Schattierung) und Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile). Der längste Vektorpfeil entspricht 1,7 m/s

mermonaten auftreten. Diese Winde wehen aus nördlichen und nordwestlichen Richtungen und sind auf die untere Troposphäre beschränkt. Sie werden durch den sogenannten Persischen Trog verursacht (Bitan und Sa’Aroni, 1992). Der Persische Trog ist ein Hitzetief, das sich vom Persischen Golf bis zur Türkei hin ausbreitet. Dieses Hitzetief ist ein Ausläufer des asiatischen Monsuntiefs. Zwischen dem Persischen Trog und dem Azorenhoch verstärkt sich der Druckgradient im Bereich des östlichen Mittelmeerraums und führt zu der besagten persistenten nördlichen Strömung der Etesien. Die Etesien sind im Juli und August besonders stark ausgeprägt. Einerseits führen sie im östlichen Mittelmeerraum zu einer Kaltluftadvektion durch den Transport kontinentaler Luftmassen aus Osteuropa. Andererseits findet hier auch ein großräumiges Absinken der troposphärischen Luftmassen statt (Ziv et al., 2004). Die damit verbundene adiabatische Erwärmung gleicht die durch die Kaltluftadvektion verursachte Abkühlung aus.

Um zu überprüfen, ob die Etesien von den Modellen reproduziert werden, werden die mittleren ECHAM5-Windfelder im Juli auf verschiedenen Höhenniveaus betrachtet (Abb. 8.3). Der Monat Juli wurde ausgewählt, weil die Etesien hier ihr Maximum erreichen. Auf den Modellleveln 14 und 8 sind in der mittleren und oberen Troposphäre die typischen Westwinde der mittleren Breiten zu erkennen. In der unteren Troposphäre, auf Modelllevel 25, sind im östlichen Mittelmeer anhand einer starken Nordströmung die Etesien auszumachen. Die Etesien erreichen insbesondere im Bereich des Ägäischen Meers und südlich davon relativ hohe mittlere Windgeschwindigkeiten von über 5 m/s. Die Etesien überqueren auch das Türkische Hochland, wobei die Strömung hier vergleichsweise schwach ist und durch das Gebirge leicht umgelenkt wird.

Es ist denkbar, dass die Nordströmung der Etesien im CCLM durch Auswirkungen der Topographie im Bereich des Türkischen Hochlands modifiziert wird und so zur Entstehung des persistenten antizyklonalen Sekundärwirbels beiträgt. Die mittleren Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 im Juli zeigen in der mittleren Troposphäre (Modelllevel 14) den antizyklonalen Sekundärwirbel (Abb. 8.4). Die größten Beträge der Windvektordifferenzen von mehr als 1,5 m/s treten auf Modelllevel 14 über dem Türkischen Hochland und am südlichen Modellrand auf. Auch in der oberen Troposphäre (Modelllevel 8) ist der Sekundärwirbel zu erkennen, wobei er leicht nach Norden verschoben ist und die Geschwindigkeiten unter 1 m/s bleiben. In Bodennähe (Modelllevel 25) existiert kein deutlich strukturierter Sekundärwirbel. Stattdessen treten in vielen Küstenregionen des Mittelmeerraums hohe Beträge der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 auf, insbesondere im Bereich Spaniens, Frankreichs und der Türkei.

Die Strömungssituation in der Umgebung des Türkischen Hochlands in der unteren Troposphäre (Modelllevel 25) wird in einem vergrößerten Ausschnitt genauer betrachtet. Im ECHAM5 ist die Strömung der Etesien zu erkennen, die sich mit antizyklonaler Krümmung vom Schwarzen Meer aus durch die Ägäis und über das östliche Mittelmeer bis nach Nordafrika erstreckt (Abb. 8.5a).

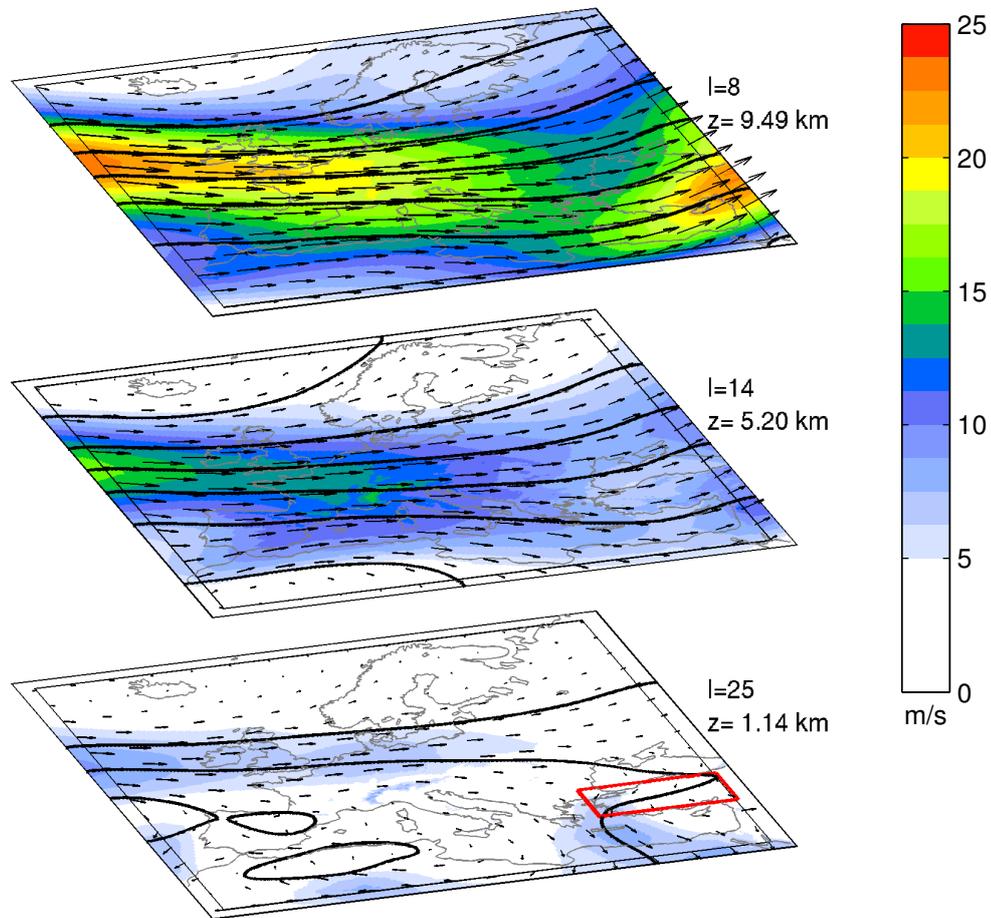


Abbildung 8.3: Mittlere Primärzirkulation im Juli auf verschiedenen CCLM-Modellleveln. Druckfelder (Konturen im Abstand von 5 hPa), Windvektoren (Vektorpfeile) und Windgeschwindigkeiten (farbige Schattierungen) im ECHAM5. Angegeben ist die Nummer des Modelllevels l und dessen mittlere Höhe z . Die rote Umrandung markiert die Region zur Berechnung der räumlich gemittelten meridionalen Windgeschwindigkeiten (Abb. 8.6).

Auch das in ECHAM5 nur grob aufgelöste Türkische Hochland wird von den Etesien überströmt, allerdings sind die Strömungsgeschwindigkeiten hier nur etwa halb so groß wie über den umliegenden Wasserflächen. Das Türkische Hochland erreicht im ECHAM5 eine maximale Höhe von 1250 m und ist damit die höchste Erhebung im östlichen Mittelmeerraum. Im CCLM ist das Türkische Hochland mit einer maximalen Höhe von 1323 m nur unwesentlich höher als im ECHAM5. Insbesondere in den Küstenregionen ist das Türkische Hochland im CCLM deutlich höher gelegen als im ECHAM5, was in den Differenzen der Topographie gut zu erkennen ist (Abb. 8.5b). Im Zentrum der Türkei liegt die Höhe der CCLM-Topographie dagegen niedriger als im

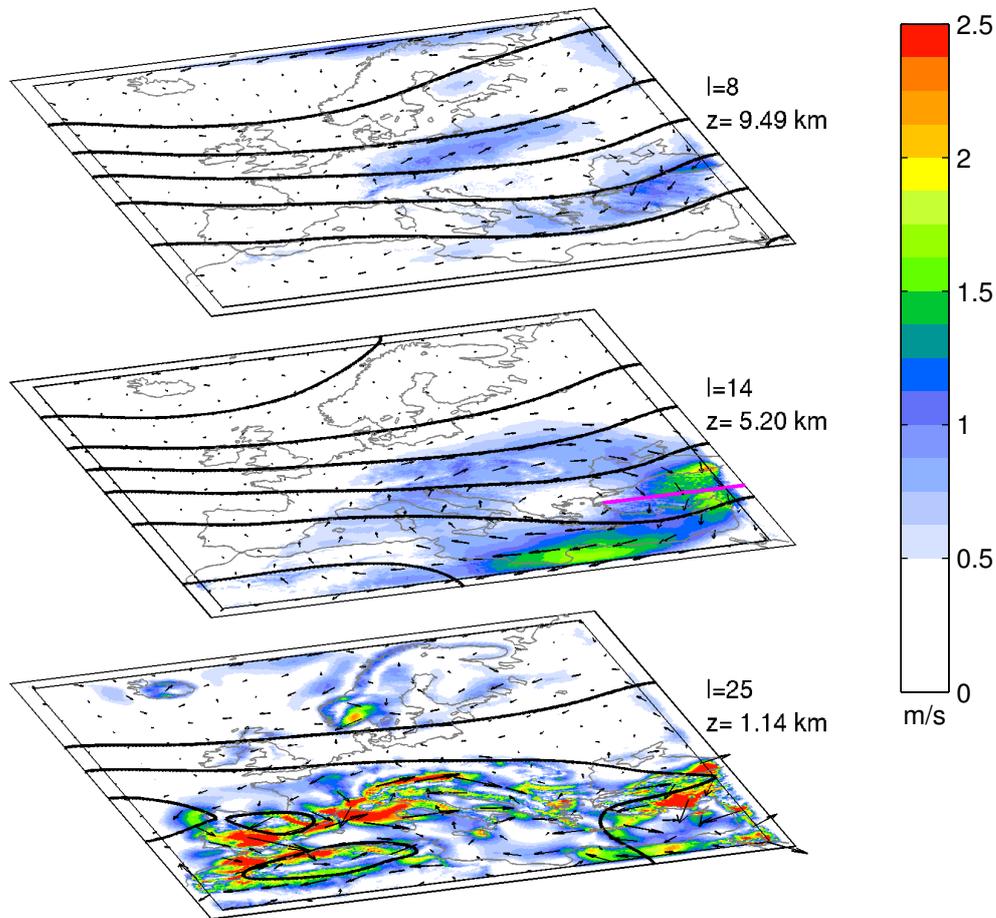


Abbildung 8.4: Mittlere Sekundärzirkulation im Juli auf verschiedenen CCLM-Modellleveln. Druckfelder in ECHAM5 (Konturen im Abstand von 5 hPa), Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 (Vektorpfeile) und deren Beträge (farbige Schattierungen). Angegeben ist die Nummer des Modelllevels l und dessen mittlere Höhe z . Die magenta Linie markiert den Verlauf des Querschnitts in Abb. 8.5c).

ECHAM5. Durch diese Region mit negativen Topographie-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 verläuft eine südwärts gerichtete Sekundärströmung. Das entspricht einer Verstärkung der durch die Etesien verursachten Strömung über das Türkische Hochland hinweg. Abb. 8.5c zeigt die Komponente der Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 orthogonal zu einem Querschnitt in West-Ost-Richtung durch das Türkische Hochland. Die südwärts gerichtete Sekundärströmung erreicht über dem Türkischen Hochland die höchsten Geschwindigkeiten von über 3 m/s in einer Höhe von etwa 2,5 km. Die Sekundärströmung erreicht bis in eine Höhe von 10 km Werte von über 1 m/s.

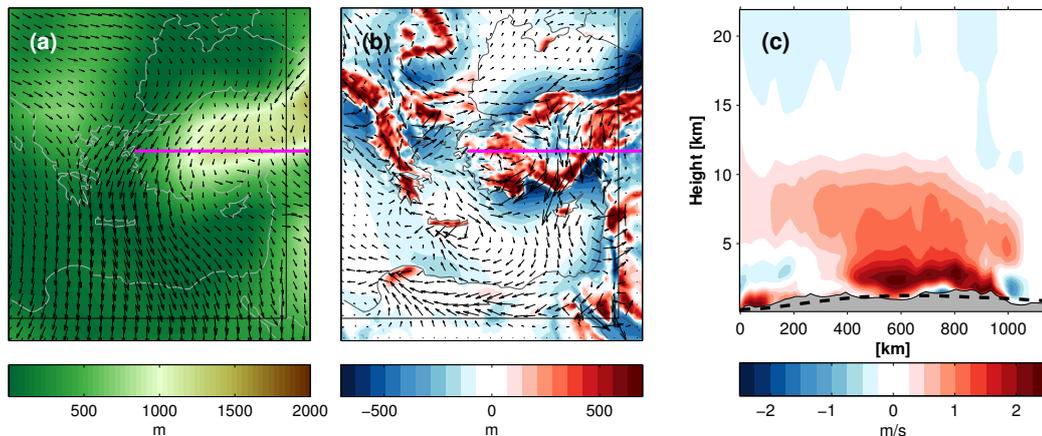


Abbildung 8.5: Mittlere Primär- und Sekundärzirkulation in Bodennähe (Modell-level 25) im Juli. (a) Windvektorfelder und Topographie im ECHAM5 und (b) Windvektordifferenzen und Differenz der Topographie zwischen CCLM und ECHAM5. (c) Komponente der Windvektordifferenzen orthogonal zum Querschnitt (magenta Linie in (a+b)).

Um einen direkten Zusammenhang zwischen der Überströmung des Türkischen Hochlands und der Intensität des großskaligen antizyklonalen Sekundärwirbels herzustellen, werden ähnlich wie in Abschn. 7.3.3 Subklassen gebildet. In Abschn. 7.3.3 wurde Zirkulationsklasse *a* anhand der Froude-Zahl der alpinen Strömung in 10 Subklassen aufgeteilt. Hier werden nun alle Zeitschritte der Sommermonate (JJA) anhand der räumlich gemittelten meridionalen Windkomponente in 850 hPa über dem Türkischen Hochland (innerhalb der roten Umrandung in Abb. 8.3) aufgeteilt. Die erste Subklasse enthält alle Zeitschritte, deren meridionale Windgeschwindigkeit zwischen dem 0. und 10. Perzentil der gesamten Verteilung liegen, die zweite alle Zeitschritte zwischen dem 20. und 30. Perzentil, die dritte alle zwischen dem 30. und 40. Perzentil, usw. Für jede Klasse werden die mittleren SZI-Werte, sowie das räumliche Maximum der zeitlich gemittelten GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5 berechnet. Trägt man die mittlere meridionale Windgeschwindigkeit der 10 verschiedene Subklassen gegen die jeweiligen SZI-Werte und gegen die Maxima der GPH-Anomalien auf, zeigt sich ein deutlicher Zusammenhang mit einer Korrelation von -0,98 bzw. -0,99 ($p < 0,01$) (Abb. 8.6). D. h., bei stark negativen meridionalen Windgeschwindigkeiten, also bei stark ausgeprägten Etesien, ist der gesamte Sekundärwirbel stark ausgeprägt und die GPH-Anomalien sind groß.

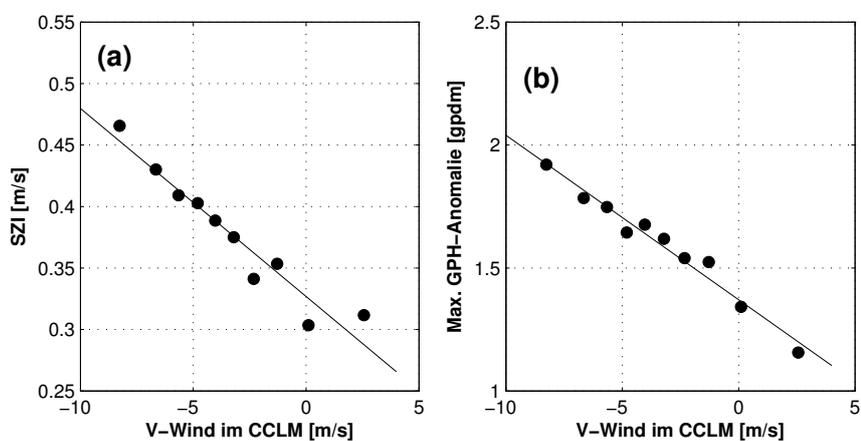


Abbildung 8.6: Zusammenhang zwischen der meridionalen Windgeschwindigkeit in 850 hPa über dem Türkischen Hochland im CCLM mit (a) der Intensität der SZ in 500 hPa (SZI) und (b) dem räumlichen Maximum der GPH-Anomalien in 500 hPa zwischen CCLM und ECHAM5 im Sommer (zur Berechnung siehe Text). Die durchgezogenen Linien entsprechen linearen Regressionsgeraden.

Sekundärzirkulation in verschiedenen Modellkonfigurationen

In Kapitel 7 wurde gezeigt, dass die SZ im Winter von der großskaligen Strömungssituation innerhalb des Modellgebiets des CCLMs abhängt. Innerhalb des Modellgebiets bilden sich Sekundärwirbel, deren räumliche Ausdehnung offensichtlich durch die Lage der Modellränder begrenzt wird. Es ist also zu erwarten, dass sich eine Veränderung der Lage der Modellränder auch auf die Eigenschaften der Sekundärwirbel auswirkt. Um diese Auswirkungen genauer zu untersuchen, wird eine Reihe von CCLM-Simulationen durchgeführt, in denen die Modellränder sukzessive verschoben werden. Darüber hinaus werden die Auswirkungen weiterer Modellkonfigurationen auf die SZ getestet. Die Durchführung dieser Simulationen auf klimatologischen Zeitskalen ist allerdings rechentechnisch nicht realisierbar, wenn eine Vielzahl unterschiedlicher Modellkonfigurationen getestet werden soll. Deshalb wird ein repräsentativer Zeitraum von einigen Tagen für die Simulationen ausgewählt. In Abschnitt 9.1 wird die Auswahl dieses Zeitraums erläutert und es werden die verschiedenen Modellkonfigurationen beschrieben. In den Abschnitten 9.2 und 9.3 werden die Ergebnisse der Simulationen vorgestellt.

9.1 Beschreibung der Modellexperimente

Zunächst ist es notwendig, einen idealen Zeitraum zu finden, der sich für die geplanten Simulationen eignet. Dieser Zeitraum muss einerseits kurz genug sein, um eine Vielzahl von Simulationen zu ermöglichen. Andererseits sollte innerhalb dieses Zeitraums eine relativ konstante Strömungssituation vorherrschen, damit

sich im zeitlichen Mittel deutliche Sekundärwirbel ausbilden und sich nicht die Auswirkungen verschiedener Strömungssituationen überlagern. Als geeignete Zeiträume bieten sich zusammenhängende Perioden an, die in Abschnitt 7.1 der Zirkulationsklasse a zugeordnet wurden. Durch die hier vorherrschende nordwestliche Anströmung der Alpen hatten sich starke Sekundärwirbel ausgebildet (Abb. 7.1a). Außerdem sollte die Luftmasse stromaufwärts der Alpen eine besonders hohe Froude-Zahl aufweisen, da sich die Sekundärwirbel unter diesen Umständen nochmal besonders intensivieren (siehe Abschn. 7.3.3). Wählt man aus Cluster a die 33% der Zeitschritte mit den höchsten Froude-Zahlen, so hat der Längste zusammenhängende Zeitraum eine Länge von 108 Stunden (im Modell entspricht das dem Zeitraum vom 01.12.1971, 00 UTC bis zum 05.12.1971, 12 UTC). Dieser Zeitraum von 4,5 Tagen eignet sich auch hinsichtlich der rechentechnischen Anforderungen und wird deshalb für die Durchführung der Simulationen ausgewählt.

