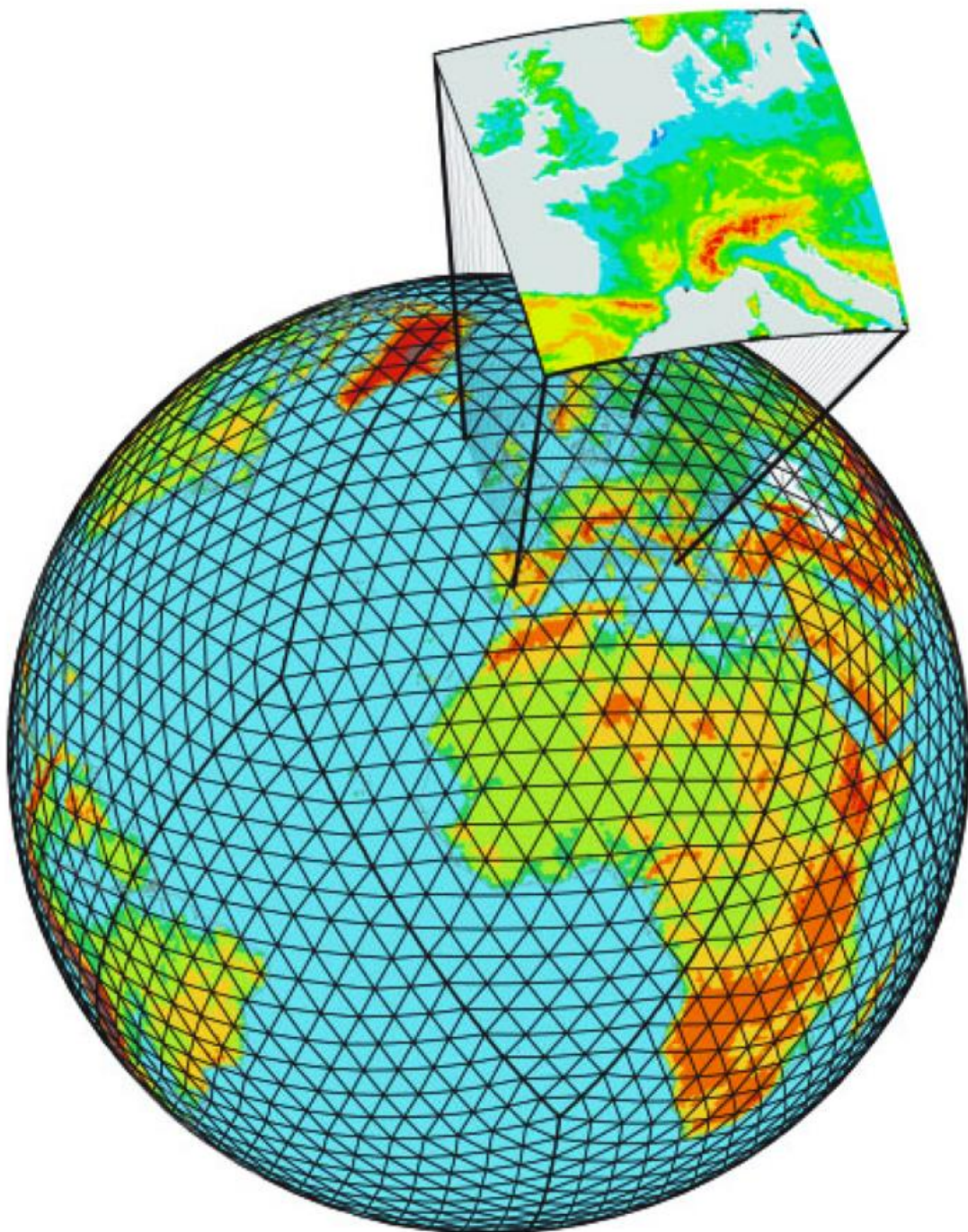




## Die neue Modellkette des DWD I



Nestung des LM-Gitters in das GME-Gitter

**Herausgeber**  
Deutscher Wetterdienst

**Hauptschriftleiter**  
Dr. H. D. Behr (Hamburg)

**Redaktionsausschuß**  
Dipl.-Met. U. Gärtner (Offenbach a. M.)

Priv.-Doz. Dr. G. Adrian (Offenbach a.M.)  
Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)  
Prof. Dr. J. Egger (München)  
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)  
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)  
Dr. J. Neisser (Lindenberg)  
Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)  
Prof. Dr. P. Speth (Köln)  
Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

#### Zum Titelbild:

Das Titelbild zeigt die Grundstruktur des neuartigen Gitters aus nahezu gleichseitigen Dreiecken (derzeitige Kantenlänge etwa 60 km) des neuen globalen Wettervorhersagemodells GME, das vom DWD entwickelt wurde und seit Dezember 1999 operationell eingesetzt wird. Darin ist das neue hochauflösende ungefilterte Lokalmodell LM eingebettet, das auf einem konventionellen Gitter mit einer Gitterweite von derzeit 7 km eingesetzt wird.

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,- €, Dreifachheft 19,50 €.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Druck:  
Weppert GmbH & Co. KG  
97424 Schweinfurt  
Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

# Meteorologische Fortbildung

27. Jahrgang, Heft 3/4, 2002

Thema des Heftes:

## Die neue Modellkette des DWD I

Fachliche Redaktion: G. Adrian, Offenbach a.M.  
Editor: G. Groß, Hannover

Kapitel	Seite
Zu diesem Heft	105
<b>1</b> G. ADRIAN, D. FRÜHWALD Design der Modellkette GME/LM	106-110
<b>2</b> D. MAJEWSKI, B. RITTER Das Global-Modell GME	111-122
<b>3</b> G. DOMS, J. STEPPELER, G. ADRIAN Das Lokal-Modell LM	123-128
Vergleich der Modelle GME und LM	129
<b>4</b> E. HEISE Parametrisierungen	130-141
<b>5</b> W. WERGEN Datenassimilation – ein Überblick	142-149
<b>6</b> W. WERGEN, M. BUCHHOLD Realisierung der Datenassimilation im GME	150-155
<b>7</b> C. SCHRAFF, R. HESS Realisierung der Datenassimilation im LM	156-164
Buchbesprechungen	165-167
Blick nach draußen 150 Jahre Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien	168-170
Institute stellen sich vor Das Meteorologische Institut der Universität Leipzig	171-173
W. RIECKE Risikomanagement mit Wetterderivaten	174-176
M. GEBAUER Der Orkan im Herbst 2001	177-178
Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1998	179-184
Anschriften der Autoren dieses Heftes	184
Redaktionelle Hinweise für Autoren	185

## Thema des Heftes: Die neue Modellkette des DWD

---

### *Zu diesem Heft*

*Im Deutschen Wetterdienst wurden für die numerische Wettervorhersage ein neues globales Modell (GME) und ein neues Ausschnittsmodell (Lokal-Modell LM) entwickelt, die seit Dezember 1999 operationell eingesetzt werden. Das globale Modell hat dabei in seiner Funktion sowohl das ehemalige spektrale globale Modell GM als auch das ehemalige Europa-Modell EM ersetzt, das modernisiert mit den Parametrisierungen des GME unter dem Namen HRM weiterhin von verschiedenen Forschungsinstituten und anderen Wetterdiensten in vielen Klimazonen auch für die operationelle Wettervorhersage eingesetzt wird.*

*Das Modell LM wird von mehreren europäischen Wetterdiensten als operationelles regionales Vorhersagemodell in unterschiedlichen Modellgebieten eingesetzt und gemeinsam im Rahmen des „Consortium for Small-Scale Modelling“ (COSMO) weiterentwickelt. Die wichtige Besonderheit von LM ist die in der Auflösung unbeschränkte Anwendbarkeit des ungefilterten dynamischen Kerns, weshalb das Modell inzwischen auch außerhalb der Wettervorhersage von vielen europäischen Forschungsinstituten für sehr unterschiedliche Fragestellungen eingesetzt wird. Das globale Modell GME zeichnet sich durch ein mindestens in der Wettervorhersage neuartiges, aus Dreiecken zusammengesetztes, strukturiertes Gitter aus, mit dem zum Beispiel das bei hohen Auflösungen kritische sogenannte Polproblem konventioneller Gitter vermieden wird.*

*Dies alles sind Gründe, die beiden neuen Modelle des Deutschen Wetterdienstes breiter vorzustellen. Dazu werden zunächst die Designziele und die besonderen Eigenschaften und Parametrisierungen beider Modelle erklärt, ohne in die Tiefe der Modelldokumentationen zu gehen. Bei der Diskussion um Vorhersagemodelle wird leider häufig der für die Vorhersagequalität entscheidende Prozess der Datenassimilation zur Erzeugung der Anfangsbedingungen vernachlässigt. Deshalb werden zuerst das Problem der Datenassimilation allgemein behandelt und dann die im DWD angewendeten Verfahren beschrieben.*

*In der öffentlichen Diskussion um Vorhersagemodelle wird häufig auch vernachlässigt, dass ein Wettervorhersagemodell zunächst nur den physikalischen Zustand der Atmosphäre simuliert und vorhersagt nicht aber „das Wetter“. Deshalb ist die im zweiten Heft dargestellte Interpretation der Modellergebnisse ein weiterer wichtiger Schritt zur Wettervorhersage. Weitere Themen dieses Heftes sind die Verifikation der numerischen Wettervorhersage als ein wichtiger Prozess in der Qualitätssicherung der Vorhersagen und für die Weiterentwicklung der Modelle. Die Ergebnisse der numerischen Wettervorhersage stellen die Grundlage für viele weitere Anschlussmodelle dar. Im Deutschen Wetterdienst sind dies beispielsweise dem gesetzlichen Auftrag folgend die Vorhersage der Ausbreitung radioaktiver Stoffe aber auch die Seegangsvorhersage.*

*Für die Anwendung von Wettervorhersagemodellen werden sehr hohe Rechenleistungen benötigt, die heute nur durch Parallelrechner mit komplexen Architekturen bereitgestellt werden können. Um diese modernen Rechner nutzen zu können, müssen besondere Programm- und Datenstrukturen eingesetzt werden, die das Design der Modelle mit bestimmen. Dies wird in einem eigenen Kapitel dargestellt.*

*Das Problem der Steuerung und Organisation des vollautomatisch ablaufenden Betriebes der Produktion der numerischen Wettervorhersage, angefangen von der Bereitstellung der Beobachtungsdaten bis hin zur Archivierung der Ergebnisse und deren Bereitstellung für die weitere Bearbeitung und Auslieferung der Produkte an die Nutzer, wird häufig unterschätzt. Deshalb wird auch die Organisation der numerischen Wettervorhersage vorgestellt.*

*Zum Abschluss der Darstellung der neuen Modellkette des DWD werden die Rolle und die Bedeutung der numerischen Simulation für die Wettervorhersage aus der Sicht eines Nutzers der Produkte der numerischen Wettervorhersage bewertet. Dieses Kapitel gibt damit auch eine Übersicht über den Leistungsstand moderner Wettervorhersageverfahren.*

G. Adrian

G. ADRIAN, D. FRÜHWALD

# 1 Design der neuen Modellkette GME/LM

## 1 Einführung der neuen Modellkette in den operationellen Betrieb

Im Deutschen Wetterdienst werden seit Dezember 1999 zwei neue Vorhersagemodelle GME und LM eingesetzt, die beide in der *Abteilung Meteorologische Analyse und Modellierung* innerhalb von etwa vier Jahren unter Einsatz von ungefähr 30 Personenjahren entwickelt worden sind. Das neue globale Modell GME mit einer Gitterweite von etwa 60 km und 31 Schichten ersetzt die bisherigen Vorhersagemodelle **GM** und **EM**, woraus sich die Bezeichnung GME ableitet. GM war das **Global-Modell** mit der gesamten Atmosphäre als Modellgebiet, in welches das regionale Vorhersagemodell EM (**Europa-Modell**) mit einer Gitterweite von ungefähr 55 km genestet war. Das neue Modell GME beschreibt also die Atmosphäre global mit etwa der Gitterweite des EM. Innerhalb des EM-Modellgebietes war unter der Bezeichnung Deutschland-Modell (DM) mit einer Gitterweite von etwa 14 km über dem Gebiet von Deutschland und Umgebung nochmals ein weiteres hydrostatisches Modell genestet. Das neue **Lokal-Modell** LM wird über dem Gebiet des DM mit einer Gitterweite von derzeit etwa 7 km und 35 Schichten eingesetzt. Es stellt wegen seines nichthydrostatischen Charakters eine neue Qualität dar. Die Anzahl der zu pflegenden Vorhersagemodelle wurde also von drei auf zwei reduziert. Das übergeordnete Modell auf der Skala des früheren EM beinhaltet als globales Modell keine künstlichen Ränder mehr, so dass alleine durch diesen Schritt eine Qualitätsverbesserung bei gleichzeitiger Verkleinerung des Wartungsaufwandes erreicht wurde. Damit die neue Modellkette die bisherigen Modelle GM, EM und DM ersetzen konnte, musste die erforderliche Rechenkapazität im Rechenzentrum des DWD bereitgestellt werden. Ab 1998 stand im Rahmen des Projekts „Ersatz der zentralen IT-Anlagen des DWD“ (ZITA\_E) der Hochleistungsrechner T3E der Firma CRAY zur Verfügung. Seit April 2002 läuft die neue Modellkette auf dem fast vier mal schnelleren Rechner IBM-SP der Firma IBM. Da die ursprünglich geforderte Rechenkapazität auf der derzeitigen Anlage nicht erreichbar ist, stellt die aktuelle Modellinstallation erst eine Zwischenlösung dar. Diese Zwischenlösung ermöglicht bereits jetzt, Erfahrungen mit der in Stufen zu steigernden Auflösung der Modelle zu gewinnen. Das betrifft sowohl die Datenassimilation und die Analyse, die modellinternen Parametrisierungen als auch das Postprocessing und die Interpretation. Der vorgesehene Endausbau der Modelle sieht das GME mit einer Gitterweite von etwa 30 km und 45 Schichten und das LM mit einer Gitterweite von etwa 3 km und 50 Schichten vor. Er kann erst nach 2005 mit einem neuen Rechner mit erhöhter Leistung gegenüber dem derzeitigen erreicht werden.

Bei der Entwicklung der neuen Modelle GME und LM wurden von Anfang an moderne Programmiersprachen und neue, parallelisierte Programmstrukturen verwendet, die eine effektive Nutzung neuer, moderner Rechnerarchitekturen ermöglichen. Dies war eine notwendige Voraussetzung für den weiteren Ausbau der Hochleistungsrechner im Deutschen Wetterdienst. Während GM/EM/DM noch auf *schwach parallelen* Vektorprozessoren (PVP) mit gemeinsamen Hauptspeicher (*shared memory*) liefen, wurden GME und LM für massiv parallele Prozessoren (MPP) mit verteilten Speicher (*distributed memory*) entwickelt. Die derzeitige Rechnerarchitektur besteht aus einem Cluster mit 80 Rechnern (Knoten). Jeder Knoten weist 16 Prozessoren auf, die auf einen gemeinsamen Speicher zugreifen. Nur diese Wechsel von Rechnerarchitekturen ermöglichen den schnellen Ausbau der Rechenleistung. Sie setzen jedoch die Verwendung geeigneter Programmierstechniken voraus, die zu einem Programmiercode führen, der unabhängig vom verwendeten Rechnertyp ist (sog. portabler Programm-Code). Dies alleine machte schon eine Neuprogrammierung der Vorhersagemodelle erforderlich. Beide Modelle GME und LM unterscheiden sich in zwei wesentlichen Punkten prinzipiell von anderen Vorhersagemodellen, so dass man hier von zwei Modellen einer neuen Generation sprechen kann. Das Global-Modell GME, das im Kapitel 2 genauer beschrieben wird, ist ein Gitterpunktmodell, das auf einem Dreiecksgitter formuliert wurde, wie es zumindest in meteorologischen Modellen operationell bisher nicht eingesetzt wurde. Damit ist es erstmals möglich, die Vorteile eines Gitterpunktmodells bezüglich der Effizienz auf modernen Rechnerarchitekturen unter Vermeidung der schwerwiegenden Nachteile bisheriger globaler Gitterpunktmodelle hinsichtlich der numerischen Genauigkeit zu nutzen. Das GME stellt damit einen wichtigen Entwicklungsschritt auf dem Weg höchstauflösender globaler Atmosphärenmodelle dar und besitzt noch ein großes Entwicklungspotential, das durch konkrete Kooperationsangebote zur Weiterentwicklung dieses Modellkonzeptes für die Wettervorhersage und die Klimasimulation belegt werden kann. Das Lokal-Modell LM, das im Kapitel 3 näher beschrieben wird, ist das erste bei einem Wetterdienst operationell eingesetzte nichthydrostatische Regionalmodell für die Wettervorhersage in Europa. Durch den Verzicht auf die bisher in der numerischen Wettervorhersage üblichen hydrostatischen Approximation entfallen auch die Einschränkungen bezüglich der Skalen und der atmosphärischen Bedingungen für die Anwendbarkeit des dynamischen Kerns des LM (s. dazu Abschnitt 3 in diesem Kapitel). Der dynamische Kern des Modells LM ist grundsätzlich auf alle Skalen und atmosphärische Zustände einsetzbar, die für ein Regionalmodell denkbar

sind. Allerdings bestehen derzeit noch Einschränkungen durch die verwendeten geländefolgenden Koordinaten und durch die Formulierung als Ausschnittsmodell mit künstlichen Rändern.

Das Modell LM kann zunächst wegen der beschränkten Rechenleistung, die in den nächsten Ausbaustufen zunehmen wird, aber auch wegen der eingesetzten Parametrisierungen nicht in jeder beliebigen Skala angewendet werden. Trotz der prinzipiell erreichbaren hohen Auflösung sind natürlich weiterhin Parametrisierungen subskaliger Prozesse notwendig, an deren Weiterentwicklung derzeit gearbeitet wird (s. Kapitel 4). Weil es keine skalenunabhängigen, universell einsetzbaren Parametrisierungsverfahren für die meisten subskaligen Prozesse gibt, erfolgt die Erhöhung der Auflösung durch schrittweise Verkleinerung der Gitterweiten bei gleichzeitiger Anpassung der Parametrisierungen. Der erste Schritt war der Übergang von 14 km auf 7 km bei der Umstellung von DM auf das LM. Mit dieser Gitterweite können die speziellen Eigenschaften des nichthydrostatischen Kerns des LM noch nicht gezeigt werden. Tatsächlich bezogen sich auch alle erkannten und behobenen Probleme beim operationellen Einsatz des LM seit seiner Einführung im Dezember 1999 auf die externen Eingabeparameter, wie das digitale Geländemodell, auf die weitgehend noch vom DM übernommenen Parametrisierungen und die Interpretation der Vorhersagen, nicht aber auf den nichthydrostatischen dynamischen Kern des Modells. Diese Probleme wurden vor allem nach der Halbierung der Gitterweite sichtbar, konnten aber auch schon im DM beobachtet werden, wenn auch als wesentlich weniger störend. Denn mit der Halbierung der Gitterweite verdoppelt sich beispielsweise die darstellbare Steigung des Geländes. Wesentliche Merkmale der Modelle GME und LM sind in der Tabelle auf Seite 129 gegenübergestellt.

## 2 Anforderungen an die Modellergebnisse

Im Deutschen Wetterdienst wird die numerische Wettervorhersage als ein Instrument für die Kurzfristvorhersage bis zu etwa drei Tagen Vorhersagefrist eingesetzt. Deshalb ist das Ziel der numerischen Wettervorhersage im Deutschen Wetterdienst die Entwicklung und der Einsatz eines räumlich hochauflösenden Modellsystems für die o. g. Vorhersagefrist. Dieses System soll eine genauere **Wettervorhersage** ermöglichen und dazu alle Produkte in sehr kurzer Zeit bereitstellen.

Unter Wettervorhersage wird hier die Vorhersage von Bewölkung, Niederschlag, Maximum und Minimum der 2 m-Temperatur, Gewitter, bodennahen Winden und Sichtweite verstanden. Dies soll durch eine detaillierte Beschreibung der physikalischen Prozesse und – soweit möglich – durch direkte Simulation mit Schwerpunkt auf den Prozessen des hydrologischen Zyklus und der bodennahen turbulenten Prozesse erreicht werden.

Bereits im Fachkonzept der Abteilung Wettervorhersage von 1993 wird erwartet, dass das LM die Entstehung mesoskalig organisierter und meist unwetterträchtiger konvektiver Systeme explizit simulieren kann. Dies ist

insbesondere zur Verbesserung des Warndienstes im Sommer von Bedeutung. Daneben soll das LM genaue Vorhersagen der Wolken- und Niederschlagsstrukturen in Zyklonen und an Fronten liefern sowie kleinräumige orographische Effekte im Mittelgebirgsraum und im Küstenbereich beschreiben. Des weiteren wird auf ortsspezifische Vorhersagen der Tagesgänge der meteorologischen Parameter in Bodennähe und der Parameter in der Grenzschicht (Thermik, Turbulenz usw.) Wert gelegt.

Die Forderung nach der direkten Simulation wesentlicher wetterwirksamer Prozesse folgt aus der Erfahrung, dass vor allem die Wirkung der hochreichenden Konvektion von den heute bekannten Parametrisierungsansätzen nur unzureichend erfasst wird. Tatsächlich wurden die heute allgemein eingesetzten Parametrisierungsverfahren für globale Zirkulationsmodelle mit geringer Auflösung entwickelt. In diesen Verfahren wird eine Schließungshypothese benötigt, die von einem großen Ensemble von hochreichenden Konvektionszellen in einem Gitterelement ausgeht. Je höher die Auflösung dieser Modelle gewählt wird, desto ungeeigneter werden deshalb diese Parametrisierungsverfahren. Auf der anderen Seite sind die mit diesem Prozess verbundenen Phänomene wie Gewitter mit Starkniederschlag und Sturmböen besonders wetterwirksam und gefährlich, so dass konsequenterweise die direkte Simulation dieser Prozesse gefordert werden muss. Daraus folgt, dass ein Modell zur Simulation und zur Vorhersage dieser Phänomene eine hinreichende Auflösung besitzen muss, die aber zur Zeit noch nicht genau quantitativ angegeben werden kann. Zur Klärung dieser Frage laufen derzeit Forschungsprogramme, an denen sich der Deutsche Wetterdienst wegen der grundlegenden Bedeutung beteiligt. Fallstudien mit dem LM lassen aber vermuten, dass Gitterweiten von 3 km schon ausreichen können. Am sichersten kann diese Frage über systematische Tests mit Hilfe des laufenden Vorhersagesystems beantwortet werden, wobei die Gitterweite schrittweise verkleinert wird.

Neben der Erstellung der Basisprodukte im Prozess Wettervorhersage sind die beiden Modelle auch bei der Bereitstellung der meteorologischen Datenbasis für anschließende Modellrechnungen und Verfahren zur Versorgung der Kunden mit Spezialdienstleistungen gefordert. Diese umfassen die Vorhersage

- der Ausbreitung radioaktiver Luftbeimengungen (s. Kapitel 11 im Heft 2),
- des Seegangs (s. Kapitel 10 im Heft 2),
- des Abflusses, des Wasserstandes und der Meeresströmung.

Hinzu kommt eine Reihe von Anschlussverfahren der einzelnen Geschäftsfelder, wie zum Beispiel:

- landwirtschaftliche Beratungsmodelle,
- das Energiebilanzmodell im Rahmen des Straßenwettervorhersagesystems SWIS,
- das Programm TOPTHERM zur Vorhersage der Thermik für die Segelflieger,

- die Seewetterinformationssysteme,
- Verfahren zur Berechnung optimaler Routen in der Schiffsroutenberatung.

### 3 Nichthydrostatischer dynamischer Kern des LM

Um die Anforderung der direkten Simulation der hochreichenden Konvektion erfüllen zu können, musste für das neu zu entwickelnde Lokal-Modell LM ein so genanntes *nichthydrostatisches Gleichungssystem* verwendet werden, das die hydrostatische Approximation zur Filterung des Schalls nicht mehr enthält. Tatsächlich werden für das LM sogar die vollständigen ungefilterten Euler-Gleichungen verwendet, die als Lösung auch die Schallprozesse enthalten. Diese Form der Gleichungen lässt sich im Vergleich zu anelastisch gefilterten Modellen relativ einfach und effektiv auf MPP-Rechnern implementieren. Weitere Einzelheiten dazu s. Kapitel 3, Abschnitt 3.

Es gibt zwei wesentliche Argumente gegen die hydrostatische Approximation zur Schallfilterung: (i) die fehlerhafte Beschreibung der Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre bei kleinen Skalen und (ii) die Beschränkung auf eine statisch stabil geschichtete Atmosphäre.

In der Natur ist die vertikale Beschleunigung eines warmen Luftpaketes beschränkt. Die zugehörige Zeitskala  $\tau$  kann durch den Betrag der Brunt-Väisälä-Frequenz  $N$  abgeschätzt werden, die unter konvektiven Bedingungen komplex ist.

$$\tau = \frac{2\pi}{|N|} \text{ mit } N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} < 0 \quad (1)$$

Die Vertikalgeschwindigkeit einer solchen Warmluftblase wird dann beschränkt durch

$$w < e^{1/\tau} \quad (2)$$

Während ein nichthydrostatisches System diese Zeitskala richtig beschreibt, ist die Lösung eines hydrostatisch gefilterten Systems unbeschränkt und deshalb prinzipiell instabil. Deshalb können konvektive Prozesse in einer statisch labil geschichteten Atmosphäre nicht mit einem hydrostatischen System simuliert werden. Aus dem Ziel der direkten Simulation derartiger Prozesse folgt also, dass für das LM kein hydrostatisch gefiltertes Gleichungssystem verwendet werden kann.

Weil aber derartige Bedingungen in der Atmosphäre sehr häufig auftreten, muss dieser Prozess in hydrostatischen Modellen parametrisiert werden. Diese Parametrisierungen sorgen dafür, dass statische Instabilitäten sofort abgebaut werden, wie es die Konvektion in der Natur natürlich auch erzwingt. Nichtlineare Wechselwirkungen durch Konvektion, die in der Atmosphäre zur Bildung größerer Strukturen führen, können aber von hydrostatischen Modellen prinzipiell nicht beschrieben werden. Dies sind Phänomene wie beispielsweise große konvektive Wolkenhaufen (Cluster) oder linienförmig organisierte Konvektion (squall lines), aber auch Fein-

strukturen in Kaltfronten, die mit erheblichen Niederschlagsraten verbunden sein können.

In der derzeitigen operationellen Konfiguration von dem LM müssen derartige Parametrisierungen noch verwendet werden, weil die Auflösung noch nicht ausreichend ist, um diese Prozesse hinreichend genau zu simulieren. Würde man diese Parametrisierungen ausschalten, würde das Modell bei entsprechenden Bedingungen konvektive Umlagerungen erzeugen, die diese Instabilitäten abbauen. Allerdings würden diese Prozesse auf einer falschen Skala stattfinden, weil das Modell die richtigen Skalen in der operationellen Konfiguration wegen der zu großen Gitterweite nicht beschreibt. Auch wenn also das Modell LM die Voraussetzung bezüglich der Dynamik erfüllt, nämlich konvektive Prozesse direkt simulieren zu können, können die derzeit mit der Maschenweite von 7 km erstellten LM-Prognosen die zugehörigen Phänomene noch nicht enthalten, was bei der Interpretation berücksichtigt werden muss.

Ein zweites Argument gegen die Verwendung der hydrostatischen Approximation folgt aus der Tatsache, dass unter der Bedingung einer stabil geschichteten Atmosphäre hydrostatisch gefilterte Modelle bei kleinen Skalen der Orographie die Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre systematisch überschätzen. Je kleiner die aufgelösten Skalen sind, desto größer ist der Fehler durch die hydrostatische Approximation. Die Lösungen eines hydrostatischen Systems sind unabhängig von internen horizontalen Längenskalen. Tatsächlich wird aber in der Natur durch die Wellenlänge interner Schwerewellen eine derartige Längenskala vorgegeben. Dort wo die Skalenlängen der Orographie sehr viel größer als diese interne Längenskala der Atmosphäre sind, ist der Fehler durch die hydrostatische Approximation vernachlässigbar. Daraus folgt dann, dass bei großen Gitterweiten zum Beispiel eines globalen Modells, mit denen Feinstrukturen der Orographie nicht darstellbar sind, die hydrostatische Approximation angewendet werden kann, bei kleinen Gitterweiten aber nichthydrostatische Gleichungssysteme verwendet werden müssen.

Verantwortlich für diese Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und der Orographie der Erdoberfläche sind interne Schwerewellen, die sich in Form von Leewellen zeigen können. Bei Hindernissen, die etwa die Abmessungen des Schwarzwaldes haben, bilden sich die so genannten *hydrostatischen Leewellen* vertikal nach oben aus. Bei größeren Hindernissen wie den Alpen kommt es noch zusätzlich zu einer Wechselwirkung mit der Rotation der Erde (Coriolis-Beschleunigung), wo sich dann die Leewellen horizontal nach Lee ausbreiten. Auch diese Wellen werden von einem hydrostatischen System richtig beschrieben. Bei kleineren Hindernissen liefert ein hydrostatisches System aber unabhängig von der horizontalen Skala unrealistische, immer sich vertikal ausbreitende Leewellen, auch bei kleinsten Hindernissen wie einem Gebäude.

Die richtige Lösung für kleine Hindernisse, wie sie von einem nichthydrostatischen Modell geliefert wird, sind zunächst Wellen, die sich bei horizontal kleiner werdendem Hindernis zunehmend nach Lee ausbreiten und in

der Amplitude kleiner werden. Sehr kleine Hindernisse lösen keine Leewellen aus und werden glatt überströmt. Die Wechselwirkung mit dem Hindernis erfolgt dann nur noch durch Reibung bzw. turbulente Prozesse.

Weil die relevante interne Skalenlänge durch die Wellenlänge der Schwerewellen vorgegeben ist, hängt die Grenze der Anwendbarkeit eines hydrostatischen Modells vom Zustand der Atmosphäre ab, der im Wesentlichen durch die statische Stabilität und die Windgeschwindigkeit beschrieben wird. Am einfachsten lässt sich dieser Zusammenhang durch die Froude-Zahl, gebildet mit der horizontalen Skalenlänge  $\ell$  der Hindernisse, darstellen.

$$Fr = \frac{U}{N\ell} \tag{3}$$

$U$  ist dabei eine charakteristische Strömungsgeschwindigkeit (Windgeschwindigkeit) und  $N$  die oben definierte, hier reelle Brunt-Väisälä-Frequenz. Ein hydrostatisch gefiltertes Modell ist dann anwendbar, wenn diese Froude-Zahl sehr viel kleiner als 1 ist, zum Beispiel bei langen Hindernissen, niedrigen Windgeschwindigkeiten und hoher statischer Stabilität. Bei kleineren Hindernissen, hohen Windgeschwindigkeiten und geringer Stabilität erreicht der Wert der Froude-Zahl die Größenordnung von 1, so dass ein derartiges Modell nicht mehr anwendbar ist. Um also die Strömung über typische mitteleuropäische Mittelgebirge beschreiben zu können, ist sicher ein nicht-hydrostatisches Modell notwendig, um die wesentlichen topographischen Strukturen im Mittelgebirge aufzulösen. Der ungefilterte Kern des LM erlaubt die Anwendung bis in sehr kleine Skalen. Diese Eigenschaft wurde im Observatorium Potsdam des Deutschen Wetterdienstes bei der Entwicklung des LLM (LITFASS-Lokal-Modell) ausgenutzt. Mit LLM können Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht über inhomogenem Gelände mit Gitterweiten von einigen 10 m simuliert werden. Ein solches Modell wird benötigt, um Messungen in der Grenzschicht, wie sie am Observatorium Lindenberg inzwischen routinemäßig durchgeführt werden, mit den Ergebnissen aus dem Vorhersagemodell LM mit dem Ziel vergleichen zu können, die in den Wettervorhersagemodellen LM und GME angewendeten Parametrisierungen turbulenter Prozesse in der Grenzschicht zu validieren und zu verbessern. Weitere Einzelheiten zum LLM werden in einem eigenen *promet*-Heft gebracht.

#### 4 Bereitstellung von Randbedingungen für das Lokal-Modell LM durch GME

Das LM ist als Ausschnittsmodell auf die Bereitstellung von räumlich und zeitlich hinreichend hoch aufgelösten Randbedingungen angewiesen. Diese Randbedingungen werden durch das globale Modell GME erzeugt. Weil die kleinste interne relevante Zeitskala durch  $2\pi/N$  (etwa 10 Minuten bei Standardbedingungen) gegeben ist, muss auch die zeitliche Auflösung der Randbedingungen hinreichend groß sein. Derzeit werden die Randbedingungen einmal pro Stunde vorgegeben. Dieser vergleichsweise sehr lange Abstand ist derzeit durch technische Einschrän-

kungen vorgegeben. Räumlich sollte der Skalenunterschied zum antreibenden Modell nicht zu groß sein. Derzeit beträgt das Verhältnis der Gitterweiten zwischen LM und GME ungefähr 1 : 10. Durch die Zielvorgabe, hochreichende Konvektion direkt zu simulieren, folgt daraus als Anforderung für das äußere antreibende Modell eine Gitterweite von höchstens 30 km im Endausbau, sofern dieses Verhältnis der Gitterweiten beibehalten wird.

In vielen globalen Vorhersagemodellen, auch im nicht mehr verwendeten globalen Modell GM, werden die zu Grunde liegenden Differentialgleichungen durch spektrale Verfahren approximiert. Diese Approximationen haben bei geringen Anzahlen von Freiheitsgraden deutliche Vorteile bezüglich Effizienz und Genauigkeit gegenüber Differenzenapproximationen unterschiedlicher Art. Jedoch steigen die Kosten deutlich schneller als linear mit der Zahl der Freiheitsgrade, mindestens proportional zu  $n \ln n$ , wenn  $n$  die Zahl der Freiheitsgrade ist. Der Aufwand für Differenzenverfahren steigt deutlich langsamer, so dass bei großen Zahlen von Freiheitsgraden diese günstiger werden. Diese Abschätzung berücksichtigt schon den Einsatz der so genannten Transformationsmethode, bei der zur Berechnung nichtlinearer Terme für einen Zeitschritt zwischen der spektralen Darstellung der Felder und einer speziellen Gitterpunktdarstellung hin und her transformiert wird. Dadurch können die durch die Spektraltransformation der nichtlinearen Terme entstehenden Faltungsoperatoren vermieden werden. Diese Transformationsoperatoren sind jedoch prinzipiell global, das heißt jeder Freiheitsgrad wird mit jedem anderen durch eine arithmetische Operation verknüpft. Diese globalen Operationen sind aber auf modernen Parallelrechnerarchitekturen wegen des hohen Kommunikationsaufwandes vergleichsweise ineffizient zu implementieren und deshalb sehr teuer. Zusätzlich machen sich bei hohen Auflösungen Rundungsfehler nachteilig bemerkbar. Deshalb ist es sinnvoll, für eine Neuentwicklung eines globalen Modells mit der Anforderung, Randwerte für ein hochauflösendes Regionalmodell zu liefern, Differenzenapproximationen einzusetzen.

Um nun die Variablen auf einem Gitter auf der Kugeloberfläche mit möglichst gleichen Punktabständen zu approximieren, wurde für das GME ein neuartiges Dreiecksgitter entwickelt. Der Vorteil dieses Gitters ist, dass es keine Probleme mit den Polen gibt, an denen Koordinatenlinien (Meridiane) zusammenlaufen, was bei herkömmlichen Gitterpunktmodellen zu großen Schwierigkeiten führt. Durch dieses Gitter war es möglich, ein globales Modell zu konstruieren, dessen Differenzenapproximationen bei beliebig hoher räumlicher Auflösung effizient auf den unterschiedlichsten Rechnerarchitekturen einsetzbar sind. Wegen weiterer Einzelheiten wird auf Abschnitt 2.1 des Kapitels 2 sowie auf die dortigen Abb. 2-1 und 2-2 verwiesen. Mit der Entwicklung des GME ist es gelungen, die theoretischen, prinzipiellen Grenzen globaler hydrostatischer Modelle zu erreichen. Das Modell wurde auch schon mit Gitterweiten gerechnet, bei denen die hydrostatische Approximation kaum noch gültig ist. Ein nächster Schritt wäre die Entwicklung eines globalen nichthydrostatischen Modells.

## 5 Datenassimilation und Verifikation

Während für die globale Analyse das bewährte, vierdimensionale Verfahren der inkrementellen optimalen Interpolation beibehalten wurde, wurde für das LM ein kontinuierliches *Nudging*-Verfahren gewählt. Beide Verfahren werden in den Kapiteln 5 bis 7 genauer vorgestellt. Im Unterschied zur optimalen Interpolation oder ähnlichen Verfahren (drei- und vierdimensionale Variationsverfahren) läuft dieser *Nudging*-Prozess kontinuierlich, aus dem heraus zu jedem beliebigen Zeitpunkt eine Vorhersage gestartet werden kann. Dies eröffnet eine sehr freie Gestaltung der Modellanwendung, wie es für die Weiterentwicklung der Strategie für die Kurzfristvorhersage wünschenswert ist.

Während die statistischen Interpolationsverfahren mathematisch definiert und bestimmt sind, zumindest wenn man von den üblichen Approximationen absieht, muss das *Nudging*-Verfahren auf empirischem Wege optimiert werden. Sowohl dieses *Tuning* der *Nudging*-Analyse für das LM als auch die Bestimmung der notwendigen statistischen Parameter für die globale Analyse sind noch nicht abgeschlossen, so dass bei der Erstellung des Anfangszustandes noch weitere Verbesserungen zu erwarten sind.

Soweit die mesoskaligen Prozesse nicht durch die Topographie bestimmt werden, müssen für die LM-Analyse auch hochaufgelöste, räumlich dreidimensionale Beobachtungen einbezogen werden. Neben neuen Flugzeugmessungen werden dies zunehmend Daten aus satellitengetragenen und bodengebundenen Fernerkundungsverfahren sein. Hier besteht aber noch ein erheblicher Entwicklungsbedarf, um beispielsweise Daten aus dem Radar-Verbund optimal für die numerische Vorhersage verwenden zu können.

Auch die Verifikationsverfahren müssen an die neue Auflösung der Modelle angepasst werden. Die heute gebräuchlichen punktbezogenen Vorhersageprodukte und deren punktbezogene Verifikation erscheinen kaum noch angemessen. Die wichtigsten angewendeten Verfahren und Ergebnisse werden im Kapitel 9, Heft 2 dargestellt.

## 6 Weitere Entwicklungen

Neben der beschriebenen Weiterentwicklung des Vorhersagesystems GME/LM mit dem Ziel der direkten Simulation aller wetterwirksamer Prozesse stellt sich vor allem das Problem der beschränkten Vorhersagbarkeit instabiler mesoskaliger Phänomene mit kleinen Zeitskalen, die mit dem LM direkt simuliert werden sollen. Hier müssen neue Strategien für den Einsatz des Modellsystems und die Interpretation der Modellfelder entwickelt werden. Die Vorhersagen auf dieser Skala dürfen bei Phänomenen, wie der hochreichenden Konvektion, nicht mehr deterministisch interpretiert werden. Es müssen deshalb Verfahren entwickelt werden, die den stochastischen Charakter der Modelllösungen berücksichtigen. Ein möglicher

Ansatz dafür kann die Konstruktion von Ensembles von Vorhersagen sein, für die aber auch neue Interpretationsverfahren entwickelt werden müssen.

Die Weiterentwicklung des LM-Systems erfolgt im Consortium for Small-Scale Modelling [COSMO], an dem neben dem DWD auch die nationalen Wetterdienste aus der Schweiz (MeteoSchweiz), Italien (UGM) und Griechenland (HNMS) und zukünftig Polen (IMGW) beteiligt sind. Diese beziehen teilweise weitere Institutionen mit ein, wie das Amt für Wehrgeophysik in Traben-Trarbach oder ARPA-SMR in Bologna (s. <http://www.cosmo-model.org>). Derzeit arbeiten in diesem europäischen Team mehr als 30 Wissenschaftler an der Weiterentwicklung, der Verifikation und der Anwendung des LM.

Wichtige Themen sind in diesem Zusammenhang die globale Verschiebbarkeit des LM und die Möglichkeit, das LM in sich selbst zu nesten, wobei die Methode der interaktiven Kopplung zwischen der grob und der fein auflösenden Modellversion verfolgt wird. Eine erste Anwendung dieser Technik ist vom griechischen Wetterdienst anlässlich der Olympischen Spiele im Jahre 2004 geplant. Die Entwicklung einer Modellvariante für Klimagutachten war in der Strategie für das LM bereits 1992 vorgesehen, konnte aber wegen fehlenden Personals bislang nicht verwirklicht werden. Inzwischen wird das LM auch an mehr als 20 Instituten an Universitäten und anderen Forschungseinrichtungen als Forschungsinstrument eingesetzt. Diese Institute beteiligen sich ebenfalls an der Weiterentwicklung des Modells. Sowohl LM als auch GME wurden inzwischen als Gemeinschaftsmodelle für die nationale Klimaforschung ausgewählt. Dazu soll auf der Basis des GME gemeinsam mit dem Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg ein neuer dynamischer Kern entwickelt werden, der sowohl für die Wettervorhersage als auch für die Klimasimulation eingesetzt werden soll. Durch diese Kooperationen wird die Weiterentwicklung beider Modelle GME und LM auch durch Gruppen außerhalb der beteiligten nationalen Wetterdienste mit getragen.

