

# Einfluss der Nestung auf die Ergebnisse meteorologischer Modelle

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Department  
Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Ursula Maria Bungert  
aus  
Trier

Hamburg  
2008

Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften der  
Universität Hamburg

Aufgrund der Gutachten von Prof. Dr. K. Heinke Schlünzen  
und Prof. Dr. Martin Claußen.

Hamburg, den 04.11.2008

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge  
Leiter des Departments für Geowissenschaften

# Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird der Einfluss zeitabhängiger Randwerte bei Ein-Wege-Neustung auf die Modellperformanz der genesteten Simulation betrachtet. Dazu wurde ein vorhandenes Analyseverfahren verbessert, mit dem aus unregelmäßig verteilten Messdaten Antriebsfelder für eine realitätsnahe Simulation erzeugt werden. Unter Nutzung der analysierten Felder und alternativer Antriebsdaten wird untersucht, welches Aktualisierungsintervall der Antriebsfelder notwendig ist, um die zeitliche Entwicklung der Antriebsdaten in einer genesteten Simulation angemessen zu berücksichtigen.

Für die Analyse werden die Messungen entfernungsgewichtet interpoliert. Unterschiedliche Wichtungsfaktoren werden geprüft. Eine mit zunehmender Entfernung exponentielle Abnahme liefert das beste Ergebnis. Dabei muss der Einflussradius, der ein Maß für die räumliche Repräsentativität einer Messung ist, in Bodennähe kleine Werte (etwa 50 km) annehmen, um lokalen Gegebenheiten Rechnung zu tragen. Mit der Höhe kann der Einflussradius auf bis zu 300 km zunehmen.

In den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen wurde das mesoskalige nichthydrostatische Atmosphärenmodell METRAS in verschiedenen Auflösungen verwendet. Eine grob auflösende Simulation liefert dabei für alle Testfälle die Antriebsdaten für die hochaufgelöste Simulation. Die Ausgabeintervalle der grob auflösenden Simulation sind gleich den Aktualisierungsintervallen der hochaufgelösten Simulation. Mit Hilfe eines idealisierten Testfalles („Land-Seewind-Zirkulation“) wird ein Verfahren entwickelt, um die Ausgabeintervalle der grob auflösenden Simulation in Abhängigkeit von den Simulationsergebnissen zeitabhängig zu steuern. Methodisch wird hierfür die zeitliche Änderung auf dem groben Gitter analysiert. Die Untersuchungen zeigen, dass der Absolutbetrag der Beschleunigung nur bedingt zur Bestimmung der Ausgabeintervalle geeignet ist, da die Geschwindigkeitsänderungen insbesondere in der Anfangsphase der Simulation gleichförmig verlaufen. Dies führt zu großen Aktualisierungsintervallen, wodurch sich die Ergebnisgüte der genesteten Simulation verringert. Die Nutzung der charakteristischen Zeit zur Bestimmung des Ausgabeintervalls führt hingegen im Vergleich zu der standardmäßig verwendeten dreistündigen Aktualisierung zu einer Verbesserung der Ergebnisgüte der genesteten Simulation. Dieses Ergebnis wird in einem weiteren idealisierten Fall („Wirbel an einer Polynja“) bestätigt, während in einer realitätsnahen Simulation („Tiefdruckrinne über Europa“) der Einfluss der unsicheren Antriebsdaten offenbar größer ist als der Einfluss der Aktualisierungsintervalle.

Eine Prüfung der vorhandenen Ausgabeintervalle eines vorgegebenen Antriebsdatensatzes zeigt, dass die Nutzung der Korrelation zwischen zeitlich aufeinander folgenden Antriebsfeldern Hinweise auf eine ausreichend häufige Aktualisierung geben kann. Aliasingeffekte lassen sich auf diese Weise jedoch nicht erkennen.

## Abstract

In this work, the influence of time-dependent boundary values on model performance of one-way-nested simulations is investigated. An existing analysis procedure has been improved to generate realistic three-dimensional forcing fields from measurements. Furthermore, the necessary update interval is determined for these or alternative forcing data to represent the temporal development of the large-scale situation in nested simulations.

The measurements are interpolated on a three-dimensional grid. The weighting factor depends on the distance between the measurement station and the model grid point. Tests of different weighting factors show that an exponential decrease with increasing distance yields the best result. The radius of influence which is a measure for the spatial representativity of a measurement has to be small (about 50 km) near the ground to take into account local conditions. The radius of influence can increase with height up to 300 km.

The mesoscale non-hydrostatic model METRAS is used in several case studies in coarse and in high resolution for the simulations performed in this work. The coarse grid simulation yields the forcing data for the nested high-resolution simulation. The time interval in which the coarse grid model writes its results is equal to the update interval of the forcing fields for the high-resolution case. With an idealized case (simulation of land sea breeze), a technique has been developed to control the writing of model results in the coarse grid simulation time-dependent. For this changes on the coarse grid have been analyzed. The absolute value of the acceleration (changes in velocity) leads to very long writing intervals at the beginning of the simulation because of uniform changes in velocity. The resulting large update intervals reduce model performance of the nested simulations. In contrast, the characteristic time of velocity used for determining the update intervals leads to higher model performance compared to the standard three-hours update. This result could be confirmed by another idealized test case (vortex development over a polynya). For the realistic simulation of the meteorological situation in Europa in August 2003, the uncertain forcing fields have a larger impact on the model results than the update intervals.

Tests have shown that the update intervals of a given forcing data set can be tested using the correlation coefficient between subsequent forcing fields. High values for the correlation coefficient mean that the update intervals are sufficiently short to describe the temporal development of the large-scale situation. Aliasing effects can not be identified by calculating the correlation coefficients.

---

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Methoden zur direkten Simulation kleinräumiger Phänomene</b>	<b>6</b>
2.1	Nestung . . . . .	6
2.1.1	Zwei-Wege-Nestung . . . . .	6
2.1.2	Ein-Wege-Nestung . . . . .	7
2.1.3	Nudgingkoeffizienten . . . . .	9
2.1.4	Spektrales Nudging . . . . .	10
2.2	Verfeinerte Gitter . . . . .	11
2.3	Nichtäquidistante Gitter . . . . .	12
2.4	Abschließende Bemerkungen . . . . .	12
<b>3</b>	<b>Modellsystem</b>	<b>14</b>
3.1	Modellgleichungen . . . . .	15
3.1.1	Verwendete Näherungen . . . . .	16
3.1.2	Reynolds-Mittelung der Gleichungen . . . . .	16
3.1.3	Modellgitter . . . . .	17
3.1.4	Verwendete Modellgleichungen . . . . .	17
3.2	Numerische Methoden . . . . .	19
3.3	Parametrisierungen . . . . .	20
3.4	Randbedingungen . . . . .	21
3.5	Nestung . . . . .	22
3.6	Initialisierung . . . . .	25
<b>4</b>	<b>Erzeugung dreidimensionaler Antriebsdaten für METRAS</b>	<b>27</b>
4.1	Allgemeines zur Datenanalyse . . . . .	27
4.2	Horizontalinterpolation . . . . .	30
4.3	Vertikalinterpolation . . . . .	33
4.4	Ergebnisse der Interpolation . . . . .	34
4.4.1	Bodenkarten . . . . .	34
4.4.2	Höhenkarten . . . . .	37
4.4.3	Wassertemperatur . . . . .	43
4.5	Diskussion der Analyseverfahren . . . . .	44

---

<b>5</b>	<b>Ergebniskontrollierte Ausgabe</b>	<b>49</b>
5.1	Land-Seewind-Zirkulation als Beispiel zur Entwicklung der Modell kontrollierten Steuerung des Ausgabeintervalls . . . . .	50
5.2	Herleitung einer ergebniskontrollierten Ausgabe . . . . .	53
5.2.1	Maximales und minimales Ausgabeintervall . . . . .	53
5.2.2	Beschleunigungen zur Steuerung des Ausgabeintervalls . . . . .	54
5.2.3	Charakteristische Zeiten zur Steuerung des Ausgabeintervalls . . . . .	57
5.3	Ergebnisse unter Verwendung der Beschleunigungen . . . . .	59
5.4	Ergebnisse unter Verwendung der charakteristischen Zeit . . . . .	64
5.5	Vorhersage der notwendigen Aktualisierungsintervalle . . . . .	66
<b>6</b>	<b>Anwendung der ergebniskontrollierten Ausgabe</b>	<b>69</b>
6.1	Wirbel an einer Polynja . . . . .	70
6.1.1	Referenzsimulation . . . . .	72
6.1.2	Effekt der Auflösung . . . . .	73
6.1.3	Ausgabeintervalle . . . . .	77
6.1.4	Ergebnisse der Nestung mit unterschiedlichen Aktualisierungsintervallen . . . . .	78
6.1.5	Quantitative Beurteilung der Ergebnishüte . . . . .	80
6.1.6	Vorhersage der erforderlichen Aktualisierungsintervalle . . . . .	84
6.2	Tiefdruckrinne über Europa . . . . .	88
6.2.1	Entwicklung der meteorologischen Situation . . . . .	90
6.2.2	Effekt der Auflösung . . . . .	93
6.2.3	Aktualisierungsintervalle . . . . .	98
6.2.4	Ergebnisse der genesteten Simulationen . . . . .	101
6.2.5	Beurteilung der Ergebnishüte . . . . .	105
6.2.6	Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messungen . . . . .	108
6.3	Diskussion . . . . .	111
<b>7</b>	<b>Schlussbemerkungen</b>	<b>116</b>
<b>A</b>	<b>Interpolation von Modellergebnissen auf ein feineres Gitter</b>	<b>124</b>
	<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>126</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>129</b>

# 1 Einleitung

Atmosphärische Prozesse lassen sich anhand ihrer räumlichen und zeitlichen Ausdehnung unterschiedlichen Skalen zuordnen: angefangen bei mikroskaliger Turbulenz mit einer typischen Längenskala von wenigen Zentimetern und einer charakteristischen Zeit von wenigen Sekunden bis hin zu planetaren Wellen, die sich über zehntausende von Kilometern erstrecken und eine Lebensdauer von mehreren Monaten aufweisen (Abbildung 1.1). In der Realität lassen sich die Skalen jedoch nicht voneinander abgrenzen, da die Phänomene nicht unabhängig voneinander existieren. Vielmehr sind atmosphärische Vorgänge immer ein Zusammenspiel aus großskaliger Situation und kleinskaligen Effekten. Beispielhaft sei ein Tiefdruckgebiet genannt, das sich aufgrund von Instabilität in der Nähe barokliner Wellen entwickelt und von diesen gesteuert wird, während Fronten, die in das Tief eingelagert sind, konvektive Prozesse bewirken.

Da Modelle aufgrund der verwendeten Näherungen und Parametrisierungen nur einen Ausschnitt der räumlichen und zeitlichen Skala direkt berechnen können, in der Realität aber Prozesse unterschiedlicher Skalen miteinander wechselwirken, muss dies bei der Modellbildung berücksichtigt werden. Solange an den kleinskaligen Prozessen selbst kein Interesse besteht, werden subskalige Prozesse, die im Modell nicht aufgelöst werden können, parametrisiert, um ihre Wirkung auf die aufgelösten Phänomene zu beschreiben.

Zahlreiche mesoskalige Vorgänge in der Atmosphäre werden durch topographische Gegebenheiten ausgelöst, wie Land-Seewind- oder Berg-Talwind-Zirkulation sowie allgemein Um- oder Überströmungen komplexer Orographie. Für die Simulation dieser Prozesse ist eine hohe Auflösung notwendig. Nur in hoher Auflösung können starke Änderungen in der Oberflächenbeschaffenheit und steile Orographie realitätsnah dargestellt werden, um die durch die Oberflächencharakteristika hervorgerufenen atmosphärischen Prozesse realitätsnah simulieren zu können (Soriano et al., 2001). Simulationen von McGregor und Walsh (1993) haben gezeigt, dass die Interpolation einer ursprünglich grob aufgelösten Topographie auf ein feineres Gitter noch keine signifikante Verbesserung der Simulationsergebnisse mit sich bringt. Erst wenn die Topographie selbst in hoher Auflösung wiedergegeben wird, werden deutlich bessere Simulationsergebnisse erreicht, insbesondere für den Niederschlag (McGregor und Walsh, 1993). Neuere Studien kommen zu

dem Ergebnis, dass eine höhere Auflösung in (regionalen) Klimamodellen nicht automatisch zu einem Mehrwert in den Simulationsergebnissen führt (Prömmel, 2008). In den dort beschriebenen Untersuchungen wird eine hochaufgelöste Klimasimulation mit dem regionalen Klimamodell REMO in ERA40-Reanalysen genestet, um das Klima in den Alpen in der Zeit von 1958 bis 1998 zu simulieren. Dabei hat sich gezeigt, dass der Mehrwert der höheren Auflösung bei der Simulation von Tages- und Monatsmittelwerten der Temperatur abhängig von Jahreszeit und der betrachteten Region ist (Prömmel, 2008). Insbesondere wurde die Temperatur nur in dem Teilgebiet der inneren Alpen mit komplexer Orographie bei Verwendung der hohen Auflösung realistischer wiedergegeben. Im Alpenrandbereich und den umliegenden Regionen konnte hingegen kein Mehrwert der höheren Auflösung gefunden werden (Prömmel, 2008).

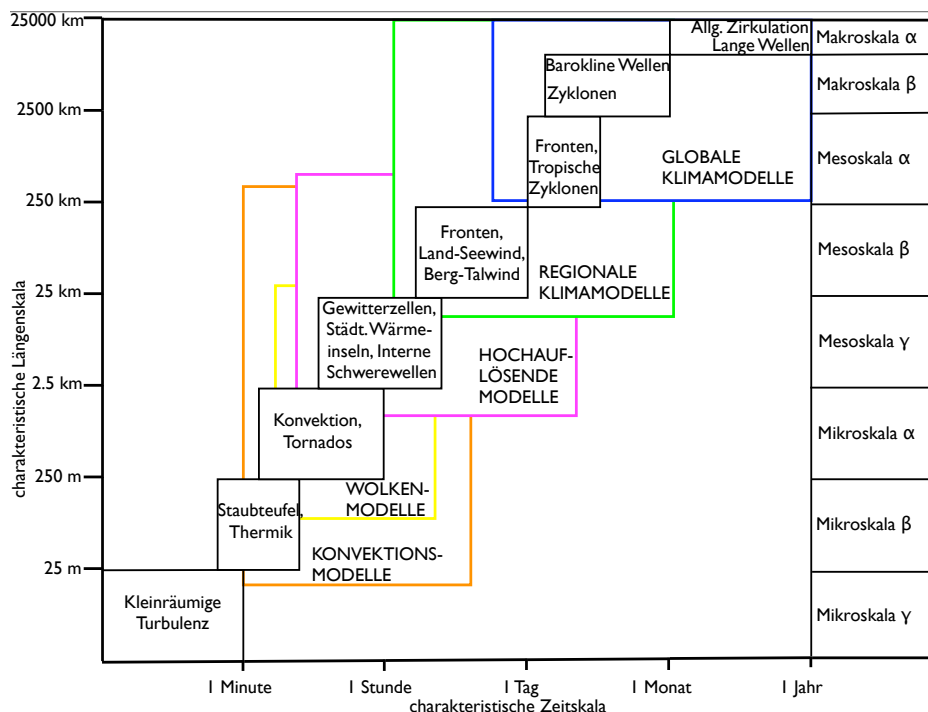


Abbildung 1.1: Einteilung der atmosphärischen Phänomene (schwarze Rahmen) in unterschiedliche Skalenbereiche sowie Zugehörigkeit numerischer Modelle (farbige Rahmen) zu unterschiedlichen Skalenbereichen. Abbildung nach Orlanski (1975), Schlünzen (1996).

Sollen kleinräumige und großskalige Phänomene gleichermaßen in der Simulation direkt berechnet werden können, muss das Modellgebiet groß genug sein, um die großskalige Situation zu erfassen, und gleichzeitig die Auflösung hoch genug sein, um die kleinräumigen Phänomene direkt simulieren zu können. Bei dieser Vorgehensweise sind jedoch hohe Rechner- und Speicherkapazitäten erforderlich. Dies kann vermieden werden, indem nur das Gebiet, das für die Untersuchungen von



---

Interesse ist, beziehungsweise in dem für die Modelllösung relevante kleinräumige Prozesse erwartet werden, hochaufgelöst gerechnet wird, während die großskalige Situation durch die Wahl geeigneter Randwerte in die Simulation eingeht (Clark und Farley, 1984).

Die großskalige Situation ist geprägt von Systemen, die sich unterschiedlich schnell entwickeln oder verlagern. Werden bei einer sich schnell verändernden großräumigen Situation feste Randwerte verwendet, kann dies zu einer schnellen Verschlechterung der Ergebnisgüte führen (Waldron et al., 1996). Dieser Effekt wird umso bedeutender, je stärker die Situation von großskaligen Phänomenen dominiert wird (Stauffer und Seaman, 1990).

Zur direkten Simulation kleinräumiger Phänomene stehen verschiedene Methoden zur Verfügung und werden in der numerischen Modellierung angewendet: Ein- und Zwei-Wege-Nestung oder spektrales Nudging (Abbildung 2.1), die Verwendung eines verfeinerten (Abbildung 2.2a) oder eines nichtäquidistanten Gitters (Abbildung 2.2b). Die Unterschiede liegen dabei nicht nur in der Vorgehensweise selbst, sondern auch in den Anwendungsmöglichkeiten: Wirken nur großskalige Prozesse auf die in sie eingelagerten kleinskaligen Vorgänge, ist die Verwendung von Ein-Wege-Nestung oder spektralem Nudging ausreichend und sinnvoll, da diese Verfahren bezüglich des Rechenzeitaufwandes günstig sind. Ist jedoch eine Rückkopplung von der kleinen auf die große Skala zu erwarten, wie beispielsweise bei der Entstehung und Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen, sollte diese Rückkopplung auch durch Verwendung eines verfeinerten Gitters oder durch Zwei-Wege-Nestung berücksichtigt werden.

Bei genesteten Simulationen ist die Vorgabe der Randwerte von großer Bedeutung für die Modellergebnisse im höher aufgelösten Modellgebiet. Fehler in den Randwerten entstehen zum einen durch Fehler in der grob auflösenden Simulation, aber auch durch die notwendige räumliche und zeitliche Interpolation. Diese ist erforderlich, um die Felder als Antriebsdaten für eine hochaufgelöste Simulation verwenden zu können. Fehler in den Randwerten können sich während der Vorhersagezeit in das Modellgebiet hinein ausbreiten und die dadurch entstehenden Störungen können im Extremfall den Effekt der höheren Auflösung zunichte machen (Warner et al., 1997). Lenz et al. (2000) finden, dass die Art der Vorgabe der meteorologischen Randwerte die vorhergesagten Konzentrationswerte im Modellgebiet stärker beeinflusst als die am Rand vorgegebenen Konzentrationswerte. Waldron et al. (1996) schreiben der Wahl des antreibenden Modells eine größere Bedeutung zu als der Methode zur direkten Simulation kleinräumiger Phänomene.

Der Forderung nach möglichst realistischen Randwerten wird in dieser Arbeit auf zwei unterschiedlichen Wegen Rechnung getragen. Zum einen wurde ein Verfahren zur automatischen Analyse von Stationsmessungen verbessert (Kapitel 4), da sich in der Vergangenheit gezeigt hat, dass die erzeugten Antriebsfelder nicht

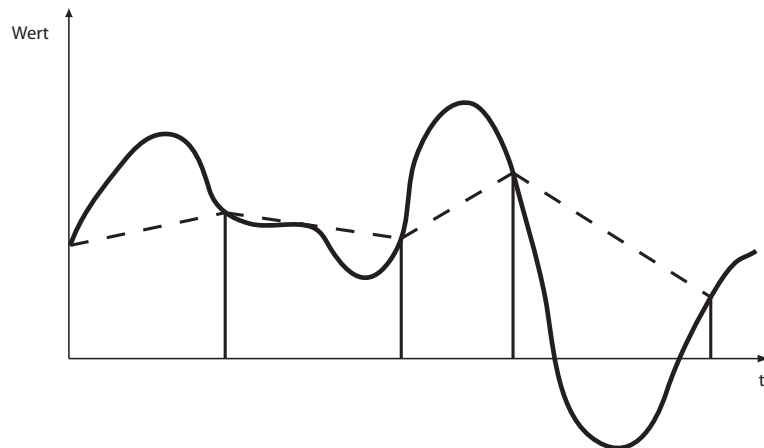


Abbildung 1.2: *Änderungen von Werten am Rand (durchgezogene Linie). Die senkrechten Linien zeigen die Aktualisierungszeitpunkte der Größe, die gestrichelte Linie den daraus abgeleiteten Verlauf der Randwerte bei linearer Interpolation.*

realitätsnah genug waren. Zum anderen ist der Einfluss des Zeitintervalls untersucht worden, in dem Randwerte aktualisiert werden. Gegenwärtig ist es in den Modellen so, dass die Antriebswerte zwischen zwei in einem festen Zeitintervall aufeinander folgenden Datensätzen zeitlich linear interpoliert werden (Miyakoda und Rosati, 1977; Caya und Laprise, 1999; Juang und Hong, 2001; Denis et al., 2003). Durch ein zu großes Zeitintervall werden möglicherweise schnelle Änderungen in den Antriebsfeldern nur abgeschwächt berücksichtigt (Abbildung 1.2), es kommt zum so genannten Aliasing-Effekt. Dies ist ein aus der Signalverarbeitung bekanntes Phänomen, bei dem durch eine zu geringe Abtastfrequenz eines Signals dieses stark verfälscht wird. Eine zu häufige Aktualisierung der Antriebsdaten hingegen kann die kleinskalige Lösung unterdrücken.

In der Literatur finden sich nur sehr wenige Hinweise darauf, in welchen Zeitintervallen die Antriebsdaten aktualisiert werden sollten. Denis et al. (2003) haben für ein regionales Klimamodell Untersuchungen zu dieser Frage durchgeführt. Ein Zeitintervall von drei Stunden führt im Vergleich zu einer sechs- oder zwölfstündigen Aktualisierung zu einer deutlichen Verbesserung der Simulationsergebnisse, insbesondere für den Niederschlag. Wegen möglicher Fehler bei der Interpolation erwarten Denis et al. (2003) bei einer noch höheren update-Frequenz keine weitere Verbesserung der Simulationsergebnisse. Eine Aktualisierung alle sechs Stunden oder noch seltener ist für die numerische Wettervorhersage nicht mehr ausreichend, da synoptische Systeme nicht mehr realistisch erfasst werden können (Denis et al., 2003; McGregor und Walsh, 1993). Der Deutsche Wetterdienst verwendet aktuell bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km ein Aktualisierungsintervall von einer Stunde, eine noch häufigere Aktualisierung wird für die Zukunft erwogen.

---

Für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen zur Aktualisierungshäufigkeit der Randwerte wird das mesoskalige nichthydrostatische Atmosphärenmodell METRAS verwendet. Da METRAS in den hier durchgeführten Simulationen sowohl die Antriebsdaten für die hochaufgelösten Simulationen erzeugt, als auch für die hochaufgelöste Simulation selbst verwendet wird, wird es möglich, die Aktualisierungsintervalle der Antriebsdaten über die Ausgabeintervalle der Modellergebnisse in der grob auflösenden Simulation zu kontrollieren. Untersuchungen werden mit konstanten, aber unterschiedlich langen Intervallen durchgeführt und der Einfluss der Intervalllänge auf die Güte der Lösung abgeschätzt. Darüber hinaus werden einfach zu handhabende Schätzmethode entwickelt, mit Hilfe derer die notwendigen Aktualisierungsintervalle in Abhängigkeit der Simulationsergebnisse festgelegt werden. Die Methoden sollen dazu dienen, eine möglichst gute Näherung der nichtlinearen Prozesse durch linearisierte Abschnitte zu ermöglichen. Eine hohe zeitliche Auflösung der Randwerte soll nur dann genutzt werden, wenn die großskalige Situation sich sehr schnell ändert. Ansonsten werden größere Aktualisierungsintervalle gewählt.

Ausgehend von einer Beschreibung der verschiedenen Methoden, die aktuell in der numerischen Modellierung zur Simulation kleinräumiger Phänomene verwendet werden (Kapitel 2), beschreibt diese Arbeit in Kapitel 3 das mesoskalige Transport- und Strömungsmodell METRAS mit der im Modell genutzten Ein-Wege-Nestung. In Kapitel 4 wird das weiter entwickelte Analyseverfahren zur Erzeugung dreidimensionaler Antriebsfelder für METRAS beschrieben und unterschiedliche Verfahren zur Datenanalyse geprüft, um dasjenige zu identifizieren, das die realistischsten Randwerte liefert. Das hier neu entwickelte Verfahren zur automatischen, Ergebnis kontrollierten Ausgabesteuerung wird in Kapitel 5 beschrieben. Die Methode wird anhand eines einfachen, aber hinsichtlich der Komplexität der relevanten Prozesse sehr geeigneten Testfalles justiert (Kapitel 5), der Land-Seewind-Zirkulation: An einer bergigen Küste entsteht eine zeitabhängig sich verlagernde Front, in der Wolkenbildung und Niederschlag zusätzlich die Modellergebnisse beeinflussen. In Kapitel 6 wird die entwickelte Ausgabesteuerung an zwei weiteren Testfällen auf ihre Allgemeingültigkeit überprüft: die Entwicklung eines zyklonalen Wirbels an einer Polynja, sowie eine meteorologische Situation in Europa Ende August 2003. Diese Situationen unterscheiden sich hinsichtlich ihrer räumlichen und zeitlichen Ausdehnung sowie in den sie steuernden Mechanismen, sowohl untereinander als auch von dem Adjustierungsfall in Kapitel 5. Die Ergebnisse der Arbeit werden in Kapitel 7 zusammengefasst und ein Ausblick auf mögliche weiterführende Arbeiten gegeben.

## 2 Methoden zur direkten Simulation kleinräumiger Phänomene

Zur direkten Simulation kleinräumiger Phänomene bei gleichzeitiger Berücksichtigung der großskaligen Einflüsse werden am häufigsten die folgenden Methoden angewendet: Nestung von Modellen (Abschnitt 2.1), verfeinerte Gitter (Abschnitt 2.2), sowie nichtäquidistante Gitter (Abschnitt 2.3). Jede dieser Methoden hat Vor- und Nachteile, die je nach beabsichtigter Anwendung ihre Nutzung in der Vorhersage mehr oder weniger sinnvoll erscheinen lassen.

### 2.1 Nestung

Bei der klassischen Nestung werden einem hochaufgelösten Gitter zeitabhängige Randwerte aus Analysen oder einer Simulation auf einem gröber auflösenden Gitter übergeben. Bei Ein-Wege-Nestung (Abbildung 2.1a) geschehen die Simulationen auf beiden Gittern getrennt voneinander, eine Rückgabe der hochaufgelösten Lösung an das antreibende Modell findet nicht statt. Deshalb kann die Simulation auf dem grob auflösenden Gitter vollständig abgeschlossen sein, bevor die hochaufgelöste Simulation startet. Bei Zwei-Wege-Nestung (Abbildung 2.1b) hingegen wird die hochaufgelöste Lösung an die Simulation auf dem groben Gitter zurückgegeben. In diesem Fall finden die beiden Simulationen auf getrennten Gittern, aber zeitlich parallel statt.

#### 2.1.1 Zwei-Wege-Nestung

In der Literatur wurde bisher die Frage nicht eindeutig beantwortet, ob Zwei-Wege-Nestung bessere Ergebnisse liefert als Ein-Wege-Nestung. Zudem ist zu bedenken, dass der interaktive Austausch der meteorologischen Felder bei Zwei-Wege-Nestung zusätzliche Rechenzeit erfordert, ein Mehraufwand, der nur durch eine Verbesserung der Ergebnisgüte gerechtfertigt werden kann. Die Wahl der

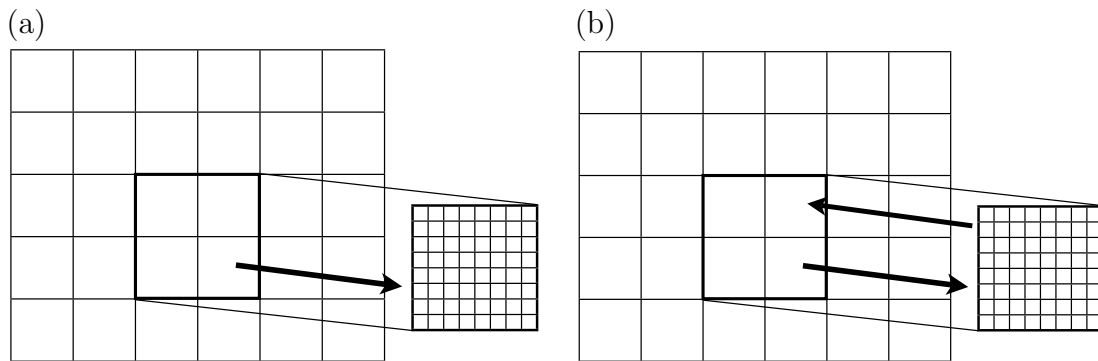


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Ein-Wege-Nestung (a) und der Zwei-Wege-Nestung (b). Die Pfeile beschreiben die Richtung des Datenaustausches zwischen grob und fein auflösendem Gitter.

Nestungsmethode hängt von der zu simulierenden Situation ab (Kurihara et al., 1979): Bei der Simulation mesoskaliger Phänomene innerhalb des genesteten Gebietes, die eine starke Rückkopplung mit der großskaligen Situation aufweisen, wie beispielsweise tropische Wirbelstürme, ist Zwei-Wege-Nestung zu bevorzugen (Phillips und Shukla, 1973; Anthes, 1983). Bei der Simulation von Phänomenen mit geringen Auswirkungen auf die synoptische Skala reicht Ein-Wege-Nestung aus, und die zusätzliche Rechenzeit für die Rückgabe der hoch aufgelösten Lösung kann eingespart werden (Koch und McQueen, 1987). Soriano et al. (2001) haben in vergleichenden Simulationen festgestellt, dass in großskalig dominierten Situationen Zwei-Wege-Nestung im Vergleich zu Ein-Wege-Nestung zu schlechteren Ergebnissen führt.

Bei Verwendung einer Zwei-Wege-Nestung müssen nicht nur die Ergebnisse der grob aufgelösten Simulation auf das feine Gitter interpoliert werden, sondern die hoch aufgelöste Lösung muss auch wieder passend aggregiert werden (Kurihara et al., 1979). Zur Vermeidung von Fehlern aufgrund des gewählten Interpolationsverfahrens sollte dieses bei Zwei-Wege-Nestung reversibel sein (Kurihara et al., 1979; Clark und Farley, 1984). Kurihara et al. (1979) schlagen außerdem vor, die Grenzen, an denen die Werte übergeben werden, räumlich von den eigentlichen Gittergrenzen zu trennen. Simulationen haben gezeigt, dass die Zwei-Wege-Nestung auf diese Weise funktioniert, sofern eine Welle im grob auflösenden Gebiet von mindestens sechs Gitterpunkten aufgelöst wird (Kurihara et al., 1979), wobei sich die Gitterweiten um einen Faktor zwei unterscheiden.

### 2.1.2 Ein-Wege-Nestung

In vielen Fällen liefert Ein-Wege-Nestung ein rauschärmeres Simulationsergebnis, da kurze Wellen, die das hoch aufgelöste Gebiet verlassen, von dem umgebenden

Gebiet aufgrund der geringeren Auflösung nicht aufgelöst werden und Störungen verursachen können (Sundström und Elvius, 1979). Das Verhältnis der Gitterweiten entscheidet über das Verhältnis der Phasengeschwindigkeiten in beiden Gebietsteilen (Schröder, 2007). Störungen durch zu stark unterschiedliche Phasengeschwindigkeiten können durch die Wahl des Auflösungsverhältnisses vermieden werden (Koch und McQueen, 1987). Typische Verhältnisse zwischen den verwendeten Gitterweiten liegen zwischen 3 und 5 (Schröder, 2007).

Ein-Wege-Nestung kann auf verschiedene Weise realisiert werden. Die gebräuchlichsten Methoden sind Relaxation oder Nudging, also heranziehen der hochaufgelösten Lösung an die zeitabhängigen Randwerte (Davies, 1976) und die Verwendung einer erweiterten Strahlungsrandbedingung (Orlanski, 1976; Carpenter, 1982). Kunz und Moussiopoulos (1997) vergleichen die Relaxation und die erweiterte Strahlungsrandbedingung für eine Windsimulation in Athen. Sie kommen zu dem Schluss, dass das Nudging zwar zu einer schnelleren Reaktion der genesteten Simulation auf Änderungen in den Randwerten führt, aber auch eher zu Oszillationen am Rand neigt. Bei diesem Ergebnis muss jedoch berücksichtigt werden, dass sie direkt am Rand den Wert 1 für den Nudgingkoeffizienten verwenden, der Antrieb also sehr stark ist. Dies ist möglicherweise auch die Ursache für Instabilitäten, die Kunz und Moussiopoulos (1997) in ihren Ergebnissen aufgrund von Nudging der Temperaturfelder festgestellt haben.

Bei Verwendung der Nudgingmethode nach Davies (1976) werden kleinskalige Phänomene in Randnähe gedämpft. Daher ist es notwendig, das genestete Gebiet nicht zu klein zu wählen, damit sich im Inneren kleinskalige Prozesse frei entwickeln können. So zeigen Sensitivitätsstudien von Jacob und Podzun (1997) mit unterschiedlich großen Modellgebieten, dass sich ein kleinskaliges Tiefdruckgebiet nur in dem größeren Gebiet bildet, das eine Ausdehnung von  $181 \times 129$  Gitterpunkten hat (gegenüber  $81 \times 91$  Gitterpunkten, die Auflösung ist mit  $0.5^\circ$  in beiden Fällen gleich). Wegen der zu geringen Auflösung fehlt das kleinskalige Tief in der antreibenden Simulation, und die Simulation in dem kleineren der beiden Nests wird zu stark von den Randwerten beeinflusst, um die kleinskaligen Strukturen zu erzeugen. Auch Warner et al. (1997) empfehlen eine möglichst große Entfernung des interessierenden Gebietes von den Rändern. Der Oberflächenantrieb reagiert sehr sensitiv auf die Entfernung zum Rand, und bei zu geringem Abstand wird der Antrieb bei einer lokal dominierten Situation unterschätzt. Eine Abschätzung über die empfohlene Entfernung des interessierenden Gebietes zum Rand beruht auf der Geschwindigkeit, mit der Fehler von den Rändern her in das Gebietsinnere hineinziehen können. So wird erwartet, dass die Geschwindigkeit in niederen Breiten, im Sommer auch in mittleren Breiten allgemein geringer ist, da barotrope Bedingungen vorherrschen und der Fluss über die Ränder insgesamt schwächer ist, so dass in diesen Fällen zum einen eine Verlängerung der Vorhersagezeit erreicht werden kann und zum anderen muss das Modellgebiet nicht sehr viel größer sein als das interessierende Gebiet (Warner et al., 1997). Generell

sollten die Ränder eines genesteten Gebietes nicht so platziert sein, dass in ihrer Nähe ein starker lokaler Antrieb aufgrund komplexer Orographie oder starker Konvektion zu erwarten ist, da die dazugehörigen starken Gradienten und Beschleunigungen nur schwer in den Randbedingungen wiederzugeben sind (Warner et al., 1997).

Ein Nachteil der Nudgingmethode nach Davies (1976) liegt in der fehlenden Unterscheidung in Ein- und Ausströmrand (Gustafsson et al., 1998). Laut Koch und McQueen (1987) ist Relaxation nur am Einströmrand sinnvoll. Generell sollte jedoch die Behandlung der Randwerte nicht von der Windrichtung abhängig sein. Dies führt insbesondere dann zu Schwierigkeiten, wenn ein Rand sowohl Ein- als auch Ausströmrand ist (Koch und McQueen, 1987). Randparallele Strömungen werden überdies ungleichmäßig unterdrückt. Schwierig bei Ein-Wege-Nestung ist zudem, dass sich mit wachsender Simulationszeit die Lösung der hochaufgelösten Simulation von der großskaligen Situation entfernen kann.

### 2.1.3 Nudgingkoeffizienten

Ein entscheidender Faktor für den Erfolg der Nestung ist die Wahl des Nudgingkoeffizienten, da dieser angibt, wie stark die genestete Simulation gedämpft und an die Antriebsdaten herangezogen wird. Die Zeitskala, auf der die hoch aufgelöste Simulation an die Antriebsdaten herangezogen wird, sollte von dem Abstand zum Rand abhängen, da die Verwendung eines räumlich konstanten Koeffizienten eine sehr breite Relaxationszone erforderlich macht (Davies, 1983). Da die genestete Simulation durch zeitabhängige Randwerte angetrieben wird, muss das Nudging direkt am Rand am stärksten sein. Aber auch dort sollte die Zeitskala größer sein als die charakteristische Zeit des langsamsten physikalischen Prozesses im Modell (Stauffer und Seaman, 1990). Typische Werte für den Nudgingkoeffizienten liegen zwischen  $10^{-3}$  und  $10^{-4}$  (Stauffer und Seaman, 1990). Zu starker Antrieb unterdrückt die kleinskalige Lösung zu stark, bei zu schwachem Antrieb hingegen kann es zu unkontrolliertem Fehlerwachstum im Modellgebiet kommen (Stauffer und Seaman, 1990).

Einige Autoren wie beispielsweise Weaver et al. (2002) verwenden zentrales Nudging, um den Einfluss der großskaligen Situation auf das gesamte Nest auszudehnen. Diese Vorgehensweise gleicht in gewisser Weise dem weiter unten beschriebenen spektralen Nudging. Bei zentralem Nudging wirkt im gesamten Modellgebiet ein großskaliger Antrieb, wenn auch im Gebietsinneren deutlich schwächer als am Rand. Dies führt zu einem größeren Einfluss der großskaligen Situation auf die gesamte Lösung, im Gegenzug wird die mesoskalige Zirkulation im Gebietsinneren jedoch stark unterdrückt (Weaver et al., 2002).

### 2.1.4 Spektrales Nudging

Auch beim spektralen Nudging wird eine Simulation zu zeitabhängigen Randwerten hingezogen. Der Begriff „Randwerte“ bezieht sich jedoch in diesem Fall auf den Spektralraum (von Storch et al., 2000). Der Nudgingkoeffizient ist hier abhängig von der Skala des Phänomens: Während die großskaligen Prozesse stark forciert werden, soll das genestete Modell die kleinskaligen Vorgänge frei erzeugen können. Aus diesem Grund wird auch in der Regel ein höhenabhängiger Nudgingkoeffizient gewählt, da kleinskalige Muster häufig das Ergebnis einer Wechselwirkung zwischen der großskaligen Strömung und kleinskaligen geographischen Mustern wie Orographie und Landnutzung sind, so dass der kleinskalige Antrieb des Bodens nicht überlagert werden soll (von Storch et al., 2000). Damit wird erreicht, dass ein Regionalmodell nicht nur die vorgegebenen Randbedingungen erfüllt, sondern es ist außerdem in der Lage, auch im Modellinneren den großskaligen Zustand wiederzugeben, der von kleinskaligen Prozessen überlagert wird (von Storch et al., 2000). Hierin liegt ein Vorteil des spektralen Nudgings gegenüber dem oben erwähnten zentralen Nudging, da die großskalige Situation möglicherweise von dem gröber auflösenden Modell besser wiedergegeben wird, während das Nest diese nur unzureichend simuliert (Waldron et al., 1996). Bei spektralem Nudging werden im genesteten Gebiet Fehler in der Simulation der großskaligen Situation vermieden.

Ergebnisse genesteter Simulationen sollten weitgehend unabhängig von der Lage und Größe des Nests sein, da im anderen Fall die Qualität der Simulation selbst in Frage gestellt werden kann (Miguez-Macho et al., 2004). Zur Reduzierung dieser Abhängigkeit und zur Vermeidung von Inkonsistenzen zwischen der Lösung auf dem genesteten Gebiet und den Randwerten schlagen Miguez-Macho et al. (2004) spektrales Nudging vor. Das genestete Modell wird auf diese Weise nicht durch Fehler in den Randwerten, die durch räumliche und zeitliche Interpolation entstanden sind, in seiner Simulation beeinträchtigt, sondern es kann die kurzen Wellen auf der Basis einer realistischen Wiedergabe der großen Skalen frei entwickeln (Miguez-Macho et al., 2004).

Ungeeignet ist das Verfahren des spektralen Nudgings in Situationen, in denen eine interaktive Kopplung zwischen Phänomenen unterschiedlicher Skalen zu erwarten ist wie bei der Entstehung und Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen (von Storch et al., 2000), da bei diesem Verfahren gerade die Wechselwirkung zwischen den Skalen unterdrückt wird.

Von Meinke et al. (2006) werden zwei Situationen identifiziert, in denen spektrales Nudging eine bedeutende Verbesserung der Simulationsergebnisse im Vergleich zum Davies-Nudging liefert: Bei einer blockierenden Hochdrucklage, wenn das Geschehen im hochaufgelösten Teilgebiet sich weitgehend unabhängig von der großskaligen Situation entwickeln kann (Denis et al., 2003), sowie bei schnellen Änderungen der großskaligen Situation, da das Nest schneller reagiert als wenn es



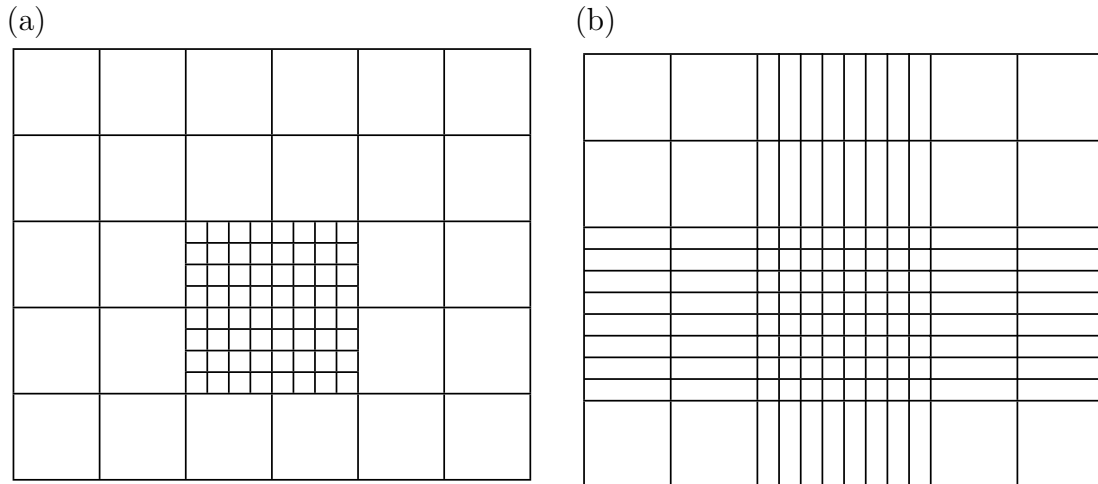


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung eines lokal verfeinerten Gitters (a) und eines nichtäquidistanten Gitters (b).

nur vom Rand her forciert wird (Meinke et al., 2006). Möglicherweise können hier auch mit Davies-Nudging und einer höheren update-Frequenz bessere Ergebnisse erzielt werden.

## 2.2 Verfeinerte Gitter

Eine Sonderform der Zwei-Wege-Nestung stellt die Gitterverfeinerung dar: Anstelle von zwei getrennten Gittern unterschiedlicher Auflösung wird ein einziges Gebiet verwendet, das unterschiedliche Auflösungen vereint (Abbildung 2.2a). Dadurch wird ermöglicht, dass im verfeinerten Bereich simulierte kleinskalige Prozesse einschließlich ihrer Wechselwirkungen mit der großskaligen Situation gleichzeitig simuliert werden können. Dynamische Gitterverfeinerung bedeutet, dass sich Größe, Form, Position, Anzahl und Auflösung der höher auflösenden Teilgitter an dem zu untersuchenden Phänomen orientieren. Hierin liegt ein großer Vorteil gegenüber Zwei-Wege-Nestung mit einem ortsfesten Gitter (Skamarock und Klemp, 1993) und auch gegenüber einem nichtäquidistanten Gitter.

Bei der dynamischen Gitterverfeinerung wird unterschieden zwischen lokaler und globaler Verfeinerung: Bei globaler Gitterverfeinerung bleibt die Anzahl der Gitterpunkte konstant, sie werden lediglich umverteilt, wenn in einem Teil des Modellgebietes eine höhere Auflösung erforderlich wird (Sündermann, 1990). Der Vorteil liegt darin, dass es keine abrupten Auflösungs sprünge im Modellgebiet gibt. Eine höhere Auflösung in einem Teil des Gebietes bedeutet jedoch, dass die Auflösung in einem anderen Teil verringert werden muss. Neben dem verhältnismäßig hohen Rechenaufwand stellt dies den größten Nachteil dieses Verfahrens

dar (Skamarock und Klemp, 1993). Bei lokaler Verfeinerung hingegen treten von einem Gitterpunkt zum nächsten abrupte Änderungen der Auflösung auf, die aufgrund der unterschiedlichen numerischen Diffusion zu Störungen führen können. In diesem Fall sind robuste numerische Verfahren notwendig (Waldron et al., 1996; Schröder et al., 2006), um Störungen und Reflexionen an den internen Rändern zu vermeiden.

## 2.3 Nichtäquidistante Gitter

Wie bei verfeinerten Gittern wird auch bei Verwendung eines horizontal nichtäquidistanten Gitters eine Simulation auf einem einzigen Gitter durchgeführt (Abbildung 2.2b). Diese Simulation enthält wie bei einem verfeinerten Gitter Prozesse unterschiedlicher Skalen. In der Regel wird das Gitter so gewählt, dass der hochaufgelöste Bereich sich dort befindet, wo aufgrund steiler Orographie oder scharfen Grenzen zwischen unterschiedlichen Landoberflächen lokale Effekte erwartet werden, wie beispielsweise für die Simulation von Strömungsfeldern an steil aufragenden Inseln (Niemeier und Schlünzen, 1993), Niederschlag in Gebirgsregionen oder für die Simulation einer Land-Seewind-Zirkulation mit hoher Auflösung unmittelbar an der Küste und geringerer Auflösung im übrigen Gebiet (Schlünzen, 1990). Vertikal nichtäquidistante Gitter mit hoher Auflösung in Bodennähe und mit der Höhe zunehmender Gitterweite werden häufig verwendet, um Grenzschichtprozesse in hoher Auflösung zu simulieren (Schröder, 2007).

Im Rahmen dieser Arbeit durchgeführte Tests haben gezeigt, dass bei einem nichtäquidistanten Gitters die Verwendung herkömmlicher numerischer Verfahren (vgl. Abschnitt 3.2) nicht zu einer Verminderung der Ergebnisgüte führt. Dagegen erzeugen jedoch durch die Verfeinerung bedingte langgestreckte Gitterzellen künstliche Strömungsmuster, da das Modellgebiet von unsymmetrischer Orographie und Landnutzung charakterisiert wird. Weitere Simulationen wurden mit gefilterter Orographie und Landnutzung durchgeführt, um diesen Effekt zu verringern. Dabei hat sich gezeigt, dass der Einfluss der Orographie auf die simulierten Strömungsmuster wesentlich größer ist als der Einfluss der Landnutzung. Ursache hierfür ist das verwendete Flussmittelungsverfahren (vgl. Abschnitt 3.3), bei dem die bodennahen turbulenten Flüsse als flächengewichtetes Mittel aus den einzelnen Flächenanteilen in einer Gitterzelle berechnet werden, und zwar unabhängig von der Form der Gitterzelle.

## 2.4 Abschließende Bemerkungen

Jede der vorgestellten Methoden zur direkten Simulation kleinräumiger Prozesse bei gleichzeitiger Berücksichtigung der großskaligen Situation hat Vor- und Nach-

teile und ist für eine bestimmte zu simulierende Situation besser oder schlechter geeignet als ein anderes Verfahren. Im Modell METRAS ist gegenwärtig Ein-Wege-Nestung implementiert, und Schröder (2007) hat die Möglichkeit, mehrere Gitter unterschiedlicher Auflösung (verfeinerte Gitter) in einer Simulation zu verwenden, in METRAS eingeführt und erfolgreich getestet.

Für die Fragestellung dieser Arbeit ist Ein-Wege-Nestung das geeignete Verfahren, denn nur in diesem Fall ist eine Untersuchung, wie häufig die Antriebsdaten aktualisiert werden müssen, von Bedeutung. Während bei verfeinerten und nichtäquidistanten Gittern die Simulation auf einem einzigen Gitter stattfindet und die Frage nach der Aktualisierung der großskaligen Werte hinfällig ist, findet auch bei Zwei-Wege-Nestung in der Regel zu jedem Zeitschritt des grob auflösenden Modells ein Datenaustausch statt (Kurihara et al., 1979; Lorenz und Jacob, 2005). Beim spektralen Nudging hingegen geschieht die Forcierung skalenabhängig, wobei die kleinen Skalen nicht forciert werden, so dass diese sich in der genesteten Modellrechnung frei entwickeln können. Eine häufigere Aktualisierung als die typische Zeitskala der forcierten großskaligen Prozesse ist in diesem Fall nicht notwendig. Für Ein-Wege-Nestung hingegen enthalten die Antriebsdaten Phänomene unterschiedlicher Größenordnungen, so dass hier die Frage nach dem notwendigen Aktualisierungsintervall von Bedeutung ist.

## 3 Modellsystem

Das Modellsystem wird gebildet von dem dreidimensionalen, nichthydrostatischen MEsokaligen TRAnsport- und Strömungsmodell METRAS (Schlünzen, 1990; Schlünzen et al., 1996) und einer Reihe von Prä- und Postprozessoren (Abbildung 3.1). Dick umrandet sind die Programmteile, die in diesem (METRAS), beziehungsweise Kapitel 4 und Anhang A (Erzeugung dreidimensionaler Antriebsdaten für METRAS) ausführlich beschrieben werden. Die Präprozessoren dienen zur Bereitstellung von Anfangs- und Randwerten, der Topographie- und Oberflächennutzungsdaten. Mit den Postprozessoren werden Modellergebnisse statistisch ausgewertet (Validierung). Zudem können Horizontal- und Vertikalschnitte der dreidimensionalen Felder sowie Zeitserien der Modellergebnisse graphisch dargestellt werden.

Für die Berechnung von Anfangs- und Randbedingungen stehen mehrere Programme zur Verfügung, von denen zwei im Rahmen dieser Arbeit weiterentwickelt und genutzt wurden: MEFOBS (Kapitel 4) ist ein Analyseprogramm und interpoliert gemessene Wasseroberflächentemperaturen, Radiosondenprofile und Stationsmessungen auf das METRAS-Modellgitter. M3TM3T (Anhang A) nutzt gröber aufgelöste METRAS-Modellergebnisse, die im Allgemeinen auch für ein größeres Modellgebiet berechnet wurden, und interpoliert diese auf das Gitter eines höher auflösenden METRAS-Teilgebietes. Für die Nestung von METRAS in Analysen des ECMWF oder in Simulationen, die mit anderen Modellen wie REMO, HIRLAM, oder dem Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes durchgeführt wurden, existieren weitere Präprozessoren, die in dieser Arbeit nicht genutzt wurden.

Die zum Modellsystem gehörenden Postprozessoren liefern Horizontal- und Vertikalschnitte der Modellergebnisse als Isolinien-Plots oder Zeitreihen der meteorologischen Größen (graphische Darstellung der Modellergebnisse). Ein weiteres Programm wurde für die Validierung von Modellergebnissen entwickelt. Details zur Prüfung der Ergebnisgüte für die simulierten Testfälle werden in Kapitel 6 beschrieben. Da in dieser Arbeit besonderes Gewicht auf den Einfluss der Randwerte und der Nestung auf die Güte von Modellergebnissen gelegt wird, wird in Abschnitt 3.5 die in METRAS implementierte Methode zur Modellnestung ausführlich beschrieben.

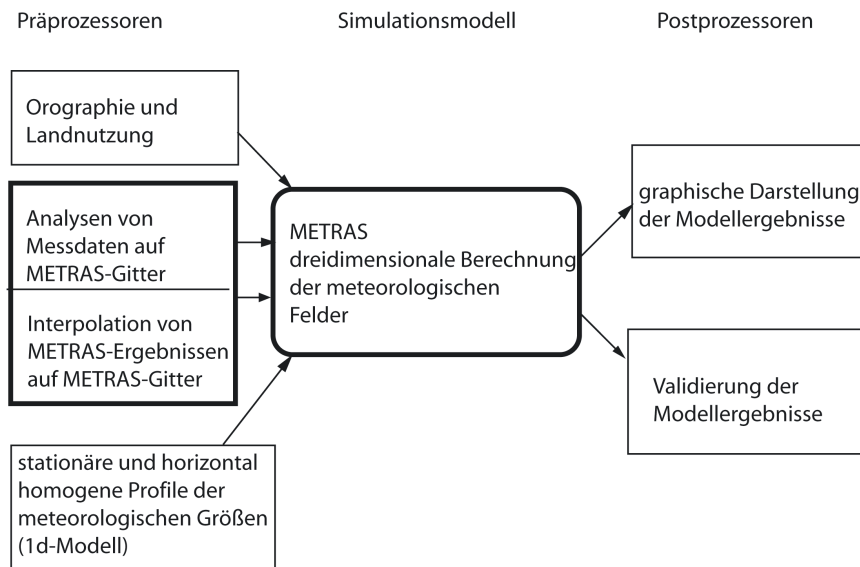


Abbildung 3.1: Das Modellsystem mit den in dieser Arbeit verwendeten Prä- und Postprozessoren.

METRAS dient der Simulation kleinräumiger atmosphärischer Prozesse der Mesoskala. Simuliert werden Phänomene mit einer räumlichen Ausdehnung zwischen 2.5 km und 2500 km und einer Dauer zwischen wenigen Stunden und einigen Tagen. Aufgrund der verwendeten Parametrisierungen sollte die Gitterweite nicht größer als etwa 8 km sein. Mit größerer Auflösung kann das Modell zwar immer noch stabil rechnen, es fehlen aber insbesondere Parametrisierungen für die subskalige Konvektion.

Das Modell wurde in unterschiedlich gegliedertem Gelände in mittleren Breiten genauso wie in hohen Breiten und in subtropischen Gebieten eingesetzt ([www.mi.uni-hamburg.de/memi](http://www.mi.uni-hamburg.de/memi)). Für die Simulation von Schadstoffausbreitungen kann METRAS mit dem Chemietransportmodell MECTM gekoppelt betrieben werden (Trukenmüller et al., 2004; Schlünzen und Meyer, 2007). Außerdem kann eine Kopplung mit einem mesoskaligen Meereismodell zur Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Eisoberfläche genutzt werden (Bungert, 2002; Dierer et al., 2005).