Für die Simulationen wurde die Version 4.8 (`cosmo_090213_4.8_clm19`) des CCLMs verwendet. Diese Modellversion entspricht der Standardversion zum Zeitpunkt der Untersuchungen und ist eine Weiterentwicklung der älteren Modellversion CLM3, mit der die Konsortialläufe durchgeführt wurden. Die Wahl der neueren Modellversion bietet die Möglichkeit zu testen, ob sich Sekundärzirkulationen auch in aktuelleren Modellversionen entwickeln. Der Nachteil ist, dass sich die Ergebnisse dieses Kapitels nicht eins zu eins mit den Ergebnissen der vorherigen Kapitel vergleichen lassen. Die neuen CCLM-Simulationen wurden mit den Daten derselben ECHAM5-Simulation angetrieben, wie die Konsortialläufe.

Der oben ausgewählte Zeitraum wurde mit einer Reihe unterschiedlicher Modellkonfigurationen simuliert, die in Tabelle 9.1 zusammengefasst sind. Die verschiedenen Modellkonfigurationen beinhalten Verschiebungen der Modellränder, Veränderungen der Auflösung, sowie die Anwendung von Spectral Nudging und eine Glättung der CCLM-Topographie. Für jede der aufgeführten Modellkonfigurationen wurde ein Ensemble aus fünf Simulationen berechnet. Die Generierung der Ensembles basiert auf der Wahl unterschiedlicher Initialisierungszeitpunkte. Alle fünf Ensemblemitglieder beinhalten den oben ausgewählten Untersuchungszeitraum von 4,5 Tagen, werden aber mit unterschiedlichen Vorlaufzeiten von 10, 15, 20, 25 und 30 Tagen vor dem ersten Zeitschritt des Untersuchungszeitraums gestartet. Im Folgenden werden einerseits die Ensembledittel des Untersuchungszeitraums ausgewertet. Andererseits werden anhand der Ensemblestandardabweichung die Unsicherheiten abgeschätzt, die durch die Wahl des Initialisierungszeitpunkts entstehen. In die Berechnung Ensemblestatistiken gehen die 18 6-stündigen Zeitschritte des ausgewählten 4,5-Tage Zeitraums und alle fünf Ensemblemitglieder ein, also insgesamt 90 Zeitschritte.

Tabelle 9.1: Auflistung der verwendeten Modellkonfigurationen. Die Modellrandverschiebung ist in Gitterboxen angegeben, wobei positive Werte eine Verschiebung nach außen kennzeichnen.

Name	Auflösung	Modellrandverschiebung				Gitterpunkte	Topogr. Filter	Spectral Nudging
		Nord	Ost	Süd	West			
REF	0,165°	0	0	0	0	257 × 271	nein	nein
E-64	0,165°	0	-64	0	0	193 × 271	nein	nein
E-32	0,165°	0	-32	0	0	225 × 271	nein	nein
E+32	0,165°	0	+32	0	0	289 × 271	nein	nein
E+64	0,165°	0	+64	0	0	321 × 271	nein	nein
E+96	0,165°	0	+96	0	0	353 × 271	nein	nein
W-64	0,165°	0	0	0	-64	193 × 271	nein	nein
W-32	0,165°	0	0	0	-32	225 × 271	nein	nein
W+32	0,165°	0	0	0	+32	289 × 271	nein	nein
W+64	0,165°	0	0	0	+64	321 × 271	nein	nein
S-64	0,165°	0	0	-64	0	257 × 207	nein	nein
S-32	0,165°	0	0	-32	0	257 × 239	nein	nein
S+32	0,165°	0	0	+32	0	257 × 303	nein	nein
S+64	0,165°	0	0	+64	0	257 × 335	nein	nein
LARGE	0,165°	+125	+125	+125	+125	507 × 521	nein	nein
RES-033	0,33°	0	0	0	0	129 × 136	nein	nein
RES-066	0,66°	0	0	0	0	65 × 68	nein	nein
SPECNUDGE	0,165°	0	0	0	0	257 × 271	nein	ja
TOPOFILT	0,165°	0	0	0	0	257 × 271	ja	nein

9.2 Verschiebung der Modellränder

Zunächst wird die Simulation mit der Referenzkonfiguration *REF* vorgestellt. Diese verwendet das Standardmodellgebiet, das auch in den Konsortialläufen verwendet wurde. In den darauf folgenden Abschnitten werden die Ergebnisse der Verschiebungen der Modellränder beschrieben. Gezeigt werden die Ensemblemittel der Windvektordifferenzen und der GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 auf der 500 hPa-Fläche. Darüber hinaus werden die Ensemblestandardabweichungen der GPH-Differenzen dargestellt.

Die über den 4,5-Tage-Zeitraum gemittelten GPH-Felder der ECHAM5-Simulation in 500 hPa zeigen in *REF* die erwartete nordwestliche Strömung, die mit starken GPH-Gradienten und Windgeschwindigkeiten von 40 m/s den Bereich der Alpen überquert (Abb. 9.1c). Die SZ zeigt ein Tripolmuster, das dem von Cluster *a* ähnelt. Es ist aber zu beachten, dass die Beträge der Windvektor- und GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 hier mit bis zu 10 m/s bzw. 5 gpdm deutlich größer sind als in den zuvor betrachteten Zirkulationsklassen.

Um einen systematischen Vergleich der verschiedenen Konfigurationen zu ermöglichen, werden spezifische Regionen ausgewählt, die in Abbildung 9.1 farblich markiert sind und in den folgenden Abschnitten genauer untersucht werden. Zum Vergleich der maximalen Amplituden der GPH-Anomalien werden drei Regionen definiert. Innerhalb der ersten Region wird das Maximum der positiven GPH-Anomalie des antizyklonalen Sekundärwirbels bestimmt (—), innerhalb der zweiten Region das Minimum der negativen GPH-Anomalie des nördlichen zyklonalen Wirbels (.....) und innerhalb der dritten Region

das Minimum der negativen GPH-Anomalie des südlichen zyklonalen Wirbels ($- \text{---} -$). Neben der Amplitude der GPH-Anomalien ist auch die Stärke der Sekundärzirkulation von Interesse. Um diese zu vergleichen werden vier weitere Regionen definiert. Die erste Region beschreibt die mittlere SZ im östlichen Teil des nördlichen zyklonalen Wirbels ($- \text{---} -$). Die zweite Region beschreibt die mittlere SZ zwischen nördlichem zyklonalen Wirbel und zentralem antizyklonalen Wirbel und charakterisiert damit die Umströmung der Alpen (---). Die dritte Region beschreibt die mittlere SZ zwischen südlichem zyklonalen Wirbel und zentralem antizyklonalem Wirbel und charakterisiert damit den Abschattungseffekt der Alpen ($- \text{---} -$). Die vierte Region beschreibt die mittlere SZ zwischen dem südlichen zyklonalen Wirbel und dem südlichen Modellrand (---).

9.2.1 Verschiebung des Ostrands

Es wurden fünf CCLM-Simulationen mit unterschiedlichen Positionen des östlichen Modellrands berechnet. Der Rand wurde dabei um -64 , -32 , $+32$, $+64$ und $+96$ Gitterboxen verschoben, wobei negative und positive Werte eine Verkleinerung bzw. Vergrößerung des Modellgebiets kennzeichnen. Abbildung 9.1 zeigt exemplarisch die Simulationen $E-64$, REF und $E+64$. Gezeigt werden jeweils die Ensemblemittel der SZ und der GPH-Anomalien (*links*), sowie die Ensemblestandardabweichung der GPH-Anomalien (*rechts*). Abbildung 9.2 zeigt die SZI-Werte und die maximalen oder minimalen Amplituden der GPH-Anomalien innerhalb der farblich gekennzeichneten Regionen.

Die Intensität des antizyklonalen Sekundärwirbels vergrößert sich mit zunehmender Breite des Modellgebiets. Das Maximum der positiven GPH-Anomalie ist in $E-64$ mit $2,3$ gpdm am niedrigsten (---). Die höchste GPH-Anomalie von $4,6$ gpdm wird in $E+64$ erreicht. Auch die Stärke der SZ stromabwärts der Alpen, also die Auswirkung der orographischen Reibung der Alpen auf die Strömung im CCLM, verändert sich in Abhängigkeit von der Lage des Ostrands ($- \text{---} -$). Der SZI-Wert in dieser Region steigt von $2,6$ m/s in $E-64$ auf $6,5$ m/s in $E+96$ an. Während sich die Intensität des antizyklonalen Wirbels ändert, scheint sich dessen räumliche Ausdehnung vergleichsweise wenig zu ändern. In $E-64$ grenzt der hier noch relativ schwache antizyklonale Sekundärwirbel an den Modellrand. Bei ostwärtiger Verschiebung des Modellrands verliert der Wirbel aber bereits in REF den Kontakt mit dem Modellrand. Auch in $E+64$ zeigt sich gegenüber REF keine deutlich erkennbare Erweiterung des Wirbels nach Osten.

Das Gegenteil ist beim nördlichen zyklonalen Sekundärwirbel der Fall. Dieser breitet sich zusammen mit dem Ostrand des Modellgebiets nach Osten aus. Selbst in $E+64$ reicht noch ein schwacher Ausläufer des Wirbels bis in die nordöstliche Ecke des Modellgebiets. Die negative GPH-Anomalie innerhalb des Wirbels ist in REF mit $-4,5$ gpdm am stärksten ausgeprägt und ist hier betragsmäßig sogar größer als die positive Anomalie. Die negative GPH-Anomalie im

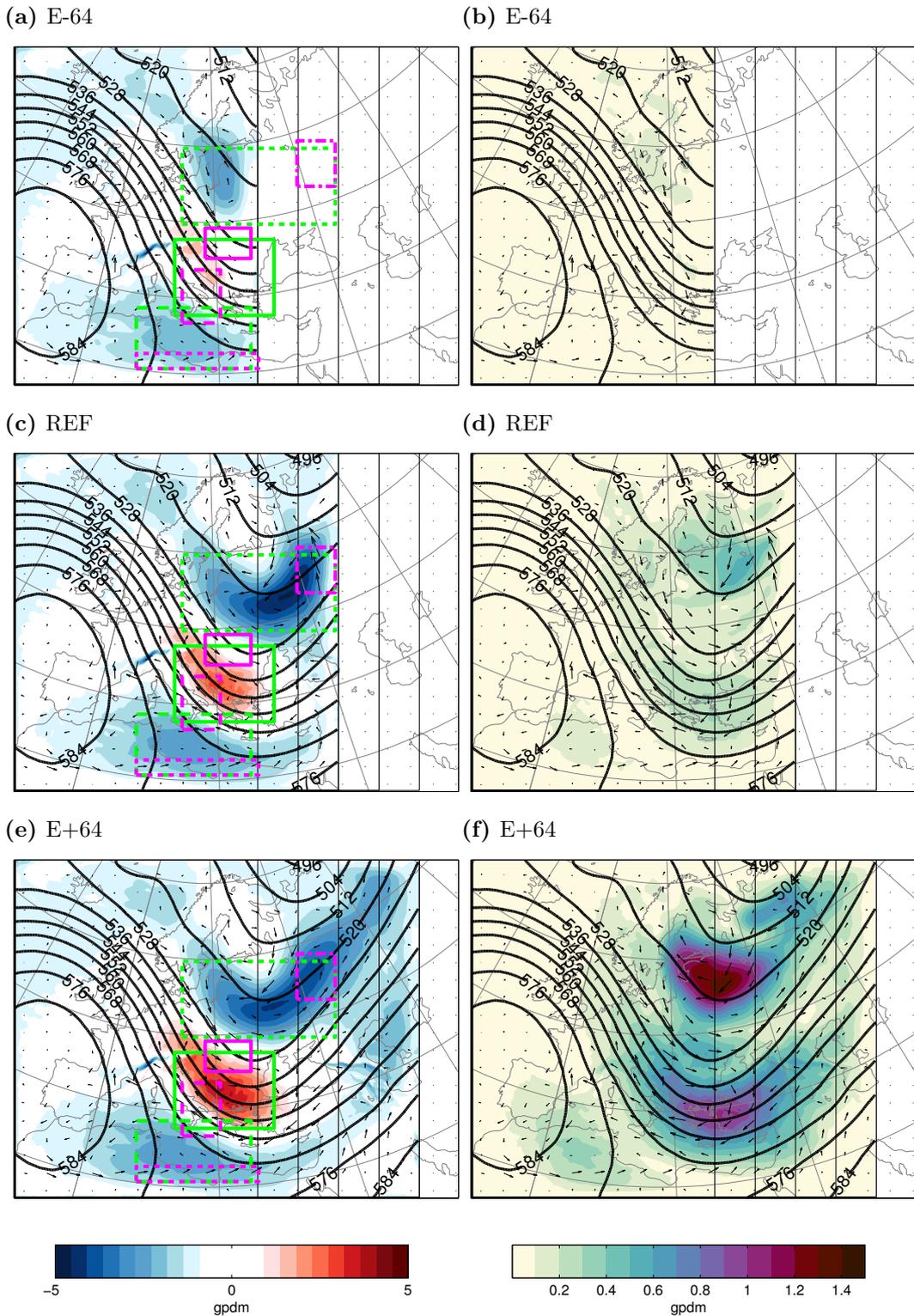


Abbildung 9.1: Ensemblemittel und -standardabweichung der zeitlichen Mittel eines 4,5-Tage-Zeitraums für Simulationen mit unterschiedlichen Positionen des östlichen Modellrands. Die vertikalen Linien markieren die Positionen des östlichen Modellrands in den verschiedenen Modellkonfigurationen. (a, c, e) Ensemblemittel der GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5. (b, d, f) Ensemblestandardabweichungen der GPH-Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5. Konturlinien zeigen die GPH in ECHAM5 im Abstand von 8 gpdm. Vektorpfeile zeigen die Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5. Farbig markierte Regionen kennzeichnen Regionen für weitere Auswertungen.

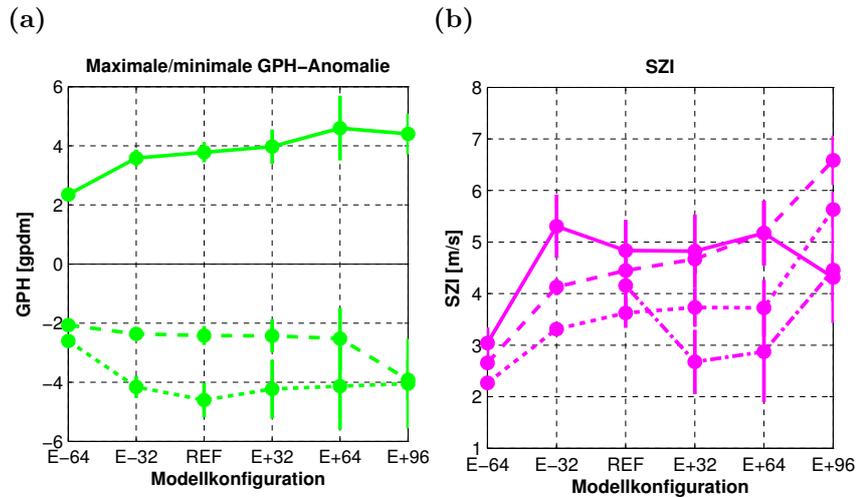


Abbildung 9.2: (a) Regionsminima und -maxima der negativen bzw. positiven GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5, sowie (b) mittlere SZI-Werte in unterschiedlichen Regionen (siehe Abb. 9.1) für verschiedene Positionen des östlichen Modellrands. Punkte markieren Ensemblemittel, vertikale Linien repräsentieren die Ensemblestandardabweichungen der jeweiligen Größe.

südlichen zyklonalen Sekundärwirbel zeigt auch keine starke Abhängigkeit vom östlichen Modellrand und beträgt etwa 2 bis 2,5 gpd/m (---). Zwischen der negativen GPH-Anomalie und dem südlichen Modellrand verläuft eine relativ starke sekundäre Randströmung, die sich im Gegensatz zur GPH-Anomalie mit der Verschiebung des Ostrands deutlich verstärkt. Die SZI-Werte erhöhen sich von 2,5 m/s in $E-64$ auf 5,7 m/s in $E+96$ (.....).

Die Ensemblestandardabweichungen der GPH-Anomalien zwischen CCLM und ECHAM5 vergrößern sich mit zunehmender Breite des Modellgebiets (Abb. 9.1 rechts). Die größten Standardabweichungen treten dabei in den Bereichen des antizyklonalen und des nördlichen zyklonalen Sekundärwirbels auf. Es ist aber zu beachten, dass die räumliche Position der Maxima der Standardabweichungen nicht mit den Positionen der Extrema der GPH-Anomalien übereinstimmen. Stattdessen liegen die maximalen Standardabweichungen nördlich der negativen GPH-Anomalie des nördlichen zyklonalen Wirbels und westlich der positiven GPH-Anomalie des antizyklonalen Wirbels. Die insgesamt größten Ensemblestandardabweichung von etwa 1,5 gpd/m treten in $E+64$ auf.

9.2.2 Verschiebung des Westrands

Analog zum vorherigen Abschnitt wird hier der Einfluss der Lage des westlichen Modellrands auf die SZ ausgewertet. Hier werden Verschiebungen von -64, -32, +32 und +64 Gitterboxen untersucht. Abbildung 9.3 zeigt exemplarisch die Simulationen $W-64$, REF und $W+64$. Abbildung 9.4 zeigt die Extrema der

9.2 Verschiebung der Modellränder

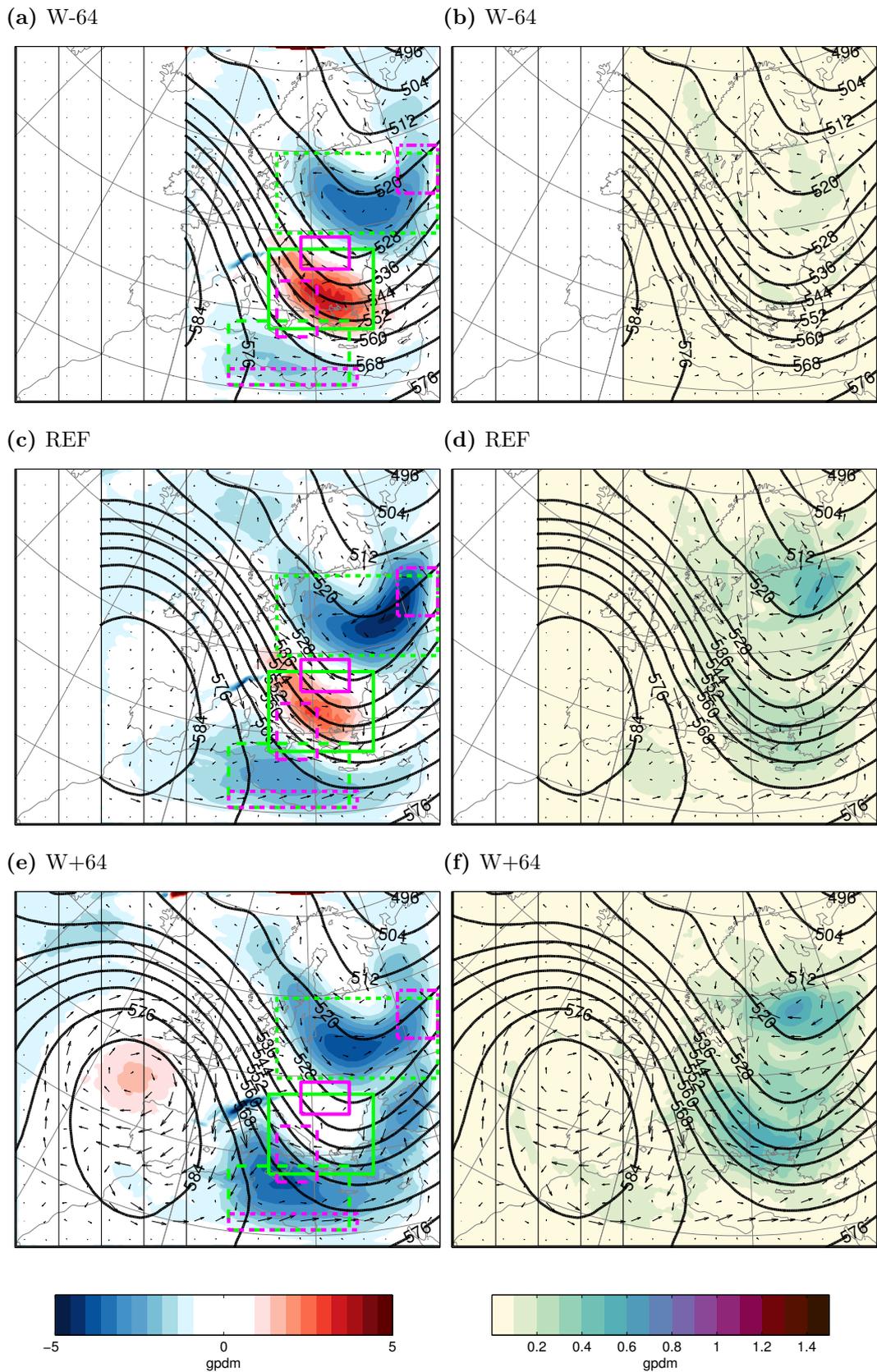


Abbildung 9.3: Wie Abb. 9.1, aber für verschiedene Positionen des westlichen Modellrands.