Zum tiefer gehenden Studium sei folgende grundlegende Literatur genannt:

SPEKAT, A. (Hrsg.), 2001: 50 Years Numerical Weather Prediction, Book of Lectures, Commemorative Symposium, 9–10 March 2000, Potsdam, Germany, 255 S. ISBN 3-928903-22-5.

HALTNER, G. J., R. T. WILLIAMS, 1994: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology, John Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, 477 S.

PIELKE, R. P., R. P. PEARCE, 1994: Mesoscale Modeling of the Atmosphere, Met. Monographs, Vol. 25, No. 47, Published by the AMS, 167 S.

KRISHNAMURTI, T. N., L. BOUNOUA, 1996: An Introduction to Numerical Weather Prediction Techniques, Boca Raton, Florida CRC Press, 293 S., ISBN 0-8493-8910-0.

# 2 D. MAJEWSKI, B. RITTER Das Global-Modell GME

## 1 Einleitung

Der Deutsche Wetterdienst hat als ein großer nationaler Dienst die Aufgabe, weltweit Wettervorhersagen hoher Qualität bereitzustellen. Seit 1991 beruhte die globale Vorhersage auf dem Spektralmodell GM mit der Auflösung T106, was einer Maschenweite von rund 190 km entsprach. Mit einer Maschenweite von 55 km bot das regionale Europa-Modell EM eine erhöhte Auflösung in Mitteleuropa an.

Bei den Planungen für das neue Global-Modell GME, die im Jahre 1994 begannen, standen folgende *Anforderungen* der Nutzer im Vordergrund:

- eigene globale Vorhersagekapazität im Kurzfristbereich (bis 3 Tagen),
- Ablösung der Modelle GM und EM (daher der Name GME),
- explizite Erfassung der synoptischen und meso- $\alpha$  Skala,
- flexible Bereitstellung der seitlichen Randwerte für das nichthydrostatische Regionalmodell LM des DWD und für andere Regionalmodelle weltweit,
- möglichst gute Kontinuität bei den statistischen Auswertverfahren für die Punkt-Termin-Prognosen,
- umfassende meteorologische Datenbasis für globale Ausbreitungsrechnungen speziell bei Störfällen in kerntechnischen Anlagen,
- bedarfsgerechte Datenversorgung einer Vielzahl von Anschlußverfahren, z. B. Seegang,
- Vermeidung des unrealistischen Gibbs-Phänomens („spectral ringing“) in der Nähe steiler Gradienten wie es in globalen Spektralmodellen, die Kugelflächenfunktionen verwenden, auftritt,
- Diskretisierung der Kugeloberfläche in möglichst gleich große Flächenelemente.

Folgende *Randbedingungen* waren bei der Modellentwicklung zusätzlich zu berücksichtigen:

- geringe Personalressourcen, d. h. kleines Entwicklungsteam,
- möglichst eine Programmierung, die auf verschiedenen Rechnerarchitekturen ohne zusätzliche Programmänderung eingesetzt werden kann.

Um die Anforderungen der Nutzer bei den gegebenen Randbedingungen möglichst gut zu erfüllen, entschied sich das Entwicklungsteam, GME als *Gitterpunktsmodell* zu konzipieren und die physikalischen Parametrisierungen weitgehend von dem bisherigen EM zu übernehmen.

Konventionelle geographische Gitter haben allerdings den Nachteil des sogenannten „Pol-Problems“, d. h. der Konvergenz der Meridiane in Richtung der Pole und den Singularitäten an Nord- und Südpol. Diese Singularitäten führen zu einer Reihe von numerischen Problemen, u. a. einer starken Einschränkung des Zeitschritts, wenn nicht aufwendige Maßnahmen, z. B. eine Polfilterung, ergriffen werden.

Das GME-Gitter, das auf einer Triangulierung des Ikosaeders beruht, weist solche Singularitäten nicht auf. Dieser Gittertyp wurde erstmals vor mehr als dreißig Jahren von Williamson (1968) und Sadourny et al. (1968) in einem meteorologischen Modell getestet. Allerdings waren die damals verwendeten Diskretisierungsverfahren zu ungenau, so dass leichte Inhomogenitäten der Gitterstruktur nach einiger Zeit zu unakzeptabel großen Fehlern der Vorhersagen führten. Baumgardner (1983) und Baumgardner und Frederickson (1985) entwickelten ein deutlich genaueres Diskretisierungsverfahren, das auf lokalen sphärischen Koordinaten beruht und zweiter Ordnung genau ist. Eine Variante dieses Verfahrens (Baumgardner 1994) bildet die Basis der horizontalen Diskretisierung im GME.

## 2 Numerische Verfahren

### 2.1 Gittergenerierung

Um das Gitter des GME zu erzeugen, gehen wir von einem Ikosaeder (Abb. 2-1) aus, der so in die Erdkugel gestellt wird, dass zwei der zwölf Eckpunkte mit den Polen übereinstimmen.

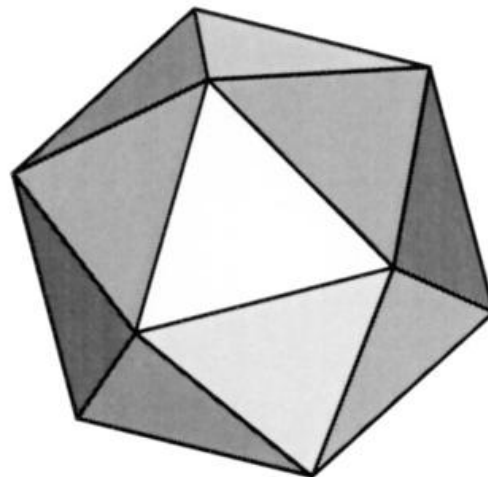


Abb. 2-1: Ein regulärer Ikosaeder, der aus 20 gleichseitigen Dreiecken besteht.

Fünf der übrigen zehn Eckpunkte liegen dann im Abstand von  $72^\circ (= 360^\circ/5)$  auf einem Breitenkreis in etwa  $26,565^\circ\text{N}$ , die anderen fünf auf einem Breitenkreis in etwa  $26,565^\circ\text{S}$ .

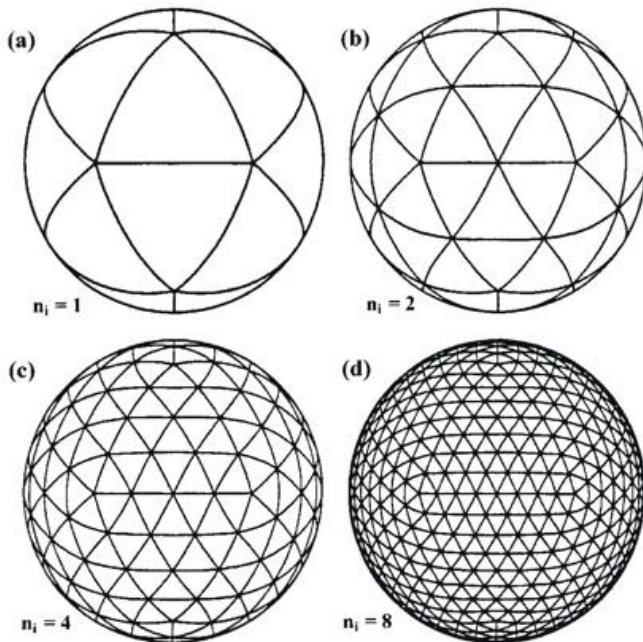


Abb. 2-2: Gittergenerierung durch iterative Halbierung der Dreiecksseiten. Parameter  $n_i$  ist die Anzahl der Intervalle auf einer großen Dreiecksseite.

Verbindet man die nächsten Nachbarn unter diesen zwölf Punkten mit Großkreisen, so entstehen 20 große sphärische Dreiecke mit einer Seitenlänge von 7.054 km (Abb. 2-2a). Ausgehend von diesem Gitter von Dreiecken, werden durch eine iterative Halbierung der Dreiecksseiten immer feinmaschigere Gitter erzeugt (Abb. 2-2b bis 2-2d). Der Unterteilungsprozess wird so lange fortgesetzt, bis das Gitter die gewünschte Auflösung aufweist. Diese Konstruktionsvorschrift erzeugt ein Gitter, das aus  $10 n_i^2 + 2$  Gitterpunkten (Knoten) und  $20 n_i^2$  sphärischen Dreiecken besteht. Hierbei ist  $n_i$  die Zahl der gleich großen Intervalle, in die jede Seite der 20 großen Dreiecke unterteilt wird.

Jeder der  $10 n_i^2 + 2$  Gitterpunkte ist von sechs Nachbarpunkten umgeben, bis auf die zwölf Punkte des ursprünglichen Ikosaeders, die nur von fünf Punkten umgeben sind. Da jeder Gitterpunkt repräsentativ für ein umgebendes Flächenelement steht, setzt sich das GME-Gitter aus vielen sphärischen Sechsecken (Hexagon) und genau zwölf Fünfecken (Pentagon) zusammen.

Dieses Gitter bietet eine nahezu gleichförmige Diskretisierung der Kugeloberfläche, auch wenn die sechseckigen Gitterzellen in ihrer Form und Größe variieren (Tab. 2-1a), speziell in der Nähe der Fünfecke. Um die Auswahl an Auflösungen zu erhöhen, wird zusätzlich zuerst eine Dreiteilung der großen Dreiecksseite mit anschließender iterativer Halbierung vorgenommen (Tab. 2-1b).

(a)

$q$	$n_i$	N	$A_{\min}$ (km <sup>2</sup> )	$A_{\max}$ (km <sup>2</sup> )	$\Delta_{av}$ (km)	$\Delta_{\min}$ (km)	$\Delta_{\max}$ (km)
4	16	2562	154109	238061	477,6	440,5	526,0
5	32	10242	38515	59955	239,3	220,3	263,2
6	64	40962	9628	15017	119,8	110,1	131,6
7	128	163842	2407	3756	59,9	55,1	65,8
8	256	655362	602	939	30,0	27,6	32,9
9	512	2621442	150	235	15,0	13,8	16,5

(b)

$q$	$n_i$	N	$A_{\min}$ (km <sup>2</sup> )	$A_{\max}$ (km <sup>2</sup> )	$\Delta_{av}$ (km)	$\Delta_{\min}$ (km)	$\Delta_{\max}$ (km)
4,6	24	5762	68477	97683	319,0	293,7	346,9
5,6	48	23042	17117	24494	159,7	146,8	173,5
6,6	96	92162	4279	6128	79,9	73,4	86,8
7,6	192	368642	1070	1532	40,0	36,7	43,4
8,6	384	1474562	267	383	20,0	18,4	21,7
9,6	768	5898242	67	96	10,0	9,2	10,9

Tab. 2-1: Einige charakteristische Größen des Dreiecksgitters für verschiedene Auflösungen, gekennzeichnet durch  $n_i$ , die Anzahl der Intervalle auf einer großen Dreiecksseite.

$N = 10 n_i^2 + 2$  ist die Anzahl der Gitterpunkte,  $A_{\min}$  ist die Fläche des kleinsten Gitterelementes,  $A_{\max}$  ist die Fläche des größten Elementes.  $\Delta_{av}$  ist der mittlere,  $\Delta_{\min}$  ist minimale und  $\Delta_{\max}$  der maximale Abstand zwischen Gitterpunkten.

(a) Die Seiten der Dreiecke werden  $q$  mal halbiert, d.h.  $n_i = 2^q$ , wobei  $q$  eine positive ganze Zahl ist.

(b) Die Seiten der Dreiecke werden einmal gedrittelt, danach  $l$  mal halbiert, d.h.

$n_i = 3 \cdot 2^l = 2^q$ , wobei  $q = 1,585 + l$ .

Beim operationellen GME hat  $n_i$  den Wert **128**, d. h. die **mittlere horizontale Maschenweite beträgt 59,9 km**. Damit entspricht die Auflösung des GME in guter Näherung derjenigen des früheren operationellen Europa-Modells.

Fasst man alle Gitterpunkte zweier benachbarter großer Dreiecke zusammen, so besteht das globale Gitter aus zehn Rhomben, die jeweils  $n_i \cdot n_i$  eindeutige Gitterpunkte besitzen. Die Indizierung der Rhomben wird in Abb. 2-3 näher erläutert. Die Indizierung der Gitterpunkte basiert auf der Konvention, dass jene  $n_i \cdot n_i$  Gitterpunkte, die nur zu einem Rhombus gehören, von 1 bis  $n_i$  in den Zeilen und Spalten der Datenfelder numeriert sind (Abb. 2-4). Die Gitterpunkte an den Kanten der Rhomben,  $(0,1)$  bis  $(0, n_i+1)$  und  $(0, n_i+1)$  bis  $(n_i, n_i+1)$  sind gleichzeitig in zwei (manche Eckpunkte sogar in drei) benachbarten Rhomben enthalten, und ihre Werte müssen in jedem Zeitschritt der Vorhersagerechnung ausgetauscht werden. Die polaren Gitterpunkte  $(0,1)$  sind sogar in jeweils fünf Rhomben enthalten. Die Rhomben 1 bis 5 enthalten den Nordpol, Rhomben 6 bis 10 enthalten den Südpol.

Vom Standpunkt der Programmierung her bietet das GME-Gitter den großen Vorteil, dass keine indirekte Adressierung der Variablen benötigt wird. Die Datenstruktur ist regulär und hat die Dimensionen  $(0: n_i, n_i + 1, 10)$ , d. h. das Gitter wird durch zehn quadratische Felder (Matrizen) definiert. Die Differenzenoperatoren haben die Form eines 7-Punkte-Sterns, der den zentralen Punkt und die umliegenden sechs nächsten Nachbarpunkte einbezieht.

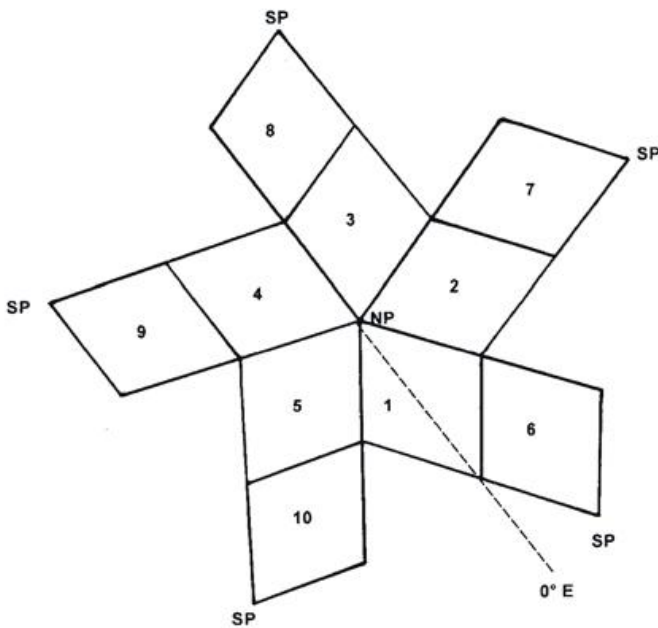


Abb. 2-3: Logische Datenstruktur des hexagonalen GME-Gitters. Es besteht aus zehn Rhomben, von denen fünf den Nordpol und fünf den Südpol enthalten.

### 2.2 Differenzenoperatoren

Die Herleitung der Differenzenoperatoren basiert nicht auf dem Gaußschen Satz wie in Masuda und Ohnishi (1986) oder Heikes und Randall (1995 a und b), sondern folgt einem Ansatz ähnlich dem von Stuhne und Peltier (1996, 1999). Detailliertere Beschreibungen sind in Majewski (1998) und Majewski et al. (2000) zu finden. Es werden in jedem Gitterpunkt auf der Kugel lokale Basisfunktionen eingeführt. Diese Basisfunktionen sind die Länge und Breite eines lokal definierten sphärischen Koordinatensystems, dessen Äquator und Nullmeridian sich im betrachteten Gitterpunkt schneiden.  $(\eta, \chi)$  sind die Koordinaten dieses lokalen Systems; die lokale Ost-Richtung stimmt mit der globalen Ost-Richtung und die lokale Nord-Richtung mit der globalen Nord-Richtung überein. Das lokale sphärische Koordinatensystem wird durch drei orthogonale Einheitsvektoren aufgespannt  $[\mathbf{x}_0, (\mathbf{e}_\lambda)_0, (\mathbf{e}_\varphi)_0]$ , wobei  $\mathbf{x}_0$  der Ortsvektor des Gitterpunktes auf der Einheitskugel ist,  $(\mathbf{e}_\lambda)_0$  ist orthogonal zu  $\mathbf{x}_0$  und stimmt mit der globalen Ost-Richtung überein, und  $(\mathbf{e}_\varphi)_0$  ist orthogonal zu  $\mathbf{x}_0$  und zeigt in die globale Nord-Richtung (Abb. 2-5).

Als Vorteile des lokalen Koordinatensystems sind zu nennen:

- innerhalb der lokalen Umgebung eines Gitterpunktes ist das Koordinatensystem nahezu kartesisch, d. h. die Singularitäten des Koordinatensystems sind weit von der Gitterpunktumgebung entfernt,
- nur zwei (tangente) Geschwindigkeitskomponenten werden benötigt, um horizontale (kugeloberflächenparallele) Geschwindigkeitsvektoren zu beschreiben.

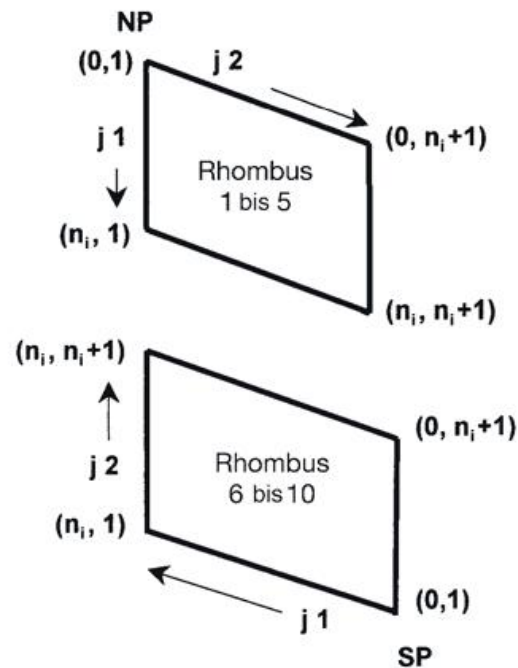


Abb. 2-4: Indizierung der Gitterpunkte innerhalb eines Rhombus; oben für die Rhomben 1 bis 5, die den Nordpol enthalten, unten für die Rhomben 6 bis 10, die den Südpol enthalten.

Ein Nachteil ist allerdings, dass Geschwindigkeitsfelder in das jeweilige lokale Koordinatensystem transformiert werden müssen, bevor die Differenzenoperatoren berechnet werden können.

Die meteorologischen Gleichungen werden aufgestellt und gelöst für das lokale sphärische Koordinatensystem  $(\eta, \chi)$ , wobei die horizontalen Abstände  $(dx, dy)$  auf der Erde mit dem Radius  $a$  durch  $dx = a \cos \chi d\eta$  und  $dy = a d\chi$  gegeben sind.

Um für dieses Koordinatensystem Differenzenoperatoren für Gradient und Laplace herzuleiten, gehen wir von der üblichen analytischen Form der Operatoren in sphärischen Koordinaten aus (z. B. Dutton 1976), wobei wir berücksichtigen, dass am zentralen Gitterpunkt gilt:

$$\eta = \chi = 0.$$

Jede beliebige globale Funktion  $\psi^*$  wird in der Nachbarschaft eines Gitterpunktes durch ein quadratisches Polynom  $\psi$  in den lokalen Koordinaten  $(\eta, \chi)$  folgendermaßen approximiert:

$$\psi(\eta, \chi) = \psi_0 + \alpha_1\eta + \alpha_2\chi + \alpha_3\eta^2 + \alpha_4\eta\chi + \alpha_5\chi^2 \quad (2.1)$$

Gl. (2.1) lässt sich interpretieren als eine Taylorreihe der Form:

$$\begin{aligned} \psi(\eta, \chi) = \psi_0 + \left(\frac{\partial\psi}{\partial\eta}\right)\eta + \left(\frac{\partial\psi}{\partial\chi}\right)\chi + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2\psi}{\partial\eta^2}\right)\eta^2 + \\ \left(\frac{\partial^2\psi}{\partial\eta\partial\chi}\right)\eta\chi + \frac{1}{2}\left(\frac{\partial^2\psi}{\partial\chi^2}\right)\chi^2 \end{aligned} \quad (2.2)$$

Die diskretisierte Form der Gradient und Laplace Operatoren eines skalaren Feldes  $\psi$  wird als gewichtete Linearkombination der Werte von  $\psi$  am zentralen

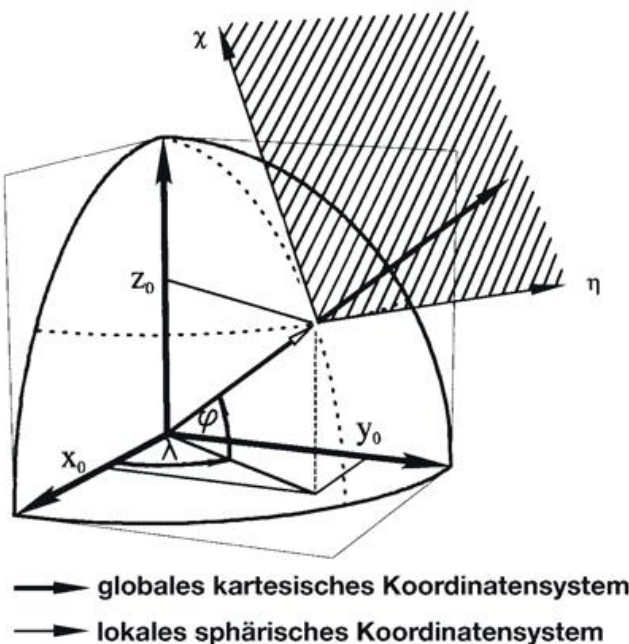


Abb. 2-5: Das globale kartesische und das lokale sphärische  $(\eta, \chi)$  Koordinatensystem.

Gitterpunkt und den umgebenden fünf oder sechs nächsten Nachbarpunkten angesetzt. (In der folgenden Ableitung lassen wir den Index  $m$  der Nachbarpunkte immer von 1 bis 6 variieren, wobei es klar ist, dass das Gewicht des nicht existenten Gitterpunktes bei den pentagonalen Gitterpunkten identisch 0 ist.)

Der Gradient-Operator in jedem Gitterpunkt ist definiert als:

$$\frac{\partial\psi}{\partial\eta} = \sum_{m=1}^6 G_{\eta,m}(\psi_m - \psi_0) \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial\psi}{\partial\chi} = \sum_{m=1}^6 G_{\chi,m}(\psi_m - \psi_0) \quad (2.4)$$

Die Gewichte  $G_{\eta,m}, G_{\chi,m}$  ( $m = 1, \dots, 6$ ) sind für jeden Nachbargitterpunkt unterschiedlich und hängen nur von der Position der Gitterpunkte ab, die durch die lokalen Koordinaten  $(\eta, \chi)$  gegeben ist. Die Zählung der Gitterpunkte erfolgt gegen den Uhrzeigersinn (Abb. 2-6).

Analog zum Gradient-Operator wird auch der Laplace-Operator als gewichtete Linearkombination des zentralen Punktes und der sechs (fünf) Nachbarn definiert:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial\eta^2} + \frac{\partial^2}{\partial\chi^2}\right)\psi = \sum_{m=1}^6 L_m(\psi_m - \psi_0) \quad (2.5)$$

Um die Gewichte  $G_{\eta,m}, G_{\chi,m}$  und  $L_m$  abzuleiten, gehen wir von der quadratischen Polynomapproximation in Gl. (2.1) aus. Für sechs Nachbargitterpunkte haben wir

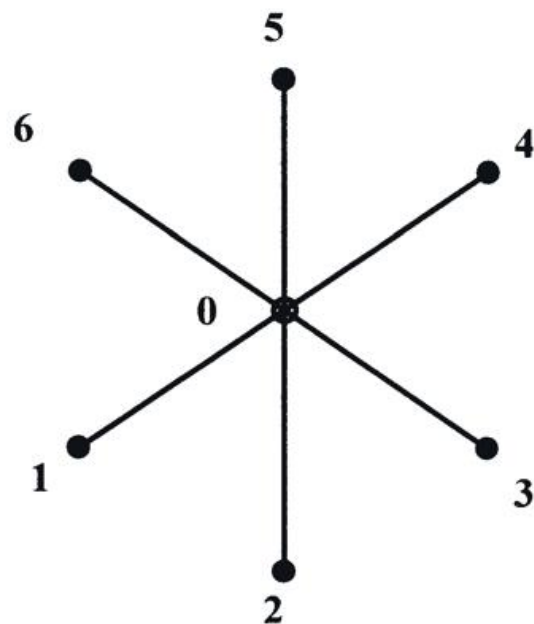


Abb. 2-6: Der zentrale Gitterpunkt (0) und die 6 Nachbargitterpunkte (1 bis 6).

sechs Bestimmungsgleichungen für die fünf Koeffizienten  $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_5$ , welche die Funktion  $\psi$  in der lokalen Umgebung des zentralen Gitterpunktes bestimmen, nämlich:

$$\psi_m(\eta_m, \chi_m) = \psi_0 + \alpha_1 \eta_m + \alpha_2 \chi_m + \alpha_3 \eta_m^2 + \alpha_4 \eta_m \chi_m + \alpha_5 \chi_m^2 \tag{2.6}$$

mit  $m = 1, \dots, 6$ . Bestimmt man die fünf gesuchten Koeffizienten mittels einer Minimierung der Fehlerquadrate, so erhält man folgendes Gleichungssystem:

$$\alpha_j = \beta_{j,m}(\psi_m - \psi_0) \tag{2.7}$$

wobei  $j = 1, \dots, 5$ , und die Summe gebildet wird für  $m = 1, \dots, 6$ .

Basierend auf den Glen. (2.1) bis (2.6) ergeben sich die Gradient-Gewichte  $G_{\eta,m}, G_{\chi,m}$  durch:

$$G_{\eta,m} = \beta_{1,m} \quad \text{und} \quad G_{\chi,m} = \beta_{2,m} \tag{2.8}$$

und die Laplace-Gewichte  $L_m$  durch:

$$L_m = 2(\beta_{3,m} + \beta_{5,m}) \tag{2.9}$$

wobei  $m = 1, \dots, 6$ .

Aufgrund der Symmetriebeziehungen im GME-Gitter reicht es aus, die Gewichte  $G_{\eta,m}, G_{\chi,m}$  und  $L_m$  nur für den Rhombus 1 zu berechnen. Für den Divergenz-Operator können die gleichen Gewichte wie für den Gradient-Operator genutzt werden. Allerdings müssen die Windkomponenten  $(u_m, v_m)$  der sechs (fünf) Nachbargitterpunkte in das lokale Koordinatensystem des zentralen Gitterpunktes rotiert werden, bevor der Divergenz-Operator berechnet werden kann.

### 2.3 Interpolationsverfahren

Um die horizontale Advektion der Feuchtegrößen (Wasserdampf, Wolkenwassergehalt) genauer durchführen zu können, wird im GME ein semi-Lagrange-Ansatz genutzt. Semi-Lagrange-Verfahren (Staniforth und Côté 1991) erfordern die Interpolation der Felder von den benachbarten Gitterpunkten auf die Start- und Mittelpunkte der Trajektorien der Luftpakete. Wir unterscheiden zwei Interpolationsverfahren, nämlich *bilinear* und *biquadratisch*. *Bilineare* Interpolation wird zur Berechnung der Trajektorie des Luftpaketes eingesetzt, um die Windkomponenten  $(u, v)$  am Mittelpunkt der Trajektorie zu berechnen. *Biquadratische* Interpolation dient dazu, die prognostischen Felder, d.h. Wasserdampf und Wolkenwassergehalt, am Startpunkt der Trajektorie zu bestimmen. Beide Interpolationsverfahren werden innerhalb des sphärischen Dreiecks, das durch die drei umliegenden Gitterpunkte aufgespannt wird (Abb. 2-7 und 2-8), durchgeführt.

Bilineare Interpolation einer beliebigen Funktion  $\psi(\eta, \chi)$  am Punkt  $P(\eta, \chi)$  basiert auf den Werten  $(\psi_0, \psi_1, \psi_2)$  der Funktion an den drei umliegenden Gitterpunkten ( $P_0, P_1, P_2$ ), die durch ihre Ortsvektoren  $(\mathbf{p}_0, \mathbf{p}_1, \mathbf{p}_2)$  bestimmt sind. Diese drei Gitterpunkte bilden die Ecken eines sphärischen Dreiecks, das den Punkt  $P(\eta, \chi)$  umschließt (Abb. 2-7). Um den Wert  $\psi(\eta, \chi)$  der Funktion am Punkt  $P(\eta, \chi)$  abzuleiten, führen wir baryzentrische Koordinaten ein. Jeder Punkt im Dreieck ist eindeutig bestimmt durch den Vektor:

$$\mathbf{p} = \gamma_0 \mathbf{p}_0 + \gamma_1 \mathbf{p}_1 + \gamma_2 \mathbf{p}_2 \quad \text{mit} \quad \gamma_0 + \gamma_1 + \gamma_2 = 1 \tag{2.10}$$

wobei  $(\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2)$  die baryzentrischen Koordinaten des Punktes  $P$  sind. Diese Koordinaten sind die Lösung des folgenden linearen Gleichungssystems (bei der Herleitung wird benutzt, dass am zentralen Punkt  $P_0$  gilt:  $\eta = \chi = 0$ ):

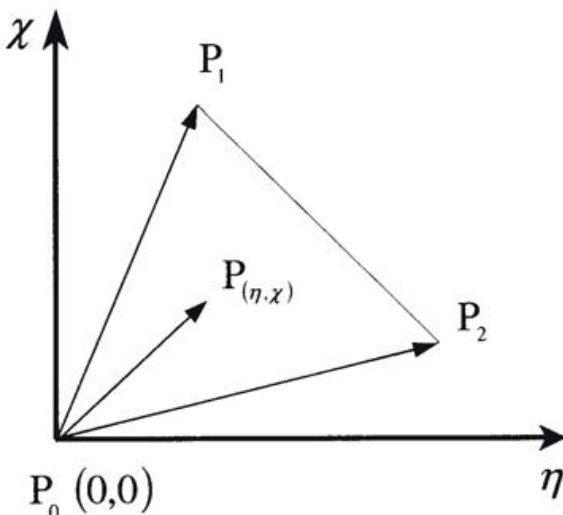


Abb. 2-7: Ein Dreieck ( $P_0, P_1, P_2$ ) im lokalen sphärischen Koordinatensystem  $(\eta, \chi)$ .

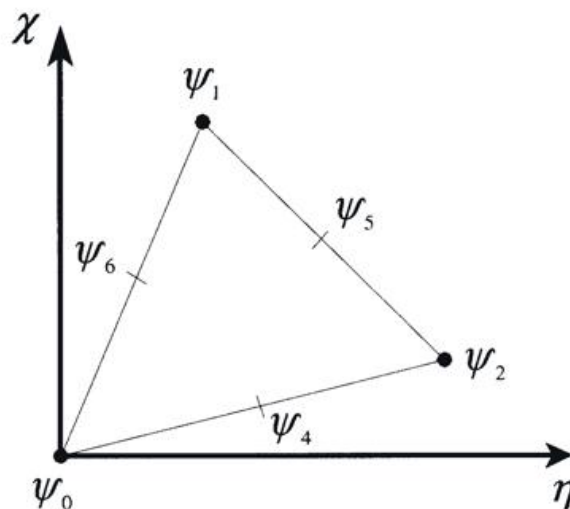


Abb. 2-8: Die sechs Funktionswerte bei der biquadratischen Interpolation.

$$\eta = \gamma_1 \eta_1 + \gamma_2 \eta_2 \quad \text{und} \quad \chi = \gamma_1 \chi_1 + \gamma_2 \chi_2 \quad \text{und} \quad \gamma_0 = 1 - \gamma_1 - \gamma_2 \quad (2.11)$$

Die bilineare Interpolation der Funktion  $\psi(\eta, \chi)$  ergibt sich dann durch eine Linearkombination der Werte von  $\psi$  an den Ecken des sphärischen Dreiecks mit den baryzentrischen Koordinaten als Gewichten:

$$\psi(\eta, \chi) = \gamma_0 \psi(\eta_0, \chi_0) + \gamma_1 \psi(\eta_1, \chi_1) + \gamma_2 \psi(\eta_2, \chi_2) \quad (2.12)$$

Das biquadratische Interpolationsverfahren basiert auf Zienkiewicz (1979). Neben den Werten an den drei Eckpunkten werden auch Werte an den Mittelpunkten der Dreiecksseiten berücksichtigt (Abb. 2-8), um den Wert  $\psi$  an einem beliebigen Punkt  $P(\eta, \chi)$  im Dreieck zu bestimmen:

$$\psi(\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2) = \gamma_0(2\gamma_0 - 1)\psi_0 + \gamma_1(2\gamma_1 - 1)\psi_1 + \gamma_2(2\gamma_2 - 1)\psi_2 + 4(\gamma_0\gamma_1\psi_4 + \gamma_1\gamma_2\psi_5 + \gamma_2\gamma_0\psi_6) \quad (2.13)$$

wobei  $(\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2)$  wieder die baryzentrischen Koordinaten des Punktes  $P$  sind. Die Werte der Funktion  $\psi$  an den Mittelpunkten der Dreiecksseiten,  $\psi_4, \psi_5, \psi_6$ , werden durch eine Approximation von  $\psi$  entlang der Dreiecksseiten durch ein kubisches hermitesches Polynom bestimmt. Dazu benutzen wir die Gradienten an den Dreiecksseiten, d. h. an den Punkten  $(P_0, P_1, P_2)$ . Da zur Gradientenberechnung jeweils die sechs umliegenden Gitterpunkte genutzt werden, basiert die biquadratische Interpolation auf zwölf umliegenden Gitterpunkten (Abb. 2-9).

*Formerhaltung* bei der Interpolation kann erreicht werden, indem gefordert wird, dass der interpolierte Wert nicht größer oder kleiner ist als die Werte in den drei Eckpunkten  $(P_0, P_1, P_2)$ . In gleicher Weise läßt sich eine *positiv-definite Interpolation* durch die Forderung erzwingen, dass der interpolierte Wert größer oder gleich Null ist.

Wird die Courant-Zahl auf Werte kleiner eins beschränkt, kann sehr einfach bestimmt werden, in welchem der sechs (fünf) umgebenden sphärischen Dreiecke der Start- oder Mittelpunkt der Trajektorie liegt. Ohne diese Einschränkung ist der Suchalgorithmus komplexer und benötigt ein binäres Suchverfahren, um die Konvergenz zu beschleunigen.

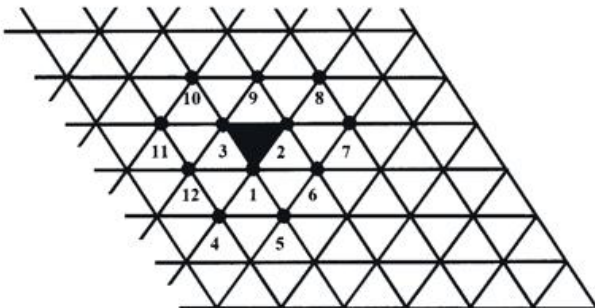


Abb. 2-9: Die zwölf bei der biquadratischen Interpolation genutzten Gitterpunkte.

### 3 Dreidimensionale Modellversion

#### 3.1 Differentielle Form der Modellgleichungen

Die prognostischen Gleichungen der dreidimensionalen Version des GME für die lokalen sphärischen Koordinaten  $(\eta, \chi)$  und die hybride Vertikalkoordinate  $\xi$  lauten in differentieller Form:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - (\zeta + f)v + \xi \frac{\partial u}{\partial \xi} = -\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \eta} (\Phi + K) - \frac{RT_v}{a} \frac{\partial}{\partial \eta} (\ln p) + \left( \frac{\partial u}{\partial t} \right)_{sub} - K_4 \nabla^4 u \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (\zeta + f)u + \xi \frac{\partial v}{\partial \xi} = -\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \chi} (\Phi + K) - \frac{RT_v}{a} \frac{\partial}{\partial \chi} (\ln p) + \left( \frac{\partial v}{\partial t} \right)_{sub} - K_4 \nabla^4 v \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a} \frac{\partial T}{\partial \eta} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \chi} + \xi \frac{\partial T}{\partial \xi} = \frac{\alpha \omega}{c_p} + \frac{L_v}{c_p} C_{vc} + \left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_{sub} - K_4 \nabla^4 (T - T_{ref}) \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\frac{1}{a} \int_0^{\xi} \left\{ \frac{\partial}{\partial \eta} \left( u \frac{\partial p}{\partial \xi} \right) + \frac{\partial}{\partial \chi} \left( v \frac{\partial p}{\partial \xi} \right) \right\} d\xi \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + \frac{u}{a} \frac{\partial q_v}{\partial \eta} + \frac{v}{a} \frac{\partial q_v}{\partial \chi} + \xi \frac{\partial q_v}{\partial \xi} = -C_{vc} + \left( \frac{\partial q_v}{\partial t} \right)_{sub} - K_4 \nabla^4 q_v \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \frac{u}{a} \frac{\partial q_c}{\partial \eta} + \frac{v}{a} \frac{\partial q_c}{\partial \chi} + \xi \frac{\partial q_c}{\partial \xi} = C_{vc} + \left( \frac{\partial q_c}{\partial t} \right)_{sub} \quad (3.6)$$

wobei  $(u, v)$  die zonalen (meridionalen) Windkomponenten sind,  $T$  ist die Temperatur,  $p_s$  ist der Bodendruck,  $q_v$  ist der spezifische Wasserdampfgehalt und  $q_c$  ist der spezifische Wolkenwassergehalt,  $t$  ist die Zeit und  $a$  ist der mittlere Erdradius ( $a = 6.371.229$  m),  $\zeta$  ist die Vorticity und  $f$  ist der Coriolis Parameter,  $\xi$  ist die Vertikalgeschwindigkeit im hybriden System und  $\omega$  ist die Vertikalgeschwindigkeit in Druckkoordinaten,  $\alpha$  ist die Dichte der Luft,  $\Phi$  ist das Geopotential und  $K$  ist die spezifische kinetische Energie,  $p$  ist der Druck und  $T_v$  ist die virtuelle Temperatur,  $T_{ref}$  ist eine Referenztemperatur, die nur von der Höhe abhängt,  $L_v$  ist die Kondensationswärme,  $C_{vc}$  ist die Kondensationsrate und  $(\dots)_{sub}$  sind die subskaligen Tendenzen durch parametrisierte Prozesse wie Strahlung, Konvektion oder Turbulenz,  $K_4$  ist der konstante Koeffizient der linearen Horizontaldiffusion 4. Ordnung.

### 3.2 Numerische Lösung der dreidimensionalen GME-Gleichungen

In der Flachwasserversion des GME wurden zwei verschiedene Lösungsverfahren getestet, nämlich ein semi-Lagrange-Ansatz (Staniforth und Côté 1991) und ein Euler-Verfahren. Das semi-Lagrange-Verfahren war auf Courant-Zahlen kleiner 1 beschränkt. Für größere Courant-Zahlen ist der Suchalgorithmus komplexer und wurde deshalb in der kurzen Zeit, die für die Entwicklung des GME zur Verfügung stand, nicht implementiert. Im Rahmen des Flachwassermodells ergaben beide Lösungsansätze sehr ähnliche Ergebnisse, aber die Euler'sche Modellversion war um etwa 20% schneller. Deshalb wird der „trockene Teil“ des dreidimensionalen GME, d. h. die Gleichungen für  $u, v, T$  und  $p_s$  mittels eines semi-impliziten Euler-Verfahrens gelöst. Nur für die beiden prognostischen Feuchtevariablen ( $q_s, q_c$ ) wird ein semi-Lagrange-Ansatz genutzt, um formerhaltende, positiv-definite Advektion (in horizontaler Richtung) zu garantieren. In vertikaler Richtung wird ein Energie und Impuls erhaltendes Differenzenverfahren nach Simmons und Burridge (1981) auf alle prognostischen Variablen angewendet.

Die semi-implizite Behandlung der Schwerewellen führt auf eine dreidimensionale Helmholtz-Gleichung für die zweite zeitliche Ableitung der Divergenz des horizontalen Windfeldes. Die Eigenvektoren der vertikalen Strukturmatrix, die man durch Linearisierung des „trockenen Modellteils“ erhält, werden genutzt, um die dreidimensionale Helmholtz-Gleichung in eine Anzahl von entkoppelten zweidimensionalen Helmholtz-Gleichungen umzuformen. Das split semi-implizite Verfahren nach Burridge (1975) erlaubt es, nur die ersten fünf (externer Mode und die ersten vier internen Moden) Helmholtz-Gleichungen zu lösen. Diese fünf zweidimensionalen Helmholtz-Gleichungen werden in der derzeitigen GME-Version mit einem iterativen Relaxationsverfahren gelöst; etwa 20 Iterationen werden für den externen Mode, nur 3 bis 11 Iterationen für die internen Moden benötigt.