### 3.1 Modellgleichungen

Die Modellgleichungen gehen aus den Erhaltungsgleichungen für Impuls, Masse und Energie hervor. Sie werden dreidimensional in Flussform gelöst. Dabei sind die potentielle Temperatur, Feuchte, Wolken- und Regenwasser, die Wind-

komponenten sowie Konzentrationen prognostische Größen, während Druck und Dichte diagnostisch berechnet werden. Aufgrund von verschiedenen Näherungen und mit dem Modellgitter verbundenen Koordinatentransformationen entsteht aus den primitiven Gleichungen das Modellgleichungssystem.

### 3.1.1 Verwendete Näherungen

In METRAS werden verschiedene Näherungen verwendet, um die Erhaltungsgleichungen zu vereinfachen. Genutzt werden die anelastische Approximation und die Boussinesq-Approximation, die beide in der gesamten Mesoskala gültig sind. Die Kontinuitätsgleichung wird in der anelastischen Form verwendet, so dass zeitliche Dichteänderungen vernachlässigt werden. Die Bewegungsgleichungen werden Boussinesq-approximiert, indem kleinskalige Dichteschwankungen gegenüber der mittleren Dichte in allen Termen außer dem Auftriebsterm vernachlässigt werden. Im Simulationsgebiet wird ein konstanter Coriolisparameter verwendet. Diese Annahme ist bis zu einer horizontalen Ausdehnung des Modellgebietes von 1500 km gültig (Schlünzen et al., 1996).

Die hydrostatische Approximation, Geostrophie und Inkompressibilität sind in der Mesoskala- $\beta$  und  $-\gamma$  nicht oder nur teilweise gültig. Sie werden ausschließlich zur Definition des großskaligen Grundzustandes genutzt (Schlünzen et al., 1996).

### 3.1.2 Reynolds-Mittelung der Gleichungen

Jede Feldgröße  $\Psi$  wird in einen mittleren Anteil  $\bar{\Psi}$  und einen turbulenten Schwankungsterm  $\Psi'$  zerlegt. Unter Annahme eines stationären und homogenen Turbulenzfeldes gilt dann

$$\bar{\Psi} = \int_t^{t+\Delta t} \int_x^{x+\Delta x} \int_y^{y+\Delta y} \int_z^{z+\Delta z} \Psi dz dy dx dt / (\Delta z \cdot \Delta y \cdot \Delta x \cdot \Delta t). \quad (3.1)$$

$\bar{\Psi}$  ist dabei der Mittelwert über ein Zeitintervall  $\Delta t$  und ein Volumenelement  $\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z$  (Pielke, 1984).

Die Produkte der Schwankungsterme, die bei der Reynolds-Mittelung in den Gleichungen entstehen, stellen turbulente Transportterme dar. Sie werden durch Parametrisierungen bestimmt (Abschnitt 3.3).

Für die Größen Temperatur, Feuchte, Druck, Dichte sowie Konzentrationen wird der mittlere Anteil wiederum in einen groß- und einen mesoskaligen Anteil zerlegt, um einen balancierten Grundzustand nutzen zu können

### 3.1.3 Modellgitter

Die Modellgleichungen werden nicht in einem kartesischen, sondern in einem bodenfolgenden Koordinatensystem gelöst, um die Berechnung der unteren Randbedingung zu erleichtern. Während die Horizontalkomponenten  $\dot{x}^1$  und  $\dot{x}^2$  des bodenfolgenden Koordinatensystems  $\dot{X}$  nur von den jeweiligen Horizontalkomponenten  $x$  und  $y$  des kartesischen Systems abhängig sind, gilt für  $\dot{x}^3$ :

$$\dot{x}^3 = \dot{x}^3(\eta), \quad \text{mit} \quad \eta = z_t \frac{z - z_s(x, y)}{z_t - z_s(x, y)} \quad (3.2)$$

Dabei ist  $z_s$  die Topographiehöhe am Punkt  $(x, y)$  und  $z_t$  die Höhe des Modelloberrandes. Somit wird  $\eta$  am Boden gleich Null und am Modelloberrand gilt  $\eta = z_t$ .

Die Modellgleichungen werden auf einem ARAKAWA-C-Gitter gelöst. Dabei sind die vektoriellen Gitterpunkte gegenüber den skalaren Gitterpunkten um eine halbe Gitterweite verschoben. Durch die Verwendung eines solchen versetzten Gitters wird die Genauigkeit bei der Divergenzberechnung erhöht, da nur eine Gitterweite  $\Delta x$  anstelle von  $2\Delta x$  benötigt wird, um Geschwindigkeitsdivergenzen zu bestimmen (Schlünzen et al., 1996). Gleiches gilt für die Berechnung der Druckgradientkraft.

Die vertikale Gitterweite wächst mit zunehmender Höhe um einen bestimmten Spreizungsfaktor an. Sie beträgt in der untersten Schicht, die für  $u$ ,  $v$  und die skalaren Größen in 10 m über Grund liegt, 20 m und am Modelloberrand 1000 m. Auf diese Weise werden insbesondere Grenzschichtprozesse mit einer hohen Auflösung simuliert.

Durch die Verwendung eines nichtäquidistanten Gitters in horizontaler Richtung wird eine höhere Auflösung in dem interessierenden Gebiet erreicht, ohne die Gesamtzahl der Gitterpunkte zu groß werden zu lassen. Zudem kann das Modellgebiet um einen beliebigen Winkel gegen Nord gedreht werden. Dadurch lässt sich ein Modellgitter optimal an das zu untersuchende Gebiet anpassen, und die Zahl der Gitterpunkte kann im Vergleich zu einem ungedrehten Gitter gegebenenfalls reduziert werden (Niemeier und Schlünzen, 1993). In den für diese Arbeit durchgeführten Simulationen wird stets ein ungedrehtes Modellgebiet verwendet. Kürzlich hat Schröder (2007) das Modell um eine Option für mehrere Gitter erweitert. Diese Version war zu Beginn der vorliegenden Dissertation noch nicht verfügbar.

### 3.1.4 Verwendete Modellgleichungen

Mit Hilfe der angegebenen Näherungen und in einem bodenfolgenden Koordinatensystem lauten die Modellgleichungen für die drei Komponenten des Geschwindigkeitsvektors:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u}}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial \dot{x}^1} \left\{ \bar{u} \frac{\partial \dot{x}^1}{\partial x} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^2} \left\{ \bar{v} \frac{\partial \dot{x}^2}{\partial y} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^3} \left\{ \bar{u}^3 \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u} \right\} \\ &\quad - \overset{*}{\alpha} \frac{\partial \dot{x}^1}{\partial x} \left\{ \frac{\partial p_1}{\partial \dot{x}^1} + \frac{\partial p_2}{\partial \dot{x}^1} \right\} - \overset{*}{\alpha} \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial x} \frac{\partial p_2}{\partial \dot{x}^3} + \tilde{\rho} \overset{*}{\alpha} g \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial x} \frac{\partial z}{\partial \dot{x}^3} \\ &\quad + f \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{v} - \rho_0 \overset{*}{\alpha} V_g \right\} - f' d' \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{w} - \bar{F}_1 \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{v}}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial \dot{x}^1} \left\{ \bar{u} \frac{\partial \dot{x}^1}{\partial x} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{v} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^2} \left\{ \bar{v} \frac{\partial \dot{x}^2}{\partial y} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{v} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^3} \left\{ \bar{u}^3 \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{v} \right\} \\ &\quad - \overset{*}{\alpha} \frac{\partial \dot{x}^2}{\partial y} \left\{ \frac{\partial p_1}{\partial \dot{x}^2} + \frac{\partial p_2}{\partial \dot{x}^2} \right\} - \overset{*}{\alpha} \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial y} \frac{\partial p_2}{\partial \dot{x}^3} + \tilde{\rho} \overset{*}{\alpha} g \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial y} \frac{\partial z}{\partial \dot{x}^3} \\ &\quad - f \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u} - \rho_0 \overset{*}{\alpha} U_g \right\} + f' d \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{w} - \bar{F}_2 \end{aligned} \quad (3.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{w}}{\partial t} &= -\frac{\partial}{\partial \dot{x}^1} \left\{ \bar{u} \frac{\partial \dot{x}^1}{\partial x} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{w} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^2} \left\{ \bar{v} \frac{\partial \dot{x}^2}{\partial y} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{w} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^3} \left\{ \bar{u}^3 \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{w} \right\} \\ &\quad - \overset{*}{\alpha} \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial z} \frac{\partial p_2}{\partial \dot{x}^3} + f' \rho_0 \overset{*}{\alpha} (\bar{u} d' - \bar{v} d) - \bar{F}_3 \end{aligned} \quad (3.5)$$

Entsprechend x, y, z-Richtung im kartesischen Koordinatensystem X heißen die Komponenten des Windvektors  $\vec{v}$  in diesem System u, v, w. Eine mögliche Drehung des Modellgebietes um einen Winkel  $\xi$  gegenüber der Nordrichtung wird in den Impulserhaltungsgleichungen durch die Variablen  $d = \sin \xi$  und  $d' = \cos \xi$  berücksichtigt. In einem ungedrehten Modellgebiet gilt somit  $d = 0$  und u, v, w stehen für West-Ost-, Süd-Nord- sowie die Vertikalkomponente des Windvektors.  $\overset{*}{\alpha}$  bezeichnet das Volumen einer Gitterzelle.  $\dot{x}^1$ ,  $\dot{x}^2$  und  $\dot{x}^3$  sind die Koordinaten des im Modell verwendeten bodenfolgenden Koordinatensystems  $\dot{X}$ . Die Coriolisparameter  $f = 2\Omega \sin \varphi$  und  $f' = 2\Omega \cos \varphi$  werden als Funktion der geographischen Breite  $\phi$  berechnet, g ist die Schwerebeschleunigung und  $\rho_0$  die Dichte von Luft. Die oberflächennormale Windkomponente  $\bar{u}^3$  wird aus u, v, w berechnet wie in Gleichung 3.7 angegeben.

Die anelastische Kontinuitätsgleichung lautet

$$\frac{\partial}{\partial \dot{x}^1} \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u} \frac{\partial \dot{x}^1}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial \dot{x}^2} \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{v} \frac{\partial \dot{x}^2}{\partial y} \right\} + \frac{\partial}{\partial \dot{x}^3} \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{u}^3 \right\} = 0 \quad (3.6)$$

Die Bilanzgleichung für die skalaren Größen potentielle Temperatur, spezifische Feuchte, Flüssigwasser sowie Konzentrationen lautet, hier beispielhaft für die potentielle Temperatur  $\Theta$ :



$$\begin{aligned}
\frac{\partial \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{\Theta}}{\partial t} = & -\frac{\partial}{\partial \dot{x}^1} \left\{ \bar{u} \frac{\partial \dot{x}^1}{\partial x} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{\Theta} \right\} - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^2} \left\{ \bar{v} \frac{\partial \dot{x}^2}{\partial y} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{\Theta} \right\} \\
& - \frac{\partial}{\partial \dot{x}^3} \left\{ \underbrace{\left( \bar{u} \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \dot{x}^3}{\partial z} \right)}_{\bar{u}^3} \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{\Theta} \right\} \\
& - \bar{F}_\Theta + \rho_0 \overset{*}{\alpha} \bar{Q}_\Theta
\end{aligned} \tag{3.7}$$

## 3.2 Numerische Methoden

An die in einem Modell verwendeten numerischen Verfahren werden verschiedene Anforderungen gestellt. So sollen sie konvergente, stabile Lösungen liefern, eine geringe numerische Diffusion aufweisen und zudem möglichst wenig Rechenzeit und Speicherplatz benötigen.

Zur Lösung der Modellgleichungen wird die Methode der finiten Volumen verwendet. In den Bewegungsgleichungen wird die Advektion zeitlich explizit mit dem Adams-Bashforth-Verfahren, räumlich mit zentrierten Differenzen berechnet. Dieses Verfahren liefert eine stabile Lösung, da auch die Diffusionsterme in METRAS mit zentrierten Differenzen integriert werden. Zur Dämpfung durch nicht-lineare Wellenwechselwirkung entstehender kurzer Wellen wird in horizontaler Richtung ein 7-Punkt Filter für die Komponenten des Windvektors verwendet (Shapiro, 1971). Im Vergleich zu Filtern, die nur drei oder fünf Punkte verwenden, führt dieser zu einer nur schwachen Dämpfung der Lösung. Die Berechnung der Vertikaldiffusion erfolgt semi-implizit mit dem Crank-Nicholson-Verfahren. Der Coriolis- und der Auftriebsterm in den Bewegungsgleichungen werden räumlich zentriert (aufgrund des versetzten Gitters) und vorwärts in der Zeit berechnet. Dies liefert stabile Lösungen, wenn der Zeitschritt kleiner als 100 s ist. In METRAS sind Werte zwischen 1 s und 60 s zugelassen.

Die Advektion der skalaren Größen erfolgt zeitlich vorwärts. Räumlich werden für den mesoskaligen Anteil von Temperatur, Feuchte und Konzentrationen Gegenstromdifferenzen verwendet. Für den großskaligen Anteil werden zentrierte Differenzen genutzt.

Die mesoskalige Dichte wird diagnostisch als Funktion der mesoskaligen Abweichungen von Temperatur, Druck, Feuchte und Flüssigwasser berechnet (Gleichung 3.8). Da  $p_1$  im Gegensatz zu  $p_2$  und der Temperatur zum Zeitpunkt  $n + 1$  noch nicht bekannt ist, erfolgt die Dichteberechnung semi-implizit. Der mesoskalige Druck besteht aus einem hydrostatischen Anteil  $p_1$  und einem dynamischen

Anteil  $p_2$ .  $p_1$  wird mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung von oben nach unten berechnet. Dabei gilt am Modelloberrand  $p_1 = 0$ .

$$\frac{\tilde{\rho}}{\rho_0} = -\frac{\tilde{\Theta}}{\Theta_0} + \frac{c_v p_1 + p_2}{c_p p_0} - \left(\frac{R_1^1}{R_0} - 1\right) \cdot \tilde{q}_1^1 + q_1^2 \quad (3.8)$$

Zur Berechnung des dynamischen Druckanteiles  $p_2$  werden zunächst temporäre Geschwindigkeitskomponenten  $\hat{u}_f$ ,  $\hat{v}_f$  und  $\hat{w}_f$  aufgrund der Wirkung von Advektion und Diffusion und unter Verwendung der Druckgradientkraft zum vorhergehenden Zeitschritt berechnet. Diese erfüllen die Kontinuitätsgleichung nicht, im Gegensatz zu den endgültigen Geschwindigkeitskomponenten, die mit Hilfe der Drucktendenz  $\hat{p}_2$  bestimmt werden. Aus der anelastisch genäherten Kontinuitätsgleichung lässt sich nun folgende Gleichung zur Berechnung des dynamischen Druckanteiles  $p_2$  herleiten:

$$\begin{aligned} \nabla^2 p_2 = \frac{1}{\Delta t} \left[ \frac{\partial}{\partial \dot{x}_1} \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \hat{u}_f \frac{\partial \dot{x}_1}{\partial x} \right\} + \frac{\partial}{\partial \dot{x}_2} \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \hat{v}_f \frac{\partial \dot{x}_2}{\partial y} \right\} \right. \\ \left. + \frac{\partial}{\partial \dot{x}_3} \left\{ \rho_0 \overset{*}{\alpha} \hat{u}_f \frac{\partial \dot{x}_3}{\partial x} + \rho_0 \overset{*}{\alpha} \hat{v}_f \frac{\partial \dot{x}_3}{\partial y} + \rho_0 \overset{*}{\alpha} \hat{w}_f \frac{\partial \dot{x}_3}{\partial z} \right\} \right] \quad (3.9) \end{aligned}$$

Diese elliptische Differentialgleichung wird in dieser Arbeit iterativ mit Hilfe des BiCGStab (BiConjugate Gradient Stabilized)-Schemas gelöst (van der Vorst, 1992).

### 3.3 Parametrisierungen

Kleinskalige Prozesse wie subskalige turbulente Flüsse, wolkenmikrophysikalische Prozesse, Strahlungsflüsse und Deposition können in einem mesoskaligen Modell nicht aufgelöst werden. Dennoch soll der Einfluss dieser Prozesse auf die mesoskaligen Vorgänge im Modell berücksichtigt werden. Dies geschieht durch geeignete Parametrisierungen.

Die turbulenten Impuls-, Wärme- und Feuchteflüsse werden bei neutraler und stabiler Schichtung mit Hilfe eines Schließungsansatzes 1. Ordnung mit dem Mischungswegansatz parametrisiert. Dabei werden die Turbulenztransportterme aus den Gradienten der mittleren Größen bestimmt. Bei instabiler Schichtung wird eine nichtlokale Schließung 1. Ordnung verwendet, die auch gegen den lokalen Gradienten gerichtete Transporte berücksichtigt (Lüpkes und Schlünzen, 1996). Dieser zusätzliche Transportterm hängt vom Wärmefluss in der Prandtlschicht ab. Für die bodennahen turbulenten Flüsse über Gelände mit subskaliger Flächennutzung wird das Flussmittelungsverfahren mit dem Blendhöhenkonzept verwendet

(von Salzen et al., 1996). Hierbei werden die turbulenten Flüsse für jede Nutzungsklasse einzeln berechnet und dann entsprechend der anteiligen Flächennutzung gemittelt. Zusammen mit dem Ansatz für die vertikale Diffusion bedeutet dies, dass bodennahe, subskalig instabile Schichtung auch in Gebieten mit im Mittel stabiler Schichtung zu einem Transport nach oben führen kann.

Bei horizontalen Gitterweiten von weniger als 1000 m wird die Horizontaldiffusion als Funktion der Vertikaldiffusion unter Voraussetzung isotroper Turbulenz berechnet. Ist die Gitterweite hingegen größer als 1000 m, überwiegt die numerische Diffusion, so dass die Horizontaldiffusion nicht explizit berechnet wird.

Wolken werden in METRAS aufgelöst und über die prognostischen Gleichungen für Wolken- und Regenwassergehalt skalig simuliert. Die mikrophysikalischen Prozesse, die zur Bildung von Wolken- und Niederschlag führen, müssen parametrisiert werden. Die Parametrisierung der Wolkenmikrophysik basiert auf dem Kessler-Schema (Kessler, 1969). Darin werden Wasserdampf, Wolken- und Regenwasser sowie die Umwandlungsprozesse zwischen diesen drei Erscheinungsformen berücksichtigt. Das Anwachsen von Regentropfen durch Kondensation, die Sedimentation von Wolkentropfen und die Eisphase werden dagegen vernachlässigt (Schlünzen et al., 1996).

Die Art der Strahlungsparametrisierung hängt von der Entstehung von Wolken ab. Treten keine Wolken auf, wird nur die lang- und kurzwellige Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche berechnet und für die Atmosphäre werden empirische Erwärmungs- und Abkühlungsraten verwendet. Für den Erdboden geschieht die Berechnung der Einstrahlung abhängig von der geographischen Lage, Datum und Zeit, von dem Drehwinkel des Modellgebietes gegen Nord, der Oberflächenneigung und von Abschattungseffekten (Schlünzen et al., 1996). Wird Wolkenbildung berücksichtigt, werden neben den Strahlungsflüssen am Boden zusätzlich Absorption und Reflexion der Strahlungsflüsse an Wasserdampf und Flüssigwasser berücksichtigt. Dadurch beeinflussen die Strahlungsflüsse nicht nur den Wärmehaushalt an der Erdoberfläche, sondern auch in der darüberliegenden Atmosphäre.

### 3.4 Randbedingungen

In mesoskaligen Modellen umspannt das Modellgebiet nicht die gesamte Erde, sondern stellt immer nur einen Ausschnitt der Atmosphäre dar. Die Ränder sind mit Ausnahme des Erdbodens künstlich und trennen keine Medien unterschiedlicher physikalischer Eigenschaften. Die Randbedingungen müssen so formuliert werden, dass meteorologische Vorgänge, die im Modellinneren entstehen, das Modellgebiet reflexionsfrei verlassen können. Bei der Vorgabe zeitabhängiger Randwerte muss ein störungsfreies Durchdringen der Ränder auch in umgekehrter

Richtung gewährleistet sein.

Das Modellgebiet sollte außerdem nicht zu klein gewählt werden, so dass sich die Ränder nicht zu nah an dem interessierenden Teil des Gebietes befinden. So werden durch die Randbedingungen hervorgerufene Fehler in den interessierenden Bereichen der Simulationen vermieden. Außerdem dürfen die Randbedingungen nicht voneinander unabhängig formuliert werden, um eine Überbestimmung des Modellgleichungssystems zu vermeiden.

Am unteren Rand des Modellgebietes, an dem als einzigem eine physikalische Grenze zwischen unterschiedlichen Medien vorliegt, wird für den Wind die Haftbedingung verwendet. Da der Erdboden nicht deformierbar ist, sind alle Komponenten des Geschwindigkeitsvektors gleich Null. Die Temperatur am Boden wird mit Hilfe einer Energiebilanzgleichung berechnet. Dabei werden die kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse, die turbulenten Wärmeflüsse sowie der in den Boden gerichtete Wärmefluss gemäß dem vorangegangenen Abschnitt berechnet. Für die Feuchte wird ebenfalls eine Bilanzgleichung verwendet. Die Bilanzgleichungen für Temperatur und Feuchte werden mit der force-restore-Methode nach Deardorff (1978) gelöst.

Am Modelloberrand verschwinden die vertikalen Gradienten der horizontalen Windkomponenten, der Temperatur- und Feuchteabweichung sowie die Vertikalgeschwindigkeit. Um Reflexionen an diesem Rand zu verhindern, werden absorbierende Schichten verwendet. Dazu werden sogenannte Rayleigh-Dämpfungsterme zusätzlich in die Bewegungsgleichungen eingeführt, die eine Anpassung der Modellergebnisse an die großskaligen Werte bewirken (siehe Abschnitt 3.5).

An den seitlichen Rändern werden gemischte Randbedingungen verwendet. Die randnormalen Geschwindigkeitskomponenten werden dabei so weit wie möglich berechnet. Für den randnormalen Advektionsterm wird an Einströmrändern die Strahlungsrandbedingung nach Orlandi (1976), an Ausströmrändern Gegenstromdifferenzen verwendet. Für die randparallelen Geschwindigkeitskomponenten, die Feuchte und die Temperatur wird dagegen eine Neumann-Randbedingung verwendet: Der Gradient dieser Größen senkrecht zum betrachteten Rand ist Null.

### 3.5 Nestung

Zur Vorgabe zeitabhängiger Randwerte für die prognostischen Größen wird das Nudging-Verfahren (Davies, 1976) genutzt. Dabei werden im Randbereich des Modellgebietes Werte aus einer Simulation geringerer Auflösung oder Beobachtungsdaten aufgeprägt. Durch die Verwendung eines zusätzlichen Terms in den Modellgleichungen wird die Lösungscharakteristik verändert. Für die forcierte Lösung,  $\Psi_f$  genannt, ergibt sich:

$$\Psi_f^{n+1} = \Psi_u^{n+1} - \alpha(\Psi_u^{n+1} - \Psi_c^{n+1}) \quad (3.10)$$

$\Psi_u$  ist darin die Lösung der nicht-forcierten METRAS-Gleichungen,  $\Psi_c$  die Lösung auf dem groben Gitter (Antriebsdaten) und  $\alpha$  ist ein Wichtungsfaktor. Der Antriebsterm ist also ein zusätzlicher, linearer Diffusionsterm in den Modellgleichungen.

Bei Einsetzen der Werte des alten Zeitschrittes  $n$  für die unforcierte Modelllösung ergibt sich

$$\Psi_f^{n+1} = \left[ \Psi_u^n + \Delta t \frac{\partial \Psi_u}{\partial t} \Big| ^n \right] - \alpha \cdot \left[ \Psi_u^n + \Delta t \frac{\partial \Psi_u}{\partial t} \Big| ^n - \Psi_c^{n+1} \right] \quad (3.11)$$

Die Berechnung des Nudging erfolgt für die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten, nachdem Änderungen aufgrund von Advektion, Diffusion und allen weiteren Kräften bis auf die Druckgradientkraft aufgrund des dynamischen Druckanteiles  $p_2$  (Gleichung 3.9) bestimmt wurden. Beispielhaft für die zonale Windkomponente  $u$  folgt aus Gleichung 3.11:

$$\begin{aligned} \hat{u}_f^{n+1} &= \left[ u_u^n + \Delta t \frac{\partial u_u}{\partial t} \Big| ^n \right] - \alpha \cdot \left[ u_u^n + \Delta t \frac{\partial u_u}{\partial t} \Big| ^n - u_c^{n+1} \right] \\ &= \hat{u}_u^{n+1} - \alpha [\hat{u}_u^{n+1} - u_c^{n+1}] \end{aligned} \quad (3.12)$$

Die mit einem Dach gekennzeichneten Größen sind, entsprechend Abschnitt 3.2, die vorläufigen Werte für die Geschwindigkeit beziehungsweise den dynamischen Druckanteil. Unter zusätzlicher Berücksichtigung der Druckgradientkraft durch den dynamischen Druckanteil  $p_2$  folgt aus Gleichung 3.12 für die endgültige Geschwindigkeit

$$\begin{aligned} u_f^{n+1} &= \hat{u}_f^{n+1} - \Delta t \frac{1}{\rho} \frac{\partial \hat{p}_2}{\partial x} \\ &= \hat{u}_u^{n+1} - \alpha [\hat{u}_u^{n+1} - u_c^{n+1}] - \Delta t \frac{1}{\rho} \frac{\partial \hat{p}_2}{\partial x} \end{aligned} \quad (3.13)$$

Wird nun am Rand maximales Forcing angenommen ( $\alpha = 1$ ), so erhält man

$$u_f^{n+1} = u_c^{n+1} - \Delta t \frac{1}{\rho} \frac{\partial \hat{p}_2}{\partial x} \quad (3.14)$$

Somit wären  $u_f$  und  $u_c$  erst nach Addition der Druckgradientkraft gleich. Durch dieses Ungleichgewicht wird  $p_2$  so berechnet, dass ein Druckfeld entsteht, das an die forcierte Lösung für die horizontalen Windkomponenten angepasst ist, und zwar derart, dass das Windfeld nach Berücksichtigung aller Kräfte, auch des Antriebs, divergenzfrei wird.

Nimmt der Wichtungsfaktor  $\alpha$  den Wert 1 an, wird nur das großskalige Ergebnis berücksichtigt, ist  $\alpha$  dagegen gleich Null, so entspricht dies der ungestörten Lösung der METRAS-Gleichungen. Mit

$$\alpha = \Delta t \cdot \nu \quad (3.15)$$

folgt aus Gleichung 3.12

$$\hat{u}_f^{n+1} = \hat{u}_u^{n+1} - \nu \Delta t (\hat{u}_u^{n+1} - u_c^{n+1}) \quad (3.16)$$

Der Kehrwert des Nudgingkoeffizienten  $\nu$  entspricht der charakteristischen Zeit, nach deren Ablauf das Modellergebnis vollständig an die Antriebsdaten herangezogen ist. Der Nudgingkoeffizient ändert sich als Funktion des Abstandes vom Rand des Modellgebietes. Diese Funktion lautet in METRAS:

$$\nu = \nu_0 (1 - \tanh(\frac{a_f}{N-3} i)) \quad (3.17)$$

In den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Rechnungen werden die Werte  $\nu_0 = 0.001$ ,  $a_f = 0.4$  und  $N = 4$  verwendet,  $i$  bezeichnet die Anzahl der Gitterpunkte vom Rand des Modellgebietes. Für die skalaren Größen ist der Nudgingkoeffizient am Boden gleich Null und nimmt linear mit dem vertikalen Gitterpunktsniveau zu. Gleichzeitig ist die Forcierung für die skalaren Größen jedoch um einen Faktor fünf stärker als für die Horizontalwindkomponenten, so dass für Temperatur und Feuchte anstelle von Gleichung 3.15 gilt:

$$\alpha = 5 \cdot \frac{k}{nx3} \cdot \Delta t \cdot \nu \quad (3.18)$$

Dabei ist  $k$  der Index des vertikalen Gitterniveaus und  $nx3$  ist die Anzahl der Gitterpunkte in der Vertikalen. Bei der Berechnung von  $\nu$  wird im Normalfall der Abstand zu jedem der vier seitlichen Ränder berücksichtigt, und der Parameter  $i$  in Gleichung 3.17 wird festgelegt als das Minimum aus den vier Werten. Die Rechnung des Testfalles „Land-Seewind-Zirkulation“ (Abschnitt 5) hat jedoch gezeigt, dass in einem quasi-zweidimensionalen Fall mit nur wenigen Gitterpunkten in einer Raumrichtung ( $nx < 20$ ) diese Vorgabe nicht sinnvoll ist. Alle Modellpunkte waren in diesem Testfall maximal zwei Punkte vom Rand des Modellgebietes entfernt, so dass der Nudgingkoeffizient im Modellinneren Werte von

$3 \cdot 10^{-4}$  angenommen hat. Dies entspricht einer charakteristischen Zeit von etwa 50 Minuten. Dadurch wird die Modelllösung jedoch fast ausschließlich von den Antriebswerten bestimmt. Bei der Berechnung des Nudgingkoeffizienten wurde daher folgende Einschränkung eingeführt: Besitzt das Modellgebiet in einer Koordinatenrichtung weniger als 20 Gitterpunkte, werden die in dieser Richtung gelegenen Ränder bei der Berechnung von  $\nu$  nicht berücksichtigt. Das bedeutet, dass der Nudgingkoeffizient in diese Koordinatenrichtung homogen ist. Dies ist eine sinnvolle Lösung, da derartig wenige Gitterpunkte in eine Raumrichtung nur bei synthetischen Testrechnungen vorkommen.

Testrechnungen in dieser Arbeit haben gezeigt, dass die einmalige Festlegung des Relaxationskoeffizienten nach Gleichung 3.17 für eine angemessene genestete Simulation nicht ausreicht. Der Nudgingkoeffizient ändert sich auch zeitlich im Lauf einer Modellrechnung. Die zeitliche Entwicklung des Nudgingkoeffizienten ist Teil der Initialisierung und wird daher im folgenden Abschnitt erläutert.

## 3.6 Initialisierung

Horizontal homogene, stationäre Windprofile werden für den niedrigsten, rauesten Gitterpunkt mit dem eindimensionalen Modell berechnet und unter Vernachlässigung anderer Orographiehöhen für das gesamte Modellgebiet als homogen gültig angenommen. Anschließend beginnt die Berechnung der Diastrophie (Pielke, 1984), bei der die Geländehöhen anwachsen, bis die endgültigen Werte erreicht sind (Abbildung 3.2). In den für diese Arbeit durchgeführten Simulationen beträgt der Zeitraum für die Diastrophie eine Minute. Die meteorologischen Felder werden an das veränderte Koordinatensystem durch Lösung der prognostischen Gleichungen angepasst. Dabei werden die großskaligen Temperatur-, Druck- und Feuchtfelder horizontal homogen rekonstruiert. Durch diese dynamische Initialisierung entstehen hochfrequente Störungen, deren Amplitude jedoch mit fortlaufender Simulationsdauer abnimmt. Nach etwa drei Stunden können Simulationsergebnisse unabhängig von solchen Störungen durch nicht angepasste Anfangswerte erwartet werden (Schlünzen, 1996).

Der großskalige Grundzustand bleibt während der gesamten Vorhersagezeit des Modells konstant. Er ist hydrostatisch und geostrophisch approximiert festgelegt.

Zu Beginn wird mit erhöhter Rechengenauigkeit gerechnet (Abbildung 3.2). In den Simulationen, die im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführt wurden, war diese Phase mit 40 Minuten festgelegt. Erst danach wird mit Nudging gerechnet. Der Nudgingkoeffizient ist dann zunächst konstant im Modellgebiet, um der Simulation inhomogene Felder aufzuprägen.  $\nu$  wächst von Null zu Beginn des Nudgings bis  $\nu = \nu_0 = 0.001$  im gesamten Modellgebiet nach 50 Minuten. Während der nächsten Stunde erfolgt der Übergang von dem räumlich konstanten

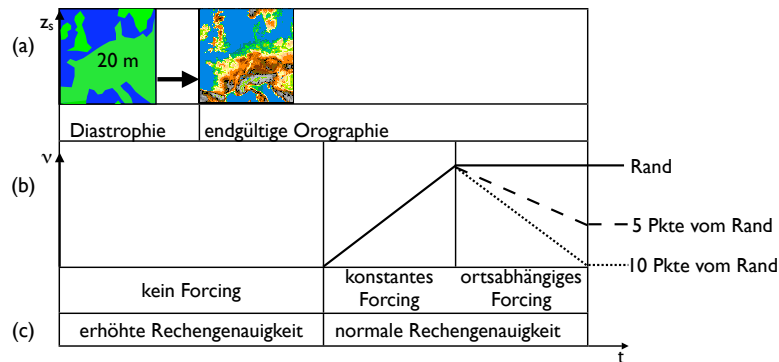


Abbildung 3.2: *Veränderungen der Modellkonfiguration während der Initialisierungsphase. (a) Änderung der Orographie, (b): Zeitliche Entwicklung des Nudgingkoeffizienten  $\nu$  (die Darstellung des Nudgingkoeffizienten ist nicht maßstabgetreu), (c): Rechengenauigkeit.*

Nudging hin zu der durch Gleichung 3.17 beschriebenen Verteilung. Abbildung 3.2 zeigt die zeitliche Entwicklung des Nudgingkoeffizienten am Beispiel eines Randpunktes, und jeweils eines Punktes, der fünf beziehungsweise zehn Gitterzellen vom Rand entfernt ist. Während der Nudgingkoeffizient direkt am Rand keine zeitliche Änderung aufweist und konstant 0.001 beträgt, sinkt er fünf Punkte vom Rand auf einen Wert von  $4 \cdot 10^{-5}$ , was einer Anpassungszeit der Simulationsergebnisse an den Antrieb von etwa acht Stunden entspricht, und zehn Punkte vom Rand entfernt auf einen Wert von  $7 \cdot 10^{-7}$ . Dies entspricht einer charakteristischen Anpassungszeit von etwa 17 Tagen. Mit Gleichung 3.17 und den angegebenen Parametern werden somit nach Beendigung der gesamten Initialisierungsphase die nichtlinearen Effekte, die durch das Nudging am Rand entstehen, im Modellinneren vernachlässigbar klein. Mit weiter zunehmender Entfernung zum Rand wird die charakteristische Anpassungszeit unendlich groß.



---

## 4 Erzeugung dreidimensionaler Antriebsdaten für METRAS

Zeitabhängige Randwerte können im Modellsystem METRAS sowohl aus Analysen von Beobachtungen als auch aus Simulationen mit einem gröber auflösenden Modellgebiet verwendet werden. Für diese beiden Fälle existieren zwei unterschiedliche Präprozessoren, die die Aufgabe haben, Daten auf das höher auflösende METRAS-Gitter zu interpolieren. Für den Fall, dass Beobachtungsdaten genutzt werden sollen, wird ein Analysesystem (MEFOBS, MEscale Forcing from OBServations) verwendet. Modellergebnisse von einem gröberen Gitter, die mit METRAS berechnet wurden, werden von M3TM3T (METRAS-3d To METRAS-3d) auf das METRAS-Gitter interpoliert. Eine Beschreibung der in M3TM3T verwendeten Methode befindet sich in Anhang A.

Präprozessoren existieren ebenfalls für Ergebnisse von REMO (Regionales Klimamodell, (Jacob und Podzun, 1997)), das Deutschlandmodell des Deutschen Wetterdienstes DM sowie für Daten aus dem Regionalen Klimamodell DARLAM (McGregor et al., 1993) und das Wettervorhersagemodell HIRLAM. Der Präprozessor M3TM3T, aber vor allem das Analyseverfahren wurden in dieser Arbeit weiterentwickelt, da die mit der Ursprungsversion erzielten Antriebsdaten nicht realitätsnah genug waren. Im folgenden werden die verwendeten Analyseverfahren erläutert, ihre Ergebnisse miteinander verglichen sowie auftretende Unterschiede diskutiert, um diejenige Methode zu identifizieren, die die realistischsten Felder liefert.

### 4.1 Allgemeines zur Datenanalyse

Eine wesentliche Voraussetzung dafür, dass Nestung zu besseren Modellergebnissen führt, ist eine möglichst hohe Qualität der verwendeten Antriebsdaten (Lenz et al., 2000). Eine realitätsnahe Simulation der meteorologischen Situation in Europa (Testfall „Tiefdruckrinne über Europa“, Abschnitt 6.2) erfordert möglichst gute Analysen der zur Verfügung stehenden Messwerte. Die in diesem Abschnitt betrachteten Analysen wurden für das grob auflösende Europa-Gebiet (vgl. Ab-

schnitt 6.2, Gitterweite 18 km) durchgeführt.

Im Gegensatz zur Nestung in eine Simulation mit einer geringeren Auflösung (Anhang A) besteht bei der Nestung in Messungen das Problem, dass diese unregelmäßig im Modellgebiet verteilt sind und auf ein regelmäßiges Gitter umverteilt werden müssen. Das dazu verwendete Verfahren wird im Allgemeinen als Objektive Analyse bezeichnet (Cressman, 1959). Die Interpolation mit Hilfe von Polynomfunktionen hat sich nur für den Fall als hilfreich erwiesen, dass die Entfernungen zwischen den einzelnen Messpunkten nicht allzu groß sind und das Gebiet relativ dicht mit Messpunkten besetzt ist (Cressman, 1959).

Cressman (1959) verwendet neben den Messdaten eine erste Annahme für ein meteorologisches Feld ("first guess"), die in den meisten Fällen eine Vorhersage darstellt. Anschließend wird für jeden Gitterpunkt ein Korrekturterm berechnet, und zwar als entfernungs gewichtetes Mittel (Entfernung zwischen Messpunkt und Gitterpunkt) der Abweichungen zwischen erster Annahme und Messung. Mit Hilfe dieses Korrekturterms wird die erste Annahme anschließend korrigiert. Dieses Verfahren wird wiederholt, bis die Abweichungen zwischen Messung und Analyse einen vorher festgelegten Wert nicht mehr überschreiten. In MEFOBS werden die Messungen dagegen direkt entfernungs gewichtet auf ein vorgegebenes Modellgitter interpoliert, ohne eine erste Annahme zu verwenden und die Abweichung zu interpolieren. Zusätzlich zu der von Cressman (1959) vorgeschlagenen Wichtungsfunktion (Gleichung 4.1) sind zwei weitere Interpolationsfunktionen in dieser Arbeit hinsichtlich der Qualität der interpolierten Felder geprüft worden. Zur Beurteilung der Analyse werden folgende Kriterien herangezogen: a) Bei der räumlichen Interpolation von Daten kann es zu unerwünschten Unter- und Überschwüngen kommen. Wünschenswert ist ein Verfahren, das derartige Strukturen minimiert. b) Anstelle der realen Temperatur liefert MEFOBS die potentielle Temperatur als Antriebsfeld. Solange es sich um eine flache Küstenlandschaft handelt, gilt auch für die potentielle Temperatur, dass sie nachts über küstennahem Wasser höher ist als über Land. Tagsüber ist es im Allgemeinen umgekehrt. In den interpolierten Temperaturfeldern sollte sich diese Struktur wiederfinden. Dieses Kriterium ist im Herbst und Winter nicht gültig. Da die hier beschriebenen Untersuchungen für einen Dreitageszeitraum Ende August durchgeführt wurden, wird es dennoch zur Beurteilung der erzeugten Felder verwendet.

Für die Erzeugung der Antriebsfelder aus Messungen werden drei unterschiedliche Datensätze verwendet: Die Meeresoberflächentemperaturen, Messungen aus Beobachtungen an der Erdoberfläche und Radiosondenprofile. Die Meeresoberflächentemperaturen liegen weltweit - mit Ausnahme der Landoberflächen und eisbedeckter Gebiete - als Monatsmittel auf einem Gitter der Auflösung  $1 \times 1$  Grad vor. Bereitgestellt wurden sie vom UK Met Office über das British Atmospheric Data Centre (BADC, <http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst>). Trotz der bereits regelmäßigen Anordnung müssen auch sie auf das Modellgitter interpoliert

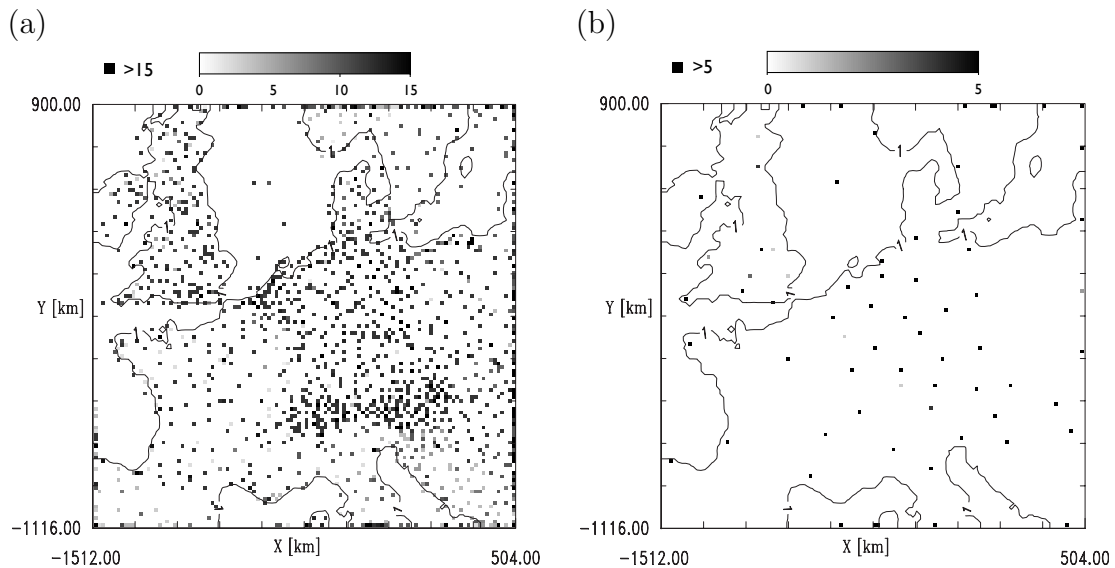


Abbildung 4.1: Anzahl der für die Interpolation zur Erzeugung der Antriebsdaten zur Verfügung stehenden Messwerte für den Zeitraum 28.08., 0 Uhr bis 01.09., 0 Uhr (2003) für jede Gitterzelle; a) Bodenstationen, Werte zwischen 0 und 15, b) Radiosondenstationen, Werte zwischen 0 und 5.

werden, denn ihre Auflösung ist im Vergleich zu der in METRAS gewünschten zu gering.

In Europa befinden sich über 3700 Bodenstationen, die alle drei, sechs, zwölf oder 24 Stunden Messungen von Windstärke und -richtung, Temperatur und Taupunkt sowie des Luftdruckes liefern. Zusätzliche Informationen wie die Niederschlagsmenge werden in MEFOBS nicht berücksichtigt. Die etwa 80 Radiosondenstationen in Europa geben darüber hinaus Informationen über den vertikalen Aufbau der Atmosphäre. Profile von Temperatur, Taupunkt, Windgeschwindigkeit und -richtung werden, wie die Beobachtungsdaten der Bodenstationen, je nach Station in unterschiedlichen Zeitintervallen, die zwischen sechs und 24 Stunden liegen, gemeldet.

Abbildung 4.1 zeigt die räumliche Verteilung der Messstationen im Modellgebiet. Dazu wurden von jeder Station alle Einzelmessungen, die für den Zeitraum zwischen dem 28. August, 0 Uhr, und dem 1. September 2003, 0 Uhr, vorliegen, gezählt und dem entsprechenden Modellgitterpunkt zugeordnet. Stationen, die außerhalb des Modellgebietes liegen, wurden der nächstgelegenen Gitterzelle zugeordnet. Diese Vorgehensweise führt zu der vermeintlich hohen Anzahl von Messungen am Rand des Modellgebietes, die insbesondere dort hoch ist, wo jenseits des Randes Landflächen liegen.

Die Messstationen befinden sich mehrheitlich über Landoberflächen. Hinzu kommen noch einige Inseln, sowie Schiffe und Bohrseln, die Routinemessungen

	Minimum	Maximum
Windgeschwindigkeit ( $m/s$ )	0	100
Windrichtung ( $^\circ$ )	0	360
Temperatur (K)	170	320
Taupunkt (K)	170	320
Höhe (m)	-400	20000
Druck (Pa)	5000	106000

Tabelle 4.1: Die für die Konsistenzprüfung der Messungen verwendeten Grenzen.

durchführen. Das Netz der Messstationen ist zwar in den einzelnen Ländern unterschiedlich dicht, aber über das gesamte Modellgebiet gesehen, sind die Stationen einigermaßen gleichmäßig verteilt. Das Netz der Radiosondenmessungen ist im Vergleich dazu sehr dünn besetzt (Abb. 4.1b), die Stationsdichte ist aber nicht in einem Teil des Gebietes deutlich höher als in einem anderen.

Die von den Bodenstationen und den Radiosonden gelieferten Datensätze können fehlerhafte Werte und Lücken enthalten. Damit diese nicht in die Interpolation eingehen, wird zu Beginn geprüft, ob die Daten innerhalb festgelegter Grenzen liegen. Diese sind in Tabelle 4.1 aufgeführt.

Durch Horizontal- und Vertikalinterpolation müssen die Messdaten auf das Modellgitter interpoliert werden. Zunächst werden die Messwerte der Bodenstationen horizontal interpoliert (Abschnitt 4.2), einschließlich der dazugehörigen Orographiehöhen. Dadurch entsteht zunächst eine vorläufige Verteilung der Gebietshöhen, die nicht der realen Orographie entspricht. Die Radiosonden liefern die meteorologischen Größen in Abhängigkeit von der Höhe beziehungsweise des Drucks. In die Analysen gehen nur die Daten ein, die auf vorher ausgewählten Druckniveaus gewonnen wurden. Für die hier durchgeführten Rechnungen wurden elf Niveaus bis in eine Höhe von etwa 15 km verwendet. Für jedes dieser Druckniveaus wird ebenfalls eine Horizontalinterpolation durchgeführt, wobei die Druckniveaus, genau wie das Oberflächenprofil, nicht horizontal verlaufen. Liegen alle Größen für alle Horizontalpunkte des Modellgitters vor, muss dieses auch vertikal mit Daten aufgefüllt werden. Dazu werden die Werte vertikal zwischen den vorhandenen Höhenstufen interpoliert (Abschnitt 4.3). Die verwendeten Interpolationsverfahren werden in den beiden folgenden Abschnitten beschrieben.

## 4.2 Horizontalinterpolation

Die Horizontalinterpolation liefert für jeden METRAS-Gitterpunkt ein gewichtetes Mittel aus den zur Verfügung stehenden Messwerten. Zu diesem Zweck stehen drei verschiedene Wichtungsfunktionen im Analysesystem MEFOBS zur

Auswahl:

$$a_{wgt} = \begin{cases} \frac{r^2 - d^2}{r^2 + d^2} & , d^2 < r^2 \\ 0 & , \text{sonst} \end{cases} \quad (4.1)$$

$$a_{wgt} = \begin{cases} 1 & , \text{Messstation=Gitterpunkt} \\ \frac{1}{d} & , \text{sonst} \end{cases} \quad (4.2)$$

$$a_{wgt} = \exp(-0.5 * \frac{d^2}{r^2}) \quad (4.3)$$

In den Gleichungen 4.1-4.3 bezeichnet  $a_{wgt}$  den Wichtungsfaktor für jeden einzelnen Messwert,  $d$  ist der Abstand zwischen Messpunkt und Modellgitterpunkt, auf den gerade interpoliert wird, und  $r$  bezeichnet den Einflussradius. Diese Größe beschreibt, wie weit der Einfluss einer Messung auf die Umgebung berücksichtigt werden soll. Kommt das durch Gleichung 4.2 beschriebene Verfahren zur Anwendung, spielt der Einflussradius keine Rolle und der Wichtungsfaktor ist ausschließlich eine Funktion der Entfernung zwischen Mess- und Modellpunkt. Die Wichtungsfaktoren nach Gleichung 4.1 und der Exponentialfunktion (4.3) haben einen ähnlichen Verlauf (Abbildung 4.2). Die Exponentialfunktion fällt allerdings nicht so stark ab und besitzt keine Nullstellen. Dadurch werden bei Nutzung der Exponentialfunktion an jedem Gitterpunkt alle zur Verfügung stehenden Messungen berücksichtigt. Bei der quadratischen Interpolation nach Gleichung 4.1 werden hingegen nur diejenigen Messungen berücksichtigt, die innerhalb des Einflussradius  $r$  um einen Modellgitterpunkt herum liegen. Tritt der Fall ein, dass sich innerhalb des durch den Einflussradius beschriebenen Umkreises keine Messstation befindet, erfolgt die Interpolation wie folgt: Es werden zu dem betreffenden METRAS-Gitterpunkt die sechs nächstgelegenen Stationen gesucht. Anschließend wird ein neuer Einflussradius so gewählt, dass die sechs Stationen gerade innerhalb des so entstandenen Kreises liegen, und der Wert am Modellgitterpunkt wird aus den sechs Messwerten interpoliert.

Neben den drei Verfahren kann auch die Größe des Einflussradius verändert werden. Dabei muss jedoch beachtet werden, dass die Einflussradien für die verschiedenen meteorologischen Größen nicht zu stark voneinander abweichen. Sie sollten sich nicht in ihrer Größenordnung unterscheiden, denn Advektion und Diffusion sowie kleinräumige Turbulenz stellen die Verbindung her zwischen dem Wind einerseits und Temperatur und Feuchte andererseits. In den durchgeführten Tests wurden drei verschiedene Sätze von Einflussradien verwendet, die in Tabelle 4.2 (Bodendaten) beziehungsweise Tabelle 4.3 (höher gelegene Druckflächen) aufgeführt sind. Die Werte in Satz 1 (Tabelle 4.2) resultieren aus Untersuchungen, die im Rahmen des Projektes MERMAID (Schatzmann et al., 1994) zur räumlichen Repräsentativität von Messungen durchgeführt wurden. Während die mitt-

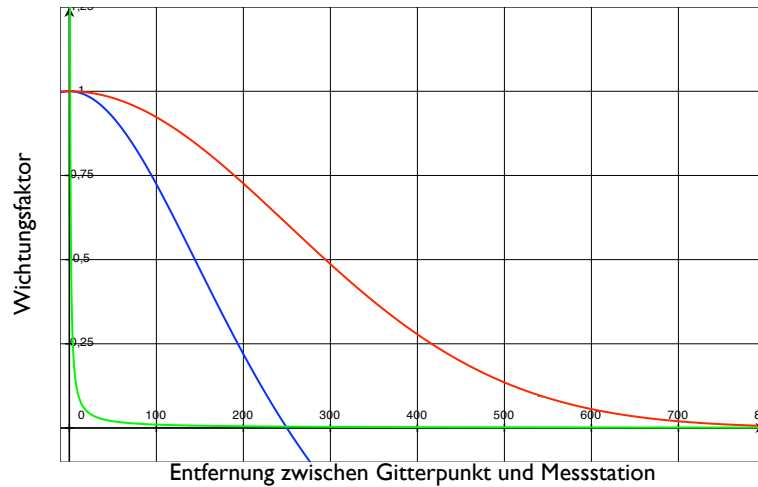


Abbildung 4.2: Der Verlauf der Wichtungsfunktionen: 4.1 (blau), 4.2 (grün) und 4.3 (rot).

leren Werte (Satz 2, Tabelle 4.2) von Luthard (1987) empfohlen werden, sind die großen Werte (Satz 3, Tabelle 4.2) frei gewählt worden, um die Bedeutung von um eine Größenordnung größeren Radien zu untersuchen.

	Satz 1	Satz 2	Satz 3
u-Komponente des Windes	70 km	250 km	1000 km
v-Komponente des Windes	70 km	250 km	1000 km
Temperatur	50 km	240 km	1000 km
Feuchte	80 km	240 km	1000 km
Gebietshöhe, Druck	50 km	240 km	1000 km
Wassertemperatur	50 km	300 km	1000 km

Tabelle 4.2: Die verwendeten Einflussradien für die Horizontalinterpolation der Bodendaten

Für die Gebietshöhe wird derselbe Einflussradius wie für den Druck gewählt, auch wenn die Orographie meist nur für ein sehr begrenztes Gebiet repräsentativ ist. Die Interpolation der Orographie dient der Erzeugung eines Hilfsgitters für die anschließende Vertikalinterpolation. Wie Voruntersuchungen zeigten, erzeugen große Unterschiede in den Einflussradien für Druck und Orographie zu viele Unter- und Überschwinger im Druckfeld, die ihre Ursache in der Inkonsistenz der beiden Felder haben.

Die meteorologischen Felder in größerer Höhe sind durch höhere Windgeschwindigkeiten und einen geringeren Einfluss kleinskaliger Oberflächencharakteristika gekennzeichnet. Diesem Umstand wird durch die Verwendung von mit der Höhe anwachsenden Einflussradien Rechnung getragen (Tabelle 4.3). Nur wenn der Ein-

	Satz 1	Satz 2	Satz 3
925 hPa	90 km	200 km	1000 km
850 hPa	110 km	250 km	1000 km
700 hPa	120 km	300 km	1000 km
500 hPa	135 km	350 km	1000 km
400 hPa und darüber	145 km	400 km	1000 km

Tabelle 4.3: *Die verwendeten Einflussradien für die Horizontalinterpolation der Radiosondenprofile*

flussradius bereits am Boden 1000 km beträgt, bleibt er mit der Höhe konstant.

### 4.3 Vertikalinterpolation

Nach der Horizontalinterpolation liegen die meteorologischen Felder horizontal an den Modellgitterpunkten vor, in der Vertikalen stehen die Felder jedoch zunächst nur in maximal zwölf verschiedenen Höhen zur Verfügung: Zu den Bodendaten kommen elf Druckniveaus hinzu. Die Anzahl der Höhenniveaus verringert sich jedoch, wenn der Startpunkt der Sonde deutlich über dem Meeresspiegel liegt, so dass Messungen für 1000 hPa und eventuell auch weitere hohe Druckniveaus nicht möglich sind.