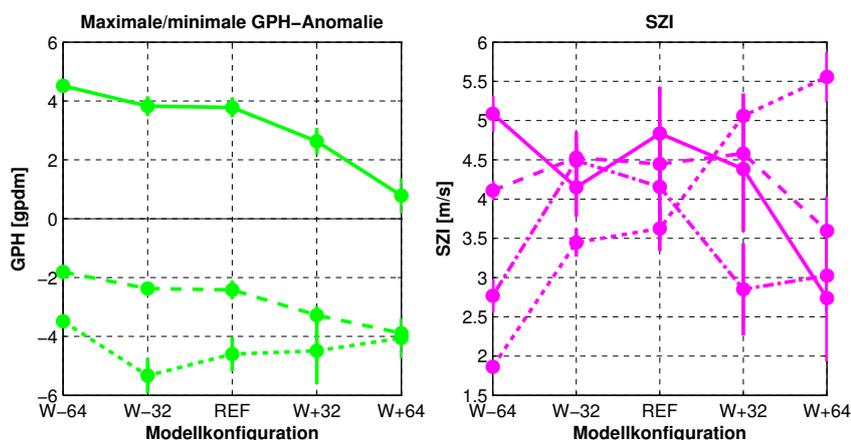


Abbildung 9.4: Wie 9.2, aber für verschiedene Positionen des westlichen Modellrands.

GPH-Anomalien und mittleren SZI-Werte in verschiedenen Regionen.

Während bei der Verschiebung des Ostrands die Amplitude der positiven GPH-Anomalie mit der Breite des Modellgebiets zunahm, ist bei der Verschiebung des Westrands das Gegenteil der Fall. Der höchste Wert von 4,5 gpd/m wird in $W-64$ erreicht, also im kleinsten verwendeten Modellgebiet (—). In $W+64$ beträgt die positive GPH-Anomalie weniger als 1 gpd/m. In der räumlichen Darstellung ist der Wirbel nicht mehr zu erkennen. Stattdessen hat sich die negative GPH-Anomalie des südlichen zyklonalen Wirbels auf 4 gpd/m verstärkt (---) und sich bis an den östlichen Modellrand ausgebreitet. In $W+64$ reicht das Modellgebiet bis weit auf den Atlantik hinaus. Der Langwellenrücken über dem Atlantik und Westeuropa, an dessen östlicher Vorderseite die Anströmung der Alpen stattfindet, ist fast vollständig im Modellgebiet enthalten. Innerhalb dieses Hochdruckrückens liegt nordwestlich von Spanien ein großräumiger antizyklonaler Sekundärwirbel, der in den kleineren Modellgebieten nicht auftritt.

Die großen Beträge der Windvektordifferenzen im Westen Frankreichs deuten an, dass die Alpen in $W+64$ im CCLM stärker an der Westseite des Gebirges umströmt werden. In den anderen Modellkonfigurationen findet die Umströmung in den Feldern der SZ dagegen östlich der Alpen statt. Anscheinend hat das CCLM in $W+64$ auf Grund des längeren Strömungswegs vom Einströmrand bis zu den Alpen mehr Zeit, und damit mehr Freiheit, um die Strömung so zu modifizieren und umzulenken, dass sich im Bereich der Alpen und stromabwärts davon eine deutlich unterschiedliche SZ ausbildet, als in den kleineren Modellgebieten. Die Standardabweichungen zwischen den Ensemblemitgliedern sind hier selbst im großen Modellgebiet von $W+64$ mit maximal 0,5 gpd/m deutlich niedriger als bei der Verschiebung des Ostrands in $E+64$.

9.2.3 Verschiebung des Südrands

Analog zu den vorherigen Abschnitten wird hier der Einfluss der Lage des südlichen Modellrands auf die SZ ausgewertet. Es werden wieder Verschiebungen von -64, -32, +32 und +64 Gitterboxen betrachtet. Abbildung 9.5 zeigt exemplarisch die Simulationen *S-64*, *REF* und *S+64*. Abbildung 9.6 zeigt Extrema der GPH-Anomalien und die mittleren SZI-Werte in verschiedenen Regionen.

Die Verschiebung des Südrands hat gravierende Auswirkungen, insbesondere auf den südlichen zyklonalen Sekundärwirbel. Die Erweiterung des Modellgebiets nach Süden hat zur Folge, dass sich der südliche Sekundärwirbel zusammen mit dem Modellrand ausdehnt und intensiviert. Während das Minimum der negativen GPH-Anomalie in Zentrum des Wirbels in *S-32* noch bei -1,5 gpdm lag, erreicht es in *S+64* großflächig Werte von -5 gpdm (---). In *S+64* umfasst der zyklonale Wirbel die gesamte Mittelmeerregion und erstreckt sich im nordafrikanischen Bereich über die gesamte Breite des Modellgebiets. Trotz der großen GPH-Anomalien innerhalb des zyklonalen Wirbels sind die Standardabweichungen zwischen den Ensemblemitgliedern mit weniger als 0,2 gpdm sehr gering. Die GPH-Anomalien werden also unabhängig vom Initialisierungszeitpunkt in allen Ensemblemitgliedern erzeugt. Entlang des Südrands des Modells bildet sich zwischen 20°N und 30°N eine ostwärts gerichtete Sekundärströmung mit erstaunlich hohen Beträgen von mehr als 12 m/s. Die Windgeschwindigkeiten der Primärzirkulation in den ECHAM5-Daten liegt hier bei 17 m/s. Die Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 entsprechen hier also 70% der Windgeschwindigkeiten in ECHAM5.

Während sich der südliche zyklonale Sekundärwirbel durch die Ausweitung des Modellgebiets nach Süden intensiviert und ausbreitet, nimmt der antizyklonale Wirbel im Lee der Alpen an Intensität ab. Vergleicht man *REF* mit *S+64*, so erkennt man einen Rückgang der Amplitude der positiven GPH-Anomalie von 4 auf 1 gpdm (—). Die Intensität der SZ stromabwärts der Alpen nimmt von 4,5 auf 3,5 m/s ab (- - -), in der Region östlich der Alpen nimmt sie von 4,7 auf 2,6 m/s ab (—). Der zyklonale Sekundärwirbel scheint den antizyklonalen Wirbel durch seine Intensivierung und Ausdehnung zu überlagern oder zu verdrängen. Bemerkenswert ist auch, dass sich die Sekundärströmung im Bereich der Türkei und dem Schwarzen Meer von einer Nordströmung in *REF* in eine Südostströmung in *S+64* umwandelt.

Der nördliche zyklonale Wirbel wird anscheinend durch Verschiebungen des südlichen Modellrands und durch die damit verbundene Veränderungen der beiden anderen Sekundärwirbel kaum beeinträchtigt. Sowohl die Amplitude der GPH-Anomalie (.....), als auch die Stärke der SZ am östlichen Modellrand (- - -) bleibt nahezu konstant bei 4,5 gpdm bzw. 4,25 m/s.

Im Fall der Verschiebung des westlichen Modellrands war die Modifikation der Strömung stromaufwärts der Alpen ausschlaggebend für die Veränderungen der stromabwärts gelegenen Sekundärwirbel. Die Verschiebung des Südlichen Mo-

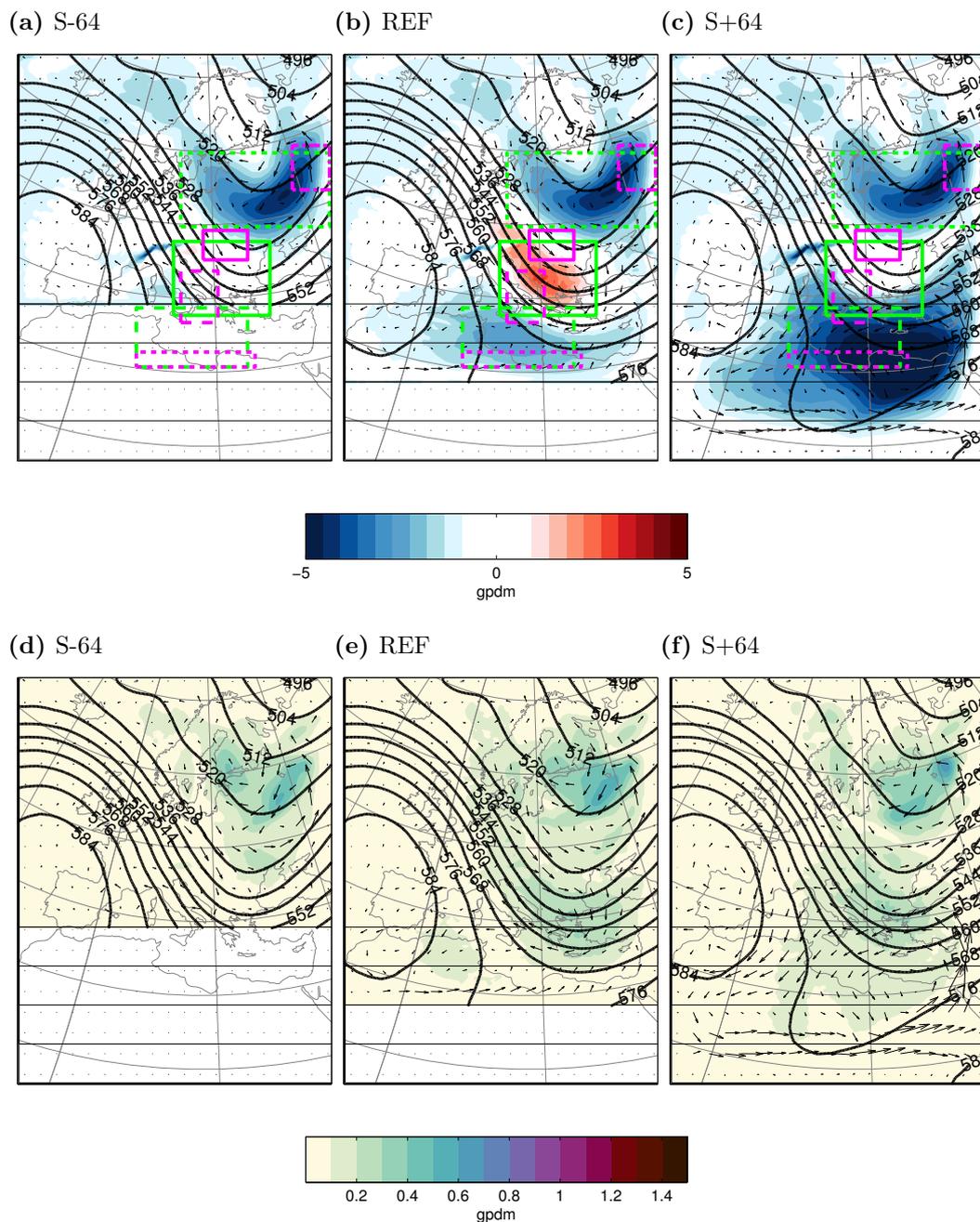


Abbildung 9.5: (a-c) Ensemblemittel und (d-f) Ensemblestandardabweichungen wie in Abb. 9.1, aber für verschiedene Positionen des südlichen Modellrands.

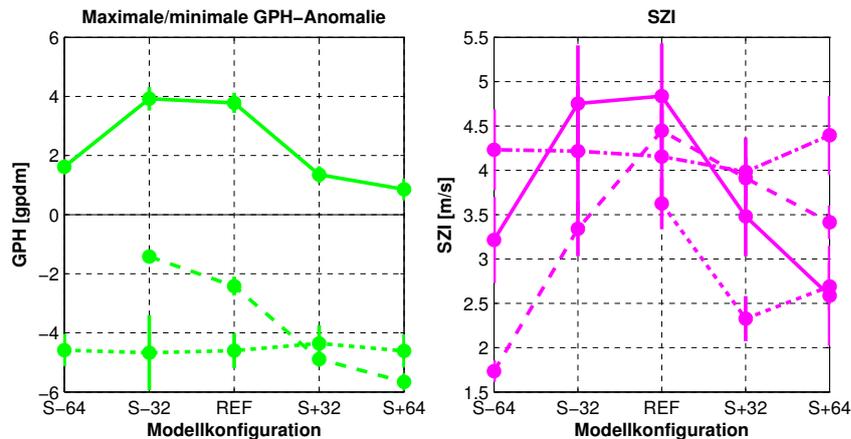


Abbildung 9.6: Wie 9.2, aber für verschiedene Positionen des südlichen Modellrands.

dellrands zeigt, dass sich auch die direkte Wechselwirkung der Sekundärwirbel mit dem südlichen Modellrand entscheidend auf die SZ auswirken kann.

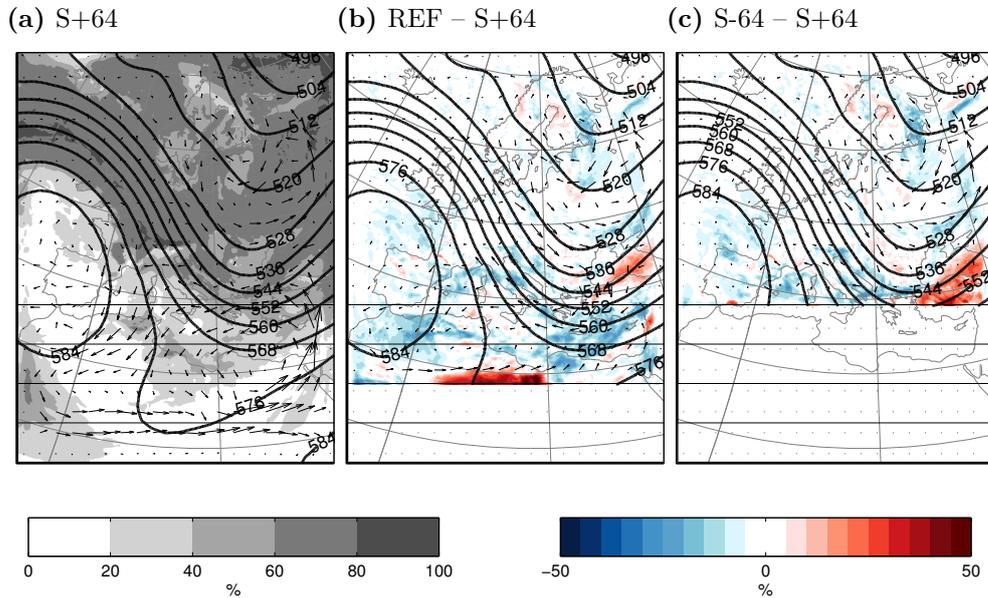
9.2.4 Auswirkungen auf die Modellphysik

An dieser Stelle wird exemplarisch dargestellt, wie sich die Verschiebung des südlichen Modellrands auf die Modellphysik, d.h. auf parametrisierte Prozesse, auswirkt. Repräsentativ wird dazu der mittlere Bedeckungsgrad sowie die mittlere Niederschlagsintensität des 4,5-Tage-Zeitraums in *S-64*, *REF* und *S+64* verglichen. Im Gegensatz zu den vorherigen Betrachtungen der SZ werden hier allerdings nicht die Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5 dargestellt, sondern die Differenzen zwischen den mittleren CCLM-Feldern der verschiedenen Konfigurationen.

Der mittlere Bedeckungsgrad des CCLMs in *S+64* zeigt im Wesentlichen eine Nord-Süd-Teilung (Abb. 9.7a). Im nördlichen Teil des Modellgebiets, innerhalb des Trops und im Bereich des Starkwindbands stromaufwärts der Alpen, liegt mit Bedeckungsgraden von großflächig über 60 % relativ dichte Bewölkung vor. Im südlichen Teil des Modellgebiets, im Bereich des Hochdruckrückens und über dem Afrikanischen Kontinent, liegt der Bedeckungsgrad weitgehend unter 40 %. Die höchsten mittleren Niederschlagsintensitäten in *S+64* zeigen sich im Bereich des Nordatlantiks, im Bereich der Alpen, sowie im Bereich der Türkei und am östlichen Modellrand (Abb. 9.7d).

Die Differenzen des Bedeckungsgrads zwischen *REF* und *S+64* zeigen, dass der Bedeckungsgrad im Bereich der südlichen Relaxationszone von *REF* gegenüber *S+64* um 50 % erhöht ist (Abb. 9.7b). Diese Erhöhung könnte in *REF* durch Instabilitäten am Modellrand verursacht werden. In den Niederschlagsdifferenzen ist hier allerdings kein Signal zu erkennen, was auf die Trockenheit in dieser Region zurückzuführen sein könnte (Abb. 9.7e). Des weiteren ist in *REF*

Bedeckungsgrad



Niederschlagsintensität

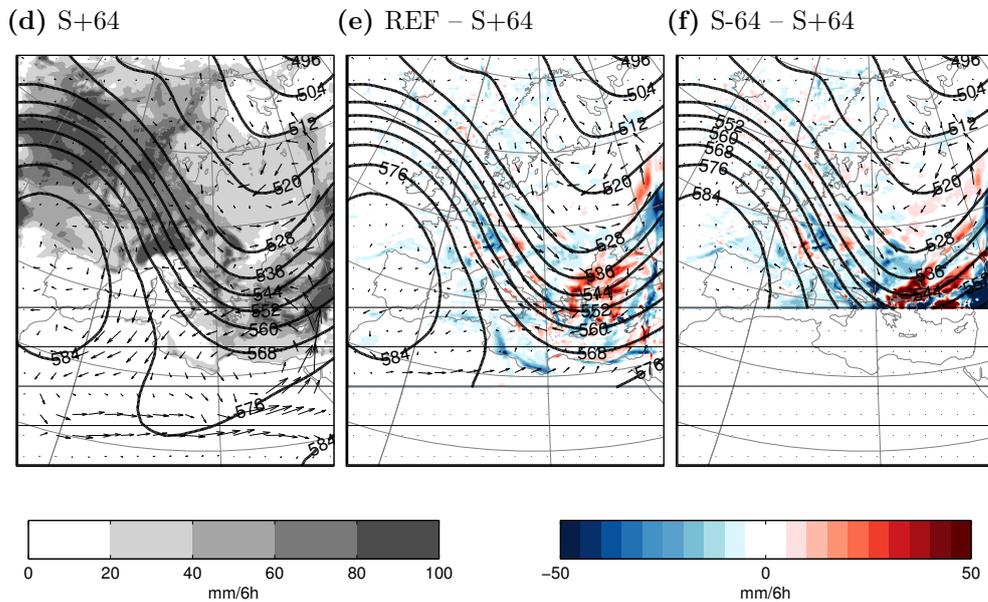


Abbildung 9.7: Auswirkung der Verschiebung des südliche Modellrands auf Bedeckungsgrad (a-c) und Niederschlagsintensität (d-f). Ensemblemittel der zeitlich gemittelten Bedeckungsgrade und Niederschlagsintensitäten im CCLM in S+64 (a bzw. d), deren Differenzen zwischen REF und S+64 (b bzw. e) und zwischen S-64 und S+64 (c bzw. f). Windvektordifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 in 500 hPa in S+64 (a und d), S+64 (b und e) und S+64 (c und f) als Vektorpfeile und ECHAM5 GPH in 500 hPa als Konturen.

in großen Teilen des Mittelmeerraums eine Abnahme des in $S+64$ ohnehin schon niedrigen Bedeckungsgrads zu erkennen. Das könnte im Zusammenhang mit dem in $S+64$ stark ausgeprägten zyklonalen Sekundärwirbel stehen, der dort möglicherweise zu einer Verringerung der Schichtungsstabilität führt.