### 3.3 Physikalische Parametrisierungen

Die Beschreibung diabatischer Prozesse im hexagonalen GME-Gitter beruht auf denselben Verfahren, die auch in Wettervorhersagemodellen mit anderen Gitterstrukturen angewendet werden. Allerdings bietet die Homogenität des GME-Gitters den Vorteil, dass unnötige Rechnungen in den polaren Breiten, wie sie in regulären geographischen Gittern auftreten, vermieden werden. In solchen Gittern variiert die Größe der Gitterelemente sehr stark mit der Breite, so dass die Unterscheidung zwischen aufgelösten und zu parametrisierenden Prozessen deutlich von der Position des Gitterpunktes abhängt. In einem geographischen Gitter der Maschenweite  $0,55^\circ$  beträgt die Gitterfläche etwa  $60 \cdot 60 \text{ km}^2$  am Äquator aber nur  $60 \cdot 0,9 \text{ km}^2$  in Polnähe. Im GME dagegen ist die Größenvariation der Gitterelemente sehr viel geringer. Die nicht vom Gitter

aufgelösten atmosphärischen Prozesse haben eine starke Wechselwirkung mit den gröberskaligen Strukturen und enthalten darüber hinaus wichtige Vorhersageinformation (z. B. Bewölkung und Niederschlag), die nicht vom „trockenen Modellteil“ bereitgestellt werden kann. Die Simulation der subskaligen Prozesse ist Aufgabe der Parametrisierungsroutinen, die bis auf die Behandlung orographischer Effekte vom EM übernommen wurden. Die folgenden physikalischen Phänomene werden im GME behandelt:

- kurz- und langwelliger Strahlungstransfer in klarer und bewölkter Atmosphäre (Ritter und Geleyn 1992),
- skaliger Niederschlag (Regen und Schnee) mit parametrisierter Wolkenmikrophysik (Doms und Schättler 1997),
- hochreichende und flache Konvektion basierend auf einem Massenflussschema (Tiedtke 1989),
- vertikale turbulente Flüsse (Müller 1981) basierend auf Louis (1979) in der Prandtl-Schicht, und einem diagnostischen Schema 2. Ordnung nach Mellor und Yamada (1974) für die Grenzschicht und die freie Atmosphäre,
- subskalige orographische Effekte wie Blockierung und Wellenbildung nach Lott und Miller (1997),
- Austauschprozesse am und im Boden (Jacobsen und Heise 1982),
- skalige und subskalige Bewölkung in Abhängigkeit vom Wolkenwassergehalt, der relativen Feuchte, der konvektiven Aktivität und der Stabilität.

Aus Gründen der Rechenzeiterparnis werden einige Parametrisierungsschemata (Konvektion, Turbulenzparameter und subskalige orographische Flüsse) nur jeden fünften Modellzeitschritt neu berechnet. Eine komplette Strahlungsrechnung wird sogar nur alle zwei Stunden durchgeführt; allerdings wird der Zenitwinkel der Sonne in jedem Zeitschritt neu berechnet.

Im Kapitel 4 (Parametrisierungen) dieses Heftes werden die in GME und LM eingesetzten Parametrisierungsschemata im Detail beschrieben.

### 3.4 Externe Parameter

Gitterpunkteigenschaften wie Orographie, Landanteil, Rauheitslänge oder Bodentyp, die zeitlich konstant bleiben, werden als *Externe Parameter* bezeichnet. Sie werden für jedes Gitterelement aus hochauflösenden Geoinformationsdaten berechnet. Tab. 2-2 gibt einen Überblick über die Datensätze, die für die Berechnung der externen Parameter des GME verwendet wurden.

Für jedes hexagonale (pentagonale) Gitterelement des GME werden die hochauflösenden Rohdaten, die in das jeweilige Element fallen, genutzt, um einen Flächenmittelwert zu bilden. Bei der derzeitigen Auflösung von  $59,9 \text{ km}$  beträgt die mittlere Größe der Gitterelemente  $3.100 \text{ km}^2$ . Für einige Parameter muss

neben der Mittelbildung auch eine Konversion von der Basisinformation, z. B. Bodentextur, in die im Modell benötigte Information, z. B. Bodentyp, vorgenommen werden. Liegen für eine geographische Region mehrere Rohdatensätze für den gleichen Parameter vor, so wird eine Prioritätssetzung, basierend auf einer Qualitätseinschätzung der Rohdaten, vorgenommen. Für die meisten Gitterelemente in Europa werden beispielsweise alle Parameter, die von der Landnutzung abhängen, aus dem CORINE Datensatz statt aus dem größeren GLCC Datensatz genommen.

**4 GME-Vorhersagen als Randwerte für Regionalmodelle weltweit**

Analyse- und Vorhersagedaten des GME werden über das Internet zu mehreren anderen nationalen Wetterdiensten weltweit geschickt. Diese Daten dienen dort als Anfangs- und Randwerte für regionale Wettervorhersagemodelle, überwiegend das „hydrostatische hochauflösende Regionalmodell“ (HRM) des DWD oder das nichthydrostatische LM. Um die Datenmengen zu reduzieren werden nicht globale GME-Felder, sondern nur diejenigen Gitterpunkte des GME übertragen, die das jeweilige Gebiet des Regionalmodells überdecken. Auf diese Weise kann *verteiltetes Rechnen* realisiert

werden, bei dem das GME beim DWD und die Regionalmodelle bei den nationalen Wetterdiensten parallel rechnen und das Internet zur Datenübertragung genutzt wird. Im Augenblick erhalten die folgenden dreizehn nationalen Dienste zweimal täglich (für 00 und 12 UTC) GME-Analysen und -Vorhersagen:

- Brasilien (Diretoria de Hidrografia e Navegação, DHN),
- Brasilien (Instituto Nacional de Meteorologia, INMET),
- China (Guangzhou Regional Meteorological Centre),
- Griechenland (National Meteorological and Hydrological Service),
- Israel (Israel Meteorological Service),
- Italien (Regional Service, SMR-ARPA),
- Jugoslawien (National Meteorological and Hydrological Service),
- Oman (National Meteorological Service, DGCAM),
- Polen (National Meteorological Service, IMGW),
- Rumänien (National Meteorological and Hydrological Service),
- Schweiz (Meteo Schweiz),
- Spanien (Instituto Nacional de Meteorología, INM),
- Vietnam (National Meteorological and Hydrological Service).

Datensatz	Quelle	Bedeckung	Auflösung	Kartenprojektion	Abgeleitete Parameter
<b>GLOBE</b> GLOBE Task Team and others 1998	NOAA/ NGDC	global	30''	geographische Koordinaten	Orographie und subskalige topographische Parameter
<b>GLCC</b> Loveland et al. 2000	USGS	global	~1 km	Goodes homolosine Projektion	Landanteil, Rauhigkeitslänge, Wurzeltiefe, Pflanzenbedeckungsgrad, Blattflächenindex
<b>CORINE</b> <a href="http://etc.satellus.se">http://etc.satellus.se</a>	ETC/LC	Großteil von Europa	250 m	Lambert azimuthal	Landanteil, Rauhigkeitslänge, Wurzeltiefe, Pflanzenbedeckungsgrad, Blattflächenindex
<b>DSMW</b> FAO 1992	FAO	global	5'	geographische Koordinaten	Bodentyp

- CORINE:** CoORDination of INformation on the Environment  
**DSMW:** Digital Soil Map of the World  
**ETC/LC:** European Topic Centre on Land Cover  
**FAO:** Food and Agricultural Organisation of UNO  
**GLCC:** Global Land Cover Characterization  
**GLOBE:** Global Land One-kilometer Base Elevation  
**NOAA/NGDC:** National Oceanic and Atmospheric Administration  
**USGS:** United States Geological Survey

Tab. 2-2: Beschreibung der Datensätze, auf denen die externen Parameter des GME beruhen.

Die Maschenweiten der Regionalmodelle liegen dabei üblicherweise zwischen 30 und 7 km; auf Grund des modifizierenden Einflusses der lokalen Topographie können die Modelle wertvolle hochauflösende Details vor allem im Wind-, Bewölkungs- und Niederschlagsfeld simulieren.

Außerdem bilden die GME-Vorhersagen einen Teil des beim britischen Wetterdienst UKMO aus den Prognosen von fünfzehn globalen Modellen gebildeten *Poor Man's Ensemble Prediction System* (PEPS).

### 5 Globale Vorhersagen mit Maschenweiten zwischen 160 und 15 km

Die horizontale Maschenweite heutiger operationeller Globalmodelle liegt bei etwa 60 km, und eine 24h-Vorhersage benötigt etwa  $5 \cdot 10^{12}$  Gleitkommaoperationen (**F**loating **P**oint **O**perations, **Flop**). In wenigen Jahren werden wegen der starken Zunahme der

Rechenleistung Globalmodelle mit Maschenweiten zwischen 10 bis 20 km operationell einsetzbar sein und damit in den Meso- $\beta$  Bereich vorstoßen.

Auf der Fujitsu VPP5000 des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) wurde das GME für die Maschenweiten 160, 120, 80, 60, 40, 30, 20 und 15 km getestet. Die Darstellung der Orographie in Mitteleuropa in den verschiedenen horizontalen Auflösungen wird in Abb. 2-10 gezeigt. Die Gipfelhöhe beträgt 1.596 m bei der Maschenweite 160 km und mehr als 3.000 m bei 15 km.

Der Anfangszustand für diese Testvorhersagen wird durch Interpolation einer großskaligen Analyse der Auflösung T106L19 (Maschenweite von 190 km und 19 Schichten) auf das jeweilige GME-Gitter erstellt. Deshalb können die Modellsimulationen natürlich nicht das volle Potenzial hochauflösender Rechnungen belegen, weil der Einfluss der entsprechenden Datenassimilation auf die Güte des Anfangszustandes nicht berücksichtigt werden kann. Die 24-stündigen Testvor-

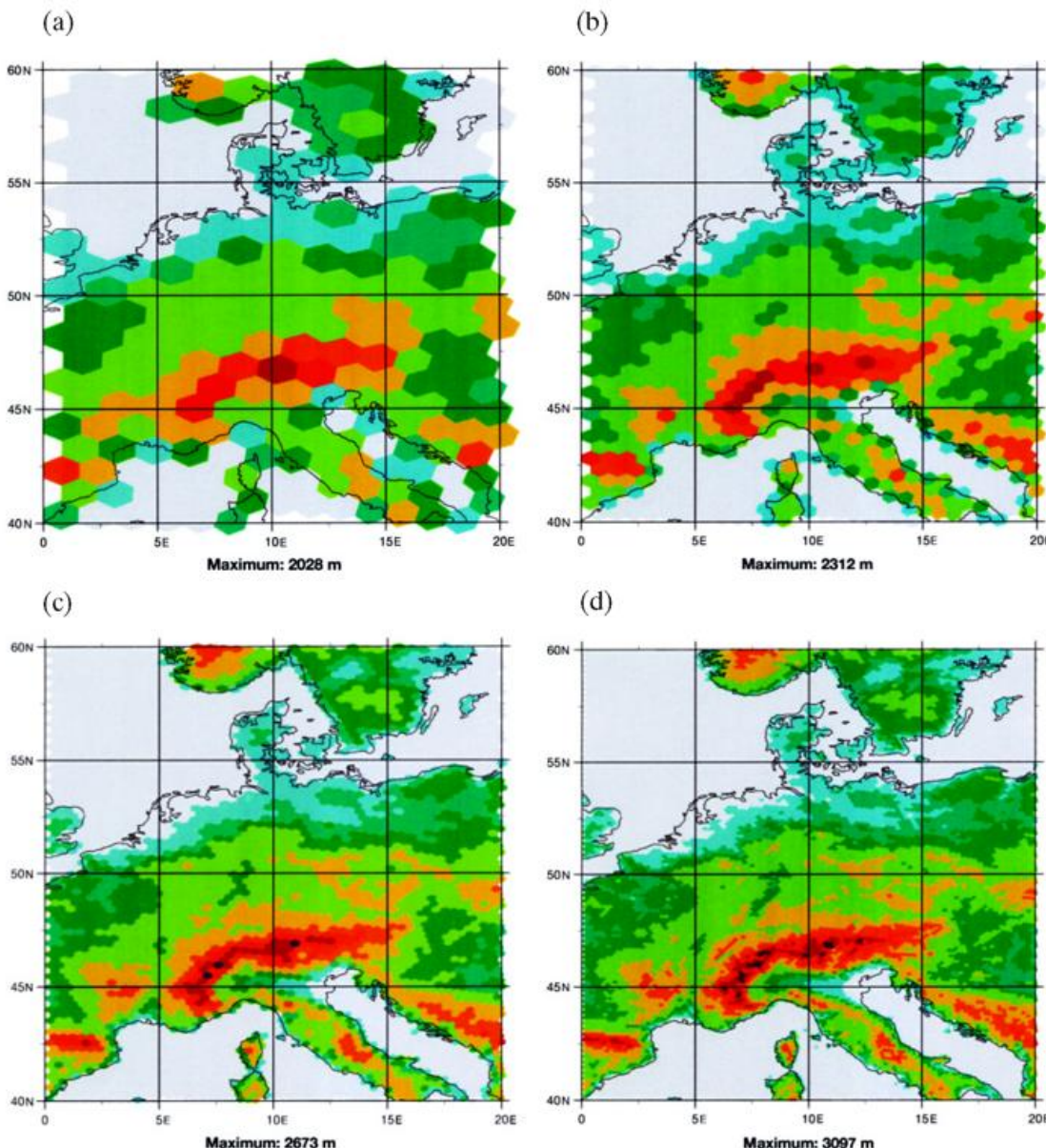


Abb. 2-10: Orographie in Mitteleuropa in m für verschiedene Auflösungen des GME. (a) 120 km, (b) 60 km, (c) 30 km, (d) 15 km. In jedem Teilbild ist die durch die unterschiedliche horizontale Auflösung erreichte maximale Gipfelhöhe angegeben.

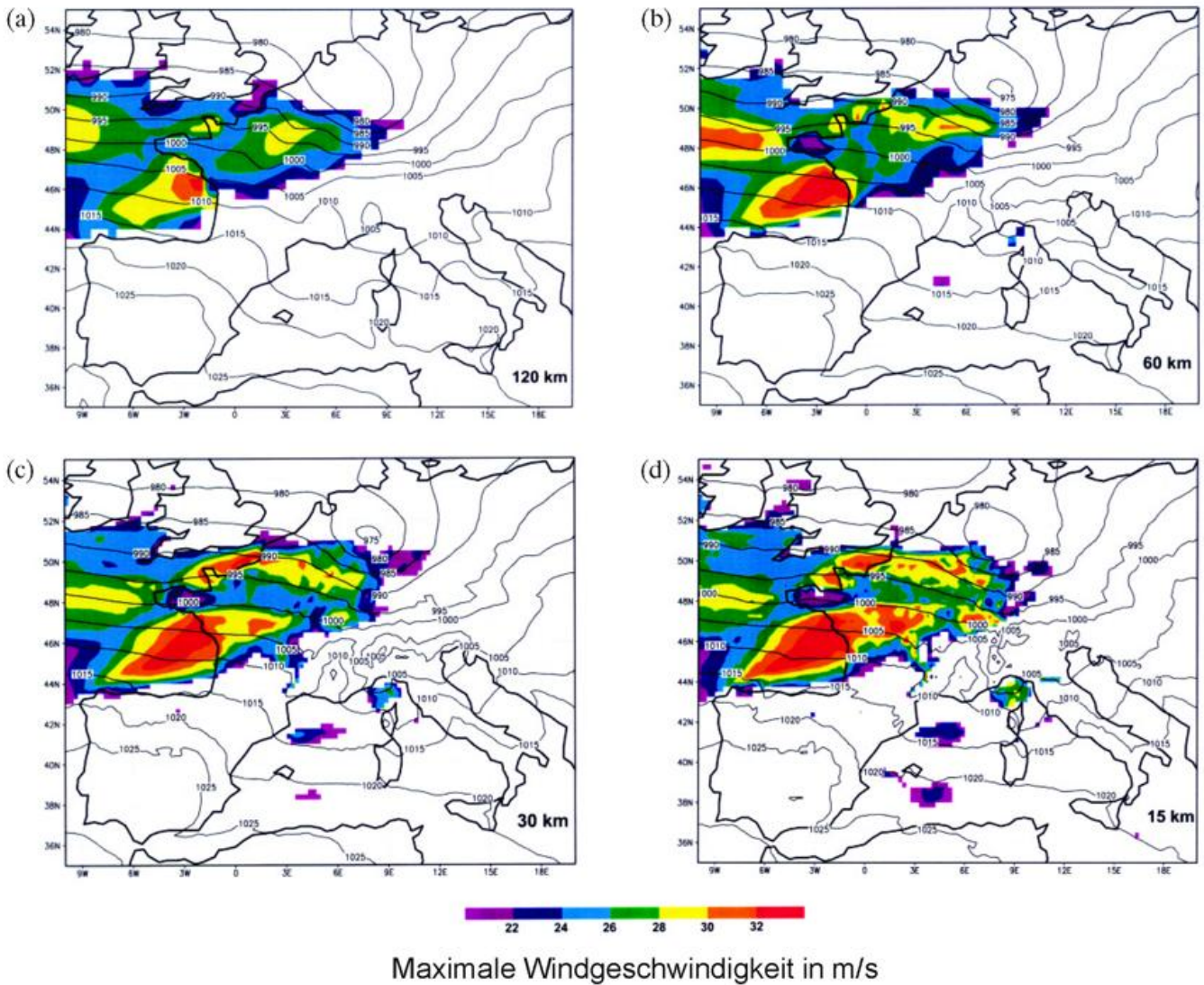


Abb. 2-11: 24-stündige Vorhersage des GME für den auf NN reduzierten Bodendruck in hPa (Isolinien) und die maximale Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund in m/s (schattiert) gültig für: (a) 120 km, (b) 60 km, (c) 30 km, (d) 15 km. 31 Schichten. Anfangszustand: T106, 19 Schichten.

$n_i$	$\Delta$ in km	N je Schicht	$\Delta t$ in s	HWM in MegaWorten	Kosten in $10^{12}$ Flop	Geschwindigkeit in GFlop/s
48	160	23.042	640	112	0,43	0,48
64	120	40.962	480	144	0,85	0,94
96	80	92.162	320	224	2,43	2,70
128	60	163.842	240	336	5,23	5,82
192	40	368.642	160	752	15,97	17,74
256	30	655.362	120	1.408	36,52	40,58
384	20	1.474.562	80	2.752	111,79	124,22
512	15	2.621.442	60	4.864	259,29	288,10
768	10	5.898.242	40	10.000*	800,00*	900,00*

Tab. 2-3: Einige Kenngrößen des Global-Modells GME für eine 24h-Vorhersage bei verschiedenen horizontalen Auflösungen auf der Fujitsu VPP5000 des EZMW. \* geschätzt

Die Zahl der Schichten beträgt 31 für alle Auflösungen.

$n_i$ : Anzahl der Intervalle auf einer großen Dreiecksseite (siehe Tabelle 2-1),

$\Delta$ : mittlere Maschenweite,

N: Anzahl der Gitterpunkte je Schicht,

$\Delta t$ : Zeitschritt in s,

HWM: maximale Hauptspeichergröße in MegaWorten, die vom GME genutzt wird.

Die Geschwindigkeit ist angegeben für eine 24h-Prognose in einer Realzeit von 900 s.

hersagen beziehen sich auf den sogenannten Weihnachtstorkan 1999 mit dem Starttermin 25. Dezember 1999 12 UTC. Die Ergebnisse der Rechnungen werden in Tab. 2-3 und Abb. 2-11 zusammengefasst.

Eine Halbierung der horizontalen Maschenweite  $\Delta$ , d.h. eine Verdoppelung der Auflösung, führt normalerweise zu einer Erhöhung der Kosten der Vorhersage um den Faktor *acht*. Das liegt daran, dass i.a. auch der Zeitschritt des Modells wegen des Courant-Friedrich-Lewi-Kriteriums (CFL) halbiert werden muss. Betrachtet man aber die Ergebnisse in Tab. 2-3, so wird deutlich, dass für das GME in der Praxis geringere Erhöhungen der Kosten eintreten. Beispielsweise für die Halbierung der Maschenweite von 160 km auf 80 km, beträgt der Faktor nur 5,65. Dieser kleinere Zuwachs an Rechenkosten liegt an den Prozessen im GME, die nicht direkt vom Zeitschritt abhängig sind, nämlich Strahlung und Ausgabe der Vorhersageergebnisse. Eine komplette Strahlungsrechnung wird an jedem Gitterpunkt des GME alle zwei Vorhersagestunden durchgeführt. Bei einer Maschenweite von 160 km ist die Strahlungsrechnung für fast 40% der gesamten Rechenkosten verantwortlich, aber bei der hohen Auflösung von 20 km geht dieser Anteil auf unter 11% herunter. Außerdem kann auf Vektorrechnern wie der Fujitsu VPP5000 die Realzeit für die Vorhersage bei höherer Auflösung weniger stark anwachsen, weil die Rechengeschwindigkeit wegen der zunehmenden Vektorlänge anwächst. Für das GME steigt die Rechengeschwindigkeit auf einem Prozessor von 0,9 GFlops bei 160 km (mit einer mittleren Vektorlänge von 62 Elementen) bis auf 2,3 GFlops bei 20 km (mit 348 Elementen).

Aus meteorologischer Sicht unterscheiden sich die Bodendruckvorhersagen bei den verschiedenen Auflösungen jenseits von 120 km nur marginal (Abb. 2-11). Für gröbere Auflösungen tritt ein Phasenfehler auf, d.h. die Sturmzyklone wird zu langsam ostwärts verlagert. Auf der anderen Seite profitiert die Vorhersage der maximalen Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund

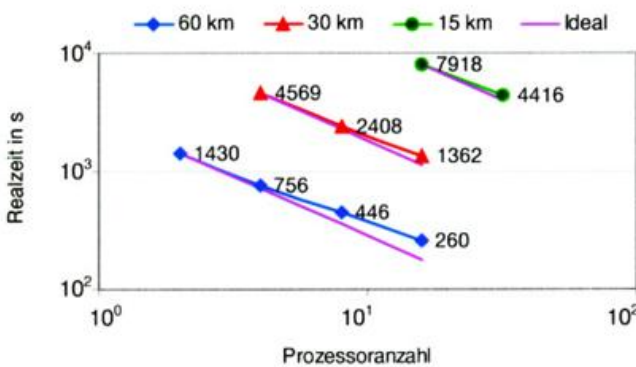


Abb. 2-12: Realzeit in s des GME für eine 24-stündige Vorhersage bei Maschenweiten von 60 km, 30 km und 15 km auf einer Fujitsu VPP5000 mit verschiedenen Prozessoranzahlen. Ideal: höchstmögliche Ausnutzung der Rechnerleistung.

ganz deutlich von der höheren Auflösung. Um die beobachteten maximalen Böen von mehr als 32 m/s über Frankreich, Deutschland und der Schweiz vorherzusagen, ist eine detaillierte Erfassung der lokalen Topographie, z. B. Zentralmassiv, Vogesen, Rheintal, Schwarzwald, Jura und Alpen, unumgänglich.

Abb. 2-12 zeigt die Realzeit des GME für verschiedene Maschenweiten und Prozessoranzahlen auf der Fujitsu VPP5000. Eine Abweichung der realen von der idealen Geschwindigkeitszunahme (Speed-Up) ist deutlich sichtbar. Die interne Kommunikation im GME muss höchstwahrscheinlich für diesen Rechner optimiert werden. Es bietet sich an, mehrere kurze Kommunikationsblöcke (Nachrichten) zu einem längeren Block zu kombinieren. In der augenblicklichen Version des GME ist auch nur ein Prozessor für das Lesen, Decodieren und Verteilen der Anfangsdaten zuständig. Bei hohen Auflösungen benötigt allein dieser Vorbereitungsteil bis zu 10% der gesamten Realzeit einer 24h-Vorhersage.

Soll eine 24h-Vorhersage in etwa 15 Minuten Realzeit erstellt werden, benötigt man nur 3 Fujitsu VPP5000 Prozessoren bei der augenblicklichen operationellen Auflösung von 60 km. Etwa 54 Prozessoren werden wahrscheinlich bei 20 km erforderlich sein (Abb. 2-13). Das ist sehr viel weniger als die  $3 \cdot 3 \cdot 3 \cdot 3 = 81$  Prozessoren, die sich aus der Drittelung der Maschenweite und des Zeitschritts ergeben. Für die Maschenweite von 15 km, das entspricht einem spektralen Modell der Auflösung  $T_11333$ , werden wohl mehr als 145 Prozessoren benötigt, weil sicherlich auch die vertikale Auflösung erhöht werden muss.

### 6 Ausblick

Wie in den vergangenen Jahren wird die weitere Entwicklung im Bereich der numerischen Wettervorhersage eng an die verfügbaren Rechnerressourcen geknüpft sein.

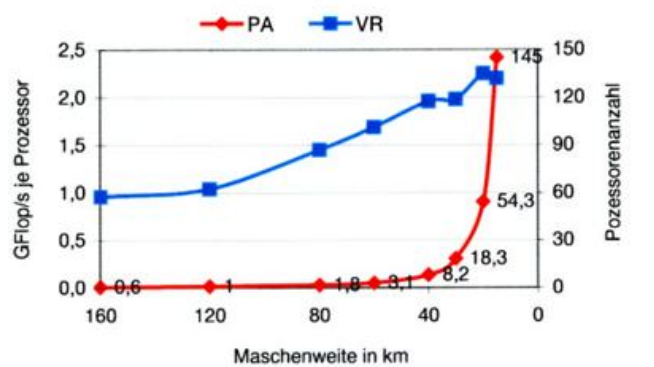


Abb. 2-13: Anzahl der Prozessoren (PA, rote Linie), die für eine 24-stündige Vorhersage in unter 900 s Realzeit bei verschiedenen Maschenweiten des GME benötigt werden. Mittlere Rechengeschwindigkeit in GFlop je Prozessor (VR, blaue Linie) des GME.

Nach derzeitiger Planung soll im ersten Halbjahr des Jahres 2002 eine prognostische Behandlung der Wolkeneisphase im GME realisiert werden. Diese neue Variable wird eine realistischere Beschreibung der Eis- und Mischwolken erlauben und eine genauere Erfassung der Wechselwirkung Strahlung-Bewölkung zulassen. Gleichzeitig wird das stratosphärische Ozon als neue Prognosevariable eingeführt, um für die Berechnung des UV-Index Ozonprofile bereitzustellen. Im Jahre 2003 soll die Maschenweite des GME von 60 auf 40 km reduziert und die Anzahl der Schichten von 31 auf 42 erhöht werden.

## Literatur

- BAUMGARDNER, J. R., 1983: A three-dimensional finite element model for mantle convection. Thesis, University of California, 271 S.
- BAUMGARDNER, J. R., P.O. FREDERICKSON, 1985: Icosahedral discretization of the two-sphere. *SIAM J. Numer. Anal.* 22, 1107-1115.
- BAUMGARDNER, J. R., 1994: A semi-implicit semi-Lagrange method for the shallow water equations on a triangular mesh, Fourth CHAMMP Workshop for the Numerical Solution of PDE's in the Spherical Geometry, Chicago, 1 S.
- BURRIDGE, D.M., 1975: A split semi-implicit reformulation of the Bushby-Timpson 10-level model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 101, 777-792.
- DOMS, G., U. SCHÄTTLER, 1997: The nonhydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific Documentation. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach, March 1997, 174 S.
- DUTTON, J.A., 1976: *The ceaseless wind*, McGraw-Hill, Inc., 579 S.
- FAO, 1992: *The Digitized Soil Map of the World - Notes*, World Soil Resources Report 67 (2-7), Release 1.1, FAO-Rome, 32 S.
- GLOBE Task Team and others (Hastings, David A., P.K. Dunbar, G. M. Elphinstone, M. Bootz, H. Murakami, Peter Holland, Nevin A. Bryant, Thomas L. Logan, J.-P. Muller, Gunter Schreier and John S. MacDonald), Hrsg., 1998: *The Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Version 1.0*. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 325 Broadway, Boulder, Colorado 80303, USA. Digital Database on the World Wide Web World Wide Web and CD-ROMs.
- HEIKES, R., D. A. RANDALL, 1995a: Numerical integration of the shallow-water equations on a twisted icosahedral grid. Part I: Basic design and results of tests. *Mon. Wea. Rev.* 123, 1862-1880.
- HEIKES, R., D. A. RANDALL, 1995b: Numerical integration of the shallow-water equations on a twisted icosahedral grid. Part II: A detailed description of the grid and an analysis of numerical accuracy. *Mon. Wea. Rev.* 123, 1881-1887.
- JACOBSEN, I., E. HEISE, 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models. *Beitr. Phys. Atm.* 55, No. 2, 128-141.
- LOTT, F., M. MILLER, 1997: A new sub-grid scale orographic drag parameterization: Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 123, 101-128.
- LOUIS, J.-F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteor.* 17, 187-202.
- LOVELAND, T.R., B. C. REED, J. F. BROWN, D. O. OHLEN, J. ZHU, L. YANG, J. W. MERCHANT, 2000: Development of a Global Land Cover Characteristics Database and IGBP DIS-Cover from 1-km AVHRR Data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, no. 6/7, 1,303-1,330.
- MAJEWSKI, D., 1998: The new global icosahedral-hexagonal grid point model GME of the Deutscher Wetterdienst, ECMWF, Seminar Proceedings, Recent developments in numerical methods for atmospheric modelling, 173-201.
- MAJEWSKI, D., D. LIERMANN, P. PROHL, B. RITTER, M. BUCHHOLD, T. HANISCH, G. PAUL, W. WERGEN, J. BAUMGARDNER, 2000: The global icosahedral-hexagonal grid point model GME - Operational version and high resolution tests -. ECMWF, Workshop Proceedings, Numerical methods for high resolution global models, 47-91.
- MASUDA, Y., H. OHNISHI, 1986: An integration scheme of the primitive equations model with an icosahedral-hexagonal grid system and its application to the shallow water equations. *Proc. WMO/IUGG Symp. on Short- and Medium-Range Numerical Weather Prediction*. Tokyo, Japan, Japan Meteorological Society, 317-326.
- MELLOR, G.L., T. YAMADA, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.* 31, 1791-1806.
- MÜLLER, E., 1981: Turbulent flux parameterization in a regional-scale model. *ECMWF Workshop on planetary boundary layer parameterization*, 193-220.
- RITTER, B., J.-F. GELEYN, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.* 120, 303-325.
- SADOURNY, R., A. ARAKAWA, Y. MINTZ, 1968: Integration of the non-divergent barotropic vorticity equation with an icosahedral-hexagonal grid for the sphere. *Mon. Wea. Rev.* 96, 351-356.
- SIMMONS, A. J., D. M. BURRIDGE, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinate. *Mon. Wea. Rev.* 109, 758-766.
- STANFORTH, A., J. CÔTÉ, 1991: Semi-Lagrangian integration schemes for atmospheric models - A review. *Mon. Wea. Rev.* 119, 2206-2223.
- STUHNE, G. R., W. R. PELTIER, 1996: Vortex erosion and amalgamation in a new model of large scale flow on the sphere. *J. Comput. Phys.* 128, 58-81.
- STUHNE, G. R., W. R. PELTIER, 1999: New icosahedral grid-point discretizations of the shallow water equations on the sphere. *J. Comput. Phys.* 148, 23-58.
- TIEDTKE, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.* 117, 1779-1800.
- WILLIAMSON, D. L., 1968: Integration of the barotropic vorticity equation on a spherical geodesic grid. *Tellus* 20, 642-653.
- ZIENKIEWICZ, O. C., 1979: *The Finite Element Method*, 3<sup>rd</sup> Ed., McGraw-Hill, London, 164-167.

# 3

J. STEPPELER, G. DOMS, G. ADRIAN

## Das Lokal-Modell LM

### 1 Einleitung

Aus den Anforderungen an das neue hochauflösende Lokal-Modell LM folgt notwendigerweise, dass auf die Verwendung der hydrostatischen Approximation verzichtet werden muss, wie in Kapitel 1 diskutiert wurde. Dies hat weitreichende Konsequenzen für die Struktur des neuen Modells. Zum einen muss in einem nicht-hydrostatischen Modell die dritte Bewegungsgleichung gelöst werden. Gleichzeitig ist die Berechnung des Druckfeldes wesentlich aufwändiger. Im Fall des LM wird dazu eine prognostische Gleichung für den Druck verwendet, die aus der vollständigen Kontinuitätsgleichung und der Temperaturgleichung (1. Hauptsatz) abgeleitet wird. Zum anderen ist die Verwendung des aktuellen Luftdrucks oder von Funktionen des Drucks als Vertikalkoordinate nicht mehr sinnvoll. Eine solche zeitabhängige Koordinate, wie sie bisher Standard in hydrostatischen Wettervorhersagemodellen gewesen ist, führt nur dann zu wesentlichen Vereinfachungen im Modellgleichungssystem, wenn die hydrostatische Approximation angewendet werden kann. Hier jedoch, in einem sogenannten nichthydrostatischen Modell, würde eine zeitabhängige Druckkoordinate nur zu unnötigen zusätzlichen Problemen führen. Deshalb sollen an dieser Stelle zunächst das Koordinatensystem von LM und dann das dynamische Gleichungssystem als Kern des Modells vorgestellt werden. Die im Modell verwendeten Parametrisierungen und die Datenassimilationen werden in den Kapiteln 4 und 5 erklärt. Zum Abschluss dieses Kapitels wird ein Beispiel einer Simulation (Vorhersage) eines extremen Wetterereignisses gezeigt, die nur mit einem nichthydrostatischen Modell durchgeführt werden kann.

### 2 Das Koordinatensystem

Die für das LM vorgesehenen Anwendungen erfordern Modellgebiete von mehr als  $2000 \cdot 2000 \text{ km}^2$ , so dass die Krümmung der Erdoberfläche berücksichtigt werden muss. Deshalb ist das LM in Kugelkoordinaten mit der geographischen Breite  $\varphi$  und der geographischen Länge  $\lambda$  als Koordinaten formuliert worden. Das Modell soll in beliebigen Gebieten auf der Erde angewendet werden. Allerdings sind Kugelkoordinaten im Bereich der Pole nicht definiert. Weil aber LM nur für Ausschnittsgebiete der Atmosphäre, also nicht global angewendet werden soll, lässt sich dieses „Polproblem“ vergleichsweise einfach umgehen. Dazu wird das Koordinatensystem so gedreht, dass die Pole des gedrehten Systems immer außerhalb des Modellgebietes zu liegen kommen. Um die Verzerrung der Koordinatenlinien möglichst klein zu

halten, wird der Bezugspunkt des rotierten Koordinatensystems in die Mitte des Gebietes gelegt. Der Bezugspunkt ist der Schnittpunkt des Äquators mit dem Nullmeridian des gedrehten Systems. Diese Transformation ist allgemein üblich für Ausschnittsmodelle für die Wettervorhersage und wurde beispielsweise auch in EM/DM angewendet.

In Deutschland existiert an den Universitäten und an anderen Forschungseinrichtungen mittlerweile eine mehr als 20-jährige Erfahrung in der Entwicklung und Anwendung hochauflösender nichthydrostatischer Modelle, die sich jedoch in ihrer Struktur deutlich vom LM unterscheiden (Wippermann 1988). Diese Modelle wurden alle für sehr kleine Modellgebiete konzipiert und verwenden deshalb andere Koordinatentransformationen. In der Regel sind dies Mercatorprojektionen, bei denen die Krümmung der Erdoberfläche vernachlässigt wird. Der Vorteil für die Anwendung zum Beispiel im Gutachtenbereich ist die direkte Übertragbarkeit der Modellergebnisse in das im deutschen Vermessungswesen übliche Gauß-Krüger-Koordinatensystem, auf dem alle topographische Karten in Deutschland aufbauen. Die Koordinaten dieser Modelle werden in der Regel deshalb direkt als Hochwert und Rechtswert interpretiert. Das Gauß-Krüger-System oder auch das weit verbreitete UTM-System arbeitet mit Zonen, innerhalb derer die lokale Transformation definiert ist. Beim Übergang in die Nachbarzonen erkennt man auf den entsprechenden Karten an den Grenzen der Zonen sich schneidende Koordinatenlinien. Dies zeigt die Notwendigkeit der Verwendung der Kugelkoordinaten in einem Ausschnittsmodell wie dem LM für die Wettervorhersage.

Um die Formulierung der Randbedingungen an der Erdoberfläche einfach beschreiben zu können, wurde im LM eine geländefolgende, generalisierte Vertikalkoordinate  $\zeta$  vorgesehen, die im Modell verschieden formuliert werden kann. Die wesentliche Eigenschaft dieser Koordinate ist, dass die Erdoberfläche eine Koordinatenfläche ist. Der obere Rand des Gebietes ist eine ebene Fläche. Diese Art von Transformation wurde von Gal-Chen und Somerville (1975) eingeführt und ist heute weit verbreitet. Mit dieser Art von Transformation wird also das Modellgebiet mit der Erdoberfläche als unteren Rand auf einen Quader abgebildet, auf dessen Seiten die Randbedingungen einfach zu formulieren sind.

Weil die meisten im DWD erstellten Vorhersageprodukte auf ein Koordinatensystem aufbauen, bei dem der Luftdruck als Vertikalkoordinate verwendet

wird, wird in der operationellen Modellkonfiguration eine Koordinate verwendet, die nach ihrer Dimension zwar einer Druckkoordinate entspricht, jedoch eine Gal-Chen-Koordinate ist. Dazu wird ein zeitlich konstantes Referenzdruckfeld vorgegeben, das dann in die gleichen Transformationsbeziehungen eines echten Drucksystems eingesetzt wird. Während jedoch in einem hydrostatischen System diese Koordinate zeitabhängig ist, ist sie im LM zeitlich fest, wobei jeder Druckfläche im Referenzdruckfeld  $p_0$  an jedem Ort eine zeitlich konstante Höhe über die hydrostatische Grundgleichung zugewiesen werden kann.

Das Modell ist so programmiert worden, dass die Vertikalkoordinate einfach ausgetauscht werden kann. Damit ist das Modell flexibel für unterschiedliche Anwendungen und Anforderungen konfigurierbar. Die Abb. 3-1 zeigt die Koordinatenflächen über einem Berg, wie sie beim Deutschen Wetterdienst operationell verwendet werden.

### 3 Das Gleichungssystem

Ausgehend von den Euler-Gleichungen wurden zwei Familien von nichthydrostatischen Gleichungssystemen entwickelt. In den schon oben erwähnten Modellen, wie beispielsweise FITNAH, KAMM, METRAS oder GESIMA (Schlünzen 1994), die als Werkzeug für die Atmosphärenforschung entwickelt wurden, wird die sogenannte anelastische Approximation verwendet, die von Ogura und Philipps (1962) und von Dutton und Fichtl (1969) durch eine Skalenanalyse abgeleitet wurde. Das Ergebnis dieser Skalenanalysen war im Wesentlichen eine vereinfachte Form der Zustandsgleichung und der Kontinuitätsgleichung.

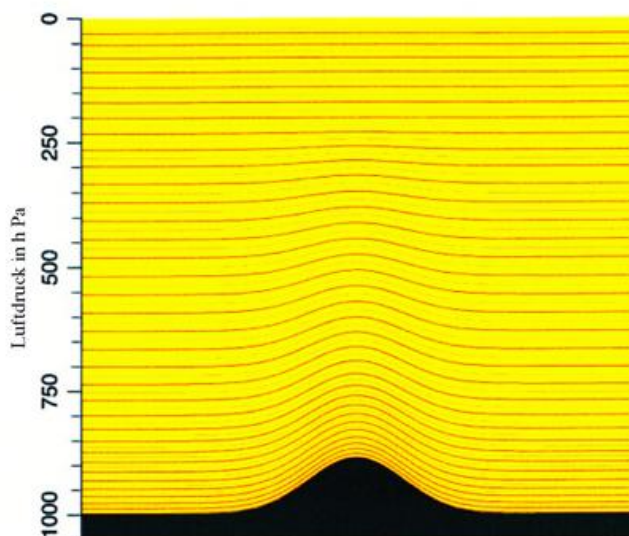


Abb. 3-1: Anordnung der im Lokal-Modell verwendeten 35 Koordinatenflächen.

Die Kontinuitätsgleichung vereinfacht sich in den verschiedenen Formulierungen der anelastischen Approximation zu einer diagnostischen Gleichung in der Form

$$\vec{\nabla} \cdot \alpha \vec{v} = 0 \quad (1)$$

mit  $\alpha = 1$  für die anelastische Approximation für flache bzw.  $\alpha = \rho_0(z)$  für hochreichende Konvektion. Aus dieser Gleichung folgt dann zusammen mit den Bewegungsgleichungen eine diagnostische Poisson-Gleichung für den Druck, deren Lösung das aufwändigste numerische Problem bei der Lösung eines solchen Gleichungssystems darstellt. Der wesentliche Vorteil dieses Gleichungssystems ist die Beibehaltung einer Schallfilterung, ohne die Nachteile der hydrostatischen Approximation in Kauf nehmen zu müssen. Dadurch wird in diesen Modellen der Zeitschritt durch die Advektion, Diffusion und Schwerewellen, also nicht durch die Schallwellen bestimmt. Vor allem vertikal sich ausbreitende Schallwellen mit einer Phasengeschwindigkeit von mehr als 300 m/s beschränken den expliziten Zeitschritt.