Das niedrigste Niveau des Modellgitters liegt entweder unterhalb der ersten zur Verfügung stehenden Messwerte, zwischen zwei Schichten oder die bereits horizontal interpolierten Bodenwerte fallen mit dem untersten Gitterpunkt zusammen. Dies ist in erster Linie für über dem Meer liegende Gebiete der Fall. Hierfür ist folglich für die Bodenwerte keine Vertikalinterpolation notwendig.

Liegt der niedrigste Modellgitterpunkt unterhalb des niedrigsten Messniveaus, so wird der Bodenwert mit Hilfe der ersten beiden Messwerte extrapoliert. Hierbei werden für den vertikalen Temperaturverlauf die Standardatmosphäre und für den Druck die barometrische Höhenformel verwendet. Für den Wind wird außerdem in Bodennähe ein logarithmisches Windprofil angenommen. Die Feuchte stellt in diesem Zusammenhang einen Sonderfall dar, da sie sich nicht durch eine allgemeingültige Funktion höhenabhängig beschreiben lässt. In diesem Fall wird, unabhängig von seiner tatsächlichen Höhe, der unterste zur Verfügung stehende Messwert als Bodenwert angenommen.

Für alle Modellgitterpunkte, die zwischen zwei Höhenstufen liegen, werden die direkt ober- und unterhalb liegenden, bereits horizontal interpolierten Werte für die Vertikalinterpolation verwendet. Mit Hilfe der oben genannten, höhenabhängigen Funktionen für Temperatur (Standardatmosphäre) und Luftdruck (barometrische Höhenformel) wird ein gewichtetes Mittel in Abhängigkeit von der vertikalen Di-

stanz berechnet. Die Feuchte und die Windkomponenten werden linear interpoliert.

## 4.4 Ergebnisse der Interpolation

Die mit Hilfe der drei Wichtungsfunktionen (Gleichungen 4.1-4.3) und unterschiedlich großer Einflussradien erzeugten Antriebsfelder weichen hinsichtlich ihrer Struktur und der auftretenden Gradienten voneinander ab. Diese Unterschiede und ihre Ursachen im Zusammenhang mit der gewählten Interpolationsmethode werden in diesem Abschnitt erläutert. Auf Basis dieser Untersuchungen soll schließlich das am besten geeignete Interpolationsverfahren zur Analyse von Messdaten gefunden werden.

### 4.4.1 Bodenkarten

In der Berliner Wetterkarte, bei der es sich um eine Handanalyse handelt, ist für den 29. August 2003 um 12 UTC ein Tiefdruckgebiet mit Zentrum über Deutschland sowie ein Gebiet mit hohem Luftdruck über Großbritannien zu erkennen (Abbildung 4.3). Dieses entwickelt sich im Bereich einer Okklusion, die zu einem Tief über der Biskaya gehört, und es ist zu vermuten, dass die eigentliche Positionierung lokal beeinflusst ist. Eine nähere Beschreibung der Wetterlage und ihrer Entwicklung steht in Kapitel 6.2. Für den Vergleich der unterschiedlichen Interpolationsverfahren hinsichtlich des Luftdruckes auf Meereshöhe wird der genannte Zeitpunkt verwendet. Für die anderen Größen dient die Situation 12 Stunden später, am 30. August 2003 um 0 UTC als Grundlage, da die Europa-Karten nur alle 24 Stunden zur Verfügung stehen.

Abbildung 4.4 zeigt die Ergebnisse der Interpolation für den Luftdruck, reduziert auf Meeresniveau, mit den Verfahren 4.1 (Abbildung 4.4a, c, e) und 4.3 (Abbildung 4.4b, d, f). Beide Verfahren liefern bei Verwendung kleiner und mittlerer Einflussradien ein Gebiet niedrigen Luftdrucks in der Nordhälfte Deutschlands (Abbildung 4.4a-d). Die auftretenden Druckgradienten verringern sich bei größeren Einflussradien. Dieser Effekt ist bei Verwendung der exponentiellen Interpolation deutlicher zu sehen als mit der quadratischen Interpolation. Auch das Hoch über Großbritannien ist im Fall der exponentiellen Wichtungsfunktion weniger stark ausgeprägt als bei quadratischer Interpolation sowie bei Verwendung der kleinen Einflussradien. Der Druck am nordwestlichen Gebietsrand liegt in diesen beiden Fällen um etwa 4 hPa höher. Das quadratische Interpolationsverfahren erzeugt bei Verwendung der kleinen Einflussradien deutlich ausgeprägte Unter- und Überschwinger.

Die Bedeutung des Einflussradius ist bei Verwendung von Gleichung 4.1 zur Inter-



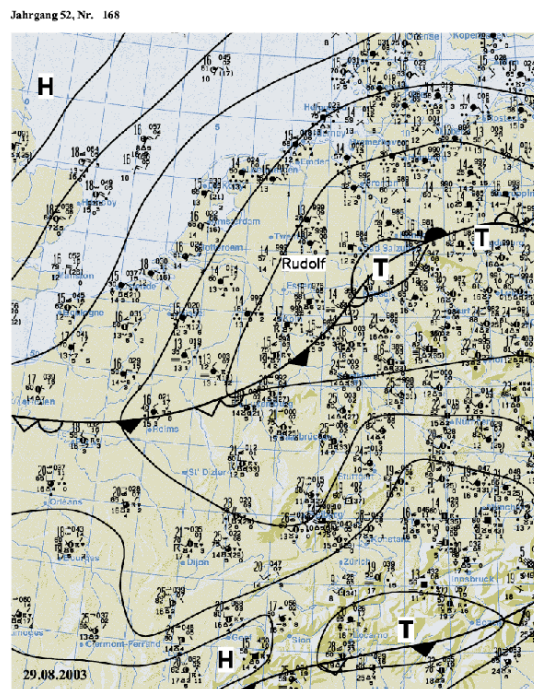


Abbildung 4.3: Die Wetterlage über Mitteleuropa am 29. August 2003 um 12 UTC. Abbildung mit freundlicher Genehmigung von Berliner Wetterkarte e.V.

polation geringer als bei Verwendung der Exponentialgleichung 4.3. Bei exponentieller Wichtung mit großen Einflussradien (Satz 3, Tabelle 4.2) treten über das gesamte Modellgebiet gesehen kaum Druckgradienten auf. Weder das Tief über Deutschland noch das Hochdruckgebiet über Großbritannien sind in dem Interpolationsergebnis (Abbildung 4.4f) sichtbar. Die entstandenen Strukturen machen ausschließlich den Eindruck, Unterschwinger aufgrund des großen Einflussradius und der Küstenlinien zu sein.

Gleichung 4.2 liefert, wie bereits erwähnt, eine von Einflussradien unabhängige Interpolation (Abbildung 4.6). Auch mit dieser Methode entsteht in der Analyse ein Tief über Deutschland, es ist jedoch weniger intensiv als mit den beiden anderen Interpolationsmethoden. Außerdem sind im Modellgebiet keine weiteren Druckunterschiede auszumachen, abgesehen von Zonen niedrigen Luftdruckes, die sich entlang der Küstenlinien befinden und nicht physikalischer Ursache sind. Die Druckunterschiede im Modellgebiet betragen lediglich 4 hPa, im Vergleich zu 20 hPa bei Verwendung der beiden anderen Wichtungsfunktionen. Auffallend ist das Fehlen von Unter- und Überschwingern in diesem Interpolationsergebnis. Hierin liegt ein Vorteil dieses Verfahrens.

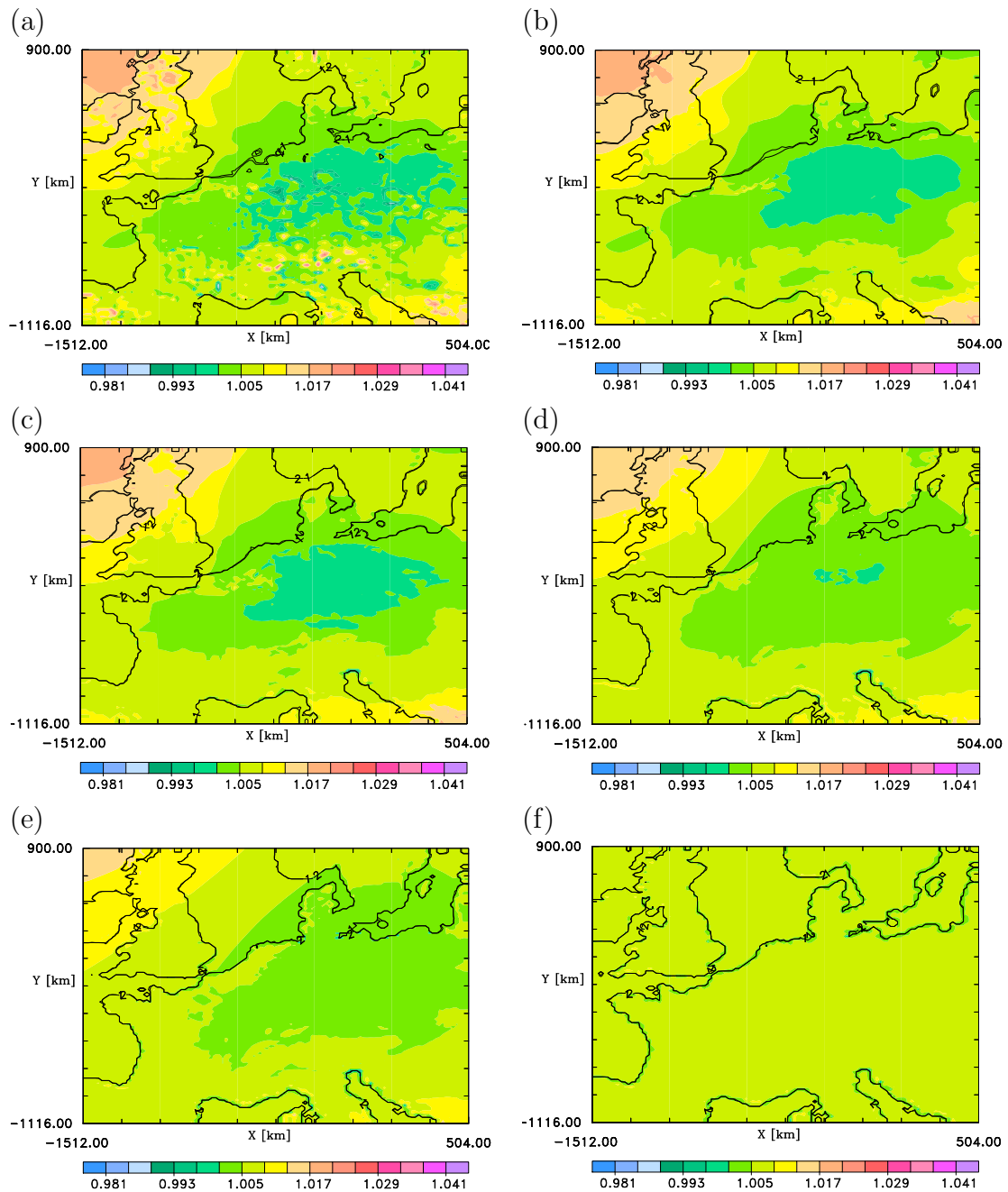


Abbildung 4.4: Der auf Meereshöhe reduzierte Luftdruck (1000 hPa) für den 29. August 2003 um 12 UTC, interpoliert mit quadratischer (a),(c),(e) und exponentieller (b),(d),(f) Wichtungsfunktion sowie kleinen (a,b), mittleren (c,d) und großen (e,f) Einflussradien (Sätze 1 bis 3 in Tabelle 4.2). Inkrement ist 4 hPa.

Abbildung 4.5 zeigt die mit Gleichung 4.1 (Abbildung 4.5a, c, e) und 4.3 (Abbildung 4.5b, d, f) interpolierten Felder der bodennahen potentiellen Temperatur für den 30. August 2003, 0 UTC. Aufgrund des bodenfolgenden Koordinatensystems ist die Höhenabhängigkeit der potentiellen Temperatur deutlich zu erkennen. Diese dominiert das Temperaturfeld. Dadurch sind Gebirgszüge wie die Alpen oder die Pyrenäen sowie der Balkan deutlich durch höhere potentielle Temperaturen gekennzeichnet. Die Bedeutung des Einflussradius ist in diesem Fall auch für die exponentielle Interpolation nicht so groß wie für den Druck, wenn auch die auftretenden Gradienten mit wachsendem Einflussradius abnehmen. Die Landoberflächen der Küstengebiete sind mit Ausnahme der Mittelmeerküste in Abbildung 4.5b, c in allen Fällen kälter als die angrenzenden Wasseroberflächen. Auch hier sind die Unterschiede zwischen den beiden Verfahren gering. Große Ähnlichkeit weisen insbesondere die Ergebnisse mit exponentieller Wichtung und kleinen/mittleren Einflussradien und die mit quadratischer Wichtung und den jeweils nächstgrößeren Einflussradien auf.

Das mit der hyperbolischen Wichtungsfunktion (Gleichung 4.2) erzeugte Interpolationsergebnis aus (Abbildung 4.6, b) unterscheidet sich für die potentielle Temperatur nicht so stark von den beiden anderen Verfahren, wie dies beim Druck der Fall ist: Auch hier ist der Temperaturunterschied zwischen Land- und Meeresoberfläche sichtbar, ebenso wie die Gebirgszüge. Die mit dem Verfahren verbundene starke Glättung ist erneut zu erkennen. Die Temperaturgradienten sind im Modellgebiet geringer als mit den beiden anderen Interpolationsverfahren. Lediglich die exponentielle Interpolation liefert bei Verwendung der großen Einflussradien ähnlich glatte Ergebnisse.

#### 4.4.2 Höhenkarten

Aufgrund höherer Windgeschwindigkeiten und einem geringeren Einfluss kleinskaliger Oberflächencharakteristika werden für die Horizontalinterpolation mit der Höhe anwachsende Einflussradien verwendet, falls für die Bodenwerte die kleinen (Satz 1, Tabelle 4.2) oder mittleren (Satz 2, Tabelle 4.2) Einflussradien verwendet werden. In diesem Abschnitt werden die Ergebnisse in einer Höhe von 5500 m miteinander verglichen. Auf diese Weise ist auch in diesem Fall ein zumindest qualitativer Vergleich mit der Berliner Wetterkarte möglich. Die 500 hPa-Karte liefert die Topographie der 500 hPa-Druckfläche, die sich in etwa in 5500 m Höhe befindet (Abbildung 4.7). Ein Vergleich mit einem Horizontalschnitt in dieser Höhe bietet jedoch nur Anhaltspunkte für die Richtigkeit der Interpolationsergebnisse.

Abbildung 4.8 zeigt die Druckverteilung in einem Horizontalschnitt in 5500 m Höhe für 0 UTC für den 30. August 2003. Die Interpolationsergebnisse aus dem exponentiellen Verfahren mit kleinen und mittleren Einflussradien weisen die glei-

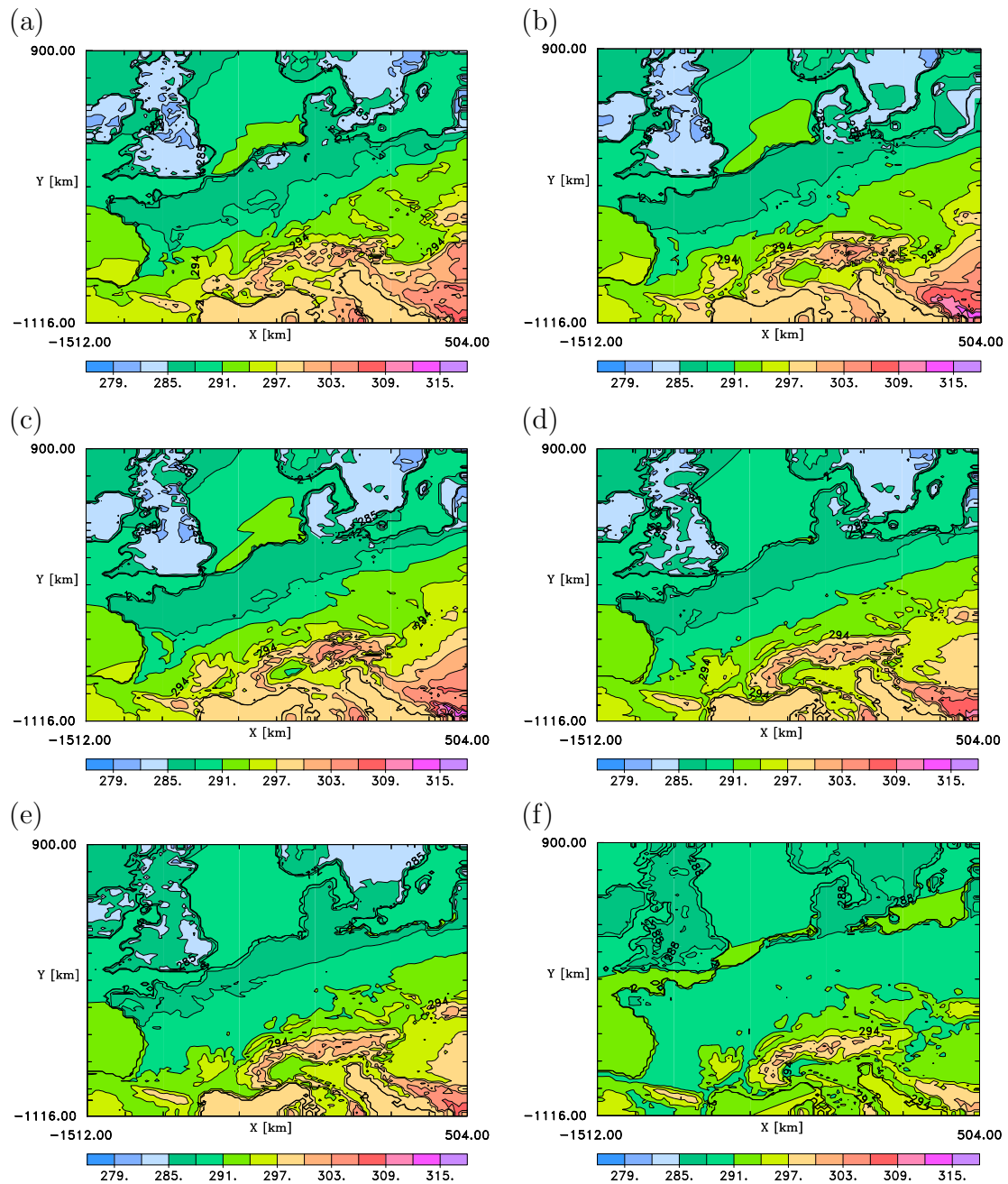


Abbildung 4.5: Horizontalschnitt der potentiellen Temperatur ( $K$ ) in 10 m über Grund für den 30. August 2003 um 0 UTC, interpoliert mit quadratischer (a),(c),(e) und exponentieller (b),(d),(f) Wichtungsfunktion sowie (von oben nach unten) kleinen, mittleren und großen Einflussradien (Sätze 1 bis 3 in Tabelle 4.2). Inkrement ist 3 K.

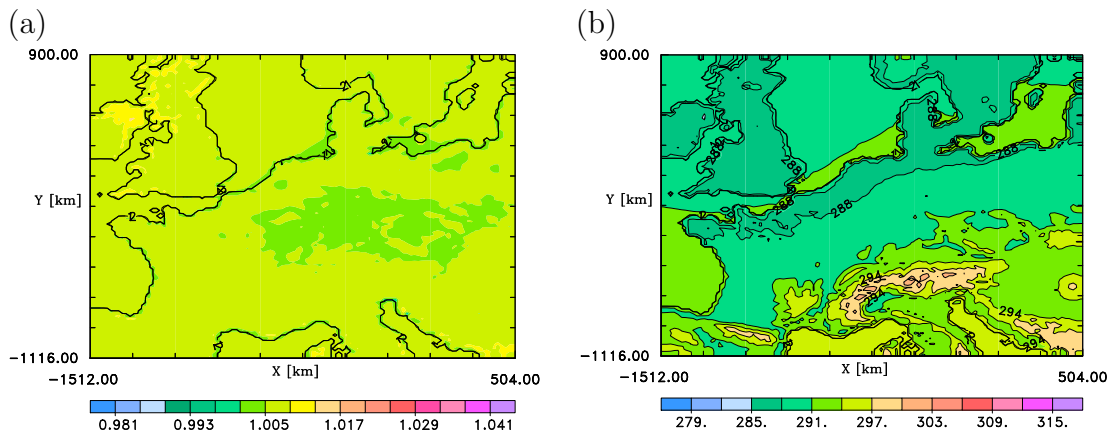


Abbildung 4.6: *Ergebnisse der Interpolation mit hyperbolischer Wichtungsfunktion: (a) der auf Meereshöhe reduzierte Luftdruck (1000 hPa) für den 29. August 2003, 12 UTC. Inkrement ist 4 hPa. (b) Horizontalschnitt der potentiellen Temperatur (K) in 10 m über Grund für den 30. August 2003, 0 UTC.*

chen Strukturen auf wie die mit der quadratischen Gleichung und dem jeweils nächstgrößeren Satz von Einflussradien erzeugten. Auch die dabei auftretenden Gradienten sind gleich groß: 27 hPa für Gleichung 4.3 mit kleinen Einflussradien (Abbildung 4.8b) und Gleichung 4.1 mit mittleren Einflussradien (Abbildung 4.8c), sowie 21 hPa für die jeweils nächstgrößeren Einflussradien (Abbildung 4.8d, e). Die mit Hilfe von Gleichung 4.2 erzeugten Ergebnisse (Abbildung 4.10a) weisen dagegen nur einen maximalen Druckunterschied von 12 hPa im Modellgebiet auf. Noch stärker fällt die Glättung bei der Verwendung der großen Einflussradien in Gleichung 4.3 aus: In diesem Fall beträgt der Druckgradient über das Modellgebiet nur 9 hPa.

Der Verlauf der Isobaren und die auftretenden Druckgradienten lassen die Ergebnisse (Abbildung 4.8d und e) im Vergleich zur Wetterkarte (Abbildung 4.7) am glaubwürdigsten erscheinen. Die niedrigsten Druckwerte treten mit 500 hPa am Nordrand des Modellgebietes auf. Die Berliner Wetterkarte (Abbildung 4.7) zeigt für die Höhe der 500 hPa-Druckfläche in diesem Bereich einen Wert von 552 gpm. Dies entspricht einer geometrischen Höhe von knapp 5500 m, so dass eine gute Übereinstimmung der beiden Analysen vorliegt. Der in der Berliner Wetterkarte analysierte Trog über der Nordsee, der bis nach England reicht, sowie die über Großbritannien in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Isohypsen fehlen jedoch in den vorliegenden Interpolationsergebnissen (Abbildung 4.8d, e). Davon abgesehen, stimmen die beiden Analysen recht gut überein.

Die Interpolationsergebnisse für die drei verwendeten Verfahren und die unterschiedlichen Einflussradien (Abbildungen 4.9 und 4.10) lassen für die Temperatur die gleichen Schlüsse zu, die schon für den Luftdruck gelten. Auch hier fällt sofort die Übereinstimmung der Ergebnisse, die mit Gleichung 4.1 mit mittleren und

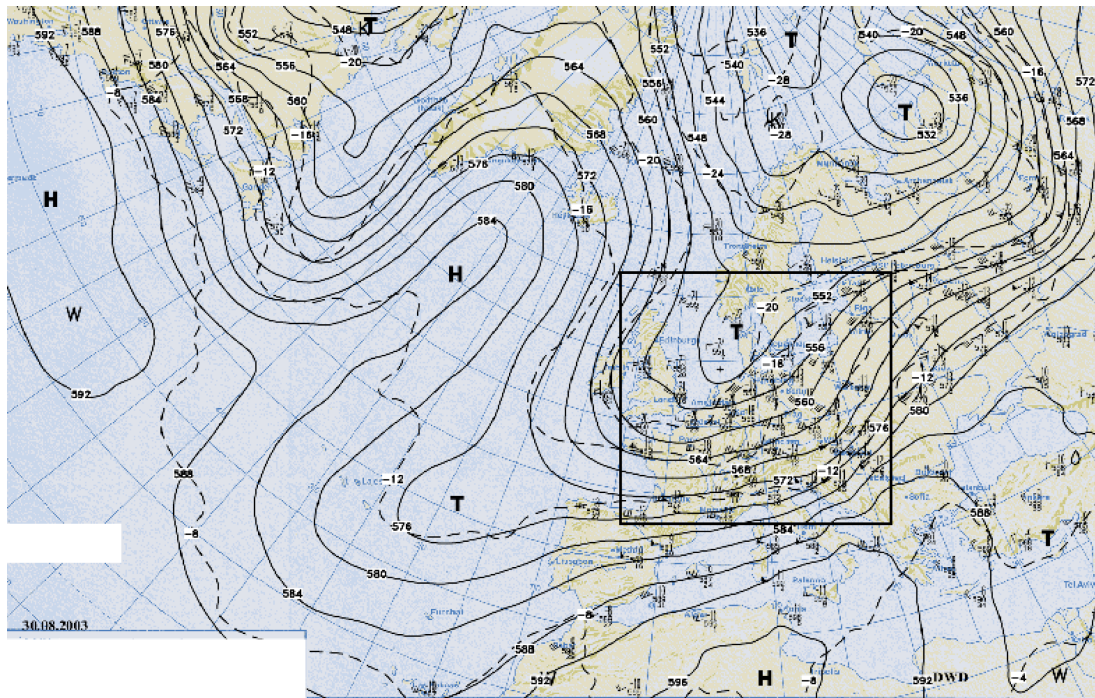


Abbildung 4.7: 500hPa-Karte für den Nordatlantik und Europa für den 30. August 2003 um 0 UTC. Durchgezogene Linien sind die Isohypsen der 500 hPa-Druckfläche in geopotentiellen Metern (gpm). Der Isolinienabstand beträgt 4 gpm. Gestrichelte Linien sind Isothermen der Realtemperatur in K. Der Isolinienabstand beträgt 4 K. Zur Orientierung ist das Modellgebiet durch den Rahmen gekennzeichnet. Abbildung mit freundlicher Genehmigung von Berliner Wetterkarte e. V.

großen Einflussradien gewonnen wurden, mit denjenigen auf, die durch exponentielle Wichtung und den nächstkleineren Einflussradien erzielt wurden. Verfahren 4.2 und 4.3 glätten mit großen Einflussradien im Vergleich zu den anderen Methoden wiederum zu stark. Die Temperaturdifferenzen im Modellgebiet betragen nur 8 K (Abbildung 4.9f) beziehungsweise 4 K (Abbildung 4.10b, bei Berücksichtigung der Flecken immerhin 10 K).

Die Höhenkarte aus der Berliner Wetterkarte enthält neben den Isohypsen für die 500 hPa-Druckflächen auch Isothermen für die Realtemperatur in dieser Höhe (gestrichelte Linien in Abbildung 4.7). Die Analyse mit exponentieller Wichtungsfunktion und kleinem Einflussradius (Abbildung 4.7b) und diejenige mit quadratischer Wichtungsfunktion und mittlerem Radius (Abbildung 4.7c) stimmen insbesondere im nordöstlichen Teil des Modellgebietes recht gut mit der Berliner Wetterkarte überein, aber die stellenweise sehr starken Gradienten sind nicht realistisch. Die Analyse mit exponentieller Wichtungsfunktion und mittleren Einflussradien und mit quadratischer Wichtungsfunktion und großen Einflussradien

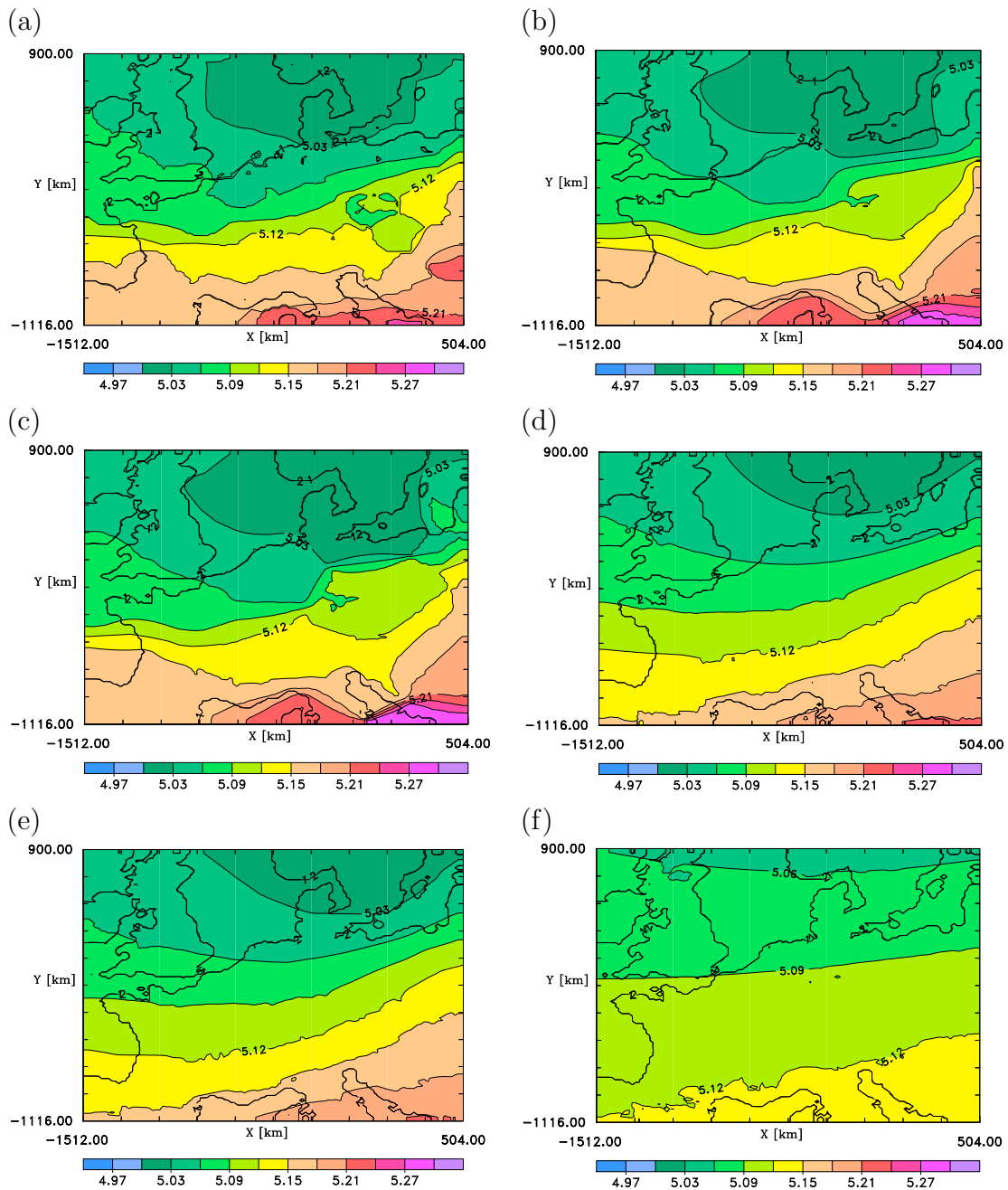


Abbildung 4.8: Horizontalschnitt des Luftdrucks (100 hPa) in 5500 m Höhe für den 30. August 2003 um 0 UTC, interpoliert mit quadratischer (a),(c),(e) und exponentieller (b),(d),(f) Wichtungsfunktion sowie kleinen (a,b), mittleren (c,d) und großen Einflussradien (e,f). Inkrement ist 3 hPa.

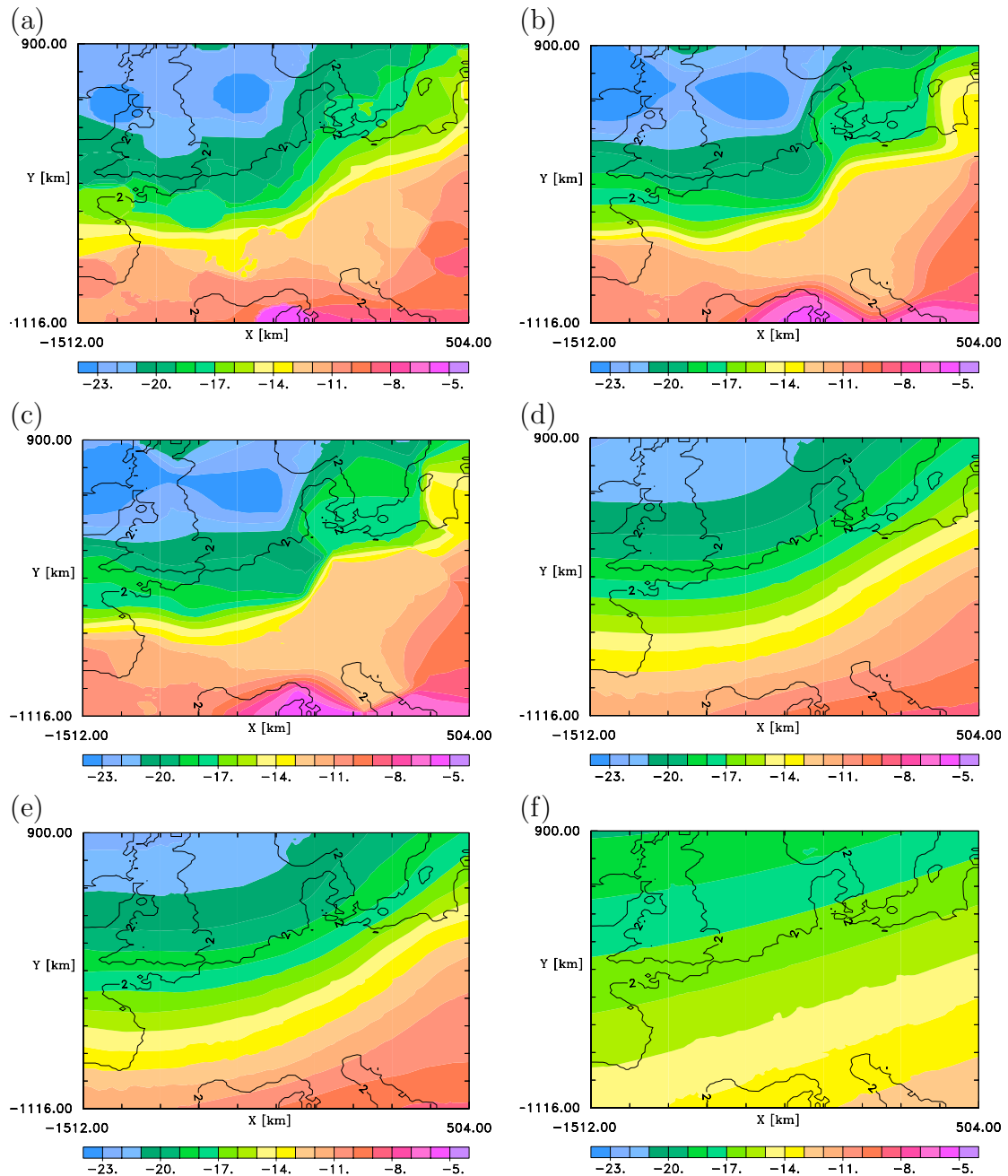


Abbildung 4.9: Horizontalschnitt der Realtemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) in 5500 m Höhe für den 30. August 2003 um 0 UTC, interpoliert mit quadratischer (a),(c),(e) und exponentieller (b),(d),(f) Wichtungsfunktion sowie kleinen (a,b), mittleren (c,d) und großen (e,f) Einflussradien. Inkrement ist  $1^{\circ}\text{C}$ .



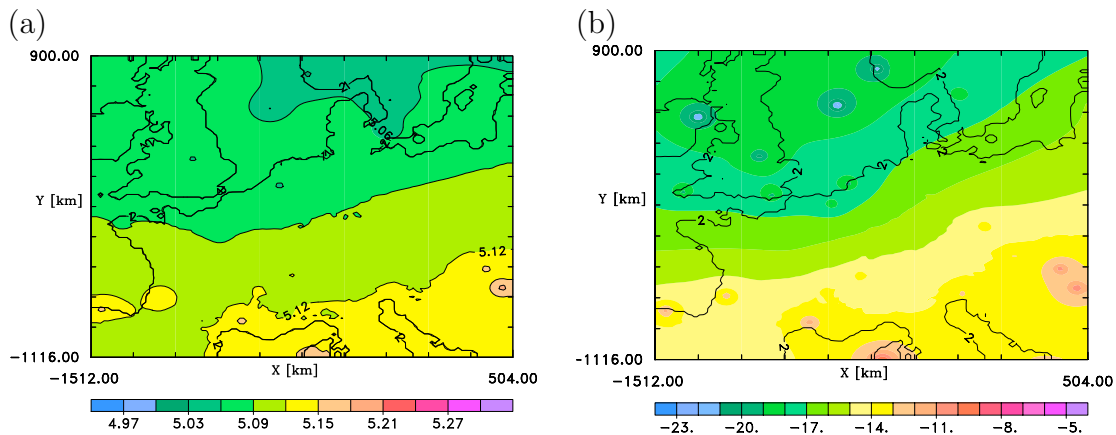


Abbildung 4.10: *Ergebnisse der Interpolation mit hyperbolischer Wichtungsfunktion in einem Horizontalschnitt in 5500 m Höhe für den 30. August 2003, 0 UTC: (a) Luftdruck (100 hPa), Inkrement ist 3 hPa, (b) Realtemperatur (°C), Inkrement ist 1°C.*

(Abbildung 4.9d, e) hingegen geben die in der Berliner Wetterkarte analysierte Gesamtverteilung recht gut wieder, wenn sie auch im nordöstlichen Gebietsteil deutlich stärker glätten als die Handanalyse der Berliner Wetterkarte. Die  $-20^{\circ}\text{C}$ -Isotherme verläuft über Südschweden in Nord-Süd-Richtung wie in der Handanalyse, allerdings verläuft sie über Großbritannien zu weit nördlich. Die  $-12^{\circ}\text{C}$ -Isotherme stimmt in diesen beiden Analyseergebnissen recht gut mit der Berliner Wetterkarte überein. Die Ergebnisse mit kleineren Einflussradien zeigen zwar die auftretenden Temperaturgradienten - insbesondere die Minimumtemperatur - näher an der Berliner Wetterkarte, aber der Verlauf der Isothermen erscheint nicht realistisch. Die mit exponentieller Wichtung und großen Einflussradien erzielte Analyse weist deutlich geringere Temperaturunterschiede im Modellgebiet auf, so wie das mit der hyperbolischen Wichtungsfunktion erzielte Ergebnis (Abbildung 4.10b). In diesem Fall sind jedoch zusätzlich noch Flecken erkennbar. Diese entstehen durch die starke Wichtung sehr nahe gelegener Stationen und führen so zu einer unrealistischen Temperaturverteilung, auch wenn die Analyse an diesen Punkten selbst sehr gut mit den Punktmessungen übereinstimmt.

### 4.4.3 Wassertemperatur

Die Eingangsdaten der Wassertemperatur liegen sowohl zeitlich als auch räumlich nur in sehr geringer Auflösung vor. Aus diesem Grund wird die Analyse der Wassertemperatur mit den zur Verfügung stehenden Interpolationsverfahren und den unterschiedlichen Einflussradien gesondert untersucht.

Die Analysekarte der Wassertemperatur ist ebenfalls nicht nur von dem gewählten

Einflussradius, sondern in hohem Maße auch von dem jeweils verwendeten Interpolationsverfahren abhängig. Für die Nordsee entspricht die Verteilung der Wassertemperatur bei Verwendung der exponentiellen Interpolationsfunktion (Abbildung 4.11c, d) in Verlauf und Wertebereich recht gut dem in der Karte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie dargestellten Verlauf (Abbildung 4.12). Für die beiden anderen Interpolationsfunktionen entstehen hingegen unrealistische Felder der Wassertemperatur (Abbildung 4.11a, b). Der treppenartige Verlauf der Isothermen (Abbildung 4.11a) wird möglicherweise durch die Beschränkung auf die sechs nächstgelegenen Datenpunkte verursacht. Der kleine Einflussradius (Tabelle 4.2) ist kleiner als der Abstand zwischen den auf einem 1x1 Grad-Gitter vorliegenden Daten, so dass MEFOBS die sechs nächstgelegenen Punkte sucht und zur Interpolation verwendet (vgl. Abschnitt 4.2). Die parallel zur britischen Küste verlaufenden Isothermen werden von keinem der verwendeten Verfahren getroffen. Die Ursache hierfür liegt in der zu geringen räumlichen Auflösung der Eingangsdaten.

Abbildung 4.11 zeigt die Interpolationsergebnisse bei Verwendung kleiner (c) und mittlerer (d) Einflussradien in der exponentiellen Wichtungsfunktion für die Wassertemperatur. Es zeigt sich, dass in Fall (d) die in der Karte des BSH (Abbildung 4.12) dargestellte Verteilung nicht ausreichend wiedergegeben wird. Die Gradienten im Gebiet der Nordsee sind zu klein. Dieser Effekt verstärkt sich noch bei Verwendung der großen Einflussradien (nicht dargestellt).

Für den Atlantik und das Mittelmeer fehlen Vergleichsanalysen, aber die Verteilung der Wassertemperatur erscheint für die Verwendung kleiner Einflussradien in der exponentiellen Interpolationsfunktion auch in diesen Bereichen glaubwürdig, so dass auf diese Weise eine realistische Analyse der Wasseroberflächentemperaturen als untere Randbedingung für METRAS festzulegen ist. Allerdings stellt sich die Frage, ob das verwendete Analyseverfahren überhaupt geeignet ist, da die Eingangsdaten bereits auf einem regelmäßigen Gitter vorliegen. Möglicherweise ist eine bilineare Interpolation der Werte an den jeweils benachbarten Punkten in diesem Fall besser geeignet.

## 4.5 Diskussion der Analyseverfahren

Die Messdatenanalysen wurden mit drei verschiedenen Funktionen und unterschiedlichen Einflussradien durchgeführt, um zu untersuchen, ob die so gewonnenen Analysen als Antriebsfelder für realitätsnahe Simulationen mit dem Modell METRAS geeignet sind. Da die Realität unbekannt ist und es sich bei den Vergleichskarten auch um Analysen handelt, muss die Entscheidung für ein bestimmtes Verfahren und einen bestimmten Satz von Einflussradien auf Plausibilitätsüberlegungen beruhen.

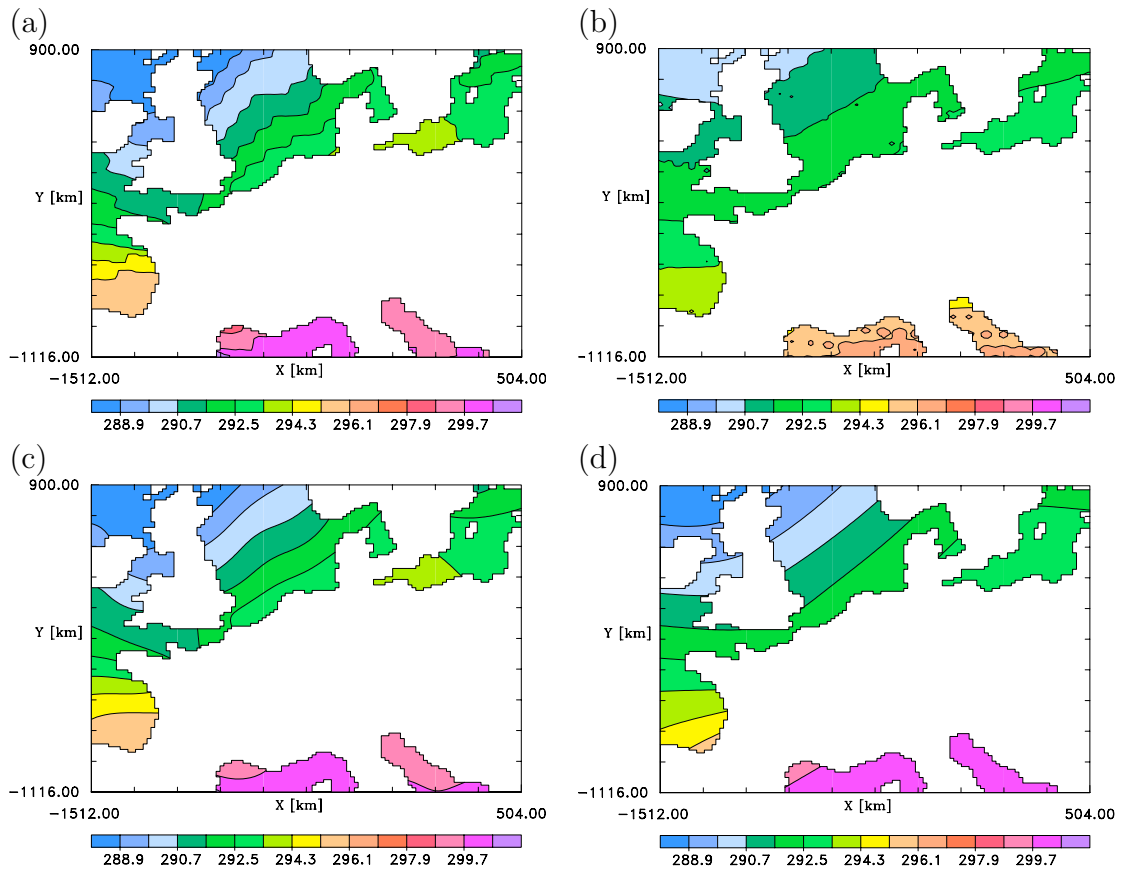


Abbildung 4.11: Ergebnisse der Interpolation der Wassertemperatur mit quadratischer (a) und hyperbolischer (b) Wichtungsfunktion, jeweils mit dem kleinen Einflussradius (Tabelle 4.2, Satz 1), sowie mit exponentieller Wichtungsfunktion und dem kleinen Radius (c) und mit exponentieller Wichtungsfunktion und dem mittleren Radius (Tabelle 4.2, Satz 2) (d). Der Isolinienabstand beträgt 1 K.

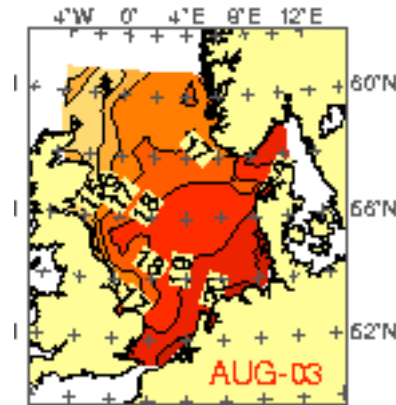


Abbildung 4.12: Monatsmittel der Wassertemperatur für August 2003. Der Iso­linienabstand beträgt 1 K. Abbildung mit freundlicher Genehmigung des Bundes­amtes für Seeschifffahrt und Hydrographie.

Die hyperbolische Funktion (Gleichung 4.2) zur Berechnung der Wichtungsfaktoren ist für die zur Verfügung stehenden Messwerte ungeeignet. Die Eigenschaft der hyperbolischen Funktion, sehr nahe am Modellgitterpunkt gelegene Stationen sehr stark zu wichten, führt zu kleinen Gebieten mit sehr starken Gradienten in einem Feld, das ansonsten im Vergleich zu anderen Methoden zu stark geglättet ist (z. B. Abbildung 4.11b).

Zwischen der quadratischen Interpolation nach Gleichung 4.1 und der Exponentialfunktion 4.3 treten nur geringfügige Unterschiede in den Ergebnissen auf. Die große Ähnlichkeit tritt insbesondere in den Höhenkarten zum Vorschein: Hier entsprechen die mit der exponentiellen Wichtungsfunktion erzeugten Antriebsfelder mit kleinen und mittleren Einflussradien den mit der quadratischen Wichtungsfunktion und den jeweils nächstgrößeren Einflussradien. Die Ursache hierfür liegt in dem ähnlichen Verlauf der beiden Wichtungsfunktionen, wobei Gleichung 4.3 im Gegensatz zu Gleichung 4.1 keine Nullstellen besitzt, so dass bei der Interpolation mit der exponentiellen Wichtungsfunktion grundsätzlich alle zur Verfügung stehenden Messwerte berücksichtigt werden, wobei das Gewicht mit größerer Entfernung abfällt. Dass die mit den unterschiedlichen, in ihrem Verlauf zwar ähnlichen, aber nicht gleichen Funktionen erzielten Analysen fast identisch sind, ist ein Effekt des gewählten Modellgebietes. Für andere Modellgebiete analysierte Felder weisen ebenfalls große Ähnlichkeiten auf, die mit dem Funktionsverlauf zu erklären sind, aber die Ergebnisse unterscheiden sich stärker als in dem hier untersuchten Fall.

Da die Antriebsfelder der meteorologischen Größen bei Verwendung der Exponentialfunktion im Vergleich zu der quadratischen Funktion weniger und schwächere Unter- und Überschwinger aufweisen und der Verlauf der Isothermen der Wassertemperatur realistischer ist, erhält diese Methode den Vorzug für die Erzeugung

der Antriebsfelder für die realitätsnahe Simulation der meteorologischen Situation in Europa (Abschnitt 6.2). Dabei werden in Bodennähe die kleinen (Satz 1, Tabelle 4.2), und für die Horizontalinterpolation in der Höhe die mittleren (Satz 2, Tabelle 4.3) Einflussradien verwendet, da die mit diesen Werten erzeugten Analysen nicht nur in ihrer Struktur, sondern auch in den auftretenden Gradienten am realistischsten erscheinen.

Zur Prüfung, ob das verwendete Analyseverfahren realistische Antriebsfelder für METRAS erzeugt, wurden Luftdruck und Temperatur verwendet, da diese in der Berliner Wetterkarte als Vergleichsfelder zur Verfügung stehen. Aber nicht der Luftdruck, sondern die horizontalen Windkomponenten werden in METRAS zur Forcierung genutzt. Aus diesem Grund wäre eine Prüfung der analysierten Windfelder wünschenswert. Leider sind hierfür keine Vergleichsdaten verfügbar. Aufgrund der analysierten Druckfelder und ihrer recht guten Übereinstimmung in Verteilung und auftretenden Gradienten kann angenommen werden, dass auch die analysierten Windfelder die synoptische Situation in Europa gut wiedergeben.

In der Erzeugung der Höhenkarten ergeben sich mehrere Unsicherheiten bezüglich der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Eingangsdaten: Als Messort (geographische Länge und Breite) werden für den gesamten Radiosondenaufstieg die Koordinaten des Startortes angenommen. Die Interpolationsergebnisse für die horizontalen Windkomponenten (nicht abgebildet) zeigen, dass der Zonalwind in der mittleren Troposphäre während des gesamten Zeitraumes positiv ist, also von West nach Ost gerichtet ist. Im Nordosten des Modellgebietes beträgt er dabei im Mittel etwa 10 m/s, das Maximum liegt bei 15 m/s. Werden diese Werte als mittlere Werte über die gesamte Troposphäre angenommen, so ergibt sich für eine Radiosonde während eines zweistündigen Aufstieges ein horizontaler Versatz von 70-100 km, in der mittleren Troposphäre etwa die Hälfte. Das Modellgebiet hat im Vergleich dazu eine Ausdehnung von  $2000 \times 2000 \text{ km}^2$ , und bei einer Auflösung von 18 km entspricht die Verdriftung etwa zwei Gitterzellen in der Höhe der 500 hPa-Druckfläche. Die meridionale Windkomponente ist während des gesamten Analysezeitraumes kleiner als die zonale Komponente, im Nordosten des Modellgebietes beträgt sie am 29. August um 0 UTC maximal 4 m/s. Dies entspricht einer Verschiebung von noch nicht einmal 20 km nach Norden. Da die Verdriftung nur eine bis zwei Gitterweiten beträgt, wird die räumliche Verschiebung der Messungen vernachlässigt.

Ein unbekannter Faktor ist die zeitliche Verschiebung: Die Daten der Radiosonden werden nicht alle zu denselben Zeitpunkten gewonnen. Die Aufstiege finden zwar zu festen Terminen statt, aber die praktische Durchführung unterscheidet sich häufig von einem Land zum nächsten, manchmal auch von einer Station zur nächsten. Soll ein Aufstieg um 0 UTC erfolgen, wird die Sonde an einigen Stationen zu diesem Zeitpunkt gestartet, an anderen wird sie beispielsweise eine Stunde früher gestartet, damit der Termin etwa in der Mitte des gesamten

Aufstieges liegt.

Trotz dieser Unsicherheiten erweist sich das Analyseverfahren als geeignetes Werkzeug, um realistische Antriebsfelder für METRAS zu erzeugen, insbesondere unter Berücksichtigung der Anzahl der zur Verfügung stehenden Radiosonden. Die Wahl des Einflussradius wirkt sich auf das Feld als Ganzes, jedoch nicht auf die Verteilung von Unter- und Überschwingern aus. Die Simulationen für den Testfall „Tiefdruckrinne über Europa“ (Abschnitt 6.2) verwenden Analysen, die mit Hilfe von Gleichung 4.3 und kleinen Einflussradien für die Bodendaten sowie mittleren Einflussradien für die Radiosondenmessungen erzeugt wurden.

---

## 5 Ergebniskontrollierte Ausgabe

Bei der Nestung werden die zeitabhängigen Randwerte in der Regel zu jedem Zeitschritt berücksichtigt, während das Zeitintervall, in dem die Antriebsdaten aktualisiert werden (hier Aktualisierungsintervall genannt), sehr viel größer als ein Zeitschritt ist. Innerhalb eines solchen Aktualisierungsintervalls werden die Felder im Allgemeinen zeitlich linear interpoliert. Dabei ist nicht bekannt, in welcher zeitlichen Auflösung die Randwerte vorliegen müssen, um die Entwicklung der großskaligen Situation durch lineare Interpolation angemessen wiederzugeben. Wie in Kapitel 2 beschrieben, finden sich in der Literatur vereinzelt Hinweise auf die für regionale Klimamodelle notwendigen Aktualisierungsintervalle, aber detaillierte Untersuchungen für den Bereich der kleinskaligen Modellierung fehlen. Standardmäßig werden Antriebsdaten alle drei Stunden aktualisiert. Der Deutsche Wetterdienst arbeitet aktuell mit einer stündlichen Aktualisierung der Antriebsdaten.

Bei einer zu geringen zeitlichen Auflösung der Antriebsdaten werden möglicherweise Strukturen nicht erfasst, wie beispielsweise der Durchzug einer Front, der innerhalb weniger Stunden geschieht und signifikante Änderungen im Wind- und Temperaturfeld bewirkt. Mit einer hohen Frequenz hingegen wird sicherlich nahezu jedes Phänomen zeitlich aufgelöst, aber dies ist aus zwei Gründen nicht wünschenswert: Zum Einen erhöhen die häufige Ausgabe sowie das Einlesen der Antriebsdaten die benötigte Rechenzeit, was insbesondere bei nur geringen Änderungen in den Antriebsdaten nicht notwendig ist. Zum Anderen soll die genestete Simulation kleinskalige Phänomene selbst erzeugen. Dies ist nur möglich, wenn die Antriebsdaten nicht zu häufig aktualisiert werden, da ansonsten kleinskalige, im Modell erzeugte Strukturen durch die Antriebsdaten verfälscht werden.