Die Niederschlagsdifferenzen zwischen REF und $S+64$ sind stromabwärts der Alpen bis hin zum östliche Modellrand am größten. Sie liegen damit im Bereich des antizyklonalen Sekundärwirbels, der in REF stark ausgeprägt ist. Die Niederschlagsanomalien sind eher kleinräumig strukturiert und haben sowohl positive als auch negative Vorzeichen mit Beträgen, die in derselben Größenordnung wie die absoluten Werte in $S+64$ liegen. Die kleinräumige Struktur deutet darauf hin, dass die Niederschläge im Wesentlichen konvektiver Natur sind oder durch die lokale Topographie verursacht werden. Insbesondere im Umfeld der Türkei, wo sich in REF und $S+64$ die Richtung Sekundärströmungen deutlich unterscheidet, könnten diese lokalen Strömungsunterschiede im CCLM zu den Niederschlagsdifferenzen geführt haben.

Vergleicht man $S-64$ mit $S+64$ zeigen sich die größten Differenzen im Bedeckungsgrad und Niederschlag ebenfalls im Umfeld der Türkei. In $S-64$ sind die Sekundärströmungen im Bereich der Türkei und des Schwarzen Meers sehr gering. In $S+64$ zeigt sich hier dagegen eine starke sekundäre Südströmung. In $S-64$ ist der Bedeckungsgrad gegenüber $S+64$ erhöht. Die Ursache dafür könnte die sekundäre Südströmung in $S+64$ sein, die trockene Luft aus Nordafrika herantransportiert und die Wolkenbildung reduziert.

Insgesamt lässt sich zusammenfassen, dass die Auswirkungen der Randverschiebungen auf die Modellphysik deutlich unstrukturierter sind, als die großskaligen Sekundärwirbel, die sich in den dynamischen Variablen gezeigt haben. Ähnliches gilt auch für die Verschiebungen der anderen Modellränder, die hier nicht näher betrachtet werden. Die komplexen Wechselwirkungen zwischen Konvektion, Wolkenmikrophysik, Wasserkreislauf und Stahlungsflüssen erschweren hier die Interpretation der Ergebnisse. Um gesicherte Schlussfolgerungen bezüglich der beobachteten Effekte zu ermöglichen, wäre eine detaillierte Analyse verschiedener parametrisierter Modellgrößen notwendig, die über den Rahmen dieser Arbeit hinaus geht.

9.2.5 Großes Modellgebiet

Im Rahmen der Big-Brother-Experimente (siehe Seite 6) werden RCM-Simulationen mit relativ großen Modellgebieten durchgeführt. Denis et al. (2002) verwenden für die Big-Brother-Simulation beispielsweise ein Modellgebiet mit einer Seitenlänge von 8820 km. Um die Eigenschaften der SZ in einem solch großen Modellgebiet zu untersuchen, wurde analog zu den vorherigen Abschnitten ein CCLM-Ensemble berechnet, in dem alle Modellränder um 125 Gitterboxen nach außen verschoben wurden (*LARGE*). Das entspricht einer Verdopplung der Seitenlänge des Modellgebiets gegenüber REF entspricht. Die Seitenlänge

des Modellgebiets beträgt damit etwa 9000 km.

In diesem Modellgebiet entwickelt sich eine SZ, die deutlich stärker ist als in den bisher betrachteten Modellkonfigurationen (Abb. 9.8a). Es bilden sich

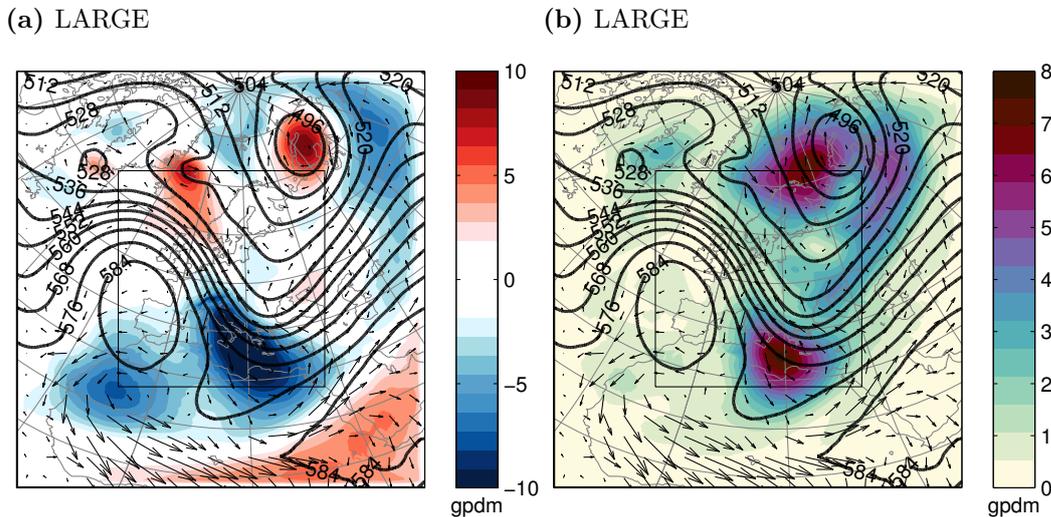


Abbildung 9.8: Wie A. 9.1, aber für Modellkonfiguration LARGE. Der längste Vektorpfeil entspricht 32,4 m/s.

mehrere kleinere und größere Sekundärwirbel mit GPH-Anomalien von über 10 gpdm. Ähnlich wie in $S+64$ und $W+64$ bildet sich ein zyklonaler Sekundärwirbel stromabwärts der Alpen. Die Umströmung der Alpen im CCLM scheint in der SZ eher auf der Westseite der Alpen stattzufinden. Entlang des Südrands des Modellgebiets, im Bereich von West- und Zentralafrika, verläuft eine extrem starke westliche Sekundärströmung. Während die Windgeschwindigkeiten hier im ECHAM5 unter 5 m/s liegen, erreicht das CCLM mehr als 30 m/s. Des Weiteren ist zu erkennen, dass die Sekundärzirkulation südlich von 20°N nicht mehr parallel zu den Isohypsen der GPH verläuft. Auf Grund des schwindenden Einflusses der Corioliskraft in diesen Breiten ist die Sekundärzirkulation hier anscheinend nicht mehr über die Geostrophie an die GPH gekoppelt.

Auch die Ensemblestandardabweichungen der GPH-Anomalien sind hier deutlich größer als in den kleineren Modellgebieten. Die größten Standardabweichungen von etwa 8 gpdm werden innerhalb des zyklonalen Sekundärwirbels stromabwärts der Alpen erreicht. Damit liegen Ensemblemittel und Ensemblestandardabweichung der GPH-Anomalien dieses Wirbels in der gleichen Größenordnung, d. h. die Eigenschaften des Wirbels hängen stark von der Wahl des Initialisierungszeitpunkts ab. Auf Grund des großen Modellgebiets ist der Einfluss der Randbedingungen im Inneren des Modellgebiets offenbar deutlich reduziert und das CCLM hat deutlich mehr Freiheit die Strömung zu modifizieren.

9.3 Weitere Modellkonfigurationen

Im Folgenden wird eine Reihe weiterer Ensemblesimulationen untersucht, in denen verschiedene Einstellungen des Modells variiert werden, während die Größe des Modellgebiets konstant gehalten wird. Zum einen werden in *REF*, *RES-033* und *RES-066* drei verschiedene horizontale Auflösungen miteinander verglichen, wobei alle anderen Einstellungen beibehalten werden. Des Weiteren wird eine Simulation mit Spectral Nudging durchgeführt (*SPECNUDGE*), die ansonsten der Referenzkonfiguration *REF* entspricht. Dazu wurden die Standard-einstellungen verwendet, die im CCLM für das Spectral Nudging vorgegeben sind. Dabei sind die zonalen und meridionalen Windkomponenten dem Spectral Nudging unterworfen, wobei das Spectral Nudging nur oberhalb von 850 hPa aktiv ist. Diese Einstellungen entsprechen denen in von Storch et al. (2000). Des Weiteren wurde die Simulation *TOPOFILT* durchgeführt, die im CCLM eine geglättete Topographie verwendet, ansonsten aber der Simulation *REF* entspricht. Zur Glättung der Topographie wurde ein im INT2LM implementierter Tiefpassfilter nach Raymond (1988) verwendet. Im INT2LM wurden dazu die Parameter *eps_filter* = 10000 und *norder_filter* = 5 gesetzt. Wie in den vorherigen Abschnitten wurde für jede Konfiguration ein Ensemble aus fünf Simulationen mit unterschiedlichen Startzeitpunkten berechnet. Die Ensemblemittel sind in Abb. 9.9 dargestellt. Abb. 9.10 zeigt die mittleren SZI-Werte und Extrema der GPH-Anomalien in den farblich markierten Regionen.

Die räumliche Struktur der Sekundärwirbel ist in *REF*, *RES-033* und *RES-066* relativ ähnlich. In allen drei Auflösungen sind die drei Sekundärwirbel zu erkennen. Allerdings zeigen sich deutliche Unterschiede in den Intensitäten der Wirbel. Der südliche zyklonale und der zentrale antizyklonale Wirbel verlieren mit größerer Auflösung an Intensität. Das gilt sowohl für die GPH-Anomalien (—, - - -), als auch für die Beträge der Windvektordifferenzen (—, - - -,). Die GPH-Anomalie des nördlichen zyklonalen Wirbels und die Sekundärströmung am östlichen Modellrand sind dagegen in *RES-033* am stärksten (....., - - -). In *RES-066* sind diese dagegen schwächer als in *RES-033*.

In der Simulation mit Spectral Nudging (*SPECNUDGE*) ist die räumliche Struktur und Ausdehnung der Sekundärwirbel fast identisch mit der in *REF*. Die Amplituden der GPH-Differenzen und die Beträge der Windvektordifferenzen sind dagegen deutlich abgeschwächt. Im Fall des südlichen zyklonalen und zentralen antizyklonalen Sekundärwirbels sind die Werte vergleichbar mit denen in *RES-033*, im Fall des nördlichen zyklonalen Wirbels ist die GPH-Anomalie mit -3,5 gpdm betragsmäßig sogar kleiner als in *RES-066*, wo -4 gpdm erreicht werden (.....). Insgesamt hat die Anwendung des Spectral Nudgings einen ähnlichen Effekt auf die Sekundärzirkulation wie eine Verringerung der horizontalen Auflösung.

Die Glättung der Topographie unter Beibehaltung der Auflösung von $0,165^\circ$ bewirkt eine Abschwächung des antizyklonalen Sekundärwirbels stromabwärts

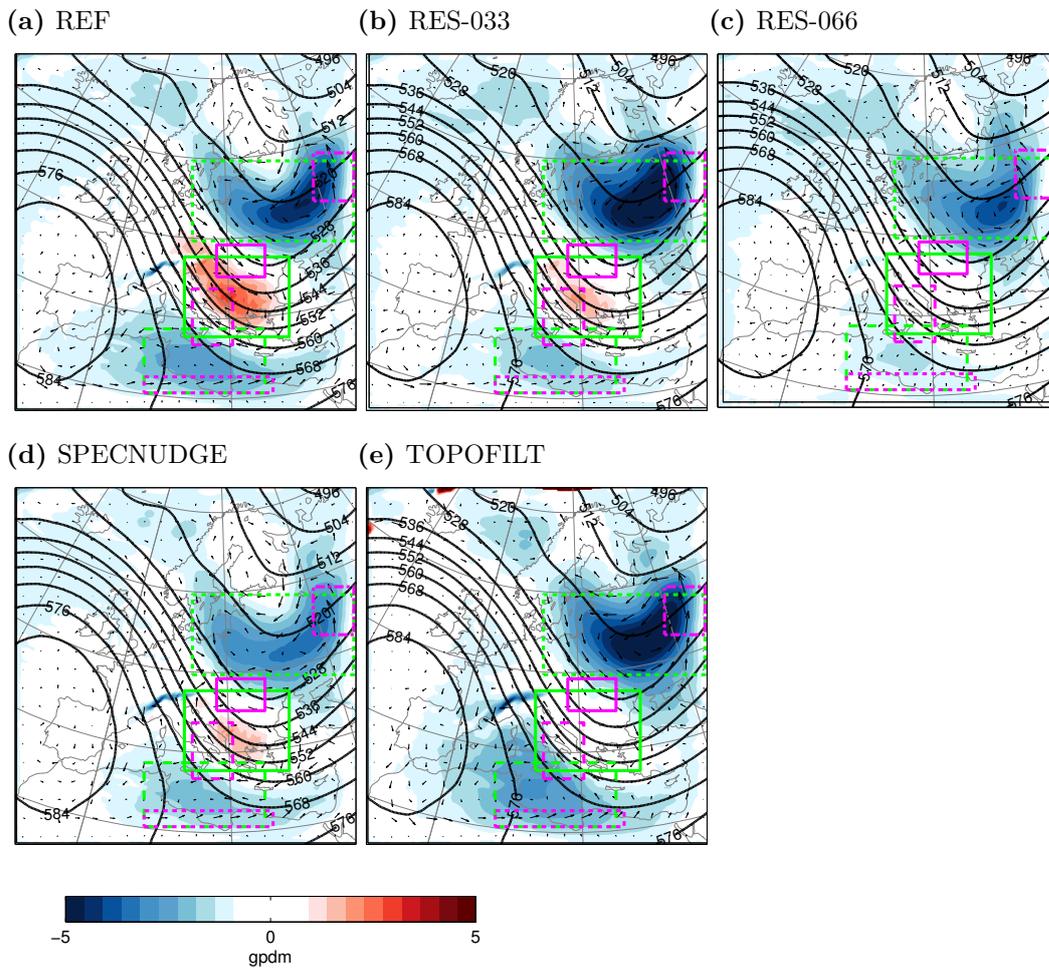


Abbildung 9.9: Wie die Ensemblemittel aus Abb. 9.1, aber für verschiedene Modellkonfigurationen.

der Alpen. Vergleicht man *REF* und *TOPOFILT*, nimmt die positive GPH-Anomalie von 4 auf 1,3 gpdm ab (—) und die Beträge der Windvektordifferenzen im Lee der Alpen verringern sich von 4,5 auf 3,4 m/s (---). Der nördliche und südliche zyklonale Wirbel nehmen dagegen an Intensität zu. Die GPH-Anomalien steigen von -4,5 auf -5,8 gpdm (.....) bzw. von -2,3 auf -2,5 gpdm (- - -). Auch die Sekundärströmung am östlichen Modellrand nimmt bei gefilterter Topographie von 4,2 auf 4,7 m/s zu (- - -). Die Glättung der Topographie führt also zu einer starken Abschwächung des antizyklonalen Sekundärwirbels vergleichbar mit *RES-066*, aber zu einer leichten Verstärkung des nördlichen zyklonalen Sekundärwirbels vergleichbar mit *RES-033*.

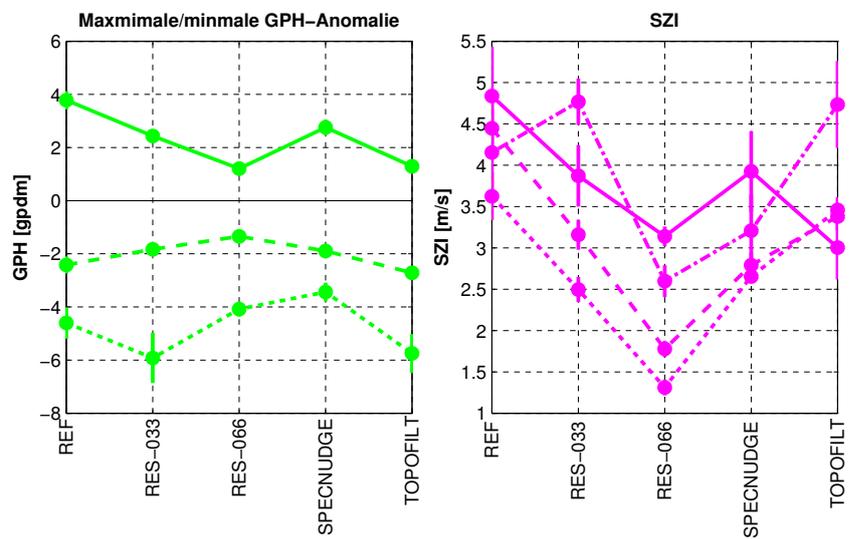


Abbildung 9.10: Wie 9.2, aber für verschiedene Modellkonfigurationen.

Diskussion

Aus früheren Studien ist bekannt, dass RCMs großskalige Abweichungen von den Antriebsdaten zeigen (z. B. [Jaeger et al., 2008](#); [Diaconescu und Laprise, 2013](#)). Darüber hinaus ist bekannt, dass Gebirge in der Lage sind, die atmosphärische Zirkulation bis hin zur planetaren Skala zu modifizieren ([Schär und Smith, 1993](#)). Es wurden bereits Vermutungen angestellt, dass Gebirge eine Rolle bei der Entstehung großskaliger Anomalien spielen könnten und dass es eine Wechselwirkung dieser Anomalien mit dem Modellrand geben könnte ([Miguez-Macho et al., 2004](#)). Bisher gab es jedoch keine systematische Studie, in der diese Aspekte großskaliger Anomalien in RCMs zusammenhängend untersucht wurden.

Das Ziel dieser Arbeit war es, die Zusammenhänge zwischen der Topographie, großskaligen Zirkulationsanomalien in RCMs und deren Wechselwirkungen mit dem Modellrand zu untersuchen und Mechanismen aufzudecken, die für diese Wechselwirkungen verantwortlich sind. Grundlage der Untersuchungen war eine 41-jährige RCM-Simulation mit dem CCLM über Europa, die mit Daten des Globalmodells ECHAM5 angetrieben wurde. Die RCM-Felder wurden formal in einen primären und einen sekundären Anteil aufgespalten, wobei ersterer den Antriebsdaten und letzterer den Abweichungen des RCMs davon entspricht. Es wurde gezeigt, dass sich im RCM eine großskalige Zirkulation relativ zu den Antriebsdaten ausbildet, die als Sekundärzirkulation (SZ) bezeichnet wurde. Bemerkenswerterweise gibt es bisher keine Studien, in denen eine solche SZ erwähnt oder untersucht wurde.