Das zur Lösung dieser anelastischen Gleichungssysteme allgemein angewandte semi-implizite Lösungsschema wurde schon von Harlow und Welch (1965) vorgeschlagen, in der Meteorologie jedoch erst später mit den oben genannten Modellen eingeführt. Dabei gibt es allerdings im Zusammenhang mit der Verwendung des geländefolgenden nicht orthogonalen Koordinatensystems auf massiv parallelen Rechnern eine Reihe von erheblichen technischen und numerischen Problemen, so dass bei Neuentwicklungen nicht-hydrostatischer Modelle wie bei dem LM wieder auf ein älteres Modellkonzept zurückgegriffen wurde.

Die Alternative zum anelastisch gefilterten System ist die Verwendung des ungefilterten Gleichungssystems mit vollständiger Kontinuitätsgleichung oder der aus dieser abgeleiteten prognostischen Gleichung für den Druck. Als Nachteil erscheint zunächst, dass von einem solchen System Schallprozesse mit berücksichtigt werden müssen, was entsprechend sehr kleine Zeitschritte zur Folge hat. Der Vorteil ist die vergleichsweise deutlich einfachere Struktur des Gleichungssystems, das insbesondere mit geeigneten numerischen Verfahren auf massiv parallelen Rechnern einfacher zu lösen ist. Der entscheidenden Schritt dabei ist die Aufteilung der Gleichungen in Terme, die Schallprozesse beschreiben (Druckgradientbeschleunigung, Divergenzterme in der Kontinuitätsgleichung und in der Temperaturgleichung), und in Terme, die alle meteorologisch relevanten Prozesse mit längeren Zeitskalen beschreiben. Dazu verwendet man unterschiedliche Verfahren des Operator-Splitting an, bei denen die Schallterme mit einem sehr kleinen Zeitschritt, die übrigen Terme mit längerem Zeitschritt gelöst werden. Einzelheiten dazu sind in der Dokumentation von LM angegeben (Doms und Schättler 1999). Diese Auf-

teilung wurde erstmals von Klemp und Wilhelmson (1978) und von Tripoli und Cotton (1982) veröffentlicht. Durch diese Aufteilung der Terme ist es möglich, eine numerische Lösung des Gleichungssystems mit einem ähnlichen Aufwand an Rechnerressourcen aber einer einfacheren Programmstruktur als bei der Lösung eines anelastischen Modells zu erhalten.

Nach mehreren Umformungen, die alle in der Dokumentation (Doms und Schättler 1999) nachvollziehbar beschrieben sind, erhalten wir die Modellgleichungen in der endgültigen Form. Dabei werden als prognostische Variablen die physikalischen Komponenten  $u, v, w$ , des Windgeschwindigkeitsvektors, die Abweichung  $p$  des Druckfeldes vom Referenzdruckfeld  $p_0$ , die Lufttemperatur  $T$  und die spezifischen Feuchten  $q^x$  für Wasserdampf, Flüssigwasser und Eis als Variablen verwendet.

1. Bewegungsgleichung

$$\frac{\partial u}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial E_h}{\partial \lambda} - v V_a \right\} - \zeta \frac{\partial u}{\partial \zeta} - \frac{1}{\rho a \cos \varphi} \left( \frac{\partial p'}{\partial \lambda} - \frac{1}{\sqrt{\gamma}} \frac{\partial p_0}{\partial \lambda} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_u \tag{2}$$

2. Bewegungsgleichung

$$\frac{\partial v}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a} \frac{\partial E_h}{\partial \varphi} + u V_a \right\} - \zeta \frac{\partial v}{\partial \zeta} - \frac{1}{\rho a} \left( \frac{\partial p'}{\partial \varphi} - \frac{1}{\sqrt{\gamma}} \frac{\partial p_0}{\partial \varphi} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} \right) + M_v \tag{3}$$

3. Bewegungsgleichung

$$\frac{\partial w}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \left( u \frac{\partial w}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial w}{\partial \varphi} \right) \right\} - \zeta \frac{\partial w}{\partial \zeta} + \frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \zeta} + M_w + g \frac{\rho_0}{\rho} \left\{ \frac{T - T_0}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} + \left( \frac{R_v}{R_d} - 1 \right) q^v - q^i - q^f \right\} \tag{4}$$

Druckgleichung

$$\frac{\partial p'}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \left( u \frac{\partial p'}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial p'}{\partial \varphi} \right) \right\} - \zeta \frac{\partial p'}{\partial \zeta} + g \rho_0 w - \frac{c_{pd}}{c_{vd}} p D \tag{5}$$

Temperaturgleichung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \left( u \frac{\partial T}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial T}{\partial \varphi} \right) \right\} - \zeta \frac{\partial T}{\partial \zeta} - \frac{1}{\rho c_{vd}} p D + Q_T \tag{6}$$

Gleichung für Wasserdampf

$$\frac{\partial q^v}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \left( u \frac{\partial q^v}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial q^v}{\partial \varphi} \right) \right\} - \zeta \frac{\partial q^v}{\partial \zeta} - (S^i + S^f) + M_{q^v} \tag{7}$$

Gleichung für flüssige und feste Phase des Wassers

$$\frac{\partial q^{l,f}}{\partial t} = - \left\{ \frac{1}{a \cos \varphi} \left( u \frac{\partial q^{l,f}}{\partial \lambda} + v \cos \varphi \frac{\partial q^{l,f}}{\partial \varphi} \right) \right\} - \zeta \frac{\partial q^{l,f}}{\partial \zeta} - \frac{g}{\sqrt{\gamma}} \frac{\rho_0}{\rho} \frac{\partial P_{l,f}}{\partial \zeta} + S^{l,f} + M_{q^{l,f}} \tag{8}$$

Gleichung für die Dichte (Zustandsgleichung)

$$\rho = p \left\{ R_d \left( 1 + \left[ \frac{R_v}{R_d} - 1 \right] q^v - q^i - q^f \right) T \right\}^{-1} \tag{9}$$

Dabei werden folgende Bezeichnungen benutzt:

$$\sqrt{\gamma} = \frac{\partial p_0}{\partial \zeta} \tag{10}$$

Dabei ist  $p_0$  das Referenzdruckfeld, mit dem die Vertikalkoordinate analog zu der eines hydrostatischen Modells definiert wird. Weiter werden die Größen

$$E = \frac{1}{2} (u^2 + v^2) \tag{11}$$

die absolute Vorticity mit  $f$  als Coriolis-Parameter

$$V_a = \frac{1}{a \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \varphi} (u \cos \varphi) \right\} + f \tag{12}$$

die Divergenz

$$D = \frac{1}{a \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{1}{\sqrt{\gamma}} \frac{\partial p_0}{\partial \lambda} \frac{\partial u}{\partial \zeta} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) - \frac{\cos \varphi}{\sqrt{\gamma}} \frac{\partial p_0}{\partial \varphi} \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right\} - \frac{g \rho_0}{\sqrt{\gamma}} \frac{\partial w}{\partial \zeta} \tag{13}$$

und die kovariante Vertikalkomponente des Geschwindigkeitsvektors

$$\zeta = - \frac{1}{\sqrt{\gamma}} \left( \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial p_0}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial p_0}{\partial \varphi} + g \rho_0 w \right) \tag{14}$$

benötigt. Die Terme  $M_x$  beschreiben die subskaligen (turbulenten) Austauschprozesse,  $Q_T$  die Wärmequellen,  $S^x$  die Phasenflüsse zwischen den verschiedenen Wasserphasen und  $P_x$  den Niederschlag. Diese Terme werden im Kapitel 4 genauer diskutiert. Weitere verwendete Größen sind die Gaskonstanten für trockene Luft und Wasserdampf  $R_d, R_v$ , der Erdradius  $a$  und die Schwerebeschleunigung. An dieser Stelle kann nochmals darauf hingewiesen werden, dass die Druckgleichung dieselbe Struktur besitzt wie die

übrigen prognostischen Gleichungen. Sie enthält die Advektionsterme und einen Quellterm. Die Quelle für die Druckstörungen ist die (dreidimensionale) Divergenz des Geschwindigkeitsfeldes.

#### 4 Fallstudie: Simulation der squall line Böenlinie vom 2. 6. 1999

Ziel der Entwicklung des LM ist die direkte Simulation der hochreichenden Konvektion. Konvektion ist ein Ausgleichsprozess, der durch entsprechende vertikale Wärmeflüsse eine vorhandene statische Instabilität abbaut, die zum Beispiel durch eine Erwärmung der Atmosphäre von unten oder durch Advektion entstehen kann.

Der Austauschprozess ist um so effektiver, je größer die räumlichen Skalen dieses Prozesses sind. Durch interne Instabilitäten entstehen immer neue Zirkulationen, bis die Instabilität abgebaut ist. Die kleinste räumliche Skala in einer Strömung ist die mittlere freie Weglänge der Moleküle. Wenn die dadurch verursachten molekularen Austauschprozesse nicht ausreichen, um eine Instabilität abzubauen, entstehen durch thermische und dynamische Instabilitäten turbulente Strukturen, deren Skalen um so größer werden, je größer der Wärmefluss ist. Der nächstgrößere Prozess ist dann entsprechend dem meteorologischen Sprachgebrauch die Konvektion, zunächst die flache, dann die hochreichende Konvektion. Am oberen Ende der Skalen steht dann die Zyklogenese, die zu einem meridionalen Wärmefluss auf einer geneigten Fläche führt und somit ebenfalls auch zu einem vertikalen Wärmefluss führt.

Ursache dieser Strukturbildung ist die grundlegende Eigenschaft der Nichtlinearität der atmosphärischen Strömung. Um diese Prozesse und die damit verbundenen wetterwirksamen Prozesse vorhersagen zu können, müssen sie vom Modell vollständig beschrieben werden. In der Geschichte der numerischen Wettervorhersage hat man sich entsprechend dem technischen Fortschritt der Rechnerentwicklung diesen Prozessen von den großen Skalen ausgehend genähert. Mit dem LM wird es in naher Zukunft möglich sein, den Prozess der hochreichenden Konvektion und die damit verbundene Strukturbildung operationell für die numerische Wettervorhersage zu simulieren.

Für eine Vorhersage dieser Strukturbildung sind drei Aspekte von Interesse. Zum ersten interessiert natürlich der Ort und Zeitpunkt des Entstehens von Schauern oder Gewittern, die sich zu noch größeren Strukturen wie Superzellen oder Böenlinien mit großer Wetterwirksamkeit organisieren können.

Weil diese Prozesse nicht nur direkt wetterwirksam sind, sondern auch von grundlegender Bedeutung für

den Energie-, Wasser- und Impulshaushalt der gesamten Atmosphäre sind, muss dieser Konvektionsprozess in allen Wettervorhersagemodellen mindestens parametrisiert werden (s. Kapitel 4). Mit diesen Parametrisierungen kann aber bestenfalls nur die Wirkung des Konvektionsprozesses bezüglich der Flüsse beschrieben, nicht aber die besonderen wetterwirksamen Prozesse und die Bildung neuer Strukturen simuliert werden. Um dies zu demonstrieren, wird am folgenden Beispiel einer Simulation einer Böenlinie gezeigt, dass nur eine direkte Simulation ohne Parametrisierung eine Böenlinie mit den damit verbundenen Wetterphänomenen richtig beschreiben kann.

Die Abb. 3-2 zeigt zunächst das mit der Böenlinie vom 2. 6. 1999 verbundene, mit Radar beobachtete Niederschlagsfeld und die verfügbaren Windmessungen aus dem synoptischen Messnetz im Abstand von einer Stunde in einem Gebietsausschnitt, der von der Norddeutschen Küste bis zum Alpennordrand reicht. Die mittlere Windgeschwindigkeit und -richtung in 10 m Höhe über Grund sind als Fiedern (Knoten) dargestellt, die Zahlen geben die beobachteten maximalen Böengeschwindigkeiten in m/s an. Die Böenlinie entwickelte sich im Warmsektor vor einer Kaltfront im Westen über Frankreich. Während das Wettergeschehen um 13 UTC noch durch einzelne, unorganisierte Gewitterzellen im Warmsektor geprägt ist, erfolgt dann eine rasche Organisation der Zellen in eine linienhafte Struktur, die gegen 17 UTC die bekannte, leicht gebogene Form einer Böenlinie erreicht. Das beobachtete Maximum der Windgeschwindigkeit trat zwischen 16 und 17 UTC auf und betrug 34 m/s. Im Vergleich zu diesen Beobachtungen zeigt die Abb. 3-3 verschiedene Lösungen des LM und des hydrostatischen Modells DM, die sich durch unterschiedliche Gitterweiten und Parametrisierungen unterscheiden. Das Teilbild 3-3 c zeigt die Lösung des DM mit einer Gitterweite von 14 km, 3-3 d die Lösung des LM mit der zur Zeit operationell eingesetzten Gitterweite von 7 km. Beide Lösungen geben die Böenlinie und die mit ihr verbundenen Wetterphänomene nicht wieder. Das vom DM simulierte Feld der maximalen Böengeschwindigkeit steht im Zusammenhang mit der folgenden Kaltfront, deren Verlagerung vom DM zu schnell wiedergegeben worden ist. Der Aufbau der Instabilität wird durch die eingesetzte Parametrisierung des Konvektionsprozesses vollständig unterbunden, indem ein Wärme- und Impulsaustausch durch einen künstlichen Diffusionsprozess im Modell erzeugt wurde. Eine derartige Parametrisierung ist grundsätzlich nicht in der Lage, neue Strukturen aufzubauen.

Dagegen zeigen die beiden Teilabbildungen (a) und (b) der Abb. 3-3 Lösungen mit jeweils einer ausgebildeten Böenlinie, simuliert mit einer Gitterweite von 7 km (3-3 b) und 2,8 km (3-3 a) ohne Verwendung einer Konvektionsparametrisierung. In beiden Fällen bildet

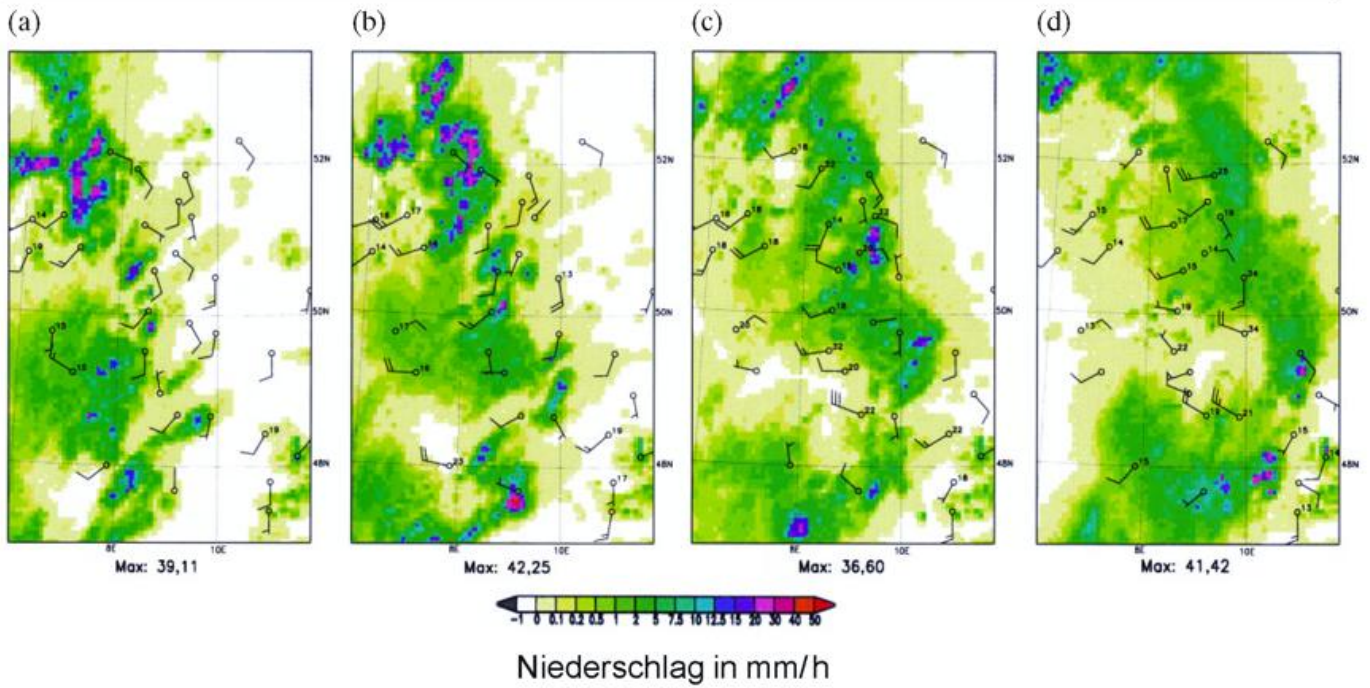


Abb. 3-2: Mit Radar beobachtete Niederschlagsverteilungen in mm/h und mittlere 10 m-Windgeschwindigkeit in Knoten und Windrichtung als Fiedern im Bereich der Böenlinie vom 2. 6. 1999 im zeitlichen Abstand von einer Stunde. Die Zahlen geben die beobachteten maximalen Böengeschwindigkeiten in m/s an.  
(a) 13-14 UTC, (b) 14-15 UTC, (c) 15-16 UTC, (d) 16-17 UTC.

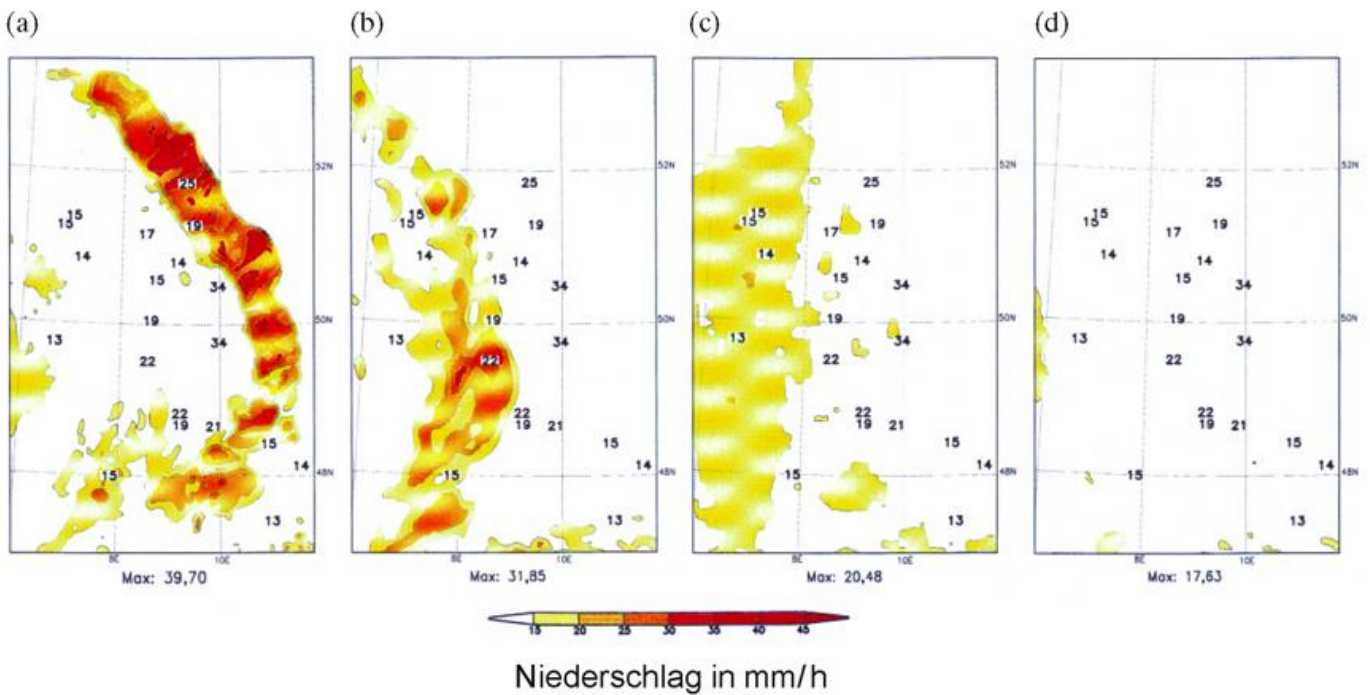


Abb 3-3: Vergleich verschiedener Simulationen der Böenlinie vom 2.6.1999 nach 17 Stunden Vorhersagezeit. Startzeitpunkt der Modellrechnungen ist 00 UTC. Dargestellt sind die simulierten Felder der maximalen Böengeschwindigkeit in m/s. Die Zahlen geben die verfügbaren beobachteten Werte der Böengeschwindigkeit in m/s an.  
(a) Lösung des LM mit einer Gitterweite von 2,8 km ohne Konvektionsparametrisierung,  
(b) Lösung des LM mit einer Gitterweite von 7 km ohne Konvektionsparametrisierung,  
(c) Lösung des DM mit einer Gitterweite von 14 km mit Konvektionsparametrisierung,  
(d) Lösung des LM mit einer Gitterweite von 7 km mit Konvektionsparametrisierung.

sich ein ausgeprägtes Sturmfeld mit Windgeschwindigkeiten von bis zu 32 m/s bei 7 km Gitterweite und 40 m/s bei einer Gitterweite von 2,8 km. Diese Lösung mit der Gitterweite von 2,8 km beschreibt offensichtlich das Phänomen am besten. In diesen beiden Simulationen konnte das Modell die Instabilität nur durch die Ausbildung entsprechender Strukturen über die nichtlinearen Terme abbauen, was den Beobachtungen wesentlich besser entspricht. Allerdings zeigen die Erfahrungen bisher, dass zwar mit der Gitterweite von 7 km ein solches Phänomen auch schon vorhergesagt werden kann, dass aber im Mittel auf eine Konvektionsparametrisierung nicht verzichtet werden kann.

## 5 Zusammenfassung und Ausblick

Das neue ungefilterte regionale Wettervorhersagemodell LM des Deutschen Wetterdienstes ist grundsätzlich in der Lage, die mit dem Prozess der hochreichenden Konvektion verbundenen wetterwirksamen Prozesse zu simulieren. Die derzeit für die operationelle Vorhersage eingesetzte horizontale Gitterweite von 7 km ist jedoch noch nicht ausreichend, um diese Prozesse vollständig zu erfassen. Zur Zeit werden Untersuchungen durchgeführt, um eine optimale Modellkonfiguration festzulegen, die eine Simulation der hochreichenden Konvektion mit ausreichender Genauigkeit erlaubt. Dabei besteht noch ein erheblicher Entwicklungsbedarf zur Anpassung der verwendeten Parametrisierungen und externer Modellparameter an die höhere Auflösung. In der Regel müssen die einzusetzenden Parametrisierungen skalenabhängig sein (s. Kapitel 4).

Das Modell LM wird derzeit für Vorhersagen bis zu 48 Stunden eingesetzt. Die mit dem Prozess der hochreichenden Konvektion verbundenen Zeitskalen liegen in der Größenordnung von nur einer Stunde. Daraus folgt aber, dass die deterministische Vorhersagbarkeit der damit verbundenen Phänomene ebenfalls nur wenige Stunden beträgt. Bezüglich dieser Phänomene stellt also eine Vorhersage über 48 Stunden eine Langfristprognose dar, was bei der Ausgestaltung der entsprechenden Interpretationsverfahren der LM-Ergebnisse mit berücksichtigt werden muss. Hier besteht noch ein erheblicher Bedarf für die Entwicklung geeigneter Interpretationsverfahren. Auch für die im nächsten Kapitel behandelte Datenassimilation stellen sich in der durch das LM erschlossenen Skala neue Anforderungen. Unabhängig vom Problem der beschränkten deterministischen Vorhersagbarkeit wird durch die direkte Simulation dieser Prozesse die Genauigkeit der Vorhersage für die übergeordneten Skalen verbessert, weil die Wirkung dieser Prozesse besser als durch die bekannten Parametrisierungsverfahren beschrieben wird.

Mit der jetzt erreichbaren hohen Auflösung wird natürlich auch eine bessere Beschreibung der Wechselwirkung zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre erzielt. Alle topographisch induzierten Prozesse werden genauer simuliert. Mit zunehmender horizontaler Auflösung wird zwangsläufig die Erdoberfläche wegen ihrer fraktalen Struktur immer rauer. Damit treten beispielsweise mit zunehmender Auflösung zwangsläufig immer größere Steigungen auf, und es verstärken sich auf den entsprechenden Skalen die topographisch induzierten Signale in den Modelllösungen auch im Bereich der mittleren Troposphäre. Dies beschränkt natürlich alleine schon durch die scheinbar verrauschten Signale die Anwendbarkeit konventioneller synoptischer Diagnoseverfahren. Auch hierfür wird also die Entwicklung geeigneter Interpretationsverfahren notwendig.

## Literatur

- DOMS, G., U. SCHÄTTLER, 1999: The non-hydrostatic limited-area model LM (Lokal-Modell) of DWD. Part I: Scientific documentation. Deutscher Wetterdienst, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Postfach 100465, 63004 Offenbach. (<http://www.cosmo-model.org>).
- DUTTON, J. A., G. H. FICHTL, 1969: Approximate equations of motion for gases and liquids. *J. Atmosph. Sci.* 26, 241-254.
- GAL-CHEN, T., R. C. J. SOMERVILLE, 1975: Numerical solution of the Navier-Stokes equations with topography. *J. Comput. Phys.* 17, 276-309.
- HARLOW, F. H., J. E. WELCH, 1965: Numerical calculation of time-dependent viscous incompressible flow of fluid with free surface. *Phys. Fluids* 8, 2182-2189.
- KLEMP, J. B., R. B. WILHELMSON, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmosph. Sci.* 35, S. 1070-1096.
- OGURA, Y., N. A. PHILLIPS, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 19, 173-179.
- SCHLÜNZEN, K. H., 1994: Mesoscale modelling in complex terrain: an overview on the German nonhydrostatic models. *Beitr. Phys. Atmosph.* 67, 243-253.
- TRIPOLI, G. J., W. R. COTTON, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmosph.* 16, 185-219.
- WIPPERMANN, F. 1988: Physikalische Grundlagen des Klimas und Klimamodelle: Forschungsschwerpunkt der Deutschen Forschungsgemeinschaft 1978-1985. Abschlussbericht, VCH Weinheim, 93 S. und XII S. (Vorspann) sowie graphische Darstellungen.

## Vergleich der Modelle GME und LM

	GME	LM
Vorhersagfrist	174 h	48 h
24-h-Vorhersage dauert	etwa 5 min Realzeit	etwa 30 min Realzeit
Art des Modells	Gitterpunktmodell Isokaeder-Gitter Arakawa-A-Gitter	Gitterpunktmodell rotiertes geographisches Gitter Arakawa-C-Gitter
Modellgebiet	Global	Regional (z.B. Mitteleuropa): 2000 · 2000 km <sup>2</sup>
Modellgleichungen	Hydrostatisch	Nicht-hydrostatisch
Integrationsverfahren	semi-implizit	split-explizit
Zeitschritt	200 s	40 s
Bestimmung der Vertikalbewegung	Indirekt über Massenkontinuitätsgleichung	Prognostische Gleichung für w
Horizontale Auflösung	etwa 60 km	etwa 7 km
Ein Gitterpunkt repräsentiert eine Fläche von	etwa 3100 km <sup>2</sup>	etwa 50 km <sup>2</sup>
Maximale Höhe der Alpen	etwa 2.300 m	3.426 m
Vertikales Koordinatensystem	Hybride geländefolgende Druck-Koordinate unten: $\sigma_p$ -System oben: p-System	Hybride geländefolgende Höhen-Koordinate unten: $\sigma_z$ -System oben: z-System
Vertikale Auflösung	31 Schichten	35 Schichten
Unterste Modellebene liegt in	etwa 34 m über Grund	34 m über Grund
Unterhalb von 1.000 m	5 Modell-Flächen	8 Modell-Flächen
1.000 m bis 2.000 m	2 Modell-Flächen	4 Modell-Flächen
2.000 m bis 250 hPa	13 Modell-Flächen	15 Modell-Flächen
Oberhalb von 250 hPa	11 Modell-Flächen	8 Modell-Flächen
Direkt vorhergesagte meteorologische Größen	Bodendruck, horizontale Windkomponenten, Temperatur, spez. Feuchte, Wolkenwasser, Wolkeneis	wie GME sowie zusätzlich: Druck, Vertikalbewegung, turbulente kinetische Energie
Analyse-Verfahren	Intermittierende Assimilation mit Optimaler Interpolation im 3 h-Zyklus, Initialisierung mit inkrementeller digitaler Filterung	kontinuierliche Datenassimilation durch Nudging, Analysen stündlich verfügbar, keine Initialisierung erforderlich
Neue Berechnung der konvektiven Tendenzen	alle 1000 s	alle 400 s
Neue Berechnung des Strahlungszyklus	alle 2 h	alle 1 h
Koppelung GME ↔ LM	Es gibt keinen Einfluss der Ergebnisse des LM auf das GME	Am Rande des LM-Gebietes sind die GME- und LM-Werte identisch. Das LM erhält jede Stunde für die Prognose neue Randwerte vom GME.

# 4 E. HEISE Parametrisierungen

## 1 Einleitung

Numerische Modelle der Atmosphäre haben naturgemäß immer eine begrenzte räumliche Gitterauflösung, sie können also nur solche Prozesse explizit vorhersagen, die größer als die Maschenweite des Modells sind. Aus numerischen Gründen ist eine realistische Darstellung sogar erst dann möglich, wenn die Prozesse Abmessungen von mehr als dem drei- bis vierfachen der Modellmaschenweite haben. Im Lokal-Modell des derzeitigen Modellsystems des DWD sind dies somit Prozesse von mehr als 20 km Ausdehnung. In der realen Atmosphäre treten aber alle Größenordnungen von der molekularen bis zur globalen Skala auf. Soweit Prozesse im Gitter des numerischen Modells nicht darstellbar, für die Ergebnisse des Modells aber wichtig sind, müssen die summarischen Effekte dieser Prozesse durch spezielle Ansätze erfasst werden. Dieser Vorgang wird Parametrisierung genannt.

Für eine eindeutige Formulierung von Parametrisierungen ist grundsätzlich ein Skalensprung zwischen den charakteristischen Längenskalen der parametrisierten Prozesse und den kleinsten vom Modell auflösbaren Strukturen notwendig. Ist ein eindeutiger Skalensprung nicht vorhanden, wird das Modell den Prozess teilweise in seinem Gitter explizit simulieren und die Aufteilung zwischen Parametrisierung und expliziter Simulation wird unbestimmt. Streng genommen gilt dies neben der räumlichen auch für die Zeitskala. Die charakteristische Zeitskala des parametrisierten Prozesses muss klein gegenüber dem Zeitschritt des Modells sein.

Bei den Parametrisierungen können zwei grundsätzlich verschiedene Arten von Prozessen unterschieden werden. Die einen finden auf der molekularen Skala statt, dies sind die **Strahlung**, die **Wolkenmikrophysik**, sowie Transportvorgänge, die sich auf die laminare Grenzschicht unmittelbar an der Erdoberfläche beschränken. Diese Prozesse sind grundsätzlich nur in parametrisierter Form darstellbar. Die anderen Prozesse sind **turbulente Flüsse** und **Konvektion**. Diese können in sehr vielen verschiedenen Skalen auftreten, bei sehr hoher räumlicher Auflösung kann ein Teil dieser Prozesse auch im Gitter des Modells darstellbar sein, braucht dann also nicht parametrisiert zu werden. Allerdings tritt hier das oben erwähnte Abgrenzungsproblem zwischen Parametrisierung und expliziter Simulation auf.

Üblicherweise wird auch das **Erdbodenmodell** vollständig den Parametrisierungen zugeordnet, obwohl es zum großen Teil aus der expliziten Vorhersage von Temperatur und Wassergehalt in Erdbodenschichten besteht. Weiterhin benötigen die Modelle und ihre Parametrisierungsverfahren **externe Parameter**, wie z. B. die Geländehöhe und die Art der Bodenbedeckung. Wegen ihrer inhaltlichen Nähe zum Erdbodenmodell wird auch die Bestimmung der Felder externer Parameter den Parametrisierungen zugerechnet.

Um den Betreuungsaufwand für die Parametrisierungen und ihre Ergebnisse in der Modellkette des DWD überschaubar zu halten, werden im GME und im LM überwiegend die gleichen Parametrisierungen verwendet. Neuentwicklungen werden in dem jeweils besser geeigneten Modell untersucht und anschließend in das andere Modell übernommen.

## 2 Strahlung

Die räumlich und zeitlich unterschiedliche solare Einstrahlung bildet den entscheidenden Antrieb für das gesamte Wettergeschehen auf der Erde. Dabei wird die im globalen Jahresmittel positive Strahlungsbilanz der Erdoberfläche durch turbulente Transporte fühlbarer und latenter Wärme in die Atmosphäre ausgeglichen. Dies kompensiert die im Mittel negative Strahlungsbilanz der Atmosphäre. Besonders wegen dieser engen Kopplung zwischen der Strahlungsbilanz der Erdoberfläche und den turbulenten Wärmetransporten, die wesentlich die bodennahe Lufttemperatur und indirekt über die Kondensation von Wasserdampf auch den Niederschlag beeinflussen, ist eine genaue Berechnung der Strahlungstransporte auch für kurzfristige Wettervorhersagen von großer Bedeutung. Zusätzlich wirkt sich eine vertikal unterschiedliche Erwärmungsrate – besonders im Zusammenhang mit Wolken – direkt auf die Stabilitätsverhältnisse und damit das Auftreten turbulenter und konvektiver Umlagerungen aus.

Einer genauen Berechnung der Strahlungstransporte steht allerdings die Komplexität der Strahlungsprozesse entgegen. Grundlage für die Berechnung ist die Strahlungsübertragungsgleichung, die den Zusammenhang zwischen Änderungen der Strahldichte auf Grund von Absorption, Emission, Reflektion und Streuung beschreibt. Sie lässt sich streng nur monochromatisch, also für eine einzelne Wellenlänge schreiben, und sie hat dann folgende Form (s. z. B. Zdankowski und Korb 1985):

$$\mu \frac{dL(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = L(\tau, \mu, \varphi) - (1 - \tilde{\omega})B(\tau) - \tilde{\omega} \frac{P(\cos\theta_0)}{4\pi} S_0 e^{-\tau/\mu_0} - \tilde{\omega} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 \frac{P(\cos\theta)}{4\pi} L(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \tag{2.1}$$

mit:  $L$  = Strahldichte,  $B$  = Planck-Funktion,  $P$  = Phasenfunktion der Streuprozesse,  $\theta$  = Streuwinkel der mehrfach gestreuten Strahlung,  $\theta_0$  = Streuwinkel der primär gestreuten solaren Strahlung,  $\mu$  = Kosinus des Zenitwinkels für diffuse Strahlung,  $\mu_0$  = Kosinus des Zenitwinkels der direkten solaren Strahlung,  $\tau$  = optische Dicke,  $\tilde{\omega}$  = Einfachstreueralbedo,  $\varphi$  = Azimutwinkel,  $S_0$  = Solarkonstante. Diese Gleichung müsste für die etwa 100.000 Absorptionslinien im energetisch relevanten Bereich des Spektrums der solaren und der terrestrischen Strahlung gelöst werden, wobei jeweils das Doppelintegral über die beiden Raumwinkel zu bestimmen ist. Das liegt in der Numerischen Wettervorhersage (NWV) weit jenseits aller rechentechnischen Möglichkeiten. Dazu kommen erschwerend die großen Unsicherheiten in der Bestimmung der notwendigen Eingangsgrößen hinzu. Diese ‚optischen Eigenschaften‘ der Atmosphäre gehen in die optische Dicke, die Einfachstreueralbedo und in die Phasenfunktion ein. Hier ist insbesondere die Bewölkung mit ihren charakteristischen Größen Bedeckungsgrad, geometrische Anordnung, Wasser- und Eisgehalt und Teilchengrößenverteilung zu nennen. Die Unsicherheiten in den Eingangsgrößen sind so gravierend, dass drastische Vereinfachungen bei der numerischen Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung in den NWV-Modellen gerechtfertigt werden können.

Das in den NWV-Modellen des DWD verwendete Strahlungsschema (Ritter und Geleyn 1992) wurde folglich so konzipiert, dass der Rechenaufwand in einem vertretbaren Verhältnis zur in Anbetracht der Unsicherheit der Eingangsgrößen erzielbaren Genauigkeit steht. Dabei wird die bei weitem größte Reduktion der Rechenzeit erreicht durch die Beschränkung auf wenige breite Spektralintervalle anstelle der Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung für einzelne Absorptionslinien. Verwendet werden in den Modellen GME und LM drei Intervalle im solaren und fünf im thermischen Teil des Spektrums. Dabei muss allerdings die spektrale Variation der optischen Eigenschaften aller atmosphärischen Bestandteile durch geeignete Mittelungsmethoden auf die breiten Spektralintervalle übertragen werden. Besonders drastische Approximationen sind bei der Absorption der atmosphärischen Gase erforderlich. Diese Absorption weist eine besonders große spektrale Varianz auf (s. z. B. Fischer 1985). Eine weitere Rechenzeiterparnis ergibt sich durch die Verwendung der sogenannten  $\delta$ -Zweistrommethode (Zdunkowski und Korb 1985). Hier wird anstelle einer Berechnung der zenit- und azimutabhängigen Strahldichten nur noch zwischen den aufwärts bzw. abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten und dem direkten (nicht gestreuten) Anteil der solaren Strahlung unterschieden. Dadurch wird das Zweifach-

integral in der Strahlungsübertragungsgleichung durch die Lösung von nur zwei Gleichungen im thermischen und drei im solaren Teil des Spektrums ersetzt (jeweils für die drei bzw. fünf Spektralintervalle).

Als variable optische Eigenschaften von Wolken gehen in das Strahlungsschema im GME und LM nur der Bedeckungsgrad und der Wolkenwassergehalt ein. Wesentlichen Einfluss hat dabei die Annahme zur Überlappung vertikal übereinander liegender Wolken. Hier wird angenommen, dass vertikal direkt benachbarte Wolken maximal, nicht direkt benachbarte Wolken dagegen zufällig überlagern. In diesem Zusammenhang sei bemerkt, dass das vorliegende Strahlungsschema streng eindimensional in der jeweiligen vertikalen Gittersäule arbeitet. Auch bei tiefstehender Sonne erfolgt der Schattenwurf einer Wolke senkrecht nach unten, was schon einen Fehler von einigen 10 km bedeuten kann. Die einzige Ausnahme von der rein senkrechten Orientierung gibt es bei der Bestimmung der optischen Dicke für die direkte solare Strahlung. Hier wird der bei tiefstehender Sonne längere Laufweg durch die Atmosphäre berücksichtigt, allerdings natürlich nur mit den optischen Eigenschaften der jeweiligen Säule.

Die Schwierigkeit, die Wechselwirkung zwischen Strahlung und Wolken korrekt zu erfassen wird in Abb. 4-1 gezeigt. Im weitgehend wolkenlosen Fall (Abb. 4-1a) stimmen Messungen und Modellergebnisse der Globalstrahlung sehr gut überein. Sind aber Wolken vorhanden (Abb. 4-1b, im dargestellten Fall stimmen die beobachteten und die simulierten Wolken recht gut überein), dann treten in Extremfällen wie dem gezeigten sehr große Abweichungen der simulierten von den gemessenen Strahlungsflüssen auf. In der Regel scheint das Modell die Wolken zu transparent zu simulieren. Dieses Verhalten wird zur Zeit speziell untersucht.

Neben den Wolken sind die zeitlich variablen Verteilungen von Wasserdampfgehalt und Temperatur die wichtigsten Eingangsgrößen für das Strahlungsmodell. Die übrige Zusammensetzung der Atmosphäre wird zeitlich konstant vorgeschrieben, wobei nur der Ozon-gehalt und die Aerosole räumlich variieren.

Trotz all seiner Vereinfachungen ist das Strahlungsschema immer noch sehr aufwändig. Es wird deshalb im GME nur alle zwei Stunden und im LM jede Stunde einmal aufgerufen. Innerhalb dieses zwei- bzw. ein-stündigen Intervalls bleiben alle optischen Eigenschaften der Atmosphäre – insbesondere auch die Wolkenkonfiguration – unverändert. Im GME wird allerdings der Zenitwinkel der Sonne kontinuierlich mitgeführt.

### 3 Wolken- und Niederschlagsprozesse

Die negative Strahlungsbilanz der Atmosphäre wird – wie im vorigen Abschnitt angedeutet – hauptsächlich durch die Freisetzung latenter Wärme, also durch

Kondensation von Wasserdampf ausgeglichen. Dieser Aspekt ist aber nicht nur im Zusammenhang mit einer ausgeglichenen Energiebilanz von Bedeutung. Vielmehr ist auch der in manchen Situationen dominierende Einfluss von Kondensationsprozessen auf barokline Entwicklungen gerade in der numerischen Wettervorhersage wesentlich. Zusätzlich spielt natürlich der Anspruch auf eine möglichst genaue quantitative Niederschlagsvorhersage eine immer größere Rolle.