Änderungen der großskaligen Situation können auch während einer Simulation unterschiedlich schnell erfolgen, insbesondere, wenn der Simulationszeitraum mehrere Tage umfasst: Nach dem Durchzug einer Front, der sich in wenigen Stunden abspielen kann, stellt sich eine stabile Hochdrucklage ein, und für einen Zeitraum von mehreren Tagen treten keine signifikanten Änderungen der Situation auf oder erfolgen nur sehr langsam. Bei schnellen Änderungen ist somit eine andere Ausgabefrequenz notwendig als bei kleinen, langsam ablaufenden Änderungen. Ein kurzes, über den gesamten Zeitraum konstant bleibendes Aus-

gabeintervall ist nicht notwendig, wenn sich die großskalige Situation nur sehr geringfügig oder sehr langsam ändert, während bei schnellen Änderungen eine häufigere Aktualisierung der Antriebsdaten erforderlich wird. Außerdem sind die auftretenden Phänomene nicht unbedingt im Voraus bekannt, so dass auch die notwendige zeitliche Auflösung nicht von vornherein festzulegen ist. Das Ziel ist daher, das Aktualisierungsintervall durch die Simulationen selbst bestimmen zu lassen.

Das Modell METRAS wird für die in dieser Arbeit durchgeführten Simulationen sowohl als antreibendes (grob auflösendes) Modell verwendet als auch für die hochaufgelösten genesteten Modellrechnungen. Der Ablauf der Modellrechnungen ist in Abbildung 5.1 schematisch dargestellt. Da das Aktualisierungsintervall der genesteten Simulation gleich dem Ausgabeintervall der grob auflösenden Simulation ist, besteht die Möglichkeit, das Aktualisierungsintervall der Antriebsdaten zu variieren, indem in der grob auflösenden Simulation die Ausgabe unterschiedlich häufig erfolgt. Die Ausgabekontrolle soll durch die Simulation selbst in Abhängigkeit von den Änderungen der meteorologischen Felder erfolgen, so dass das Ausgabe-(Aktualisierungs)intervall online aus den stattfindenden Änderungen ermittelt wird. Anhand des idealisierten Testfalles „Land-Seewind-Zirkulation“ wird eine Methode zur ergebniskontrollierten Ausgabe entwickelt. In Abschnitt 5.1 wird dieser Testfall und in Abschnitt 5.2 die Ausgabesteuerung beschrieben. In den Abschnitten 5.3 bis 5.5 werden alternative Methoden zur Bestimmung des Ausgabeintervalls anhand dieses Falles getestet.

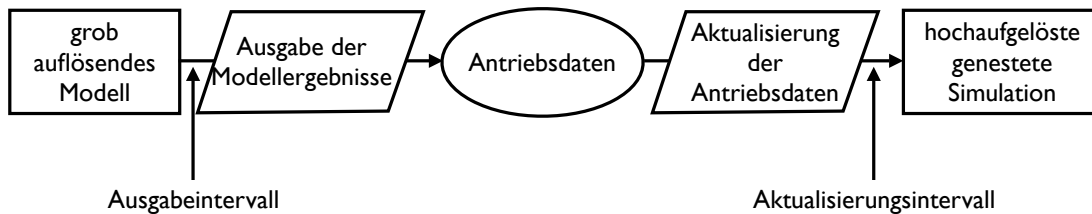


Abbildung 5.1: *Struktur einer genesteten Modellrechnung. Ausgabeintervall der grob auflösenden Simulation und Aktualisierungsintervall der genesteten Simulation sind identisch.*

## 5.1 Land-Seewind-Zirkulation als Beispiel zur Entwicklung der Modell kontrollierten Steuerung des Ausgabeintervalls

Die Land-Seewind-Zirkulation ist ein typisches Phänomen der Mesoskala, das durch den Einfluss horizontaler Temperaturgradienten hervorgerufen wird (De-



fant, 1950; Atkinson, 1981). Aufgrund unterschiedlicher Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit erwärmen sich unterschiedliche Oberflächen unterschiedlich schnell und unterschiedlich stark. Besonders deutlich wird dieses unterschiedliche Verhalten dort, wo Wasseroberflächen an Land angrenzen, da Wasser eine sehr hohe Wärmekapazität aufweist. In den Tropen ist das meteorologische Geschehen in Küstennähe geprägt von Land-Seewind-Zirkulationen, da synoptischskalige Phänomene fast völlig fehlen. Am stärksten ausgeprägt ist die Land-Seewind-Zirkulation in den Subtropen. In den mittleren Breiten entsteht hingegen nur bei stabiler Hochdrucklage, die durch schwachen großskaligen Wind gekennzeichnet ist, eine Land-Seewind-Zirkulation: Die Landoberfläche erwärmt sich unter Sonneneinstrahlung sehr stark und damit ebenfalls die darüber liegenden Luftschichten. Durch die daraus entstehende instabile Schichtung wird eine Aufwärtsbewegung ausgelöst. In der Folge setzt in Bodennähe ein vom Meer zum Land hin gerichteter Wind ein, in etwa 1000 m Höhe weht der Wind in der entgegengesetzten Richtung. Über der kalten Wasseroberfläche findet eine Absinkbewegung statt. An der Vorderseite der Zirkulationszelle entsteht eine Seewindfront. Dort findet die stärkste Aufwärtsbewegung statt. Diese Seewindfront bewegt sich im Tagesverlauf landeinwärts. Nachts sind die Verhältnisse umgekehrt: Die Landoberfläche kühlt schneller ab als die Meeresoberfläche. Daher weht in den Nachtstunden der Wind bodennah vom Land in Richtung Meer, in größerer Höhe entsteht eine Gegenströmung vom Meer zum Land.

Das für die durchgeführten Simulationen gewählte Modellgebiet ist in Abbildung 5.2 als Vertikalschnitt in Süd-Nord-Richtung und als Horizontalschnitt dargestellt. In West-Ost-Richtung ist das Modellgebiet homogen. Der südliche Teil des Modellgebietes ist eine Wasserfläche. Unmittelbar an die Küste, am Fuße eines in West-Ost-Richtung orientierten Bergrückens, grenzt ein 10 km breites Gebiet mit städtischer Bebauung an. Der Bergrücken erreicht eine Höhe von 1000 m. Der nördliche Teil des Modellgebietes jenseits der Stadt unter Einschluss des Bergrückens besteht aus Sandwüste.

Das Modellgebiet weist eine horizontale Ausdehnung von  $12 \times 240 \text{ km}^2$  auf. In der Vertikalen erstreckt sich das Modellgebiet bis in eine Höhe von 12 km. Abbildung 5.2a ist zur besseren Sichtbarkeit auf 2.5 km Höhe begrenzt. Am Boden beträgt die Gitterweite 10 m und am Oberrand 1000 m, wobei ein nichtäquidistantes Gitter in der Vertikalen verwendet wird. Das Modellgebiet wird in unterschiedlicher Auflösung gerechnet: Eine grob aufgelöste Simulation wird mit einer horizontalen Gitterweite von 3 km durchgeführt. In einer hochaufgelösten Simulation wird die Gitterweite auf ein Drittel - 1 km - reduziert. Außerdem werden genestete Modellrechnungen durchgeführt. In diesen Fällen reicht das Modellgebiet vom Südrand des Gesamtgebietes bis wenige Kilometer südlich der Küstenlinie (gestrichelte Linie in Abbildung 5.2). Dieser Ausschnitt ist horizontal homogen, so dass sich ohne Nestung während der Vorhersagezeit horizontale Gradienten nur aufgrund konvektiver Prozesse ausbilden würden. Da der Unterrand des Teilge-

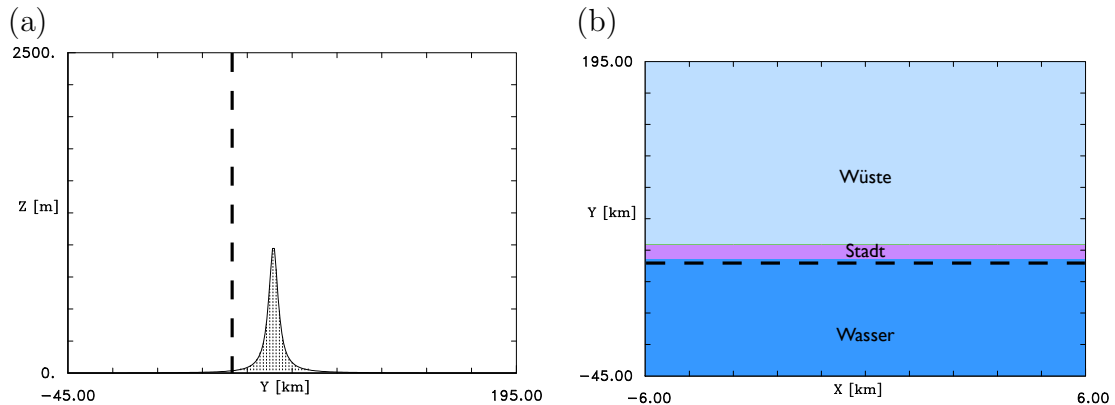


Abbildung 5.2: Vertikalschnitt in Süd-Nord-Richtung (a) der unteren 2500 m des Modellgebietes für den Fall „Land-Seewind-Zirkulation“ und Horizontalschnitt (b) des Modellgebietes mit den unterschiedlichen Landoberflächen. Die gestrichelte Linie kennzeichnet den nördlichen Rand des gesteteten Gebietes, das sich südlich dieser Linie befindet.

bietes zusätzlich eine Wasserfläche ist, ist auch die Entstehung einer instabilen Schichtung nicht zu erwarten, die Voraussetzung für konvektive Prozesse ist. Die im gesamten Gebiet hochaufgelöste Simulation wird als Referenzergebnis für die Beurteilung der Ergebnisgüte der gesteteten Simulationen verwendet.

Die Simulation wird für 20 Uhr abends und einen Sommertag Ende August initialisiert und für etwas mehr als zwei Tage gerechnet (Simulationende: Mitternacht). Die Simulationszeit umfasst somit 52 Stunden. Vorgegeben wird eine wolkenfreie, stabil geschichtete Atmosphäre mit einem vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur von  $0.0035 \text{ K/m}$  und einem geostrophischen Wind aus Nord mit einer Geschwindigkeit von  $0.5 \text{ m/s}$ . Der großskalige Druck auf Meereshöhe wird mit  $1013.25 \text{ hPa}$  vorgeschrieben. Die Wassertemperatur und der Anfangswert der Landoberflächentemperatur liegen bei  $288 \text{ K}$ . Die Simulationen erfolgen unter Berücksichtigung der Wärme- und Feuchtebilanz an der Oberfläche. Dieser Fall wird ebenfalls in Schröder (2007) beschrieben. Dort liegt der Simulationszeitraum jedoch am Tag der Sommersonnenwende (Schröder, 2007) und nicht wie in den hier durchgeführten Simulationen Ende August.

Der gewählte Testfall besitzt zwar eine relativ einfache Ausgangslage, aber aufgrund der geringen Windgeschwindigkeiten reagiert die Simulation sehr sensibel auf lokale Einflüsse. Neben der Land-Seewind-Zirkulation in Küstennähe entsteht kleinskalige Konvektion über der Wüste. An dem Bergrücken werden bei nächtlicher stabiler Schichtung Schwerewellen ausgelöst. Zusätzlich entstehen nachts an den Berghängen Kaltluftabflüsse, während tagsüber starke Konvektion über dem Bergrücken stattfindet, in deren Folge es auch zu Wolkenbildung und Niederschlag kommt. Das Gesamtsystem ist schließlich eine Überlagerung der verschiedensten

Prozesse und Phänomene und stellt aus diesem Grund eine hochkomplexe meteorologische Situation dar.

## 5.2 Herleitung einer ergebniskontrollierten Ausgabe

### 5.2.1 Maximales und minimales Ausgabeintervall

Die Land-Seewind-Zirkulation ist ein halbtägiges Phänomen mit maximaler Ausprägung der Zirkulationszelle am Nachmittag und, in entgegengesetzter Richtung, in der Nacht vor Sonnenaufgang. Daraus resultiert eine charakteristische Zeitskala des Phänomens von 24 Stunden, bei Berücksichtigung des Vorzeichenwechsels ergibt sich eine charakteristische Zeit von zwölf Stunden.

Für eine Ausgabe alle zwölf Stunden muss untersucht werden, ob die dazwischen stattfindenden Prozesse durch einen linearen Verlauf hinreichend wiedergegeben werden können. Auch wenn dies der Fall wäre und ein zwölfstündiges Ausgabeintervall für die Wiedergabe eines Tagesgangs ausreichend wäre, so ist dieses sicher keine allgemeingültige Lösung. Die Methode zur Steuerung des Ausgabeintervalls darf nicht nur für eine spezielle meteorologische Situation gültig sein. Zudem sind atmosphärische Prozesse immer Multiskalenprozesse, das heißt, Phänomene vieler unterschiedlicher Zeitskalen finden gleichzeitig statt. Mit der ergebniskontrollierten Ausgabesteuerung sollen die relevanten Zeitskalen als Maß für die Ausgabeintervalle identifiziert werden.

Temperatur und Feuchte weisen einen Tagesgang auf, der in Abhängigkeit von geographischer Lage und meteorologischer Situation unterschiedlich stark ausgeprägt ist, jedoch auch völlig fehlen kann. Überlagert wird der Tagesgang durch advektive und diffusive Prozesse, Vorgänge also, die von Windgeschwindigkeit und -richtung bestimmt werden. Aus diesem Grund berücksichtigt die Ausgabesteuerung die horizontalen Komponenten des Windvektors, die die Änderungen in Temperatur und Feuchte maßgeblich steuern. Nur in dem Fall, dass sich die Windfelder im Verlauf einer Simulation nur sehr langsam und sehr geringfügig ändern, wird der Tagesgang der Temperatur in der Ausgabesteuerung wirksam. Dann erfolgt eine Ausgabe der meteorologischen Felder, die anschließend als Antriebsdaten für eine genestete Simulation dienen sollen, morgens bei Sonnenaufgang sowie am Nachmittag. Damit wird gleichzeitig das maximale Zeitintervall zwischen zwei Ausgaben auf zwölf Stunden festgelegt. Als konstantes Intervall wäre dies für mesoskalige Simulationen wie erwähnt viel zu lang, da beispielsweise Fronten in dieser Zeit das Modellgebiet vollständig durchquert haben können. Denis et al. (2003) sehen bereits sechs Stunden für synoptisch-skalige Simulationen als zu lang an (Kapitel 2). Hier liegt ein Vorteil der ergebniskontrollierten

Ausgabe im Vergleich zu konstanten Intervallen: Ein derart langes Intervall soll nur dann verwendet werden, wenn in dieser Zeit keine signifikanten Änderungen in den Geschwindigkeitskomponenten auftreten. Treten Änderungen in den Geschwindigkeitskomponenten hingegen innerhalb von zwölf Stunden ein, weil beispielsweise eine Front durch das Modellgebiet zieht, führt die Ausgabekontrolle zu einer häufigeren Ausgabe. Damit stehen im genesteten Modell die Antriebsdaten häufiger zur Verfügung.

Das minimale Zeitintervall zur Ausgabe der Ergebnisse wird in den hier durchgeführten Untersuchungen mit einer Stunde festgelegt. Eine noch häufigere Ausgabe, und damit Aktualisierung der Antriebsdaten, würde zu einer zu starken Forcierung der hochfrequenten Prozesse führen. Kleinskalige, schnelle Änderungen sollen sich jedoch in der genesteten Simulation frei entwickeln und nicht durch hochfrequente Strukturen, wie sie in Antriebsdaten mit einem sehr kleinen Aktualisierungsintervall enthalten wären, beeinflusst werden. Diese Idee ist verwandt mit der Methode des spektralen Nudgings (Kapitel 2): Dort ist die Stärke der Forcierung abhängig von der räumlichen Skala der Prozesse, wobei die kleinskaligen Strukturen nicht forciert werden. Die Antriebsdaten sind beim spektralen Nudging entsprechend ihrer räumlichen Ausdehnung gefiltert und enthalten nur die relativ großen Skalen. In der hier gewählten Ein-Wege-Nestung enthalten die Antriebsdaten Prozesse aller räumlichen Skalen.

### 5.2.2 Beschleunigungen zur Steuerung des Ausgabeintervalls

Die absoluten Änderungen der beiden Horizontalwindkomponenten, die Beschleunigungen, werden während der grob auflösenden Simulation alle zehn Minuten an allen Gitterpunkten berechnet, d. h. im Beispiel „Land-Seewind-Zirkulation“ liegen alle zehn Minuten etwa  $2 \cdot 10^4$  Werte vor. Der zeitliche Verlauf der Beschleunigungen ist in Abbildung 5.3 dargestellt. Die Beschleunigungen wurden der Größe nach sortiert und in 10-Perzentil-Schritten ausgegeben, um die Änderungen der Geschwindigkeitskomponenten in unterschiedlich großen Teilen des Modellgebietes sichtbar zu machen.

Auffallend ist, dass die Beschleunigung zeitweise in großen Teilen des Modellgebietes sehr klein ist. Das 90-Perzentil liegt in der Anfangsphase der Simulation zeitweise unter  $2 \cdot 10^{-5} m/s^2$ . Dieses Ergebnis motiviert eine weiterführende Idee für die ergebniskontrollierte Ausgabe, die in Abbildung 5.4 veranschaulicht ist. Dort ist ein hypothetischer Verlauf der Geschwindigkeitskomponenten dargestellt. Werden mit der ergebniskontrollierten Ausgabe die Extremwerte der dargestellten Kurve gefunden (Zeitpunkte  $t_i$ ,  $i=1, \dots, 6$ ), ist eine lineare Näherung, wie sie in der genesteten Simulation durch zeitlich lineare Interpolation der Antriebsfelder durchgeführt wird, in erster Näherung ausreichend. An den Extremwertstellen

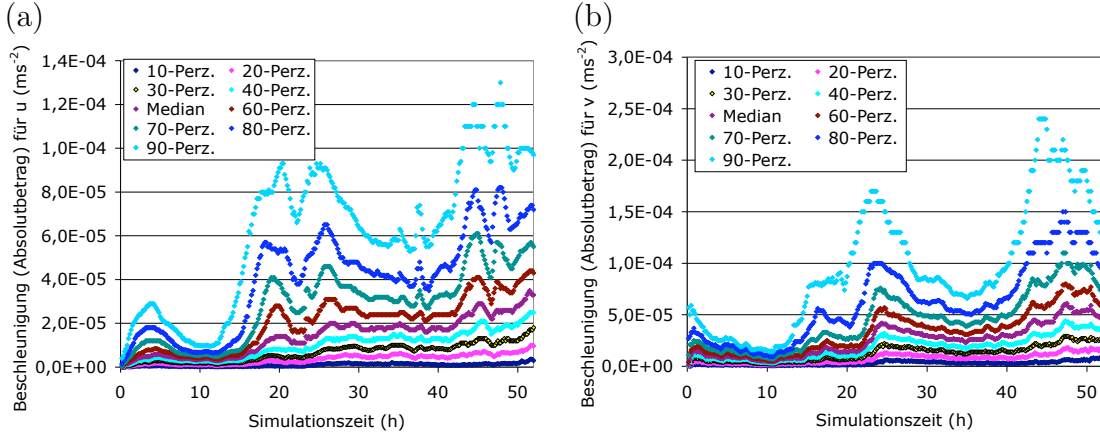


Abbildung 5.3: Die zeitliche Änderung der  $u$ -(a) und der  $v$ -Komponente (b) des Windes für die grob auflösende (horizontale Gitterweite: 3 km) Simulation im Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“.

finden nur geringe Änderungen der Geschwindigkeit statt, so dass die Beschleunigung dort sehr geringe Werte annimmt. Bezüglich Abbildung 5.3 bedeutet dies, dass in den Phasen mit sehr geringen Beschleunigungen zumindest in Teilen des Modellgebietes Extremwerte der Geschwindigkeitskomponenten erwartet werden.

Da nur in seltenen Fällen signifikante Änderungen von Windgeschwindigkeit und -richtung im gesamten Modellgebiet erwartet werden können, werden aufgrund von Abbildung 5.3 zwei unterschiedliche Kriterien für die Ausgabe festgelegt, die in jeweils einer Simulation getestet werden. Sie basieren auf Gleichung 5.1.

$$K = \sum_{i=1}^N n_i, \text{ mit } n_i = \begin{cases} 1, & \text{für } \left| \frac{\partial u}{\partial t} \right|_i < \beta \\ 0, & \text{sonst} \end{cases} . \quad (5.1)$$

Dabei ist  $N$  die Gesamtzahl der Gitterpunkte, die Parameter  $K$  und  $\beta$  werden für das Ausgabekriterium `lcout80` festgelegt mit

$$K \geq 0.8 \cdot N \text{ und } \beta = 5 \cdot 10^{-5} \text{m/s}^2, \quad (5.2)$$

und für das Ausgabekriterium `lcout20` gilt

$$K \geq 0.2 \cdot N \text{ und } \beta = 5 \cdot 10^{-6} \text{m/s}^2. \quad (5.3)$$

Die Kriterien bewirken eine Modelldatenausgabe oder „greifen“, wenn entweder in einem großen Teil des Modellgebietes nur geringe Beschleunigungen entstehen (`lcout80`, Gleichung 5.2) oder in einem kleinen Teil des Gebietes deutlich niedrigere Beschleunigungen auftreten (`lcout20`, Gleichung 5.3). Eine Ausgabe erfolgt

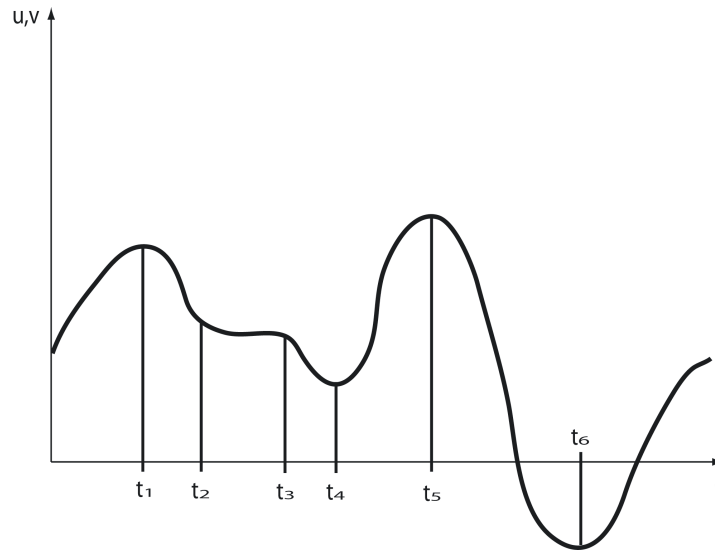


Abbildung 5.4: Schematische Darstellung des zeitlichen Verlaufes der Horizontalwindkomponenten, die als Antrieb für eine genestete Simulation verwendet werden und die in der grob auflösenden Simulation über die Ausgabezeitpunkte entscheiden.

entweder, wenn der Absolutbetrag der Beschleunigung an 80% der Gitterpunkte den Wert  $5 \cdot 10^{-5} m/s^2$  unterschreitet, oder an 20% der Gitterpunkte den Wert  $5 \cdot 10^{-6} m/s^2$ .

Mit den aufgeführten Kriterien allein werden Sattelpunkte im zeitlichen Verlauf einer vorhergesagten Größe nicht hinreichend erfasst (Intervall  $t_3 - t_2$  in Abbildung 5.4). Damit auch hier eine möglichst gute Näherung der tatsächlichen zeitlichen Entwicklung der Größe erreicht werden kann, werden die angegebenen Prüfkriterien erweitert: Nicht nur, wenn der genannte Grenzwert für die Beschleunigung  $B$  unterschritten wird, soll eine Ausgabe erfolgen, sondern auch beim anschließenden Überschreiten, sofern seit der letzten Ausgabe mindestens eine Stunde vergangen ist.

Bei einer Winddrehung über den Nullpunkt einer der beiden Komponenten wie beispielsweise von Nordwest auf Südwest würden beide Kriterien nicht zu einer Ausgabe führen. Intuitiv würde man zu diesem Zeitpunkt eine Aktualisierung für notwendig halten. Diese Situation entspricht jedoch nur einem Vorzeichenwechsel der jeweiligen Komponente (Intervall  $t_6 - t_5$  in Abbildung 5.4), der über eine Gerade sehr gut angenähert werden kann. Daher ist zum Zeitpunkt des Vorzeichenwechsels keine Ausgabe erforderlich. Die Winddrehung kann durchaus linear erfolgen. Der damit verbundene Vorzeichenwechsel nimmt keine Ausnahmestellung im zeitlichen Verlauf ein und wird auch durch die lineare Interpolation zwischen den aufeinander folgenden Extremwerten erreicht.

### 5.2.3 Charakteristische Zeiten zur Steuerung des Ausgabeintervalls

Das beschriebene Verfahren unter Verwendung der Beschleunigungen legt die Ausgabeintervalle durch Bestimmung der Zeitpunkte fest, zu denen eine Ausgabe erfolgen soll. Aus den charakteristischen Zeiten, ebenfalls an allen Gitterpunkten ausgewertet, ergibt sich möglicherweise ein Maß für die Ausgabeintervalle.

Die charakteristische Zeit der Geschwindigkeitsänderungen wird berechnet als Kehrwert der mit der Geschwindigkeit normierten Beschleunigung. Die charakteristische Zeit entspricht somit der relativen Änderung der Geschwindigkeit. Die Berechnung erfolgt ebenfalls während der Simulation alle zehn Minuten für jeden Gitterpunkt. Abbildung 5.5 zeigt den zeitlichen Verlauf von Minimum, Mittelwert und Maximum der charakteristischen Zeiten für beide Horizontalwindkomponenten während der Simulationsdauer für den Fall „Land-Seewind-Zirkulation“. Auf diese Weise wird deutlich, welche Größenordnungen die charakteristischen Zeiten in einem Modellgebiet abdecken. Das Maximum liegt für beide Windkomponenten im Bereich mehrerer Tage bis hin zu mehreren Jahrzehnten und ist daher als Steuerparameter für mesoskalige Simulationen nicht geeignet. Das Minimum überschreitet hingegen für die u-Komponente nur selten eine Sekunde, die in METRAS als untere Grenze für den Zeitschritt festgelegt ist. Auch für die v-Komponente liegt die minimale charakteristische Zeit außer zu Beginn der Simulation immer unter einer Minute. Diese geringe charakteristische Zeit ist ebenfalls für die Steuerung der Modellausgabe ungeeignet, zumal sie oftmals unterhalb des im Modell genutzten Zeitschrittes liegt.

Die mittlere charakteristische Zeit für die u-Komponente beträgt außer zu Beginn der Simulation mehr als 12 Stunden und ist somit größer als das festgelegte maximale Zeitintervall für die Ausgabe. Für die v-Komponente liegt bereits der Mittelwert der charakteristischen Zeit im Bereich mehrerer Tage.

Zusätzlich zu Minimum, Mittelwert und Maximum werden auch die Perzentile der charakteristischen Zeiten berechnet. Für den Fall „Land-Seewind-Zirkulation“ liegt das 50-Perzentil (Median) der charakteristischen Zeit für die u-Komponente des Windes im Bereich der standardmäßig verwendeten drei Stunden (Abbildung 5.6a). Aus diesem Grund wird in der Darstellung auf die Werte über dem Median als Maß für das Ausgabeintervall verzichtet. Da zu vermuten ist, dass kürzere Aktualisierungsintervalle der Antriebsdaten zu besseren Modellergebnissen führen, werden Werte unterhalb des Medians der charakteristischen Zeit gesucht. Das 10- und das 20-Perzentil liegen unterhalb des festgelegten Minimums für das Aktualisierungsintervall von einer Stunde. Das 30-Perzentil ist der kleinste Wert, der regelmäßig eine Stunde überschreitet und sich gleichzeitig deutlich vom 50-Perzentil unterscheidet. Die charakteristische Zeit der v-Komponente des Windes ist während der ersten Hälfte der Simulation um eine Größenordnung größer als

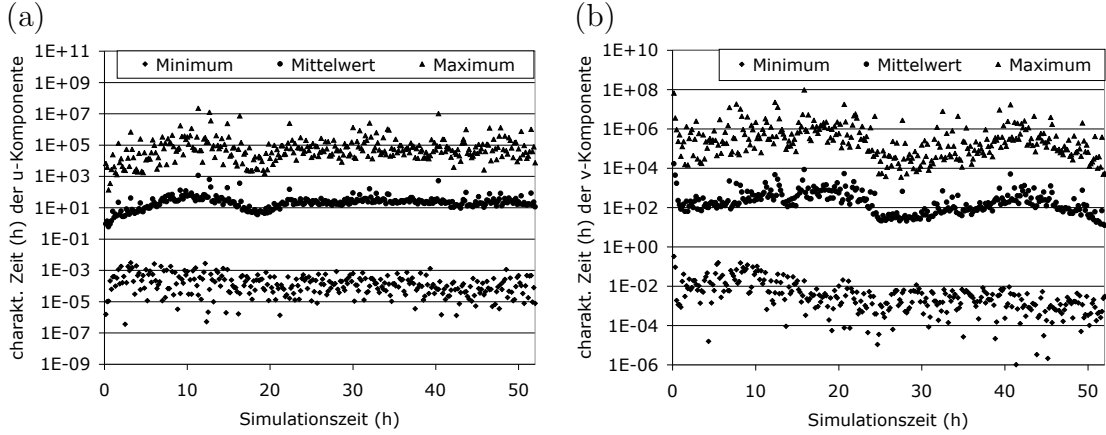


Abbildung 5.5: Der zeitliche Verlauf von *Minimum*, *Mittelwert* und *Maximum* der charakteristischen Zeiten für *u*-(a) und *v*-Komponente (b) des Windes für den Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“.

für die *u*-Komponente (Abbildung 5.6b), in der zweiten Hälfte der Simulation unterscheiden sich die charakteristischen Zeiten der *v*-Komponente nur geringfügig von den Werten für die *u*-Komponenten. Der jeweils kleinere der beiden Werte für *u* und *v* soll über die Ausgabe entscheiden.

Daraus ergeben sich zwei weitere Ausgabekriterien, die auf folgender Beziehung beruhen:

$$L = \sum_{i=1}^N n_i, \text{ mit } n_i = \begin{cases} 1, & \text{für } u_{ji} \cdot \left| \frac{\partial u}{\partial t} \right|_i^{-1} < \tau \\ 0, & \text{sonst} \end{cases} . \quad (5.4)$$

Dabei ist  $\tau$  die seit der letzten Ausgabe vergangene Zeit und  $u_{ji}$  eine der beiden Horizontalkomponenten des Windes ( $j=1,2$ ) am Gitterpunkt  $i$ .  $N$  bezeichnet die Gesamtzahl der Gitterpunkte. Das Ausgabekriterium 30p verwendet in Gleichung 5.4 für den freien Parameter  $L$

$$L \geq 0.3 \cdot N, \quad (5.5)$$

und für das Ausgabekriterium 50p gilt

$$L \geq 0.5 \cdot N. \quad (5.6)$$

Eine Ausgabe der Modellergebnisse nach diesen Kriterien erfolgt, wenn die charakteristische Zeit an 30% (30p) beziehungsweise 50% (50p) der Gitterpunkte kleiner ist als die seit der letzten Ausgabe vergangene Zeitspanne. Mit den so definierten Ausgabekriterien werden zwei Simulationen durchgeführt, in denen das



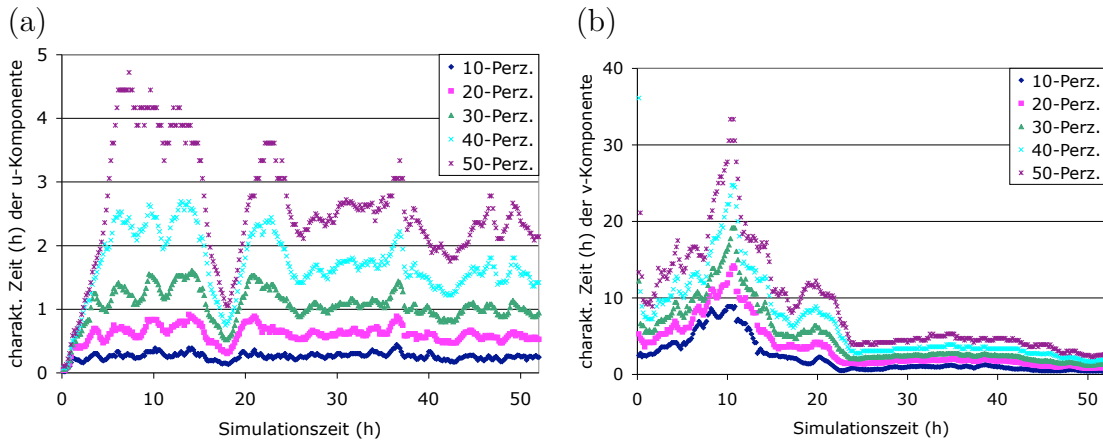


Abbildung 5.6: Der zeitliche Verlauf der charakteristischen Zeiten für die  $u$ -Komponente (a) und die  $v$ -Komponente (b) des Windes.

50-Perzentil beziehungsweise das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit über die Ausgabeintervalle der Modellergebnisse der grob auflösenden Simulation entscheiden.

### 5.3 Ergebnisse unter Verwendung der Beschleunigungen

Die Modellergebnisse auf dem grob auflösenden Gitter werden als Antriebsdaten für genestete Simulationen auf dem hochauflösenden Teilgebiet verwendet. Tabelle 5.1 fasst Testfälle zusammen, die unter Verwendung der Beschleunigungen zur Steuerung der Ausgabe gerechnet wurden. Die Ausgabezeitpunkte entsprechen den Aktualisierungszeiten der Antriebsfelder in der hochauflösenden Simulation. Die Aktualisierungsintervalle liegen für „lasee\_lcout80“ und „lasee\_lcout20“ zwischen einer und sechs Stunden, jeweils zwei Intervalle sind mit Werten zwischen acht und elf Stunden jedoch deutlich länger. Zwei genestete Simulationen („lasee\_3h“ und „lasee\_6h“) werden mit regelmäßig alle drei beziehungsweise sechs Stunden aktualisierten Forcingdaten angetrieben.

Zur Beurteilung der Ergebnisgüte werden die genannten Simulationen sowie eine ohne Nestung gerechnete („lasee\_ungenst“) mit einer im gesamten Modellgebiet hochauflösenden Simulation verglichen. Die mittlere Differenz ist ein Maß für den systematischen Fehler zwischen den Simulationsergebnissen, die Korrelation zwischen den Modellergebnissen gibt Auskunft über die Musterähnlichkeit, während die Trefferquoten die Abweichungen an jedem einzelnen Gitterpunkt auswerten. Die Abweichungen zwischen dem Ergebnis der genesteten Simulation und der Referenzsimulation dürfen dazu eine festgelegte Toleranz nicht überschreiten. Die in

Name der Simulation	Antriebsdaten	Ausgabekriterium
lasee_3h	METRAS	alle drei Stunden
lasee_6h	METRAS	alle sechs Stunden
lasee_lcout80	METRAS	Gleichungen 5.1, 5.2
lasee_lcout20	METRAS	Gleichungen 5.1, 5.3
lasee_ungenst	—	—

Tabelle 5.1: Übersicht über die für den Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ durchgeführten Simulationen unter Verwendung der Beschleunigung zur Ausgabesteuerung.

	Windstärke	Windrichtung	Temperatur	Taupunkt	Druck
Toleranz	$\pm 1 \text{ m/s}$	$\pm 30$	$\pm 2 \text{ K}$	$\pm 2 \text{ K}$	$\pm 1.7 \text{ hPa}$

Tabelle 5.2: Die für die Berechnung der Trefferquoten verwendeten Toleranzen.

Tabelle 5.2 angegebenen Werte für die hier verwendete Toleranz entsprechen den bei Schlünzen und Katzfey (2003) verwendeten erlaubten Abweichungen für die einzelnen Größen. Die Trefferquote entspricht dem Anteil der Gitterpunkte, an denen die Abweichung kleiner ist als die Toleranz. Die Auswertung beginnt vier Stunden nach Simulationsbeginn, also für 0 Uhr, da die Modellläufe um 20 Uhr gestartet wurden (vgl. Abschnitt 5.1).

Für die u-Komponente des Windes führt die Nestung, wie zu erwarten war, in allen Fällen zu besseren Ergebnissen als eine ungenestete Simulation der Land-Seewind-Zirkulation (Abbildung 5.7a). Die Simulation „lasee\_ungenst“ ohne zeitabhängige Randwerte weist die geringste Korrelation zu der Referenzsimulation auf. Zwischen den genesteten Simulationen sind die Unterschiede nur gering. Für die v-Komponente des Windes (Abbildung 5.7b) sieht der zeitliche Verlauf der Korrelation hingegen anders aus: Insbesondere die Simulationen „lasee\_6h“ und „lasee\_lcout80“ weichen sehr stark von der Referenzlösung ab und die räumliche Korrelation ist zeitweise geringer als die der ungenesteten Simulation. Für „lasee\_lcout80“ ist dies zwischen 28 und 38,5 Stunden Simulationszeit der Fall (Abbildung 5.7b).

Das Minimum der Korrelation für die v-Komponente des Windes wird nach 32 Stunden erreicht („lasee\_lcout80“, Abbildung 5.7b). Dieser Zeitpunkt entspricht 4 Uhr in der Nacht. Zu diesem Zeitpunkt wird im Referenzlauf ein in der Nordhälfte des Ausschnittes nach Norden gerichteter Wind simuliert (Abbildung 5.8b). Südlich einer breiten Übergangszone mit rein zonalem Wind weht der Wind dagegen aus nordwestlicher Richtung. Die Simulation „lasee\_lcout80“ zeigt dagegen nur am Nordrand des Gebietes einen Wind aus west-südwestlicher Richtung, am Südrand wird ein reiner Nordwind simuliert (Abbildung 5.8f). Die Übergangszone, in der die v-Komponente des Windes gleich Null ist, befindet sich

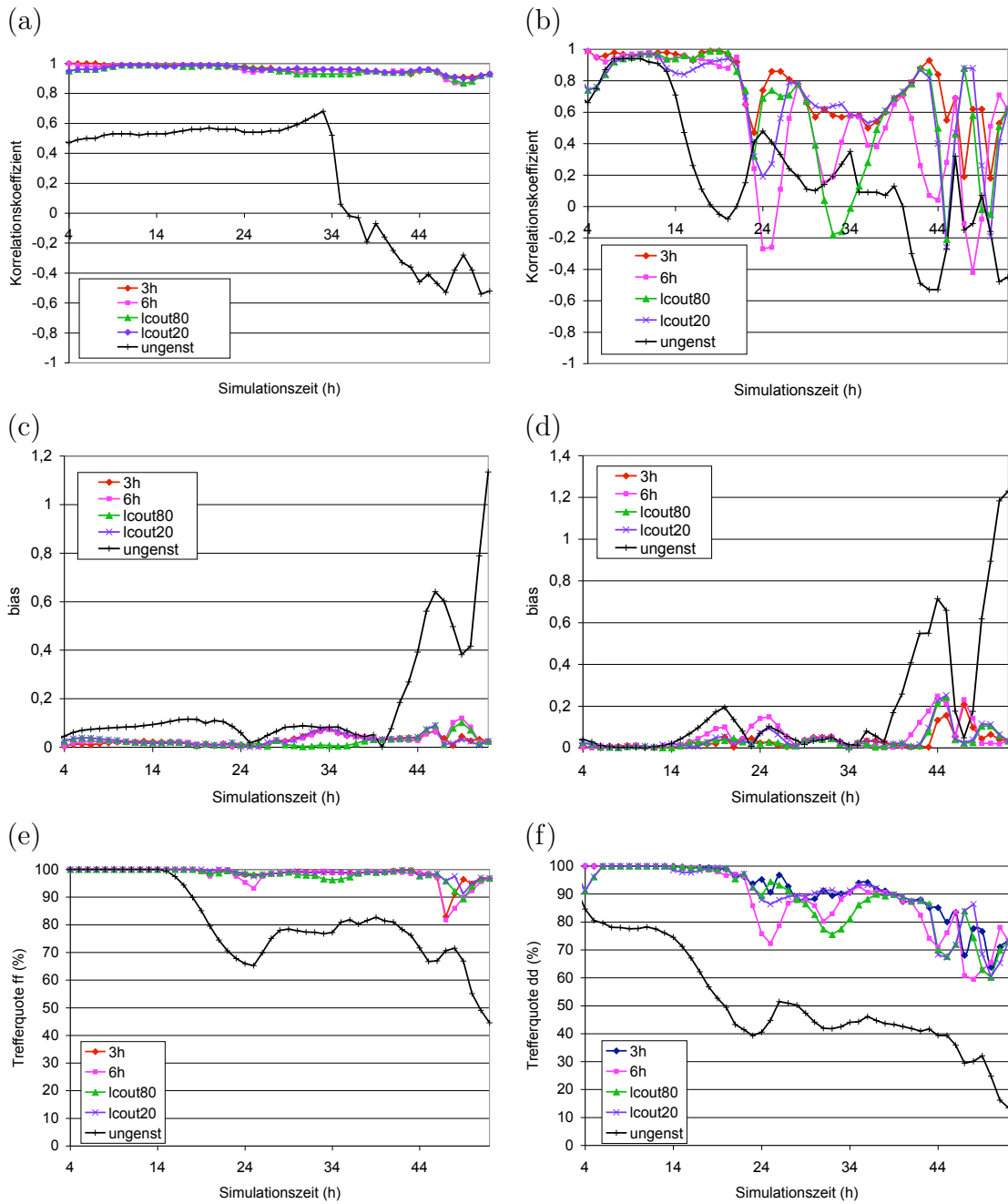


Abbildung 5.7: Korrelationskoeffizienten (a,b) und der Betrag der mittleren Differenz (c,d) für die genesteten Simulationen im Vergleich zu der im gesamten Gebiet hochaufgelösten Simulation für  $u$ - (a,c) und  $v$ -Komponente des Windes (b,d) sowie Trefferquoten für Windstärke (e) und -richtung (f). Alle Ergebnisse für Simulation „lasee\_“.

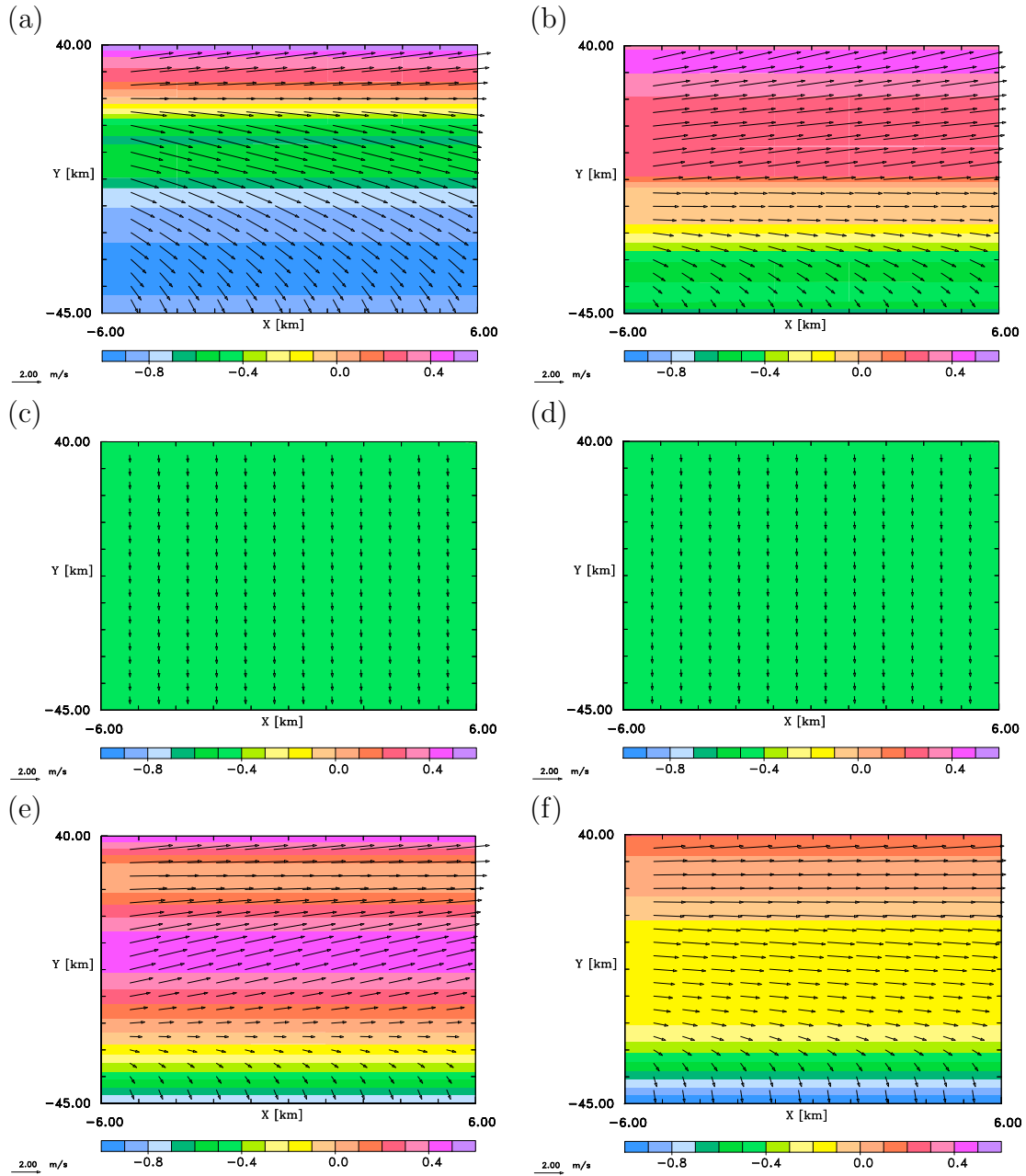


Abbildung 5.8: Horizontalschnitte der  $v$ -Komponente des Windes (m/s) in 10 m über Grund im hochaufgelösten Teilgebiet nach 24 Stunden (20 Uhr abends, a,c,e) und 32 Stunden (4 Uhr nachts, b,d,f) Simulationszeit aus der Referenzsimulation (a,b), der Simulation „lasee\_ungenst“ (c,d), der Simulation „lasee\_6h“ (e) und „lasee\_lcout80“ (f). Inkrement ist 0.3 m/s.

für „lasee\_lcout80“ deutlich weiter nördlich als in der Referenzsimulation. Die Simulation „lasee\_ungenst“ zeigt zu diesem Zeitpunkt das kaum veränderte Anfangswindfeld mit einem nördlichen Wind mit einer Windgeschwindigkeit von 0.5 m/s (Abbildung 5.8d). Dieses horizontal homogene Windfeld erreicht (eher zufällig) eine höhere Korrelation mit der Referenzsimulation als eine gegenüber der Referenzsimulation nach Norden verschobene Verteilung, die derjenigen in den auf diesen Zeitpunkt linear interpolierten Antriebsdaten entspricht. Ähnliches ergibt sich für  $t = 24 h$  und die Simulation „lasee\_6h“ im Vergleich zu der hochaufgelösten Simulation (Abbildung 5.8a, c, e). In diesen Zeitabschnitten findet die Aktualisierung der Antriebsdaten offenbar zu selten statt, da die anderen Simulationen deutlich besser mit der Referenzsimulation korrelieren. Während das Aktualisierungsintervall der Antriebsdaten für „lasee\_6h“ sechs Stunden beträgt, beträgt es für „lasee\_lcout80“ zwischen 28 und 38,5 Stunden Simulationszeit zehneinhalb Stunden. Abends, nach 24 Stunden Simulationszeit (im Vergleich zu „lasee\_6h“), beziehungsweise nachts, nach 32 Stunden Simulationszeit (im Vergleich zu „lasee\_lcout80“), korreliert die unforcierte Lösung mit überall negativem  $v$  besser mit der Referenzsimulation als die mit einer zu selten erfolgten Aktualisierung erzeugten. Dass die Simulation „lasee\_ungenst“ mit der horizontal homogenen Verteilung besser mit der Referenzsimulation korreliert, zeigt jedoch auch, dass die Korrelation nicht als alleiniges Maß für die Ergebnisgüte einer Simulation betrachtet werden sollte. Bei den Trefferquoten für Windgeschwindigkeit und -richtung weist die ungenestete Simulation durchgehend die geringsten Werte (Abbildung 5.7e, f) auf.

Für die anderen genesteten Simulationen sinkt der Korrelationskoeffizient der  $v$ -Komponente des Windes in der Zeit zwischen 20 und 40 Stunden Simulationszeit zwar nicht unter den für die ungenestete Simulation berechneten, aber insgesamt ist die Übereinstimmung mit der Referenzsimulation in dieser Phase recht niedrig. Ursache hierfür sind hochfrequente Schwingungen des Windfeldes, die während dieser Zeit südlich der Küstenlinie (am Nordrand des genesteten Teilgebietes) entstehen. Untersuchungen haben gezeigt, dass die Periode dieser Schwingungen unter einer Stunde liegt. Mit den vorhandenen Ausgabeintervallen werden die Schwingungen zeitlich nicht aufgelöst, so dass die Übereinstimmung der genesteten Simulationen mit der Referenzsimulation erwartungsgemäß sinkt.

Zu Beginn der Simulation werden die Antriebsfelder für die beiden Simulationen „lasee\_lcout80“ und „lasee\_lcout20“ offenbar zu selten aktualisiert (Abbildung 5.7b). In dieser Phase weisen diese beiden Simulationen die größten Abweichungen im Vergleich zu der Referenzsimulation auf. Die Beschleunigung ist in dieser Phase in allen Teilen des Modellgebietes sehr gering (Abbildung 5.3). Offenbar ändern sich in diesem Abschnitt der Simulation die Geschwindigkeitskomponenten geringfügig, aber gleichförmig, so dass die festgelegten Grenzwerte mehrere Stunden lang nicht überschritten werden und die Ausgabekriterien somit nicht erfüllt sind.

Ein Problem bei der Ausgabesteuerung über die Beschleunigung liegt darin, dass die Ausgabe nicht unbedingt zum Zeitpunkt der minimalen Beschleunigung erfolgt, sondern dann, wenn ein bestimmter Wert unterschritten wird. Dies führt bei Verwendung des 80-Perzentil-Kriteriums („lcout80“) zu dem großen Ausgabeintervall zwischen 28 und 38,5 Stunden Simulationszeit, so dass die Ergebnisse der Simulation „lasee\_lcout80“ in diesem Zeitraum teils schlechter sind als die der ungenesteten Simulation. Zudem liegen die auftretenden Beschleunigungen zu Beginn der Simulation über einen sehr langen Zeitraum hinweg unterhalb des angegebenen Grenzwertes, so dass gerade in der Anfangsphase der Simulation erst nach fast zehn Stunden eine Aktualisierung stattfindet. Dies führt in dieser Phase zu großen Abweichungen im Vergleich zu der Referenzsimulation (Abbildung 5.7). Ein weiteres Problem liegt in dem verwendeten Grenzwert selbst: Der Wert ist nicht unbedingt auf andere Situationen übertragbar, sondern wurde für diesen Testfall aus Abbildung 5.3 abgelesen. Für andere Simulationen müssten die Grenzwerte für die Ausgabesteuerung erneut bestimmt werden. Dies widerspricht der selbst gestellten Anforderung, möglichst allgemeingültige Kriterien für eine ergebniskontrollierte Ausgabe zu finden.

## 5.4 Ergebnisse unter Verwendung der charakteristischen Zeit

Auch die genesteten Simulationen, deren Aktualisierungsintervalle unter Verwendung der charakteristischen Zeit bestimmt wurden, werden mit der hochauflösenden Simulation verglichen. Ihre Namen sind mit den dazugehörigen Ausgabekriterien in Tabelle 5.3 zusammengefasst. Die Aktualisierungsintervalle liegen in diesen Fällen zwischen einer und zwei Stunden („lasee\_30p“) sowie zwischen einer und fünf Stunden („lasee\_50p“).

Name der Simulation	Antriebsdaten	Ausgabekriterium
lasee_30p	METRAS	Gleichungen 5.4, 5.5
lasee_50p	METRAS	Gleichungen 5.4, 5.6

Tabelle 5.3: Wie Tabelle 5.1, aber die Simulationen, die Antriebsfelder verwenden, die entsprechend den charakteristischen Zeiten aktualisiert wurden.