Mit Hilfe einer Clusteranalyse wurde die Abhängigkeit der SZ von der großskaligen Strömungssituation im Modellgebiet untersucht. Im Winter ergab sich die stärkste SZ bei einer starken nordwestlichen Anströmung der Alpen. Unter diesen Bedingungen bildete sich ein antizyklonaler Sekundärwirbel stromabwärts der Alpen und zwei zyklonale Wirbel östliche und westlich davon, die sich vertikal über die gesamte Troposphäre erstreckten. Mit Hilfe der Froude-Zahl

der Strömung stromaufwärts der Alpen konnte ein Zusammenhang zwischen den auflösungsbedingten Höhenunterschieden der Alpen im RCM und im GCM und der SZ festgestellt werden. Durch die Höhenunterschiede kommt es bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten und/oder geringer Stabilität der atmosphärischen Schichtung im GCM zu einer Überströmung der Alpen, im RCM dagegen zu einer Umströmung. Diese Modifikation der Strömung durch das RCM führt zu einem starken antizyklonalen Sekundärwirbel stromabwärts der Alpen. Während dieser antizyklonale Sekundärwirbel in direktem Zusammenhang mit orographischen Effekten steht, scheinen die zyklonalen Sekundärwirbel und die damit verbundenen negativen GPH-Anomalien mit den Trögen in den Feldern der GPH in Verbindung zu stehen. Die zyklonalen Sekundärwirbel treten innerhalb dieser Tröge auf und verlagern sich synchron mit diesen durch das Modellgebiet. Des Weiteren treten an den Modellrändern des RCMs starke Sekundärströmungen auf, die parallel zur Relaxationszone verlaufen. Diese Randströmungen, die insbesondere am Ostrand in verschiedenen Höhen in entgegengesetzte Richtungen verlaufen, sind durch eine aufwärts gerichtete vertikale Sekundärströmung verbunden, welche innerhalb der Relaxationszone durch orographische Effekte an der Grenze zwischen Schwarzem Meer und Türkischem Hochland verursacht wird.

Während die SZ im Winter stark von der großskaligen Strömung abhängt, zeigte sich im Sommer ein persistenter antizyklonaler Sekundärwirbel, der weitestgehend unabhängig von der Zirkulationsklasse war. Es wurde ein Zusammenhang zwischen dem persistenten Sekundärwirbel und den Etesien hergestellt, einem Windsystem im östlichen Mittelmeer, das dort für relativ konstante Nordwinde sorgt. Diese Nordwinde werden im RCM bei der Überströmung des Türkischen Hochlands beschleunigt und tragen so möglicherweise zur Entstehung des Sekundärwirbels bei.

Abschließend wurde in einer Reihe weiterer Modellexperimente gezeigt, dass die tripolartig angeordneten Sekundärwirbel, die bei einer starken nordwestlichen Anströmung der Alpen entstehen, sehr sensibel auf die Lage der Modellränder des RCMs reagieren. Die Sekundärwirbel verändern ihre Größe und Amplitude in unterschiedlicher Weise, je nach Art der Randverschiebung. Außerdem führt eine gröbere Auflösung, die Anwendung von Spectral Nudging sowie eine Glättung der Topographie im Wesentlichen zu einer Abschwächung der SZ.

Aus den Ergebnissen dieser Arbeit ergibt sich eine Reihe von Diskussionspunkten und offenen Fragen, die im Folgenden diskutiert und in den Kontext zu früheren Studien gesetzt werden. Zunächst wird genauer auf den Einfluss der Orographie auf die SZ eingegangen. Außerdem werden anhand eines Gedankenexperiments die Wechselwirkungen der Sekundärwirbel mit dem Modellrand erläutert. Anschließend werden die Unterschiede zwischen zyklonalen und antizyklonalen Sekundärwirbeln hinterfragt. Daraufhin wird die Frage diskutiert, ob es sich bei der SZ um einen physikalisch sinnvollen Effekt oder ein Modellartefakt handelt. Abschließend wird die Relevanz der Ergebnisse dieser Arbeit

für die Regionalmodellierung im Allgemeinen erörtert.

Welche Rolle spielt die Orographie und wie beeinflusst der Modellrand die SZ?

Die wohl am besten untersuchten Auswirkungen von Gebirgen auf die atmosphärische Strömung sind mesoskalige Phänomene wie Schwerewellen oder Verwirbelungen im Lee von Gebirgen. Diesen Phänomenen widmen sich zahlreiche Studien, unter anderem durch die Anwendung der linearen Wellentheorie (Smith, 1989), mit Hilfe von numerischen Modellen (Aebischer und Schär, 1998) oder anhand von Fallstudien durch Auswertungen von Beobachtungsdaten (Wilczak und Christian, 1990). Neben diesen mesoskaligen Phänomenen haben Gebirge aber auch Auswirkungen auf die großskalige atmosphärische Strömung, bis hin zur planetaren Skala. Beispielsweise sind Gebirge in der Lage die Phasen und Amplituden planetarer Wellen zu modifizieren (Broccoli und Manabe, 1992). Diese Modifikationen können wiederum Auswirkungen auf andere Variablen und selbst in weit entfernten Regionen Veränderungen hervorrufen. So kann beispielsweise die Modifikation planetarer Wellen durch orographische Effekte bis hin zur Verlagerung der klimatologischen Zugbahnen von Tiefdruckgebieten der mittleren Breiten führen.

Um den großskaligen Einfluss der Topographie auf das Klimasystem zu untersuchen, werden häufig GCMs verwendet (z. B. Walsh, 1994; Son et al., 2009). Durch die grobe Auflösung dieser Modelle werden jedoch viele Wechselwirkungen zwischen Gebirgen und Atmosphäre in Simulationen nicht direkt aufgelöst, sondern müssen parametrisiert werden. Orographische Prozesse die in GCMs typischerweise parametrisiert werden sind Reibungseffekte, die durch das Brechen von Schwerewellen verursacht werden, oder die direkten Auswirkungen durch die blockierende Wirkung und die Umströmung von nicht aufgelöster Orographie (z. B. Lott und Miller, 1997; Milton und Wilson, 1996; Warner und McIntyre, 1999).

RCMs sind im Gegensatz zu GCMs auf Grund ihrer feineren Auflösung in der Lage, einen großen Anteil dieser mesoskaligen Effekte explizit aufzulösen und machen die Verwendung von Parametrisierungen häufig unnötig. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, dass sich die parametrisierten orographischen Effekte im ECHAM5 deutlich von den direkt aufgelösten Effekten im CCLM unterscheiden. Anhand der Auswirkungen Alpen auf die SZ ist deutlich geworden, dass es nicht nur die mesoskalige Strömung im Umfeld des Gebirges ist, die Orographie im CCLM modifiziert wird. Stattdessen sind Verringerungen der Windgeschwindigkeiten durch orographische Reibung im CCLM noch mehrere tausend Kilometer stromabwärts der Alpen zu erkennen. Offensichtlich sind die Reibungseffekte der hochaufgelösten Topographie im CCLM deutlich stärker ausgeprägt als Effekte der Parametrisierung im ECHAM5. Dieses Ergebnis deckt sich mit den Untersuchungen von Lott und Miller (1997), die zeigen, dass die im ECHAM5

verwendete Parametrisierung die Amplituden beobachteter Reibungseffekte teilweise unterschätzt.

Der Sekundärwirbel, der sich im CCLM stromabwärts der Alpen bildet, fällt im Modellgebiet der Konsortialläufe immer durch eine antizyklonale Drehrichtung auf. Keine der untersuchten Zirkulationsklassen brachte an dieser Stelle einen zyklonalen Sekundärwirbel hervor. Eine Erklärung dafür liefert eine Studie von Ólafsson und Bougeault (1997). Hier wurde in idealisierten Simulationen die Auswirkung der Corioliskraft auf die Wirbelbildung im Lee eines langgestreckten Gebirges untersucht. Bei einer Blockierung des Luftstroms durch das Gebirge entstanden in einem nicht-rotierenden System ohne Corioliskraft zwei symmetrische Wirbel stromabwärts des Gebirges, ein antizyklonaler Wirbel in Strömungsrichtung links und ein zyklonaler rechts. In einem rotierenden System mit Corioliskraft war der antizyklonale Wirbel dagegen deutlich stärker und der zyklonale Wirbel deutlich schwächer ausgeprägt. Die Verstärkung des antizyklonalen Wirbels wird dadurch verursacht, dass das Abbremsen des Luftstroms vor dem Gebirge eine Linksablenkung durch die Corioliskraft bewirkt. Dies verstärkt die linksseitige Umströmung des Gebirges und führt so zu einem intensiveren Leewirbel auf dieser Seite des Gebirges. Diese Ergebnisse decken sich mit der Situation im CCLM, denn auch hier wurde eine verstärkte linksseitige Umströmung der Alpen und ein dominierender antizyklonaler Sekundärwirbel beobachtet.

Warum spielen aber die Alpen eine so dominante Rolle bei der Verursachung der SZ? Andere Gebirge im betrachteten Modellgebiet, wie das Skandinavische Gebirge, die Pyrenäen oder der Atlas, zeigen keine so systematischen Modifikationen der großskaligen Strömung. Das Skandinavische Gebirge erstrecken sich zwar über eine Länge von über 1000 km in Nord-Süd-Richtung und bieten der westlichen Grundströmung eine breite Angriffsfläche. Allerdings bleibt die Höhe des Gebirgszugs im CCLM weitgehend unterhalb von 1200 m und die Höhendifferenz zwischen CCLM und ECHAM5 liegt im Mittel bei etwa 500 m. Das Gebirge ist also deutlich niedriger als die Alpen und auch der Höhenunterschied zwischen CCLM und ECHAM5 deutlich geringer als im Fall der Alpen. Die Pyrenäen wiederum sind mit ihrer Länge von ca. 300 km vermutlich zu klein, um die großskalige atmosphärische Zirkulation signifikant zu beeinflussen. Der Atlas liegt dagegen soweit südlich, dass er sich außerhalb der starken Westwindzone der mittleren Breiten befindet. So trifft vermutlich weitaus seltener eine starke Strömung auf die Breitseite des Gebirges als im Fall der Alpen. Die Alpen reichen im CCLM mit ihrer relativ großen Höhe weit über die planetare Grenzschicht hinaus und sind so in der Lage, direkt die Strömung in der freien Atmosphäre zu beeinflussen. Die Alpen spielen deshalb mit ihrer großen Höhe, der großen Höhendifferenz zwischen CCLM und ECHAM5, ihrer länglichen Ausdehnung und ihrer zentralen Lage im Modellgebiet die wichtigste Rolle bei der orographisch bedingten Modifikationen der Strömung.

Der gerade geschilderte Zusammenhang zwischen Topographie und großskaliger Strömungssituation eignet sich, um die Wahl des in dieser Arbeit

verwendeten Clusteralgorithmus zu diskutieren. Würde eine andere Methode zur Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation andere Zirkulationsmuster in den Feldern der SZ ergeben? Möglicherweise könnte ein anderer Algorithmus eine Wetterlage identifizieren, in der beispielsweise das Skandinavische Gebirge und nicht die Alpen eine deutlich dominierende Rolle bei der Verursachung der Sekundärwirbel spielt. In dem Fall wäre aber anzunehmen, dass es sich um eine Klasse mit relativ kleinem Umfang handelt, die im gesamten klimatologischen Zusammenhang wenig aussagekräftig wäre. Allerdings ließe sich der Klassifizierungsprozess an sich verbessern, da bisher im SANDRA-Algorithmus die Klassifizierung nur auf Basis der ECV erfolgt. Lediglich die letztendliche Auswahl der Klassenanzahl wurde in dieser Arbeit auf Basis zielorientierter Parameter, die die SZ charakterisieren, durchgeführt. Würde man den SANDRA-Algorithmus dahingehend modifizieren, dass nicht die ECV, sondern direkt einer der zielorientierten Parameter als Kostenfunktion des Iterationsprozesses verwendet wird, könnte u. U. eine Klassifikation erreicht werden, die die Eigenschaften der SZ noch besser herausstellen könnte. Es ist allerdings nicht zu erwarten, dass sich durch eine Veränderung des Clusteralgorithmus, oder durch die Wahl einer alternativen Klassifizierungsmethode, grundlegend andere Resultate ergeben.

Warum bilden sich im RCM auf Grund der Modifikation der Strömung durch die Orographie geschlossenen Sekundärwirbel? Und wie werden diese Sekundärwirbel durch die Modellränder beeinflusst? Um diese Fragen zu beantworten wird im Folgenden ein idealisiertes Gedankenexperiment betrachtet. Im Anschluss daran wird diese vereinfachte Situation auf die komplexeren Gegebenheiten in RCMs übertragen. Als Aufbau für das Gedankenexperiment stelle man sich ein drastisch vereinfachtes Regionalmodell vor. Es bestehe in der Horizontalen aus einem quadratischen Modellgebiet, besitze nur eine vertikale Schicht ohne Topographie und liege in einem nicht-rotierenden System, sodass keine Corioliskraft wirkt. Des Weiteren werden undurchlässige Modellränder vorgeschrieben. Da in dieser idealisierten Situation die Luft das Modellgebiet nicht verlassen kann, ist die Gesamtmasse innerhalb Modellgebiets eine Erhaltungsgröße.

Zu Beginn des Gedankenexperiments sei die Luft im gesamten Modellgebiet in Ruhe. Nun wird auf die Luftmasse im Zentrum des Modellgebiets eine zeitlich konstante Beschleunigung in x-Richtung ausgeübt. Infolge dieser Beschleunigung wird sich ein Luftstrom in Richtung des Modellrands in Bewegung setzen. Der so erzeugte Massenfluss kann das Modellgebiet jedoch auf Grund der Randbedingungen nicht verlassen. Stattdessen wird der Luftstrom entlang des Modellrands abgelenkt. Betrachtet man diese Situation im Mittel über einen längeren Zeitraum, wird sich aus Kontinuitätsgründen eine geschlossene Zirkulation einstellen, welche die in x-Richtung weisende Beschleunigung im Zentrum des Gebiets balanciert. Zu erwarten ist ein zyklonaler Wirbel nördlich und ein antizyklonaler Wirbel südlich des Zentrums (Abb. 10.1). Es ist des Weiteren zu erwarten, dass die Zirkulation eine bestimmte Gleichgewichtsge-

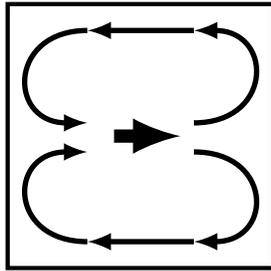


Abbildung 10.1: *Idealisierte Strömungsentwicklung innerhalb eines Gebiets mit undurchlässigen Rändern ohne Corioliskraft mit einer konstanten ostwärtigen Beschleunigung im Zentrum.*

schwindigkeit erreicht, die von der Stärke der Beschleunigung im Zentrum des Modellgebiets und der Stärke von Reibungsprozessen, die abbremsend auf die Strömung wirken, abhängt. Die räumliche Ausdehnung der Zirkulation würde offensichtlich durch die Lage der Modellränder bestimmt. Eine Verschiebung der Modellränder würde zwangsläufig auch zu einer Veränderung der Zirkulation führen.

Dieses idealisierte Gedankenexperiment lässt sich nun auf die Situation im Regionalmodell übertragen. Während im Gedankenexperiment die Randbedingungen zeitlich konstant waren und das Ausströmen von Masse aus dem Modellgebiet verhindert haben, wird im Regionalmodell der Massenfluss durch den Modellrand durch zeitlich und räumlich variierende Randbedingungen vorgeschrieben. Wird nun die durch die Antriebsdaten vorgegebene Strömung innerhalb des Modellgebiets durch Prozesse im RCM modifiziert (z. B. durch Orographie), wird der Massenfluss im RCM gegenüber den Antriebsdaten verändert. Erreicht beispielsweise ein verstärkter Massenfluss den Modellrand, so kann die zusätzliche Masse das Modellgebiet nicht verlassen. Analog zum Gedankenexperiment muss ein Ausgleich innerhalb des Modellgebiets stattfinden, sodass sich eine geschlossene Zirkulation relativ zu den Antriebsdaten ausbildet, welche die ursprüngliche Modifikation ausgleicht.

Es gibt einige Punkte, die die Eigenschaften dieser Ausgleichszirkulation im Regionalmodell deutlich komplexer machen als im Gedankenexperiment. Während die Beschleunigung im Zentrum des Modellgebiets im Gedankenexperiment als zeitlich und räumlich konstant angenommen wurde, verändern sich im RCM die Strömungsmodifikationen, die beispielsweise durch die Topographie verursacht werden, in Abhängigkeit von der großräumigen Strömungssituation. Dreht z. B. die Windrichtung im Bereich der Alpen von Nord auf West, verändert sich zum einen die Richtung der Massenflussmodifikation. Zum anderen verändert sich aber auch deren Stärke, da die orographische Reibung auf Grund der Form des Gebirges abhängig von der Strömungsrichtung ist. Die SZ in den klimatologisch gemittelten Feldern einer RCM-Simulation ist demnach das Ergebnis einer Überlagerung aller Strömungsmodifikationen, die durch die unterschiedlichen großräumigen Strömungssituationen innerhalb des gemittelten Zeitraums verursacht wurden. Bildet man dagegen Mittel über ähnliche Strömungssituationen und untersucht diese hinsichtlich ihrer SZ, so zeigen sich spezifische Muster in der SZ, die sich deutlich von der klimatologischen

Situation unterscheiden können, wie die Clusteranalyse in Kapitel 7.1 gezeigt hat.

Ein weiterer Unterschied zwischen Gedankenexperiment und Regionalmodell besteht darin, dass es im Gedankenexperiment nur eine einzige Beschleunigungsquelle im Zentrum des Modellgebiets gab. Im RCM können dagegen Strömungsmodifikationen unterschiedlicher Intensität und Ausrichtung an unterschiedlichen Stellen innerhalb des gesamten Modellgebiets gleichzeitig auftreten. Die SZ wird deshalb u. a. stark durch die spezifische räumliche Struktur der Topographie des ausgewählten Modellgebiets bestimmt. Im Gedankenexperiment ist von einer zweidimensionalen horizontalen Strömung ausgegangen worden, während in der dreidimensionalen Atmosphäre eines RCMs prinzipiell auch vertikale Sekundärströmungen möglich sind. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen aber, dass die SZ auch im RCM im wesentlichen eine horizontale Zirkulation ist und sich die Sekundärwirbel in der Vertikalen relativ homogen durch die gesamte Troposphäre erstrecken. Nur im Bereich der Relaxationszone, wo die Ausbreitung der Sekundärströmung durch den Modellrand eingeschränkt wird, kommt es zu nennenswerten Vertikalkomponenten der SZ und gegenläufigen Sekundärströmungen auf verschiedenen Höhenniveaus.

Nach den bisherigen Überlegungen stellt sich die Frage, ob großskalige Sekundärwirbel auch in RCM-Simulationen auftreten, die mit Reanalysedaten angetrieben werden. Obwohl grob aufgelöste Globalmodelle zur Erstellung der Reanalysen verwendet werden, sollten die Auswirkungen der mesoskaligen Topographie in den Reanalysen bereits enthalten sein, denn die Auswirkungen der Topographie auf die großskalige Strömung geht implizit durch die Assimilation der Beobachtungsdaten in die Reanalysen ein. Man könnte also vermuten, dass die SZ in RCM-Simulationen, die mit Reanalysedaten angetrieben werden, deutlich reduziert wird. Das wäre allerdings nur dann der Fall, wenn einerseits die Assimilation der Beobachtungen dazu führt, dass die großskalige Zirkulation der mittleren Troposphäre in den Reanalysen der "Realität" entspricht und andererseits der Einfluss der Orographie auf die großskalige Strömung im RCM in gleicher Weise realistisch ist. Beide Punkte können mit einiger Gewissheit angezweifelt werden. Beispielsweise liegen die Differenzen der zeitlich gemittelten GPH in 500 hPa zwischen verschiedenen Reanalysedatensätzen in der gleichen Größenordnung wie die Differenzen zwischen CCLM und ECHAM5. Des Weiteren zeigen die Ergebnisse von [Jaeger et al. \(2008\)](#), dass großskalige GPH-Anomalien von über 0,5 gpm in der mittleren Troposphäre auch in CCLM-Simulationen auftreten, die mit Reanalysedaten angetrieben wurden.