Die Bildung und Auflösung von Wolken, sowie die Formierung von Niederschlag in den verschiedenen Aggregatzuständen, läuft auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen ab. Deshalb müssen bei der Parametrisierung dieser Prozesse zumindest zwei grob unterscheidbare Typen von Wolken- und Niederschlagsbildung getrennt parametrisiert werden: (i) Skalige Kondensationsprozesse finden in der Regel bei frontalen Aufgleitvorgängen statt. Bei diesen tritt in

Gitterelementen des Modells Übersättigung auf. (ii) Subskalige Kondensationsprozesse dagegen sind in der Regel mit konvektiven Vorgängen verbunden, die vom numerischen Modell nicht aufgelöst werden können. Übersättigung tritt nur in einem Bruchteil eines Gitterelements auf.

#### Skalige Kondensationsprozesse, Wolkenmikrophysik

In diesem Abschnitt werden die wesentlich von wolkenmikrophysikalischen Prozessen bestimmten skaligen Kondensationsprozesse beschrieben. Da eine ausführliche Darstellung der Wolkenmikrophysik in den *promet*-Heften 1-3/1993 vorliegt, wird hier nur eine kurze Übersicht gegeben.

Die beiden Vorhersagemodelle des DWD verwenden zur Bestimmung skaliger Kondensationsprozesse (wie

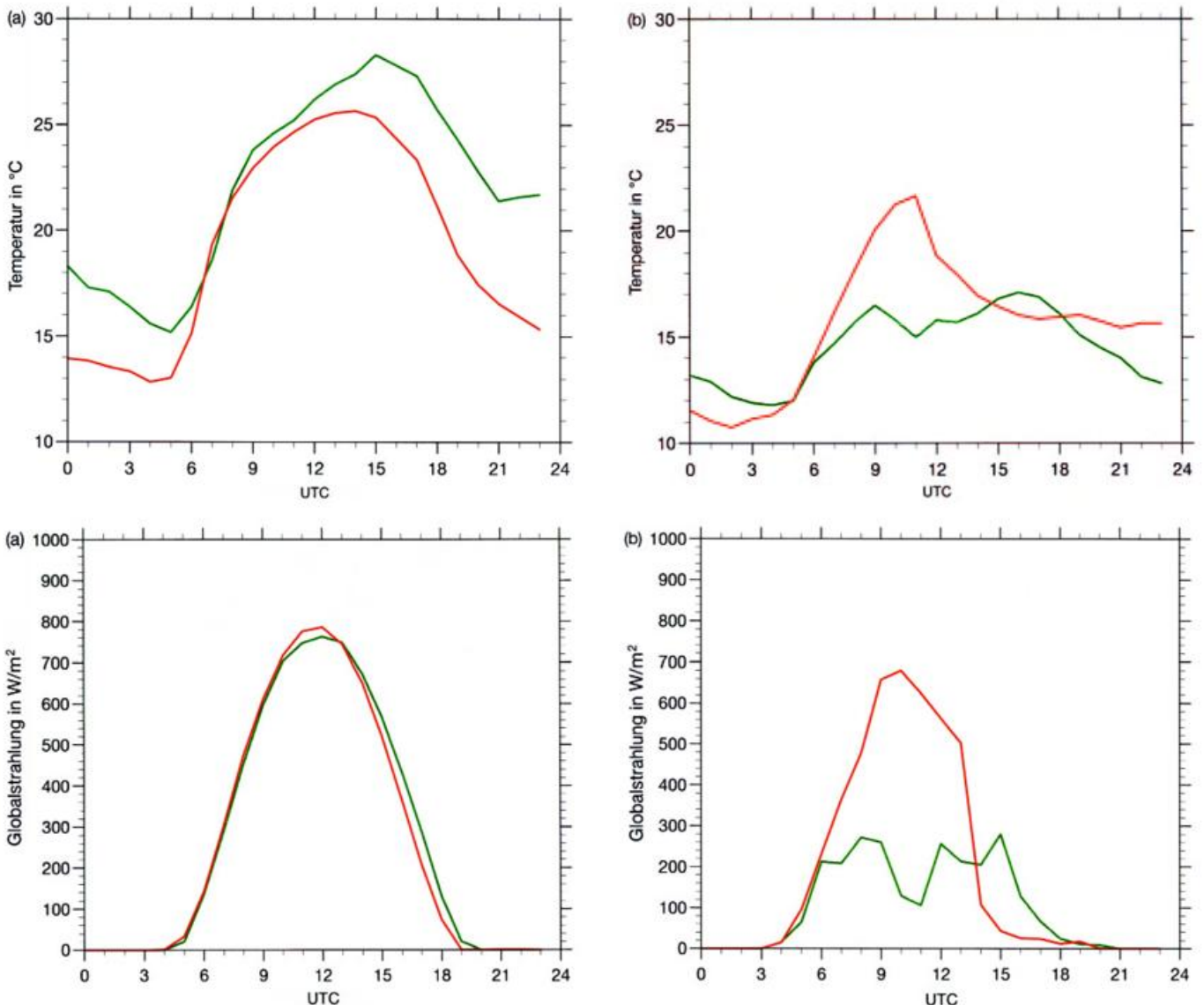


Abb. 4-1: Tagesgang der Temperatur in 2 m Höhe (oben) und der Globalstrahlung (unten) an der Station Chemnitz aus Beobachtung (grün) und Modellvorhersage (rot). a) Ein in Beobachtung und Vorhersage praktisch wolkenfreier Tag, b) ein in Beobachtung und Vorhersage bedeckter Tag.

schon das Europa- und das Deutschland-Modell) neben der prognostischen Gleichung für den Wasserdampf eine zusätzliche Gleichung für das Wolkenwasser. Außerdem werden Gleichungen für die Niederschlagskomponenten (Regen und Schnee) gelöst. Wegen der Kopplung der Kondensationsprozesse mit dem ersten Hauptsatz der Thermodynamik ist folgendes Gleichungssystem zu lösen (s. Doms 1993):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = A(T) + \frac{L_c}{c_p}(S_c - S_{ev}) + \frac{L_f}{c_p}(S_{nuc} + S_{rim} + S_{frz} - S_{melt}) + \frac{L_s}{c_p} S_{dep} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = A(q_v) - S_c + S_{ev} - S_{dep} \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} = A(q_c) + S_c - S_{au} - S_{ac} - S_{nuc} - S_{rim} - S_{shed} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = A(q_r) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_r}{\partial z} - S_{ev} + S_m + S_{ac} - S_{frz} + S_{melt} + S_{shed} \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} = A(q_s) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_s}{\partial z} + S_{nuc} + S_{rim} + S_{frz} - S_{melt} + S_{dep} \quad (3.5)$$

Mit:  $T$  = Temperatur,  $q_v$  = spezifische Feuchte,  $q_c$  = spezifischer Wolkenwassergehalt,  $q_r$  = spezifischer Regengehalt,  $q_s$  = spezifischer Schneegehalt,  $L_c, L_f, L_s$  = Kondensations-, Gefrier- und Sublimationswärme. Die  $A$ -Terme bezeichnen die dynamischen Antriebe (Advektion, ...) und alle nicht mit skaligen Kondensationsprozessen zusammenhängende Terme,  $\frac{1}{\rho} \frac{\partial P_{r,s}}{\partial z}$  ist der Sedimentationsfluss von Regen (Index r) bzw. Schnee (Index s). Die  $S$ -Terme sind die Quellen und Senken aufgrund mikrophysikalischer Wechselwirkungen: Das sind zunächst die Prozesse der sog. warmen Niederschlagsbildung  $S_c$  = Kondensation und Verdunstung von Wolkenwasser,  $S_{au}$  = Autokonversion (Zusammenwachsen von Wolken- zu Regentropfen),  $S_{ac}$  = Akkreszenz (Anlagerung von Wolken-tröpfchen an Regentropfen) und  $S_{ev}$  = Verdunstung von Regen. Dazu kommen die Prozesse der Eisphase:  $S_{nuc}$  = Nukleation (Bildung von Schneekristallen aus Wolken-tröpfchen),  $S_{dep}$  = Deposition und Sublimation (direkter Übergang zwischen Wasserdampf und Schneekristallen),  $S_{rim}$  = Bereifen (Anlagerung und Anfrieren von Wolken-tröpfchen an Schneekristalle),  $S_{shed}$  = Shedding (Anlagerung von Wolken-tröpfchen an Schneekristalle und anschließendes Abtropfen),  $S_{frz}$  = Gefrieren von Regentropfen (zu Schneekristallen, Hagel und Graupel werden nicht simuliert) und  $S_{melt}$  = Schmelzen von Schneekristallen. Jeder einzelne dieser Prozesse muss parametrisiert werden, wobei in vielen Fällen besonders die im Vergleich zum Zeitschritt des Modells sehr kleinen typischen Zeitskalen Probleme bereiten. Zur Zeit werden in GME und LM die Niederschlagskomponenten durch diagnostische Gleichungen bestimmt. Sie entsprechen den oben angegebenen Glen. (3.4) und (3.5), in denen nur die lokalen zeitlichen

Änderungen und die dynamischen Antriebe Null gesetzt werden. Im Zusammenhang mit einer Umstellung der zeitlichen Diskretisierung des LM sollen dort später die bisher vernachlässigten Terme berücksichtigt werden.

In einer zukünftigen Version des GME und des LM wird auch für Wolkeneis eine prognostische Gleichung gelöst werden. Der Vorteil ist eine realistischere Simulation der Feuchte in der oberen Troposphäre (zur Zeit können sich Wolken nur bei Wasserübersättigung bilden). Das erlaubt dann auch eine bessere Simulation von Cirrusbewölkung. Der Nachteil des Schemas ist, dass sich die Anzahl der zu parametrisierenden Prozesse ( $S$ -Terme) nahezu verdoppelt. Das Problem des Tunings des Schemas wird dadurch wesentlich verschärft.

### Konvektion

Konvektion tritt in der Atmosphäre in einer großen Vielzahl von Erscheinungsformen auf. Diese reichen von sehr kleinräumigen Prozessen über hochreichende Cb-Konvektion bis hin zu mesoskalig organisierten konvektiven Systemen. Damit stellt sich hier das in der Einleitung angesprochene Problem des Skalensprungs sehr deutlich. In der operationellen Auflösung des LM (7 km) werden mesoskalige Organisationsformen explizit aufgelöst, einzelne Cumulonimben jedoch nicht. Der zeitliche Verlauf der Konvektion ist dagegen mit einem Zeitschritt des LM von 40 s selbst bei Blauthermik schon im Bereich der expliziten Simulation. Trotzdem zeigt aber alle Erfahrung mit NWV-Modellen, dass auch bei der Auflösung des LM Konvektion parametrisiert werden muss, um einigermaßen akzeptable Ergebnisse zu erhalten.

In den NWV-Modellen des DWD wird die Konvektionsparametrisierung von Tiedtke (1989) verwendet, die zur Gruppe der Massenflussverfahren gehört. Bei dieser Art von Parametrisierungen wird vorausgesetzt, dass die thermodynamischen Gleichungen, die ja immer als gemittelt über Gittervolumina anzusehen sind, über ein Gebiet gemittelt sind, das groß genug ist, um ein ganzes Ensemble von Konvektionswolken in allen Entwicklungsstadien zu enthalten. Diese Annahme ist offensichtlich verletzt. Sie ist aber für die Parametrisierung notwendig, weil diese nur die Auswirkungen des ganzen Ensembles in einem Gleichgewichtszustand beschreiben kann.

Formuliert man für die Variablen trockenstatische Energie  $s = c_p T + gz$  und spezifische Feuchte  $q_v$  die Grundgleichungen im  $z$ -System, dann erhält man (der Querstrich bedeutet die Gebietsmittelung, der Strich Abweichungen vom Gebietsmittel):

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = A(\bar{s}) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' s'})_{conv} + L(\bar{c}_{conv} - \bar{e}_{conv}) \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_v}{\partial t} = A(\bar{q}_v) - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\bar{\rho} \overline{w' q'_v})_{conv} - (\bar{c}_{conv} - \bar{e}_{conv}) \quad (3.7)$$

Hierin bedeutet  $(\overline{\rho w' \psi'})_{conv}$  den Vertikaltransport von  $\bar{s}$  bzw.  $\bar{q}_v$  durch die subskaligen konvektiven Prozesse (die entsprechenden Horizontaltransporte werden nur durch einfache Entrainment- und Detrainment-Ansätze beschrieben),  $\bar{c}_{conv}$  und  $\bar{e}_{conv}$  bezeichnen die im Zusammenhang mit der Konvektion auftretende Kondensation bzw. Verdunstung. Die A-Terme symbolisieren alle nicht mit der Konvektion zusammenhängenden Prozesse.

Zur Bestimmung der Wirkung der Konvektion auf die gemittelten Größen wird nun in einem einfachen Wolkenmodell angenommen, dass ein Updraft-Bereich mit aufwärts gerichtetem Massenfluss  $M_u$  existiert, in dem das vertikale Temperatur- und Feuchteprofil einer Feuchtadiabate durch die Wolkenbasis (Hebungskondensationsniveau) entspricht. Das Vertikalprofil des Massenflusses kann durch Entrainment und Detrainment verändert werden. Neben den Updrafts gibt es auch Downdrafts mit dem Massenfluss  $M_d$ . Dieser Massenfluss ist proportional zu  $M_u$  an der Wolkenbasis. Nach einer Initiierung von Downdrafts im oberen Teil der Cumulus-Wolke behalten diese ihren negativen Auftrieb durch Verdunsten von Regenwasser. Sie bleiben dadurch gesättigt und erreichen den Boden mit einer negativen Temperaturabweichung gegenüber der Umgebungsluft. Mit dieser einfachen Modellvorstellung (und einigen weiteren Vereinfachungen) erhalten die konvektiven Vertikaltransporte folgende Form:

$$\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\overline{\rho w' \psi'})_{conv} = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} [M_u \psi_u + M_d \psi_d - (M_u + M_d) \bar{\psi}]. \quad (3.8)$$

Der Startwert für den Massenfluss an der Wolkenbasis wird nach einer von Kuo (1965) vorgeschlagenen Schließungsbedingung bestimmt. Sie basiert auf der Annahme von Stationarität unterhalb der Wolkenbasis. Dies führt auf die Schließungsbedingung

$$[M_u (q_u - \bar{q}) + M_d (q_d - \bar{q})]_{Basis} = - \int_{z=0}^{Basis} \left( \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial}{\partial z} (\overline{\rho w' q'})_{turb} \right) \bar{\rho} dz. \quad (3.9)$$

Hierin bedeutet  $(\overline{\rho w' q'})_{turb}$  turbulente Vertikaltransporte von Feuchte (s. Abschnitt 4: *Turbulente Flüsse*).

Innerhalb des Updrafts entsteht Wolkenwasser. Es gelangt z. T. durch Detrainment in die Umgebung, wo es verdunstet. Der Rest wird in Niederschlagswasser umgewandelt. Dieser Niederschlag kann teilweise in den Downdrafts und teilweise auch in der Umgebungsluft unterhalb der Wolkenbasis verdunsten. Der übrige Teil gelangt als konvektiver Niederschlag zum Boden. Eine parametrisierte Wolkenmikrophysik wie bei den skaligen Kondensationsprozessen gibt es in der Kon-

vektionsparametrisierung nicht.

Wenn Konvektion nicht – wie oben vorausgesetzt – durch Hebung bodennaher Luft ausgelöst werden kann, dann wird geprüft, ob in größerer Höhe konvektiv instabile Schichten existieren, aufwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeit vorhanden ist und im jeweiligen Startniveau die relative Feuchte mehr als 90 % beträgt. Sind diese Bedingungen erfüllt, dann wird Konvektion wie im vorher beschriebenen Fall gerechnet, der Startwert für den Massenfluss an der Wolkenbasis wird aber proportional zur Vertikalgeschwindigkeit gesetzt.

In vielen Fällen befriedigen die Ergebnisse der Konvektionsparametrisierung nicht. Einer der Hauptgründe dafür liegt sicherlich in den oben angedeuteten grundsätzlichen Problemen einer Parametrisierung dieser Prozesse anstelle der an sich notwendigen expliziten Simulation. Ein weiterer Grund kann aber in der angewendeten Schließungsbedingung für den Massenfluss an der Wolkenbasis sein. Deshalb wird eine Variante untersucht, in der dieser Massenfluss proportional zur vertikal integrierten Instabilität in der Atmosphäre ist (convective available potential energy CAPE). Abb. 4-2 zeigt sehr deutlich die Problematik der Schließungsbedingungen, ohne hier darauf einzugehen, welche der beiden Methoden im konkreten Fall besser ist. In dem Scatterdiagramm werden die Verhältnisse in einem Teilgebiet des LM für einen einzigen Zeitpunkt dargestellt. Für jeden Punkt stellt die x-Achse den Massenfluss (in  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ , 1 wird als Maximalwert vorgeschrieben) nach der KUO-Schließung, die y-Achse den Massenfluss nach der CAPE-Schließung dar. Die Korrelation zwischen den beiden Varianten ist offensichtlich sehr gering. Über einen Zeitraum von einigen Stunden gleichen sich diese Unterschiede zwar teilweise aus, es bleibt aber trotzdem eine erhebliche Unsicherheit in der Identifizierung konvektiver Strukturen im Modell.

### Bewölkung

Die beschriebene Parametrisierung der skaligen Kondensationsprozesse liefert nur dann Angaben über die Bewölkung, wenn die prognostische Gleichung für den Wolkenwassergehalt Werte  $> 0$  für diese Größe in einem Gitterelement prognostiziert. In diesem Fall ist der Bedeckungsgrad 1 und der Wolkenwassergehalt ist durch seinen prognostizierten Wert gegeben. Dies setzt aber voraus, dass ein Gitterelement übersättigt ist. Solange dagegen die relative Feuchte  $< 1$  bleibt, muss auf anderem Wege partielle Bedeckung parametrisiert werden. In Gitterelementen, in denen parametrisierte Konvektion auftritt, wird ein mit der vertikalen Mächtigkeit der Wolke zunehmender Bedeckungsgrad angenommen. In allen anderen Fällen bieten sich Beziehungen an, die als wesentlichen Parameter die relative Feuchte enthalten. Im Allgemeinen haben sie die Form.

$$C_k = \text{Maximum} \left[ \left( \frac{U_k - U_{k,krit}}{1 - U_{k,krit}} \right)^N, 0 \right] \tag{3.10}$$

Hierin ist C der Bedeckungsgrad und U die relative Feuchte, k ist der Index der betrachteten Schicht. Der kritische Wert der relativen Feuchte ( $U_{k,krit}$ ) wird höhenabhängig gewählt. Der Exponent N, der die Nichtlinearität der Beziehung steuert, wird in der Regel auf 2 gesetzt. Der ebenfalls benötigte Wolkenwassergehalt wird in diesem Fall als konstanter Bruchteil der Sättigungsfeuchte parametrisiert.

In Abb. 4-3 werden in einer Momentaufnahme die global beobachteten und die am jeweils nächstgelegenen Gitterpunkt des GME simulierten Werte des Bedeckungsgrads in einer Häufigkeitsverteilung dargestellt. In den Beobachtungen zeigt sich die stark ausgeprägte U-Form mit wolkenlos und total bedeckt als vorherrschenden Werten (man erhält alle Beobachtungswerte jeder Klasse, wenn man die durch die Größe der Boxen angedeuteten Werte jeder Zeile summiert). Das gleiche Verhalten, aber noch extremer, ist auch im Modell zu sehen (Summation der Spaltenwerte). Immerhin 58,2 % der Werte werden bei dieser relativ groben Klasseneinteilung richtig simuliert (Boxen in der Hauptdiagonalen). Insgesamt neigt das Modell – zumindest in diesem Beispiel – zu einer

leichten Unterschätzung des Bedeckungsgrads: 24,6 % der Werte liegen oberhalb und nur 17,2 % unterhalb der Hauptdiagonalen.

#### 4 Turbulente Flüsse

Bei der Parametrisierung turbulenter Flüsse geht es darum, die subskaligen Korrelationsprodukte zu bestimmen, die bei der Mittelung nichtlinearer Terme in den Grundgleichungen (Impulsgleichung, 1. Hauptsatz der Thermodynamik, ...) über die Zeit und/oder über das Volumen eines Modellgitterelements auftreten (s. z. B. Stull 1988, S. 41 ff). Diese Korrelationsprodukte stellen (für das Modell subskalige) Flüsse in allen drei Raumrichtungen dar. Auf der Skala von NWV-Modellen sind aber nur die vertikalen Flüsse von Bedeutung. Sie haben im z-System die Form  $(\overline{\rho w \psi'})_{turb}$ , wobei  $\psi$  die horizontalen Windkomponenten, die Temperatur usw. bedeutet. Der Querstrich symbolisiert den Mittelwert und der Strich die Abweichung davon. Die Flüsse treten konkret in der Form einer vertikalen Divergenz

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\overline{\rho w \psi'})_{turb} \text{ auf. Sie müssen also sowohl in der}$$

Atmosphäre als auch als Randwerte an der Erdoberfläche bestimmt werden (am Oberrand der Atmosphäre sind sie Null).

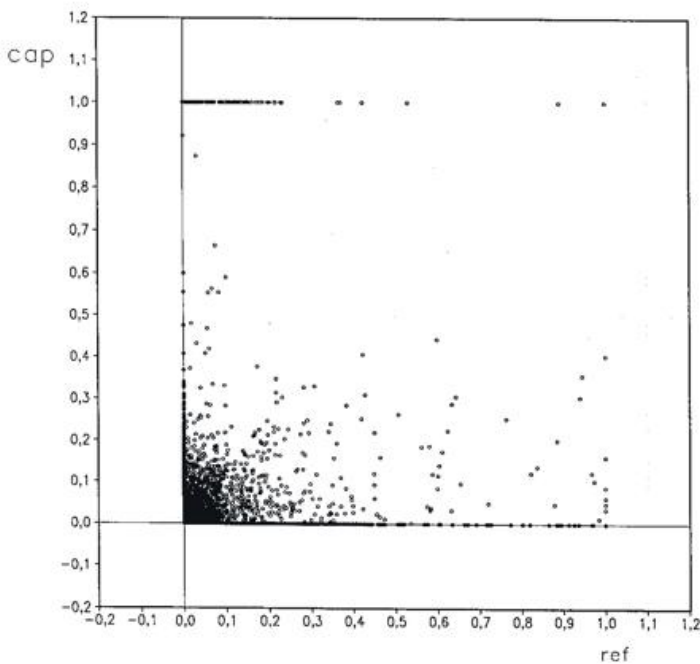


Abb. 4-2: Streudiagramm für den parametrisierten konvektiven Massenfluss (in  $\text{kg}/(\text{m}^2 \text{s})$ ) an der Wolkenbasis für ein kleines Teilgebiet des LM in Süddeutschland zum Zeitpunkt 18.00 UTC am 23. 7. 1998. ref (Abszisse) bedeutet die operationelle Kuo-Schließung, cap (Ordinate) die alternativ verwendete CAPE-Schließung (s. Text).

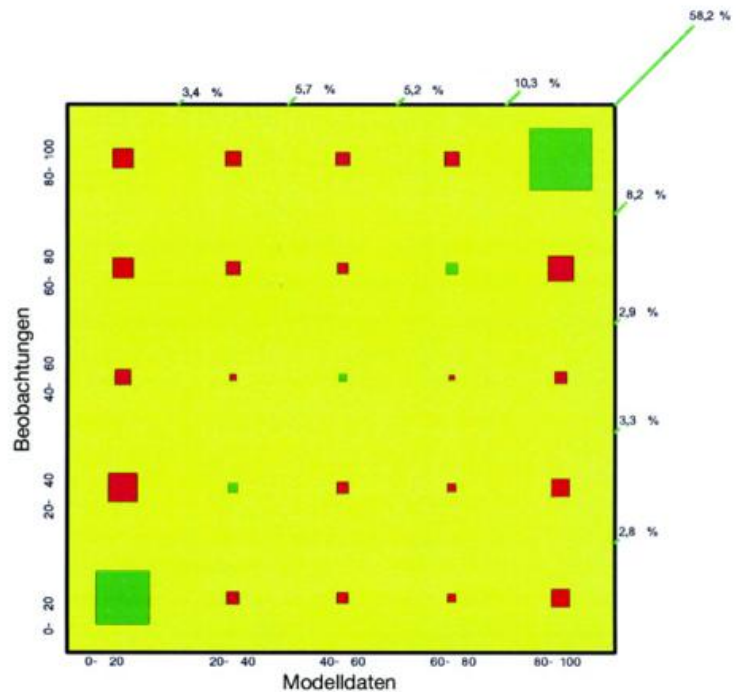


Abb. 4-3: Häufigkeitsverteilung des global mit dem GME vorhergesagten (Abszisse) und des beobachteten (Ordinate) Bedeckungsgrads. Die Zahlenwerte an Abszisse und Ordinate geben Bedeckungsgradbereiche (in %) an. Die rechts und oben angebrachten Prozentzahlen geben die relative Belegung der entsprechenden Haupt- und der 8 Nebendiagonalen in % an, die Größe der Quadrate ist ein Maß für die Anzahl der Fälle in der jeweiligen Klasse.

### Turbulente Flüsse in der Atmosphäre

Für die Bestimmung der turbulenten Flüsse in der Atmosphäre gibt es eine Vielzahl von Möglichkeiten, aus denen in Abhängigkeit vom Modell (z. B. Klimamodell oder hoch aufgelöstes Modell zur Wettervorhersage) die geeignete Variante auszuwählen ist. Im einfachsten Fall, der als Schließung 1. Ordnung bezeichnet wird, parametrisiert man direkt die Korrelationsprodukte. Dabei wird in der Regel der sogenannte Fluss-Gradient-Ansatz  $\overline{w'\psi'} = -K\partial\psi/\partial z$  gewählt. Das Parametrisierungsproblem ist damit auf die Bestimmung des Vertikaldiffusionskoeffizienten  $K$  verlagert. Alternativ dazu kann man aber auch zu einer Schließung 2. Ordnung übergehen. In diesem Fall leitet man aus dem System von Grundgleichungen prognostische Gleichungen für die Korrelationsprodukte ab. Dazu spaltet man z. B. in der Gleichung für den Zonalimpuls jede Größe in Mittelwert und Abweichung auf, also etwa  $u = \bar{u} + u'$ . Dies liefert eine inhaltlich ungeänderte Form (\*) der Ausgangsgleichung. Mittelt man nun diese Gleichung, dann erhält man die im Modell verwendete Gleichung (\*\*) für die mittleren Größen, in der die turbulenten Flüsse als Zusatzterme auftreten. Subtrahiert man nun die Gleichungen (\*) – (\*\*), dann entsteht eine Gleichung für die zeitliche Änderung der Abweichung, in unserem Beispiel also für  $\partial u'/\partial t$ . Diese multipliziert man mit  $w'$ . Der gleiche Vorgang wird mit der Gleichung für den Vertikalimpuls wiederholt, wobei die Gleichung für  $\partial w'/\partial t$  mit  $u'$  multipliziert werden muss. Die beiden Ergebnisgleichungen werden addiert, das liefert die prognostische Gleichung für  $u'w'$ . Für alle Einzelheiten sei auf die Monographie von Stull (1988) verwiesen. Damit ist aber leider das Parametrisierungsproblem nicht gelöst, denn in den prognostischen Gleichungen für die Korrelationsprodukte tauchen nun Tripelkorrelationen (Produkte  $\overline{\varphi'\psi'\zeta'}$ ) auf, die wieder parametrisiert werden müssen. Ein Vorgehen, das sich beliebig fortsetzen ließe und als Schließungsproblem der Turbulenzparametrisierung bekannt ist.

Die Parametrisierungen der DWD-Modelle basieren auf einer Schließung 2. Ordnung, nutzen also den Satz prognostischer Gleichungen für die Korrelationsprodukte. Eine dieser Gleichungen soll hier etwas näher beleuchtet werden, weil sie bei der Parametrisierung eine herausragende Rolle spielt. Es ist die TKE-Gleichung, die prognostische Gleichung für den Mittelwert der turbulenten kinetischen Energie pro Masseneinheit  $e = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2)$ . Sie entsteht durch Summation der Gleichungen für die Geschwindigkeitsvarianzen und hat folgende Form (s. z. B. Stull 1988, S. 152):

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{e}}{\partial x_j} + \delta_{ij} \frac{g}{\bar{\theta}_v} (\overline{u'\theta'_i}) - \overline{u'_i u'_j} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_i e})}{\partial x_i} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial (\overline{u'_i p'})}{\partial x_i} - \varepsilon \quad (4.1)$$

(I) (II) (III) (IV) (V) (VI) (VII)

Hierin bedeutet  $u_i$  die drei Windkomponenten und  $x_i$  die drei Koordinatenrichtungen. Es gilt die Einsteinsche Summenkonvention, d. h. über doppelt auftretende Indices wird summiert.  $\delta_{ij}$  ist 1 für  $i = j$  und 0 sonst. Die einzelnen Terme haben folgende Bedeutung: (I) ist die lokale zeitliche Änderung von TKE, (II) ist die dreidimensionale Advektion von TKE durch die mittlere Strömung, (III) ist die Produktion von TKE durch Auftriebskräfte, (IV) ist die mechanische Produktion von TKE durch Scherkräfte, (V) ist der turbulente Transport von TKE (eine Tripelkorrelation), (VI) der sogenannte Druck-Wechselwirkungsterm und (VII) die Umwandlung von TKE durch Dissipation in innere Energie. Es gibt nun eine ganze Reihe von Verfahren unterschiedlicher Komplexität (als Level bezeichnet), mit den neuen prognostischen Gleichungen für die Korrelationsprodukte umzugehen. In der Turbulenzparametrisierung des GME wird Level 2 angewendet. Das bedeutet, dass durch eine Reihe von Annahmen (z. B. Stationarität) die Gleichungen drastisch vereinfacht werden. In der TKE-Gleichung bleiben dabei nur die Terme (III), (IV) und (VII) übrig. Mit einfachen Parametrisierungen für die unbekanntenen Ausdrücke erhält man schließlich einen Satz von algebraischen Gleichungen. Die Lösung dieses Gleichungssystems führt wieder auf den Fluss-Gradient-Ansatz zur Berechnung der turbulenten Flüsse. Der Vertikaldiffusionskoeffizient wird darin von Parametern festgelegt, die z. B. die Stabilität der Schichtung beschreiben.

Die Turbulenzparametrisierung des LM kann gleich der im GME sein. Als Alternative kann aber auch die TKE-Gleichung als prognostische Gleichung erhalten bleiben, nur die anderen Gleichungen für Korrelationsprodukte werden wie oben vereinfacht (Level 2.5). Vernachlässigt werden in der TKE-Gleichung bisher aber die Advektion durch die mittlere Strömung (II) und die horizontalen turbulenten Transporte in (V). Diese Formulierung gibt deutlich mehr Freiheiten, die turbulenten Flüsse in den verschiedensten Situationen realistisch zu parametrisieren. Im Level 2 entstehen erhebliche Schwierigkeiten bei stabiler Schichtung. In diesen Fällen gibt es u. U. keine physikalisch sinnvolle Lösung des Systems algebraischer Gleichungen mehr, es muss auf vorgeschriebene Minimalwerte des Vertikaldiffusionskoeffizienten zurückgegriffen werden. Benutzt man dagegen im Level 2.5 die vollständigere TKE-Gleichung, dann kann die Parametrisierung des Druckwechselwirkungsterms durch Einführung eines Quellterms (sog. Zirkulationsterm) und die Berücksichtigung turbulenter Vertikaltransporte von TKE in parametrisierter Form (Fluss-Gradient-Ansatz) diese Probleme weitgehend lösen. Der Zirkulationsterm soll hauptsächlich die Entwicklung intermittierender nächtlicher Turbulenz beschreiben, die z. B. von thermischen Inhomogenitäten der Erdoberfläche ausgelöst werden können. Die Größe des Zirkulationsterms ist zunächst völlig unbekannt. Einerseits kann sie mit Hilfe von ein- und dreidimensionalen Experimenten durch Ausprobieren abgeleitet werden. Als Alternative dazu wird die im LITFASS-Projekt ent-

wickelte hoch aufgelöste (etwa 100 m Maschenweite) Version des LM – das LLM – verwendet, um in idealisierten Experimenten für verschiedene Strukturen der thermischen Inhomogenität der Unterlage die Wirkung des Zirkulationsterms explizit zu simulieren. Die Ergebnisse sollen dann eine Parametrisierung des Zirkulationsterms in Abhängigkeit von der subskaligen Topographie der Erdoberfläche ermöglichen.

Die Verhältnisse bei stabiler Schichtung werden durch Einführung des Zirkulationsterms deutlich besser erfasst. Ein Beispiel dafür wird in Abb. 4-4 dargestellt. In einer idealisierten eindimensionalen Rechnung wird simuliert, wie am 10. 7. 1997 tagsüber eine im Lauf der vergangenen Nacht entstandene hochreichende stabile Grenzschicht aufgelöst wird, um sich in der folgenden Nacht neu zu bilden (die Messdaten stammen vom Messfeld Falkenberg des Observatoriums Lindenberg). In der Simulation mit Level 2.5 ohne Zirkulationsterm (Abb. 4-4a) wird zwar die Auflösung recht gut nachgebildet, um 18.00 UTC ist die Atmosphäre bis etwa 1.800 m Höhe durchmischt. Die danach einsetzende Stabilisierung vom Erdboden her erfasst aber nur die unteren 200 m, die Inversion ist deshalb viel zu krass ausgeprägt. Wird dagegen der Zirkulationsterm berücksichtigt (Abb. 4-4b), dann wird die Neuentwicklung der nächtlichen Grenzschicht in guter Übereinstimmung mit den Messungen simuliert. Eine so gute Übereinstimmung lässt sich natürlich nur in gut getunten eindimensionalen Rechnungen erreichen, jedoch haben sich bei Berücksichtigung des Zirkulationsterms auch in dreidimensionalen Simulationen deutliche Verbesserungen in der zeitlichen Variation der Inversionsstruktur gezeigt.

*Turbulente Flüsse an der Erdoberfläche*

An der Erdoberfläche werden formal die gleichen Flüsse  $(\bar{\rho w' \psi'})_{turb}$  wie in der Atmosphäre parametrisiert. Trotzdem müssen offensichtlich andere Parametrisierungsbeziehungen gesucht werden, weil einerseits die oben angedeuteten Schließungsmethoden nur für Luftvolumina und nicht an festen Grenzflächen angewendet werden können, und weil andererseits hier die Topographie der Erdoberfläche entscheidenden Einfluss auf die Flüsse hat. Beim latenten Wärmefluss führt dies sogar dazu, dass er über Landflächen nicht direkt als turbulenter Fluss parametrisiert, sondern mit Hilfe einer Modellierung der im Erdboden und in der Pflanzendecke ablaufenden Prozesse aus der Verdunstung bestimmt wird (s. Abschnitt 5: *Erdbodenmodell*).

Im GME und im LM wird wie üblich von der Modellvorstellung einer Prandtl-Schicht ausgegangen, einer wenige Dekameter dicken Schicht oberhalb der Erdoberfläche, in der die vertikalen turbulenten Flüsse annähernd höhenunabhängig sind. Hier lassen sich die Flüsse mit Hilfe der Monin-Obukhov Ähnlichkeitstheorie bestimmen (s. z. B. Stull 1988, Kapitel 9). Allerdings scheitert eine direkte Anwendung, weil aufwändige Iterationen erforderlich wären. Einen Ausweg hat Luois (1979) vorgeschlagen. Er hat die Iterationen unabhängig von einem atmosphärischen Modell ausgeführt und die Ergebnisse durch analytische Funktionen approximiert. Die turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche (Index Off) lassen sich dann mit den üblichen Bulk-Formeln  $(\bar{\rho w' \psi'})_{turb, Off} = -\rho_h C_\psi U_h (\psi_h - \bar{\psi}_{Off})$  berechnen. Hier bedeutet h die

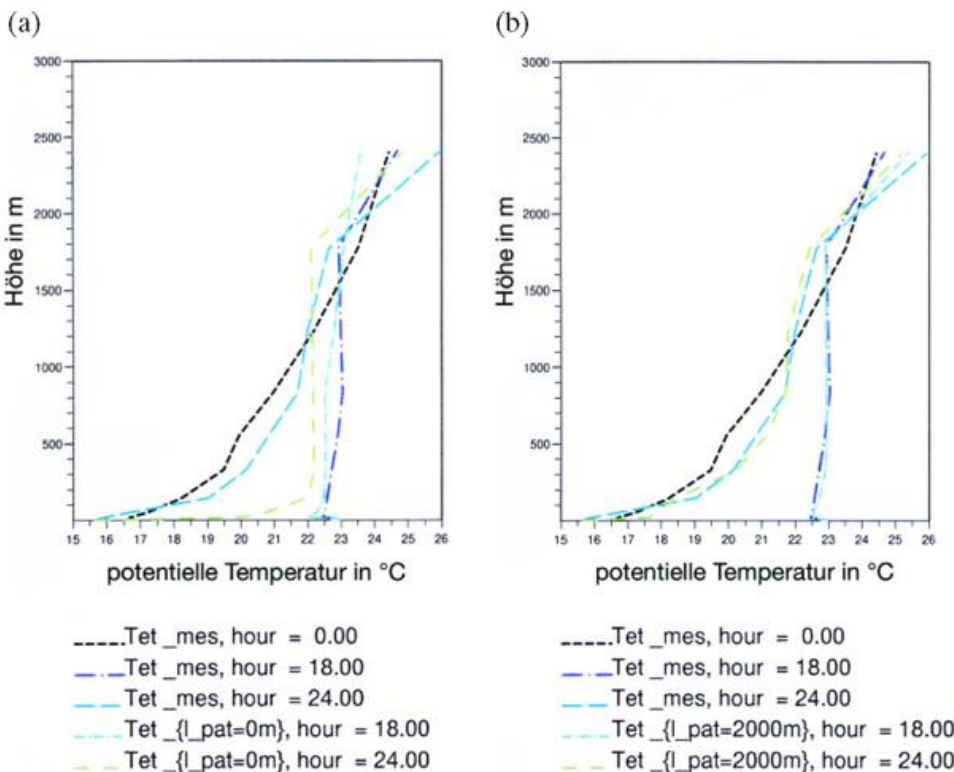


Abb. 4-4: Auflösung und Neubildung einer Temperaturinversion in den unteren 2500 m Höhe am Ort des Messfeldes in Falkenberg (Observatorium Lindenberg). Tet\_mes sind die beobachteten Profile der potentiellen Temperatur um 00.00, 18.00 und 24.00 UTC am 10. 7. 1997. Die beiden anderen Profile um 18.00 und um 24.00 UTC sind Ergebnisse von Simulationen mit einem eindimensionalen Modell. a) ohne und b) mit Einschluss des Zirkulationsterms bei der Lösung der prognostischen Gleichung für die turbulente kinetische Energie (s. Text).

Höhe der untersten Rechenfläche des Modells,  $U_h$  ist der Betrag der Windgeschwindigkeit in dieser Höhe und  $C_\psi$  ist ein Transferkoeffizient. Die entscheidende Schließungsgröße der Parametrisierung ist nun dieser Transferkoeffizient, der alle Einflüsse unterschiedlicher Eigenschaften der Erdoberfläche, unterschiedlicher Stabilitätsverhältnisse und auch den Einfluss der jeweiligen Höhe  $h$  enthalten muss. Er wird in einen für neutrale Schichtung geltenden Anteil  $C_{\psi,n}$  und einen stabilitäts- und variablenabhängigen Teil  $f_\psi$  aufgespalten:  $C_\psi = C_{\psi,n} \cdot f_\psi(Ri_B, h/z_0)$ . Der für neutrale Schichtung geltende Teil ist für Impulsflüsse (Index M)  $C_{M,n} = (k/\ln(h/z_0))^2$  und für Flüsse skalarer Größen (Index H)  $C_{H,n} = k^2 \{ \ln(h/z_0) \ln(h/z_H) \}^{-1}$ . Hierin ist  $k$  die von-Kármán-Konstante,  $z_0$  die Rauigkeitslänge für Impuls und  $z_H$  eine ‚Rauigkeitslänge‘ für den Transport skalarer Größen (s. Abschnitt 6: *externe Parameter*).  $Ri_B$  ist eine Bulk-Richardson-Zahl, die aus den Werten der virtuellpotentiellen Temperatur  $\theta_v$  und der Windgeschwindigkeit bestimmt wird:

$$Ri_B = \frac{g(h-z_0)(\theta_{v,h} - \theta_{v,off})}{c_p \theta_{v,off} U_h^2} \tag{4.2}$$

In den stabilitäts- und variablenabhängigen Funktionen  $f$  ist das approximierte Ergebnis der Iterationen enthalten. Sie haben z. B. für den turbulenten Fluss skalarer Größen bei labiler Schichtung die Form

$$f_H = 1 + \frac{3b|Ri_B|}{1 + 3bcC_{H,n} \{ (h/z_H)^{1/3} - 1 \}^{3/2} \sqrt{|Ri_B|}} \tag{4.3}$$

mit den freien Parametern  $b = c = 5$ . Auch in dieser schon auf die Verwendung in numerischen Modellen zugeschnittenen Form der ursprünglichen Monin-Obukhov Theorie können Grenzfälle noch zu Problemen führen. Ein wichtiger dieser Grenzfälle ist die freie Konvektion, also labile Schichtung bei verschwindendem Wind, was zu  $Ri_B \rightarrow -\infty$  führt. Man kann diesen Fall aber leicht behandeln, wenn man in den Bulk-Formeln die Windgeschwindigkeit  $U_h$  in den Transferkoeffizienten hineinmultipliziert. Dadurch kann man im Nenner der Richardson-Zahl das Quadrat der Windgeschwindigkeit eliminieren und man erhält im Grenzfalle freier Konvektion

$$\lim_{U_h \rightarrow 0} C_\psi U_h = \frac{\{ (g/\theta_{v,off}) |\theta_h - \theta_{off}| (h-z_H) \}^{1/2}}{c \{ (h/z_H)^{1/3} - 1 \}^{3/2}} \tag{4.4}$$

Damit erhält man einen nicht verschwindenden Fluss skalarer Größen, der wesentlich vom Parameter  $c$  gesteuert wird. Dieser Parameter ist also wichtig z. B. für den Wert der Verdunstung über warmen Meeresgebieten bei geringen Windgeschwindigkeiten oder für den des fühlbaren Wärmeflusses an heißen Tagen über Land. Der Impulsfluss dagegen ist im Grenzfalle Null, weil in der Bulk-Formel noch mit  $U_h (=0)$  multipliziert werden muss.