Die Simulation „lasee\_50p“ weist in allen Ergebnissen sehr große Ähnlichkeit mit „lasee\_3h“ auf, entsprechend den sehr ähnlichen Zeitintervallen für die Ausgabe der Antriebsfelder (Abbildung 5.9). Für die Simulation „lasee\_30p“ bedeutet die häufige Ausgabe und damit verbundene Aktualisierung im Vergleich zu allen anderen genesteten Simulationen, auch gegenüber der Simulation „lasee\_3h“ eine Verbesserung der Ergebnisqualität, sowohl für die Korrelation der Windfel-

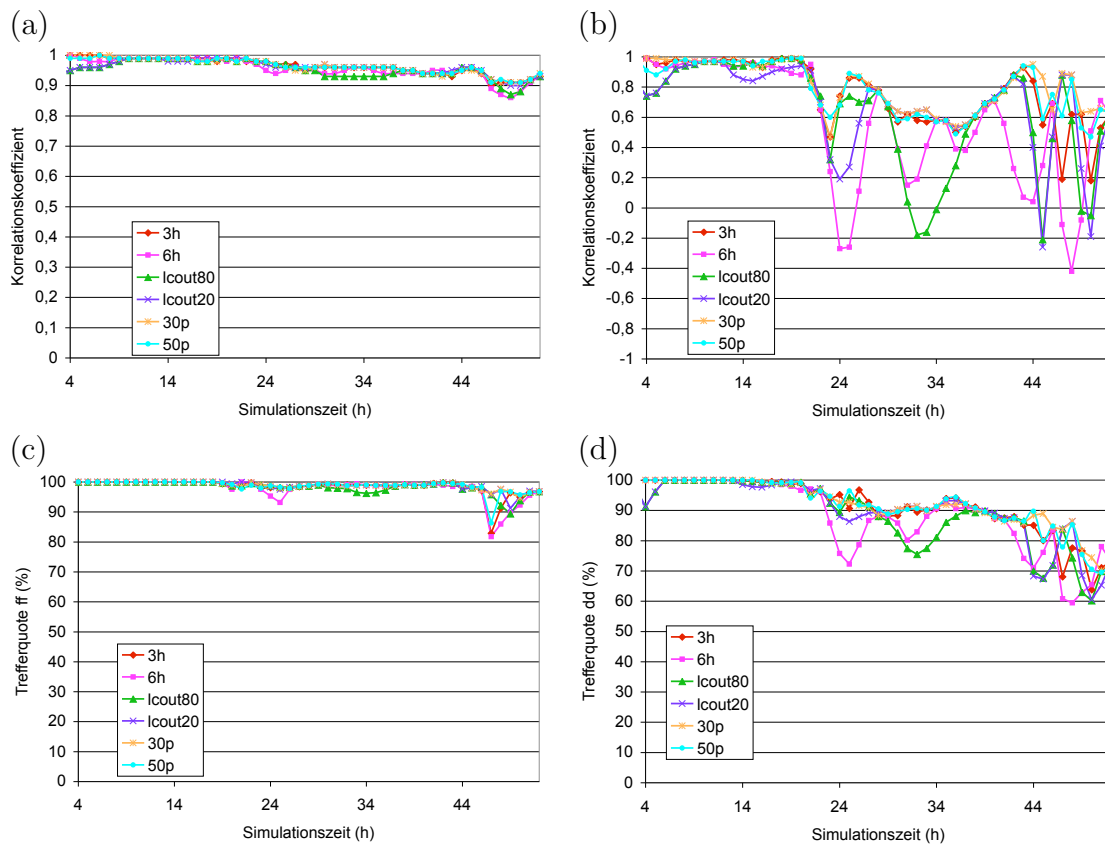


Abbildung 5.9: Korrelationskoeffizienten für die genesteten Simulationen im Vergleich zu der im gesamten Gebiet hochaufgelösten Simulation für  $u$ -(a) und  $v$ -Komponente (b) des Windes sowie Trefferquoten für Windstärke (c) und -richtung (d) für Testfall „lasee“.

der (Abbildung 5.9a, b), als auch für die Trefferquoten für Windrichtung und -geschwindigkeit (Abbildung 5.9c, d). Während der Unterschied zu „lasee\_3h“ nur in den Zeitabschnitten zwischen 30 und 37 Stunden sowie zwischen 44 und 49 Stunden Simulationszeit deutlich wird, ist die Übereinstimmung mit der hochaufgelösten Simulation im Vergleich mit den übrigen genesteten Simulationen während des gesamten Simulationszeitraumes besser. Die Nachteile, die sich aus der beschleunigungskontrollierten Ausgabe ergeben haben (zu seltene Aktualisierung zu Beginn der Simulation und in der Nacht des zweiten Simulationstages) treten in den beiden Fällen „lasee\_30p“ und „lasee\_50p“ nicht auf. Die Aktualisierungsintervalle sind in den Fällen unter Berücksichtigung der charakteristischen Zeit, insbesondere für „lasee\_50p“ nicht wesentlich kürzer als in den beschleunigungskontrollierten Fällen, aber die Unterschiede in der Intervalllänge sind deutlich kleiner. Extrem lange Intervalle treten nicht auf. Die Ermittlung der Ausgabe- und Aktualisierungszeitpunkte anhand der Beschleunigungen ist offenbar zu unsicher, während die charakteristischen Zeiten der Geschwindigkeitsänderungen zu sinnvollen Aktualisierungsintervallen für die Antriebsdaten führen. Für den Fall „Land-Seewind-Zirkulation“ ist offenbar eine mindestens dreistündige, besser noch häufigere Aktualisierung der Antriebsfelder notwendig.

## 5.5 Vorhersage der notwendigen Aktualisierungsintervalle

Nicht bekannt und aus den bisherigen Ergebnissen nicht abzuleiten ist, wie groß die für eine forcierte Modellrechnung verfügbaren Aktualisierungsintervalle sein müssen. Wünschenswert wäre, die notwendigen Aktualisierungsintervalle anhand der verfügbaren Antriebsdaten berechnen zu können. Dieses sollte vor der genesteten Simulation erfolgen, anhand deren Ergebnisgüte die Aktualisierungsintervalle auch beurteilt werden können.

Zur Berechnung der notwendigen Aktualisierungsintervalle werden im Präprozessor M3TM3T (Anhang A) die Ergebnisse der grob auflösenden Simulation auf das feine Gitter interpoliert und zwischen zwei Ausgabezeitpunkten jeweils die charakteristischen Zeiten analog zu Gleichung 5.4 für jeden Gitterpunkt  $i$  berechnet:

$$t_{c_i} = u_i \cdot \left| \frac{\Delta t}{\Delta u} \right|_i \quad (5.7)$$

Darin ist  $t_{c_i}$  die charakteristische Zeit der Antriebsdaten am Gitterpunkt  $i$ , und  $\Delta t$  steht für das verwendete Ausgabeintervall. Da als Ausgabekriterium für die Antriebsdaten das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit besonders geeignet scheint (Abschnitt 5.4), wird hier ebenfalls das 30-Perzentil der charakteristischen Zeiten



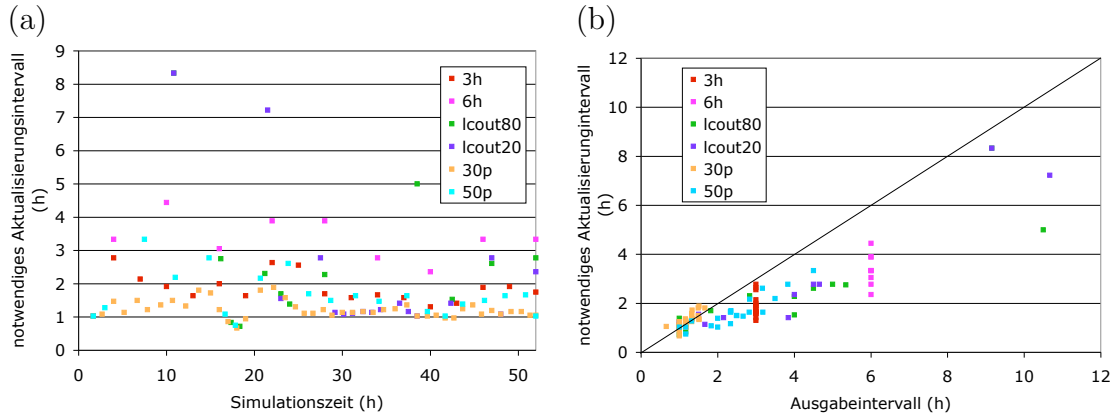


Abbildung 5.10: (a) Die zeitliche Entwicklung des zur Aktualisierung notwendigen Zeitintervalls, (b) die vorhandenen Ausgabeintervalle im Vergleich mit den zur Aktualisierung notwendigen Zeitintervallen im Testfall „lasee\_“.

$t_{c_i}$  als Maß für das notwendige Aktualisierungsintervall verwendet. Das Minimum der beiden Werte für u- und v-Komponente des Windes,  $\min(t_{c_{30p,u}}, t_{c_{30p,v}})$ , ist schließlich das notwendige Aktualisierungsintervall. Dieses wird mit dem vorhandenen Ausgabeintervall  $\Delta t$  verglichen. Aliasing-Effekte, die bei zu langen Intervallen entstehen können und zu einer Frequenzverschiebung in den Antriebsdaten führen können, lassen sich auf diese Weise jedoch nicht identifizieren.

Abbildung 5.10a zeigt das notwendige Aktualisierungsintervall im Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“, berechnet aus den Antriebsdaten der sechs Fälle. Die dargestellten Werte entsprechen den für die u-Komponente des Windes berechneten. Für die v-Komponente des Windes ist das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit der Antriebsdaten in allen sechs Fällen und für alle Zeitpunkte größer als für die u-Komponente des Windes. Als Kriterium für die Ausgabe und damit für die Aktualisierung der Antriebsdaten wird jedoch der kleinere der beiden Werte verwendet, da diese Häufigkeit mindestens für die u-Komponente des Windes erforderlich ist und alle meteorologischen Größen zeitgleich ausgegeben werden. Dadurch liegen z. B. die Werte für die v-Komponente quasi zu häufig vor. Wie in Abschnitt 5.1 beschrieben, ist die u-Komponente des Windes im simulierten Fall sehr viel stärker ausgeprägt als die v-Komponente. Die charakteristische Zeit, die die relative Geschwindigkeitsänderung wiedergibt, ist für die u-Komponente deutlich kleiner als für die v-Komponente. Dies ist der Fall, wenn die Änderungen für u in der gleichen Größenordnung liegen wie u selbst, während die Änderungen der v-Komponente sehr viel kleiner sind als v.

Auffallend ist, dass fast alle Werte für die notwendigen Aktualisierungsintervalle zwischen einer und drei Stunden liegen (Abbildung 5.10a). Hieraus lässt sich vermuten, dass die beiden Simulationen mit regelmäßigem, dreistündigem update („lasee\_3h“) sowie dem 30-Perzentil der charakteristischen Zeiten entspre-

chend („lasee\_30p“) ausreichend häufig neue Antriebsdaten zur Verfügung haben. Während die regelmäßigen dreistündigen Intervalle im Vergleich zu den notwendigen Aktualisierungsintervallen etwas zu lang sind (Abbildung 5.10b), verwendet die Simulation „lasee\_30p“ ausreichend kurze Intervalle zur Aktualisierung der Antriebsdaten. Abgesehen von der Simulation „lasee\_30p“ findet die Aktualisierung der Antriebsdaten in allen Fällen zu selten statt (Abbildung 5.10b), wenn auch die Ergebnisse der genesteten Simulationen zumindest für „lasee\_3h“ im Vergleich zu der Referenzsimulation eine gute Übereinstimmung aufweisen (Abbildung 5.7).

Für die beiden Simulationen „lasee\_lcout80“ und „lasee\_lcout20“ ist das Aktualisierungsintervall zu Beginn der Simulation mit 8 Stunden recht groß, aber das notwendige Intervall hat einen ähnlichen Wert (Abbildung 5.10b). Dass die Modellergebnisse in dieser Phase deutlich von den hochaufgelösten Feldern abweichen, hat seine Ursache möglicherweise in der Notwendigkeit einer häufigeren Aktualisierung in der Anfangsphase einer Simulation. Die beiden Intervalle von über zehn Stunden liegen hingegen deutlich über den zur Aktualisierung notwendigen. Ein Ergebnis aus dem Vergleich der Simulationsergebnisse war, dass das zehnstündige Intervall für „lasee\_lcout80“ zwischen 28 und 38 Stunden Simulationszeit zu einer stark verminderten Ergebnisgüte in diesem Zeitraum führt. Wie aus Abbildung 5.10b hervorgeht, wäre eine Aktualisierung bereits nach fünf Stunden notwendig.

Das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit ist offenbar geeignet, die Zeitintervalle, in denen Modellergebnisse ausgegeben werden müssen, um anschließend eine genestete Simulation anzutreiben, derart zu steuern, dass die Antriebsdaten die großskalige Situation hinreichend gut wiedergeben. Stehen die Antriebsdaten in den dadurch festgelegten Zeitintervallen zur Verfügung, führt die Nestung zu besseren Ergebnissen als bei fest vorgegebenen, zeitweise zu langen Ausgabeintervallen. Darüber hinaus ist das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit des Antriebs anscheinend geeignet, das notwendige Aktualisierungsintervall aufgrund vorliegender Antriebsdaten zu ermitteln.

Das hier entwickelte Verfahren zur ergebniskontrollierten Ausgabe der Antriebsdaten wird im folgenden Kapitel für zwei weitere Anwendungsfälle getestet. Dabei werden jedoch auch die aufgrund des Testfalls „Land-Seewind-Zirkulation“ verworfenen Verfahren (Beschleunigung als Steuergröße, 50-Perzentil der charakteristischen Zeit) erneut verwendet, da nicht auszuschließen ist, dass die Eignung der einen oder anderen Methode von der simulierten Situation abhängig ist. Auch um dies zu prüfen, werden zwei weitere Fälle simuliert.

---

## 6 Anwendung der ergebniskontrollierten Ausgabe

Das in Kapitel 5 beschriebene Verfahren wird anhand von zwei Anwendungsfällen getestet. Die beiden Anwendungsfälle unterscheiden sich von dem Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ hinsichtlich ihrer Komplexität sowie der typischen Lebensdauer der wesentlichen Phänomene und in den sie steuernden Prozessen. Entsprechend werden Unterschiede bei der Länge der Aktualisierungsintervalle der Antriebsdaten erwartet. Der Fall „Wirbel an einer Polynja“ ist ebenfalls ein idealisierter Fall, der Wirbel hat eine typische Lebensdauer von 24 Stunden. Im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ wird die meteorologische Situation in Europa für einen Zeitraum von drei Tagen Ende August 2003 simuliert. Die typische Zeitskala liegt hier im synoptischen Bereich, also zwischen wenigen Stunden und wenigen Tagen.

Die durchgeführten Simulationen werden wie für den Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ hinsichtlich ihrer Ergebnisgüte beurteilt. Dazu ist eine Referenz notwendig, die als richtige Lösung betrachtet wird. Da der Fall „Wirbel an einer Polynja“ ebenso wie der Testfall in Kapitel 5 eine idealisierte Situation darstellt, ist die „Wahrheit“ nicht bekannt, so dass auch in diesem Fall eine im Gesamtgebiet hochaufgelöste Simulation als Referenz verwendet wird. Mit diesem Ergebnis werden die auf unterschiedliche Weise genesteten Simulationsergebnisse sowie ein ungenesteter Fall in dem Ausschnitt des Gebietes, das dem Nest entspricht, verglichen: Zum einen rein qualitativ über Horizontalschnitte der meteorologischen Felder, um die Plausibilität der einzelnen Ergebnisse beurteilen zu können, zum anderen wie im Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ durch Berechnung der mittleren Differenz (Bias) sowie der Korrelationskoeffizienten zwischen den genesteten Simulationen und der hochaufgelösten Simulation. Zusätzlich werden Trefferquoten berechnet.

Für den Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ stehen zusätzlich zu der hochaufgelösten Simulation Routinemessungen zur Bewertung zur Verfügung. Die Modellergebnisse werden an den Punkten der Messstationen berechnet. Mit Hilfe der Differenzen aus Messung und Modellergebnis lassen sich anschließend Trefferquoten bestimmen. Dabei werden ebenfalls die in Tabelle 5.2 aufgeführten Toleranz-

grenzen verwendet (Schlünzen und Katzfey, 2003). Die Modellergebnisse sollten um nicht mehr als die angegebenen Werte von den Beobachtungen abweichen.

## 6.1 Wirbel an einer Polynja

Das Wort „Polynja“ stammt aus dem Russischen und bedeutet soviel wie „Loch im Eis“ (<http://de.wikipedia.org/wiki/Polynja>). Eine Polynja ist ein Gebiet offenen Wassers im Meereis. Polynjas bleiben häufig über mehrere Jahre hinweg bestehen, beziehungsweise treten in jedem Winter von Neuem an derselben Stelle auf, da die Mechanismen, die zu ihrer Entstehung führen, durch die lokale Orographie, Küstenlinien sowie lokale Eigenschaften der Ozeanströmung bestimmt werden. Auf die Entstehungsmechanismen einer Polynja soll hier jedoch nicht weiter eingegangen werden. Diese werden beispielsweise bei Smith et al. (1990) eingehend beschrieben.

Offene Wasserflächen im Meereis wie Polynjas oder Rinnen, die durch divergente Eisdrift entstanden sind, spielen eine bedeutende Rolle für den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre in den polaren Breiten, da Meereis Ozean und Atmosphäre gegeneinander isoliert (Grötzner et al., 1996). Bereits bei einem Prozent Anteil offenen Wassers an der Gesamtfläche kann der flächengemittelte turbulente Wärmefluss positiv, also in die Atmosphäre gerichtet sein (Dare und Atkinson, 2000). Aufgrund der großen Temperaturgradienten zwischen Eis- und Wasseroberfläche treten an der Polynja sehr starke turbulente Wärmeflüsse auf. Dabei überwiegt der fühlbare den latenten Wärmestrom deutlich, und zwar aufgrund der geringen Sättigungsfeuchte bei niedrigen Lufttemperaturen. Die Temperaturdifferenz zwischen Eis und Wasser kann im Winter bis zu 40 K betragen, und die Summe aus latentem und fühlbarem Wärmestrom kann Werte von einigen hundert  $W/m^2$  erreichen (Smith et al., 1990).

Der durch die stark unterschiedlichen Wärmeflüsse und die Erwärmung der unteren Atmosphäre bewirkte Auftrieb kann zur Bildung eines zyklonalen Wirbels über der Polynja führen (Bungert, 2002; Hebbinghaus et al., 2006). Dieser Wirbel bewegt sich mit der großskaligen Windrichtung, bis er sich abschwächt und schließlich auflöst, sobald sein Zentrum über Eis und damit nicht mehr direkt im Bereich der starken Wärmeflussgradienten liegt.

Die Bildung und Entwicklung eines zyklonalen Wirbels an einer Polynja wird hier in einer idealisierten Modellrechnung simuliert. Die Eisbedeckung als untere Randbedingung wird zeitlich konstant gehalten, Energie- und Feuchtebilanz an der Oberfläche werden berücksichtigt. Die Simulation wird für 18 Uhr an einem Tag Mitte April initialisiert. Die Simulationsdauer beträgt 30 Stunden, entsprechend einer zu erwartenden Lebensdauer des Wirbels bei unveränderter Eisbedeckung von etwa 24 Stunden (Bungert, 2002). Das Modellgebiet liegt in

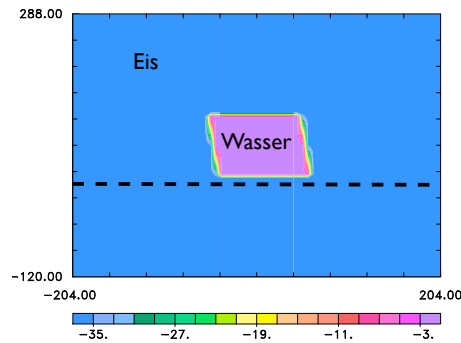


Abbildung 6.1: Das Modellgebiet für den Fall „Wirbel an einer Polynja“. Südlich der gestrichelten Linie wurde das hochaufgelöste Teilgebiet festgelegt.

80° N. Die horizontale Ausdehnung beträgt  $408 \times 408 \text{ km}^2$  bei einer Gitterweite von 6 km beziehungsweise 2 km (Fälle „poly\_6km“ und „poly\_2km“, Tabelle 6.1). Der Modelloberrand befindet sich in einer Höhe von 12 km, die vertikale Gitterweite steigt von 10 m in der untersten Schicht bis auf 1000 m am Oberrand an. Die Polynja wird als Fläche offenen Wassers mit einer Ausdehnung von  $100 \times 100 \text{ km}^2$  in der Mitte eines ansonsten eisbedeckten Gebietes vorgegeben (Abbildung 6.1). In der Umgebung der Polynja beträgt der Eisbedeckungsgrad 100%, mit einer Eisdicke von 1.5 m. Eisprozesse werden nicht simuliert, somit wird die Eisbedeckung im Verlauf der Simulation als untere Randbedingung für METRAS festgehalten. Das Modellgebiet enthält keine Orographie. Der Effekt von Wolkenbildung auf die Entstehung und Entwicklung eines zyklonalen Wirbels ist nur gering (Hebbinghaus et al., 2006), so dass Wolkenbildung in den hier durchgeführten Simulationen nicht berücksichtigt wird.

Ein geostrophischer Wind aus Nord wird mit einer Geschwindigkeit von 3 m/s vorgegeben. Der anfängliche Druck beträgt homogen 1000 hPa in Meereshöhe. Die Oberflächentemperatur des Eises sowie die Temperatur im Eis betragen zu Beginn der Simulation, um 18 UTC,  $-36^\circ\text{C}$ , die Atmosphäre ist im gesamten Gebiet stabil geschichtet (vertikaler Gradient der potentiellen Temperatur:  $0.0035 \text{ K/m}$ ). Das Wasser in der Polynja hat eine Temperatur von  $-1.8^\circ\text{C}$ . In den Modellrechnungen werden Energie- und Feuchtebilanz an der Oberfläche berücksichtigt.

Die Ergebnisse der grob aufgelösten Simulation dienen als Antriebsfelder für eine genestete Simulation in einem Ausschnitt des Gesamtgebietes, der sich südlich der Polynja befindet und horizontal homogen ist (südlich der gestrichelten Linie in Abbildung 6.1). Aus diesem Grund sollten wie in dem unter Abschnitt 5.1 beschriebenen Fall in dem Nest nur durch die Vorgabe zeitabhängiger Randwerte inhomogene Strukturen entstehen. Deshalb ist auch dieser Fall gut geeignet, um den Einfluss der Nestungsmethodik zu testen.

Die für diesen Anwendungsfall durchgeführten Simulationen sind in Tabelle 6.1 zusammengestellt. Für die genesteten Simulationen ist jeweils das Kriterium angegeben, das zur Ausgabesteuerung in der grob auflösenden Simulation verwendet wurde. Zur Beurteilung der Ergebnisgüte der einzelnen genesteten Simulationen ist eine Referenzlösung notwendig, mit der die mit unterschiedlich langen Aktualisierungsintervallen genestet gerechneten Simulationen verglichen werden können. Diese Referenz ist eine im gesamten Gebiet (Abbildung 6.1) hochaufgelöste Simulation, im folgenden mit „poly\_2km“ (Tabelle 6.1) bezeichnet. Zunächst wird die Lösung der hochaufgelösten Simulation beschrieben und anschließend mit der grob auflösenden Simulation „poly\_6km“ (Tabelle 6.1) verglichen, die wie „poly\_2km“ auf dem Gesamtgebiet, jedoch mit dreifacher Gitterweite, durchgeführt wurde und die die Antriebsdaten für die genesteten Simulationen liefert. Anhand der genesteten Simulationen wird der Einfluss der unterschiedlichen Aktualisierungsintervalle der Antriebsdaten auf die Modellergebnisse untersucht. Zusätzlich wurde ein Modelllauf auf dem Nest, jedoch ohne Nestung, durchgeführt („poly\_ungenst“).

Name der Simulation	Antriebsdaten	Ausgabekriterium zur Erzeugung der Antriebsdaten
poly_6km	—	—
poly_2km	—	—
poly_3h	poly_6km	alle drei Stunden
poly_6h	poly_6km	alle sechs Stunden
poly_lcout80	poly_6km	Gleichungen 5.1, 5.2
poly_lcout20	poly_6km	Gleichungen 5.1, 5.3
poly_30p	poly_6km	Gleichungen 5.4, 5.5
poly_50p	poly_6km	Gleichungen 5.4, 5.6
poly_ungenst	—	—

Tabelle 6.1: Übersicht über die für den Fall „Wirbel an einer Polynja“ durchgeführten Simulationen.

### 6.1.1 Referenzsimulation

Die Simulation „poly\_2km“ verwendet im ganzen Modellgebiet eine Auflösung von 2 km. Sie wird als Referenzsimulation für die Beurteilung der genesteten Simulationen verwendet. Begründet wird dies mit der Annahme, dass ein Modell bei höherer Auflösung im Allgemeinen bessere Ergebnisse erzeugt als eine grob auflösende Simulation.

Über der Polynja bildet sich nach sechs Stunden aufgrund der starken Gradienten in den turbulenten Wärmeflächen ein zyklonaler Wirbel (Abbildung 6.2a). Im wei-

teren Verlauf der Simulation vertieft sich der Wirbel, sein minimaler Kerndruck beträgt  $995.9 \text{ hPa}$ . Das bedeutet eine Reduzierung von etwas mehr als  $4 \text{ hPa}$  im Vergleich zum großskalig vorgegebenen Druck von  $1000 \text{ hPa}$ . Dieser Wert wird nach zwölf Stunden Simulationszeit erreicht (Abbildung 6.2b). Außerdem bewegt sich der Wirbel nach Süden bis an den Rand der Polynja. Hierfür ist der großskalig von Nord nach Süd gerichtete Wind verantwortlich. Die höchsten Windgeschwindigkeiten treten südöstlich des Druckminimums auf (Abbildung 6.2c). Sie erreichen Werte von bis zu  $18 \text{ m/s}$ . Nach 18 Stunden Simulationszeit bildet sich südlich der Polynja über dem Eis ein zweites lokales Minimum im Druckfeld (Abbildung 6.2c). Der Wirbel bewegt sich in der Folgezeit nach Süden, das Druckminimum füllt sich über dem Eis rasch auf. Gleichzeitig bewegt sich das erste Druckminimum wieder ein Stück weit nach Norden. Während in der ersten Hälfte der Simulation der großskalige Wind aus Nord dafür verantwortlich war, dass sich der Wirbel nach Süden bewegt hat, ist für die entgegengesetzte Bewegung gegen Ende der Simulation die Winddrehung aufgrund des ehemaligen Wirbels die Ursache.

### 6.1.2 Effekt der Auflösung

Die grob auflösenden Simulationen, die die Antriebsdaten für die genesteten Simulationen auf dem Teilgebiet bereitstellen, unterscheiden sich nur in der um den Faktor drei geringeren horizontalen Auflösung von der Referenzsimulation „poly\_2km“ (Abschnitt 6.1.1). Durch einen Vergleich der Ergebnisse der grob auflösenden Simulationen mit der hochaufgelösten Referenzsimulation kann der Einfluss der Auflösung auf die Simulationsergebnisse abgeschätzt werden.

Die Simulation „poly\_6km“ wurde mehrfach durchgeführt - jedes Mal mit unterschiedlichen Kriterien zur Ausgabesteuerung. Diese hat jedoch keinen Einfluss auf die Simulationsergebnisse, so dass hier von einer einzigen grob auflösenden Simulation die Rede ist. Da die Ergebnisse genesteter Simulationen in hohem Maße von den Antriebsdaten abhängen, und die auftretenden Abweichungen von der Referenzsimulation möglichst gering sein sollen, sollten sich auch die Ergebnisse der grob auflösenden Simulation nicht allzu stark von der hochaufgelösten Simulation unterscheiden.

Auch bei dreifacher Gitterweite im Vergleich zu „poly\_2km“ bildet sich über der Polynja ein zyklonaler Wirbel. Abbildung 6.3 zeigt die zeitliche Entwicklung des Druck- und des Windfeldes in der Simulation „poly\_6km“ zu denselben Zeitpunkten wie Abbildung 6.2 für die Simulation „poly\_2km“. Die Entwicklung des zyklonalen Wirbels wird bei größerer Gitterweite weniger intensiv simuliert. Das Druckminimum erreicht in der Referenzsimulation meist niedrigere Werte als in der grob auflösenden Simulation (Abbildung 6.4a). Hier beträgt der im Verlauf der Simulation auftretende minimale Kerndruck  $996.5 \text{ hPa}$  und liegt damit um

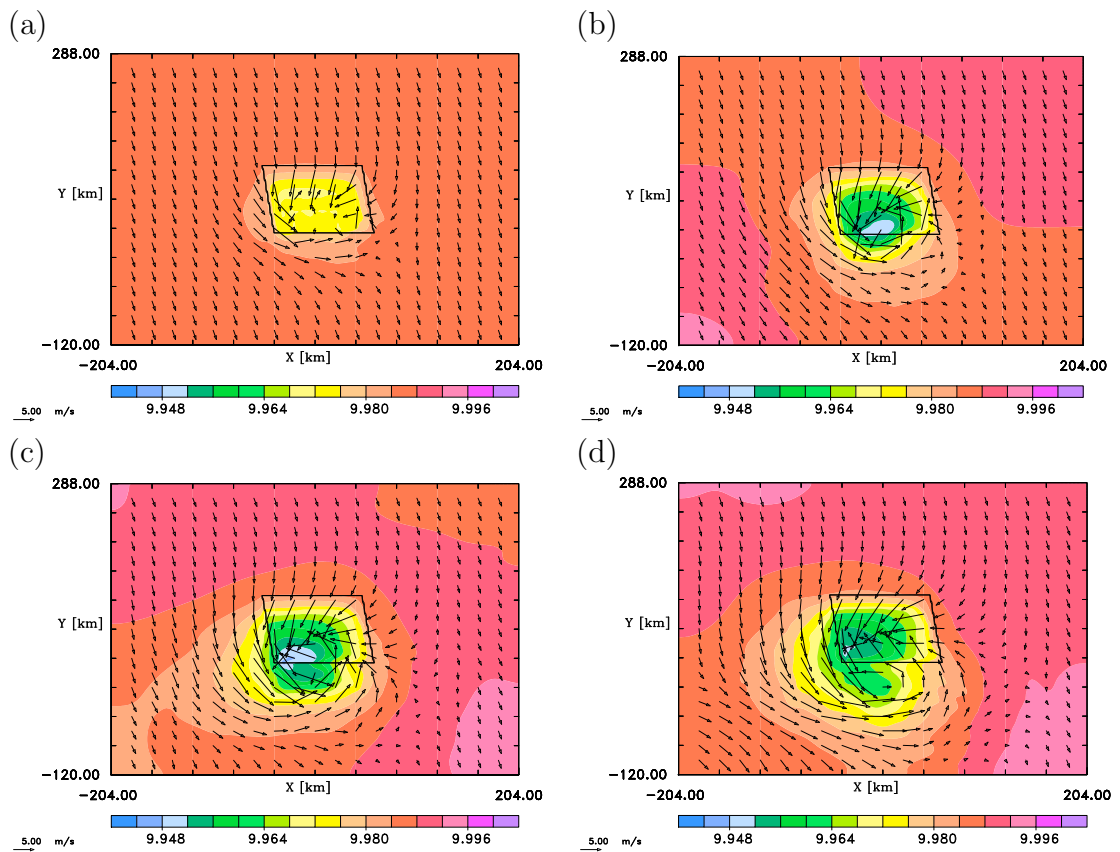


Abbildung 6.2: Horizontalschnitte des Luftdrucks (100 hPa) in 10 m über Grund mit Windvektoren für die Referenzsimulation „poly\_2km“ nach 6 Stunden (a), 12 Stunden (b), 18 Stunden (c) und 24 Stunden (d) Simulationszeit. Inkrement ist 0.4 hPa. Die Kontur stellt den Rand der Polynja dar.



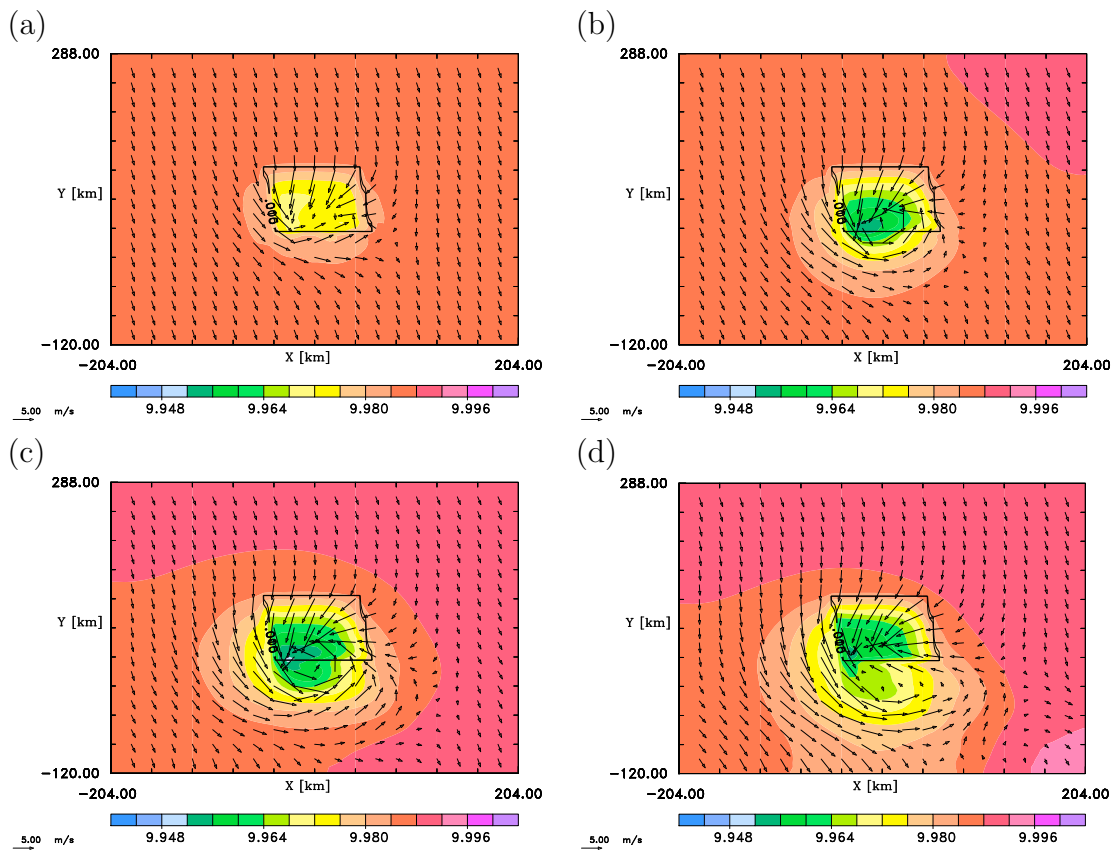


Abbildung 6.3: Wie Abbildung 6.2, aber für die grob auflösende Simulation „poly\_6km“.

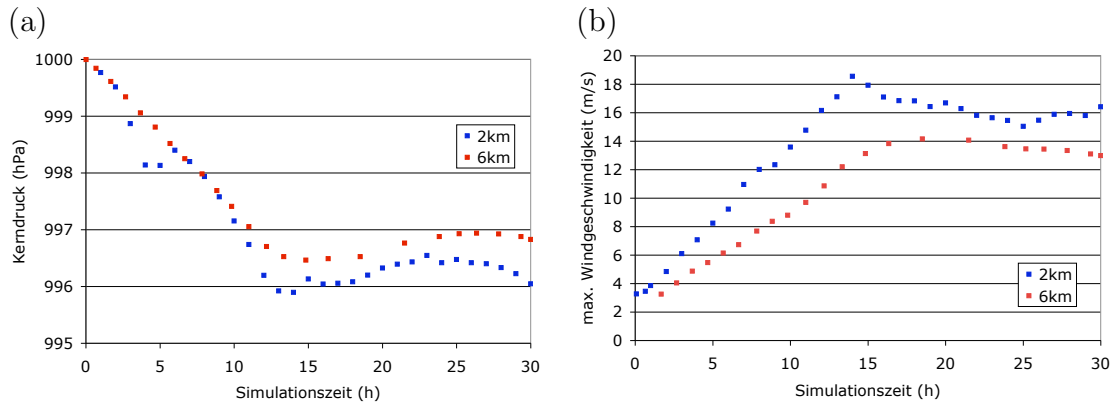


Abbildung 6.4: Zeitliche Entwicklung des minimalen Kerndrucks (a) und der maximalen Windgeschwindigkeit (b) für die Referenzsimulation „poly\_2km“ (blau) und die grob auflösende Simulation „poly\_6km“ (rot).

0.6 hPa höher als in der Referenzsimulation (995.9 hPa).

Der niedrigere Kerndruck des Wirbels und die damit verbundenen stärkeren Druckgradienten bewirken teilweise erheblich höhere Windgeschwindigkeiten im Modellgebiet für die Referenzsimulation. Wie Abbildung 6.4b zeigt, ist die maximale Windgeschwindigkeit in der Referenzsimulation mit mehr als 18 m/s nicht nur deutlich höher als in der grob auflösenden Simulation mit 14 m/s, sondern das Maximum wird auch früher erreicht. Beide Zeitserien (Abbildung 6.4b) zeigen eine in Betrag und Geschwindigkeit intensivere Entwicklung des zyklonalen Wirbels in der Referenzsimulation.

Die vertikale Ausdehnung des Wirbels steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Auftrieb über der Polynja. Als Obergrenze des Wirbels gilt dabei die Höhe, in der die Abweichung von dem großskaligen Druckfeld, die im Bereich des Wirbels negativ ist, den Wert Null erreicht. Während der Wirbel in der grob auflösenden Simulation eine maximale vertikale Ausdehnung von 1150 m erreicht, beträgt die maximale vertikale Ausdehnung des Wirbels in der hochauflösenden Simulation 1600 m. Der stärkere Auftrieb bewirkt eine intensivere Wirbelentwicklung und ein stärker ausgeprägtes Druckminimum in Bodennähe in der hochauflösenden Simulation. Dieses Ergebnis bestätigt frühere Studien, in denen der Auftrieb als wesentlicher Einflussfaktor für die Wirbelbildung identifiziert wurde (Hebbinghaus et al., 2006).

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die entstehenden Strukturen in der grob auflösenden Simulation „poly\_6km“ gut wiedergegeben werden: Die Positionierung des Wirbels ist im Vergleich zu der Referenzsimulation sehr gut, die Intensität des Wirbels ist in der grob auflösenden Simulation etwas geringer. Aufgrund der guten Übereinstimmung der Ergebnisse der grob auflösenden Simulation mit der Referenzsimulation ist die grob auflösende Simulation offenbar geeignet, um

genestete Simulationen auf dem Teilgebiet über dem Eis anzutreiben, auch wenn die simulierte Entwicklung schwächer ausgeprägt ist als im Referenzfall. Der einzige Unterschied in den Datensätzen, die die Antriebsdaten für die einzelnen genesteten Simulationen enthalten, ist das Ausgabeintervall der Ergebnisse.

### 6.1.3 Ausgabeintervalle

Die Kriterien zur Ausgabe der Ergebnisse der grob auflösenden Simulationen sind dieselben wie für den Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“. Auch wenn die Ergebnisse des Testfalles in Kapitel 5 für die Verwendung des 30-Perzentils der charakteristischen Zeit als Ausgabekriterium sprechen, werden für den Wirbel an einer Polynja zusätzlich die anderen Kriterien verwendet. Nicht auszuschließen ist, dass die Eignung der unterschiedlichen Kriterien von der zu simulierenden Situation abhängig ist. Die durchgeführten Simulationen mit zeitabhängigen Randwerten sind in Tabelle 6.1 dargestellt, jeweils mit dem Kriterium, das in der grob auflösenden Simulation zur Ausgabe geführt hat. Die so entstandenen Ausgabeintervalle entsprechen den Aktualisierungsintervallen der Antriebsdaten für die genesteten Simulationen.

Die Unterschiede in den auftretenden Ausgabeintervallen sind teils erheblich (Abbildung 6.5a). Während die Ausgabeintervalle für die Simulationen „3h“ und „6h“ konstant drei beziehungsweise sechs Stunden betragen, schwanken sie für die übrigen Simulationen zwischen einer und zehn Stunden (Abbildung 6.5a). In den beiden Fällen, in denen die Ausgabezeitpunkte anhand der Beschleunigungen bestimmt wurden („lcout80“ und „lcout20“), findet nach einer ersten Ausgabe nach etwa einer Stunde zu Beginn der Simulation erst nach zehn Stunden die nächste Ausgabe der Modellergebnisse statt. Da diese zu demselben Zeitpunkt erfolgt, ist der Wert für „lcout80“ nach 11 Stunden Simulationszeit nicht zu erkennen. Für „lcout20“ beträgt auch das darauf folgende Intervall neun Stunden, während die Intervalle im weiteren Verlauf der Simulation nur noch eine Stunde betragen. Die Steuerung der Ausgabeintervalle über die charakteristischen Zeiten führt meist zu deutlich kürzeren Intervallen. Für die Simulation „30p“ liegen die Intervalllängen zwischen einer und drei Stunden, während sie für die Simulation „50p“ im Mittel den regelmäßigen dreistündigen Intervallen entsprechen, dabei jedoch zwischen einer und sechs Stunden liegen.

Zum Vergleich mit den Ausgabeintervallen wurden im Präprozessor M3TM3T (Anhang A) auch für die Antriebsfelder charakteristische Zeiten berechnet. Das 30-Perzentil der charakteristischen Zeiten der Antriebsfelder ist ein Maß für die notwendigen Aktualisierungsintervalle (vgl. Kapitel 5). In Abbildung 6.5b sind die so bestimmten notwendigen Aktualisierungsintervalle gegen die vorhandenen Ausgabeintervalle aufgetragen. Die konstant dreistündigen Intervalle entsprechen im Mittel genau den notwendigen Aktualisierungsintervallen, während die kon-

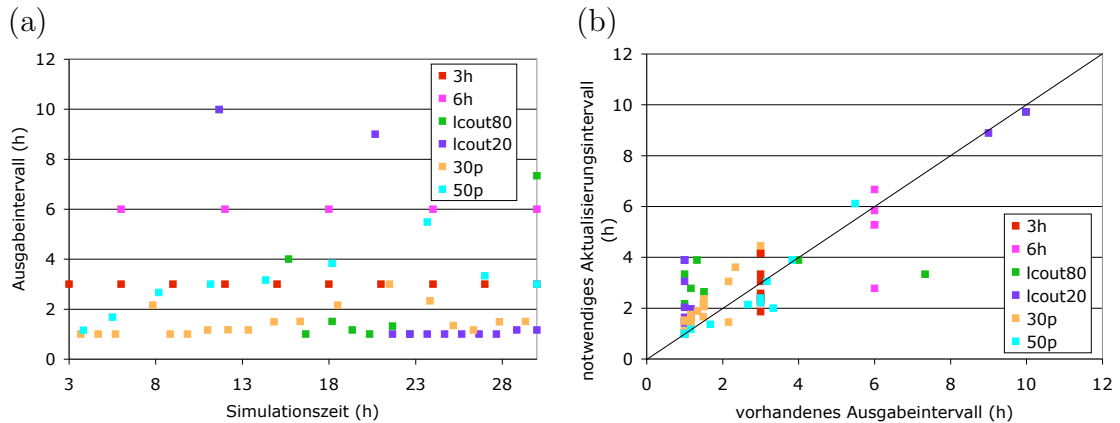


Abbildung 6.5: Zeitliche Entwicklung der im Fall „Wirbel an einer Polynja“ verwendeten Ausgabeintervalle (a) und Vergleich zwischen Ausgabeintervall und notwendigem Aktualisierungsintervall (b).

stant sechsstündigen Ausgabeintervalle mehrheitlich zu lang sind im Vergleich zu den notwendigen Aktualisierungsintervallen (Abbildung 6.5b). Davon abgesehen liegen nur die Ausgabeintervalle aufgrund des 50-Perzentils der charakteristischen Zeit marginal unterhalb der Winkelhalbierenden und erscheinen somit als etwas zu lang im Vergleich zu den notwendigen Aktualisierungsintervallen. Alle anderen Ausgabeintervalle sind kürzer als die notwendigen Aktualisierungsintervalle oder zumindest genauso lang. Auch die mit neun, beziehungsweise zehn Stunden sehr langen Zeitspannen zwischen zwei Ausgaben aus den beschleunigungsgesteuerten Simulationen („lcout80“ und „lcout20“) entsprechen den notwendigen Aktualisierungsintervallen.

Für den Vergleich der Ergebnisse der genesteten Simulationen mit der Referenzsimulation bedeutet die Analyse der Aktualisierungsintervalle: Die Simulationen „poly\_6h“ und „poly\_50p“ sollten gegenüber den anderen genesteten Simulationen am schlechtesten abschneiden, da in diesen beiden Fällen die Aktualisierung seltener stattfindet als erforderlich. Dieser Effekt sollte für „poly\_50p“ nur gering ausfallen, da die zur Aktualisierung notwendigen Intervalle nur geringfügig unter den vorhandenen Ausgabeintervallen liegen. Ob die Ergebnisse diesen Sachverhalt bestätigen, wird sich im folgenden Abschnitt beim Vergleich der Ergebnisse untereinander und mit der Referenzsimulation zeigen.

#### 6.1.4 Ergebnisse der Nestung mit unterschiedlichen Aktualisierungsintervallen

Die unterschiedliche Aktualisierung der Antriebsdaten hat großen Einfluss auf die Lösung der genesteten Simulationen. Zunächst werden die Ergebnisse der

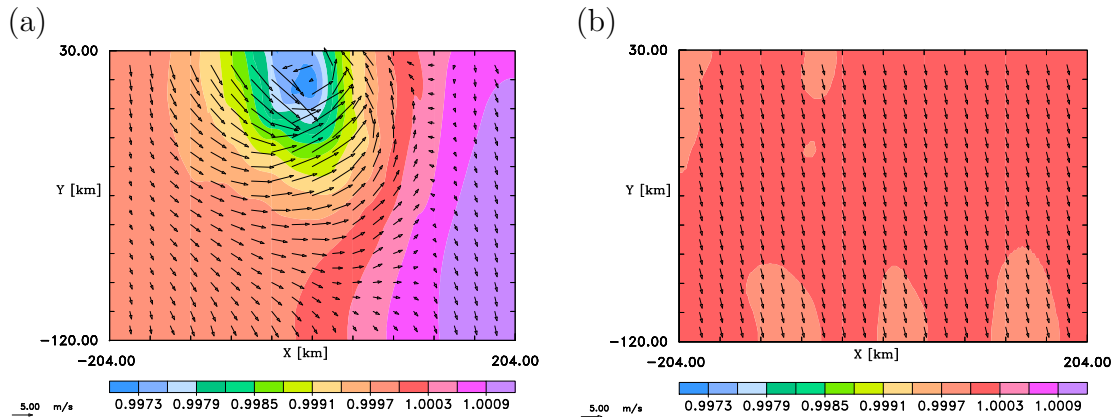


Abbildung 6.6: Horizontalschnitte des Luftdrucks (in 1000 hPa) mit Windvektoren in 10 m über Grund für die Referenzsimulation „poly\_2km“ (a) und die Simulation „poly\_ungenst“ (b) im Ausschnitt des Nestes (Abbildung 6.1) nach 21 Stunden Simulationszeit (15 Uhr). Inkrement ist 0.3 hPa.

Simulationen auf dem Teilgebiet rein qualitativ mit den Ergebnissen der Referenzsimulation verglichen. Anhand von Horizontalschnitten wird beurteilt, ob mit Hilfe der zeitabhängigen Randwerte in dem Teilgebiet dieselben oder zumindest ähnliche Strukturen entstehen wie in der Referenzsimulation.

Abbildung 6.6a zeigt das Simulationsergebnis (Druck und Windvektoren) nach 21 Stunden Simulationszeit (15 Uhr) für die Referenzsimulation in dem Ausschnitt des Modellgebietes, der dem Nest entspricht. Deutlich zu erkennen ist der südliche Teil des Wirbels mit dem zweiten lokalen Minimum und dem sich zyklonal eindrehenden Windfeld. Im Gegensatz dazu zeigt die ungenestet gerechnete Simulation „poly\_ungenst“ zu diesem Zeitpunkt weder im Druck- noch im Windfeld signifikante Änderungen gegenüber dem Anfangszustand (Abbildung 6.6b): Der Druck beträgt 1000 hPa, der Wind weht bodennah aus nord-nordwestlicher Richtung mit einer Geschwindigkeit von etwa 2 m/s. Dies entspricht in Betrag und Richtung der vorgegebenen großskaligen Anströmung. Die Simulation „poly\_ungenst“ wird nicht anhand zeitabhängiger Randwerte angetrieben, das heißt sie erhält keine Information über die außerhalb des Modellgebietes gelegene Polynja und die dadurch hervorgerufenen atmosphärischen Prozesse. Inhomogenitäten können nur aufgrund konvektiver Prozesse entstehen. Dies erklärt die geringfügigen Abweichungen von den großskaligen Anfangsfeldern für Wind und Luftdruck nach 21 Stunden Simulationszeit.

Im Gegensatz zu der ungenesteten Simulation wird das mit dem Wirbel über der Polynja verbundene zyklonale Windfeld in allen genesteten Simulationen wiedergegeben (Abbildung 6.7). Obwohl der Luftdruck selbst nicht als Antriebsgröße verwendet wird, wird auch die Druckreduktion gegenüber dem großskaligen Druckfeld bei Verwendung zeitabhängiger Randwerte für den Wind in allen Fällen

simuliert. Der sich aus dem zweiten lokalen Minimum im Druckfeld bildende sekundäre Wirbel wird ebenfalls von allen genesteten Modellläufen simuliert. Seine Position stimmt auch mit der im Referenzfall gezeigten überein. Das Druckminimum ist jedoch in den genesteten Simulationen unterschiedlich stark ausgeprägt. Der Wert von 997 hPa in der Referenzsimulation wird von keiner der genesteten Simulationen erreicht. Während der minimale Druck in den Simulationen „poly\_6h“ und „poly\_lcout20“ 997.6 hPa beträgt, ist er in den übrigen genesteten Simulationen mit 997.3 hPa nur um 0.3 hPa höher als in der Referenzsimulation.

In der Temperaturverteilung sind die Abweichungen zwischen den genesteten Simulationen und der Referenzsimulation nur sehr gering. Die Temperatur im hochaufgelösten Teilgebiet wird sehr stark durch den Tagesgang geprägt, wie der zeitliche Verlauf der über das Gebiet gemittelten Temperatur in 10 m Höhe zeigt (Abbildung 6.8). Der Tagesgang wird, insbesondere in der zweiten Hälfte der Simulationszeit, modifiziert durch den Eintrag wärmerer Luft in das genestete Modellgebiet aufgrund des Antriebes. Das Maximum wird in allen Simulationen nach 23 Stunden Simulationszeit erreicht. Dies entspricht 17 Uhr. Die Simulation „poly\_ungenst“ erhält keine Information über die wärmere Luft über der Polynja und weist daher eine bis zu 1.5 K niedrigere mittlere Temperatur auf als die Simulationen mit zeitabhängigen Randwerten. Der Tagesgang der Temperatur hat im ungenesteten Fall eine Amplitude von 3 K, während die Amplitude in den Simulationen mit Nestung und in der Referenzsimulation bis zu 4,5 K beträgt (Abbildung 6.8). Die Temperatur zeigt in der Simulation „poly\_ungenst“ eine weitestgehend homogene Verteilung. In allen genesteten Modellrechnungen wird hingegen eine der Referenzsimulation beziehungsweise den Antriebsdaten sehr ähnliche Verteilung simuliert.

### 6.1.5 Quantitative Beurteilung der Ergebnisgüte

Als Vergleichsgrößen der Simulationen auf dem hochaufgelösten Teilgebiet und der im ganzen Gebiet hochaufgelösten Simulation werden die räumlichen Korrelationen und der Betrag der mittleren Differenz für die horizontalen Windkomponenten, sowie Trefferquoten für Windgeschwindigkeit und -richtung berechnet (Abbildung 6.9). Dabei werden jedoch die unmittelbar forcierten Bereiche nicht berücksichtigt: Die äußeren zehn Punkte von den Seitenrändern sowie die oberen fünf Gitterebenen fließen nicht in die Berechnung ein, da die Lösung in diesen Bereichen zu stark von den zeitabhängigen Randwerten beeinflusst wird.

Die ohne zeitabhängige Randwerte durchgeführte Simulation „poly\_ungenst“ weist in allen Vergleichsgrößen die größten Abweichungen zur Referenzsimulation auf (Abbildung 6.9). Da weder im Wind- noch im Temperaturfeld signifikante Änderungen während der Simulation stattfinden und insbesondere keine Informationen über die außerhalb des Gebietes liegende Polynja und ihre Auswirkungen auf die

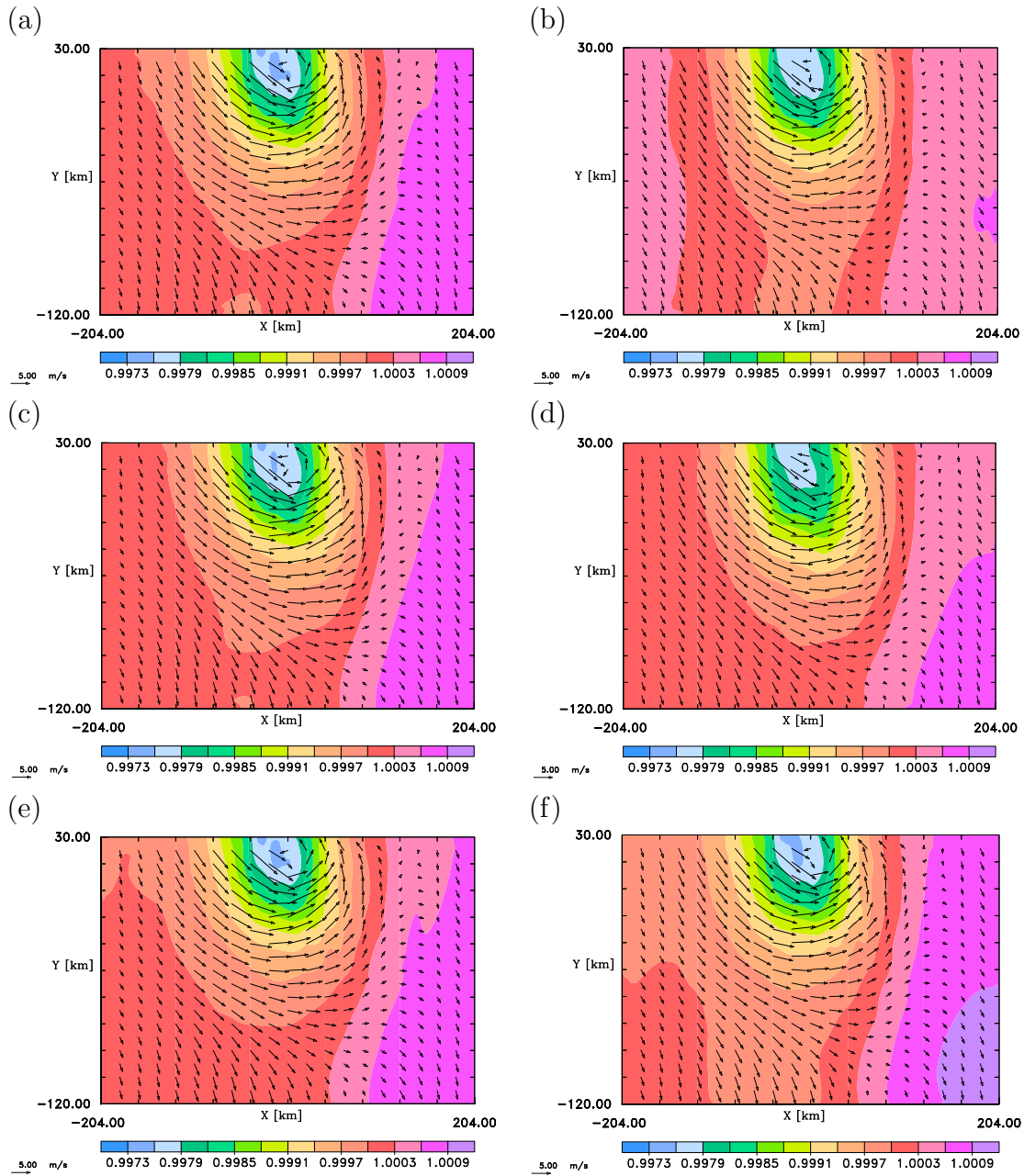


Abbildung 6.7: Horizontalschnitte des Luftdruckes (in 1000 hPa) mit Windvektoren in 10 m über Grund für die genesteten Simulationen „poly\_3h“ (a), „poly\_6h“ (b), „poly\_lcout80“ (c), „poly\_lcout20“ (d), „poly\_30p“ (e) und „poly\_50p“ (f) in dem Ausschnitt des Nestes (Abbildung 6.1) nach 21 Stunden Simulationszeit (15 Uhr). Inkrement ist 0.3 hPa.