Für den antizyklonalen Sekundärwirbel, der sich in vielen Zirkulationsklassen und in den meisten Modellkonfigurationen stromabwärts der Alpen im Bereich des Mittelmeerraums gezeigt hat, konnte in den Wintermonaten mit großer Gewissheit die Topographie der Alpen als Ursache identifiziert werden. Im Fall der zyklonalen Sekundärwirbel, die sich im nördlichen Teil des Modellgebiets zeigen, sprechen aber einige Punkte dafür, dass sie sich unabhängig von der Topographie entwickeln. Einerseits lagen die zyklonalen Sekundärwirbel in

der Regel innerhalb von stark ausgeprägten Langwellentrögen und verlagerten sich mit diesen durch das Modellgebiet. Andererseits hatte die Glättung der Topographie einen deutlichen Einfluss auf den orographisch induzierten antizyklonalen Wirbel stromabwärts der Alpen, während der zyklonale Wirbel im Bereich des Trops nordöstlich davon vergleichsweise geringe Änderungen zeigte. Als Ursache für die zyklonalen Sekundärwirbel, die auch als Vertiefungen der Tröge im CCLM interpretiert werden können, kommt ein verstärktes Wachstum barokliner Wellen in Frage. Dieses verstärkte Wachstum könnte einerseits durch die höhere Auflösung verursacht werden, die es dem CCLM erlaubt zusätzlich zu den längeren Wellen, die durch die Antriebsdaten vorgeschrieben werden, auch Wellen mit kürzeren Wellenlängen zu entwickeln, die durch Überlagerung zu einer Vertiefung der GPH führen. Ein weiterer Grund für ein verstärktes Wachstum barokliner Wellen könnte die Berücksichtigung nicht-hydrostatischer Prozesse im CCLM sein. Nicht-hydrostatische Feuchtprozesse sind u. a. dafür bekannt, sich auf die kinetische Energie barokliner Wellen auszuwirken (Peng et al., 2015). In idealisierten Simulationen feuchter barokliner Wellen wurde gezeigt, dass Auftriebsprozesse durch freiwerdende latente Wärme signifikante Beiträge zum Spektrum der horizontalen kinetischen Energie liefern, insbesondere auf Skalen um 800 km (Waite und Snyder, 2013). Diese Prozesse sind möglicherweise in der groben Auflösung des GCMs nicht ausreichend berücksichtigt.

Ein naheliegendes Experiment zur Untersuchung des Einflusses der Topographie auf die SZ ist es, im RCM die hochaufgelöste Topographie durch die grob aufgelöste Topographie des antreibenden Modells zu ersetzen. Man könnte erwarten, dass dadurch die Anteile der SZ, die durch orographische Effekte verursacht werden, deutlich schwächer ausgeprägt sind, als die Anteile der SZ, die unabhängig von der Topographie entstehen und von der Änderung unbeeinflusst bleiben. Dieser Ansatz ist aber insofern problematisch, als dass das Tuning des RCMs so durchgeführt wurde, dass es mit einer hochaufgelösten Topographie bestmögliche Ergebnisse liefert. Es ist jedoch fraglich, ob das selbe Tuning für Simulationen mit grob aufgelöster Topographie angemessen ist. Eine Veränderung des Tunings würde aber ebenfalls die Vergleichbarkeit der Simulationen verschlechtern.

Die Stärke der Sekundärwirbel RCM ist abhängig davon, wie groß der Auflösungsunterschied zwischen RCM und antreibendem Modell ist. Wie die CCLM-Simulationen mit unterschiedlichen Auflösungen gezeigt haben, nimmt die Intensität der SZ mit niedrigerer RCM-Auflösung ab. Offenbar gleichen sich die atmosphärischen Prozesse im RCM mit gröber werdender Auflösung mehr und mehr dem Zustand im grob aufgelösten GCM an. Große Auflösungs-sprünge fördern also die Ausbildung von Sekundärwirbeln. Eine Möglichkeit um große Auflösungs-sprünge zwischen RCM und Antriebsdaten zu vermeiden, ist die mehrfache Anwendung des Nesting-Verfahrens (z. B. Endler und Matzarakis, 2011). Hier wird in mehreren RCM-Simulationen sukzessive die Auflösung erhöht. Es ist allerdings zu beachten, dass selbst bei einem relativ niedrigen

Regionalisierungsfaktor von 2,8 wie in Experiment *RES-66* noch deutliche Sekundärwirbel und Randströmungen zu erkennen sind.

Ist die Sekundärzirkulation physikalisch sinnvoll oder ein Modellartefakt?

Als Ursache der Sekundärwirbel im RCM wurden u. a. orographische Effekte im Bereich der Alpen identifiziert. Hier kam es zu einer Veränderung der Strömungssituation relativ zu den Antriebsdaten durch die höher aufgelöste RCM-Topographie. Im besten Fall sollte eine solche auflösungsbedingte Veränderung der Strömung durch das RCM eine Verbesserung darstellen und zu einer Strömungssituation führen, die realistischer ist als die Strömung im GCM. Andererseits sind Teile der SZ ganz offensichtlich unrealistische Modellartefakte, wie z. B. die Sekundärströmungen, die parallel zum Modellrand des RCMs verlaufen. Es stellt sich also die Frage, ob sich die SZ aufteilen lässt in eine „erwünschte“ Komponente, also einen Mehrwert des RCMs, sowie in eine „unerwünschte“ Komponente, also Fehler oder Modellartefakte, die nur auf Grund der spezifischen Modelleigenschaften existieren¹. Um diese zwei Komponenten quantifizieren zu können, wäre es allerdings notwendig, RCM und GCM mit einem Referenzdatensatz zu vergleichen, der die Realität widerspiegelt. Reanalysen sind als Referenz für einen solchen Vergleich eher ungeeignet, da auch sie insbesondere im Bereich der mittleren und oberen Troposphäre relativ große Unsicherheiten aufweisen (siehe oben). Im Rahmen der Big-Brother-Experimente wird ein hochaufgelöster RCM-Lauf, dessen Modellgebiet gegenüber der eigentlichen RCM-Simulation stark vergrößert ist, als idealisierter Referenzdatensatz verwendet (siehe Kap. 1, S. 6). Die Wahl eines größeren Modellgebiets zur Erzeugung eines Referenzdatensatzes ist allerdings unter Anbetracht der Ergebnisse aus Kapitel 9 ebenfalls als problematisch anzusehen. Hier hat sich gezeigt, dass sich in großen Modellgebieten besonders starke Sekundärwirbel ausbilden. Dementsprechend würde sich auch in dem Referenzlauf des Big-Brother-Experiments eine für dieses Modellgebiet spezifische SZ ausbilden. Wird nun mit einem kleinerem Modellgebiet versucht, die Situation im Referenzlauf zu reproduzieren, kann nicht erwartet werden, dass sich im kleineren Modellgebiet die gleiche SZ ausbildet wie im Referenzlauf.

Die oben gestellten Frage nach der Aufteilbarkeit der SZ in eine erwünschte und eine unerwünschte Komponente lässt sich auf Grund eines fehlenden Referenzdatensatzes also nicht beantworten. Es lässt sich aber eine abgeschwächte Variante dieser Fragestellung formulieren, nämlich ob die großskaligen Sekundärwirbel Anteile besitzen, die unabhängig von der Lage der Modellränder sind. Dies könnten z. B. die orographischen Effekte stromabwärts der Alpen sein (unabhängig davon, ob diese Effekte realistisch sind oder nicht). Andererseits könnte es Anteile der Sekundärwirbel geben, die eindeutig von der Lage der

¹Im Englischen werden häufig die Begriffe „added value“ und „error“ verwendet.

Modellränder abhängen, z. B. die Randströmungen. Man könnte erwarten, dass beispielsweise der orographische Reibungseffekt, den die Alpen auf die Strömung der mittleren Troposphäre ausüben, nicht durch die Lage der Modellränder beeinflusst wird, da dieser ein lokale bedingter Effekt ist. Die Ergebnisse aus Kapitel 9 zeigen aber, dass diese Erwartung nicht erfüllt wird. Denn die Verschiebung der Modellränder beeinflusst die SZ im gesamten Modellgebiet. Selbst die Größe der Abweichungen zwischen RCM und GCM, die durch den direkten Einfluss der lokalen Topographie im Inneren des Modellgebiets verursacht wird, hängt von der Lage der Modellränder ab. Mit der Anwendung von RCMs ist häufig der Hinweis verbunden, Daten aus der Nähe des Modellrands auf Grund der Randeffekte nicht für Auswertungen zu verwenden. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen aber, dass die Auswirkungen des Modellrands nicht nur in dessen Nähe, sondern, auf Grund der Auswirkungen der Sekundärwirbel, im gesamten Modellgebiet wirken.

Welche Relevanz hat die Sekundärzirkulation für die regionale Klimamodellierung im Allgemeinen?

In dieser Arbeit wurden zwei Versionen des Regionalmodells CCLM untersucht. Es ist jedoch anzunehmen, dass die grundlegenden Mechanismen, die als Ursache für die Entstehung der Sekundärwirbel identifiziert wurden, auch auf andere RCMs übertragbar sind, die mittels One-Way-Nesting angetrieben werden. Jedes RCM, in dem das Ein- und Ausströmen der Luftmassen am Modellrand durch die Antriebsdaten vorgeschrieben wird, muss zwangsläufig eine Art SZ entwickeln, wenn die durch die Antriebsdaten vorgegebene Strömung innerhalb des Modells modifiziert wird. Das dies tatsächlich auch in anderen Modellen der Fall ist, zeigt die Studie von [Miguez-Macho et al. \(2004\)](#), in der deutlich die typischen Strukturen der SZ in den meridionalen und zonalen Windkomponenten auf dem 200-hPa-Level zu erkennen sind. Es ist allerdings zu erwarten, dass die konkreten Strukturen der Sekundärwirbel in verschiedenen RCMs auf Grund der verschiedenen Modellformulierungen unterschiedlich ausfallen, selbst wenn das gleiche Modellgebiet und die gleiche Auflösung verwendet wird.

Des Weiteren stellt sich die Frage, wie sich die SZ unter Verwendung anderer Antriebstechniken unterscheidet. Spectral Nudging wird beispielsweise eingesetzt, um großskalige Abweichungen zwischen RCM und Antriebsdaten zu verhindern. In Kapitel 9 wurde aber gezeigt, dass die Anwendung des Spectral Nudgings mit den hier verwendeten Einstellungen nur zu einer Abschwächung, nicht aber zu einer Unterbindung der SZ und der damit verbundenen GPH-Anomalien führt. Die unrealistischen Randströmungen treten weiterhin auf, wenn auch in abgeschwächter Form. Es müsste in weiteren Modellstudien geklärt werden, wie sich andere Einstellungen des Spectral Nudgings auf die SZ auswirkt. Es wäre insbesondere von Interesse, wie sich die SZ auf den Modellleveln unterhalb von 850 hPa verändert, auf denen das Spectral Nudging keinen

direkten Einfluss hat.

Eine weitere Antriebstechnik, die im Zusammenhang mit RCMs eingesetzt wird, ist das Two-Way-Nesting (z. B. [Lorenz und Jacob, 2005](#); [Bowden et al., 2012](#)). Hier laufen das RCM und das antreibende Modell parallel und tauschen Informationen in beide Richtungen aus. Die Randbedingungen werden dem RCM nicht einseitig vorgeschrieben, sondern das RCM ist in der Lage in einer komplexen Abfolge von Kopplungsschritten auch das antreibende Modell zu beeinflussen. Idealisierte Studien mit einem 1-dimensionalen Flachwassermodell zeigen, dass durch die Verwendung des Two-Way-Nestings die Reflexion von Wellen am Modellrand verringert werden kann ([Harris und Durran, 2010](#)). Und auch die Anwendung des Two-Way-Nestings in RCMs zeigt, dass Randeffekte gegenüber dem One-Way-Nesting deutlich reduziert werden ([Lorenz, 2011](#)). Es stellt sich also die Frage, ob sich im RCM unter diesen Bedingungen Sekundärwirbel wie im Fall des One-Way-Nestings entwickeln. Abweichungen des RCMs vom GCM sind hier prinzipiell in der Lage, das RCM-Modellgebiet zu verlassen. Die Strömungsmodifikationen müssen daher nicht zwangsläufig innerhalb des RCM-Modellgebiets ausgeglichen werden. Deshalb ist zu erwarten, dass entweder gar keine geschlossenen Sekundärwirbel auftreten, oder diese zumindest stark abgeschwächt sind. Ob dies der Fall ist, bleibt aber zu überprüfen.

Die Berechnung von Ensemble-Simulationen mit Hilfe von Atmosphärenmodellen im Bereich der Wetter- und Klimamodellierung ist mittlerweile weit verbreitet. Zu den Standardmethoden zur Generierung der Ensemblemitglieder gehören im Fall von Regionalmodellen z. B. die Wahl unterschiedlicher Startzeitpunkte, unterschiedlicher Antriebsdaten, die Modifizierung der Modellphysik, oder die Störung der Anfangsbedingungen ([Theis et al., 2014](#)). Die Ergebnisse aus Kapitel 9 zeigen, dass eine Verschiebung der Modellränder unter Umständen zu deutlich größeren Variationen zwischen den Ensemblemitgliedern führen kann, als die Verschiebung des Startzeitpunkts der Simulation. Diese deutliche Abhängigkeit der RCM-Simulation von der Wahl des Modellgebiets liefert eine weitere, einfache Methode zur Generierung von Regionalmodell-Ensembles. Wie stark die Auswirkungen der Veränderung der Modellgebietsgröße auf die Streuung des Ensembles ist, hängt u. a. von der Größe des Modellgebiets ab, denn die Größe bestimmt, wie groß der Einfluss der Antriebsdaten auf die Entwicklung im Inneren des Modellgebiets ist.

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass Anomalien, die mit den Sekundärwirbel in Zusammenhang stehen, in den Wind-, Druck- und Temperaturfelder innerhalb der gesamten Troposphäre auftreten. Die Signifikanz dieser Anomalien wird deutlich, wenn man beachtet, dass die Amplituden der Anomalien in derselben Größenordnung liegen, wie die Klimaänderungssignale, die aus Klimaprojektionen des 20. und 21. Jahrhunderts hervorgehen ([Thorne et al., 2011](#)). Es ist zu erwarten, dass sich solch systematischen Effekte auch auf andere Variablen im RCM übertragen. Es wurde gezeigt, dass die Verschiebung der Modellränder Auswirkungen auf die parametrisierten Variablen Niederschlag und Bedeckungsgrad haben, die in räumlichem Zusammenhang mit

der Sekundärzirkulation stehen. Es ist bekannt, dass Niederschlagsanomalien an Modellrändern von RCMs treten häufig auf (z.B. [Noguer et al., 1998](#); [Seth und Giorgi, 1998](#); [Browne und Sylla, 2012](#)), werden aber in der Literatur selten kommentiert oder genauer untersucht. Es bietet sich deshalb an, die genauen physikalischen Zusammenhänge zwischen Sekundärzirkulation und der parametrisierten Modellphysik in weiterführenden Studien genauer zu untersuchen.

Die Anwendung der Clusteranalyse und die Untersuchung verschiedener Strömungssituationen hat es ermöglicht, die ursächlichen Mechanismen der SZ im Rahmen dieser Arbeit zu identifizieren. Eine reine Analyse der saisonalen oder monatlichen Mittel hätte vermutlich nicht zu diesem Ergebnis geführt, da sich die spezifischen Charakteristika der SZ erst durch die Trennung der Zeitschritte hinsichtlich der großskaligen Strömungssituation herauskristallisiert haben. Dieser Ansatz könnte auch auf die Evaluierung von RCMs anhand von Beobachtungen bzw. Reanalysen übertragen werden. Die Evaluierung von RCMs, die auch zum Testen neuer Modellversionen dient, wird in der Regel anhand von monatlichen, saisonalen, oder sogar jährlichen Mitteln durchgeführt ([Giorgi et al., 1993a](#); [Jaeger et al., 2008](#); [Keuler et al., 2012](#)). Die Anwendung von Verfahren zur Wetterlagenklassifikation und die Berücksichtigung der SZ bei der Evaluierung von RCM-Simulationen hat das Potential, Probleme und Fehler in den Modellen sowie deren ursächliche Mechanismen zu identifizieren und darauf basierend die notwendigen Schritte zur Verbesserung der Modelle einzuleiten.

Stichpunktartige Zusammenfassung

Abschließend werden die wichtigsten Ergebnisse und Schlussfolgerungen dieser Arbeit stichpunktartig zusammengefasst:

- Ziel dieser Arbeit war die Untersuchung der Eigenschaften und der ursächlichen Mechanismen von großskaligen Abweichungen zwischen RCM-Simulationen über Europa und den antreibenden GCM-Simulationen.
- Die Windvektorfelder der RCM-Simulationen wurden aufgespalten in eine Primärzirkulation, die der Strömung im antreibenden GCM entspricht, und eine Sekundärzirkulation (SZ) die den Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM entspricht.
- Die zeitlich gemittelten Felder der SZ zeigen großskalige Wirbel mit Durchmessern von 1000 bis 3000 km, in deren Zentren GPH-Anomalien von ca. 1,5 gpdm liegen. Diese Sekundärwirbel erstrecken sich vertikal über die gesamte Troposphäre und zeigen Auswirkungen auf das Druck- und Temperaturprofil im RCM. Die SZ erreicht je nach Höhe mehr als 5 m/s, was lokal mehr als 10 % der Windgeschwindigkeiten im RCM entspricht.
- Im Winter zeigen die Sekundärwirbel eine starke Abhängigkeit von der großskaligen Strömungssituation, wobei sich die stärkste SZ bei einer nordwestlichen Anströmung der Alpen ausbildet.
- Stromabwärts der Alpen bildet sich ein relativ stationärer antizyklonaler Sekundärwirbel mit einer positiven GPH-Anomalie im Wirbelzentrum. Die unterschiedliche Auflösung der Topographie in RCM und GCM und die unterschiedlich starke orographische Reibung führt zu einer verstärkten Umströmung der Alpen im RCM. Die Modifikationen des Massenflusses durch die Orographie der Alpen im RCM können das Modellgebiet auf rund der vorgeschriebenen Randbedingungen nicht verlassen. Stattdessen müssen

sie innerhalb des Modellgebiets ausgeglichen werden. Dadurch bildet sich eine geschlossene SZ aus.

- Innerhalb von Trögen bilden sich zyklonale Sekundärwirbel mit negativen GPH-Anomalien, die sich synchron mit den Trögen verlagern. Die negativen GPH-Anomalien entsprechen einer Vertiefung der Tröge im RCM. Diese Vertiefung wird möglicherweise durch die höhere Auflösung des RCMs und ein damit verbundenes verstärktes Wachstum kurzer barokliner Wellen verursacht.
- Am Modellrand bilden sich in Anwesenheit zyklonaler Sekundärwirbel starke Sekundärströmungen parallel zum Modellrand aus. Im Bereich dieser Randströmungen können lokale Anomalien im Niederschlag und Bedeckungsgrad auftreten.
- Im Sommer zeigt sich ein persistenter antizyklonaler Sekundärwirbel im östlichen Mittelmeerraum, der weitestgehend unabhängig von der großskaligen Strömungssituation ist. Die Persistenz dieses Wirbels wird möglicherweise im RCM durch die Etesien verursacht, die bei der Überströmung des Türkischen Hochlands beschleunigt werden.
- Die räumliche Ausdehnung der Sekundärwirbel wird durch die Modellränder begrenzt. Verschiebungen der Modellränder führen zu Veränderungen der Ausdehnung und Intensität der Sekundärwirbel. Lokal kann die Verschiebung des Modellrands bis hin zu einer vollständigen Umkehr der Sekundärströmung führen.
- Die Verwendung von gröberen RCM-Auflösungen, die Anwendung von Spectral Nudging, sowie die Glättung der Topographie führt zu einer Abschwächung der SZ.
- Die ursächlichen Mechanismen der SZ lassen darauf schließen, dass sich in allen RCMs, die mit der Methode des One-Way-Nestings betrieben werden, eine SZ ausbildet. Die starke Abhängigkeit der SZ von der Lage der Modellränder lässt die Frage aufkommen, ob es notwendig sein könnte, RCM-Simulationen in Form von Ensembles mit unterschiedlichen Modellgebieten durchzuführen. Die SZ und ihrer Auswirkungen auf andere Variablen liegen in der gleichen Größenordnung wie die Klimaänderungssignale in Projektionen des 20. und 21. Jahrhunderts. Es ist deshalb zu empfehlen, die SZ auch bei der Evaluierung von RCMs zu berücksichtigen.