Die Entwicklung der oben angegebenen Parametrisierungsbeziehungen enthält viele vereinfachende Annahmen. Die wichtigsten sind, dass die Turbulenz in der bodennahen Schicht stationär und horizontal homogen ist. In jeder realen Grenzschicht sind diese Annahmen in

der Regel natürlich erheblich verletzt. Es ist deshalb wichtig zu untersuchen, ob die im Modell parametrisierten Flüsse an der Erdoberfläche über längere Zeiten hinweg systematische Abweichungen von entsprechenden Beobachtungen aufweisen. Diese Möglichkeit bietet sich am Messfeld Falkenberg des Observatoriums Lindenberg, wo in kontinuierlichem Betrieb turbulente Flüsse entweder aus direkten Messungen der Korrelationsprodukte oder aber aus Profilmessungen bestimmt werden. Abb. 4-5 zeigt einen entsprechenden Vergleich für den fühlbaren und den latenten Wärmefluss. Auffällig ist hier, dass der fühlbare Wärmefluss (Abb. 4-5a) am 6. bis 9. Tag deutlich zu gering ausfällt, während er an den anderen Tagen recht gut simuliert wird. Der latente Wärmefluss (Abb. 4-5b) ist dagegen überwiegend zu groß, die größten Fehler treten am 6. bis 9. Tag auf. Dies waren die heißesten Tage des Jahres mit Temperaturen bis zu 36 °C. Die wesentlich zu großen latenten Wärme-

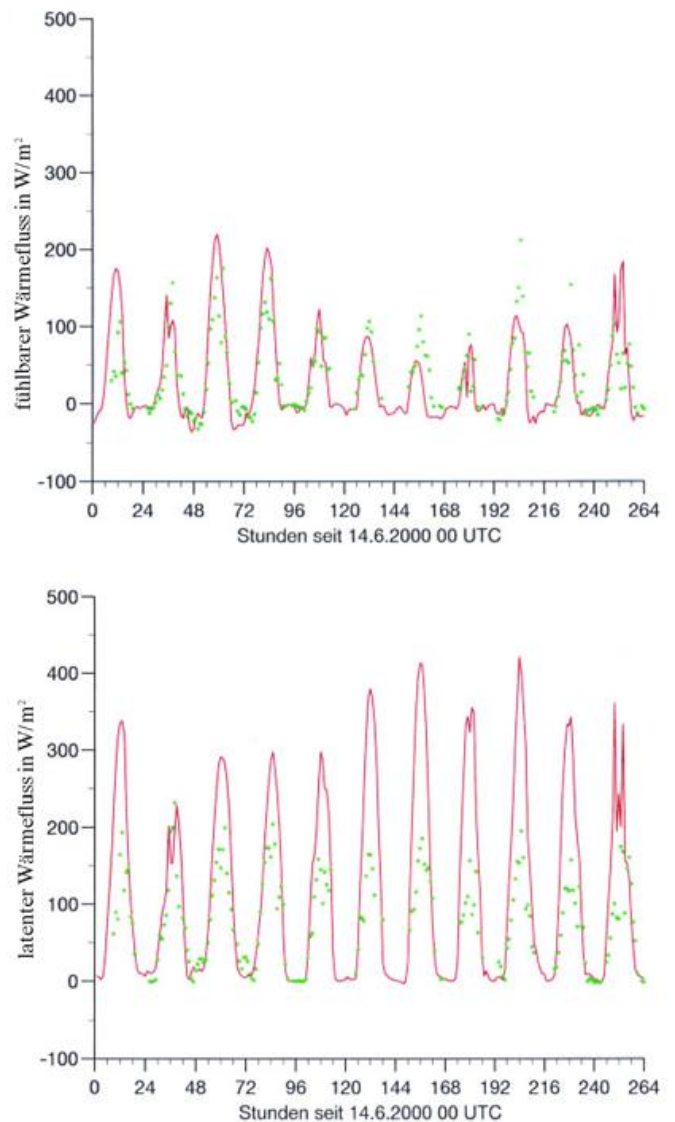


Abb. 4-5: Am Messfeld Falkenberg direkt gemessene (grüne Punkte) und vom operationellen LM simulierte (rote Linie) vertikale turbulente Flüsse an der Erdoberfläche vom 14. bis 24. 6. 2000. a) fühlbarer Wärmefluss, b) latenter Wärmefluss.

flüsse wurden durch die zu geringen fühlbaren Wärme-flüsse nicht kompensiert. Die Erwärmung des Erdbodens fiel zu gering aus, und die Temperaturen in 2 m Höhe wurden um bis zu 4 °C unterschätzt.

Im LM kann anstelle der eben beschriebenen Para-metrisierung auch eine im Zusammenhang mit dem Level 2.5 Schema entwickelte Erweiterung angewendet werden. Sie erlaubt eine deutlich genauere Simulation bzw. Diagnose der Verhältnisse nahe der Erdoberfläche. Es wird unmittelbar am Boden eine laminare Grenzschicht berücksichtigt. Darüber folgt eine turbulente Zwischenschicht, die im Wesentlichen den Höhenbereich der Rauigkeitselemente einschließt. Erst darüber folgt die Prandtl-Schicht. In der Zwischenschicht werden im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Prandtl-Schicht bei neutraler Schichtung exponentielle oder Potenzprofile für die vertikale Variation der Variablen angenommen. Diese Parametrisierung erlaubt z. B. die Entwicklung realistisch hoher Erdoberflächentemperaturen an Strahlungstagen, ohne dass die Temperaturen in 2 m Höhe zu hoch werden.

*Diagnose von Werten in 2 m bzw. 10 m Höhe*

Die Parametrisierungen für die turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche verwenden Annahmen über die Vertikalprofile der Windgeschwindigkeit und der Temperatur in den unteren Dekametern über der Erdoberfläche. Aus diesen Profilen kann man auch die benötigten Größen wie Temperatur und Taupunkt in 2 m Höhe und Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe durch Interpolation zwischen den Werten an der Erdoberfläche und denen im untersten Modellniveau gewinnen.

*Einfluss der subskaligen Orographie*

Die Wirkung von Gebirgen als Hindernis für die Strömung in der Atmosphäre wird in numerischen Modellen nur teilweise durch die Einbeziehung der über die jeweiligen Gitterelemente gemittelten Orographie als unterer Randwert erfasst. Es zeigt sich schnell, dass damit zumindest auf der Nordhalbkugel die planetarischen (sehr langen) Wellen nicht genügend angeregt werden. Ein Versuch zur Intensivierung des Gebirgseffektes ist die künstliche Erhöhung der verwendeten Orographie (Envelope-Orographie). Das bewirkt aber eine ganze Reihe anderer Schwierigkeiten. So liegt z. B. mit der künstlich erhöhten Erdoberfläche die Fläche der stärksten Energieumsetzungen in einer falschen Höhe. Eine bessere Lösung besteht darin, die Wirkungen zu parametrisieren, die von den nicht aufgelösten (subskaligen) Anteilen der Orographie ausgehen. Diese subskaligen Anteile bewirken auf ihrer Skala eine Blockierung von Strömungen, und sie können Schwellenwellen anregen, die einen erheblichen Einfluss auf die mittlere Strömung ausüben.

Die Parametrisierung behandelt sowohl den Einfluss der Blockierung als auch den der Wellenanregung. Für beide

Anteile werden Impulsflüsse bestimmt, die wesentlich vom Charakter der subskaligen Orographie (Höhe und Orientierung), der Anströmrichtung und der Stabilität der Schichtung abhängen. Die Ableitung der Parametrisierungsformeln beruht auf der Annahme ellipsenförmiger Bergrücken, für die aus der Strömungstheorie abgeleitet werden kann, welche Impulsflüsse durch die Blockierung und welche durch die angeregten Wellen entstehen. Die durch die Blockierung auf die Strömung ausgeübte Schubspannung ist im Wesentlichen proportional zum Quadrat der Windgeschwindigkeit. Sie wirkt sich nur im Höhenbereich der Blockierung aus. Wellen werden nur bei stabiler Schichtung angeregt. Die dadurch entstehende Schubspannung ist proportional zur Stabilität, der Windgeschwindigkeit und dem Quadrat der dimensionslosen Höhe  $H_n$  der subskaligen Orographie:

$$H_n = \frac{NH}{|U|}, \quad N \text{ ist die Brunt-Väisälä Frequenz: } N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z},$$

H die Höhe der subskaligen Orographie und U die mittlere Windgeschwindigkeit. Diese Schubspannung wird höhenkonstant angenommen, solange nicht die Richardson-Zahl einen kritischen Wert überschreitet oder die Windrichtung um mehr als 90° von der Windrichtung in Bodennähe abweicht. Wenn solche Bedingungen erfüllt sind, wird eine Dissipation der Wellen angenommen und der mittleren Strömung in der entsprechenden Höhe wird Impuls entzogen.

**5 Erdbodenmodell**

Die im vorigen Abschnitt beschriebene Berechnung der turbulenten vertikalen Transporte an der Erdoberfläche setzt die Kenntnis von Randwerten der Temperatur und der Feuchte an der Erdoberfläche voraus. Bei Gitterpunkten über dem Meer gibt es dabei in NWV-Modellen keine Probleme, weil die Temperatur der Wasseroberfläche durch die Analyse von Beobachtungen geliefert und im Lauf der Vorhersage konstant gehalten wird. Die Feuchte ist gleich der Sättigungfeuchte bei dieser Temperatur. Ganz anders sind die Verhältnisse bei Landoberflächen. Hier sind Temperatur und Feuchte (bzw. Wassergehalt des Bodens) zeitlich variabel, und ihre zeitliche Änderung hängt u. a. vom fühlbaren und latenten Wärmestrom ab. Der gesamte Komplex der Vorhersage von Temperatur und Wassergehalt im Boden und an seiner Oberfläche mit den zugehörigen Parametrisierungen wird als Erdbodenmodell bezeichnet. Abb. 4-6 zeigt den Aufbau eines solchen Modells, die in ihm zu parametrisierenden Prozesse und die Wechselwirkungen zwischen thermischem und hydrologischem Teilmodell.

*Temperaturvorhersage*

Die Temperaturvorhersage erfolgt mit Hilfe der Wärmeleitungsgleichung

$$\rho c \frac{\partial T_{\text{Boden}}}{\partial t} = -\frac{\partial G}{\partial z} + L_f \frac{\partial w_i}{\partial t} \tag{5.1}$$

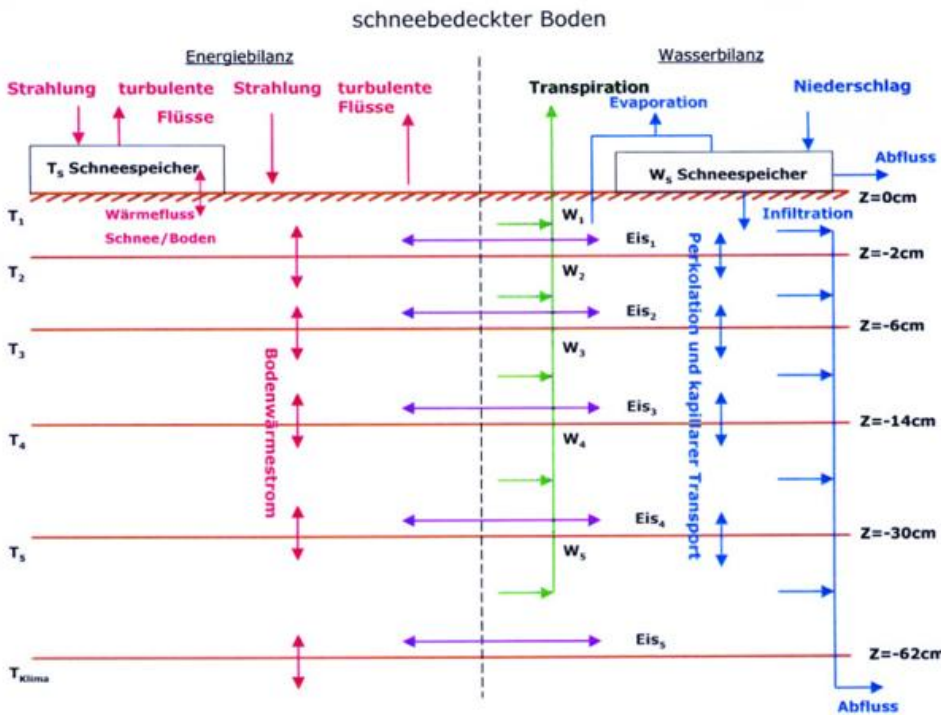


Abb. 4-6: Prinzipieller Aufbau des neuen Mehrschichten-Erdbodenmodells für das LM, das sich z. Zt. in einer Testphase befindet. \$T\_1\$ bis \$T\_5\$, \$W\_1\$ bis \$W\_5\$ und \$Eis\_1\$ bis \$Eis\_5\$ sind die prognostizierten Schichtmittelwerte der Temperatur, des Wasser- und des Eisgehalts. Die Pfeile deuten Energie- bzw. Wassertransporte an. Die horizontalen violetten Pfeile symbolisieren die Wechselwirkung zwischen Energie- und Wasserhaushalt durch Gefrier- oder Schmelzprozesse im Boden.

(\$\rho c\$ = Wärmekapazität des Bodens, \$G = -\lambda \partial T\_{Boden} / \partial z\$ ist der Bodewärmestrom mit der vom Bodenwassergehalt abhängenden Wärmeleitfähigkeit \$\lambda\$, \$w\_i\$ ist der Eisgehalt im Boden und \$L\_f\$ die Gefrierwärme). Als oberer Randwert geht in die Lösung der Wärmeleitungsgleichung die Energiebilanz an der Erdoberfläche ein, die sich aus der Strahlungsbilanz, dem fühlbaren sowie dem latenten Wärmestrom zusammensetzt. Am unteren Rand kann entweder eine zeitlich konstante Temperatur vorgeschrieben, oder der Bodewärmestrom Null gesetzt werden. Im operationellen Betrieb von LM und GME wird bisher eine optimierte Zweischichtenversion der Wärmeleitungsgleichung verwendet und der Einfluss von Gefrier- bzw. Schmelzprozessen nicht berücksichtigt. Wenn eine Schneedecke liegt, wird für diese eine zusätzliche Wärmebilanzgleichung gelöst. Überschreitet die prognostizierte Mitteltemperatur der Schneedecke den Gefrierpunkt, dann wird soviel Schnee geschmolzen, dass durch die verbrauchte Schmelzwärme die Mitteltemperatur auf den Gefrierpunkt reduziert wird. Unterhalb der Schneedecke wird die Energiebilanz an der Erdoberfläche durch einen parametrisierten Wärmeffluss durch die Schneedecke ersetzt.

*Vorhersage des Bodenwassergehalts, des Eisgehalts und des Wasseräquivalents der Schneedecke*

Der Bodenwassergehalt wird mit Hilfe der Richards-Gleichung

$$\frac{\partial w_{Boden}}{\partial t} = - \frac{\partial F_w}{\partial z} \tag{5.2}$$

prognostiziert. \$w\_{Boden}\$ ist der Wassergehalt des Bodens (in \$kg/m^3\$),

$$F_w = -D \frac{\partial w_{Boden}}{\partial z} - \rho_w K \tag{5.3}$$

ist der vertikale Wassertransport, \$D\$ die hydraulische Diffusivität, \$K\$ die hydraulische Leitfähigkeit und \$\rho\_w\$ die Dichte von Wasser. Ein erhebliches Problem bereitet die Festlegung von \$D\$ und \$K\$, beide Parameter variieren in Abhängigkeit vom Wassergehalt über mehrere Größenordnungen. Am unteren Rand des hydrologisch aktiven Bodens (zur Zeit in 1 m Tiefe) wird der vertikale Wassertransport 0 gesetzt. Am oberen Rand des Bodenmodells ist der vertikale Wassertransport durch Infiltration von Niederschlags- oder Schmelzwasser und durch Taubildung als Quellen und durch Verdunstung bzw. Transpiration als Senken gegeben. Eine Änderung des Eisgehalts wird dann berechnet, wenn entweder die prognostizierte Bodentemperatur unter \$0^\circ C\$ beträgt und noch nicht alles Bodenwasser gefroren ist, oder wenn sie über \$0^\circ C\$ beträgt und noch Eis im Boden vorhanden ist. Die Änderung des Eisgehalts ist dann gegeben durch

$$\Delta w_i = - \frac{\rho c}{L_f} (T_{Boden} - t_o), \tag{5.4}$$

mit \$t\_o = 273,15\$ K. Das Wasseräquivalent der Schneedecke wird mittels einer einfachen Bilanzrechnung aus Schneefall, Verdunstung und Schmelzen bestimmt.

*Parametrisierung der Evapotranspiration*

Über Landflächen muss die Evapotranspiration unter Berücksichtigung der Temperaturen und Wasserge-

haltswerte im Boden, der Pflanzen und der Bodeneigenschaften ermittelt werden. Dabei wird zunächst von der potentiellen Evapotranspiration ausgegangen. Diese wird – wie im Abschnitt 4: *Turbulente Flüsse an der Erdoberfläche* beschrieben – mit der Bulk-Formel bestimmt, in die für die Feuchte an der Erdoberfläche die Sättigungsfeuchte bei der dortigen Temperatur eingesetzt wird. Ist dieser Feuchtefluss zur Erdoberfläche hin gerichtet, dann wird er unverändert als Tau- oder Reifbildung betrachtet. Ist er aber in die Atmosphäre gerichtet, dann wird in zwei getrennten Schritten die Verdunstung unbewachsenen Bodens und die Transpiration der Pflanzen parametrisiert. Diese Verdunstungsbestimmungen sind eine wesentlich vereinfachte Version einer von Dickinson (1984) vorgeschlagenen Parametrisierung. Die Verdunstung unbewachsenen Bodens basiert dabei auf dem Konzept, dass der Boden nicht mehr Wasser verdunstet, als aus tieferen Schichten nachgeliefert werden kann. Diesen Vorgang hat Dickinson (1984) in einem hoch aufgelösten Bodenmodell simuliert und die erhaltenen Ergebnisse durch analytische Beziehungen angenähert. Für die Pflanzentranspiration wird ein Penman-Monteith Ansatz gewählt, der auf einer Untersuchung der Energiebilanz eines Pflanzenbestandes beruht. Dies führt letztlich auf eine Beziehung der Form  $V_{pfl} = \rho_h [q_{sat}(T_{Boden}) - q_h] (r_a + r_p)^{-1}$ . Hierin ist  $r_a$  der atmosphärische Widerstand, der aus den abgeleiteten Beziehungen für die turbulenten Transporte an der Erdoberfläche folgt:  $r_a^{-1} = C_q U_h$ . Mit  $r_t = 0$  ist die Beziehung für  $V_{pfl}$  offensichtlich mit der Bulk-Formel für die potentielle Evapotranspiration identisch. Entscheidend für die Pflanzendecke ist aber gerade dieser zusätzliche Widerstand  $r_t$ . Er wird in Abhängigkeit vom Angebot an photosynthetisch aktiver Strahlung, dem Bodenwassergehalt und der Umgebungstemperatur parametrisiert.

## 6 Externe Parameter

Als externe Parameter bezeichnet man in atmosphärischen Modellen im wesentlichen diejenigen Größen, welche die Eigenschaften der Unterlage beschreiben. Die wichtigsten dieser Parameter sind die Land-See-Verteilung und die Orographie. Zusätzlich werden aber auch Daten über die Bodenbedeckung und den Bodentyp benötigt. Aus diesen primären externen Parametern werden weiter sekundäre Parameter abgeleitet. Ein wichtiger sekundärer Parameter ist die Rauigkeitslänge  $z_0$ , die in Abhängigkeit von der nicht aufgelösten Orographie und der Bodenbedeckung bestimmt wird. Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, eine zusätzliche Rauigkeitslänge  $z_H$  einzuführen, die bei der Parametrisierung

der turbulenten Transporte skalarer Größen (Temperatur, Feuchte) an der Erdoberfläche Verwendung findet. Sie wird in den NWV-Modellen des DWD auf einen relativ kleinen Wert beschränkt:  $z_H = \text{MIN} \{z_0; 0,1 \text{ m}\}$ , um in Gebieten mit großem Anteil subskaliger Orographie die skalaren Transporte nicht unrealistisch groß werden zu lassen. Aus dem Bodentyp werden als sekundäre Parameter die thermischen und hydraulischen Eigenschaften des Bodens abgeleitet. Die Bodenbedeckung liefert Werte für den pflanzenbedeckten Teil des Erdbodens, die mittlere Höhe der Pflanzen und ihre Blattmasse. Generell dienen die externen Parameter dazu, den Einfluss unterschiedlicher topographischer Eigenschaften der Erdoberfläche in das Atmosphärenmodell einzuführen und damit eine regional stärker differenzierte Prognose zu ermöglichen.

## Literatur

- DICKINSON, R. E., 1984: Modelling evapotranspiration for three dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensitivity*. Geophysical Monograph 29, Maurice Ewing Vol. 5, 58-72.
- DOMS, G., 1993: Parametrisierung von Wolken- und Niederschlagsprozessen in numerischen Wettervorhersagemodellen. *PROMET 3* 1993, 72-79.
- FISCHER, H., 1985: Absorption und Emission. *PROMET 2/3* 1985, 16-19.
- KUO, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *Journ. Atmos. Sci.* 22, 40-63.
- LUOIS, J.-F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Layer Meteorol.* 17, 187-202.
- RITTER, B., J.-F. GELEYN, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Weath. Rev.* 120, 303-325.
- STULL, R. B., 1988: An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 666 S.
- TIEDTKE, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weath. Rev.* 117, 1779-1800.
- ZDUNKOWSKI, W., G. KORB, 1985: Numerische Methoden zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung. *PROMET 2/3* 1985, 26-39.

# 5 W. WERGEN

## Datenassimilation – ein Überblick

### 1 Einleitung

Unter *Assimilation* wird gemeinhin *Angleichung* oder *Überführung* verstanden. In der Numerischen Wettervorhersage versteht man unter *Datenassimilation* die Angleichung eines Modelllaufes an die wirkliche Entwicklung der Atmosphäre, wie sie durch die vorhandenen Beobachtungen beschrieben wird. Sinn des Assimilationsprozesses ist es, ein dreidimensionales Bild der Atmosphäre und deren Unterlage für einen festen Termin zu entwerfen, das z. B. als Anfangszustand für eine Vorhersage genutzt werden kann. Dieses Abbild der Atmosphäre, das auch als *Analyse* bezeichnet wird, spiegelt nicht nur die Beobachtungen des aktuellen Termins wider, sondern auch zeitlich zurückliegende Messwerte, die bereits früher in das Modell assimiliert wurden.

Unbewusst ist die Datenassimilation Teil unseres täglichen Lebens: Wenn wir eine Straße überqueren, benötigen wir zunächst *Beobachtungen* der sich nähernden Autos. Wenn wir die Autos für einige Augenblicke verfolgen, können wir abschätzen, ob sie schneller oder

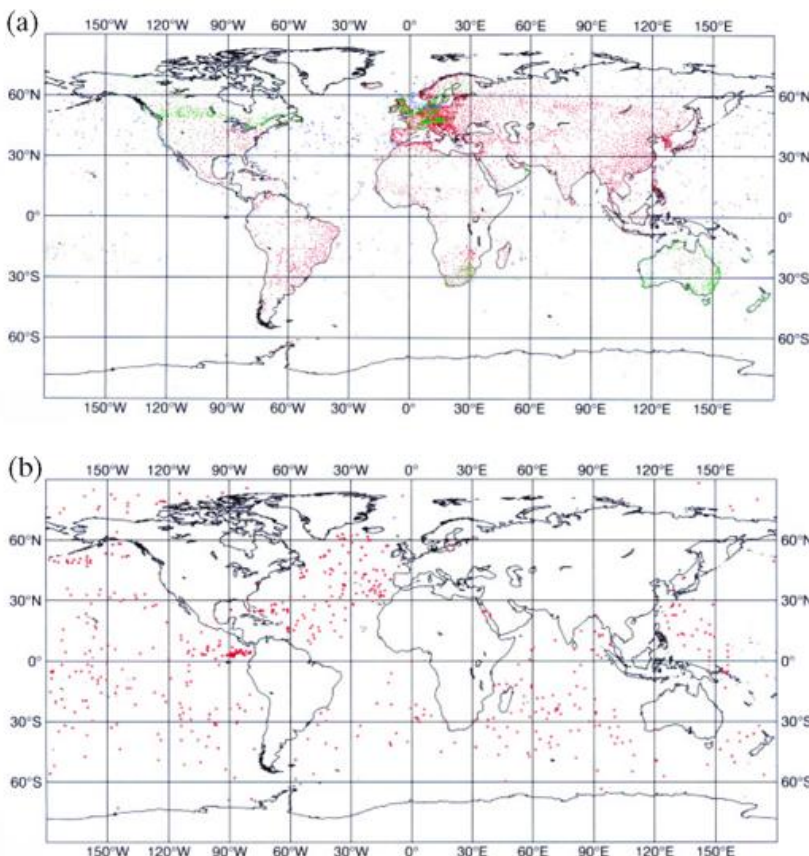
langsamer werden. Dann nutzen wir unser Wissen über die Fahrweise durchschnittlicher Autofahrer – unser Vorhersagemodell –, um abzuschätzen, ob es noch möglich ist, die Straße vor den herannahenden Fahrzeugen zu überqueren. Das kann jedoch auch schief gehen. Entweder, weil unsere Beobachtungen nicht richtig oder auch nicht vollständig genug waren oder weil unser Vorhersagemodell *durchschnittlicher Autofahrer* nicht korrekt war, oder beides. Und damit haben wir auch schon die häufigsten Ursachen für Fehlvorhersagen in der Meteorologie benannt: Fehler im Anfangszustand oder/und Fehler im Vorhersagemodell.

Die folgende Darstellung geht aus von einer Beschreibung der heute zur Verfügung stehenden meteorologischen Beobachtungen. Daraus wird ersichtlich, dass die Numerische Wetter-Vorhersage (NWV) als Anfangswertproblem unterbestimmt ist. Es wird aufgezeigt, welche Hilfsmittel genutzt werden können, um dieses grundsätzliche Problem zu mildern. Mit Hilfe eines einfachen Beispiels werden die grundlegenden Gleichungen entwickelt, die schließlich auf das allgemeine Assimilationsproblem erweitert werden.

An diesen allgemeinen Teil schließt sich ein Ausblick auf die noch bestehenden Probleme im Bereich der Datenassimilation an. Der Beitrag endet mit einer Einführung in die nächsten beiden Kapitel dieses Heftes.

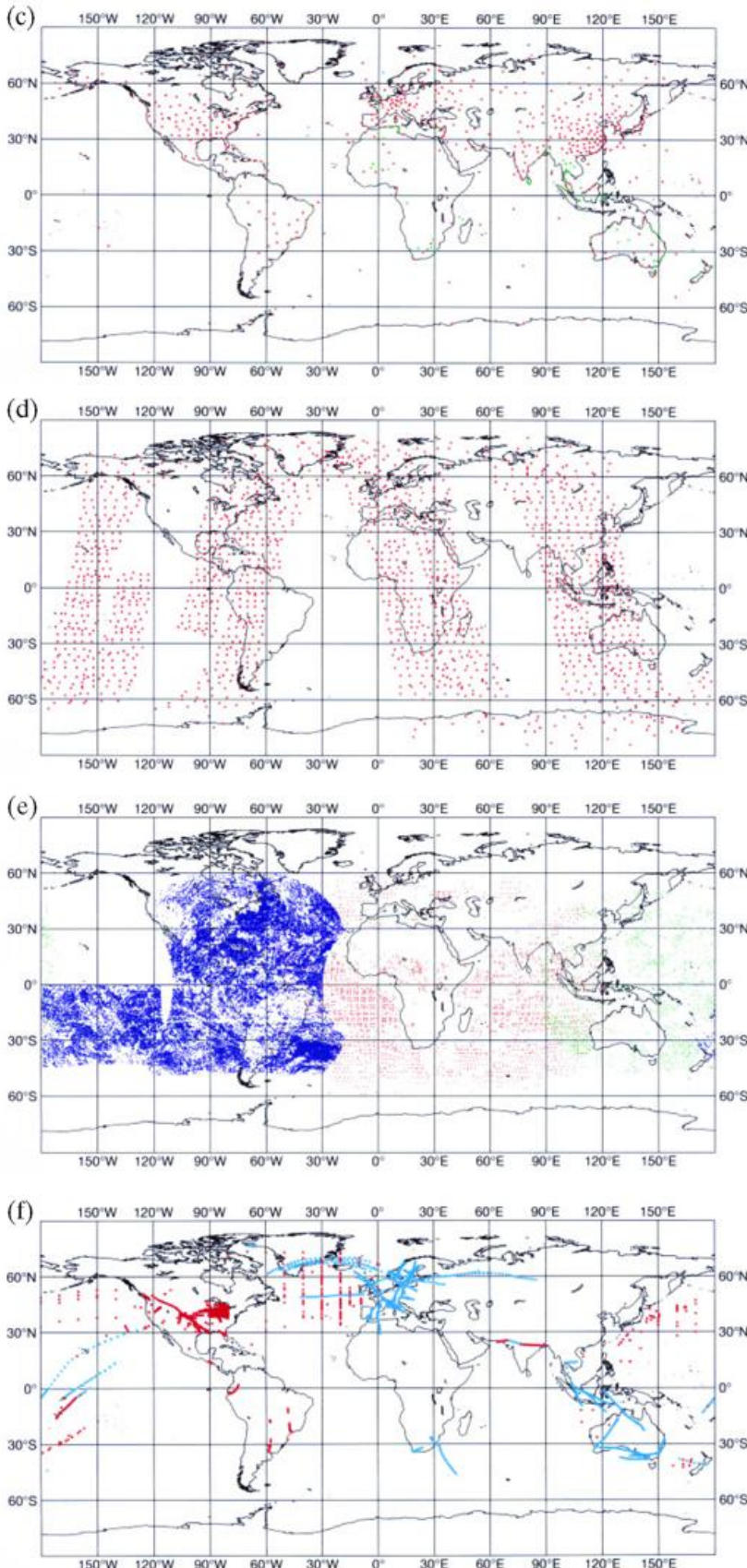
### 2 Das meteorologische Beobachtungssystem

Mathematisch gesehen stellt die NWV ein Anfangswertproblem dar. Für alle prognostischen Variablen wird an allen Gitterpunkten ein Anfangswert benötigt. Auf einer Modellfläche hat z. B. das globale Modell GME des DWD 166.410 Gitterpunkte. Bei 31 Schichten in der Vertikalen und bei 5 prognostischen Variablen (2 Windkomponenten, Temperatur, spezifischer Gehalt an Wasserdampf und an Wolkenwasser) ergeben sich somit  $25,8 \cdot 10^6$  benötigte Werte. Hinzu kommen die Anfangswerte für die Unterlage (Bodendruck, Temperatur der Grenzfläche zwischen Atmosphäre und Unterlage) sowie Werte für Bodenfeuchte und -temperatur in mehreren Tiefen im Erdboden.



Im Idealfall sollten alle diese Werte durch präzise Beobachtungen belegt sein. In der Meteorologie ist dieses Bedürfnis frühzeitig formuliert worden, und es sind große Anstrengungen unternommen worden, die Atmosphäre möglichst vollständig zu beobachten.

Abb. 5-1 verdeutlicht beispielhaft, welche Beobachtungen für die Definition des Anfangszustandes für den 06.09.2001, 12 UTC im DWD vorhanden waren. Diese werden im Rahmen des *World Weather Watch* (WWW) Programms der WMO gewonnenen und weltweit im *Global Telecommunication System* (GTS) ausgetauscht. Ein großer Teil stammt aus dem synoptischen Stationsnetz. Hier werden regelmäßig zu festgelegten Uhrzeiten Beobachtungen erstellt und weitergeleitet. Abb. 5-1a gibt einen Überblick über die geographische Verteilung der Bodenwettermeldungen von synoptischen Stationen und von Schiffen für diesen Tag. Es sind alle Stationen eingetragen, die für den Zeitraum 10.30 UTC bis 13.29 UTC eine Beobachtung absetzten. Der guten Datenbedeckung über Europa und China stehen große Datenlücken über den Ozeanen und den Kontinenten der Südhemisphäre entgegen.



Eine weitere wichtige Datenquelle von den Ozeanen stellen die driftenden Bojen (DRIBU) dar, die ihre Messwerte automatisch gewinnen und anschließend über Satellit weiterleiten (Abb. 5-1b). Insbesondere bei der Bestimmung des Geopotentials mit Hilfe der Temperaturabschätzungen der Satelliten liefern sie durch die Festlegung des Bodendrucks einen wichtigen Beitrag.

Eine unverzichtbare Informationsquelle stellen die Radiosonden (TEMP) dar (Abb. 5-1c). Sie liefern Vertikalprofile von Temperatur, Feuchte und den beiden horizontalen Windkomponenten. Da jede TEMP-Meldung im allgemeinen aus mehr als 50 Beobachtungswerten besteht, liefern

Abb. 5-1:  
 Beim DWD am 06.09.2001 genutzte Beobachtungen im Zeitfenster zwischen 10.30 und 13.29 UTC.  
 (a) synoptische Stationen: Landstationen, rot: manuelle, grün: automatische Beobachtungen; Schiffe, blau: PILOT, cyan: TEMP,  
 (b) Bojen (rot),  
 (c) Radiosonden: gestartet von Landstationen, rot: TEMP, grün: PILOT; gestartet von Schiffen, blau: PILOT, cyan: TEMP,  
 (d) Sondierungen polarumlaufender Satelliten (rot),  
 (e) Windbeobachtungen von geostationären Satelliten, GOES (blau), METEOSAT (rot), INSAT (cyan), GMS (grün),  
 (f) Flugzeugmeldungen, AMDAR (cyan), AIREP (rot).

die Radiosonden auch quantitativ den größten Beitrag aus dem synoptischen Messnetz. Qualitativ bilden sie eine Referenz, an der die übrigen Beobachtungssysteme gemessen werden. Leider liegen nur sehr wenige Radiosondenbeobachtungen von den Ozeanen und aus der Südhemisphäre vor.

Satelliten sind im Prinzip in der Lage, diese Datenlücken zu schließen. Satellitendaten sind in der Regel asynoptisch, d. h. die Beobachtungen werden nicht zu einem einheitlichen, festen Termin gemacht. Die polarumlaufenden Satelliten liefern z. B. Vertikalprofile der Temperatur und der Feuchte (SATEM, Abb. 5-1d). Diese Werte ergeben sich aus einer Inversion der Strahlungsübertragungsgleichung. Aus Messungen der Strahldichten in verschiedenen Spektralintervallen werden Werte von Temperatur und Feuchte abgeleitet. Allerdings ist die Vertikalaufklärung relativ zu den Anforderungen der Modelle gering und der Inversionsprozess führt zu keiner eindeutigen Lösung, sodass auf Zusatzinformation zurückgegriffen werden muss. Zusätzliche Einschränkungen ergeben sich in bewölkten Gebieten. Über Land werden die Temperaturprofile oft nur in der Stratosphäre benutzt, da die Bestimmung der Temperaturen in der Troposphäre durch die unbekannteren Strahlungseinflüsse des Erdbodens verfälscht werden können.

Die geostationären Satelliten liefern aus Wolkenverlagerungen abgeleitete Windvektoren für 2 verschiedene Niveaus (SATO, Abb. 5-1e). Die 4 geostationären Satelliten erlauben eine fast lückenlose Erfassung des Windfeldes in den Tropen und den gemäßigten Breiten.

Eine letzte wichtige Informationsquelle bilden die Flugzeugmessungen (Abb. 5-1f). Zu unterscheiden ist hier zwischen den AIREP-Meldungen, die an festgelegten Punkten im Reiseflug auf speziellen Wegen übermittelt werden und den AMDAR-Beobachtungen, die kontinuierlich auch während des Steig- und Sinkfluges gewonnen werden und die innerhalb der Kommunikation zwischen Flugzeug und Bodenstation in hoher zeitlicher Auflösung übertragen werden.

Selbst wenn man für einen Augenblick von der oben diskutierten sehr unterschiedlichen geographischen Verteilung der Meldungen absieht, ist es doch offensichtlich, dass die Beobachtungen eines Termins nur einige wenige Prozent der von den Modellen benötigten Anfangsinformationen ausmachen. Wegen der höheren Auflösung ist das Missverhältnis bei Ausschnittmodellen wie dem LM besonders krass. Unser Anfangswertproblem ist also zunächst hochgradig unterbestimmt. Das im folgenden vorgestellte Konzept der Datenassimilation weist jedoch einen Ausweg aus dieser scheinbar hoffnungslosen Situation.

### 3 Das Konzept der Datenassimilation

Da die Beobachtungen allein nicht ausreichen, den Anfangszustand für ein Vorhersagemodell festzulegen,

muss versucht werden, zusätzliche Informationen zu nutzen. Als erstes ist hier die Vorgeschichte zu nennen. Es liegen ja nicht nur Beobachtungen vom aktuellen Termin vor, sondern auch von zurückliegenden Zeiten. Ähnlich wie ein Synoptiker bei der Analyse einer Wetterlage die *Vorkarte* nutzt, kommt es bei der Datenassimilation darauf an, die zeitliche Dimension mit in den Prozess der Definition des Anfangszustandes einzubeziehen. Es muss also eine Möglichkeit geschaffen werden, Information aus der Vergangenheit zeitlich zu extrapolieren, um sie für die Festlegung des augenblicklichen Zustandes der Atmosphäre nutzen zu können. Für die zeitliche Extrapolation wird in der Datenassimilation das Vorhersagemodell selbst genutzt, meist in Form einer Kurzfristvorhersage vom letzten Analysetermin. Diese Kurzfristvorhersage wird *Erste Näherung (First Guess)* oder *Hintergrund (Background)* genannt. Sie stellt eine Schätzung des wahrscheinlichen Zustandes der Atmosphäre dar, die aber dort, wo Beobachtungen davon abweichen, noch korrigiert werden muss. Dort, wo keine Beobachtungen vorliegen oder wo Beobachtungen und First Guess übereinstimmen, ist die *Erste Näherung* identisch mit der endgültigen Analyse.

Durch die Nutzung des Vorhersagemodells im Assimilationsprozess haben wir eine weitere wichtige Informationsquelle erschlossen: Das in den Modellgleichungen zusammengefasste Wissen über die Vorgänge in der Atmosphäre. Das Modell versetzt uns in die Lage, aus räumlichen Strukturen auf zeitliche Tendenzen zu schließen und umgekehrt. Damit ist das Konzept der Datenassimilation im wesentlichen skizziert. Es beruht auf der Verknüpfung eines Vorhersagemodells mit Beobachtungen, um eine möglichst präzise Analyse der Atmosphäre zu erreichen.

Das Prinzip ist in Abb. 5-2 für eine beliebige Variable als Funktion der Zeit grafisch dargestellt. Die durchgezogene rote Linie gibt die wirkliche zeitliche Entwicklung der Atmosphäre wieder, die natürlich prinzipiell unbekannt ist. Wir haben lediglich zu einigen Zeitpunkten Beobachtungen (gelbe Punkte). Diese Beobachtungen weisen im allgemeinen Beobachtungsfehler auf (grüne Ellipsen). Weiterhin haben wir einen Hintergrundwert (rotes Quadrat) und seinen Fehler (blaue Ellipse). Beim Urstart eines Assimilationssystems beruht dieser erste Hintergrund häufig auf klimatologischen Feldern und liegt somit zunächst recht weit von der Wahrheit entfernt. Im nächsten Schritt werden die beiden Informationen miteinander verknüpft und ergeben die *Analyse* (schwarze Kreuze) und ihre wahrscheinlichen Fehler (gelbe Ellipsen). Diese Verknüpfung ist der eigentliche Kern der Datenassimilation. Er wird näher im nächsten Abschnitt beschrieben. Von der Analyse wird dann eine Kurzfristvorhersage gestartet, die die Information aus der Vergangenheit konsistent zum nächsten Analysenzeitpunkt extrapoliert. Dies ist der nächste Hintergrund, der nun schon (hoffentlich) näher an der Wahrheit

liegt. Zusammen mit den für diesen Zeitpunkt vorliegenden Beobachtungen ergibt sich eine neue Analyse. Dieser Prozess wird nun solange wiederholt, wie Beobachtungen vorliegen. Beim DWD erfolgte der Urstart der Datenassimilation für das damalige globale Modell GM im Sommer 1989. Seither läuft dieser Prozess ununterbrochen. Beim Übergang zum aktuellen GME erfolgte kein Urstart, sondern die Analysenfelder wurden vom GM auf das GME-Gitter interpoliert.