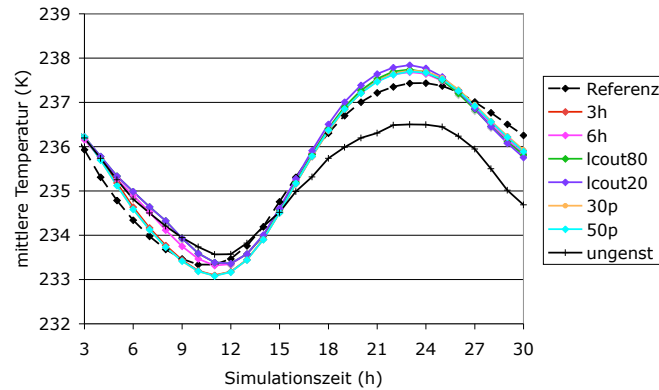


Abbildung 6.8: Zeitserie der über das Nest (Abbildung 6.1) in 10 m über Grund gemittelten Temperatur (K).

atmosphärischen Felder vorliegen, ist die räumliche Korrelation mit der Referenzsimulation erwartungsgemäß niedrig. Weder die mit dem Wirbel verbundene erhöhte Windgeschwindigkeit, noch die signifikante Winddrehung finden sich in den von „poly\_ungenst“ simulierten Feldern wieder. Beides führt zu den geringen Trefferquoten für die ungenestete Simulation (Abbildung 6.9e,f). Die Temperatur ändert sich entsprechend dem Tagesgang, aber eine zusätzliche Erwärmung aufgrund des Antriebes findet in dieser Simulation nicht statt (vgl. Abschnitt 6.1.4).

Wie bereits erwähnt, zeigen alle genesteten Simulationen sowohl in der Temperaturverteilung als auch im zeitlichen Verlauf der mittleren Temperatur ein der Referenzsimulation sehr ähnliches Ergebnis (Abbildung 6.8). Die Trefferquoten für die Temperatur sind hier nicht graphisch dargestellt, da die Aktualisierungsintervalle keinen messbaren Einfluss auf die Temperaturverteilung im Modellgebiet haben. Die Trefferquoten für die Temperatur erreichen in allen genesteten Fällen Werte von über 99%, nur die Simulation „poly\_ungenst“ weist deutlich niedrigere Trefferquoten auf: Bis zum Ende der Simulation sinkt die Übereinstimmung auf 63%.

Für die horizontalen Windkomponenten, sowie Windgeschwindigkeit und Windrichtung haben die unterschiedlichen Aktualisierungsintervalle der Antriebsdaten dagegen einen großen Einfluss auf die Ergebnisgüte. Die Verbesserung der Ergebnisse aufgrund der Nestung (Abbildung 6.9) fällt in den verschiedenen Simulationen unterschiedlich stark aus: Die beiden Simulationen mit beschleunigungssteuerten Aktualisierungsintervallen, „poly\_lcout80“ und „poly\_lcout20“, weisen in den ersten acht Stunden der Simulation deutlich niedrigere Korrelationskoeffizienten, aber besonders für  $u$  einen deutlich größeren Bias auf als die übrigen genestet gerechneten Fälle (Abbildung 6.9a,b,c). Für „poly\_lcout20“ treten auch in den folgenden acht Stunden große Abweichungen auf: Sowohl der Korrelationskoeffizient für beide Windkomponenten als auch die Trefferquoten für Wind-



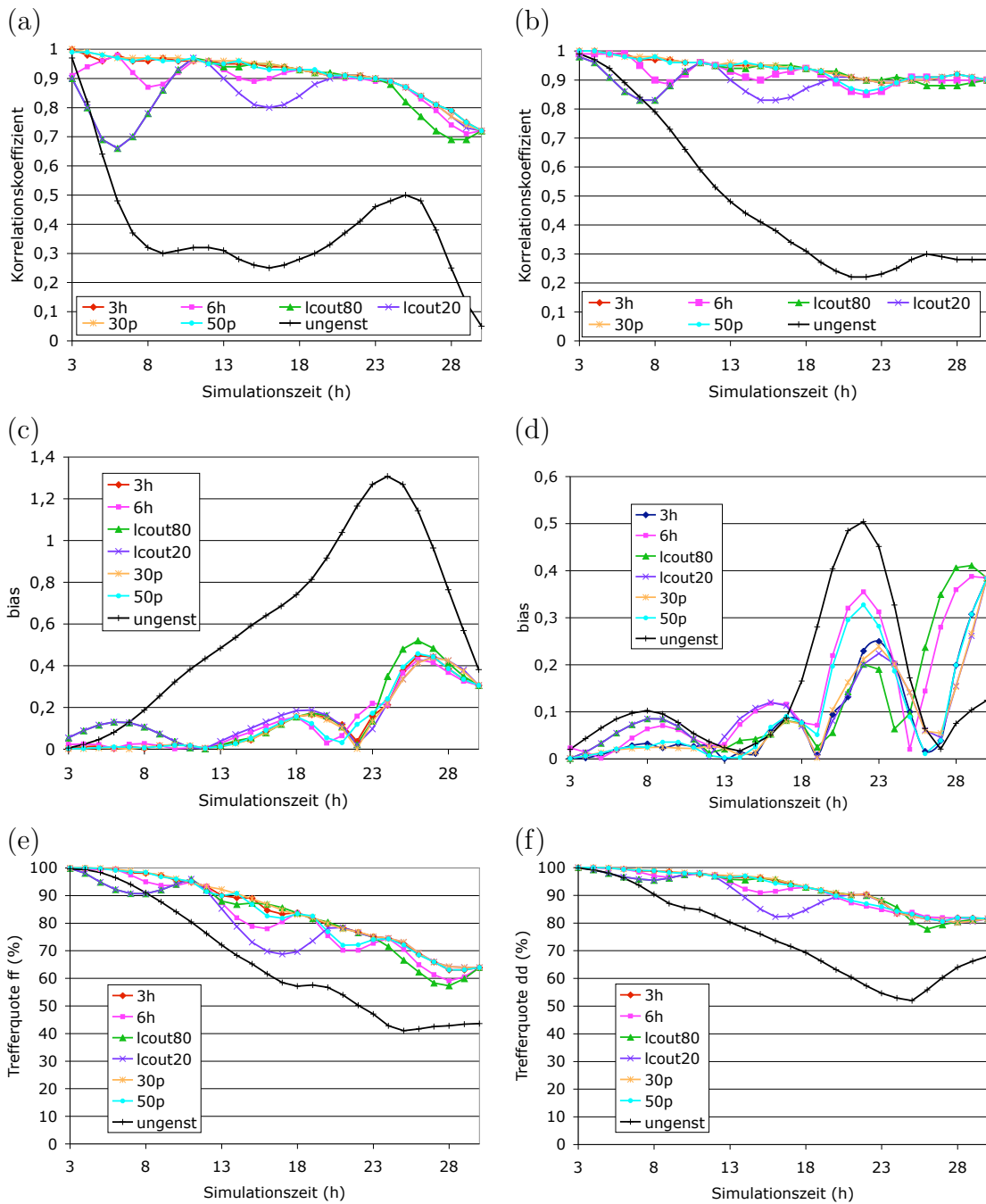


Abbildung 6.9: Korrelationskoeffizienten (a,b) und Betrag der mittleren Differenz (c,d) zwischen den genesteten Simulationen und der Referenzsimulation für die u- (a,c) und die v-Komponente (b,d) des Windes, sowie die Trefferquoten für Windgeschwindigkeit (e) und Windrichtung (f) für Testfall „poly-“.

geschwindigkeit und -richtung sind in dieser Phase von allen genesteten Simulationen am niedrigsten (Abbildung 6.9a,b,e,f). Für „poly\_lcout80“ sind die Korrelationskoeffizienten und Trefferquoten in den letzten acht Stunden noch einmal niedriger als in den anderen Fällen, der Bias dafür im Vergleich am größten (Abbildung 6.9). Beim Vergleich mit Abbildung 6.5a fällt auf, dass für „poly\_lcout20“ in der ersten Hälfte der Simulation zwei sehr lange (neun, beziehungsweise zehn Stunden) Aktualisierungsintervalle zu den beobachteten geringen Korrelationen und Trefferquoten führen. Im weiteren Verlauf der Simulation, bei deutlich kürzeren Aktualisierungsintervallen, weisen die Ergebnisse von „poly\_lcout20“ gemeinsam mit „poly\_3h“ und „poly\_30p“ die höchsten Korrelationen und Trefferquoten auf (Abbildung 6.9a,b,e,f), während die Simulationen „poly\_6h“, „poly\_lcout80“ und „poly\_50p“ zeitweise deutlich von der Referenzsimulation abweichen. Die Simulation „poly\_lcout80“ hingegen, mit jeweils einem sehr langen Intervall zu Beginn und am Ende der Simulation, zeigt genau in diesen Abschnitten die geringste Übereinstimmung mit der Referenzsimulation.

Für die Simulation „poly\_6h“ mit regelmäßiger sechsständiger Aktualisierung treten innerhalb eines 6-Stunden-Intervalls immer wieder große Abweichungen von der Referenzsimulation auf, insbesondere auch in der Anfangsphase der Simulation (Abbildung 6.9). Die Simulation „poly\_3h“ mit konstanter, dreistündiger Aktualisierung und die Simulation „poly\_30p“ weisen über den gesamten Simulationszeitraum die beste Übereinstimmung mit der Referenzsimulation auf. Nur bei den Trefferquoten für die Windgeschwindigkeit liegen die Werte für „poly\_30p“ zwischen zehn und 15 Stunden Simulationszeit noch geringfügig über denen aus der Simulation „poly\_3h“ (Abbildung 6.9c). In dieser Phase der Simulation betragen die Aktualisierungsintervalle für „poly\_30p“ nur etwa eine Stunde.

### 6.1.6 Vorhersage der erforderlichen Aktualisierungsintervalle

Im Gegensatz zu dem Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ ist die Prüfung der zur Aktualisierung der Antriebsdaten erforderlichen Intervalle im Fall „Wirbel an einer Polynja“ mit Hilfe der charakteristischen Zeiten des Antriebs weniger hilfreich (Abschnitt 6.1.3, Abbildung 6.5b). Zwar weichen die Ergebnisse der Simulation „poly\_6h“ teilweise deutlich von den Ergebnissen der Referenzsimulation ab, was nach dem in Abschnitt 6.1.3 beschriebenen Vergleich zwischen vorhandenen Ausgabeintervallen und erforderlichen Aktualisierungsintervallen erwartet worden war, und auch für „poly\_50p“ führen die etwas zu langen vorhandenen Ausgabeintervalle zu einer Verminderung der Ergebnisgüte im Vergleich zur Referenzsimulation. Aber für die beiden Simulationen „poly\_lcout80“ und „poly\_lcout20“ entsprechen die vorhandenen Ausgabeintervalle durchweg den erforderlichen Aktualisierungsintervallen, und dennoch weichen die Ergebnisse der genesteten Si-

mulationen teilweise sehr stark von der Referenzsimulation ab. Die in Abschnitt 6.1.3 angewendete Methode, das 30-Perzentil der charakteristischen Zeiten des Antriebs als Maß für das erforderliche Aktualisierungsintervall zu bestimmen, liefert erste Hinweise auf den Zusammenhang zwischen vorhandenen Ausgabeintervallen und den notwendigen Aktualisierungsintervallen einerseits und den Ergebnissen der genesteten Simulationen andererseits, zur vollständigen Erklärung der Ergebnisse reicht die Methode jedoch nicht aus.

Da die Unterschiede zwischen den genesteten Simulationen gering sind, wird mit Hilfe der räumlichen Korrelation zwischen zeitlich aufeinander folgenden Antriebsfeldern geprüft, ob die verwendeten Aktualisierungsintervalle ausreichen. Der Korrelationskoeffizient hat die Eigenschaft, genau dann hohe Werte anzunehmen, wenn die Änderungen, die ein Feld in ein anderes überführt haben, linear sind. Solange also aufeinander folgende Antriebsfelder gut miteinander korrelieren, können die stattfindenden Prozesse als weitgehend linear angenommen werden, wie dies in der Nutzung der Antriebsdaten im Modell auch geschieht. In der dazwischen liegenden Zeit ist dann keine zusätzliche Ausgabe notwendig, jedoch mit der Einschränkung, dass auch mit diesem Verfahren, wie bei der Berechnung der notwendigen Aktualisierungsintervalle aus dem 30-Perzentil der Antriebsdaten, Aliasing-Effekte nicht erkannt werden können.

Aus dieser Kontrollmethode ist kein Aktualisierungsintervall abzuleiten. Der Nutzen des Korrelationskoeffizienten bleibt auf die Aussage beschränkt, ob die Aktualisierung ausreichend oder nicht ausreichend häufig erfolgt. Zudem können kurzzeitige Prozesse, die zwischen zwei Ausgaben das Modellgebiet vollständig durchqueren, oder die sich bilden und wieder auflösen, auf diese Weise nicht erfasst werden. Allerdings sollen kurzzeitig auftretende Phänomene, wenn sie kleinräumig sind, im hochauflösenden Modell simuliert werden, so dass sie über die Antriebsdaten nicht vorgegeben werden müssen.

Anhand der hochaufgelösten Referenzsimulation „poly\_2km“ wird geprüft, wie gut aufeinander folgende Ausgaben miteinander korrelieren: Die Simulationsergebnisse werden jede Stunde ausgegeben, also in einem Zeitintervall, das als Minimum für die Ausgabe festgelegt wurde. Die Auswertung wird wie auch die Ausgabekontrolle auf die horizontalen Windkomponenten beschränkt. Abbildung 6.10 zeigt die räumliche Korrelation zwischen aufeinander folgenden Ausgaben für u- und v-Komponente des Windes im Gesamtgebiet. Dargestellt ist jeweils die Korrelation zwischen dem aktuellen und dem vorangehenden Feld. Wie für die Beurteilung der Ergebnismenge fließen die ersten drei Stunden der Simulation nicht ein. Der Korrelationskoeffizient steigt mit zunehmender Simulationsdauer an. Der niedrigste auftretende Wert liegt bei knapp über 0.9 für die v-Komponente des Windes nach fünf Stunden Simulationszeit.

Für die Ergebnisse der grob auflösenden Simulation wird ebenfalls die räumliche Korrelation zwischen aufeinander folgenden Ausgaben berechnet (Abbildung

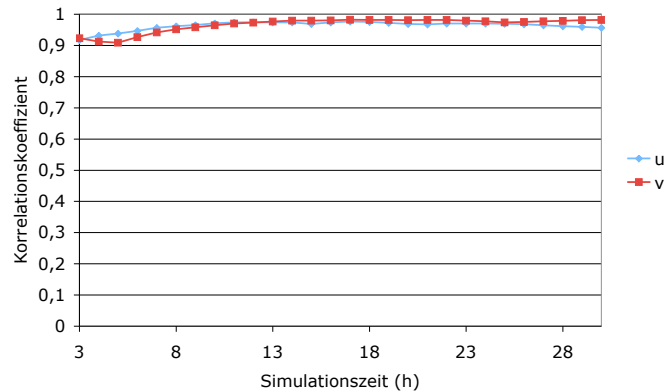


Abbildung 6.10: Räumliche Korrelation zwischen aufeinander folgenden Ausgaben für die Referenzsimulation.

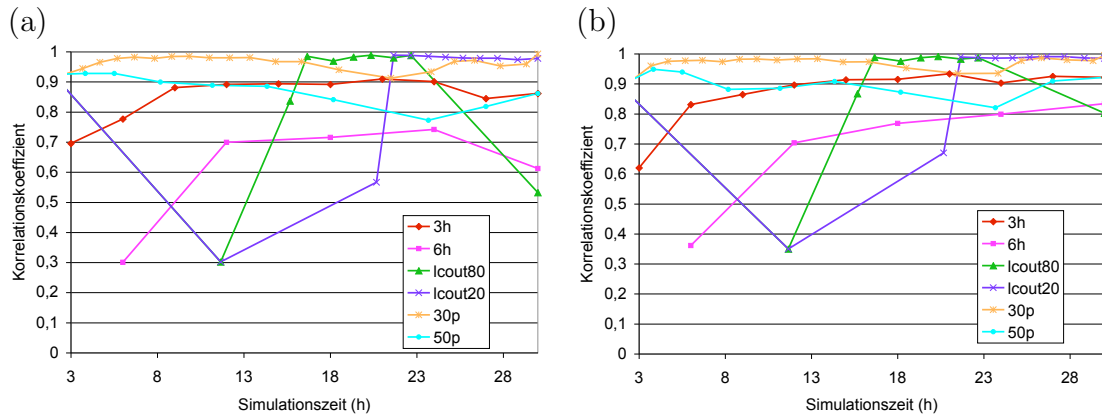


Abbildung 6.11: Zeitliche Entwicklung der räumlichen Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern für die  $u$ - (a) und die  $v$ -Komponente (b) des Windes für den Fall „poly-“.

6.11). In der Zeit bis zu der ersten Aktualisierung ist die Korrelation in allen Fällen außer den durch die charakteristische Zeit gesteuerten („30p“ und „50p“) sehr niedrig. Zudem nimmt die Korrelation für einige Aktualisierungsintervalle mit zunehmender Intervalllänge ab. Die Werte für die sechsstündige Ausgabe liegen immer deutlich unter den Werten für die dreistündige Ausgabe, und die Simulationen „lcout80“ und „lcout20“ weisen in den Phasen, in denen das Ausgabeintervall neun und zehn Stunden beträgt, die niedrigste Korrelation auf. Das für die Referenzsimulation mit einstäündigem Ausgabeintervall gefundene Minimum wird nur von der Simulation „30p“ während der gesamten Simulationszeit nicht unterschritten.

Bei einem Vergleich von Abbildung 6.11 (Korrelation zwischen Antriebsfeldern) und Abbildung 6.9 (Korrelationen zwischen genesteten Simulationen und Referenz) wird deutlich, dass die genesteten Simulationen genau dann stark von

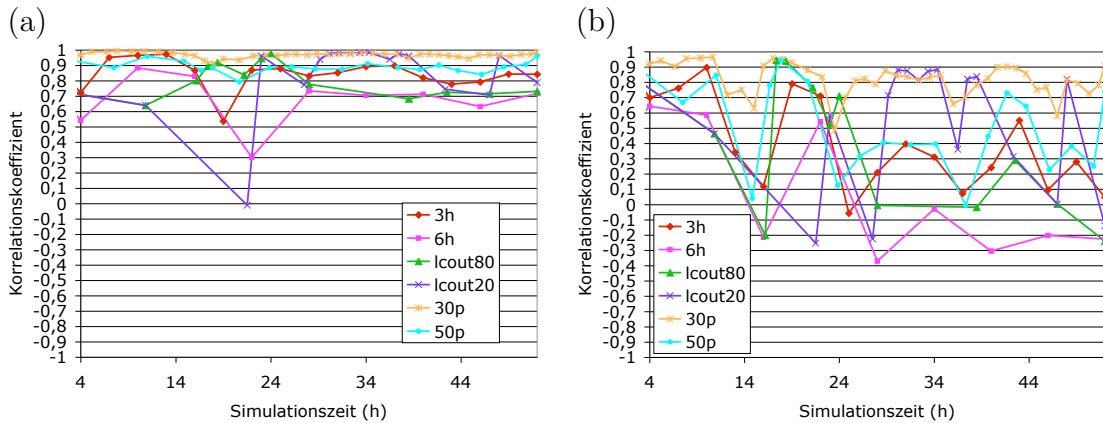


Abbildung 6.12: Zeitliche Entwicklung der räumlichen Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern für die  $u$ - (a) und die  $v$ -Komponente (b) des Windes für den Fall „lasee\_“.

der Referenz abweichen, wenn die räumliche Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern niedrig ist. Die größten Abweichungen treten für die beschleunigungskontrollierten Antriebsdaten („lcout20“ und „lcout80“) auf. Für diese Simulationen fällt auch der Korrelationskoeffizient für den Antrieb auf seine niedrigsten Werte, gefolgt von der Simulation mit konstanten sechsständigen Intervallen. Dies zeigt im Gegensatz zu dem Vergleich der verwendeten mit den notwendigen Intervallen aus den charakteristischen Zeiten des Antriebs (Abschnitt 6.1.3), dass die mit neun, beziehungsweise zehn Stunden sehr langen Intervalle viel zu lang sind, um die großskalige Situation hinreichend wiederzugeben. Die Simulationen mit der besten Modellperformanz („poly\_3h“ und „poly\_30p“) sind zugleich auch diejenigen mit den höchsten Werten für die Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern, wobei „poly\_30p“ noch etwas besser abschneidet. In diesem Fall liegt der Korrelationskoeffizient zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern während der gesamten Simulation über 0,9, während er für „poly\_3h“ zu Beginn und am Ende der Simulation unter diesen Wert fällt.

Offenbar besteht ein Zusammenhang zwischen der räumlichen Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsdaten und der Ergebnisgüte der genesteten Simulationen. Insbesondere scheint eine Korrelation von mindestens 0,9 ein geeignetes Maß dafür zu sein, ob die verwendeten Antriebsdaten ausreichend häufig aktualisiert werden. Abschließend wird untersucht, ob sich ein derartiger Zusammenhang auch für den Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ finden lässt. Abbildung 6.12 zeigt den zeitlichen Verlauf der Korrelation zwischen zeitlich aufeinander folgenden Antriebsfeldern für den Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“.

Für die  $u$ -Komponente des Windes beträgt der Korrelationskoeffizient für die Simulation „30p“ während der gesamten Simulationsdauer mehr als 0,9, während er für die anderen Simulationen immer („6h“) oder während langer Phasen unter

0.9 liegt (Abbildung 6.12a). Für die  $v$ -Komponente des Windes hingegen ist der Korrelationskoeffizient zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern für alle Simulationen zeitweise kleiner als 0.9 (Abbildung 6.12b). Insbesondere zwischen 24 und 38 Stunden Simulationszeit nimmt die Korrelation in allen Fällen sehr niedrige Werte an. In dieser Phase treten, wie bereits in Kapitel 5 erwähnt, über dem Meer hochfrequente Schwingungen im Windfeld auf.

Zusammenfassend wird festgestellt, dass im Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ keines der verwendeten Kriterien zu einer ausreichend häufigen Ausgabe und damit Aktualisierung der Antriebsdaten führt. Auch die im Fall „30p“ verwendeten Intervalle von etwas mehr als einer Stunde sind für diese Simulation offenbar zu lang. Der Testfall „Land-Seewind-Zirkulation“ ist geprägt von vielen lokalen, kurzlebigen Phänomenen, deren Überlagerung zu einem sehr komplexen Gesamtsystem führt. Zur Wiedergabe dieser Abläufe durch zeitlich lineare Interpolation ist offenbar eine noch häufigere Aktualisierung der Antriebsdaten notwendig als etwa jede Stunde.

Für die beiden idealisierten Fälle „Land-Seewind-Zirkulation“ und „Wirbel an einer Polynja“ hat die ergebniskontrollierte Ausgabe nach dem 30-Perzentil der charakteristischen Zeit zeitweise zu einer Verbesserung der Ergebnisgüte der genesteten Simulationen im Vergleich zu einer konstant dreistündigen Aktualisierung der Antriebsdaten geführt. Zudem konnte ein Zusammenhang zwischen einer räumlichen Korrelation von mindestens 0.9 zwischen zeitlich aufeinander folgenden Antriebsfeldern und der Ergebnisgüte gezeigt werden.

In Abschnitt 6.2 wird die Anwendung der unterschiedlichen Kriterien zur ergebniskontrollierten Ausgabe auf einen realitätsnahen Fall beschrieben, den Anwendungsfall „Tiefdruckrinne über Europa“.

## 6.2 Tiefdruckrinne über Europa

In den für diesen Testfall durchgeführten Simulationen (Tabelle 6.2) wird die meteorologische Situation in Norddeutschland für den Zeitraum 29.-31. August 2003 simuliert. In diesem Zeitraum befand sich über Deutschland eine schwach ausgeprägte Tiefdruckrinne, die sich vom Nordmeer nordöstlich Finnlands bis zur Iberischen Halbinsel erstreckte und zwischen einem Hoch über dem Atlantik und einem Hoch über Südost-, später Osteuropa lag (Berliner Wetterkarte für den 29. August 2003, 1 Uhr MEZ, Abbildung 6.13). Innerhalb einer Okklusion, die zu einem Tief über der Biskaya gehörte, entwickelte sich das kleine Tief „Rudolf“, das am 28. August über Belgien lag, im Lauf des 29. von West nach Ost über Norddeutschland und in den folgenden Tagen in nordöstlicher Richtung bis in den Norden Russlands zog. In Verbindung mit diesem Tiefdruckgebiet kam es in Norddeutschland zu ergiebigen Niederschlägen. Die Entwicklung und genaue

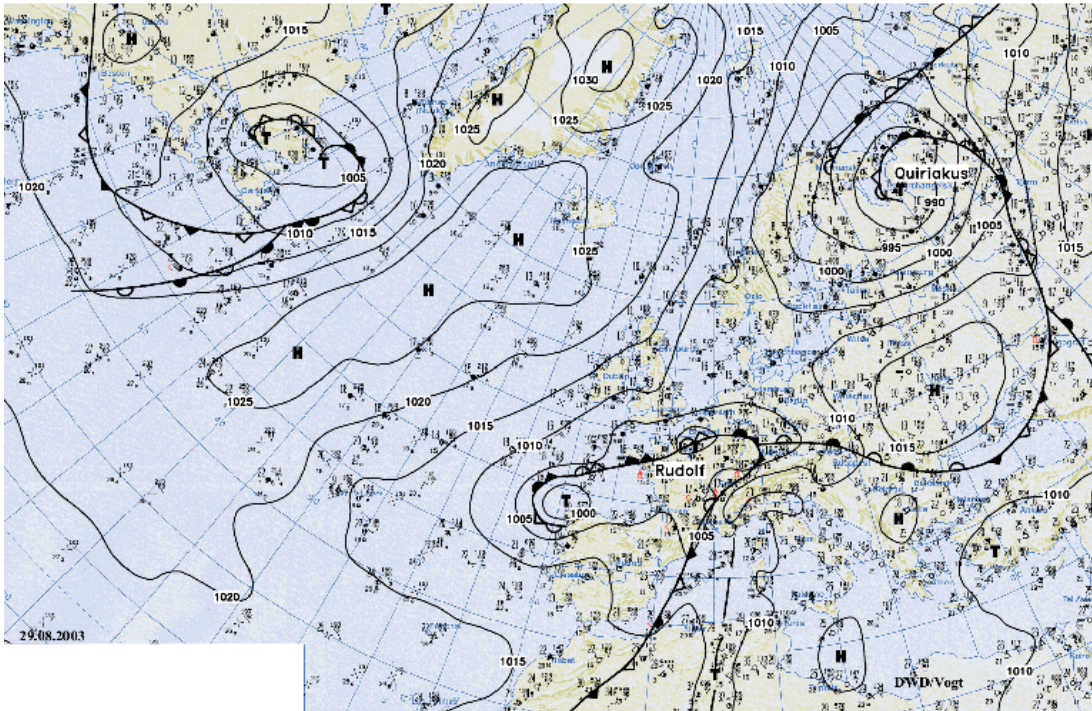


Abbildung 6.13: Die Wetterlage über dem Nordatlantik und Europa am 29. August 2003 um 1 Uhr MEZ. Abbildung mit freundlicher Genehmigung von Berliner Wetterkarte e. V.

Positionierung von „Rudolf“ ist vermutlich durch lokale Einflüsse bedingt. Einen derartigen lokalen Einfluss auf die Lage eines Tiefdruckgebietes haben Dierer und Schlünzen (2005) für eine Zyklonenzugbahn im Bereich der Eiskante gefunden. Allerdings sind die lokalen Gradienten in der dort untersuchten Situation deutlich ausgeprägter. Da am 29. August 2003 um 12 Uhr ein lokal ausgeprägtes, kleines Tiefdruckgebiet über Norddeutschland gefunden wurde, scheint diese Situation zur Untersuchung eines Nestungseinflusses besonders geeignet.

Zur Simulation werden zwei Modellgebiete verwendet: Das eine umfasst ganz Mitteleuropa und zusätzlich einige der angrenzenden Länder (Abbildung 6.14a) und hat eine Auflösung von 18 km beziehungsweise 6 km. Das andere Modellgebiet stellt einen Ausschnitt aus dem ersten dar und umfasst unter anderem den Norden und Osten Deutschlands (Abbildung 6.14b). Die Topographie wird realistisch wiedergegeben, sowohl für die Landnutzungsklassen als auch für die Orographiehöhen. Die höchsten Berge befinden sich für das Europa-Gebiet in den Alpen und den Pyrenäen. Für das Nest werden die größten Höhen in Erzgebirge, Riesengebirge und Böhmerwald erreicht (Abbildung 6.14).

Bei dem Testfall „Tiefdruckrinne über Europa“ handelt es sich nicht wie in den beiden anderen Fällen um eine idealisierte, sondern um eine realitätsnahe Si-

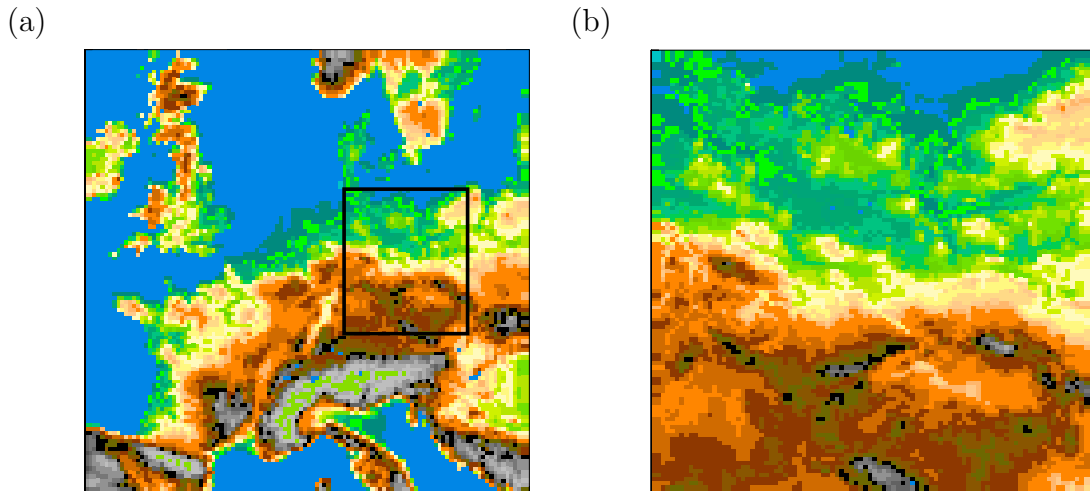


Abbildung 6.14: Die Modellgebiete für den Testfall „Europa“: (a) Europa mit markiertem Nest (Rahmen), Auflösung 18 km, (b) Nest mit 6 km Auflösung.

mulation. Daher wird die großskalige Situation von Temperatur, Wind, Druck und Feuchte mit Hilfe der aus Routinemessdaten analysierten Felder bei der Initialisierung vorgegeben (Kapitel 4). Die Simulationen auf dem Europa-Gebiet („eu\_18km“ und „eu\_6km“) werden in die von MEFOBS erzeugten Analysen genestet, die alle zwölf Stunden zur Verfügung stehen. Die Simulationen auf dem Ausschnitt werden entweder in die Analyse („eu\_nestana“) oder in die Ergebnisse der grob aufgelösten Simulationen auf dem Europa-Gebiet („eu\_nest3h“, „eu\_nest6h“, „eu\_nestlcout80/20“ und „eu\_nest30p/50p“) genestet. Der Fall „eu\_ungenst“ wird ohne Nestung simuliert. Im Zentrum der Untersuchungen steht die Frage, mit welcher Antriebsdatenhäufigkeit insbesondere hinsichtlich des kleinskaligen Tiefdruckgebietes „Rudolf“ die realistischste Simulation erreicht werden kann. Die Simulationen werden für den 28. August 2003, 21 UTC, initialisiert und bis zum 1. September 2003, 0 UTC, integriert.

Zur Beurteilung der Ergebnisgüte wird auch in diesem Fall eine im gesamten Gebiet hochaufgelöste Simulation (eu\_6km) als Referenz verwendet. Zusätzlich wird die Übereinstimmung mit den Routinemessungen anhand von Trefferquoten bewertet. Die Berechnung der Trefferquoten erfolgt für alle Simulationsergebnisse gemeinsam. So wird gewährleistet, dass in allen Simulationen dieselben Daten für die Bewertung verwendet wurden.

### 6.2.1 Entwicklung der meteorologischen Situation

Zum Vergleich der unterschiedlichen in MEFOBS verwendeten Analyseverfahren wurden die Ergebnisse der Analysen in Kapitel 4 für einen Zeitpunkt mit



Name der Simulation	Antriebsdaten	Ausgabekriterium zur Erzeugung der Antriebsdaten	Gebiet: Abb.
eu_18km	MEFOBS-Analyse	alle 12 Stunden	6.14a
eu_6km	MEFOBS-Analyse	alle 12 Stunden	6.14a
eu_nest3h	eu_18km	alle 3 Stunden	6.14b
eu_nest6h	eu_18km	alle 6 Stunden	6.14b
eu_nestlcout80	eu_18km	Gleichung 5.2	6.14b
eu_nestlcout20	eu_18km	Gleichung 5.3	6.14b
eu_nest30p	eu_18km	Gleichung 5.5	6.14b
eu_nest50p	eu_18km	Gleichung 5.6	6.14b
eu_nestana	MEFOBS-Analyse	alle 12 Stunden	6.14b
eu_ungenst	—	—	6.14b

Tabelle 6.2: Übersicht über die für den Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ durchgeführten Simulationen.

der Handanalyse der Berliner Wetterkarte verglichen. Jetzt wird zunächst rein qualitativ untersucht, wie gut die MEFOBS-Analyse die Entwicklung der meteorologischen Situation in Europa im Simulationszeitraum vom 29. bis zum 31. August wiedergibt, da das MEFOBS-Ergebnis als Antrieb für die beiden Simulationen („eu\_6km“ und „eu\_18km“) auf dem Europa-Gebiet (Abbildung 6.14a) sowie eine Simulation („eu\_nestana“) auf dem Teilgebiet (Abbildung 6.14b) dient. Während Messungen nur punktweise vorliegen, liefert die Berliner Wetterkarte eine flächenhafte Darstellung der meteorologischen Felder und ist daher für eine qualitative Beurteilung der mit dem Programm MEFOBS analysierten Felder geeignet. Der quantitative Vergleich mit Messungen folgt in Abschnitt 6.2.6.

Im Vergleich zur Berliner Wetterkarte wird die Entwicklung der meteorologischen Situation in Mitteleuropa von den MEFOBS-Analysen gut wiedergegeben. Das am 29. August, 0 UTC über der Biskaya liegende Tief (Berliner Wetterkarte, Abbildung 6.13, 6.15c) liegt außerhalb des Modellgebietes. Zu dem Tief über der Biskaya gehörend, wird in der Berliner Wetterkarte ein ausgedehntes Frontensystem analysiert, das sich über große Teile Mitteleuropas erstreckt. Im Bereich der Okklusion über Nordfrankreich hat sich „Rudolf“ gebildet. Die Tiefdruckrinne wird von MEFOBS in Ausprägung und Lage entsprechend der Berliner Wetterkarte analysiert, das kleinskalige Tief, das sich über Nordfrankreich gebildet hat, ebenfalls (Abbildung 6.15a). Auch zwölf Stunden später, um 12 UTC am 29. August, stimmt die MEFOBS-Analyse für das Wind- und Druckfeld gut mit der Berliner Wetterkarte überein (nicht gezeigt): Tief „Rudolf“ wird sowohl in MEFOBS als auch in der Berliner Wetterkarte über Norddeutschland liegend analysiert, auch im Windfeld der MEFOBS-Analyse ist die zyklonale Struktur gut zu erkennen. Weitere zwölf Stunden später (30. August, 0 UTC) ist Tief „Rudolf“ laut MEFOBS-Analyse bis nach Nordostpolen gezogen (Abbildung 6.15b), auch

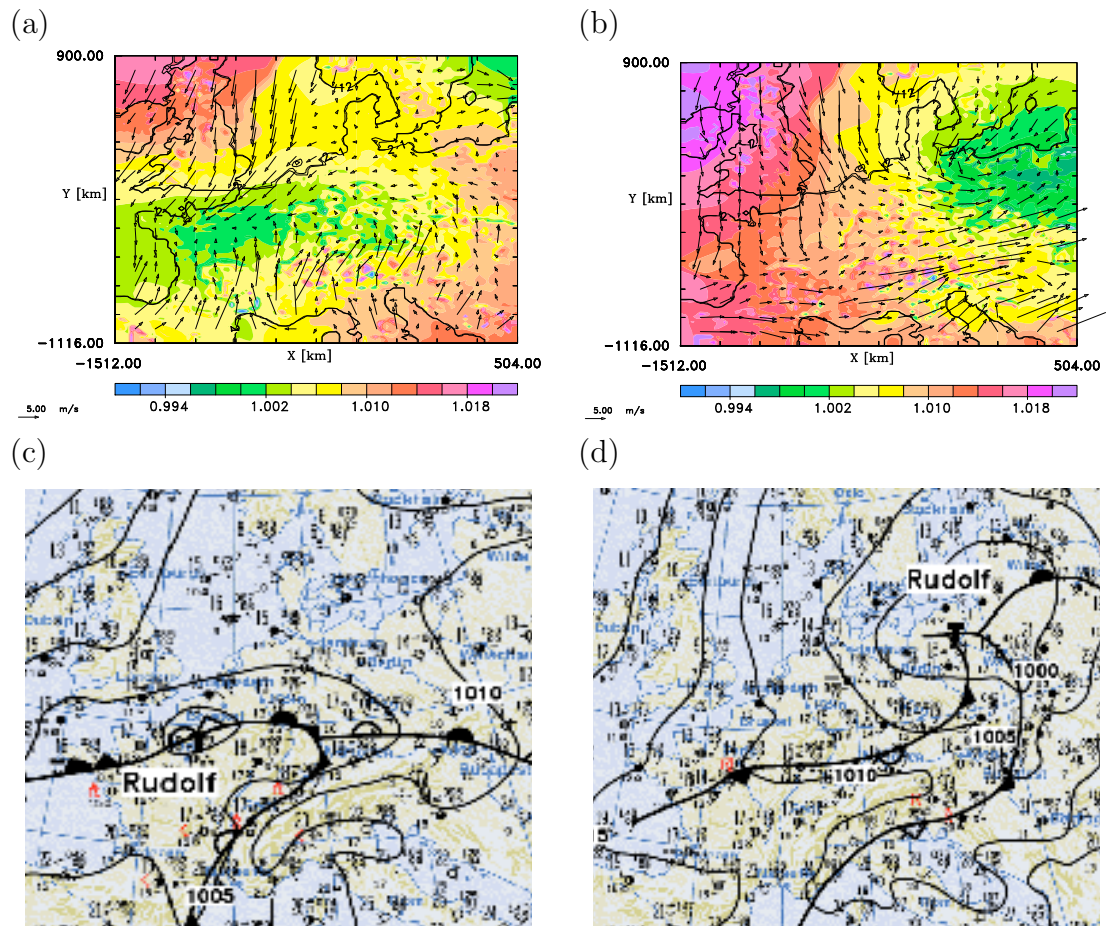


Abbildung 6.15: Der auf Meereshöhe reduzierte Luftdruck (1000 hPa, Inkrement: 2 hPa) mit Windvektoren aus der MEF OBS-Analyse für den 29. August, 0 UTC (a) und für den 30. August, 0 UTC (b) sowie die Berliner Wetterkarte für den 29. August, 1 MEZ (c) und für den 30. August, 1 MEZ (d) in dem Ausschnitt, der dem Modellgebiet entspricht. Isolinienabstand in der Berliner Wetterkarte: 5 hPa. Abbildungen (b), (d) mit freundlicher Genehmigung von Berliner Wetterkarte e. V.

die Berliner Wetterkarte zeigt diese Entwicklung (Abbildung 6.15d). Ebenfalls in Übereinstimmung mit der Berliner Wetterkarte steht die Entwicklung der Tiefdruckrinne in der MEFOBS-Analyse: Das Hochdruckgebiet über Großbritannien hat sich weit nach Süden ausgedehnt, so dass West- und Mitteleuropa in den Einfluss einer nördlichen anstelle einer nordöstlichen Strömung geraten (Abbildung 6.15c,d). Diese Entwicklung setzt sich in den folgenden zwölf Stunden fort, Tief „Rudolf“ zieht weiter in nordöstlicher Richtung und wird sowohl von MEFOBS als auch in der Berliner Wetterkarte über den Baltischen Staaten liegend analysiert (nicht dargestellt). Damit wurde gezeigt, dass der Antrieb für die Simulationen „eu\_6km“, „eu\_18km“ sowie „eu\_nestana“ die Entwicklung der meteorologischen Situation im Simulationszeitraum realistisch wiedergibt.

### 6.2.2 Effekt der Auflösung

Zunächst werden die im gesamten Gebiet (Abbildung 6.14a) durchgeführten und mit MEFOBS-Analysen angetriebenen Simulationen „eu\_18km“ und „eu\_6km“ auf die Frage untersucht, inwieweit sie die Entwicklung der meteorologischen Situation in Europa während des Simulationszeitraumes wiedergeben. Während „eu\_6km“ in Abschnitt 6.2.4 als Referenz zur Beurteilung der genesteten Simulationen verwendet wird, stellt „eu\_18km“ die Antriebsdaten für die genesteten Simulationen zur Verfügung. Die beiden Simulationen „eu\_18km“ und „eu\_6km“ unterscheiden sich darüber hinaus nur in der Auflösung, so dass hier zunächst der Effekt der Auflösung untersucht wird.

Abbildung 6.16 zeigt dazu das Druck- und Windfeld alle zwölf Stunden, angefangen mit dem 29. August 2003, 0 UTC, bis zum 30. August 2003, 12 UTC, für die hochaufgelöste Referenzsimulation „eu\_6km“, und Abbildung 6.17 die entsprechenden Felder für die grob auflösende Simulation „eu\_18km“. Am 29. August 2003, um 0 UTC, befindet sich in beiden Fällen ein Druckminimum über der Biskaya, der auf Meereshöhe reduzierte Druck beträgt dort 1002 hPa im Vergleich zum Umgebungsdruck von 1006 hPa (Abbildung 6.16a und 6.17a). Dieses Tief ist in den MEFOBS-Analysen nicht enthalten, in der Berliner Wetterkarte liegt es außerhalb des Modellgebietes (Abschnitt 6.2.1). In beiden Simulationen ist zu diesem Zeitpunkt die Tiefdruckrinne zu erkennen, die sich von der Iberischen Halbinsel bis nach Nordosteuropa erstreckt. Im Nordwesten des Modellgebietes wird ein Hochdruckgebiet simuliert, der höchste auftretende Wert beträgt 1020 hPa. Der Verlauf der Isobaren unterscheidet sich leicht in den beiden Simulationen. Im Südosten des Modellgebietes, über dem Balkan, befindet sich ein weiteres lokales Druckmaximum, mit einem Wert von 1010 hPa. In der grob auflösenden Simulation (Abbildung 6.17a) fällt jedoch auf, dass die stark gegliederte Orographie offenbar im über eine Standardatmosphäre reduzierten Druckfeld noch sichtbar bleibt. Beide Simulationsergebnisse weisen höhere Windgeschwindigkeiten auf als die MEFOBS-Analyse (Abbildung 6.15a, 6.16a und 6.17a).

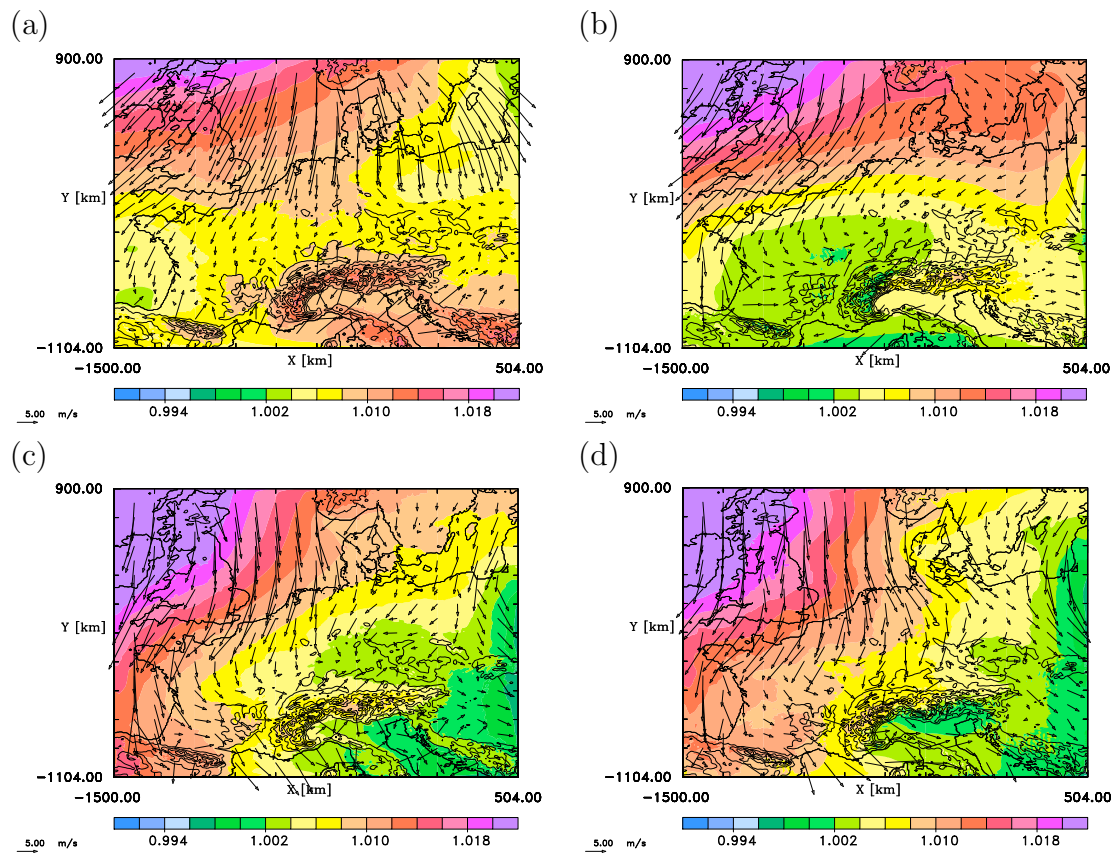


Abbildung 6.16: Der auf Meereshöhe reduzierte Luftdruck (1000 hPa) mit Windvektoren für die Referenzsimulation „eu\_6km“ am 29. August, 0 UTC (a), 29. August, 12 UTC (b), 30. August, 0 UTC (c) und 30. August, 12 UTC (d). Inkrement ist 2 hPa.

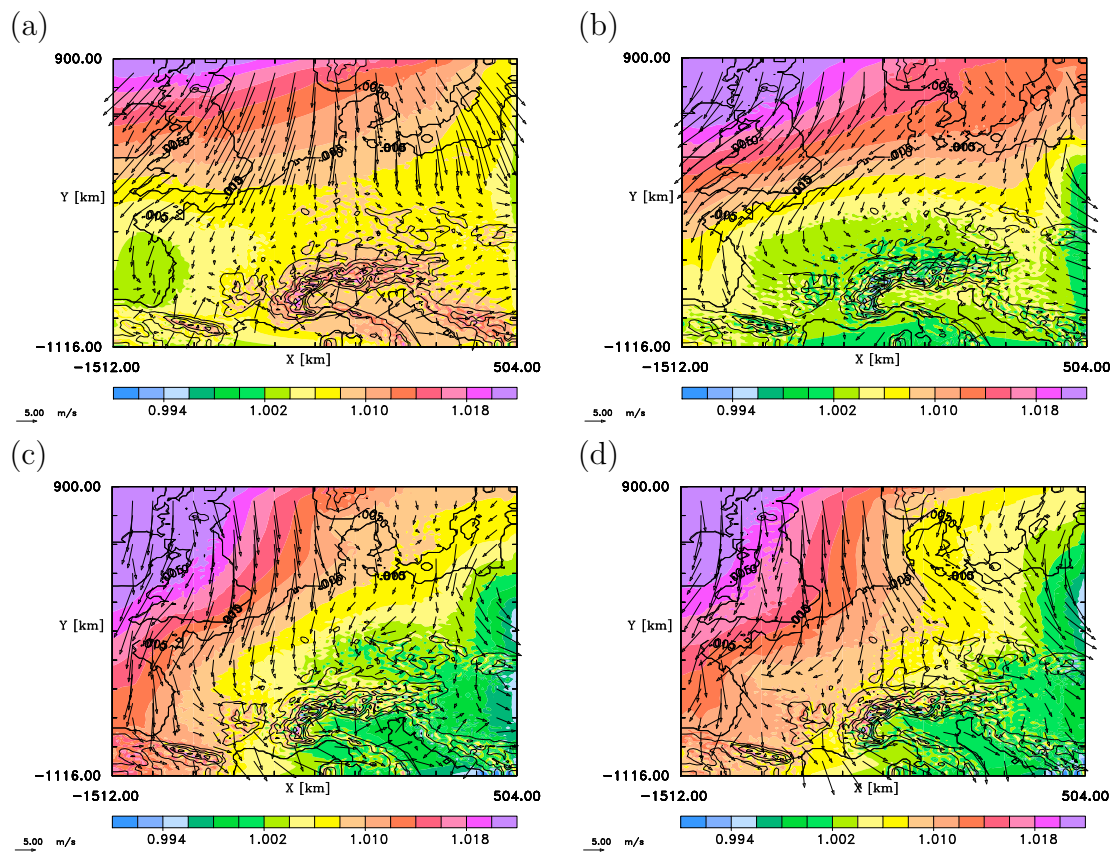


Abbildung 6.17: Wie Abbildung 6.16, aber für die grob auflösende Simulation „eu\_18km“.

Zwölf Stunden später wird in der hochaufgelösten Simulation ein Druckminimum über Süd-Frankreich simuliert (Abbildung 6.16b), das sich gegenüber dem vorherigen Zeitpunkt leicht verstärkt hat: der minimale Druck beträgt jetzt 1000 hPa. In der grob auflösenden Simulation ist das Druckminimum „verschmiert“ und weniger stark ausgeprägt (Abbildung 6.17b) als bei Verwendung der hohen Auflösung. In beiden Simulationen wird Tief „Rudolf“, das zu diesem Zeitpunkt von MEF OBS mit einem Kerndruck von 1000 hPa über Norddeutschland analysiert wird, nicht simuliert. Die Simulation „eu\_6km“ zeigt außer der im Vergleich zu der MEF OBS-Analyse falschen Lage des Druckminimums ein wesentlich schwächer ausgeprägtes Windfeld als die MEF OBS-Analyse. Innerhalb der folgenden zwölf Stunden verlagert sich das Druckminimum in der hochaufgelösten Simulation „eu\_6km“ bis nach Tschechien/südliches Polen (Abbildung 6.16c), während es von „eu\_18km“ kaum noch simuliert wird (Abbildung 6.17c). Möglicherweise wird es auch von den durch die Orographie bedingten Störungen überlagert. In beiden Simulationen bildet sich ab dem 29. August, 12 UTC, ein Tiefdruckgebiet am Ostrand des Modellgebietes, das sich in den folgenden zwölf Stunden verstärkt und im weiteren Verlauf etwas weiter nach Norden ausdehnt (Abbildungen 6.16b,c,d; 6.17b,c,d). In der grob auflösenden Simulation ist das Tief etwas stärker ausgeprägt: Der minimale Druck ist mit 994 hPa um 2 hPa niedriger als in der Referenzsimulation mit 6 km Auflösung. Tief „Rudolf“ hingegen, das zu diesem Zeitpunkt in der Analyse der Berliner Wetterkarte und in der MEF OBS-Analyse im Verlauf des 30. August von Nordpolen bis zum Baltikum zieht, wird weder von „eu\_6km“ noch von „eu\_18km“ simuliert.

Gemeinsam ist beiden Simulationen, dass die Tiefdruckrinne zu diesem Zeitpunkt (30. August 2003, 0 UTC) nicht mehr in ihrer bisherigen Form existiert, da sich das Hochdruckgebiet über den Britischen Inseln nach Osten und insbesondere weit nach Süden ausgedehnt hat. Diese Entwicklung setzt sich auch in den folgenden zwölf Stunden fort (Abbildung 6.16d und 6.17d) und entspricht der Entwicklung in den Antriebsdaten aus der MEF OBS-Analyse. Ein Druckminimum am Ostrand des Modellgebietes wird in beiden Auflösungen mit der gleichen Intensität simuliert.

Im Bereich des Hochdruckgebietes über Westeuropa treten in den Simulationen deutlich höhere Windgeschwindigkeiten auf als in der MEF OBS-Analyse (Abbildung 6.15a,b, 6.16a,c und 6.17a,c), über Südosteuropa ist es umgekehrt. Am 30. August, 12 UTC unterscheidet sich der Verlauf der Isobaren insbesondere in der Südhälfte des Modellgebietes in den Simulationsergebnissen deutlich von der MEF OBS-Analyse. Dies bewirkt in diesem Bereich starke Abweichungen in der Windrichtung.