Berechnung der Querschnitte

Zur Visualisierung der vertikalen Struktur der Sekundärzirkulation in Regionen von besonderem Interesse, werden Querschnitte berechnet. Die horizontale Schnittlinie der Querschnitte wird durch einen Anfangspunkt $P = (p_x, p_y)$ und einen Endpunkt $Q = (q_x, q_y)$ im rotierten Koordinatensystem des RCMs definiert. Die Schnittlinie kann somit auch als Vektor interpretiert werden, wobei gilt

$$\vec{c} = \begin{pmatrix} c_x \\ c_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} q_x - p_x \\ q_y - p_y \end{pmatrix}. \quad (\text{A.1})$$

Die Modelldaten werden linear auf diskrete Punkte interpoliert, die in einheitlichem Abstand entlang der Schnittlinie zwischen P und Q verteilt sind. Die Anzahl der diskreten Punkte wird so gewählt, dass der Abstand zwischen den Punkten möglichst ähnlich der Auflösung des RCMs ist, also in diesem Fall etwa 18 km. Die horizontalen Felder der einzelnen Modelllevel werden nun linear auf die Punkte des Querschnitts interpoliert.

Zur Quantifizierung der SZ im Bereich der Querschnittsfläche ist es hilfreich, die Komponenten der Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM orthogonal zur Schnittlinie $\|\vec{v}_{sek}\|_{orth}$ und parallel zur Schnittlinie $\|\vec{v}_{sek}\|_{para}$ zu berechnen. Dazu wird zunächst der Winkel γ berechnet, der zwischen dem Vektor der Schnittlinie \vec{c} und der y-Achse liegt. Wird \vec{v}_{sek} um den Winkel γ rotiert, erhält man den rotierten Vektor $\vec{v}_{sek,rot}$ mit Hilfe der Rotationsgleichung

$$\vec{v}_{sek,rot} = \begin{pmatrix} \cos(\gamma)u_{sek} - \sin(\gamma)v_{sek} \\ \sin(\gamma)u_{sek} + \cos(\gamma)v_{sek} \end{pmatrix}. \quad (\text{A.2})$$

Aus den geometrischen Beziehungen ergibt sich, dass die x-Komponente von $\vec{v}_{sek,rot}$ gerade v_{orth} und die y-Komponente von $\vec{v}_{sek,rot}$ gerade v_{para} entspricht. Dabei bedeutet ein positives oder negatives Vorzeichen von v_{orth} eine Sekundärströmung nach rechts bzw. links mit Blick in Richtung des Querschnittsvektors \vec{c}

und ein positives oder negatives Vorzeichen von v_{para} eine Strömung in Richtung bzw. entgegengesetzt der Richtung von \vec{c} an (Abb. A.1).

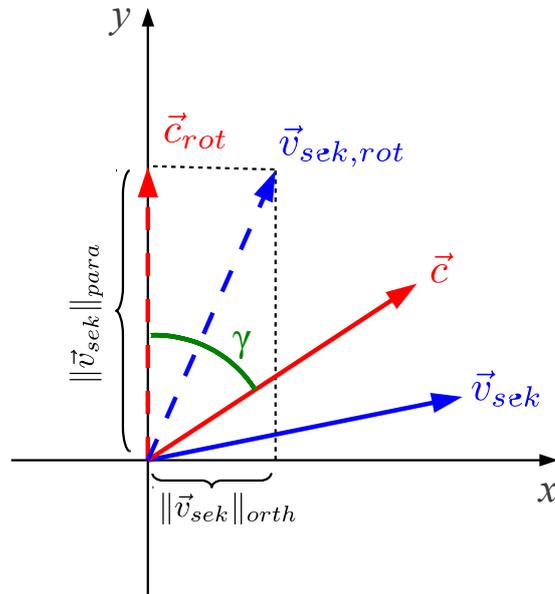


Abbildung A.1: Berechnung der Komponenten der Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM orthogonal und parallel zum Querschnittsvektor.

Glossar

Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Reihe neuer Begriffe eingeführt, die dazu dienen die Abweichungen eines Regionalmodells von den Antriebsdaten zu Beschreiben. Diese Begriffe sind hier noch einmal separat in alphabetischer Reihenfolge aufgelistet und kurz erläutert.

Primärzirkulation: Die Windvektorfelder der grob aufgelösten Antriebsdaten eines Regionalmodells. Die Primärzirkulation wird häufig auch anhand der geopotentiellen Höhen bestimmter Druckflächen oder den Druckfeldern auf bestimmten Modellleveln dargestellt, da diese in der freien Atmosphäre über das geostrophische Gleichgewicht an die Windfelder gekoppelt sind.

Randströmung, sekundäre: Strömungen in den Feldern der Sekundärzirkulation, die parallel zum Modellrand des Regionalmodells verlaufen.

Sekundärströmung: Strömungen in den Feldern der Sekundärzirkulation.

Sekundärwirbel: Großskalige Wirbel, die in den Feldern der Sekundärzirkulation auftreten.

Sekundärzirkulation: Windvektordifferenzen zwischen den Windfeldern des Regionalmodells und der Antriebsdaten. Die Sekundärzirkulation wird häufig auch anhand der Differenzen der geopotentiellen Höhe zwischen Regionalmodell und Antriebsdaten dargestellt. Die Summe aus Primär- und Sekundärzirkulation ergibt das Windvektorfeld des Regionalmodells.

Literaturverzeichnis

- Aebischer, U. und Schär, C. (1998). Low-level potential vorticity and cyclogenesis to the lee of the alps. *Journal of the atmospheric sciences*, 55(2):186–207.
- Alexandru, A., de Elia, R., und Laprise, R. (2007). Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Monthly Weather Review*, 135(9):3221–3238.
- Anthes, R. A., Kuo, Y.-H., Hsie, E.-Y., Low-Nam, S., und Bettge, T. W. (1989). Estimation of skill and uncertainty in regional numerical models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115(488):763–806.
- Antic, S., Laprise, R., Denis, B., und de Elia, R. (2004). Testing the downscaling ability of a one-way nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate Dynamics*, 23(5):473–493.
- Beck, C., Jacobeit, J., und Jones, P. D. (2007). Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in central europe since 1780. *International Journal of Climatology*, 27(4):473–491.
- Bierdel, L., Friederichs, P., und Bentzien, S. (2012). Spatial kinetic energy spectra in the convection-permitting limited-area nwp model cosmo-de. *Meteorologische Zeitschrift*, 21(3):245–258.
- Bitan, A. und Sa’Aroni, H. (1992). The horizontal and vertical extension of the persian gulf pressure trough. *International Journal of Climatology*, 12(7):733–747.
- Bowden, J. H., Otte, T. L., Nolte, C. G., und Otte, M. J. (2012). Examining interior grid nudging techniques using two-way nesting in the wrf model for regional climate modeling. *Journal of Climate*, 25(8):2805–2823.
- Broccoli, A. und Manabe, S. (1992). The effects of orography on midlatitude northern hemisphere dry climates. *Journal of Climate*, 5(11):1181–1201.
- Browne, N. A. und Sylla, M. B. (2012). Regional climate model sensitivity to domain size for the simulation of the west african summer monsoon rainfall. *International Journal of Geophysics*, 2012.
- Caliński, T. und Harabasz, J. (1974). A dendrite method for cluster analysis. *Communications in Statistics-theory and Methods*, 3(1):1–27.

- Christensen, J. H., Boberg, F., Christensen, O. B., und Lucas-Picher, P. (2008). On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters*, 35(20).
- Compagnucci, R. H. und Richman, M. B. (2008). Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? *International Journal of Climatology*, 28(6):703–726.
- Davies, H. (1976). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102(432):405–418.
- Davies, H. C. (1973). On the initial-boundary value problem of some geophysical fluid flows. *Journal of Computational Physics*, 13(3):398–422.
- Denis, B., Laprise, R., und Caya, D. (2003). Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, 20(2-3):107–126.
- Denis, B., Laprise, R., Caya, D., und Cote, J. (2002). Downscaling ability of one-way nested regional climate models: the big-brother experiment. *Climate Dynamics*, 18(8):627–646.
- Diaconescu, E. und Laprise, R. (2013). Can added value be expected in rcm-simulated large scales? *Climate Dynamics*, 41(7-8):1769–1800.
- Diaconescu, E. P., Laprise, R., und Sushama, L. (2007). The impact of lateral boundary data errors on the simulated climate of a nested regional climate model. *Climate Dynamics*, 28(4):333–350.
- Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., und Bates, G. T. (1989). A regional climate model for the western united states. *Climatic Change*, 15(3):383–422.
- Dimitrijevic, M. und Laprise, R. (2005). Validation of the nesting technique in a regional climate model and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Climate Dynamics*, 25(6):555–580.
- Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H.-J., Mironov, D., Raschendorfer, M., Reinhardt, T., Ritter, B., Schrodin, R., Schulz, J.-P., und Vogel, G. (2011). *A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model - Part II : Physical Parameterization*. Deutscher Wetterdienst, P.O. Box 100465, 63004 Offenbach, Germany.
- Doms, G. und Schaettler, U. (2002). *A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part I: Dynamics and Numerics*. Deutscher Wetterdienst, P.O. Box 100465, 63004 Offenbach, Germany.
- Durrán, D. (1990a). *Atmospheric Processes Over Complex Terrain*, chapter Mountain waves and downslope winds, pages 59–82. American Meteorological Society.
- Durrán, D. R. (1990b). Mountain waves and downslope winds. *Meteor. Monogr*, 23:59–81.
- Endler, C. und Matzarakis, A. (2011). Analysis of high-resolution simulations

- for the black forest region from a point of view of tourism climatology—a comparison between two regional climate models (remo and clm). *Theoretical and applied climatology*, 103(3-4):427–440.
- Feser, F., Rockel, B., von Storch, H., Winterfeldt, J., und Zahn, M. (2011). Regional climate models add value to global model data: A review and selected examples. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(9):1181–1192.
- Gerstengarbe, F.-W. und Werner, P. (1997). A method to estimate the statistical confidence of cluster separation. *Theoretical and Applied Climatology*, 57(1-2):103–110.
- Giorgi, F. (2006). Regional climate modeling: Status and perspectives. *Journal De Physique Iv*, 139:Univ Joseph Fourier; CNRS; Ctr Natl Rech Sci; LGGE.
- Giorgi, F. und Bates, G. T. (1989). The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, 117(11):2325–2347.
- Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G., Nair, V., Giuliani, G., et al. (2012). Regcm4: model description and preliminary tests over multiple cordex domains. *Climate Research*, 2:7.
- Giorgi, F., Marinucci, M. R., und Bates, G. T. (1993a). Development of a second-generation regional climate model (regcm2). part i: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, 121(10):2794–2813.
- Giorgi, F., Marinucci, M. R., Bates, G. T., und De Canio, G. (1993b). Development of a second-generation regional climate model (regcm2). part ii: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, 121(10):2814–2832.
- Giorgi, F. und Mearns, L. O. (1999). Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research-atmospheres*, 104(D6):6335–6352.
- Grose, W. L. und Hoskins, B. J. (1979). On the influence of orography on large-scale atmospheric flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36(2):223–234.
- Harris, L. M. und Durran, D. R. (2010). An idealized comparison of one-way and two-way grid nesting. *Monthly Weather Review*, 138(6):2174–2187.
- Hollweg, H., Boehm, U., Fast, I., Hennemuth, B., Keuler, K., Keup-Thiel, E., Lautenschlager, M., Legutke, S., Radtke, K., Rockel, B., Schubert, M., Will, A., Woldt, M., und Wunram, C. (2008). Ensemble simulations over europe with the regional climate model clm forced with ipcc ar4 global scenarios. Technical report, M und D Technical Report 3.
- Huth, R. (2000). A circulation classification scheme applicable in gcm studies. *Theoretical and applied climatology*, 67(1-2):1–18.
- Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., de Castro, M., Déqué, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R., et al. (2007). An inter-comparison of regional climate models for europe: model performance in present-day climate. *Climatic Change*, 81(1):31–52.

- Jacobeit, J. (1993). Regionale unterschiede im atmosphärischen zirkulationsgeschehen bei globalen klimaveränderungen. *Die Erde, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 124:63–77.
- Jacobeit, J., Wanner, H., Luterbacher, J., Beck, C., Philipp, A., und Sturm, K. (2003). Atmospheric circulation variability in the north-atlantic-european area since the mid-seventeenth century. *Climate Dynamics*, 20(4):341–352.
- Jaeger, E. B., Anders, I., Luethi, D., Rockel, B., Schaer, C., und Seneviratne, S. I. (2008). Analysis of era40-driven cfm simulations for europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4):349–367.
- Jenkinson, A. (1977). The analysis of meteorological and other geophysical extremes. *Met Office Synoptic Climatology Branch Memo*, 58:41.
- Jones, R., Murphy, J., und Noguer, M. (1995). Simulation of climate change over europe using a nested regional-climate model. i: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(526):1413–1449.
- Jungclaus, J. H., Keenlyside, N., Botzet, M., Haak, H., Luo, J. J., Latif, M., Marotzke, J., Mikolajewicz, U., und Roeckner, E. (2006). Ocean circulation and tropical variability in the coupled model echam5/mpi-om. *Journal of Climate*, 19(16):3952–3972.
- Kallberg, P. (1977). A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *ECMWF Research Department Internal Rep*, 3:25.
- Kauffman, L. und Rousseeuw, P. (1990). Finding groups in data. *An introduction to cluster analysis*. New York: John Willey & Sons.
- Keuler, K., Radtke, K., und Georgievski, G. (2012). Evaluation report, summary of evaluation results for cosmo-clm version 4.8_clm13 (clm17): Comparison of three different configurations over europe driven by ecmwf reanalysis data era40 for the period 1979-2000. Technical report, BTU Cottbus.
- Koltzow, M., Iversen, T., und Haugen, J. E. (2008). Extended big-brother experiments: the role of lateral boundary data quality and size of integration domain in regional climate modelling. *Tellus Series A-dynamic Meteorology and Oceanography*, 60(3):398–410.
- Leduc, M. und Laprise, R. (2009). Regional climate model sensitivity to domain size. *Climate Dynamics*, 32(6):833–854.
- Lin, S. J. und Rood, R. B. (1996). Multidimensional flux-form semi-lagrangian transport schemes. *Monthly Weather Review*, 124(9):2046–2070.
- Liu, P., Tsimpidi, A. P., Hu, Y., Stone, B., Russell, A. G., und Nenes, A. (2012). Differences between downscaling with spectral and grid nudging using wrf. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(8):3601–3610.
- Lloyd, S. (1982). Least squares quantization in pcm. *Information Theory, IEEE Transactions on*, 28(2):129–137.
- Lorenz, P. (2011). *Einfluss der Zwei-Wege Nestung auf die Ergebnisse globaler*

- regionaler Klimasimulationen*. PhD thesis, University of Hamburg Hamburg.
- Lorenz, P. und Jacob, D. (2005). Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letters*, 32(18):n/a–n/a. L18706.
- Lott, F. und Miller, M. J. (1997). A new subgrid-scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123(537):101–127.
- Maraun, D. (2012). Nonstationarities of regional climate model biases in european seasonal mean temperature and precipitation sums. *Geophysical Research Letters*, 39(6).
- Marbaix, P., Gallee, H., Brasseur, O., und van Ypersele, J. P. (2003). Lateral boundary conditions in regional climate models: A detailed study of the relaxation procedure. *Monthly Weather Review*, 131(3):461–479.
- Miguez-Macho, G., Stenchikov, G. L., und Robock, A. (2003). Spectral nudging to improve climate downscaling over north america using the regional atmospheric modeling system (rams). *J. Climate*.
- Miguez-Macho, G., Stenchikov, G. L., und Robock, A. (2004). Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate model simulations. *Journal of Geophysical Research-atmospheres*, 109(D13):D13104.
- Milton, S. und Wilson, C. (1996). The impact of parameterized subgrid-scale orographic forcing on systematic errors in a global nwp model. *Monthly weather review*, 124(9):2023–2045.
- Newman, J. N. (1977). *Marine hydrodynamics*. MIT press.
- Nikulin, G., Jones, C., Giorgi, F., Asrar, G., Büchner, M., Cerezo-Mota, R., Christensen, O. B., Déqué, M., Fernandez, J., Hänsler, A., et al. (2012). Precipitation climatology in an ensemble of cordex-africa regional climate simulations. *Journal of Climate*, 25(18):6057–6078.
- Noguer, M., Jones, R., und Murphy, J. (1998). Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over europe. *Climate Dynamics*, 14(10):691–712.
- 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*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Nutter, P., Stensrud, D., und Xue, M. (2004). Effects of coarsely resolved and temporally interpolated lateral boundary conditions on the dispersion of limited-area ensemble forecasts. *Monthly Weather Review*, 132(10):2358–2377.
- Ólafsson, H. und Bougeault, P. (1997). The effect of rotation and surface friction on orographic drag. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(1):193–210.
- Peng, J., Zhang, L., und Guan, J. (2015). Applications of a moist nonhydrostatic

- formulation of the spectral energy budget to baroclinic waves. part i: The lower-stratospheric energy spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(5):2090–2108.
- Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F., Krennert, T., Lykoudis, S., Michalides, S. C., Pianko-Kluczynska, K., Post, P., Rasilla Alvarez, D., Schiemann, R., Spekat, A., und Tymvios, F. S. (2010). Cost733cat-a database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(9-12):360–373.
- Philipp, A., Della-Marta, P. M., Jacobeit, J., Fereday, D. R., Jones, P. D., Moberg, A., und Wanner, H. (2007). Long-term variability of daily north atlantic-european pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering. *Journal of Climate*, 20(16):4065–4095.
- Phillips, D. S. (1984). Analytical surface pressure and drag for linear hydrostatic flow over three-dimensional elliptical mountains. *Journal of the atmospheric sciences*, 41(6):1073–1084.
- Piani, C., Haerter, J., und Coppola, E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(1-2):187–192.
- Radu, R., Déqué, M., und Somot, S. (2008). Spectral nudging in a spectral regional climate model. *Tellus A*, 60(5):898–910.
- Raymond, W. H. (1988). High-order low-pass implicit tangent filters for use in finite area calculations. *Monthly weather review*, 116(11):2132–2141.
- Reinecke, P. A. und Durran, D. R. (2008). Estimating topographic blocking using a froude number when the static stability is nonuniform. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(3):1035–1048.
- Richman, M. B. (1981). Obliquely rotated principal components: An improved meteorological map typing technique? *Journal of Applied Meteorology*, 20(10):1145–1159.
- Ritter, B. und Geleyn, J.-F. (1992). A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Monthly Weather Review*, 120(2):303–325.
- Rockel, B., Will, A., und Hense, A. (2008). The regional climate model cosmo-clm (cclm). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4):347–348.
- Roeckner, E., Bäuml, G., Bonaventura, L., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kirchner, I., Kornbluh, L., Manzini, E., Rhodin, A., Schlese, U., Schulzweida, U., und Tompkins, A. (2003). The atmospheric general circulation model echam 5. part i: Model description. *Max-Planck-Institute for Meteorology Rep. 349*, page 127 pp.
- Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., Giorgetta, M., Hagemann, S., Kornbluh, L., Manzini, E., Schlese, U., und Schulzweida, U. (2006). Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the echam5 atmosphere