Als wesentliche Bestandteile eines Assimilationsverfahrens haben wir bislang die Beobachtungen und ein Vorhersagemodell identifiziert. Es fehlt noch ein Verfahren zur Verknüpfung der Information aus Schätzwert und Beobachtungen.

### 4 Schätztheorie

Die Grundlagen der Schätztheorie wurden 1795 von Gauß mit der *Methode der kleinsten Quadrate* geschaffen. Wir wählen hier eine Herleitung über die Variationsrechnung, da diese sich zwanglos bis zur allgemeinen Formulierung des Assimilationsproblems erweitern lässt.

Gegeben sei eine Beobachtung  $h_O$  der Variablen  $h$  sowie ein Hintergrund oder *Background*  $h_B$ . Beide Werte sollen keinen systematischen Fehler aufweisen. Die jeweiligen zufälligen Fehler seien ausgedrückt durch die Standardabweichungen  $\epsilon_O$  und  $\epsilon_B$  von der Wahrheit. Eine Kostenfunktion  $J$  soll den Abstand eines beliebigen Wertes von  $h$  zu  $h_O$  und  $h_B$  messen. Bei der Festlegung von  $J$  soll auch die unterschiedliche Genauigkeit der beiden Werte berücksichtigt werden. Diese Forderungen werden erfüllt durch

$$J(h) = \frac{(h - h_O)^2}{\epsilon_O^2} + \frac{(h - h_B)^2}{\epsilon_B^2} \tag{1}$$

Die Information aus Beobachtung und Background wird also unter Berücksichtigung der relativen Genauigkeiten linear so kombiniert werden, dass das

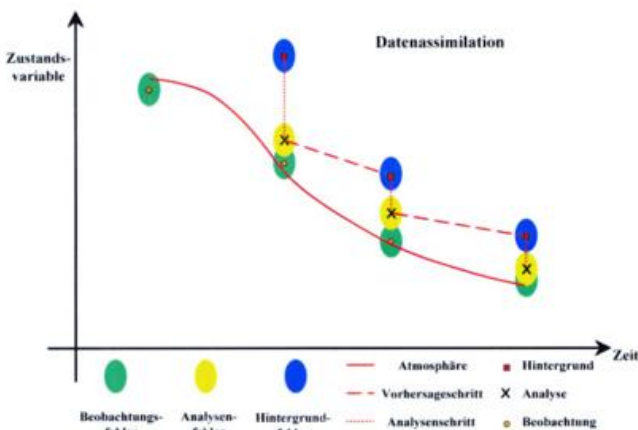


Abb. 5-2: Das Prinzip der Datenassimilation für eine beliebige Variable als Funktion der Zeit.

Resultat  $h_A$  die bestmögliche Annäherung an den wahren Wert von  $h$  darstellt. Gesucht wird ein Wert  $h_A$  von  $h$ , für den  $J$  ein Minimum einnimmt. Eine notwendige Bedingung für ein Minimum von  $J$  ist, dass  $\frac{dJ}{dh} = 0$  ist. Diese Forderung führt auf die lineare Gleichung

$$\frac{2(h - h_O)}{\epsilon_O^2} + \frac{2(h - h_B)}{\epsilon_B^2} = 0 \tag{2}$$

Aufgelöst nach  $h$  ergibt sich aus Gl. (2) für den besten Wert  $h_A$  von  $h$

$$h_A = \frac{\epsilon_B^2 h_O}{\epsilon_B^2 + \epsilon_O^2} + \frac{\epsilon_O^2 h_B}{\epsilon_B^2 + \epsilon_O^2} \tag{3}$$

Der Wert  $h_A$  entspricht dem durch ein Kreuz gekennzeichneten Wert für die *Analyse* in Abb. 5-2. Der Einfluss der Beobachtung ist also nach Gl. (3) umso höher, je größer der Fehler des *Background* ist und umgekehrt wächst das Gewicht des Hintergrundes mit zunehmendem Beobachtungsfehler. Die beiden Gewichte von  $h_O$  und  $h_B$  sind positiv und sie addieren sich zu 1. Daraus folgt, dass  $h_A$  zwischen  $h_O$  und  $h_B$  liegen muss.

Mit der Annahme, dass  $h_O$  und  $h_B$  voneinander unabhängig sind, lässt sich zeigen, dass der Fehler  $\epsilon_A$  der Analyse gegeben ist durch

$$\frac{1}{\epsilon_A^2} = \frac{1}{\epsilon_O^2} + \frac{1}{\epsilon_B^2} \tag{4}$$

Wenn man die reziproken Werte der Fehler in Gl. (4) als Informationsgehalt oder Genauigkeiten ansieht, folgt dass durch die Kombination aus Beobachtung und *Background* ein Zuwachs an Genauigkeit erreicht wird, die beiden Werte werden addiert. Der Fehler  $\epsilon_A$  der Analyse ist kleiner oder gleich dem kleinsten Wert von  $\epsilon_O$  oder  $\epsilon_B$ . Falls  $\epsilon_O$  und  $\epsilon_B$  den identischen Wert  $\epsilon$  besitzen, reduziert sich der Fehler  $\epsilon_A$  der Analyse durch die Kombination der beiden Informationen auf den Wert  $\frac{\epsilon}{\sqrt{2}}$ . Für  $N$  Informationen gleicher Genauigkeit führt dies zu dem klassischen Ergebnis, dass der Fehler der Analyse mit der Wurzel aus der Anzahl der Informationen abnimmt.

### 5 Allgemeine Formulierung des Assimilationsproblems

Das einfache Beispiel aus Abschnitt 3 wird nun verallgemeinert auf ein realistisches Problem, bei dem alle Freiheitsgrade eines Vorhersagemodells festgelegt werden sollen mit Hilfe der verfügbaren Beobachtungen und des Hintergrundwissens. Die entsprechenden Gleichungen lassen sich sowohl aus der Wahrscheinlichkeitsrechnung als auch aus der Variationsrechnung herleiten. Wir wählen hier in Analogie zum letzten

Abschnitt die Formulierung als Variationsproblem. Es ist zwar leider in der vollen Allgemeinheit nicht lösbar, bildet aber den gemeinsamen Ausgangspunkt verschiedener Vereinfachungsstrategien und erlaubt so deren direkten Vergleich. Bei der allgemeinen Formulierung werden sich zahlreiche Analogien zu dem einfachen Beispiel in Abschnitt 3 ergeben.

Gegeben seien die Beobachtungen, die wir in einem Zeilenvektor  $\mathbf{y}$  der Länge  $N_y$  zusammenfassen.  $\mathbf{y}$  enthält alle Beobachtungen aus dem dreidimensionalen Modellgebiet. Die Beobachtungen müssen nicht unbedingt den Modellvariablen wie Temperatur, Feuchte, Wind usw. entsprechen, es muss aber möglich sein, mit den Modellvariablen das entsprechende beobachtete Gegenstück zu berechnen. Als Beispiel seien hier die von den polarumlaufenden Satelliten gemessenen Strahldichten genannt, die auch aus den Modellwerten von Temperatur und Feuchte simuliert werden können. Gesucht sind die Werte  $\mathbf{x}$  einer *Modellbasis*. Das können die Gitterpunktwerte der prognostischen Variablen eines Vorhersagemodells zu einem bestimmten Zeitpunkt sein. Die Länge  $N_x$  dieses Vektors ist beim GME  $25,8 \cdot 10^6$  und sehr viel größer als die Dimension  $N_y$  des Beobachtungsvektors. Wir setzen ferner voraus, dass eine Beziehung besteht zwischen der Modellbasis  $\mathbf{x}$  und den Beobachtungen  $\mathbf{y}$ .

$$\mathbf{y} = \mathbf{H}(\mathbf{x}) \quad (5)$$

Die kursive Schreibweise von  $\mathbf{H}$  soll andeuten, dass es sich im allgemeinen um einen nichtlinearen Operator handelt, der die Modellbasis auf den Beobachtungsraum abbildet. Er wird auch als *Vorwärts-Operator* bezeichnet. Es kann sich um eine einfache räumliche Interpolation handeln, die von den Gitterpunkten des Modells an die Beobachtungsorte transformiert. Bei spektralen Modellen kann er auch eine Transformation von den Wellenamplituden beschreiben. Ein Beispiel für einen nichtlinearen Vorwärtsoperator wäre bei einem Beobachtungssystem, das nur den Betrag der Windgeschwindigkeit messen kann, dessen Berechnung aus den beiden Windgeschwindigkeitskomponenten des Modells. Bei *indirekten* Beobachtungen, wie z. B. bei den von Satelliten gemessenen Strahldichten enthält  $\mathbf{H}$  die Strahlungsübertragungsgleichung zur Berechnung der Strahlungsflüsse aus den Modellvariablen Temperatur und Feuchte. Wenn der Vorwärtsoperator  $\mathbf{H}$  linear ist, kann er als Matrix formuliert werden und Gl. (5) ist eine einfache Matrixgleichung.

Unser Assimilationsproblem ist nun die Inversion von Gl. (5), d. h. die Bestimmung des wahrscheinlichsten  $\mathbf{x}$  aus den Beobachtungen  $\mathbf{y}$ . Dies stößt jedoch auf folgende prinzipiellen Schwierigkeiten:

- das Problem ist wegen  $N_y \ll N_x$  hochgradig unterbestimmt,
- das Problem ist wegen der Länge von  $\mathbf{x}$  sehr groß,
- der Operator  $\mathbf{H}$  kann sehr komplex sein.

Wie im vorigen Abschnitt dargestellt, benötigen wir noch Hintergrundinformation. Dazu führen wir analog zu  $\mathbf{h}_b$  den Zeilenvektor  $\mathbf{x}_b$  ein, der die Information über den *Background* enthält.

Zu einer vollständigen Formulierung fehlen außerdem noch die Fehler der bislang eingeführten Größen. Die Beobachtungen  $\mathbf{y}$  sind mit verschiedenen Mess- und Übermittlungsfehlern behaftet, der Vektor  $\mathbf{x}_b$  ist eben nur eine erste Näherung für die gesuchte Lösung und der Operator  $\mathbf{H}$  ist im allgemeinen nicht genau bekannt. Die zufälligen Fehler werden durch Kovarianzmatrizen ausgedrückt, die die quadratischen Abweichungen der einzelnen Größen von der (unbekannten) Wahrheit und deren Korrelationen untereinander enthalten. Systematische Fehler sollten, soweit bekannt, bereits eliminiert sein. Für die Beobachtungen  $\mathbf{y}$  definieren wir:

$$\mathbf{O} = \langle (\mathbf{y} - \mathbf{y}^t) (\mathbf{y} - \mathbf{y}^t)^T \rangle \quad (6)$$

$\mathbf{y}^t$  bezeichnet den wahren Wert einer Beobachtung, der Index  $T$  bezeichnet transponierte Vektoren bzw. Matrizen und die Klammern  $\langle \rangle$  deuten die Mittelung über viele Realisationen an. Da es sich in Gl. (6) um ein dyadisches Produkt eines Zeilenvektors mit seiner Transponierten handelt, ist die Matrix  $\mathbf{O}$  der Kovarianzen der Beobachtungsfehler symmetrisch und positiv semi-definit. Entsprechend formulieren wir den Fehler des Vorwärtsoperators  $\mathbf{H}$ :

$$\mathbf{F} = \langle (\mathbf{H}(\mathbf{x}^t) - \mathbf{y}^t) (\mathbf{H}(\mathbf{x}^t) - \mathbf{y}^t)^T \rangle \quad (7)$$

$\mathbf{F}$  und  $\mathbf{O}$  sind quadratische Matrizen der Ordnung  $N_y$ . Für den Fehler des Hintergrundes  $\mathbf{x}_b$  definieren wir:

$$\mathbf{B} = \langle (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}^t) (\mathbf{x}_b - \mathbf{x}^t)^T \rangle \quad (8)$$

$\mathbf{B}$  ist symmetrisch und positiv semi-definit. Die Ordnung ist gegeben durch die Anzahl  $N_x$  der Freiheitsgrade des Modells.

Mit diesen Definitionen können wir nun das Problem der Datenassimilation formulieren als die Suche nach dem absoluten Minimum von:

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2} \{ [\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x})]^T [\mathbf{O} + \mathbf{F}]^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x})] + [\mathbf{x} - \mathbf{x}_b]^T \mathbf{B}^{-1} [\mathbf{x} - \mathbf{x}_b] \} \quad (9)$$

$J$  ist ein Skalar, der den Abstand von  $\mathbf{x}$  zu den Beobachtungen  $\mathbf{y}$  (erster Term in Gl. (9)) und vom Hintergrund  $\mathbf{x}_b$  (zweiter Term in Gl. (9)) angibt. Die beiden Terme sind gewichtet mit den Inversen der Matrizen der Kovarianzen der Hintergrund- bzw. der Beobachtungs- und Vorwärtsmodellfehler. Die Analogie zu Gl. (1) ist offensichtlich. Für die Lösung von Gl. (9) benötigen wir wiederum die Ableitung von  $J$  nach  $\mathbf{x}$ , also den Gradienten  $\nabla J$ . Dieser lässt sich formal berechnen zu:

$$\nabla J = \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{H}(\mathbf{x}) - \mathbf{y}] + \mathbf{B}^{-1} [\mathbf{x} - \mathbf{x}_b] \quad (10)$$

Zur Vereinfachung der Schreibweise haben wir die Summe von  $\mathbf{O}+\mathbf{F}$  als  $\mathbf{R}$  bezeichnet. In Gl. (10) bezeichnet  $\mathbf{H}$  die Jacobi-Matrix mit den partiellen Ableitungen von  $\mathbf{H}$  nach  $\mathbf{x}$ . Im allgemeinen Fall eines nichtlinearen Vorwärtsoperators  $\mathbf{H}$  wird  $\mathbf{H}$  noch von  $\mathbf{x}$  abhängen. Gl. (10) stellt demnach ein nichtlineares System dar. Eine Lösung kann iterativ gesucht werden. Dazu entwickeln wir  $\mathbf{H}$  in der Nähe von  $\mathbf{x}=\mathbf{x}_b$  in einer Taylorreihe.

$$\mathbf{H}(\mathbf{x}) = \mathbf{H}(\mathbf{x}_b + [\mathbf{x} - \mathbf{x}_b]) \approx \mathbf{H}(\mathbf{x}_b) + \mathbf{H}_b[\mathbf{x} - \mathbf{x}_b] \quad (11)$$

Die Notation  $\mathbf{H}_b$  soll andeuten, dass die Jacobi Matrix ausgewertet wird für  $\mathbf{x}=\mathbf{x}_b$ . Eine notwendige Bedingung für ein Minimum von  $J$  ist das Verschwinden des Gradienten. Durch Nullsetzen von Gl. (10) und Verwendung von Gl. (11) erhalten wir nach einigen Umformungen für den Vektor  $\mathbf{x}_a$  der analysierten Modellvariablen

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + [\mathbf{H}_b^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}_b + \mathbf{B}^{-1}]^{-1} \mathbf{H}_b^T \mathbf{R}^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)] \quad (12)$$

Gl. (12) ist formal die Lösung unserer Assimilationsaufgabe. Sie ist die korrekte Lösung von Gl. (9), wenn die Approximation in Gl. (11) erfüllt ist, d. h. wenn  $\mathbf{H}$  in der Nähe von  $\mathbf{x}_b$  linear von  $\mathbf{x}$  abhängt. Ist dies nicht der Fall, stellt  $\mathbf{x}_a$  nur eine vorläufige Lösung dar und Gl. (12) muss erneut ausgewertet werden für  $\mathbf{x}=\mathbf{x}_a$ . Dieser Prozess wird dann bis zum Eintreten von Konvergenz fortgesetzt. Wenn  $\mathbf{H}$  nichtlinear ist, besteht prinzipiell die Möglichkeit multipler Minima und die Konvergenz ist nicht sichergestellt.

Der Hauptaufwand bei der Berechnung von Gl. (12) besteht in der Invertierung von Matrizen der Ordnung  $N_x$  bei der ersten eckigen Klammer. Je höher die Auflösung des Modells, desto höher der Aufwand bei der Berechnung von Gl. (12). Andererseits hängt der Aufwand nur unwesentlich von der Anzahl der Beobachtungen ab. Gl. (12) ist die Basis für die dreidimensionale Variationsanalyse (3D-Var).

Wenn man die Modellgleichungen als starke Nebenbedingungen nutzt, lässt sie sich analog auf die zeitliche Dimension ausdehnen. Gesucht wird dann ein  $\mathbf{x}_a$ , welches  $J$  nicht nur zu einem spezifischen Zeitpunkt, sondern über einen Zeitbereich minimiert unter der Annahme, dass alle Abweichungen zu den Beobachtungen und zum Hintergrund durch Fehler in  $\mathbf{x}_a$  verursacht sind und nicht durch Modellfehler.

Durch Verwendung der Identität

$$\mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H} \mathbf{B} \mathbf{H}^T + \mathbf{R}) = (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}) \mathbf{B} \mathbf{H}^T \quad (13)$$

lässt sich Gl. (13) umformen in

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{B} \mathbf{H}_b^T [\mathbf{H}_b \mathbf{B} \mathbf{H}_b^T + \mathbf{R}]^{-1} [\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)] \quad (14)$$

Der Hauptaufwand bei der Berechnung von Gl. (14) besteht in der Inversion des ersten Ausdruckes in der

eckigen Klammer. Die Ordnung der dort auftretenden Matrizen hängt von der Anzahl  $N_y$  der genutzten Beobachtungen ab. Diese ist im allgemeinen viel kleiner als die Anzahl  $N_x$  der Freiheitsgrade der Modelle. Gl. (14) löst das Assimilationsproblem im Beobachtungsraum während Gl. (12) das **identische** Problem im Modellraum löst. Keine der beiden Strategien kommt ohne zusätzliche weitere vereinfachende Annahmen aus. Diese Vereinfachungen variieren jedoch je nach gewählter Methode und daher ist das Endergebnis dann auch unterschiedlich. Das im GME des DWD genutzte Verfahren basiert auf Gl. (14). Es wird in Kapitel 6 näher beschrieben. Das Variationsverfahren des EZMW geht hingegen zurück auf Gl. (12). Analog zu Gl. (4) lässt sich durch Einsetzen von Gl. (12) oder Gl. (14) in die Definitionsgleichung für die Kovarianzmatrix  $\mathbf{A}$  der Analysenfehler zeigen, dass diese gegeben ist durch

$$\mathbf{A}^{-1} = \mathbf{H}^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H} + \mathbf{B}^{-1} \quad (15)$$

Wiederum werden die Genauigkeiten addiert, der Analysenfehler ist kleiner oder gleich dem Minimum von Beobachtungs- und Hintergrundfehler unter der Voraussetzung, dass  $\mathbf{R}$  und  $\mathbf{B}$  positiv definit sind. Es sei noch erwähnt, dass für  $\mathbf{x}=\mathbf{x}_a$  die zweite Ableitung von  $\mathbf{H}$  nach  $\mathbf{x}$  der Matrix  $\mathbf{A}^{-1}$  entspricht, dass also gilt:  $\nabla^2 J = \mathbf{A}^{-1}$ . Am Minimum ist also die Krümmung der Kostenfunktion ein Maß für den wahrscheinlichen Analysenfehler.

## 6 Ausblick

Gl. (12) oder (14) lösen zunächst nur einen speziellen Aspekt des Assimilationsproblems, nämlich die statistisch optimale Kombination des Wissens aus Hintergrund und Beobachtung zu einem bestimmten Zeitpunkt. Die zeitliche Dimension ist nicht direkt in den Formalismus eingebracht und man kann fragen, ob die einfache Vorwärtsextrapolation zurückliegender Information mit dem Vorhersagemodell, wie in Abb. 5-2 skizziert, wirklich ausreicht. Vielleicht brächte es ja einen Gewinn, wenn man aus Vorhersagefehlern zum Zeitpunkt  $n+1$  auf Analysenfehler zum Zeitpunkt  $n$  schließen könnte und die Analyse zu diesem Zeitpunkt entsprechend korrigieren würde. Dies ist in der Tat der Grundgedanke der vierdimensionalen Variationsanalyse (4D-Var). Sie schließt die zeitliche Dimension explizit ein durch eine iterative Approximation der Modelllösung an die Beobachtungen über einen Zeitbereich von 6 oder 12 Stunden als Funktion des Anfangszustandes zu Beginn dieses Intervalls. Die Kostenfunktion  $J$  in Gl. (9) enthält also Beobachtungen und Modellwerte über ein Zeitintervall. Formal enthält  $\mathbf{H}$  neben der Projektion vom Modell in den Beobachtungsraum dann auch die Modellgleichungen. Sie macht allerdings in bisherigen operationellen Anwendungen (EZMW, Météo France) die weitgehende Annahme, dass Fehler im Modell nicht für Vorhersagefehler verantwortlich sein können.

Andererseits lässt sich zeigen (Kalman und Bucy 1961), dass zeitliches Zurückgehen in einem linearen System keinen Sinn macht, denn bei Kenntnis aller erforderlichen Kovarianzmatrizen ist die Information durch Gl. (12) oder Gl. (14) optimal ausgeschöpft und ein erneutes Nutzen zurückliegender Beobachtungen bringt keinen Zusatzgewinn mehr. Das Verfahren der **Kalman-Bucy Filterung (KBF)** stellt ein reines Vorwärtsverfahren dar. Neben der Vorhersage des Hintergrundes  $\mathbf{x}_b$  wird auch die Kovarianzmatrix  $\mathbf{B}$  durch das Modell zeitlich fortgeführt. Die wesentliche Einschränkung in der Kalman-Bucy Filterung ist die Restriktion auf lineare Systeme. Welche der beiden Annahmen, fehlerfreies (4D-Var) oder lineares (KBF) Modell, in der Praxis weniger einschneidend ist, wird im Augenblick kontrovers diskutiert. Für ein lineares, fehlerfreies Modell führen beide Ansätze zum gleichen Ergebnis.

Im Kern konzentrieren sich alle Entwicklungsarbeiten auf eine bessere Bestimmung der Kovarianzmatrix  $\mathbf{B}$  der Hintergrundfehler. Sie legt im wesentlichen fest, wie z. B. die Information einer isolierten Beobachtung vertikal und horizontal ausgebreitet wird und entscheidet somit über die endgültige Struktur der Analyse. Ein Blick auf die Definitionsgleichung Gl. (8) verdeutlicht die Schwierigkeiten. Es werden die Abweichungen zur prinzipiell unbekanntem Wahrheit gesucht und das auch noch gemittelt über viele Fälle. Selbst die Mittelung lässt sich vielfältig definieren. Man kann sich entwickelnde barokline Störungen, voll entwickelte Zyklonen, flache Hitzetiefs und stabile Hochdruckgebiete alle in einen Topf werfen oder man kann versuchen, nur ähnlich gelagerte synoptischer Situationen miteinander zu kombinieren und ein dynamisch angepasstes  $\mathbf{B}$  zu definieren. Die 4D-Var generiert ein implizites  $\mathbf{B}$  für das jeweils genutzte Assimilationsintervall, ist aber wegen der Kürze des Intervalls von 6 oder 12 Stunden auch auf die Spezifikation eines expliziten  $\mathbf{B}$  zu Beginn des Intervalls angewiesen. Die KBF sagt  $\mathbf{B}$  explizit vorher, jedoch ist das Verfahren bislang bei weitem zu aufwändig, um operationell nutzbar zu sein. Gegenwärtige operationelle Verfahren beruhen in der Regel auf einer stark vereinfachenden Vorschrift für die Berechnung von  $\mathbf{B}$ , in die oft nur die Entfernung zwischen den Beobachtungsorten eingeht und die die aktuelle meteorologische Situation nicht berücksichtigt. Dass die Festlegung von  $\mathbf{O}$  und  $\mathbf{F}$  ebenfalls nicht trivial ist, sei hier nur am Rande erwähnt.

Das Ergebnis der Datenassimilation sind intern konsistente Felder, die auf einem regelmäßigen Gitternetz vorliegen. Sie stellen vorgeblich eine *Analyse* der aktuellen Situation der Atmosphäre dar. Es ist daher naheliegend, die Felder nicht nur zum Start der Vorhersage, sondern auch für die Verifikation und für die Diagnostik atmosphärischer Prozesse zu nutzen. Dabei ist jedoch Vorsicht geboten. Wie hoffentlich in diesem Kapitel deutlich geworden ist, werden in datenleeren Gebieten die Analysen maßgeblich durch

Modellvorhersagen vom Vortermin bestimmt. Keines der in der Datenassimilation genutzten Modelle ist frei von Fehlern und bei jedem Modell sind die Fehlerstrukturen unterschiedlich. Daher spiegeln die Analysen verschiedener NWV-Zentren in datenarmen Gebieten weitgehend die Fehlerstruktur des jeweiligen Modells wider. Als Beispiel zeigt Abb. 5-3 die Vertikalverteilung des zonalen Mittelwertes des Unterschiedes zweier Analysen der Temperatur als Funktion von Breite und Luftdruck, zeitlich zwischen Januar 1979 und Februar 1994 gemittelt. Die Felder entstammen den Re-Analyse Projekten des EZMW und des US-Wetterdienstes NCEP, die anfangs der neunziger Jahre mit den neuesten Versionen der damals verfügbaren Assimilationsverfahren durchgeführt wurden. Selbst in diesen mehrfach gemittelten Größen zeigen sich noch starke Unterschiede in den Tropen, der Südhemisphäre und in der gesamten oberen Atmosphäre. Das augenblickliche Beobachtungssystem ist also offensichtlich nur in den mittleren nördlichen Breiten in der Lage, eine eindeutige Festlegung der zonal und zeitlich gemittelten Temperatur zu erlauben. Dies möge als Warnung dienen, dass selbst das aufwändigste Assimilationsverfahren Beobachtungen nicht ersetzen kann, es kann höchstens versuchen, sie optimal zu nutzen. Am Ziel sind wir erst angekommen, wenn Abbildungen wie 5-3 von der weißen Farbe beherrscht sind. Bis dahin ist sicher noch ein langer Weg, und es wird nicht ohne zusätzliche, eindeutige Beobachtungen hoher Qualität möglich sein.

Insgesamt hat die Datenassimilation innerhalb der NWV eine bedeutende Entwicklung erlebt. Zu Beginn vor etwa 50 Jahren wurde sie als lästige Zusatzaufgabe empfunden. Das Augenmerk galt damals der numerischen Formulierung der Modelle. Im Augenblick wird das Problem der Festlegung des Anfangszustandes sehr stark betont. Das spiegelt sich auch wieder in der Anzahl der Veröffentlichungen zu diesem Thema. Mit

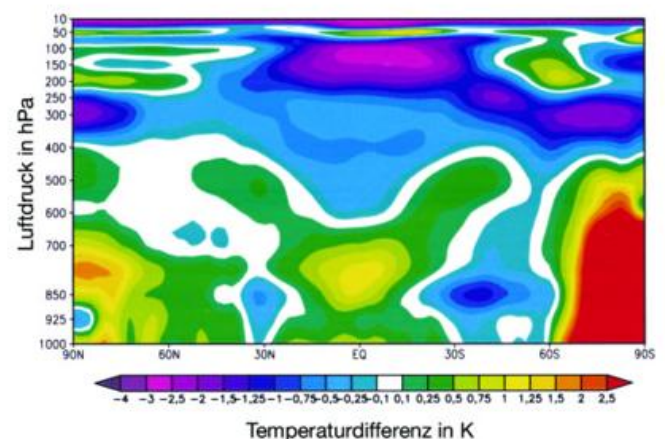


Abb. 5-3: Vertikalverteilung der zeitlich und zonal gemittelten Differenzen der Temperaturfelder in K zwischen den Re-Analysen des EZMW und des US-Wetterdienstes NCEP. Untersuchte Zeitspanne: Jan. 1979 – Feb. 1994, nach Kistler et al. 2001.

dem Lehrbuch von R. Daley (1991) liegt erstmals eine umfassende Darstellung des Themas vor, die aber bereits jetzt nicht mehr auf dem neuesten Stand ist. Die Aufnahme der Problematik in den Hochschulen ist in Europa unterschiedlich ausgeprägt. In Deutschland ist das Thema leider bislang kein Schwerpunkt.

Für ein weiterführendes Studium sei auf die Vorlesungsscripten des EZMW (2001) verwiesen. Eine gute Einführung in die Variationsmethode hat Schlatter (2000) veröffentlicht. Eine wichtige Arbeit, welche die verschiedenen Methoden zur Assimilation miteinander verknüpft, hat Lorenc (1986) veröffentlicht.

Nach dieser mehr allgemeinen Darstellung des Problems der Datenassimilation befassen sich die nächsten beiden Kapitel mit der konkreten Verwirklichung in den Modellen des DWD. Kapitel 6 beschreibt die Verfahren für das globale Modell GME, während Kapitel 7 das Nudgingverfahren für das lokale Modell LM näher beschreibt. Dieser Beitrag enthält auch eine kurze Darstellung des im LM genutzten Variationsverfahrens zur Bestimmung der Bodenfeuchte. Alle Verfahren lassen sich aus der allgemeinen Gl. (14) ableiten, legen aber das Gewicht auf unterschiedliche Gesichtspunkte und kommen so zu voneinander abweichenden Verfahren. So war es z. B. beim LM wichtig, eine Methode zu entwickeln, welche asynoptische Beobachtungen in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung effizient nutzen kann, wie sie etwa aus dem europäischen Raum vorliegen. Andererseits wurde beim GME versucht, das bezüglich Quantität und

Qualität stark inhomogene globale Beobachtungssystem möglichst gut zu nutzen. Allerdings spielten bei der Entscheidung über die Verfahren auch die im DWD zur Verfügung stehenden, äußerst knappen Personalressourcen eine Rolle.

## Literatur

- DALEY, R., 1991: Atmospheric Data Analysis, Cambridge University Press, 455 S., ISBN 0-521-45825-0.
- EZMW, 2001: Training Course Notes 'Data assimilation and the use of satellite data'. URL: [http://www.ecmwf.int/newsevents/training/course\\_notes/DATA\\_ASSIMILATION/index.html](http://www.ecmwf.int/newsevents/training/course_notes/DATA_ASSIMILATION/index.html)
- KALMAN, R., R. BUCY, 1961: New results in linear filtering and prediction theory. Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng. 83, 95-108.
- KISTLER, R. E., E. KALNAY, W. COLLINS, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLEN, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKI, M. KANAMITSU, V. KOUSKY, H. VAN DEN DOOL, R. JENNE, M. FIORINO, 2001: The NCEP/NCAR 50-year Reanalysis: Monthly Means, CD-ROM and Documentation, Bull. Amer. Meteor. Soc. 82, 247-268.
- LORENC, A.C., 1986: Analysis methods for numerical weather prediction. Quart. J. R. Met. Soc. 112, 1177-1194.
- SCHLATTER, T.W., 2000: Variational assimilation of meteorological observations in the lower atmosphere: a tutorial on how it works. J. of Atm. and Solar-Terrestrial Physics 62, 1057-1070.

# 6 Datenassimilation für das Globalmodell GME

W. WERGEN, M. BUCHHOLD

## 1 Einleitung

Während Kapitel 5 das Problem der Datenassimilation und mögliche Lösungswege allgemein beschrieb, soll nun mit dem Assimilationsschema für GME eine konkrete Implementierung vorgestellt werden. Dabei wird klar werden, welche weiteren vereinfachenden Annahmen gemacht werden, um das Problem in einer vertretbaren Zeit unter operationellen Bedingungen lösen zu können.

Das Gesamtkonzept für die vierte Generation der NWV-Kette des DWD entstand Anfang der neunziger Jahre. Es war von Anbeginn klar, dass wegen der beschränkten Personalkapazitäten nicht alle Komponenten gleichzeitig neu entwickelt werden konnten. Daher wurde eine phasenweise Erneuerung angestrebt, bei der zunächst die Vorhersagemodelle im Vordergrund stehen sollten. Dieses Vorgehen bot sich auch deshalb an, weil zum damaligen Zeitpunkt neuere Entwicklungen bei der Datenassimilation, wie z. B. die Variationsassimilation, noch keine deutliche Überlegenheit gegenüber klassischen Verfahren zeigten und gegenüber den Planungen zeitlich stark verzögert waren. Mittlerweile haben Variationsverfahren jedoch speziell bei der Nutzung von neuen (und genaueren) Satellitendaten zu spürbaren Fortschritten in der Vorhersagequalität geführt. Daher soll im folgenden Beitrag nicht nur das augenblickliche Assimilationsverfahren für das GME dargestellt werden, sondern es wird auch aufgezeigt, wie die Verfahren in Zukunft weiterentwickelt werden sollen.

## 2 Überblick

Das Assimilationsverfahren für das globale Modell GME – wie übrigens auch für das lokale Modell LM – ist ein Vor-

wärtsverfahren, d. h. Beobachtungen werden nur einmal genutzt. Es wird also nach Kalman und Bucy (1961) angenommen, dass die Information in den Beobachtungen optimal ausgeschöpft werden kann und dass ihr erneutes Verwenden keinen zusätzlichen Gewinn bringen würde. Das Verfahren für das GME ist 6-stündig intermittierend und besteht aus den Schritten Analyse, Initialisierung und 6-Stunden Vorhersage, die wiederum als Erste Näherung für die nächste Analyse dient. (Am 9.4.2002 wurde das Assimilationsintervall für das GME von 6 auf 3 Stunden reduziert.) Abb. 6-1 stellt die Verfahren für das GME und das LM grafisch dar. Beim GME werden die Beobachtungen aus einem Zeitfenster von  $\pm 90$  min um den nominalen Analysenzeitpunkt herum als synoptisch angesehen und für die Analyse genutzt. Beim LM hingegen fließen die Beobachtungen kontinuierlich zum jeweiligen Gültigkeitstermin in die Analyse ein. Für das GME liegen Analysen demnach alle 6 Stunden vor, während LM-Analysen kontinuierlich erstellt, aus praktischen Gesichtspunkten aber nur stündlich ausgegeben werden. Die senkrechten Pfeile in Abb. 6-1 deuten die stündliche Versorgung des LM mit Randwerten des GME an. Die für die Assimilation des GME genutzten Beobachtungen entsprechen den in Abb. 5-1 dargestellten Verteilungen.

## 3 Analyse des Massen- und Windfeldes

Die Analyse, also die Verknüpfung der Information aus Erster Näherung und Beobachtungen für das Geopotential und die beiden Windkomponenten erfolgt nach Gl. (14) in Kapitel 5. Das Analysenproblem wird also im Beobachtungsraum gelöst. Allerdings wird zur praktischen Lösung eine Reihe von vereinfachenden Annahmen getroffen:

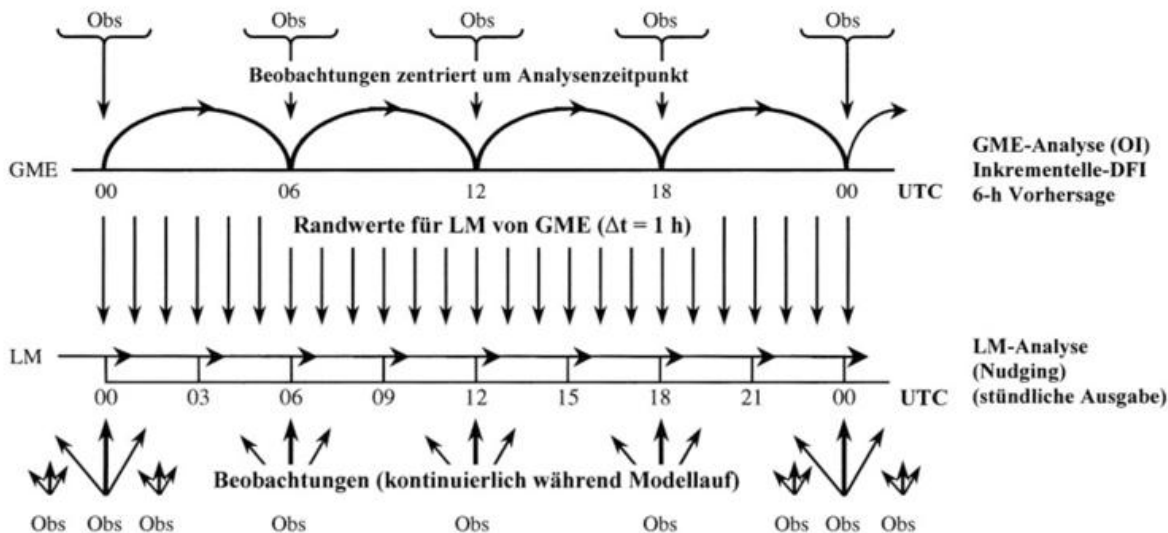


Abb. 6-1: Schematische Darstellung der Datenassimilation für GME (oben) und LM (unten).

- Der Vorwärtsoperator  $H$  wird als linear vorausgesetzt. Die Matrix  $H$  und der Operator  $H$  sind somit identisch. Die Kostenfunktion  $J$  ist damit quadratisch und die Suche nach deren Minimum reduziert sich auf die Lösung eines linearen Gleichungssystems. Iterationen sind nicht erforderlich.
- Das globale Analysegebiet wird in eine Reihe von ‚Analysenboxen‘ aufgeteilt. Gl. (14) wird separat für jede dieser Analysenboxen gelöst. Je Box können maximal 500 Beobachtungen benutzt werden. Für jede Box muss entschieden werden, welche Beobachtungen genutzt werden sollen.
- Die in der Matrix  $B$  benötigten Korrelationen der Fehler der Ersten Näherung werden als isotrop und homogen angesehen, d. h. sie hängen nur von der Entfernung aber weder von der Richtung noch vom Ort ab. Sie werden als Produkt aus einer vertikalen Strukturmatrix und aus Reihenentwicklungen nach Besselfunktionen für die horizontalen Abhängigkeiten formuliert. Die Korrelationen für das Geopotential entstammen Statistiken über Nordamerika (Lönnberg und Hollingsworth 1986). Die entsprechenden Werte für das Windfeld wurden unter Nutzung der geostrophischen Beziehung hergeleitet (Hollingsworth und Lönnberg 1986). Eine Berücksichtigung der jeweiligen synoptischen Situation erfolgt nicht.

Das so skizzierte Verfahren zur gemeinsamen Analyse von Masse- und Windfeld wird üblicherweise als dreidimensionale, multivariate *Optimale Interpolation* (OI) bezeichnet. Eine umfassende Beschreibung findet sich bei Shaw et al. (1987).

Mindestens ebenso wichtig wie die Analysenmethode selbst sind die Verfahren zur Kontrolle der Qualität der genutzten Beobachtungen. Längst nicht alle übermittelten Messungen sind nutzbar. Es können Codierungs-, Übermittlungs- und Messfehler auftreten. Weiterhin müssen zwar korrekte, aber nicht repräsentierbare Werte ausgeschlossen werden. Ein typisches Beispiel wäre ein bodennaher Wind aus dem Oberrheintal, der jedoch im GME bei 55 km Auflösung prinzipiell nicht korrekt simuliert werden kann. Die Qualitätskontrolle in der globalen Assimilation erfolgt in 3 Schritten:

1. Führen einer *Schwarzen Liste* mit Beobachtungen, die über lange Zeit auffällig waren. Stationen auf dieser Liste werden nur passiv genutzt, d. h. sie werden zwar überwacht, beeinflussen aber nicht die endgültige Analyse.
2. Vergleich mit der Ersten Näherung. Je nach Größe der Abweichung wird die Beobachtung in 4 verschiedene Qualitätsklassen eingeordnet. Ganz grobe Abweichungen führen bereits hier zum Ausschluss.
3. Vergleich mit einer Analyse für den jeweiligen Beobachtungspunkt, jedoch ohne dabei die zu prüfende Beobachtung zu verwenden. Dabei fällt die endgültige Entscheidung auch für Beobachtung, für die Schritt 2 lediglich einen Verdacht meldete.

#### 4 Analyse des Feuchtefeldes

Die Feuchte wird ebenfalls nach dem Verfahren der dreidimensionalen *Optimalen Interpolation* analysiert, allerdings in einer univariaten Form, d. h. es wird nur die Feuchte selbst analysiert und kein direkter Zusammenhang zu anderen Variablen hergestellt. Die Korrelationen der Fehler der Ersten Näherung werden durch eine Glockenkurve mit einer Halbwertsbreite von 300 km modelliert. Analysenvariable ist die relative Feuchte. Die Feuchte wird nur bis zur Tropopause analysiert, darüber wird eine konstante spezifische Feuchte angesetzt. Neben direkten Beobachtungen der Feuchte werden auch noch Pseudo-Werte aus Beobachtungen für Wolken und Niederschlag erzeugt. Die Qualitätskontrolle geschieht analog zu den Verfahren für Masse und Wind.