In der Temperaturverteilung treten während des Simulationszeitraumes große Unterschiede zwischen Simulationsergebnissen und den in MEF OBS analysierten Feldern auf. Während die MEF OBS-Analyse zu Beginn zwar etwas niedriger

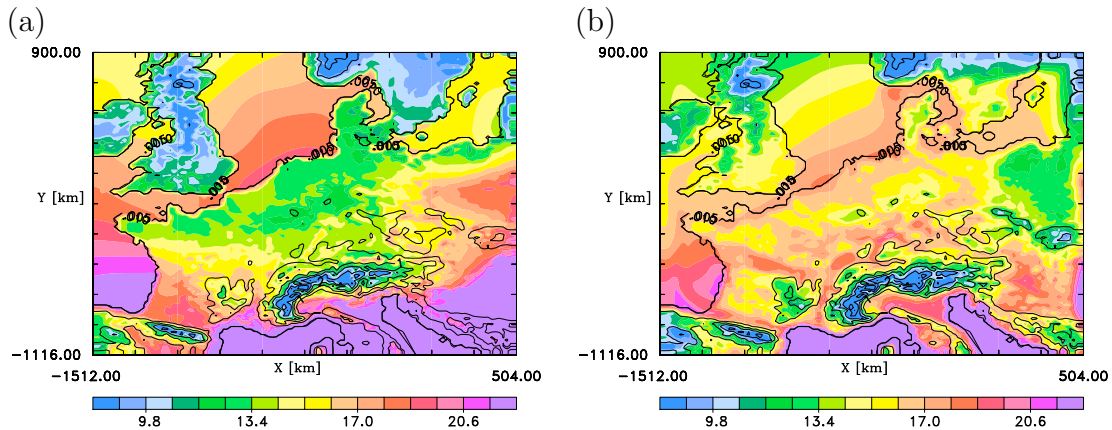


Abbildung 6.18: Horizontalschnitte der Realtemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) in 10 m über Grund für den 30. August 2003, 0 UTC aus der MEFOBS-Analyse (a) und der Simulation „eu\_18km“. Inkrement ist  $0.9^{\circ}\text{C}$ .

Temperaturen zeigt als die Modellergebnisse von „eu\_6km“ und „eu\_18km“, aber die Verteilung insgesamt recht ähnlich ist, verläuft die Entwicklung in Mitteleuropa im Lauf des 29. August unterschiedlich. Am 30. August, 0 UTC, zeigt sich in der MEFOBS-Analyse ein Temperaturanstieg von Norddeutschland über Polen zur Ukraine, in den simulierten Feldern fehlen die niedrigen Temperaturen über Norddeutschland und weitgehend die hohen Temperaturen über Polen (Abbildung 6.18). Bei einem Vergleich mit den in Abbildung 6.15b, 6.17c dargestellten Windfeldern ist zu erkennen, dass die von „eu\_18km“ simulierten Windrichtungen in Mitteleuropa stark von den MEFOBS-Analysen abweichen (MEFOBS: Westwind, „eu\_18km“: Nord- bis Nordostwind). Die unterschiedliche Advektionsrichtung bewirkt die großen Unterschiede im Temperaturfeld.

Ziel des Vergleiches zwischen den beiden METRAS-Simulationen „eu\_6km“ und „eu\_18km“ und der MEFOBS-Analyse war, die Gemeinsamkeiten und Unterschiede zwischen den als Antrieb für die hochaufgelösten Simulationen auf dem Teilgebiet dienenden Feldern („eu\_18km“ und MEFOBS-Analyse) und der Referenzsimulation darzustellen. Im Vergleich zur Berliner Wetterkarte, die hier als (subjektive) Bewertungsgrundlage gegenüber der Realität verwendet wurde, weist die Simulation „eu\_6km“ zwar große Unterschiede in der Entwicklung der meteorologischen Situation auf, aber zur Beurteilung der Ergebnisse der genesteten Simulationen auf dem Teilgebiet wird sie als Referenzsimulation verwendet.

Während die Ergebnisse der grob auflösenden Simulation recht gut mit der Referenzsimulation (6 km Auflösung) übereinstimmen, weichen die MEFOBS-Analyse und die Ergebnisse der hochaufgelösten Simulation „eu\_6km“ teilweise recht deutlich voneinander ab. Für diejenigen Simulationen auf dem Teilgebiet, die die grob auflösenden METRAS-Ergebnisse als zeitabhängige Randwerte verwenden, kann

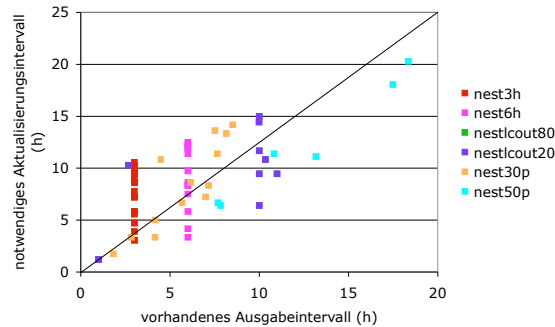


Abbildung 6.19: Vergleich zwischen den vorhandenen Ausgabeintervallen im Fall „eu\_“ mit den notwendigen Aktualisierungsintervallen (Berechnung über das 30-Perzentil).

daher erwartet werden, dass die Ergebnisgüte im Vergleich zu der Referenzsimulation nicht aufgrund geringer Qualität der Antriebsdaten gemindert wird. Für die Simulation „eu\_nestana“, die direkt in die Analyse genestet wird, werden aufgrund der Abweichungen zwischen Antrieb und Referenzsimulation größere Abweichungen erwartet.

### 6.2.3 Aktualisierungsintervalle

Die Simulation auf dem grob auflösenden Gitter (horizontale Gitterweite: 18 km) stellt die Antriebsdaten für die Simulationen auf dem hochauflösenden Nest (horizontale Gitterweite: 6 km) bereit. Sie wurde entsprechend Kapitel 5 mit unterschiedlichen Steuerkriterien für die Ausgabe durchgeführt. Die konstanten dreistündigen Intervalle sind im Vergleich zu den anderen Fällen die kürzesten, auch die konstant sechsstündigen Intervalle liegen noch am unteren Ende des Wertebereiches (Abbildung 6.19). Das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit führt zu Intervallen zwischen zwei und etwas mehr als acht Stunden. Zu Beginn und am Ende der Simulation findet eine Ausgabe jedoch häufiger (nach zwei bis viereinhalb Stunden) statt. Das 50-Perzentil der charakteristischen Zeit führt zu Ausgabeintervallen zwischen acht und 18 Stunden. Die beiden Simulationen, in denen die Ausgabe mit Hilfe der Beschleunigung gesteuert wurde („eu\_nestlcout80“ und „eu\_nestlcout20“), führen zu Intervallen von einer fast konstanten Länge von zehn Stunden, wobei zwischen den beiden Simulationen keine Unterschiede in den Ausgabezeitpunkten auftreten.

Werden die vorhandenen Ausgabeintervalle mit den zur Aktualisierung notwendigen Intervallen verglichen (Abbildung 6.19), so werden verschiedene Dinge deutlich: Zum einen sind die konstant dreistündigen Intervalle bei den vorhandenen Antriebsfeldern kleiner als die zur Aktualisierung notwendigen Intervalle, die über das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit der Antriebsdaten berech-



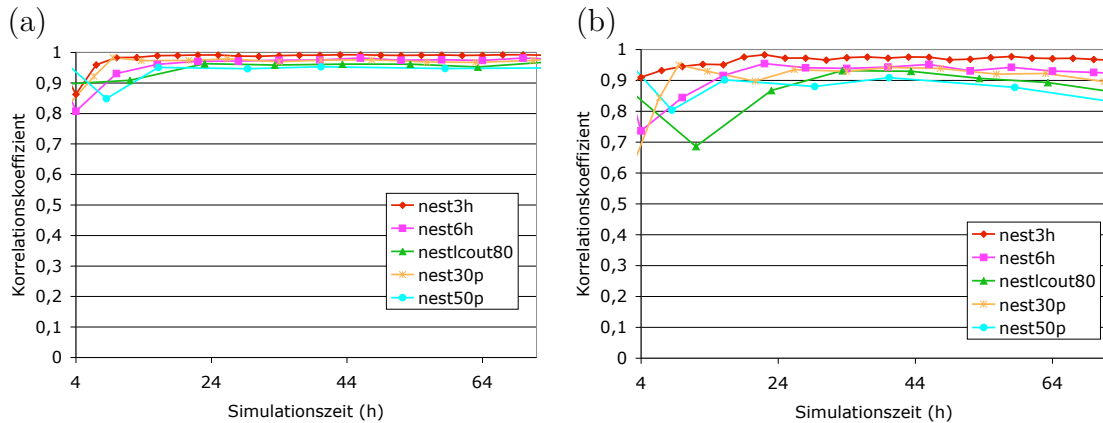


Abbildung 6.20: Der Korrelationskoeffizient zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern für die  $u$ -(a) und die  $v$ -Komponente (b) des Windes im Testfall „eu\_“.

net werden. Die konstant sechsständigen Ausgabeintervalle hingegen liegen im Mittel etwa im Bereich der notwendigen Aktualisierungsintervalle. Die mit dem 30-Perzentil der charakteristischen Zeit errechneten Ausgabeintervalle stimmen teils mit den notwendigen Aktualisierungsintervallen recht gut überein, teils sind sie deutlich kürzer als die notwendigen Aktualisierungsintervalle, die mit gleicher Methode, aber in anderen Zeitintervallen, im Nachhinein berechnet wurden. Das 50-Perzentil der charakteristischen Zeit liefert zu lange Intervalle zwischen zwei Ausgaben. Auch die Beschleunigung führt in diesem Fall tendenziell zu Ausgabeintervallen, die länger sind als zur Aktualisierung der Antriebsfelder notwendig. Da, wie bereits erwähnt, die Ausgabekriterien  $l_{\text{cout}80}$  und  $l_{\text{cout}20}$  in diesem Testfall zu exakt gleich langen Ausgabeintervallen führen, sind in Abbildung 6.19 nur die Intervalle nach  $l_{\text{cout}20}$  sichtbar. Nach diesem Ergebnis geschieht die Aktualisierung der Antriebsdaten offenbar nur für die Simulationen „eu\_nest3h“ und „eu\_nest30p“ ausreichend häufig, während die vorhandenen Ausgabeintervalle der grob auflösenden Simulation für „eu\_nest50p“, „eu\_nestlcout80“, „eu\_nestlcout20“ und teilweise „eu\_nest6h“ im Vergleich zu den notwendigen Aktualisierungsintervallen zu groß sind.

In Ergänzung zu den charakteristischen Intervalllängen werden auch für diesen Testfall die räumlichen Korrelationen zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern betrachtet. Da die Aktualisierungsintervalle für „eu\_nestlcout80“ und „eu\_nestlcout20“ identisch sind, ist in Abbildung 6.20 nur „eu\_nestlcout80“ dargestellt.

Für die  $u$ -Komponente des Windes liegt der Korrelationskoeffizient in allen Fällen nach zwölf Stunden Simulationszeit über dem Grenzwert von 0,9 (Abbildung 6.20a). Die erste Ausgabe nach dem Start der Simulation erfolgt offenbar in allen Fällen zu spät. Für die  $v$ -Komponente finden mit Ausnahme der Fälle

„eu\_nest3h“ und „eu\_nest30p“ auch die folgenden Ausgaben zu spät statt (Abbildung 6.20b). In den beschleunigungskontrollierten Fällen („eu\_nestlcout80“ und „eu\_nestlcout20“) gilt dies für die gesamte erste Hälfte der Simulationszeit, während die Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern für die Simulation „eu\_nest50p“ nur in einem kurzen Abschnitt nach 40 Stunden den Wert 0.9 überschreitet und sonst immer darunter liegt. Dieses Ergebnis stimmt mit dem Vergleich der Ausgabeintervalle und der aufgrund der charakteristischen Zeit der Antriebsfelder bestimmten erforderlichen Aktualisierungsintervalle überein: Für die Simulation „eu\_nest50p“ findet die Aktualisierung der Antriebsfelder offenbar zu selten statt. Für die Simulationen „eu\_nestlcout80“ und „eu\_nestlcout20“ sind die Intervalle, was die Korrelation der Antriebsfelder betrifft, während des ersten Tages zu lang. Die Ergebnisse der Korrelationsberechnung zwischen aufeinanderfolgenden Antriebsfeldern lassen erwarten, dass bei konstant dreistündigen Ausgabeintervallen die großskalige Situation am besten wiedergegeben wird, dass aber Ausgabeintervalle von sechs bis etwa acht Stunden ebenfalls ausreichen: In den drei Fällen mit den Ausgabekriterien 3h, 6h und 30p geschieht die Ausgabe der Modellergebnisse gemäß der Korrelation ausreichend häufig, um genestete Simulationen mit den so bestimmten Aktualisierungsintervallen anzutreiben.

Die MEFOBS-Analysen zum Antrieb der auf dem Gesamtgebiet durchgeführten Simulationen „eu\_6km“ und „eu\_18km“ werden alle zwölf Stunden aktualisiert. Abbildung 6.21 zeigt den zeitlichen Verlauf des Korrelationskoeffizienten zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern aus den MEFOBS-Analysen. Die Werte für die beiden Simulationen auf dem Europa-Gebiet („eu\_6km“ und „eu\_18km“) unterscheiden sich nur geringfügig voneinander, so dass hier nur die Korrelationskoeffizienten für die Analysen auf dem grob auflösenden Gitter dargestellt sind. Für den 29. August 2003 um 12 UTC (nach 16 Stunden Simulationszeit), also in dem Zeitraum, in dem Tief „Rudolf“ laut Analysen (Berliner Wetterkarte und MEFOBS) Deutschland überquert, beträgt der Korrelationskoeffizient zwischen aufeinanderfolgenden Antriebsfeldern für die v-Komponente des Windes nur 0.84 (Abbildung 6.21) und liegt damit unter der auf Basis der Ergebnisse aus Abschnitt 6.1.6 festgelegten Grenze von 0.9. Nur mit Korrelationskoeffizienten von mindestens 0.9 kann danach von einer ausreichend häufigen Aktualisierung der Antriebsdaten ausgegangen werden. Dies ist möglicherweise die Ursache für die falsche Lage und zu geringe Intensität des Tiefdruckgebietes im Verlauf des 29. August in den Simulationsergebnissen von „eu\_18km“ und „eu\_6km“. Während der Korrelationskoeffizient für den 30. August (zwischen 28 und 52 Stunden Simulationszeit) für beide Windkomponenten oberhalb der festgelegten Grenze von 0.9 liegt, sinkt die Korrelation für die v-Komponente des Windes im weiteren Simulationsverlauf auf Werte von etwa 0.7. In dieser Phase ist das in den MEFOBS-Analysen vorliegende Intervall von zwölf Stunden offenbar zu lang. Die Korrelationskoeffizienten für die Antriebsdaten aus der MEFOBS-Analyse für

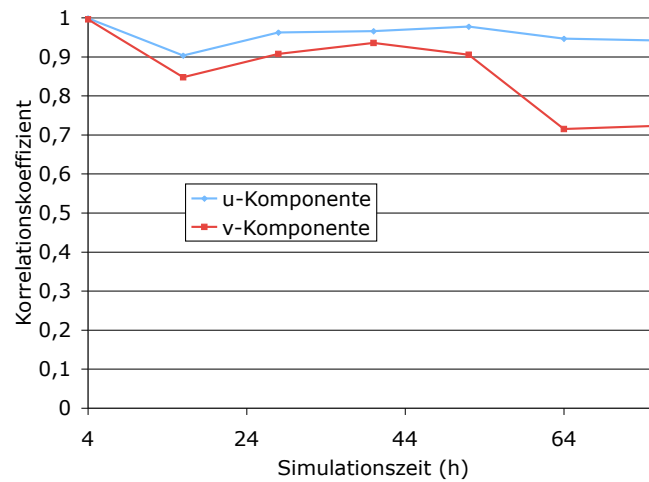


Abbildung 6.21: Zeitlicher Verlauf des Korrelationskoeffizienten für die MEF OBS-Analyse auf dem 18km-Europagitter.

das hochaufgelöste Teilgebiet sind während der gesamten Simulationszeit für beide Windkomponenten größer als 0.9 (nicht gezeigt), so dass für die Simulation „eu\_nestana“ von einer ausreichend häufigen Aktualisierung der Antriebsdaten ausgegangen werden kann.

#### 6.2.4 Ergebnisse der genesteten Simulationen

Zur Beurteilung der Ergebnisse der Simulationen auf dem Teilgebiet werden diese zunächst qualitativ mit der Referenzsimulation verglichen. Die Simulationsergebnisse für die Temperatur unterscheiden sich auf dem Teilgebiet für die verschiedenen Simulationen (Tabelle 6.2) teilweise erheblich voneinander (Abbildung 6.22) und von der Referenzsimulation „eu\_6km“. Die in die grob auflösende METRAS-Simulation (Abbildung 6.22f) genesteten Modellrechnungen unterscheiden sich untereinander aber nur geringfügig, so dass hier beispielhaft das Ergebnis für „eu\_nest3h“ gezeigt wird. Die größten Abweichungen zeigen die in die MEF OBS-Analyse direkt genestete Simulation „eu\_nestana“ (Abbildung 6.22c) sowie die ohne Nestung gerechnete Simulation „eu\_ungenst“ (Abbildung 6.22d). Während letztere im gesamten Modellgebiet zu hohe Temperaturen simuliert, zeigt die in die MEF OBS-Analyse genestete Simulation einen von West nach Ost verlaufenden Temperaturgradienten (Abbildung 6.22c). Die Ursache hierfür liegt in den Antriebsdaten, die ebenfalls diese Temperaturverteilung im Bereich des Teilgebietes zeigen (Abbildung 6.22e). Die in die Ergebnisse von „eu\_18km“ genestete Simulation (Abbildung 6.22b) zeigt den Fingerabdruck dieses Antriebes (Abbildung 6.22f).

Auch in der Wind- und Druckverteilung treten große Unterschiede zwischen den

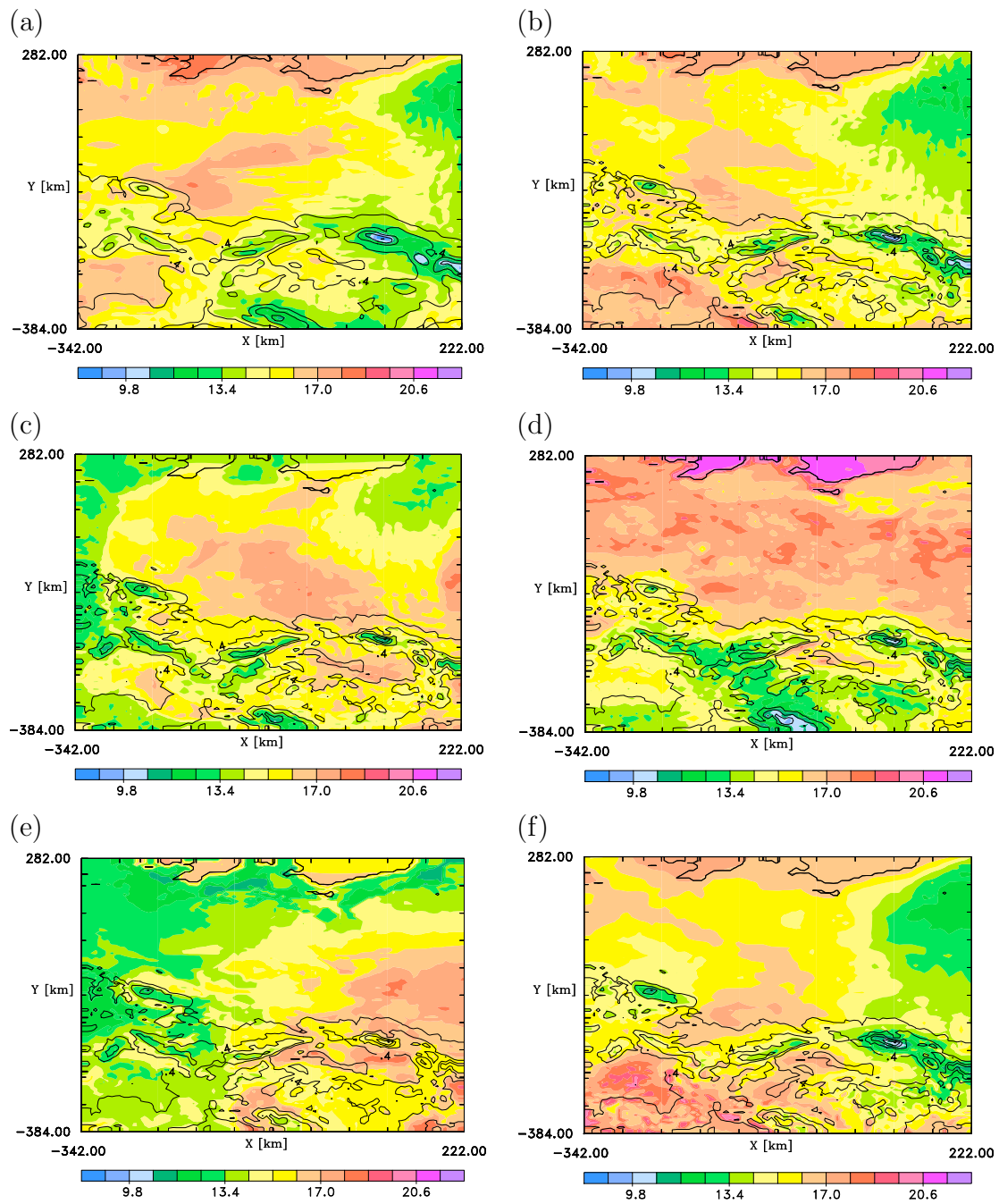


Abbildung 6.22: Horizontalschnitte der realen Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) in 10 m über Grund am 30. August, 0 UTC, für die Simulationen „eu\_6km“ (a), „eu\_nest3h“ (b), „eu\_nestana“ (c) und „eu\_ungenst“ (d), sowie die Antriebsfelder zu diesem Zeitpunkt aus der MEF OBS-Analyse (e) und der Simulation „eu\_18km“ (f). Inkrement ist  $0.9^{\circ}\text{C}$ . Die Konturen zeigen die Küstenlinie (im Norden des Gebietes) sowie die Höhenlinien mit einem Abstand von 0.2 km.

Simulationen mit unterschiedlichen Antriebsdaten auf. Abbildung 6.23 zeigt diese Felder für den 30. August 2003, um 0 UTC, im Teilgebiet. Auch hier wird nur „eu\_nest3h“ als Beispiel für die in die grob auflösende METRAS-Simulation genesteten Simulationen gezeigt.

Das mit dem Programm MEFOBS analysierte Druckfeld weist im Nordosten ein Druckminimum auf, das zugehörige zyklonale Windfeld liegt über der Ostseeküste, wie Abbildung 6.23e zeigt. Der minimale Druck beträgt 1000 hPa. Demgegenüber weist die Simulation „eu\_nestana“, die die Analyse als zeitabhängige Randwerte benutzt, ein weiter südlich gelegenes Druckminimum auf, das mit 1004 hPa auch deutlich schwächer ausgeprägt ist. In der Simulation „eu\_nest3h“ liegt das Druckminimum noch weiter südlich am Südostrand des Modellgebietes (Abbildung 6.23b) und weist dieselbe Intensität wie „eu\_nestana“ auf. Der Nord-Süd-Druckgradient entspricht der 18 km-Simulation (Abbildung 6.23f) und der 6 km-Simulation (Abbildung 6.23a) des Gesamtgebietes. Diese Referenzsimulation (6 km Auflösung) zeigt in dem Ausschnitt, der dem Nest entspricht, eine im Vergleich zu den genesteten Simulation weit ausgedehnte Zone niedrigen Luftdruckes am Südrand des Ausschnittes (Abbildung 6.23a). Der in diesem Ausschnitt minimale Wert für den Luftdruck beträgt 1002 hPa. Die Simulation „eu\_ungenst“ ohne zeitabhängige Randwerte simuliert nur schwache Druckgradienten im Modellgebiet (Abbildung 6.23d), die auftretenden Werte liegen zwischen 1008 und 1009 hPa.

Das kleinskalige Tief „Rudolf“, das sowohl entsprechend der Analyse der Berliner Wetterkarte als auch der MEFOBS-Analyse im Verlauf des 29. August 2003 Norddeutschland überquert, wird von keiner der Simulationen auf dem hochaufgelösten Teilgebiet erfasst. Die simulierten Druckfelder enthalten kein lokales Minimum, das über Norddeutschland und Nordpolen zieht, und die simulierten Windfelder weisen keine zyklonale Struktur auf. Diejenigen Simulationen, die in die grob auflösende METRAS-Simulation genestet sind, zeigen jedoch im Vergleich zur Referenzsimulation „eu\_6km“ recht ähnliche Ergebnisse. Wie in Abschnitt 6.2.2 beschrieben, sind die Unterschiede zwischen „eu\_18km“ und „eu\_6km“ nur gering. „eu\_18km“ liefert die Antriebsdaten für die genesteten Simulationen auf dem Teilgebiet. Die recht gute Übereinstimmung der Antriebsdaten mit der Referenzsimulation sorgt dafür, dass auch die genesteten Simulationen nur geringfügig von der Referenzsimulation abweichen. Die großen Abweichungen von der wahrscheinlichen Realität, die in der Berliner Wetterkarte gezeigt wird, haben ihre Ursache darin, dass bereits die Antriebsdaten auf dem groben Gitter stark von der Realität abweichen und insbesondere das kleinskalige Tief „Rudolf“ nicht simuliert wird. Die Simulation „eu\_nestana“ hingegen, die die MEFOBS-Analysen als Antrieb verwendet, weist eine gegenüber der Referenzsimulation andere Verteilung auf. Für die Temperatur entspricht die Verteilung derjenigen in den Antriebsdaten, für Wind und Luftdruck ist dies nicht der Fall. Obwohl die Antriebsdaten, in diesem Fall die MEFOBS-Analysen, eher der Rea-

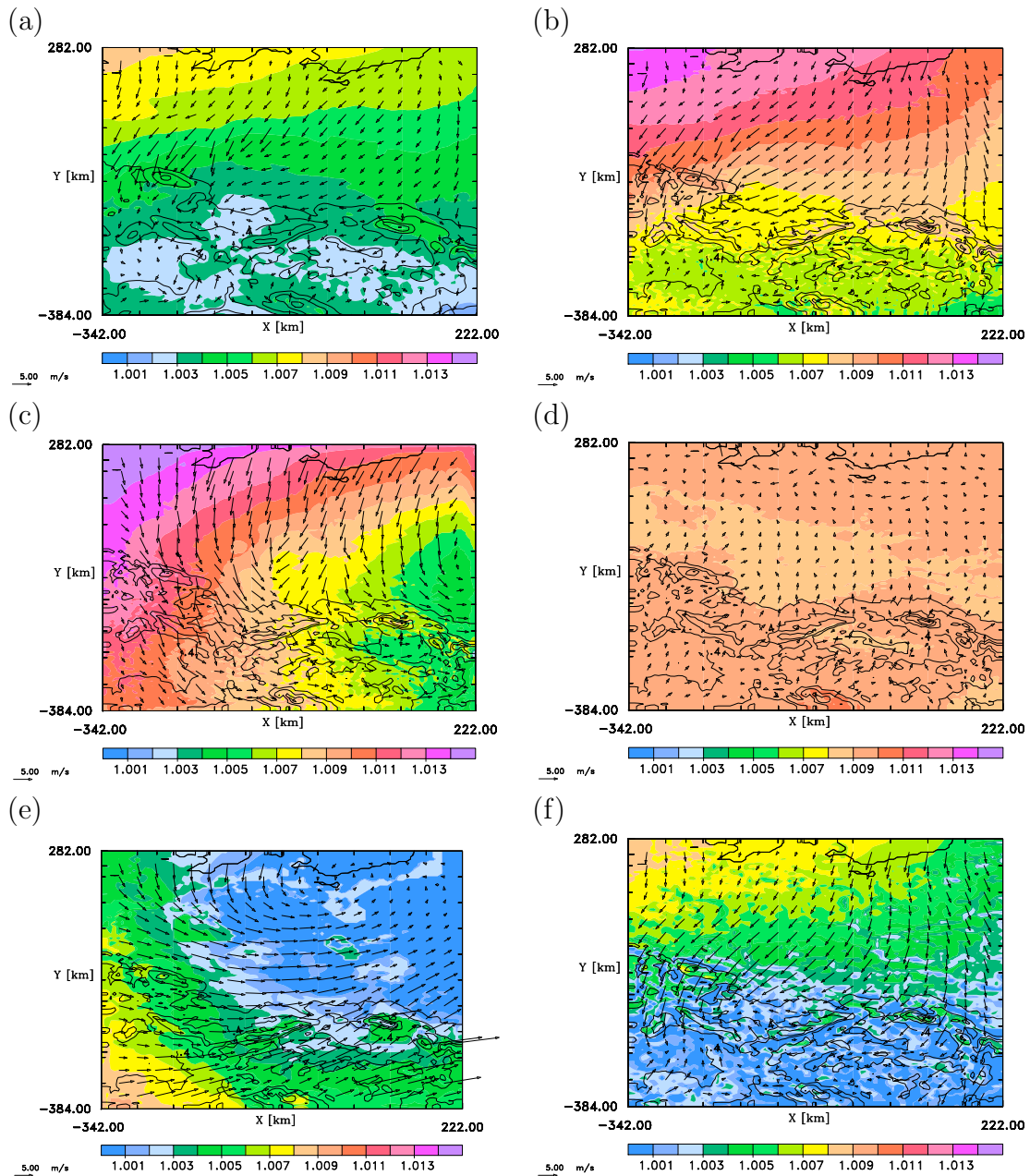


Abbildung 6.23: Der auf Meereshöhe reduzierte Luftdruck (1000 hPa) mit Windvektoren in 10 m über Grund am 30. August, 0 UTC für die Simulationen „eu\_6km“ (a), „eu\_nest3h“ (b), „eu\_nestana“ (c) und „eu\_ungenst“ (d), sowie die Antriebsfelder zu diesem Zeitpunkt aus der MEF OBS-Analyse (e) und der Simulation „eu\_18km“ (f). Inkrement ist 1 hPa. Die Konturen zeigen die Küstenlinie (im Norden des Gebietes) sowie die Höhenlinien mit einem Abstand von 0.2 km.

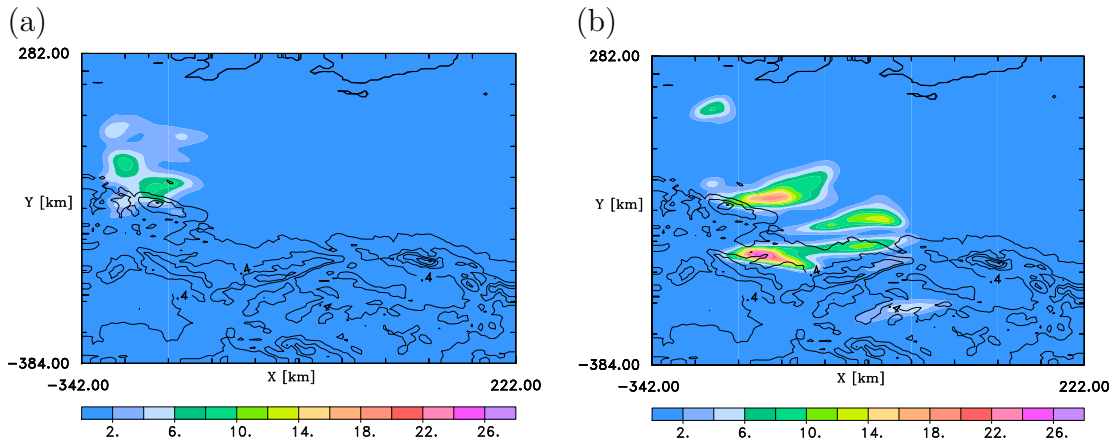


Abbildung 6.24: Der 24-stündige Niederschlag (mm) für die Simulationen „eu\_nest3h“ (a) und „eu\_nestana“ (b) für den 29. August 2003. Inkrement ist 2 mm. Die Konturen zeigen die Küstenlinie (im Norden des Gebietes) sowie die Höhenlinien mit einem Abstand von 0.2 km.

lität entsprechen als die grob auflösende METRAS-Simulation, werden auch in „eu\_nestana“ keine im Vergleich zur Realität besseren Ergebnisse erzielt. Auch wenn die Kontrollmethode der Aktualisierungsintervalle anhand der Korrelation für „eu\_nestana“ ergeben hat, dass eine zwölfstündige Aktualisierung ausreicht, weisen die Ergebnisse dennoch darauf hin, dass eine Aktualisierung alle zwölf Stunden zu selten ist. Denkbar ist, dass Aliasing-Effekte auftreten, die in der Berechnung der Korrelationen für die Antriebsfelder nicht erkannt werden.

Im Gegensatz zu der simulierten Wind- und Druckverteilung deuten die simulierten Niederschlagsmengen für Nord- und Nordostdeutschland auf den Durchzug eines Tiefdruckgebietes hin. Abbildung 6.24 zeigt den 24-stündigen Niederschlag für die Simulationen „eu\_nest3h“ und „eu\_nestana“ für den 29. August. Zwischen den Modellergebnissen treten jedoch erhebliche Unterschiede auf, sowohl was die Niederschlagsmenge als auch die Zugbahn des Niederschlagsgebietes betrifft. Auch hier besteht offenbar ein großer Einfluss des Antriebsdatensatzes auf die Ergebnisse der genesteten Simulationen. Verwertbare Vergleichsdaten aus Messungen liegen für die Niederschlagsmengen nicht vor, so dass unklar bleibt, ob eine der Simulationen den Niederschlag in Menge oder Ort des Auftretens realistisch wiedergegeben hat.

### 6.2.5 Beurteilung der Ergebnisgüte

Im Gegensatz zu den beiden idealisierten Fällen „Land-Seewind-Zirkulation“ und „Wirbel an einer Polynja“ haben die Aktualisierungsintervalle für den Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ auch einen Einfluss auf die Trefferquoten der Tem-

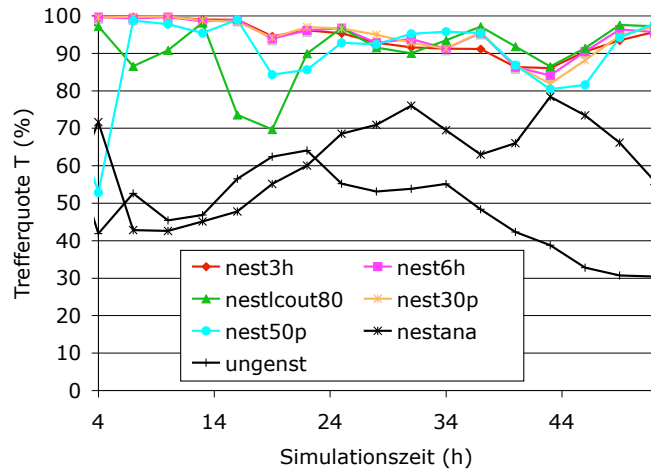


Abbildung 6.25: Die Trefferquoten für die Temperatur aus den Simulationen auf dem Teilgebiet im Vergleich zu der Referenzsimulation.

peratur der genesteten Simulationen im Vergleich zu der hochaufgelösten Referenzsimulation. Vergleiche erfolgen nur im hochaufgelösten Teilgebiet (Abbildung 6.14b) und nur für die ersten beiden Tage (29. und 30. August) des Simulationszeitraumes. Wie in Abschnitt 6.2.3 gezeigt, sind die Aktualisierungsintervalle für die beiden Simulation „eu\_nestlcout80“ und „eu\_nestlcout20“ identisch. Dadurch werden in beiden Simulationen identische Ergebnisse erzeugt. Aus diesem Grund enthält die folgende Analyse nur die Ergebnisse der Simulation „eu\_nestlcout80“.

Die ungenestete Simulation liefert sowohl für die Temperatur als auch für Windstärke und -richtung die größten Abweichungen und damit die niedrigsten Trefferquoten im Vergleich zu der Referenzsimulation (Abbildungen 6.25, 6.26e,f). Die Trefferquoten für die Simulation „eu\_nestana“, die mit den analysierten Feldern angetrieben wird, sind etwas höher (Abbildungen 6.25, 6.26e,f). Die Ursache hierfür liegt in den MEFOBS-Antriebsfeldern, die sich, wie oben beschrieben, sehr deutlich von den Ergebnissen der Referenzsimulation unterscheiden.

Die Simulationen, die in die 18 km-Simulation genestet wurden („eu\_nest3h“, „eu\_nest6h“, „eu\_nestlcout80“, „eu\_nest30p“ und „eu\_nest50p“), weisen ähnliche Verläufe der Trefferquoten auf, die meist höher sind als die für „ungenst“ oder „nestana“ berechneten Trefferquoten. In der ersten Hälfte der Simulation schwanken die Trefferquoten sehr stark. Auch die Unterschiede zwischen den einzelnen Simulationen sind bis etwa 25 Stunden Simulationszeit sehr groß, während die Trefferquoten danach deutlich ähnlicher sind. Die Simulationen „eu\_nestlcout80“, „eu\_nestlcout20“ und „eu\_nest50p“, bei denen die Ausgabeintervalle alle oder zumindest teilweise über den erforderlichen Intervallen zur Aktualisierung der Antriebsfelder liegen (Abbildung 6.19), weisen insbesondere in den ersten 25 Stunden große Abweichungen gegenüber der Referenzsimulation auf, und zwar sowohl im



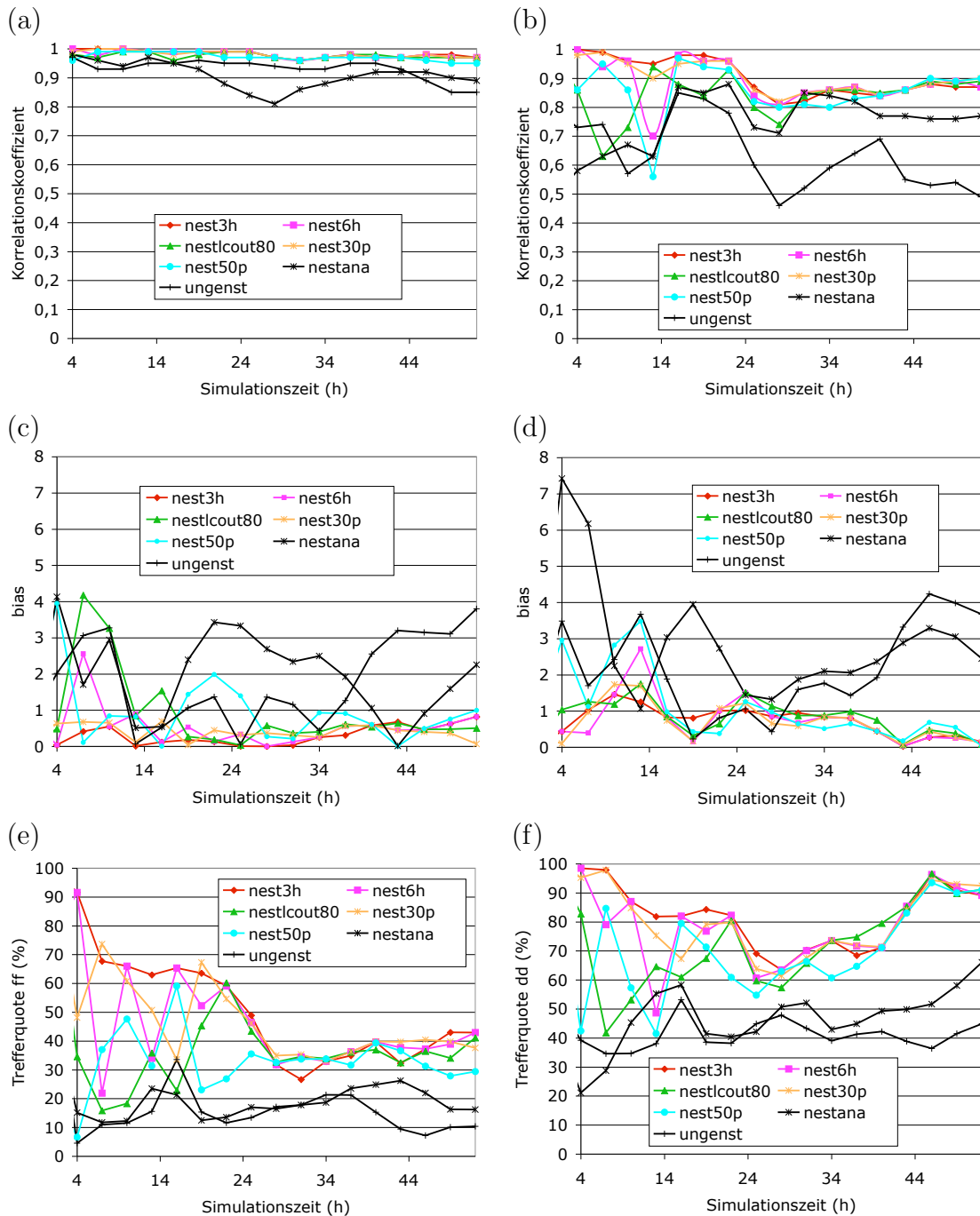


Abbildung 6.26: Korrelationskoeffizient (a,b) und Betrag der mittleren Differenz (c,d) zwischen den genesteten Simulationen und der Referenzsimulation für  $u$  (a,c) und  $v$  (b,d), sowie die Trefferquoten für Windgeschwindigkeit (e) und -richtung (f) für den Testfall „eu“.

Temperaturfeld als auch für Windstärke und -richtung (Abbildung 6.25, 6.26). Die Simulation „eu\_nest50p“ verwendet gegen Ende des Auswertungszeitraumes ein mit 18 Stunden sehr langes Aktualisierungsintervall. Auf die Ergebnisgüte dieser Simulation hat dies jedoch keinen eindeutig negativen Effekt (Abbildung 6.26a-f). Die Simulation „eu\_nest6h“ mit regelmäßiger, sechsständiger Aktualisierung der Antriebsfelder zeigt für die u-Komponente des Windes besonders in der ersten Hälfte der Simulationszeit einen regelmäßigen Wechsel zwischen guter Übereinstimmung mit der Referenzsimulation und weniger guter Übereinstimmung. Die Zeitpunkte, zu denen hohe Trefferquoten erreicht werden, entsprechen den Aktualisierungszeitpunkten der Antriebsfelder: Die Ergebnisse der genesteten Simulationen wurden alle drei Stunden ausgegeben, daher entspricht in der Simulation „nest6h“ jeder zweite Datenpunkt einem Aktualisierungszeitpunkt. An diesem ist die Übereinstimmung mit der Referenzsimulation besonders hoch. Möglicherweise ist dies auch die Ursache für die durchweg hohen Trefferquoten für die Simulation „eu\_nest3h“: Hier entspricht jeder Datenpunkt einem Aktualisierungszeitpunkt der Antriebsfelder. Aber auch die Simulation „eu\_nest30p“ weist über den gesamten Vergleichszeitraum hinweg Abweichungen von der Referenzsimulation auf, die im Vergleich zu den anderen genesteten Simulationen gering sind. Nur zu Beginn liegen die Trefferquoten für „eu\_nest30p“ teilweise deutlich unter denen für die Simulation „eu\_nest3h“. Dies wird nicht durch zu lange Aktualisierungsintervalle bewirkt, denn diese wechseln während der ersten 20 Stunden Simulationszeit zwischen zwei und viereinhalb Stunden und sind somit teilweise sogar kürzer als für „eu\_nest3h“. Möglicherweise ist nicht allein die Länge des Aktualisierungsintervalls entscheidend für die Modellperformanz, sondern auch das Verhältnis aufeinander folgender Intervalllängen zueinander. Im weiteren Verlauf der Simulation sind die Aktualisierungsintervalle in der Simulation „eu\_nest30p“ zwar deutlich länger (sechs bis acht Stunden), aber sie schwanken nicht mehr so stark wie zu Beginn der Simulation. Während dieser Zeit liegen die Abweichungen von der Referenzsimulation für „eu\_nest30p“ nicht mehr über denjenigen für „eu\_nest3h“, zeitweise liegen sie sogar darunter.

### 6.2.6 Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messungen

Da im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ die reale meteorologische Situation in (Mittel-)Europa für Ende August 2003 simuliert wird, stehen für die Bewertung der Simulationsergebnisse neben der Referenzsimulation auch Routinemessungen zur Verfügung. Zum Vergleich der Simulationsergebnisse mit den Routinemessungen werden ebenfalls Trefferquoten berechnet. Im Gegensatz zu den Trefferquoten zwischen zwei Simulationsergebnissen besteht in diesem Fall aufgrund der Repräsentativität des zum Vergleich herangezogenen Messdatenkollektivs eine Unsicherheit in den errechneten Trefferquoten. Diese entsteht dadurch, dass eine Trefferquote nur dann berechnet wird, wenn zu dem jeweiligen Zeitpunkt in allen

verwendeten Datensätzen ein Wert vorliegt. Wenn mehrere Simulationsergebnisse gleichzeitig ausgewertet werden, können die errechneten Trefferquoten um bis zu drei Prozent von denjenigen abweichen, die sich bei getrennter Auswertung und damit bei der Nutzung leicht unterschiedlicher Datenkollektive ergeben. Eine getrennte Auswertung der einzelnen Simulationen ist nicht durchgeführt worden, um sicher zu stellen, dass dieselben Datensätze miteinander verglichen werden. Bei einer Aufteilung des Modellgebietes und der Berechnung der Trefferquoten getrennt für jedes Teilgebiet weichen die Trefferquoten ebenfalls um zwei bis drei Prozent von den hier gezeigten, für das ganze genestete Gebiet berechneten Trefferquoten ab. Die Unsicherheit in den Trefferquoten wird daher mit 3 Prozent angegeben. Die Berücksichtigung der durch die Forcierung beeinflussten Randbereiche bei der Berechnung der Trefferquoten hat keinen messbaren Einfluss auf die Ergebnisse.

In Tabelle 6.3 sind die Trefferquoten aus dem Vergleich der Simulationsergebnisse mit Messungen dargestellt, in Klammern jeweils die Werte für die Antriebsfelder. Die Trefferquoten wurden für alle Simulationen für das genestete Teilgebiet berechnet. Zusätzlich enthält Tabelle 6.3 Trefferquoten für andere mit METRAS simulierte Situationen.

Für die auf dem Gesamtgebiet gerechneten Simulationen „eu\_6km“ und „eu\_18km“ wurden nur die Ergebnisse auf dem Ausschnitt ausgewertet, der dem Nest entspricht. Die Ergebnisse der Simulationen auf dem Teilgebiet und der Simulationen „eu\_6km“ und „eu\_18km“ auf dem Europegebiet wurden alle drei Stunden ausgegeben, so dass, wenn die Messdaten entsprechend häufig vorlagen, alle drei Stunden Wertepaare zur Berechnung der Trefferquoten verwendet wurden. Mit Ausnahme der Simulation „eu\_nest3h“ bedeutet dies für die Trefferquoten der Antriebsfelder: Die Felder wurden zeitlich linear auf die Ausgabezeitpunkte interpoliert, während sie für „eu\_nest3h“ genau zu den Aktualisierungszeitpunkten im genesteten Modelllauf ausgegeben wurden. Mit Einschränkung, das heißt für jeden zweiten Zeitpunkt, gilt dies auch für „eu\_nest6h“, sowie alle zwölf Stunden für „eu\_6km“, „eu\_18km“ und „eu\_nestana“.

Wird die Simulation in MEF OBS-Analysen genestet („eu\_6km“, „eu\_18km“ und „eu\_nestana“), erreicht das Simulationsergebnis niedrigere Trefferquoten als die Antriebsfelder. In den anderen Fällen, bei Nestung in METRAS-Ergebnisse, liegen die Differenzen zwischen Antrieb und Simulationsergebnis für alle Fälle innerhalb der Unsicherheit der Trefferquoten. Auch die Differenzen zwischen den genesteten Simulationen sind durchweg kleiner als die mit drei Prozentpunkten ermittelte Unsicherheit der Trefferquoten. Nur für die Temperatur weicht die Simulation „eu\_nestana“ nach oben und die Simulation „eu\_nest50p“ in der Trefferquote nach unten von den übrigen Werten ab.

Die ungenestet gerechnete Simulation „eu\_ungenst“ weist außer in der Windrichtung in allen Größen die niedrigsten Trefferquoten auf. Die Nestung führt damit

zu einer Verbesserung der Simulationsergebnisse. Aus welchem Grund die Modellperformanz ohne Nestung für die Windrichtung deutlich über den anderen Simulationen liegt, ist nicht bekannt. Aufgrund der für alle Simulationen sehr niedrigen Trefferquoten für die Windrichtung liegt die Vermutung nahe, dass die berechneten Werte nur durch Zufall zustande gekommen sind und nichts über die Modellperformanz aussagen. Eine mögliche Ursache für die sehr niedrigen Trefferquoten für die Windrichtung könnte in der Größe des grob auflösenden Modellgebietes liegen. Ein Hinweis darauf ist die auch aus Trukenmüller et al. (2004) im Vergleich zu den anderen Fällen deutlich niedrigere Trefferquote. In den dort durchgeführten Simulationen wurde ein ähnlich großes Gebiet verwendet.

Für die Temperatur liegen die Trefferquoten für die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen ebenfalls unter den Werten aus anderen Testfällen. Die Ursache für die niedrigen Trefferquoten für die Temperatur liegt in den nicht realitätsnah simulierten Druckfeldern, die in die Umrechnung zwischen realer und potentieller Temperatur eingehen. Die Trefferquoten für den Taupunkt liegen innerhalb des durch die drei anderen Fälle gegebenen Wertebereich, und für die Windgeschwindigkeit werden in allen genesteten Simulationen zum Testfall „Tiefdruckrinne über Europa“ höhere Trefferquoten erreicht als in den drei Vergleichsfällen.

Für die Antriebsfelder sind die hohen Trefferquoten aus der MEFOBS-Analyse für Windgeschwindigkeit und -richtung auffallend. Die Forcingdaten aus der grob auflösenden METRAS-Simulation „eu\_18km“ erreichen insbesondere für die Windrichtung deutlich niedrigere Trefferquoten. Für den Taupunkt in den Antriebsdaten, sowohl aus der MEFOBS-Analyse als auch aus der grob auflösenden METRAS-Simulation „eu\_18km“, ist die Abweichung von den Messungen immer größer als die Toleranz von 2 K. Der Taupunkt in den großskaligen Feldern hat einen Offset von über 2 K im Vergleich zu den gemessenen Werten.

Die Berechnung der Trefferquoten zeigt, dass das Aktualisierungsintervall in dem hier simulierten Testfall bei den in die 18 km-Simulation genesteten Simulationen keinen Einfluss auf die Ergebnislänge der genesteten Simulation hat, zumindest im Vergleich zu den Messungen. Auch deutliche längere Intervalle als die standardmäßig verwendeten drei Stunden führt nicht zu schlechteren Simulationsergebnissen. Eine häufigere Aktualisierung als alle drei Stunden wird nur in der Simulation „eu\_nest30p“ verwendet, und auch hier nur in der Anfangsphase der Simulation. Auch hier ist eine Verbesserung der Ergebnisse nicht erkennbar. Der geringe Effekt der Wahl des Antriebes (MEFOBS-Analyse oder METRAS-Ergebnisse) lässt vermuten, dass der Einfluss des Aktualisierungsintervalls so gering ist, da bereits die Simulationen auf dem Europagitter durch die dort zu selten aktualisierten Antriebsdaten fehlerhaft sind.

Im Vergleich mit der Referenzsimulation ist die Ergebnislänge abhängig von dem gewählten Aktualisierungsintervall, denn hier stimmen die Antriebsdaten mit der

Simulation	Windgeschwindigkeit	Windrichtung	Temperatur	Taupunkt
eu_18km	63 (70)	23 (70)	45 (52)	66 (0)
eu_6km	60 (71)	24 (70)	44 (53)	63 (0)
eu_nest3h	62 (62)	25 (23)	42 (44)	68 (0)
eu_nest6h	61 (61)	23 (23)	41 (43)	67 (0)
eu_nestlcout80	62 (63)	21 (22)	41 (37)	65 (0)
eu_nest30p	62 (63)	23 (23)	43 (42)	66 (0)
eu_nest50p	61 (62)	26 (25)	39 (38)	67 (0)
eu_nestana	63 (72)	22 (70)	51 (50)	66 (0)
eu_ungenst	51 (—)	31 (—)	24 (—)	61 (—)
Schlünzen und Katzfey (2003)	58	63	73	79
Trukenmüller et al. (2004)	51	44	58	64
Schlünzen und Meyer (2007)	39	67	86	76

Tabelle 6.3: Trefferquoten in % für die Simulationen auf dem Teilgebiet aus dem Vergleich mit Messungen. In Klammern sind die Werte für die Antriebsfelder angegeben. Die Unsicherheit der Trefferquoten beträgt 3 %.

Referenz sehr viel besser überein. Auch die gute Modellperformanz bezüglich der Temperatur für „eu\_nestana“ im Vergleich zu den Messungen, aber die geringe Übereinstimmung mit der Referenzsimulation deutet darauf hin, dass im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ die Antriebsdaten aus der MEFOBS-Analyse einen sehr viel stärkeren Einfluss auf die Modellergebnisse haben als die Aktualisierungsintervalle im Nest.

## 6.3 Diskussion

In beiden Anwendungsfällen dieses Kapitels wurde ein großer Einfluss der Nestung auf die Ergebnisse der hochaufgelösten Simulationen nachgewiesen. Die ohne Nestung gerechneten Simulationen weichen in beiden Fällen am stärksten von der jeweiligen Referenzsimulation ab. Der Einfluss der Aktualisierungsintervalle der Antriebsfelder auf die Ergebnisse lässt sich hingegen nicht so einfach generalisieren: Während der Zusammenhang für den idealisierten Fall „Wirbel an einer Polynja“ offensichtlich ist, spielen im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ andere Einflussfaktoren wie lokale Gegebenheiten und die Antriebsfelder selbst offenbar eine wichtige Rolle. Im Fall „Wirbel an einer Polynja“ stimmen bereits die Antriebsdaten sehr gut mit der Referenzsimulation überein, was die simulierten Strukturen betrifft, während in deren Intensität geringe Unterschiede auftreten. Für den Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ hingegen sind zwar die Unterschiede

zwischen der grob auflösenden Simulation „eu\_18km“, die die Antriebsdaten für die genesteten Simulationen auf dem Teilgebiet liefert, und der hochaufgelösten Simulation „eu\_6km“ ebenfalls gering, aber die MEFOBS-Analysen unterscheiden sich recht deutlich von den Ergebnissen der Referenzsimulation „eu\_6km“.