- model. *J. Climate*, 19(16):3771–3791.
- Rojas, M. und Seth, A. (2003). Simulation and sensitivity in a nested modeling system for south america. part ii: Gcm boundary forcing. *Journal of climate*, 16(15):2454–2471.
- Rummukainen, M. (2010). State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews-climate Change*, 1(1):82–96.
- Rust, H. W., Vrac, M., Sultan, B., und Lengaigne, M. (2013). Mapping weather-type influence on senegal precipitation based on a spatial-temporal statistical model. *J. Climate*, 26(20):8189–8209.
- Sanchez-Gomez, E., Somot, S., und Deque, M. (2009). Ability of an ensemble of regional climate models to reproduce weather regimes over europe-atlantic during the period 1961-2000. *Climate Dynamics*, 33(5):723–736.
- Schär, C. (2002). Mesoscale mountains and the larger-scale atmospheric dynamics: A review. In Pearce, R., editor, *Meteorology at the Millennium*, volume 83 of *International Geophysics*, pages 29 – 42. Academic Press.
- Schär, C. und Smith, R. B. (1993). Shallow-water flow past isolated topography. part ii: Transition to vortex shedding. *Journal of the atmospheric sciences*, 50(10):1401–1412.
- Schättler, U., Doms, G., und Schraff, C. (2014). *A Description of the Non-hydrostatic Regional COSMO-Model - Part VII : User's Guide*. Deutscher Wetterdienst, P.O. Box 100465, 63004 Offenbach, Germany.
- Seth, A. und Giorgi, F. (1998). The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *Journal of Climate*, 11(10):2698–2712.
- Smith, R. B. (1989). Mountain-induced stagnation points in hydrostatic flow. *Tellus A*, 41(3):270–274.
- Son, S.-W., Ting, M., und Polvani, L. M. (2009). The effect of topography on storm-track intensity in a relatively simple general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(2).
- Staniforth, A. (1997). Regional modeling: A theoretical discussion. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63(1-2):China Meteorol Adm; World Meteorol Org.
- Steinhaus, H. (1956). Sur la division des corp materiels en parties. *Bull. Acad. Polon. Sci*, 1:801–804.
- Stepp, R. E. und Michalski, R. S. (1986). Conceptual clustering: Inventing goal-oriented classifications of structured objects. *Machine learning: An artificial intelligence approach*, 2:471–498.
- Termonia, P. (2003). Monitoring and improving the temporal interpolation of lateral-boundary coupling data for limited-area models. *Monthly Weather Review*, 131(10):2450–2463.
- Theis, S., Gebhardt, C., und Ben Bouallegue, Z. (2014). Beschreibung des cosmo-de-eps und seiner ausgabe in die datenbanken des dwd. Technical

- report, Deutscher Wetterdienst, Postfach 100465, D-63004 Offenbach.
- Thorne, P. W., Lanzante, J. R., Peterson, T. C., Seidel, D. J., und Shine, K. P. (2011). Tropospheric temperature trends: history of an ongoing controversy. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(1):66–88.
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117(8):1779–1800.
- Trapero, L., Bech, J., und Lorente, J. (2013). Numerical modelling of heavy precipitation events over eastern pyrenees: Analysis of orographic effects. *Atmospheric Research*, 123:368–383.
- Vannitsem, S. und Chome, F. (2005). One-way nested regional climate simulations and domain size. *Journal of Climate*, 18(1):229–233.
- von Storch, H., Langenberg, H., und Feser, F. (2000). A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review*, 128(10):3664–3673.
- Waite, M. L. und Snyder, C. (2013). Mesoscale energy spectra of moist baroclinic waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(4):1242–1256.
- Walsh, K. (1994). On the influence of the andes on the general circulation of the southern hemisphere. *Journal of climate*, 7(6):1019–1025.
- Wang, Y., Leung, L. R., McGREGOR, J. L., Lee, D.-K., Wang, W.-C., Ding, Y., und Kimura, F. (2004). Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82(6):1599–1628.
- Warner, C. D. und McIntyre, M. E. (1999). Toward an ultra-simple spectral gravity wave parameterization for general circulation models. *Earth Planets and Space*, 51(7/8):475–484.
- Warner, T. T., Peterson, R. A., und Treadon, R. E. (1997). A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(11):2599–2617.
- Wilby, R. L., Wigley, T., Conway, D., Jones, P., Hewitson, B., Main, J., und Wilks, D. (1998). Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Resources Research*, 34(11):2995–3008.
- Wilczak, J. und Christian, T. (1990). Case study of an orographically induced mesoscale vortex (denver cyclone). *Monthly weather review*, 118(5):1082–1102.
- Xu, L., Raman, S., und Madala, R. (1992). A review of non-hydrostatic numerical models for the atmosphere. In *1st World Congress of Nonlinear Analysis Fire and Forest Meteorology. Nonlinear World, Walter de Gruyter, New York, Tampa, FL*.
- Zhong, Z., Wang, X., Lu, W., und Hu, Y. (2010). Further study on the effect of buffer zone size on regional climate modeling. *Climate Dynamics*, 35(6):1027–1038.
- Ziv, B., Saaroni, H., und Alpert, P. (2004). The factors governing the summer

regime of the eastern mediterranean. *International Journal of Climatology*, 24(14):1859–1871.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Modelllevel im hybriden geländefolgenden Koordinatensystem entlang eines Querschnitts durch die Alpen.	15
2.2	Dämpfungsfunktionen der Randbedingungen und der Rayleigh-Dämpfung.	17
2.3	Topographie im CCLM und Differenz zwischen CCLM und ECHAM5.	23
5.1	41-jährige Mittel der Primär- und Sekundärzirkulation.	34
5.2	Jahreszeitliche Mittel der Primär- und Sekundärzirkulation.	37
5.3	Monatsmittel der Primär- und Sekundärzirkulation.	39
5.4	Jahresgang der Beträge der monatlich gemittelten Windvektordifferenzen.	39
5.5	Beträge der jährlich gemittelten Windvektordifferenzen.	40
5.6	Jährliche Mittel der Primär- und Sekundärzirkulation.	41
6.1	Gitter zur Klassifizierung der großskaligen Strömungssituation.	44
6.2	Verschiedene klassische Parameter zur Bestimmung einer optimalen Anzahl von Klassen.	45
6.3	Parameter zur zielorientierten Clusteranalyse in Abhängigkeit von der Anzahl der Klassen.	48
7.1	Sekundärzirkulation bei verschiedenen großskaligen Strömungssituationen im Winter.	52
7.2	Intensität der Sekundärzirkulation bei verschiedenen großskaligen Strömungssituationen im Winter.	53
7.3	Mittlere Primärzirkulation in Zirkulationsklasse a auf verschiedenen Modellleveln.	56
7.4	Mittlere Sekundärzirkulation in Zirkulationsklasse a auf verschiedenen Modellleveln.	57
7.5	Mittlere Windgeschwindigkeitsdifferenzen zwischen CCLM und ECHAM5 in Zirkulationsklasse a auf verschiedenen Modellleveln.	58
7.6	Querschnitt durch die Alpen	60
7.7	Querschnitt durch das Modellgebiet	62

7.8	Querschnitt entlang des östlichen Modellrands	64
7.9	Effektive Höhe der Alpen.	68
7.10	Froude-Zahlen der anströmenden Luftmassen der Alpen in Zirkulationsklasse a	69
7.11	Mittlere Primär- und Sekundärzirkulation für Zirkulationsklassen mit unterschiedlichen Froude-Zahlen	71
7.12	Zusammenhang zwischen der Froude-Zahl und Sekundärzirkulation	72
7.13	Zonale Verlagerung der negativen GPH-Anomalien.	74
8.1	Eigenschaften der mittleren SZ von 13 Zirkulationsklassen im Winter.	78
8.2	Sekundärzirkulation bei verschiedenen großskaligen Strömungssituationen im Sommer.	79
8.3	Mittlere Primärzirkulation im Juli auf verschiedenen Modellleveln.	81
8.4	Mittlere Sekundärzirkulation im Juli auf verschiedenen Modellleveln.	82
8.5	Topographie und mittlere Primär- und Sekundärzirkulation im Juli im östlichen Mittelmeerraum.	83
8.6	Zusammenhang zwischen der meridionalen Windgeschwindigkeit in 850 hPa über dem Türkischen Hochland und dem antizyklonalen Sekundärwirbel im Sommer.	84
9.1	Ensemblemittel und -standardabweichung der Sekundärzirkulation für Simulationen mit unterschiedlichen Positionen des östlichen Modellrands.	89
9.2	Intensität der Sekundärzirkulation in verschiedenen Regionen bei unterschiedlichen Positionen des östlichen Modellrands. . . .	90
9.3	Ensemblemittel und -standardabweichung der Sekundärzirkulation für Simulationen mit unterschiedlichen Positionen des westlichen Modellrands.	91
9.4	Intensität der Sekundärzirkulation in verschiedenen Regionen bei unterschiedlichen Positionen des westlichen Modellrands. . . .	92
9.5	Ensemblemittel und -standardabweichung der Sekundärzirkulation für Simulationen mit unterschiedlichen Positionen des südlichen Modellrands.	94
9.6	Intensität der Sekundärzirkulation in verschiedenen Regionen bei unterschiedlichen Positionen des südlichen Modellrands. . . .	95
9.7	Auswirkung der Verschiebung des südlichen Modellrands auf Bedeckungsgrad und Niederschlagsintensität.	96
9.8	Ensemblemittel und -standardabweichung der Sekundärzirkulation in einer Simulation mit großem Modellgebiet.	98
9.9	Ensemblemittel der Sekundärzirkulation in verschiedenen Modellkonfigurationen.	100
9.10	Wie 9.2, aber für verschiedene Modellkonfigurationen.	101

10.1	Idealisierte Strömungsentwicklung innerhalb eines Gebiets mit undurchlässigen Rändern ohne Corioliskraft mit einer konstanten ostwärtigen Beschleunigung im Zentrum.	108
A.1	Berechnung der Komponenten der Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM orthogonal und parallel zum Querschnittsvektor.	118

Abkürzungsverzeichnis

BCV	Between Cluster Variance
CCLM	COSMO Model in Climate Mode
CLM	Climate version of the “Lokal Modell“ (alte Bezeichnung des CCLMs)
COSMO	Consortium for Small-Scale Modelling
CORDEX	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
ECHAM5	Fifth Generation European Centre/Hamburg Model
ECV	Explained Cluster Variance
GCM	Globales Klimamodell (engl.: global climate model)
GPH	Geopotentielle Höhe
INT2LM	Programm zur Interpolation der Antriebsdaten auf das CCLM-Modellgitter
IPCC	Weltklimarat (engl.: Intergovernmental Panel on Climate Change)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
MPI-OM	Max Planck Institute Ocean Model
PZ	Primärzirkulation
RCM	Regionales Klimamodell (engl.: regional climate model)
SANDRA	Simulated Annealing and Diversified Randomization
SZ	Sekundärzirkulation
SZI	Intensität der Sekundärzirkulation
TSS	Total Cluster Sum of Squares
WSS	Within Cluster Sum of Squares

Symbolverzeichnis

Symbol	Bedeutung	Einheit
a_b	Dämpfungsfunktion der Antriebsdaten am Modellrand	
a_r	Dämpfungsfunktion der Rayleigh-Dämpfung	
BCS	Between Cluster Standarddeviation	
c	„Kühlungsfaktor“ im SANDRA-Algorithmus	
\vec{c}	Querschnittsvektor	m
D	Euklidischer Abstand	
d	Abstand vom Modellrand	m
D_b	Reibung durch nichtaufgelöste Orographie	N
ECV	Explained Cluster Variance	
Fr	Froude-Zahl	
GPH	Geopotentielle Höhe	gpm
GPH_{GCM}	Geopotentielle Höhe im GCM	gpm
GPH_{pri}	Primärer Anteil der Geopotentielle Höhe	gpm
GPH_{RCM}	Geopotentielle Höhe im RCM	gpm
GPH_{sek}	Sekundärer Anteil der Geopotentielle Höhe	gpm
$\langle GPH_{sek} \rangle$	Räumlich und zeitlich gemittelte Differenzen der geopotentiellen Höhen zwischen RCM und GCM	gpm
H_{nc}	Empirisch bestimmte Konstante zur Berechnung von Z_b	
h_0	Höhe der Bodenoberfläche	m
h_m	Höhe eines Berges	m
k	Anzahl der Klassen im SANDRA-Algorithmus	
l	Länge eines Gebirges orthogonal zur Strömungsrichtung	m
M_ψ	Zeitliche Änderung einer prognostische Variablen	
M_ψ^{LB}	Zeitliche Änderung einer prognostische Variablen durch die Randbedingungen	
M_ψ^{RD}	Zeitliche Änderung einer prognostische Variablen durch die Rayleigh-Dämpfung	
m	Anzahl der Parameter im SANDRA-Algorithmus	
$N_{overlap}$	Prozentualer Anteil des Modellgebiets, in dem die SZ in allen Zirkulationsklassen einen Schwellenwert überschreitet	%
n_r	Koeffizient zur Bestimmung der Stärke der Rayleigh-Dämpfung	
N	Brunt-Väisälä-Frequenz	$\frac{1}{s}$
P	Startpunkt der Querschnittslinie	
p	Druck	Pa
p_{SL}	Druck auf mittlerem Meeresniveau	Pa

Symbolverzeichnis

Symbol	Bedeutung	Einheit
p_F	Standarddruck in der Höhe der Obergrenze des geländefolgenden Bereichs der hybriden Vertikalkoordinaten	Pa
p_T	Standarddruck in der Höhe des oberen Modellrands	Pa
p_0^s	Standarddruck in der Höhe der Bodenoberfläche	Pa
Q	Endpunkt der Querschnittslinie	
R_d	Universelle Gaskonstante für trockene Luft	$\frac{J}{mol\ K}$
S	Schwellenwert im SANDRA-Algorithmus	
SZA	Prozentualer Anteil des Modellgebiets, innerhalb dessen die Beträgen der zeitlich gemittelte Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM einen Grenzwert überschreiten	%
SZI	Räumliches Mittel der Beträge der zeitlich gemittelte Windvektordifferenzen zwischen RCM und GCM (Intensität der Sekundärzirkulation)	$\frac{m}{s}$
T	„Temperatur“-Parameter im SANDRA-Algorithmus	
T_{SL}	Temperatur auf mittlerem Meeresniveau	K
TSS	Total Sum of Squares im SANDRA-Algorithmus	
u	Zonale Windkomponente im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
u_g	Zonale Windkomponente im geographischen Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
u_{GCM}	Zonale Windkomponente im GCM im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
u_{pri}	Primärer Anteil der zonale Windkomponente im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
u_{RCM}	Zonale Windkomponente im RCM im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
u_{sek}	Sekundärer Anteil der zonalen Windkomponente im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
U	Windgeschwindigkeit	$\frac{m}{s}$
v	Meridionale Windkomponente im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
\vec{v}	Windvektor	$\frac{m}{s}$
v_g	Meridionale Windkomponente im geographischen Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
v_{GCM}	Meridionale Windkomponente im GCM im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
v_{pri}	Primärer Anteil der meridionalen Windkomponente im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
\vec{v}_{pri}	Primärer Anteil des horizontalen Windvektors (Primärzirkulation)	$\frac{m}{s}$
v_{RCM}	Meridionale Windkomponente im RCM im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
v_{sek}	Sekundärer Anteil der meridionale Windkomponente im rotierten Koordinatensystem	$\frac{m}{s}$
\vec{v}_{sek}	Sekundärer Anteil des horizontalen Windvektors (Sekundärzirkulation)	$\frac{m}{s}$
$\vec{v}_{sek,rot}$	Um den Winkel γ rotierten Vektor \vec{v}_{sek} zur Berechnung von $\ \vec{v}_{sek}\ _{orth}$ und $\ \vec{v}_{sek}\ _{para}$	$\frac{m}{s}$
$\ \vec{v}\ _{sek}$	Differenz der zeitlich gemittelten Windgeschwindigkeiten zwischen RCM und GCM	$\frac{m}{s}$
$\overline{\vec{v}_{sek}}$	Zeitlich gemittelter sekundärer Anteil des horizontalen Windvektors	$\frac{m}{s}$
$\ \overline{\vec{v}_{sek}}\ $	Betrag des Zeitlich gemittelten sekundären Anteils des horizontalen Windvektors	$\frac{m}{s}$

Symbol	Bedeutung	Einheit
$\ \overline{\vec{v}_{sek}}\ _{orth}$	Komponente von $\overline{\vec{v}_{sek}}$ orthogonal zur Querschnittslinie	$\frac{m}{s}$
$\ \overline{\vec{v}_{sek}}\ _{para}$	Komponente von $\overline{\vec{v}_{sek}}$ parallel zur Querschnittslinie	$\frac{m}{s}$
w	Vertikale Windkomponente	$\frac{m}{s}$
$\overline{w_{sek}}$	Zeitlich gemittelte Differenz der Vertikalgeschwindigkeit zwischen RCM und GCM	$\frac{m}{s}$
WSS	Within Cluster Sum of Squares im SANDRA-Algorithmus	
X	Objekt im SANDRA-Algorithmus	
\overline{X}	Zentroid im SANDRA-Algorithmus	
z	Höhe im z-System	m
Z_b	Höhe unterhalb derer eine Luftmasse nicht mehr in der Lage ist, ein Gebirge zu überströmen	m
z_D	Höhe der Untergrenze der Rayleigh-Dämpfung	m
z_F	Höhe der Obergrenze des geländefolgenden Bereichs der hybriden Vertikalkoordinaten	m
z_T	Höhe des oberen Modellrands	m
β	Parameter zur Einstellung des Vertikalprofils des Grundzustands im CCLM	K
γ	Rotationswinkel von $\vec{v}_{sek,rot}$	rad
Δs	Horizontale Auflösung	m
ΔT	Zeitliche Auflösung der Antriebsdaten, wie sie zum Antreiben des RCMs vorliegen	s
Δt	Länge des Zeitschritts zur Integration des RCMs	s
η	Hybride Vertikalkoordinate	
η_F	Höhe der Obergrenze des geländefolgenden Bereichs der hybriden Vertikalkoordinaten im hybriden Koordinatensystem	
η_T	Höhe des oberen Modellrands im hybriden Koordinatensystem	
θ	Potentielle Temperatur	K
λ	Geographische Länge im rotierten Koordinatensystem	rad
λ_g^N	Geographische Länge des Nordpols im geographischen Koordinatensystem	rad
λ_g	Geographische Länge im geographischen Koordinatensystem	rad
μ	Standardabweichung der nichtaufgelösten Orographie innerhalb einer Gitterbox	
μ_b	Relaxationskoeffizient	
μ_r	Dämpfungskoeffizient der Rayleigh-Dämpfung	
$\overline{\psi_j}$	Mittel der Größe ψ über alle Objekte in Cluster j	
$\overline{\psi}$	Zeitliches Mittel der Größe ψ	
ρ	Dichte	$\frac{kg}{m^3}$
φ_g^N	Geographische Breite des Nordpols im geographischen Koordinatensystem	rad
φ_g	Geographische Breite im geographischen Koordinatensystem	rad
φ	Geographische Breite im rotierten Koordinatensystem	rad
ψ	Eine Variable	
ψ_{GCM}	Variable im GCM	
ψ_{pri}	Primärer Anteil einer Variablen	
ψ_{RCM}	Variable im RCM	
ψ_{sek}	Sekundärer Anteil einer Variablen	
ψ^*	Vorläufiger Wert einer prognostische Variable nach der Integration aller adiabatischen und diabatischen Prozesse	
ψ^{**}	Wert einer prognostische Variable vor Durchführung der Rayleigh-Dämpfung	

Danksagungen

Hiermit bedanke ich mich bei Prof. Uwe Ulbrich und Prof. Rupert Klein für die Möglichkeit, diese Arbeit im Rahmen des Helmholtz-Kollegs „GeoSim“ zu verfassen. Darüber hinaus bedanke ich mich bei der Helmholtz-Gemeinschaft und dem Helmholtz-Kollegs „GeoSim“ für die Finanzierung dieser Arbeit. Beim Hochschulrechenzentrum der Freien Universität Berlin bedanke ich mich für Möglichkeit, Simulationen mit dem CCLM durchzuführen und der CLM-Community und dem Deutschen Klimarechenzentrum danke ich für die Bereitstellung der dazu notwendigen Daten. Mein herzlicher Dank geht an meine Kollegen am Institut für Meteorologie und in GeoSim, insbesondere Walter Acevedo und Edoardo Mazza, für zahlreiche Diskussionen und motivierende Gespräche. Stefan Weiher danke ich für seine hilfreichen Anmerkungen.

Selbstständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe angefertigt, keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die den benutzten Quellen wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe. Diese Arbeit hat in gleicher oder ähnlicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Ort, Datum

Unterschrift