Der Wirbel, der sich über der Polynja bildet, ist ein kleinskaliges, kurzlebige Phänomen, das nach 14 Stunden Simulationszeit seine größte Intensität erreicht. Zu diesem Zeitpunkt werden sowohl der minimale Kerndruck als auch die höchsten Windgeschwindigkeiten simuliert. Die beiden Simulationen „poly\_lcout80“ und „poly\_lcout20“ verwenden in der Anfangsphase sehr lange Zeitintervalle ohne Aktualisierung der Antriebsfelder: Für „poly\_lcout80“ beträgt das erste Intervall zehn Stunden, während für „poly\_lcout20“ die beiden ersten Intervalle zehn beziehungsweise neun Stunden betragen. Die darauffolgenden Intervalle sind wesentlich kürzer, aber mit den langen Intervallen zu Beginn wird die Bildung und anfängliche Entwicklung des Wirbels nur unzureichend wiedergegeben. Dies wird deutlich in der geringen Korrelation zwischen den aufeinander folgenden Antriebsfeldern und führt in dieser Phase zu den großen Abweichungen der genesteten Simulationen „poly\_lcout80“ und „poly\_lcout20“ von der Referenzsimulation. Während der Bildung des Wirbels über der Polynja scheint die Beschleunigung als Steuergröße für die Ausgabe nicht geeignet, da in dieser Phase in großen Teilen des Modellgebietes nur geringe Änderungen der Geschwindigkeit stattfinden. Die dadurch festgelegten Ausgabezeitpunkte liegen zu weit auseinander, um die lokale Bildung des Wirbels und die damit verbundenen Änderungen des Windfeldes durch lineare Interpolation hinreichend wiederzugeben.

Das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit der Geschwindigkeitsänderungen führt während der gesamten Simulationszeit zu Ausgabeintervallen zwischen einer und zwei Stunden. Auf diese Weise wird der sich schnell entwickelnde Wirbel gut wiedergegeben, so dass die Antriebsfelder, die mit dieser Frequenz aktualisiert werden, die genestete Simulation „poly\_30p“ derart forcieren, dass sie im Vergleich zu den anderen genesteten Simulationen die höchste Übereinstimmung mit der Referenzsimulation aufweist.

Konstante Intervalle mit einer Länge von drei Stunden (Simulation „poly\_3h“) führen zu räumlichen Korrelationen zwischen den Antriebsfeldern von unter 0.9. Obwohl eine Korrelation von 0.9 als notwendig erachtet wird, damit die Aktualisierung der Antriebsdaten häufig genug erfolgt, führt die niedrigere Korrelation für „poly\_3h“ im Vergleich zu der Simulation „poly\_30p“ nur zu einer geringfügigen Verringerung der Ergebnisgüte. Dass die Aktualisierungsintervalle eine konstante Länge haben, kann bis zu einem gewissen Grad die Tatsache, dass die Intervalle zu lang sind, kompensieren. Die Ursache hierfür steht möglicherweise im Zusammenhang mit dem Spektrum der Antriebsdaten: Bei konstanten Intervallen enthalten die Antriebsdaten Phänomene aus immer demselben Skalenbereich, während bei kurzen Intervallen hochfrequente Strukturen auftreten können, die

in einem folgenden, längeren Intervall nicht mehr enthalten sind. In diesem Fall passen aufeinander folgende Antriebsfelder nicht mehr zusammen und können in der genesteten Simulation Störungen auslösen. Aktualisierungsintervalle mit einer konstanten Länge von sechs Stunden sind jedoch für den „Wirbel an einer Polynja“ in jedem Fall zu lang.

Auffallend ist, dass auftretende Abweichungen gegenüber der Referenzsimulation zu den Aktualisierungszeitpunkten minimal werden und nur so groß sind wie für diejenige Simulation mit der jeweils besten Übereinstimmung. Wie bereits erwähnt, werden die unmittelbar forcierten Bereiche an den Seitenrändern und am Oberrand des Modellgebietes zur Beurteilung der Ergebnisse nicht berücksichtigt. Auch wenn die charakteristische Zeit des Nudgings im Modellinneren unendlich groß ist und somit ein direkter Einfluss der Antriebsdaten im Gebietsinneren ausgeschlossen ist, so ist offenbar ein Einfluss der zeitabhängigen Randwerte vom Rand her auf die Felder im Inneren vorhanden und messbar.

Für die realitätsnahe Simulation im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ ist der Zusammenhang zwischen den Aktualisierungsintervallen der Antriebsdaten und den Ergebnissen der genesteten Simulationen nicht so offensichtlich wie im idealisierten Fall „Wirbel an einer Polynja“. Die mit dem Programm MEFOBS erstellten Analysen stehen nur alle zwölf Stunden zur Verfügung. Für synoptisch- und mesoskalige Simulationen gilt ein solch langes Intervall zur Aktualisierung der Antriebsdaten als bei weitem nicht ausreichend, da sich die zu diesem Skalenbereich gehörenden Phänomene zu schnell verändern, um durch lineare Interpolation zwischen zwölf Stunden auseinander liegenden Antriebsdaten hinreichend wiedergegeben werden zu können.

Die in dieser Arbeit verwendete Methode zur Prüfung der Länge der Aktualisierungsintervalle fordert eine Korrelation von 0.9 zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern. Zusätzlich zu der Grundannahme, dass mehr als zwölf Stunden zu lang sind, wird das Prüfkriterium für die Antriebsdaten aus der MEFOBS-Analyse am 29. August und am 31. August nicht erfüllt. In der Phase der Simulation, in der ein kleinskaliges Tiefdruckgebiet von Frankreich über Norddeutschland nach Polen durch das Modellgebiet hindurchzieht, sind die zwölfstündigen Intervalle zwischen den Antriebsfeldern eindeutig zu lang. Allerdings erreichen die Trefferquoten im Vergleich mit Messungen für die MEFOBS-Analysen die höchsten Werte, obwohl sie nicht nur für 0 Uhr und 12 Uhr berechnet wurden, also zu den Zeitpunkten, an denen MEFOBS-Analysen vorliegen, sondern es werden auch zeitlich interpolierte Felder betrachtet. Die Kontrollmethode für die Ausgabeintervalle hat für „eu\_nestana“ Korrelationskoeffizienten für die Antriebsfelder berechnet, die immer mehr als 0.9 betragen. Die Schlussfolgerung aufgrund der Trefferquoten und des Korrelationskoeffizienten für die Antriebsdaten, dass die MEFOBS-Analysen doch ausreichend häufig aktualisiert werden, ist jedoch schwierig, da Aliasing-Effekte mit der Kontrollmethode nicht erfasst wer-

den können. Zudem wurden die Trefferquoten für das ganze Teilgebiet berechnet, aber von der Simulation „eu\_nestana“ nur in deren Randbereich berücksichtigt. Für die beiden Simulationen auf dem Europa-Gebiet („eu\_18km“ und „eu\_6km“) kommt hinzu, dass die Ränder des Modellgebietes weit von dem Teilgebiet entfernt sind.

Die Okklusion, die sich am 29. August 2003 von West nach Ost quer über Mitteleuropa erstreckt, und in der sich über Frankreich Tief „Rudolf“ entwickelt, gehört zu einem Tief über der Biskaya, das von den beiden Simulationen „eu\_18km“ und „eu\_6km“ simuliert wird, wenn es auch in den MEFOBS-Analysen vom 29. August nicht enthalten ist. Die zeitliche Differenz zwischen den MEFOBS-Analysen ist zu groß, um die anschließende Entwicklung von „Rudolf“ durch lineare Interpolation zu berücksichtigen. Dadurch sind die zeitabhängigen Randwerte, die von „eu\_18km“ und „eu\_6km“ verwendet werden, nur bedingt realitätsnah. Für die grob auflösende Simulation „eu\_18km“ kommt hinzu, dass die Gitterweite im Grunde genommen für METRAS bereits zu groß ist, da im Modell keine Parametrisierung der subskaligen Wolkenbildung und der damit verbundenen konvektiven Prozesse enthalten ist. Möglicherweise können dadurch insbesondere die Okklusion und die in diesem Bereich stattfindende Zyklogense nicht in realistischer Weise simuliert werden. Dass das zu Beginn der Simulation über der Biskaya liegende Tief zwölf Stunden später nur mit der hohen Auflösung in „eu\_6km“ simuliert wird, könnte ein weiterer Hinweis darauf sein. Allerdings existiert dieses von „eu\_6km“ simulierte Tief über Frankreich nach den Analysen der Berliner Wetterkarte und auch aus dem Programm MEFOBS zu diesem Zeitpunkt nicht mehr.

Neben dem großen Modellgebiet liegt eine weitere Ursache für die geringe Übereinstimmung der genesteten Simulationen mit den Messdaten, insbesondere für die Windrichtung, in der Interpolation der meteorologischen Felder in den Präprozessoren: Die Interpolation erfolgt für die beiden Horizontalwindkomponenten getrennt voneinander. Dadurch kann das Windfeld in den Antriebsdaten verfälscht sein. Da das Druckfeld mit Hilfe des Windfeldes ausbalanciert wird, entstehen auch im Druckfeld fehlerhafte Strukturen, die sich wiederum auf das Windfeld auswirken und sich zusätzlich im Verlauf einer Simulation im Modellgebiet ausbreiten können.

Auch im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ gilt, dass die räumlichen Korrelationen und die Trefferquoten beim Vergleich der genesteten Simulationen mit der Referenzsimulation genau dann maximal werden, wenn die Antriebsfelder aktualisiert werden. Aus diesem Grund ist die hohe Übereinstimmung der Simulation „eu\_nest3h“ mit der Referenzsimulation eventuell nur ein künstlicher Effekt: Im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ wurden die Ergebnisse der genesteten Simulationen nur alle drei Stunden ausgegeben. Daher wurden in diesem Fall die Ergebnisse nur dann ausgewertet, wenn für die Simulation „eu\_nest3h“ auch die



Antriebsfelder aktualisiert wurden.

Wie stark der Antrieb auf die Ergebnisse der genesteten Simulationen wirkt, wird an den in Abbildung 6.22 gezeigten Temperaturverteilungen besonders deutlich: Die Temperaturverteilung in der Simulation „eu\_nestana“ ist der Verteilung in den als Antriebsdaten verwendeten Analysen in Randnähe ähnlich, während die in die grob auflösende METRAS-Simulation genesteten Simulationen eine deutlich andere, aber in Randnähe ebenfalls den Antriebsdaten sehr ähnliche Verteilung zeigen. Dabei ist anzumerken, dass die Abbildung 6.22 ein Horizontalschnitt in 10 m über Grund ist. Die Temperatur wird jedoch am Boden gar nicht forciert, sondern der Nudgingkoeffizient wächst von Null im untersten Gitterniveau linear mit den vertikalen Gitterniveaus an (Kapitel 3). Aufgrund der vertikalen Spreizung des Modellgitters und dem für die skalaren Größen um den Faktor fünf im Vergleich zu den Windkomponenten stärkeren Nudgingkoeffizienten, erreicht die Forcierung der skalaren Größen bereits in einer Höhe von etwa 200 m dieselbe Stärke wie für die Windkomponenten. Im Gebiet darüber werden die skalaren Größen stärker forciert. Bei instabiler atmosphärischer Schichtung wird die großskalige Temperatur nicht nur in größerer Höhe deutlich aufgeprägt, sondern aufgrund vertikaler Durchmischung auch bis zum Boden weitergegeben. Dies ist die Ursache für die starke Aufprägung der Antriebsfelder für die Temperatur in den genesteten Simulationen.

## 7 Schlussbemerkungen

In der vorliegenden Arbeit wurde der Einfluss der Ein-Wege-Nestung auf die Lösung hochaufgelöster Simulationen untersucht. Ein-Wege-Nestung ist eine im Vergleich zu anderen Methoden zur direkten Simulation kleinskaliger Phänomene kostengünstiges Verfahren, das in den meisten meteorologischen Situationen, in denen ein Energietransport vorwiegend von den großen zu den kleinen Skalen stattfindet, hinsichtlich der Ergebnisgüte nicht schlechter abschneidet als andere Verfahren. Da die Randwerte hierbei eine bedeutende Rolle spielen, wurden sie in dieser Arbeit unter zwei Gesichtspunkten untersucht: Zum einen ging es um das Analyseverfahren, mit dem aus unregelmäßig verteilten Messdaten dreidimensionale Felder der meteorologischen Größen berechnet wurden, zum anderen wurde im Gegensatz zu früheren Studien die Frage untersucht, in welchen Zeitintervallen die Antriebsdaten aktualisiert werden müssen, um die großskalige Situation angemessen wiederzugeben. In dieser Arbeit wurde ein Verfahren entwickelt, um die Aktualisierungsintervalle zu bestimmen. Die Methodik nutzt die Zeitskala, auf der Änderungen in der großskaligen Situation stattfinden.

Für die durchgeführten Studien wurde das mesoskalige Atmosphärenmodell METRAS verwendet und hinsichtlich der Nudgingmethode weiterentwickelt. Für jeden Testfall wurden Simulationen in zwei unterschiedlichen Auflösungen durchgeführt, wobei die grob auflösende Simulation die Antriebsdaten für die hochaufgelöste Simulation bereitstellt. Dadurch wird eine Steuerung der Aktualisierungsfrequenz der Antriebsdaten möglich, weil sie der Ausgabehäufigkeit im grob auflösenden Modell entspricht. Drei unterschiedliche Situationen wurden im Rahmen dieser Arbeit simuliert: Mit Hilfe des quasi-zweidimensionalen Falles „Land-Seewind-Zirkulation“ wurde ein Verfahren zur ergebniskontrollierten Ausgabe der meteorologischen Felder hergeleitet und auf zwei weitere Fälle angewendet. Die Testfälle „Wirbel an einer Polynja“ und „Land-Seewind-Zirkulation“ sind idealisierte Simulationen. In beiden Fällen wurde als Nest ein horizontal homogenes Modellgebiet vorgegeben. Da inhomogene Strukturen nur aufgrund der Nestung entstehen können, lässt sich deren Einfluss auf die Ergebnisse so besonders gut untersuchen. Der dritte Fall, „Tiefdruckrinne über Europa“ bezieht sich auf eine realitätsnahe Simulation. Hier wurde die Entwicklung der meteorologischen Situation in Europa für einen Drei-Tages-Zeitraum Ende August 2003 nachgerech-

net. Die grob auflösende Simulation wurde zusätzlich in Analysen von Messdaten genestet, so dass für diesen Fall eine zweifache Nestung gerechnet wurde.

Zur Erzeugung möglichst realitätsnaher Antriebsfelder für den Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ wurde das Analyseverfahren verbessert und verschiedene Analysemethoden getestet. Die Ergebnisse zeigen, dass eine exponentielle Wichtungsfunktion am besten geeignet ist, um realitätsnahe Felder der meteorologischen Größen zu erhalten. Insbesondere eine hyperbolische Wichtungsfunktion glättet zu stark und führt zu unrealistischen Verteilungen, während die Ergebnisse aus der Interpolation mit Hilfe einer quadratischen Funktion sehr stark durch Unter- und Überschwinger geprägt sind. Außerdem werden bei diesem Verfahren nur diejenigen Stationen berücksichtigt, die innerhalb eines festgelegten Einflussradius liegen. Im Extremfall wird der Messwert einer einzigen Station übernommen, auch wenn diese einige Kilometer entfernt liegt. Dadurch können fehlerhafte kleinskalige Strukturen in den Analysen entstehen.

Der Einflussradius, der den einzelnen Messorten zugemessen wird, spielt neben der gewählten Wichtungsfunktion ebenfalls eine bedeutende Rolle für die Analyse. Aufgrund der großen Bedeutung lokaler Faktoren wie Oberflächenbeschaffenheit und Höhe der Messstation über Meereshöhe ist die räumliche Repräsentativität von Einzelmessungen in Bodennähe insbesondere in orographisch gegliedertem Gelände gering. Aus diesem Grund sind kleine Einflussradien mit Werten zwischen 50 und 80 km bodennah am besten zur Interpolation geeignet. Mit zunehmender Höhe nimmt der Bodeneinfluss ab und die Windgeschwindigkeiten nehmen zu, so dass Punktmessungen hier für ein größeres Gebiet repräsentativ sind als in Bodennähe. Die besten Ergebnisse werden mit Radien von maximal 250 km erreicht. Noch höhere Werte für den Einflussradius führen zu einer zu starken Glättung der meteorologischen Felder, bei denen die im Gebiet auftretenden Gradienten zu schwach sind.

Sowohl in MEFOBS als auch im Programm M3TM3T, das Ergebnisse einer grob auflösenden Simulation auf ein höher auflösendes Gitter interpoliert, geschieht die Interpolation der Windfelder getrennt für beide Horizontalwindkomponenten. Da das resultierende Windfeld dadurch gegenüber den Eingangsdaten verfälscht werden kann, müssen die Präprozessoren verbessert werden, indem andere Interpolationsverfahren, wie beispielsweise eine Vektorinterpolation, implementiert und getestet werden.

Bei der Nestung werden die zeitabhängigen Randwerte zwischen zwei Aktualisierungszeitpunkten zeitlich linear interpoliert. Nichtlineare Prozesse in der Atmosphäre können grundsätzlich nur unzureichend durch lineare Abläufe wiedergegeben werden. Sind die Aktualisierungsintervalle sehr lang, werden die atmosphärischen Prozesse stark geglättet. Dies kann zu einer Frequenzverschiebung in den Antriebsdaten führen (Aliasing-Effekt). Bei sehr kurzen Aktualisierungsintervallen enthalten die Antriebsfelder hochfrequente Strukturen, die die Lösung

des hochaufgelösten Modells verfälschen oder sogar unterdrücken können.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde ein Verfahren entwickelt, um die Ausgabeintervalle eines zur Forcierung genutzten Modelllaufes in Abhängigkeit der stattfindenden Prozesse zu bestimmen: Treten auf kurzen Zeitskalen signifikante Änderungen der meteorologischen Situation ein, werden die großskaligen Felder häufiger ausgegeben, als wenn die Prozesse sich nur sehr langsam verändern. Für die Untersuchung wurde festgelegt, dass das Zeitintervall zwischen zwei Ausgaben mindestens eine Stunde betragen soll. Dadurch wird verhindert, dass sich schnell entwickelnde kleinskalige Prozesse im hochaufgelösten genesteten Modell durch stark zeitabhängige Randwerte verfälscht werden. Das Ausgabeintervall beträgt maximal zwölf Stunden. Zur Festlegung der Ausgabeintervalle wurden folgende Kriterien entwickelt: Wird die Beschleunigung in unterschiedlich großen Teilen des Modellgebietes (20% beziehungsweise 80% der Gitterpunkte) sehr gering, soll eine Ausgabe erfolgen, wobei das Kriterium strenger ist, wenn nur 20% der Gitterpunkte betrachtet werden. Die beiden anderen Kriterien beziehen sich auf die charakteristischen Zeiten der Geschwindigkeitsänderungen. Ist die charakteristische Zeit an 30% beziehungsweise 50% der Gitterpunkte kleiner als die seit der letzten Ausgabe vergangene Modellzeit, soll die nächste Ausgabe erfolgen.

Die Beschleunigung als Kontrollgröße ist nur bedingt zur Kontrolle der Ausgabeintervalle geeignet. Zum einen hat sich insbesondere in den idealisierten Testfällen „Land-Seewind-Zirkulation“ und „Wirbel an einer Polynja“ gezeigt, dass in den ersten Stunden der Simulationen die Geschwindigkeitsänderungen überwiegend gleichförmig sind, so dass die Beschleunigung als Kontrollgröße in dieser Phase zu sehr großen Ausgabeintervallen führt. Durch lineare Interpolation über ein Intervall von bis zu zehn Stunden kann jedoch die Entwicklung der simulierten Felder nicht hinreichend wiedergegeben werden. Die großen Ausgabeintervalle führen zu einem großen Aktualisierungsintervall in der genesteten Simulation und bewirken letztlich eine deutlich verminderte Ergebnisgüte der genesteten Simulationen. Insbesondere traf dieses für die Anfangsphase zu.

Wird das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit der Geschwindigkeiten als Maß für die Ausgabeintervalle verwendet, verbessert sich die Ergebnischarakteristik deutlich im Vergleich zu den genesteten Simulationen mit festen drei- beziehungsweise sechsstündigen Intervallen sowie denjenigen mit beschleunigungskontrollierter Aktualisierung. Dieser Effekt ist in den beiden idealisierten Fällen „Land-Seewind-Zirkulation“ und „Wirbel an einer Polynja“ deutlich zu beobachten. Im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ ist die Auswirkung nicht so eindeutig. In diesem Fall haben die Antriebsfelder selbst einen stärkeren Einfluss auf die Ergebnisse der genesteten Simulationen als die Aktualisierungsintervalle des Antriebs. Darüber hinaus nimmt der Einfluss sowohl der Antriebsfelder als auch der Aktualisierungsintervalle im Lauf der Simulation ab. Allgemein gilt jedoch, dass die Bedeutung der Randwerte in atmosphärischen Ausschnittsmodellen mit

zunehmender Simulationsdauer zunimmt, während die Anfangswerte unwichtiger werden. Durch weitere Studien müsste daher geklärt werden, ob es sich bei der hier beobachteten, umgekehrten Entwicklung (Abnahme der Bedeutung der Randwerte) um einen Spezialfall handelt, oder ob die Streuung in den Modellergebnissen aufgrund der Aktualisierung des Antriebs auch in anderen Fällen im Lauf einer Simulation abnimmt.

Die Ergebnisse aller drei Testfälle haben gezeigt, dass kürzere Aktualisierungsintervalle zu besseren Ergebnissen führen, dass jedoch aufeinander folgende, stark unterschiedliche Intervalllängen diesen positiven Effekt relativieren können. Aus diesem Grund sind teilweise sogar die Ergebnisse der Simulationen mit konstanten sechsstündigen Intervallen besser zu bewerten als mit kürzeren, aber variablen Aktualisierungsintervallen, obwohl sechs Stunden eigentlich zu lang sind für mesoskalige Simulationen. Erklärt werden kann dieses Ergebnis dadurch, dass aufeinander folgende Antriebsfelder bei unterschiedlich großen Aktualisierungsintervallen Strukturen unterschiedlicher Zeitskala enthalten. Die damit verbundene Inkonsistenz der großskaligen Felder kann Störungen in der genesteten Simulation auslösen. Auch wenn sich das Verfahren zur Ausgabesteuerung bewährt hat, sollte in zukünftigen Studien zusätzlich gewährleistet werden, dass aufeinander folgende Aktualisierungsintervalle sich nicht zu stark unterscheiden. Welche Differenz zulässig ist, muss dabei noch geklärt werden.

Wünschenswert ist, bereits vor Durchführung der genesteten Simulationen eine Aussage darüber treffen zu können, ob die verfügbaren Aktualisierungsintervalle ausreichen. Dies gilt insbesondere auch in Situationen, in denen der Modellierer keinen Einfluss auf die Aktualisierungsintervalle der Antriebsdaten hat, wie beispielsweise bei der Verwendung von ECMWF- oder NCEP-Analysen als Antrieb für genestete Simulationen. Aus diesem Grund wurden zwei Prüfmethode entwickelt und hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit auf die simulierten Fälle geprüft. Während die erste Methode auch für die Antriebsfelder das 30-Perzentil der charakteristischen Zeiten bestimmt und diese mit den vorhandenen Ausgabeintervallen der grob auflösenden Simulation verglichen werden, werden in der zweiten Methode der Korrelationskoeffizient zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern für die beiden Horizontalwindkomponenten berechnet. Eine Frequenzverschiebung in den Antriebsdaten aufgrund zu langer Ausgabeintervalle (Aliasing-Effekt) kann jedoch mit beiden Methoden nicht identifiziert werden.

Der Vergleich der vorhandenen Ausgabeintervalle mit den auf Basis der charakteristischen Zeiten des Antriebs berechneten notwendigen Aktualisierungsintervallen hat nur für den Fall „Land-Seewind-Zirkulation“ vergleichbare Werte geliefert. In den beiden anderen Fällen wurden auch sehr lange Aktualisierungsintervalle, die zu einer Verminderung der Modellperformanz geführt haben, durch die errechnete charakteristische Zeit des Antriebs scheinbar gerechtfertigt. Diese Methodik ist daher nur bedingt zur Bestimmung des notwendigen Aktualisierungsintervalls

geeignet.

Andere Ergebnisse zeigte die Berechnung der Korrelation. Für die Korrelation zwischen aufeinander folgenden Antriebsfeldern wurde ein Wert von 0.9 als Maß für eine ausreichend häufige Aktualisierung auf Basis des Testfalls „Land-Seewind-Zirkulation“ festgelegt. Der Zusammenhang zwischen diesem Wert und der Ergebnisgüte der genesteten Simulationen ist für den Fall „Wirbel an einer Polynja“ ebenfalls gegeben. Für die realitätsnahe Simulation „Tiefdruckrinne über Europa“ sind die Ergebnisse weniger eindeutig. Immerhin weisen die beiden Simulationen mit konstant dreistündigen und mit über das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit bestimmten Intervallen sowohl die besten Ergebnisse als auch die höchsten Korrelationen der Antriebsfelder auf, aber weitere Schlüsse erscheinen schwierig. Die Antriebsdaten aus der MEFOBS-Analyse werden am 29. und am 31. August zu selten aktualisiert. Dies wird insbesondere in den für die Forcierung entscheidenden Randbereichen des grob auflösenden Modellgebietes deutlich. Zusätzlich zu den Windfeldern muss aber auch für andere Modellgrößen eine Prüfung der Aktualisierungsintervalle durchgeführt werden. Hier bietet sich zum Einen das Druckfeld an, das in dieser Arbeit nicht betrachtet wurde, da METRAS keine Druckforcierung erfährt, sondern das Druckfeld diagnostiziert wird. Trotzdem könnte eine Prüfung der Korrelation der Druckfelder helfen, eine Aussage über die zeitlich ausreichende (oder nicht ausreichende) Häufigkeit der Aktualisierung der Antriebsfelder zu treffen. Indem die Temperatur- und Feuchtefelder in die Prüfmethodik einbezogen werden, kann außerdem die Hypothese getestet werden, die der hier entwickelten Ausgabesteuerung zugrunde lag: Dass die Änderungen für Temperatur und Feuchte höchstens so schnell ablaufen wie für die Windfelder.

Eine Weiterentwicklung der hier verwendeten Prüfmethodik würde helfen, die potentielle Güte genesteter Simulationen in Abhängigkeit von den Antriebsdaten zu beurteilen. Dazu ist auch zu klären, ob der gewählte Grenzwert ( $r > 0.9$ ) auch auf andere Situationen anwendbar ist, beziehungsweise welche Korrelation im Einzelfall überhaupt zu erreichen ist. Mit Hilfe der Korrelation kann nur eine Aussage über ausreichend/nicht ausreichend häufige Aktualisierung getroffen werden, eine Berechnung der erforderlichen Intervalle ist nicht möglich. Hat der Modellierer keinen Einfluss auf die Antriebsdaten, weil „fremde“ Modellergebnisse oder Analysen verwendet werden, ist eine solche Berechnung aber auch obsolet. Werden hingegen die Antriebsfelder selbst erzeugt, und die Ausgabeintervalle lassen sich kontrollieren, kann eine Berechnung der Ausgabeintervalle von großem Nutzen sein. Hier bietet sich nach den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen das 30-Perzentil der charakteristischen Zeit an, wobei ein minimales Intervall von 30 Minuten noch zu testen wäre. Kürzere Zeiten wären wenig sinnvoll, da dann die am Rand vorgegebenen zeitlichen Veränderungen einen Skalenbereich erreichen, in dem die Gültigkeit der Reynolds-Mittelung der Gleichungen nicht mehr ohne Weiteres gegeben ist. Für höher auflösende Modelle (zum

Beispiel Grobstruktursimulationsmodelle) können die kürzeren Ausgabeintervalle aber sinnvoll sein. Aus diesem Grund ist eine Weiterentwicklung und weitere Nutzung der Ausgabesteuerung und der Prüfung der Aktualisierungsintervalle sehr sinnvoll.

Das gewählte Aktualisierungsintervall kann auch abhängig sein von der Gitterweite in der hochaufgelösten, genesteten Simulation. Der Deutsche Wetterdienst (DWD) verwendet aktuell bei einer horizontalen Auflösung von 2.8 km eine stündliche Aktualisierung. Bei gleichem Verhältnis zwischen Gitterweite und Aktualisierungsintervall würde dies für die hier durchgeführten Simulationen im Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ einer Aktualisierung alle zwei Stunden entsprechen. Angesichts der Ergebnisse der genesteten Simulationen erscheint dies nicht völlig abwegig. Im Vergleich zwischen genesteten Simulationen und Referenzsimulation würden in diesem Fall möglicherweise eine höhere Übereinstimmung erreicht. Ob die Ergebnisgüte im Vergleich mit Messungen damit verbessert wird, ist bei dem beobachteten starken Einfluss der im Beispiel nur zwölfstündig vorliegenden Antriebsfelder jedoch zumindest fraglich.

Beim DWD wird erwogen, das Aktualisierungsintervall noch weiter zu verkürzen, unterschiedlich lange Intervalle sollen hingegen vermieden werden (persönliche Mitteilung). Ob das in Rahmen dieser Arbeit entwickelte und angewendete Verfahren einer adaptiven Ausgabesteuerung mit der zusätzlichen Forderung nach nicht zu unterschiedlichen Intervallen zu besseren Ergebnissen führt als eine sehr hohe, aber konstante Aktualisierungsfrequenz, wird sich erst in Zukunft zeigen.

Hilfreich kann eine zeitabhängige Ausgabesteuerung aber auch in einem ganz anderen Zusammenhang werden: Im Rahmen der globalen und regionalen Klimamodellierung fallen immer größere Datenmengen an, die riesige Speicherkapazitäten erfordern. Wenn es gelänge, die Zeitserien in stückweise lineare Abschnitte zu zerlegen, könnte eine optimierte und Ressourcen schonende Speicherung der Ergebnisse ohne Informationsverlust erfolgen. In den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen hatte die ergebniskontrollierte Ausgabesteuerung keinen messbaren Einfluss auf die Rechenzeit. In den beiden idealisierten Testfällen führte die Verwendung des 30-Perzentsils der charakteristischen Zeit als Ausgabekriterium zur Erzeugung der Antriebsdaten zu denjenigen genesteten Simulationen mit der besten Modellperformanz, aber aufgrund der dabei berechneten sehr kurzen Ausgabeintervalle ist die Datenmenge in diesem Fall gegenüber der standardmäßig verwendeten dreistündigen Ausgabe erhöht. Für die realitätsnahe Simulation „Tiefdruckrinne über Europa“ ist der Antriebsdatensatz, der mit dem 30-Perzentil der charakteristischen Zeit zur Ausgabesteuerung erzeugt wurde, nur halb so groß wie der Antriebsdatensatz mit dreistündiger Aktualisierung. Wie gezeigt wurde, hat die unterschiedliche Ausgabesteuerung jedoch keinen Einfluss auf die Qualität der Modellergebnisse. Somit konnte die erforderliche Speicherkapazität ohne Qualitätsverlust oder erhöhte Rechenzeit verringert

werden.

Dieses Ergebnis ist, ebenso wie die Ausgabesteuerung und die Prüfung der vorhandenen Aktualisierungsintervalle, für weitere Anwendungsfälle (andere meteorologische Situationen) zu prüfen. Wird dabei wie in dem hier gerechneten Fall „Tiefdruckrinne über Europa“ eine zweifache Nestung verwendet, das heißt die grob auflösende Simulation in Analysen genestet, dann sollten die verwendeten Analysen in jedem Fall häufiger aktualisiert werden als alle zwölf Stunden, mindestens alle sechs Stunden wie beispielsweise ECMWF- oder NCEP-Analysen. Für Simulationen, die für das Gebiet der Framstraße gerechnet wurden und mit ECMWF-Analysen angetrieben wurden, wurde die Prüfmethode auf Basis der Korrelationen getestet. Befand sich das Modellgebiet unter einer stabilen Nordströmung, lag der Korrelationskoeffizient durchgehend über 0.9, d.h. die Aktualisierung der Antriebsfelder alle sechs Stunden ist ausreichend. Zog jedoch ein Tiefdruckgebiet durch die Framstraße, war dies nicht mehr der Fall und eine häufigere Aktualisierung wäre notwendig. Ob und inwiefern sich dies auf die Performanz der genesteten Simulation auswirkt, ist jedoch noch nicht abschließend geprüft.



# Danksagung

Mein besonderer Dank gilt Frau Prof. Dr. K. Heinke Schlünzen für die Betreuung dieser Arbeit, für viele motivierende Diskussionen, ihre Offenheit und Hilfsbereitschaft.

Herrn Prof. Dr. M. Claußen danke ich für die Zweitbegutachtung dieser Arbeit.

Für die Bereitstellung der meteorologischen Messdaten danke ich dem Deutschen Wetterdienst (DWD), sowie dem Hadley Centre, UK MetOffice, für die Bereitstellung der Meeresoberflächentemperaturen. Dem Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie danke ich für die Genehmigung (vom 24.04.2007), die Karte zur Verteilung der Meeresoberflächentemperatur in der Nordsee verwenden zu dürfen. Ebenfalls danke ich Berliner Wetterkarte e. V. für die Genehmigung (vom 02.05.2007), die Analysen der meteorologischen Situation in Europa („Berliner Wetterkarte“) verwenden zu dürfen. Die Simulationen für diese Arbeit wurden innerhalb des Universitätskontingentes auf dem Hochleistungsrechner des Deutschen Klimarechenzentrums durchgeführt.

Darüber hinaus danke ich den aktuellen und ehemaligen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Meso-/Mikroskalige Modellierung am Meteorologischen Institut der Universität Hamburg für die gute Zusammenarbeit. Insbesondere Volker Reinhardt möchte ich für seine Hilfsbereitschaft und die Beantwortung all der vielen Fragen zur Programmierung danken. Alfred Trukenmüller und Dr. Silke Dierer danke ich für die Einführung in die Nestung und die Präprozessoren. Bei Dr. Guido Schröder möchte ich mich für die gute Zusammenarbeit in unserem gemeinsamen Projekt bedanken, sowie bei Sylvia Bohnenstengel für viele interessante Diskussionen.

Zu guter Letzt gilt mein größter Dank meinen Eltern und Geschwistern für ihre Unterstützung und ihr Verständnis. Danke, dass Ihr immer für mich da seid! Außerdem danke ich meinen Freunden für schöne Stunden, Ablenkung und Motivation.

Danke, Diedrich, für alles!

Diese Arbeit wurde gefördert von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Graduiertenkollegs „Erhaltungsprinzipien in der Modellierung und Simulation mariner, atmosphärischer und technischer Systeme“ sowie im Rahmen des DFG-Projektes „SCHL499/2-1“ und des Sonderforschungsbereiches 512 „Tiefdruckgebiete und Klimasystem des Nordatlantiks“.

## A Interpolation von Modellergebnissen auf ein feineres Gitter

Das Programm M3TM3T interpoliert Modellergebnisse, die mit METRAS auf einem grob aufgelösten Gitter entstanden sind, auf ein zu nestendes, fein aufgelöstes Gitter. Dieses wird zunächst abhängig von der zu interpolierenden Größe festgelegt, da es sich um ein ARAKAWA-C-Gitter handelt, die vektoriellen Größen also an anderen Punkten zu berechnen sind als die skalaren Größen.

Jeder Punkt des hochaufgelösten Gitters befindet sich innerhalb einer Gitterzelle des groben Gitters. Abbildung A.1 zeigt schematisch eine solche Gitterzelle des grob auflösenden Gitters. A, B, D, bedeuten darin die Abmessungen der Gitterzelle des grob aufgelösten Gitters und a, b, d die Abstände zwischen den Punkten des groben und des feinen Gitters.

Die Werte an den acht, die Gitterzelle des grob auflösenden Gitters begrenzenden Punkten werden zunächst horizontal auf einen Hilfspunkt (\* in Abbildung A.1) interpoliert. Dabei bedeutet horizontal, dass die Interpolation auf einer Gitterebene des grob auflösenden Gitters stattfindet. Die Interpolation erfolgt linear in Abhängigkeit von den Abständen des Hilfspunktes von den Punkten des groben Gitters. Anschließend werden die Ergebnisse an den beiden Hilfspunkten unter- und oberhalb des Zielpunktes, der zu dem hochaufgelösten Gitter gehört, vertikal, ebenfalls unter linearer Berücksichtigung der Abstände, auf diesen Punkt interpoliert.

Die Interpolation einer Größe C auf einen innerhalb dieser Gitterzelle liegenden Punkt des hochaufgelösten Gitters geschieht nach der Gleichung

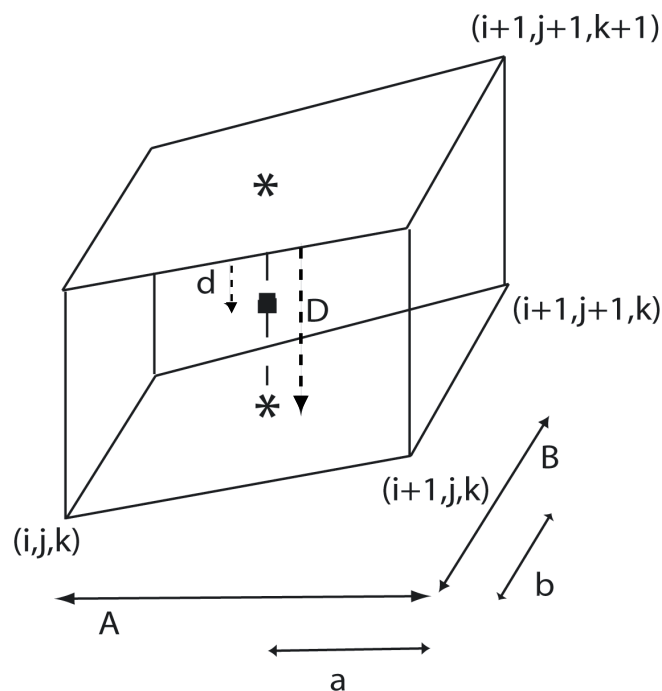


Abbildung A.1: Schematische Darstellung der für die Interpolation in M3TM3T erforderlichen Punkte. Abbildung nach (Schlünzen et al., 1996). Bedeutung der Symbole im Text.

$$\begin{aligned}
 C_f = & (a \cdot b \cdot d \cdot C(i, j, k) \\
 & + (A - a) \cdot b \cdot d \cdot C(i + 1, j, k) \\
 & + a \cdot (B - b) \cdot d \cdot C(i, j + 1, k) \\
 & + (A - a) \cdot (B - b) \cdot d \cdot C(i + 1, j + 1, k) \\
 & + a \cdot b \cdot (D - d) \cdot C(i, j, k + 1) \\
 & + (A - a) \cdot b \cdot (D - d) \cdot C(i + 1, j, k + 1) \\
 & + a \cdot (B - b) \cdot (D - d) \cdot C(i, j + 1, k + 1) \\
 & + (A - a) \cdot (B - b) \cdot (D - d) \cdot C(i + 1, j + 1, k + 1)) \\
 & / (A \cdot B \cdot D).
 \end{aligned} \tag{A.1}$$

Die Variablen  $i$ ,  $j$  und  $k$  bezeichnen dabei die Indizes eines Modellgitterpunktes in den drei Raumrichtungen.

Die Orographiehöhen des groben Gitters werden zweidimensional auf das feine Gitter interpoliert. Durch Vergleich mit den echten Orographiehöhen auf dem feinen Gitter wird vor der Interpolation der meteorologischen Felder geprüft, wie

sich die Oberflächengrößen zueinander verhalten. Liegt die echte Orographie an einem Gitterpunkt unterhalb des aus dem groben Gitter durch Interpolation gewonnenen Wertes, wird keine vertikale Interpolation durchgeführt, sondern nur eine Horizontalinterpolation mit Hilfe der Oberflächenwerte an den benachbarten Punkten, und der Wert an diesem Hilfspunkt wird auch an dem Punkt des hochaufgelösten Gitters als gültig angenommen.

# Symbolverzeichnis

$a_{wgt}$	Wichtungsfaktor bei der Interpolation von Messdaten
$c_p$	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck
$c_v$	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Volumen
$d, d'$	Parameter zur Berücksichtigung der Drehung des Modellgebietes bei der Berechnung der Corioliskraft
$\vec{F}$	molekulare Reibungskraft
$f, f'$	Coriolisparameter
$g$	Erdbeschleunigung
$K$	Steuerparameter für die ergebniskontrollierte Ausgabe (Beschleunigungen)
$L$	Steuerparameter für die ergebniskontrollierte Ausgabe (char. Zeiten)
$N$	Gesamtzahl der Gitterpunkte
$p_0$	großskaliger Druckanteil
$p_1$	mesoskaliger „thermischer“ oder hydrostatischer Druckanteil
$p_2$	mesoskaliger dynamischer Druckanteil
$Q_{\Theta}$	Quellen- und Senkenterm für die potentielle Temperatur
$q_1^1$	spezifische Feuchte
$q_1^2$	Flüssigwassergehalt
$R_1^1$	Gaskonstante von Wasserdampf
$R_0$	Gaskonstante trockener Luft
$r$	Einflussradius
$t_{c_i}$	charakteristische Zeit der Antriebsdaten am Gitterpunkt $i$
$U_g$	geostrophischer Wind in West-Ost-Richtung
$u_{ji}$	Geschwindigkeitskomponente ( $u:j=1, v:j=2$ ) am Gitterpunkt $i$
$\bar{u}$	mittlere Geschwindigkeit in West-Ost-Richtung

$\hat{u}_f$	temporäre Geschwindigkeit in West-Ost-Richtung im forcierten Modell
$\overline{\hat{u}^3}$	kontravariante Geschwindigkeitskomponente (oberflächennormal)
$V_g$	geostrophischer Wind in Süd-Nord-Richtung
$\bar{v}$	mittlere Geschwindigkeit in Süd-Nord-Richtung
$\hat{v}_f$	temporäre Geschwindigkeit in Süd-Nord-Richtung im forcierten Modell
$\bar{w}$	mittlere Vertikalgeschwindigkeit
$\hat{w}_f$	temporäre Geschwindigkeit in vertikaler Richtung im forcierten Modell
$X$	kartesisches Koordinatensystem
$\dot{X}$	bodenfolgendes Koordinatensystem
$\dot{x}^i$	Koordinate im Koordinatensystem $\dot{X}$
$z_t$	Höhe des Modelloberrandes
$z_s$	Topographiehöhe im Koordinatensystem $X$
$\alpha$	Wichtungsfaktor beim Nudging
$\alpha^*$	Volumen einer Gitterzelle
$\beta$	Beschleunigung
$\eta$	Vertikalkoordinate im Koordinatensystem $\dot{X}$
$\Theta$	potentielle Temperatur
$\tilde{\Theta}$	mesoskaliger Anteil der potentiellen Temperatur
$\Theta_0$	großskalige potentielle Temperatur
$\nu$	Nudgingkoeffizient
$\nu_0$	maximaler Nudgingkoeffizient
$\rho$	Dichte der Luft
$\rho_0$	großskalige Dichte der Luft
$\tilde{\rho}$	mesoskaliger Anteil der Dichte
$\varphi$	geographische Breite
$\tau$	Differenz zwischen der aktuellen Modellzeit und dem Zeitpunkt der letzten Ausgabe
$\Psi$	eine Modellvariable
$\bar{\Psi}$	Mittelwert von $\Psi$
$\Psi_c$	Modellvariable in den Antriebsdaten
$\Psi_f$	Modellvariable im forcierten Modell
$\Psi_u$	Modellvariable im unforcierten Fall
$\Omega$	Winkelgeschwindigkeit der Erde

---

# Literaturverzeichnis

- Anthes, R. A. (1983):** Regional models of the atmosphere in middle latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1306–1335.
- Atkinson, B. W. (1981):** *Mesoscale Atmospheric Circulations*. Academic Press London, 496 S.
- Bungert, U. (2002):** *Bedeutung von Neueisbildung für die Entwicklung eines zyklonalen Wirbels an einer Polynja*. Diplomarbeit, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg. 91 S.
- Carpenter, K. M. (1982):** Note on the paper 'Radiational condition for the lateral boundaries of limited-area numerical models' by Miller, M.J. and Thorpe, A.J. (*Q. J.* 107, 615-628). *Quarterly Journal Roy. Met. Soc.*, **108**, 717–719.
- Caya, D. und R. Laprise (1999):** A Semi-Implicit Semi-Lagrangian Regional Climate Model: The Canadian RCM. *Mon. Wea. Rev.*, **127**(3), 341–362.
- Clark, T. L. und R. Farley (1984):** Severe Downslope Windstorm Calculations in Two and Three Spatial Dimensions Using Anelastic Interactive Grid Nesting: A Possible Mechanism for Gustiness. *Journ. Atm. Sci.*, **41**(3), 329–350.
- Cressman, G. P. (1959):** An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**(10), 367–374.
- Dare, R. A. und B. W. Atkinson (2000):** Atmospheric response to spatial variations in concentration and size of polynyas in the Southern Ocean sea-ice-zone. *Boundary Layer Meteorol.*, **94**, 65–88.
- Davies, H. C. (1976):** A lateral boundary formulation for multilevel prediction models. *J. Roy. Met. Soc.*, **102**, 405–418.
- Davies, H. C. (1983):** Limitations of Some Common Lateral Boundary Schemes used in Regional NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1002–1012.
- Deardorff, J. W. (1978):** Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1901.

- Defant, F. (1950):** Theorie der Land- und Seewinde. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **2**(4), 404–425.
- Denis, B., R. Laprise und D. Caya (2003):** Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, **20**(DOI:10.1007/s00382-002-0264-6), 107–130.
- Dierer, S. und K. H. Schlünzen (2005):** Influence parameters for a polar mesocyclone development. *Meteorol. Zeitschrift*, **14**(6), 781–792.
- Dierer, S., K. H. Schlünzen, G. Birnbaum, B. Brümmer und G. Müller (2005):** Atmosphere - sea ice interactions during a cyclone passage investigated by using model simulations and measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 3678–3692.
- Grötzner, A., R. Sausen und M. Claussen (1996):** On the impact of subgrid-scale sea ice-inhomogeneities on the performance of the atmospheric general circulation model ECHAM. *Climate Dynamics*, **12**, 477–496.
- Gustafsson, N., E. Kallen und S. Thorsteinsson (1998):** Sensitivity of forecast errors to initial and lateral boundary conditions. *Tellus*, **50A**, 167–185.
- Hebbinghaus, H., K. H. Schlünzen und S. Dierer (2006):** Sensitivity studies on vortex development over a polynya. *Theor. App. Climatol.*, **88**(1–2), 1–16.
- Jacob, D. und R. Podzun (1997):** Sensitivity Studies with the Regional Climate Model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 119–129.
- Juang, H.-M. H. und S.-Y. Hong (2001):** Sensitivity of the NCEP Regional Spectral Model to Domain Size and Nesting Strategy. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2904–2922.
- Kessler, E. (1969):** On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monogr., Amer. Meteor. Soc., Boston*, **32**.
- Koch, S. E. und J. T. McQueen (1987):** A Survey of Nested Grid Techniques and Their Potential for Use Within the MASS Weather Prediction Model. NASA Technical Memorandum 87808, 28 S.
- Kunz, R. und N. Moussiopoulos (1997):** Implementation and assessment of a one-way nesting technique for high resolution wind flow simulations. *Atmospheric Environment*, **31**(19), 3167–3176.
- Kurihara, Y., G. J. Tripoli und M. A. Bender (1979):** Design of a Movable Nested-Mesh Primitive Equation Model. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 239–249.



- 
- Lenz, C. J., F. Müller und K. H. Schlünzen (2000):** The sensitivity of mesoscale chemistry transport model results to boundary values. *Environmental Monitoring and Assessment*, **65**(1-2), 287–295.
- Lorenz, P. und D. Jacob (2005):** Influence of regional scale information on the global circulation: A two-way-nesting climate simulation. *Geophys. Res. Letters*, **32**, L18 706, doi:10.1029/2005GL023 351.
- Lüpkes, C. und K. Schlünzen (1996):** Modelling the Arctic convective boundary-layer with different turbulence parameterizations. *Boundary-Layer Meteorol.*, **79**, 107–130.
- Luthard, H. (1987):** *Analyse der wassernahen Druck- und Windfelder über der Nordsee aus Routinebeobachtungen.* Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg. 109 S.
- McGregor, J. L. und K. Walsh (1993):** Nested Simulations of Perpetual January Climate Over the Australian Region. *J. Geophys. Res.*, **98**(D12), 23 283–23 290.
- McGregor, J. L., K. J. Walsh und J. J. Katzfey (1993):** Nested modelling for regional climate studies. M. J. M. A. J. Jakeman, M. B. Beck (Hg.), *Modelling change in environmental systems*, S. 367–386. Wiley, New York.
- Meinke, I., B. Geyer, F. Feser und H. von Storch (2006):** The Impact of Spectral Nudging on Cloud Simulation with a Regional Atmospheric Model. *J. Atm. and Oceanic Technology*, **23**, 815–824.
- Miguez-Macho, G., G. L. Stenchikov und A. Robock (2004):** Spectral nudging to eliminate the effects of domain position and geometry in regional climate simulations. *J. Geophys. Res.*, **109**(D13104, DOI:10.1029/2003JD004495).
- Miyakoda, K. und A. Rosati (1977):** One-Way Nested Grid Models: The Interface Conditions and the Numerical Accuracy. *Mon. Wea. Rev.*, **105**(9), 1092–1107.
- Niemeier, U. und K. H. Schlünzen (1993):** Modelling steep terrain influences on flow patterns at the Isle of Helgoland. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 45–62.
- Orlanski, I. (1975):** A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Bull. Am. Met. Soc.*, **56**(5), 527–530.
- Orlanski, I. (1976):** A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flow. *J. Comp. Phys.*, **21**, 251–269.

- Phillips, N. A. und J. Shukla (1973):** On the strategy of combining coarse and fine grid meshes in numerical weather prediction. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 763–770.
- Pielke, R. A. (1984):** *Mesoscale meteorological modeling*. Academic Press, London, 612 S.
- Prömmel, K. (2008):** *Analysis of high-resolution regional climate simulation for Alpine temperature: Validation and influence of the NAO*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg. 99 S.
- von Salzen, K., M. Claussen und K. Schlünzen (1996):** Application of the concept of blending height to the calculation of surface fluxes in a mesoscale model. *Meteorol. Zeitschrift*, **5**, 60–66.
- Schatzmann, M., K. H. Schlünzen, K. Bigalke und J. Wosik (1994):** Entwicklung eines Verfahrens zur ereignisabhängigen Probenahme und verallgemeinernden Interpretation von Messungen der nassen Schadstoffdeposition über Meeresoberflächen. Techn. Ber., Abschlussbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben 03F0037A, 94 S.
- Schlünzen, K. (1990):** Numerical studies on the inland penetration of sea breeze fronts at a coastline with tidally flooded mudflats. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **63**, 243–256.
- Schlünzen, K. H. (1996):** Validierung hochauflösender Regionalmodelle. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, A 23, Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg. 184 S.
- Schlünzen, K. H., K. Bigalke, C.-J. Lenz, C. Lüpkes, U. Niemeier und K. von Salzen (1996):** Concept and Realization of the Mesoscale Transport and Fluid Model 'METRAS'. METRAS Technical Report 5, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, 131 S.
- Schlünzen, K. H. und J. J. Katzfey (2003):** Relevance of subgrid-scale land-use effects for mesoscale models. *Tellus*, **55A**, 232–246.
- Schlünzen, K. H. und E. M. I. Meyer (2007):** Impacts of meteorological situations and chemical reactions on daily dry deposition of nitrogen into the Southern North Sea. *Atmospheric Environment*, **41-2**, 289–302.
- Schröder, G. (2007):** *Development and test of a multiple grids option in a mesoscale model*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg. 166 S.

- 
- Schröder, G., K. Schlünzen und F. Schimmel (2006):** Use of (weighted) essentially non-oscillating advection schemes in the mesoscale model. *Quarterly Journal Roy. Met. Soc.*, **132**, 1509–1526.
- Shapiro, R. (1971):** Use of linear filtering as a parameterization of atmospheric diffusion. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 523–531.
- Skamarock, W. C. und J. B. Klemp (1993):** Adaptive Grid Refinement for Two-Dimensional and Three-Dimensional Nonhydrostatic Atmospheric Flow. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 788–804.
- Smith, S. D., R. D. Muench und C. H. Pease (1990):** Polynyas and Leads: An Overview of Physical Processes and Environment. *J. Geophys. Research*, **95**(C6), 9461–9479.
- Soriano, C., O. Jorba und J. M. Baldasano (2001):** One-way nesting versus two-way nesting: Does it really make a difference? [http://redibericamm5.uib.es/publicacions/any2001/g31\\_itm2001.pdf](http://redibericamm5.uib.es/publicacions/any2001/g31_itm2001.pdf).
- Stauffer, D. R. und N. L. Seaman (1990):** Use of Four-Dimensional Data Assimilation in an Limited-Area Mesoscale Model. Part 1: Experiments with Synoptic-Scale Data. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1250–1277.
- von Storch, H., H. Langenberg und F. Feser (2000):** A Spectral Nudging Technique for Dynamical Downscaling Purposes. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3664–3673.
- Sündermann, A. (1990):** *Die Anwendung von adaptiven Gittern in zwei einfachen Modellen für eine atmosphärische Rollenzirkulation.* Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg. 118 S.
- Sundström, A. und T. Elvius (1979):** Computational problems related to limited-area modeling. *Numerical Methods used in Atmospheric Models*, Bd. 11 von *GARP Series No. 17*, S. 381–416.
- Trukenmüller, A., D. Grawe und K. H. Schlünzen (2004):** A model system for the assessment of ambient air quality conforming to EC directives. *Meteorol. Zeitschrift*, **13**(5), 387–394.
- van der Vorst, H. (1992):** BiCGstab, A fast and smoothly converging variant of BiCG for the solution of nonsymmetric linear systems. *SIAM J. Sci. Stat. Comp.*, **13**, 631–644.
- Waldron, K. M., J. Paegle und J. D. Horel (1996):** Sensitivity of a Spectrally Filtered and Nudged Limited-Area Model to Outer Model Options. *Mon. Wea. Rev.*, S. 529–546.

- Warner, T. T., R. A. Peterson und R. E. Treadon (1997):** A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bull. Am. Met. Soc.*, **78**(11), 2599–2617.
- Weaver, C. P., S. B. Roy und R. Avissar (2002):** Sensitivity of simulated mesoscale atmospheric circulations resulting from landscape heterogeneity to aspects of model configuration. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 10.1029/2001JD000376.