#### 5 Analyse bodennaher Felder

Neben den Feldern aus der freien Atmosphäre müssen auch noch einige bodennahe Parameter analysiert werden. Dies sind zum einen echte prognostische Variablen, wie die Schneedecke, oder sie ändern sich auf einer so langen Zeitskala, dass sie zwar während einer Vorhersage über eine Woche konstant gehalten werden können, ihr jahreszeitlicher Gang aber durch eine eigene Analyse erfasst werden muss (Eisbedeckung und Oberflächentemperatur der Meere). Der Einfachheit halber werden in diesem Abschnitt auch die entsprechenden Analyseverfahren für das LM diskutiert, sofern sie von den GME-Methoden abweichen. Da die Analyseverfahren für die bodennahen Felder bisher in der externen Literatur wenig beschrieben sind, soll hier etwas umfangreicher auf sie eingegangen werden.

##### 5.1 Analyse der Schneehöhe

Die Höhe der Schneedecke wird sowohl in der GME- als auch in der LM-Datenassimilation alle 6 Stunden analysiert. Ziel ist es, für jeden Land-Gitterpunkt eine Schneehöhe zu bestimmen, die für das Gitterelement und insbesondere für die Höhe der Modellorographie repräsentativ ist.

Die wichtigsten Eingangsdaten sind die Schneehöhenmeldungen der SYNOP-Stationen, die über GTS verbreitet werden. Das Meldungsaufkommen ist sowohl räumlich als auch zeitlich sehr uneinheitlich und im allgemeinen unzureichend für die Analyse einer derart variablen Größe. Daher werden neben den Schneehöhen auch Niederschlags- und Wettermeldungen der SYNOP-Stationen in der Analyse berücksichtigt. Bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt wird aus dem beobachteten 6-stündigen Niederschlag ein Schneehöheninkrement berechnet. Aus Wetterbeobachtungen, die Schneefall anzeigen, werden mittels empirischer abgeleiteter Beziehungen, ebenfalls Schneehöhenzuwächse konstruiert. Andere Wetterbeobachtungen ergeben das Inkrement 0. Die Datenprüfung der Schneehöhen besteht aus einer Plausibilitätsprüfung und einem Vergleich mit der Voranalyse.

Die Analysenmethode ist eine einfache gewichtete Mittelung der Beobachtungen. An jedem Gitterpunkt werden zur Modellhöhe passende Beobachtungen aus der weiteren Umgebung selektiert, wobei der Suchradius in der GME-Analyse 330 km und in der LM-Analyse 200 km beträgt. Bei hoher Datendichte wird der Radius auf 200 bzw. 120 km reduziert. Die maximal zulässige Höhenabweichung zwischen dem zu analysierenden Gitterpunkt und den Beobachtungsstationen ist eine Funktion der Modellhöhe und nimmt mit der Höhe zu. Bei 100 m Modellhöhe beträgt die zulässige Höhenabweichung nur 220 m, bei 1000 m Modellhöhe schon 600 m. In einem ersten Schritt werden die gewichteten Mittel der Schneehöhenbeobachtungen und der aus Wettermeldungen abgeleiteten Schneehöheninkremente getrennt berechnet. Die Beobachtungsgewichte sind eine Funktion der horizontalen und vertikalen Abstände zwischen Stationen und Gitterpunkt. Es hängt nun von der Datendichte ab, wie der Analysenwert letztlich bestimmt wird. Ist die Gewichtssumme der Schneehöhenbeobachtungen größer als ein vorgegebener Schwellwert, dann wird das gewichtete Mittel dieser Beobachtungen als neuer Analysenwert genommen. Reichen die direkten Schneehöhenmeldungen nicht aus, wird das Mittel der Schneehöheninkremente und eventuell auch die Modellvorhersage in die Berechnung des Analysenwertes mit einbezogen. Dazu wird zunächst das Inkrement auf die Voranalyse addiert und eventuell ein Abschmelzbetrag subtrahiert. Die Modellvorhersage kommt immer dann zum Tragen, wenn nur sehr wenige oder gar keine Beobachtungen vorliegen.

Seit März 2001 wird als Zusatzinformation die Schneeanalyse der **Satellite Analysis Branch (SAB)** bei der NOAA berücksichtigt. Die Analyse basiert auf Bilddaten der geostationären und polarumlaufenden Satelliten im sichtbaren Spektralbereich sowie auf DMSP-Mikrowellendaten und Bodenbeobachtungen. Das Feld wird täglich erstellt und deckt die Nordhemisphäre bei einer Auflösung von etwa 45 km ab. URL: <http://www.ssd.noaa.gov/PS/SNOW/index.html>. Der Hauptvorteil dieses Produkts ist, dass in Gebieten, für die nur wenige oder gar keine in situ Schneehöhenbeobachtungen über GTS verbreitet werden, verlässlichere Analysen erstellt werden können. In der GME-Analyse werden einmal täglich die Hintergrundfelder, nämlich Voranalyse und Prognose der Schneebedeckung, an die NOAA-Analyse angepasst. Damit kommt die NOAA-Analyse nun überall dort zum Tragen, wo es kaum Schneehöhenbeobachtungen gibt, wie in den USA und Teilen Asiens. In anderen Gebieten, wie z. B. in Europa, basiert die Analyse weiterhin größtenteils auf den SYNOP-Schneehöhenbeobachtungen.

## 5.2 Analyse von Wassertemperatur und Eisbedeckung

Die Analyse wird einmal täglich für den 00 UTC Termin direkt im GME- und LM-Gitter gerechnet. Der erste Schritt ist die Festlegung der Eisbedeckung. Dazu werden externe Eisbedeckungs-Analysen herangezogen und in das jeweilige Modellgitter interpoliert. Für die GME-Analyse wird die globale Eisbedeckung der Ocean Modelling Branch des NCEP verwendet. Diese Analyse basiert auf SSMI-Satellitendaten, wird täglich aktualisiert und liegt in einer Auflö-

sung von  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  vor (Grumbine 1996). Für das LM wird die Ostsee-Eisanalyse des BSH benutzt, die einmal wöchentlich erneuert wird. Die Auflösung beträgt in Nord-Süd-Richtung  $0,1^\circ$  und in West-Ost-Richtung  $0,1666^\circ$ . Die Temperaturen der Eisoberfläche werden aus EZMW-Klimafeldern abgeleitet. Dies ist ein offensichtlicher Schwachpunkt, da die tatsächlichen Temperaturen beträchtlich vom Klima abweichen können. Besser wäre es, wenn die Temperaturen über Eis im Modell durch Lösen einer Energiebilanzgleichung aktuell berechnet würden.

Zur Analyse der Wassertemperaturen wird ein Korrektionsverfahren (Cressman 1959) benutzt. Bei dieser rein numerischen ad-hoc-Methode wird eine Erste Näherung mit Hilfe der Beobachtungen korrigiert. In der globalen Analyse wird als Erste Näherung die täglich aktualisierte  $1^\circ \times 1^\circ$ -SST-Analyse des NCEP benutzt. Ein Vorteil der amerikanischen Analyse ist, dass neben den in situ Beobachtungen auch Satellitendaten verwendet werden, deren systematische Fehler in einer spezieller Vorverarbeitung korrigiert werden (Reynolds und Smith 1994). Als Hintergrundfeld in der LM-Analyse wird die aktuelle GME-Analyse verwendet. Als Datenbasis werden alle verfügbaren Schiffs- und Bojen-Beobachtungen der letzten 6 Tage herangezogen. Geprüft werden die Daten gegen die Erste Näherung und gegen die umliegenden Beobachtungen anderer Stationen. Redundante Daten werden eliminiert. Für jeden Gitterpunkt wird schließlich das gewichtete Mittel aller Beobachtungsincrementen aus einem Umkreis mit dem Radius R um den Gitterpunkt berechnet. Die Gewichte sind abhängig vom Gitterpunktabstand, vom Alter der Beobachtung und vom Beobachtungstyp. Der Einflussradius R beträgt in der GME-Analyse 430 km und in der LM-Analyse 200 km. Der Näherungswert wird schließlich mit dem mittleren Beobachtungsincrement korrigiert.

## 6 Initialisierung

Im Prinzip stehen nun alle Informationen bereit, um eine Vorhersage zu starten. Dies ist auch ohne Weiteres möglich, jedoch wird man in den vorhergesagten Feldern des Bodendruckes und der Vertikalgeschwindigkeit unerwünschte hochfrequente Schwingungen feststellen. Diese Schwingungen werden auch als *meteorologischer Lärm* bezeichnet. Er wird zwar im Laufe einer längeren Vorhersage im Modell gedämpft, jedoch würde er in der Datenassimilation negative Auswirkungen haben, denn in den dort verwendeten Kurzfristvorhersagen sind die Schwingungen noch nicht genügend gedämpft. Speziell bei der Qualitätskontrolle kann dies zu falschen Entscheidungen führen, die dann letztlich zu einer Verschlechterung der Vorhersage führen würden.

Die Ursache für den Lärm sind subtile Verletzungen von Gleichgewichtsbedingungen zwischen Masse- und Windfeld in der Analyse. Diese können durch das Analysenverfahren und/oder durch die Beobachtungen selbst verursacht worden sein. Zur Dämpfung des meteorologischen Lärms wird in den NWV-Modellen ein *Initialisierungsverfahren* eingesetzt. Im

GME wird ein digitaler Filter (Lynch et al. 1996) benutzt. Er dämpft alle Schwingungen mit Perioden, die kürzer sind als ein festgelegter Schwellwert von zur Zeit 3 Stunden. Beim Start des GME wird zunächst 3 Stunden adiabatisch in die Vergangenheit gerechnet und dann mit dem digitalen Filter diabatisch wieder vorwärts zum ursprünglichen Analysenzeitpunkt. Es werden allerdings nicht die vollen Felder gefiltert, sondern nur die Änderungen, welche die Analyse an der Ersten Näherung angebracht hat. Der Filter ist im vertikalen Normalmodenraum formuliert und nur die ersten 10 Moden werden beeinflusst. Dadurch wirkt er hauptsächlich in der freien Atmosphäre. Bodennahe Felder bleiben weitgehend unberührt.

## 7 Der Orkan ‚Lothar‘ – oder die Bedeutung der Datenassimilation

Kurz nach der offiziellen Einführung der neuen Modellkette am 1. Dezember 1999 kam es im Zusammenhang mit den schweren Stürmen über Weihnachten zu gravierenden Fehlvorhersagen der Modelle des DWD. Während einige längerfristige Vorhersagen korrekt auf eine intensive Entwicklung hingewiesen hatten, fehlte insbesondere in den 24-Stunden Vorhersagen vom 25. 12. 1999, 12 UTC ein korrektes Signal.

Abb. 6-2a zeigt die 24-stündige operationelle Vorhersage des Lokal-Modells LM für den 26. 12. 1999, 12 UTC. Dargestellt sind die Isobaren des Bodendrucks in Meereshöhe in hPa sowie die maximalen Windgeschwindigkeiten in 10 m Höhe in m/s. Beobachtet zu diesem Zeitpunkt war ein Kerndruck von 974 hPa knapp nordöstlich von Frankfurt. In Karlsruhe wurden zu diesem Zeitpunkt Böen mit 40 m/s gemessen. Das operationelle LM hatte weder die Position noch die Stärke des Sturms korrekt vorhergesagt.

Unmittelbar nach dem Ereignis wurden umfangreiche Untersuchungen durchgeführt, um die Ursachen dieser Fehlvorhersage zu verstehen. Es stellte sich rasch heraus, dass das LM unschuldig war. Vielmehr lag die Ursache in einer fehlerhaften Randsteuerung durch das globale Modell GME. Abb. 6-2b zeigt eine Vorhersage des LM mit der Randsteuerung aus einem experimentellen Lauf des GME. Am LM selbst und an seiner Datenassimilation wurde nichts geändert. Allein über die Randsteuerung wird die Vorhersage in diesem Fall dramatisch verbessert. Das Tief liegt an der korrekten Position und die Maxima der Windgeschwindigkeit sind gut vorhergesagt.

Was war nun die Ursache für die fehlerhafte Randsteuerung durch das GME? Nach längeren Untersuchungen stellte sich heraus, dass die Nutzung der Beobachtungen in der Datenassimilation der kritische Parameter war. Wie die meisten NWV-Zentren, nutzte der DWD in der intermittierenden Datenassimilation des GME zunächst die Beobachtungen mit einem Zeitfenster von  $\pm 3$  Stunden um den jeweiligen Analysenzeitpunkt. Der dadurch verursachte Fehler ist im allgemeinen klein und wird ausgewogen durch eine höhere Redundanz in den Beobachtungen, die eine bessere Quali-

tätskontrolle und Nutzung der Beobachtungen erlaubt. Allerdings steigt der Fehler mit der Auflösung des Modells und mit der Intensität der aktuellen Entwicklung in der Atmosphäre.

Beim DWD kam noch erschwerend hinzu, dass zum fraglichen Zeitpunkt länger als bei anderen Diensten auf hereinkommende Beobachtungen gewartet wurde. Dies hatte u.a. zur Folge, dass ein Nachstart der Radiosonde ‚Sable Island‘ (44°N, 60°W) in der Analyse für den 24.12.1999, 12 UTC benutzt wurde. Dieser wurde notwendig, weil der erste Aufstieg nicht die erforderliche Höhe erreicht hatte. Gemäß der Vorschrift wurde er als Korrektur des ersten Aufstieges mit dem identischen Gültigkeitsdatum von 12 UTC verbreitet. Aus der Meldung war nicht zu erkennen, wann die Sonde aufgestiegen war. Erst durch nachfolgende Korrespondenz mit dem kanadischen Wetterdienst wurde ermittelt, dass der 2. Aufstieg mit einer Verzögerung von 114 min erfolgte. Er erfasste eine deutlich andere atmosphärische Situation in dem für den späteren Orkan kritischen Entstehungsgebiet. Dies hatte zur Folge, dass der Lauf mit einem früheren Redaktionsschluss für eingehende Beobachtungen den Orkan besser vorhersagte als die später durchgeführte Vorhersage, in deren Startanalyse noch zusätzliche Beobachtungen, u.a. der Nachstart von ‚Sable Island‘, aufgenommen worden waren. Andere Wetterdienste waren von dem Problem weniger betroffen, da sie durchweg mit kürzeren Cut-off Zeiten arbeiten. Eine ausführlichere Diskussion des Themas findet sich unter <http://www.dwd.de/research/lothar/lothar.html>.

Die Untersuchungen zu Lothar machten deutlich, dass in der GME-Assimilation die Zuordnung der Beobachtungen zu den Analysenterminen verbessert werden musste. Als erste Maßnahme wurde das Zeitfenster für Beobachtungen von  $\pm 180$  auf  $\pm 90$  min reduziert. Den Erfolg dieser Änderung demonstriert Abb. 6-3b. Sie zeigt rechts eine 24-Stunden Vorhersage des GME vom 25. 12. 1999, 12 UTC für den Bodendruck in Pa (durchgezogen) und die maximalen Windgeschwindigkeiten in m/s. Der Vorhersage vorausgegangen ist eine Datenassimilation vom 22. 12. 1999, 00 UTC bis 24. 12. 1999, 12 UTC mit einem auf 90 min reduzierten Zeitfenster für Beobachtungen. Er wurde also lediglich der Datenbankaufruf für Beobachtungen modifiziert, sowohl das Assimilationsverfahren als auch das GME blieben dagegen unverändert. Diese einfache Maßnahme entschied jedoch über Erfolg oder Misserfolg. Mit dem kurzen Zeitfenster ergab sich eine sehr gute Vorhersage der tatsächlich eingetroffenen Verhältnisse. Die Felder aus diesem Lauf dienen zur Randsteuerung des LM für die in Abb. 6-2b dargestellte Vorhersage. Offensichtlich übernahm das LM zum großen Teil die Lösung des GME, erbrachte aber insbesondere im Windfeld noch einen erheblichen Zugewinn an Realität. Verfolgt man den Unterschied zu der fehlgeschlagenen operationellen Vorhersage zurück zum Starttermin, so ergibt sich mitten auf dem Atlantik eine ausgeprägte Differenz in den bodennahen Feldern, in der Höhe sind die Unterschiede eher unauffällig. Abb. 6-3a zeigt die Differenz im Geopotential in  $m^2/s^2$  der 1000 hPa Fläche (farbig) und der Temperatur in K (durchgezogen) zwischen dem experimentellen Lauf mit reduziertem Zeitfenster und dem operationellen Lauf. Bemerkenswert ist die für eine barokline Entwicklung günstige Phasenverschiebung zwischen Temperatur- und Geopotentialfeld. Innerhalb des nächsten Tages wird diese

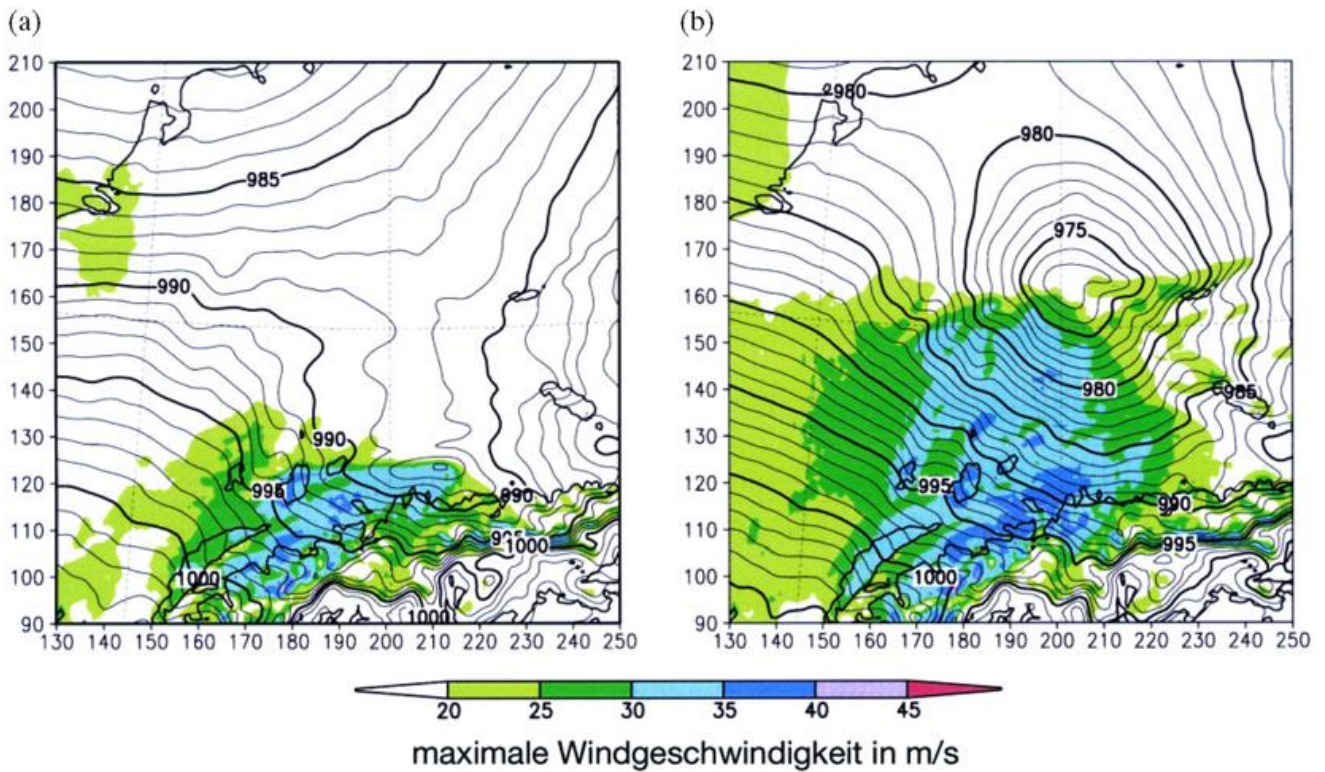


Abb. 6-2: a) Operationelle 24h-Vorhersage des LM für den 26. 12. 1999, 12 UTC des Luftdrucks (durchgezogen) in hPa und der maximalen Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe (farbig) in m/s. Zu Orientierung ist die 800 m Isohypse der Orographie eingezeichnet.  
 b) wie a) jedoch mit Randsteuerung durch GME, das in der Assimilation ein auf  $\pm 90$  min reduziertes Zeitfenster für Beobachtungen nutzte (siehe auch Abb. 6-3b).  
 Die Zahlen an den linken und unteren Bildrändern geben die [x,y]-Numerierung der Gitterpunkte wieder.

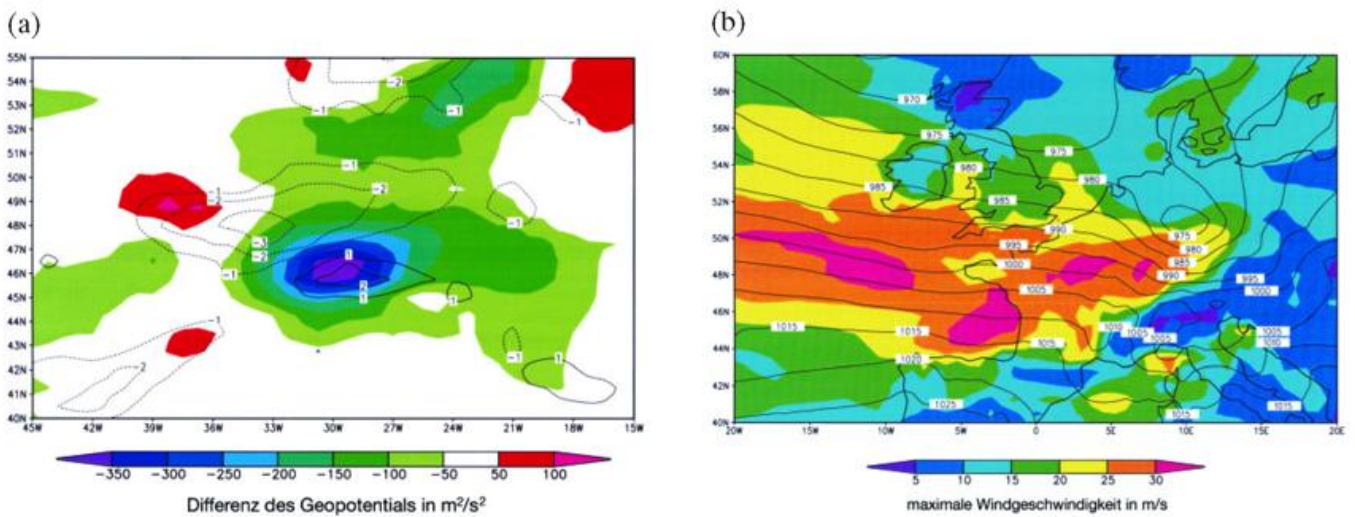


Abb. 6-3: a) Differenzen des Geopotentials in  $m^2/s^2$  (farbig) und der Temperatur in K (Isothermen) auf der 1000 hPa Fläche zwischen einer Assimilation mit einem Zeitfenster von  $\pm 90$  min und dem operationellen Zeitfenster von  $\pm 180$  min am Ende einer GME-Assimilation vom 22. 12. 1999, 00 UTC bis 25. 12. 1999, 12 UTC.  
 b) Auf NN reduzierter Luftdruck (durchgezogen) in hPa und maximale Windgeschwindigkeit (farbig) in 10 m Höhe in m/s einer experimentellen 24h-Vorhersage des GME für den 26. 12. 1999, 12 UTC, gestartet von einer Assimilation mit einem auf  $\pm 90$  min reduzierten Zeitfenster für Beobachtungen.

Störung eine Distanz von mehr als 1000 km zurücklegen und beim Einklinken in das divergente Ende des Strahlstromes zu einer katastrophalen Entwicklung führen.

Das kürzere Zeitfenster, wie in Abb. 6-1 bereits dargestellt, wurde am 3.5.2000 operationell eingeführt. Vorausgegangen waren Tests, die bestätigten, dass auch die Vorhersagen anderer Sturmereignisse, wie etwa des Orkans *Anatol* am 3.12.1999, verbessert wurden. Insgesamt bestätigten diese Untersuchungen die Bedeutung der Datenassimilation für die Qualität der Vorhersagen. Es bleibt zu hoffen, dass diese Erkenntnis auch zu Konsequenzen hinsichtlich Forschungsschwerpunkten in Deutschland führen wird.

## 8 Ausblick

Bedingt durch die phasenweise Erneuerung des Vorhersagesystems des DWD, bei der die Entwicklung der Modelle zunächst den Vorrang erhielt, ist das Assimilationsverfahren für das GME nicht mehr auf dem neusten Stand. Auch durch die häufig notwendige Anpassung der operationellen Verfahren an neue Rechnerarchitekturen und an neue Softwareumgebungen ist eine gewisse Verzögerung bei der inhaltlichen Weiterentwicklung eingetreten. Im Folgenden sollen die kurz-, mittel- und längerfristig geplanten Verbesserungen kurz dargestellt werden.

Ein offensichtlicher Schwachpunkt des augenblicklichen Verfahrens für GME ist die unvollständige Nutzung der Beobachtungen. Messungen, welche  $\pm 90$  min um die Zwischentermine 03, 09, 15 und 21 UTC vorliegen, werden im augenblicklichen Schema nicht genutzt. Experimente mit einem 3-stündigen Assimilationszyklus für GME stellen diesen Mangel ab und führen zu einer Steigerung der Vorhersagequalität. Der kürzere Zyklus soll Anfang 2002 operationell eingeführt werden. Damit ist ein wichtiger Schritt zur besseren Nutzung asynoptischer Beobachtungen getan.

Die Formulierung der Matrizen **R** der Beobachtungs- und **B** der Hintergrundfehlerkovarianzen entstammt in wesentlichen Teilen noch aus dem alten globalen Vorhersagesystem des DWD. Mittlerweile konnten jedoch die entsprechenden Statistiken für GME aufgesammelt werden, um die entsprechenden Fehler (Diagonalelemente von **R** und **B**) neu abzuschätzen und die Strukturfunktionen für die Korrelationen anzupassen. Ebenfalls geplant für das Jahr 2002 ist eine Überarbeitung der Qualitätskontrolle für Beobachtungen.

Ein prinzipieller Mangel des augenblicklichen Verfahrens sind die Probleme, die mit der Nutzung nichtlinear von den Modellvariablen abhängenden indirekten Beobachtungen verbunden sind. So müssen die von Satelliten gemessenen Strahldichten zunächst in Temperatur- und Feuchteprofile umgerechnet werden. Dieser Schritt ist wegen der nicht eindeutig invertierbaren Strahlungsübertragungsgleichung fehleranfällig und kann durch ein Variationsverfahren umgangen werden. Hier dient dann die Erste Näherung des Modells als Hilfe bei der Festlegung der wahrscheinlichsten Temperatur- und Feuchteprofile. Ein weiterer Vorteil eines

Variationsverfahrens ist den Entfall der Datenselektion. Das globale Problem wird als ein einziges, sehr großes Minimierungsproblem gelöst, die Unterteilung in zahlreiche *Boxen* entfällt. Im Augenblick wird ein komplett neues Variationsverfahren für GME entwickelt. Es soll eine effiziente Nutzung der zukünftigen spektrometrischen Daten der neuen Satelliten erlauben.

Die Qualität jedes Assimilationsverfahrens hängt entscheidend von der Formulierung der Kovarianzmatrix **B** der Hintergrundfehler ab. Bisher sind alle operationell eingesetzten Ansätze statisch, d. h. sie berücksichtigen nicht die aktuelle meteorologische Situation. Die Kalman-Bucy Filterung zeigt einen Weg zur dynamischen Bestimmung von **B** auf, leider ist das Verfahren jedoch zu aufwändig für eine operationelle Anwendung. Mit dem *Ensemble Kalman Filter* (Evensen 1994) wurde in der Ozeanographie ein mögliche Alternative aufgezeigt. Der Grundgedanke besteht in dem parallelen Betrieb vieler Datenassimilationen. Aus Streuungen der verschiedenen Kurzfristvorhersagen lassen sich Hinweise für die Formulierung eines dynamisch angepassten **B** herleiten. Auf diese Weise würde auch eine natürliche Verbindung zwischen Datenassimilation und Ensemble Vorhersagen zur Abschätzung der Zuverlässigkeit geschaffen. Dies ist jedoch ein umfangreiches Forschungsthema, welches sicher erst längerfristig zu praktischen Implementierungen führen wird.

## Literatur

- CRESSMAN, G., 1959: An Objective Analysis System. Mon. Wea. Rev. 87, 367-374.
- EVENSEN, G., 1994: Sequential data assimilation with a non-linear quasi-geostrophic model using Monte-Carlo methods to forecast error statistics. J. Geophys. Res. 99 (C5), 10143-10162.
- GRUMBINE, R.W., 1996: Automated passive microwave sea ice concentration analysis at NCEP. Ocean Modelling Branch Technical Note 120.
- HOLLINGSWORTH, A., P. LÖNNBERG, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field. Tellus 38A, 111-136.
- KALMAN, R., R. BUCY, 1961: New results in linear filtering and prediction theory. Trans. ASME. Ser. D, J. Basic Eng. 83, 95-108.
- LÖNNBERG, P., A. HOLLINGSWORTH, 1986: The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part II: The covariance of height and wind errors. Tellus 38A, 137-161.
- LYNCH, P., D. GIRARD, V. IVANOVIC, 1996: Improving the efficiency of a digital filtering scheme. Mon. Wea. Rev. 125, 1976-1982.
- REYNOLDS, R.W., T.M. SMITH, 1994: Improved global sea surface temperature analysis. J. Climate, 7, 929-948.
- SHAW, D., LÖNNBERG, P., HOLLINGSWORTH, A., P. UNDEN, 1987: Data assimilation: The 1984/85 revisions of the ECMWF mass and wind analysis. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 113, 533-566.

# 7 C. SCHRAFF, R. HESS Datenassimilation für das LM

## 1 Einleitung

Für das LM wurde ein neues Datenassimilationschema entwickelt. Der Grund war, dass das beim Deutschen Wetterdienst für das jetzige globale Modell GME und die früheren Ausschnittmodelle verwendete Assimilationsverfahren, die im Kapitel 6 diskutierte Optimale Interpolation, Schwächen aufweist in Bezug auf die Anforderungen des LM. Diese werden im wesentlichen bestimmt durch die hohe Auflösung des Modells und durch das Ziel, das Modell in Zukunft auch im Nowcasting-Bereich einsetzen zu können. Daraus folgt wiederum, dass vermehrt asynoptische und hochfrequente Beobachtungsdaten (z. B. Flugzeugdaten und Fernerkundungsdaten) genutzt werden müssen. Dafür sind 3-dimensionale Verfahren eher ungeeignet, da entweder der Zeitpunkt solcher Beobachtungen nur ungenau berücksichtigt bzw. nur ein Teil der Daten benutzt werden kann, oder das Analyseverfahren sehr häufig angewendet werden muss (z. B. stündlich). Letzteres ist mit erhöhtem Rechenaufwand verbunden, und kann zu Schwierigkeiten führen, wenn zu asynoptischen Zeitpunkten die Datenbedeckung sehr inhomogen und gering ist. Ein weiteres, das Resultat des Verfahrens sehr stark bestimmendes Merkmal bisheriger Implementationen der Optimalen Interpolation ist die Verwendung der geostrophischen Approximation (in den Kovarianzen des Hintergrundfehlers  $\mathbf{B}$ , vgl. Kapitel 5), die auf der durch das LM abgedeckten meso- $\beta$ -Skala jedoch nur noch beschränkte Gültigkeit hat. Infolgedessen bieten 4-dimensionale Datenassimilationsverfahren, bei denen die Modell-dynamik direkt im Assimilationsprozess verwendet wird, potentielle Vorteile. Das 4-dimensionale variationelle Datenassimilationsverfahren (4DVAR) ist für die Anwendung auf das LM zu aufwändig, insbesondere was den Rechenaufwand betrifft, unter Berücksichtigung der kurzen, für die Erstellung einer Analyse verfügbaren Zeit.

Aus diesen Gründen wurde der Entwicklung eines Schemas basierend auf der *Nudging*-Methode für die Bestimmung der Anfangsfelder in der Atmosphäre der Vorzug gegeben. Für die Ermittlung des Anfangszustandes einiger Erdoberflächen- und Bodenfelder werden zusätzlich 2-dimensionale intermittierende Analysenschemata angewendet. Dabei handelt es sich um eine 6-stündliche Schneeanalyse, eine tägliche Meerestemperatur- und Eisgrenzenanalyse (siehe Kapitel 6), sowie eine tägliche variationelle Bodenfeuchteanalyse. In den beiden Abschnitten 2 und 3 wird das *Nudging*-Schema vorgestellt und das Konzept für die Bodenfeuchteanalyse umrissen.

## 2 Das „Nudging“-Verfahren

### 2.1 Konzept

Bei der Methode des *Nudging* (Anthes 1974; Davies und Turner 1977; Stauffer und Seaman 1990), zu übersetzen als *stupsen* oder *leicht anstoßen*, und auch als *Newtonsche Relaxation* bezeichnet, werden die prognostischen Variablen des Modells innerhalb eines Zeitfensters gegen vorgegebene Werte relaxiert. Im Kontext der Datenassimilation sind diese Werte 2- oder 3-dimensionale Analysen, oder, wie beim hier entwickelten Schema, direkte Beobachtungen. Letzteres ist wesentlich vorteilhafter bei asynoptischen Beobachtungen (Stauffer und Bao 1993) und hochauflösenden Modellen (Stauffer und Seaman 1994). Dabei wird ein Relaxationsterm in die prognostischen Gleichungen eingeführt, so dass die zeitliche Entwicklung der prognostischen Variable  $\psi(\underline{x}, t)$  gegeben ist durch:

$$\frac{\partial}{\partial t} \psi(\underline{x}, t) = F(\psi, \underline{x}, t) + G_{\psi} \cdot \sum_{k, \text{obs}} (W_k \cdot (\psi_k - \psi(\underline{x}_k, t))) \quad (7.1)$$

Dabei bezeichnet  $F$  die Modelldynamik und physikalischen Parametrisierungen,  $\psi_k$  den Wert der  $k$ -ten den Gitterpunkt  $\underline{x}$  zur Zeit  $t$  beeinflussenden Beobachtung,  $\underline{x}_k$  den Ort dieser Beobachtung,  $G_{\psi}$  den sogenannten *Nudging-Koeffizienten* (eine Konstante), und  $W_k$  ein im allgemeinen zwischen 0 und 1 variierendes, beobachtungsabhängiges Gewicht. Ohne Dynamik und Physik und bei konstantem  $W_k$  würde sich damit für eine einzelne Beobachtung der Modellwert am Ort der Beobachtung exponentiell asymptotisch dem Beobachtungswert annähern, wobei die für diesen Relaxationsprozess charakteristische Zeitskala bestimmt wird durch den Koeffizienten  $G_{\psi}$ . Dieser ist so gewählt, dass die Abweichung des Modellwerts zum beobachteten Wert sich (für  $W_k = 1$ ) innerhalb einer knappen halben Stunde auf  $1/e$  verringern würde.

In der praktischen Anwendung bleibt damit der *Nudging*-Term meist kleiner als die größten Terme der Dynamik und Physik, und darauf beruht die grundsätzliche Idee des Verfahrens: Die Modellfelder sollen gegen die Beobachtungswerte hingezogen werden, ohne dass das modellinterne dynamische Gleichgewicht wesentlich gestört wird. Die Kopplung zwischen den Änderungen im Massen- und Windfeld erfolgt dabei in erster Linie implizit durch die Modelldynamik. Falls dieser Assimilationsprozess erfolgreich ist, sind die Modellfelder zu Beginn der Vorhersage in der Nähe des dynamischen Gleichgewichts. Ohne dass eine Initiali-

sierung nötig ist, werden dadurch sogenannte Spin-up-Effekte (eine Art Einschwingen des Modells) deutlich reduziert gegenüber 3-dimensionalen Analysemethoden, wo ausschließlich diagnostische Beziehungen (z. B. Geostrophie) für diese Kopplung zwischen Massen- und Windfeldänderungen sorgen (vgl. Kapitel 6).

Die Faktoren  $W_k$  bestimmen die relativen Gewichte, mit welchen die einzelnen Beobachtungen einen bestimmten Modellgitterpunkt beeinflussen sollen. Für eine einzelne Beobachtung setzt sich dieses Gewicht ( $w_k$ ) aus 4 Faktoren zusammen, nämlich der Qualität (und Repräsentativität) der Beobachtung ( $\varepsilon_k$ ), der horizontalen ( $w_{xy}$ ) und vertikalen ( $w_z$ ) Distanz sowie der zeitlichen ( $w_t$ ) Differenz zwischen Beobachtung und Zielgitterpunkt. Wenn eine zunehmende Anzahl von Beobachtungen einen Gitterpunkt beeinflusst, sollte das gesamte Nudging-Gewicht beschränkt bleiben, damit der Nudging-Term gegenüber der Dynamik nicht dominierend wird. Dies wird erreicht, indem das individuelle Gewicht  $w_k$  durch ein relatives Gewicht ergänzt wird (Benjamin und Seaman 1985):

$$W_k = \frac{w_k}{\sum_{j \in \text{obs}} w_j} \cdot w_k, \quad w_k = \varepsilon_k \cdot w_{xy} \cdot w_z \cdot w_t \quad (7.2)$$

Dieser einfache Ansatz ist darauf angelegt, die Gradienten der analysierten Felder zu verbessern, und ist deshalb oft verwendet worden (Stauffer und Seaman 1990). Allerdings wird damit nur die Beobachtungsdatendichte am Zielgitterpunkt berücksichtigt, nicht jedoch die relative Position der Beobachtungen zueinander wie etwa in der Optimalen Interpolation. Dazu müsste mit erheblichem Mehraufwand die Datendichte an den Beobachtungspunkten vorher bestimmt werden und in den Qualitätsfaktor  $\varepsilon_k$  eingehen (Lorenz et al. 1991).

Aus Gl. (7.1) ist ersichtlich, dass das Verfahren im Prinzip aus 2 Hauptschritten besteht. Der erste Schritt ist die Berechnung der Beobachtungsinkremente (Differenz zwischen Beobachtung und Modellwert), bzw. aller übrigen am Beobachtungsort lokal berechenbaren benötigten Information. Dies ist normalerweise verbunden mit Interpolationen, und schließt eine Qualitätskontrolle der Beobachtungen mit ein. Im zweiten Schritt werden dann die Gewichte berechnet und die Inkremente zu den Modellgitterpunkten ausgebreitet. Vor der Addition zu den Modellfeldern werden diese Inkrementfelder schließlich noch in 3 zusätzlichen Schritten teilweise explizit balanciert. In der Notation von Kapitel 5 entsprechen die Beobachtungsinkremente dem Term  $[\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)]$  und die nachfolgenden Schritte ganz grob den die Fehlerkovarianzen  $\mathbf{B}$  und  $\mathbf{R}$  enthaltenden Termen der Gl. (5.12).

Neben der konzeptuellen Einfachheit, relativ einfachen Implementierbarkeit, und weiteren aus der Einleitung folgenden Vorteilen sei auch auf Nachteile der Methode hingewiesen. Erstens gibt es im Gegensatz zur Optimalen Interpolation und den variationellen Methoden keinen mathematischen Formalismus zur Bestimmung einer theoretisch optimalen Lösung. Als Folge davon gibt es einige freie Parameter, für deren Spezifikation theoreti-

sche Überlegungen nur grobe Anhaltspunkte liefern, und für die daher in relativ aufwändigen Tuning-Experimenten geeignete Werte gefunden werden müssen.

Zweitens können weder die vor allem bei Fernerkundungsdaten auftretenden Korrelationen der Beobachtungsfehler (in  $\mathbf{R}$ ) noch die in die nichtdiagonalen Elemente von  $\mathbf{B}$  eingehenden Korrelationen der statistischen Fehler von verschiedenen Modellfeldern im Nudging-Term berücksichtigt werden. Letzteres ist allerdings nur für diejenigen Skalen von Nachteil, wo die für die Spezifikation dieser nichtdiagonalen Elemente üblicherweise verwendeten diagnostischen Beziehungen wie etwa die Geostrophie gute Näherungen sind. Im Nudging sorgt der Einbezug der Dynamik in den Assimilationsprozess implizit für eine zwar unvollständige, jedoch alle Skalen im Modell umfassende Kopplung der Modellfeldänderungen. Dies kann, wie bereits erwähnt, je nach Situation auch vorteilhaft sein, namentlich für die Mesoskala und in Gebieten mit hoher Beobachtungsdichte. Überdies können diagnostische Beziehungen wenigstens teilweise in zusätzlichen Balancierungsschritten explizit einbezogen werden.

Der dritte und wohl gravierendste Nachteil besteht darin, dass aus jeder Beobachtungsinformation explizit Beobachtungsinkremente in Einheiten der prognostischen Modellvariablen gebildet werden müssen. Während bei den variationellen Methoden beispielsweise die Abweichung der gemessenen Radarreflektivität von einem aus den Modellfeldern abgeleiteten Reflektivitätswert direkt benutzt werden kann, muss beim Nudging oder bei der Optimalen Interpolation aus gemessenen Radarreflektivitäten oder gemessenem Niederschlag (bzw. Niederschlagsbeobachtungsincrementen) auf (Änderungen von) Temperatur, Feuchte, und Wind geschlossen werden (um Temperatur-, Feuchte-, und Windinkremente zu erhalten). Letzteres ist meist schwieriger, mit sehr viel mehr Annahmen verbunden und deshalb im allgemeinen wesentlich ungenauer.

## 2.2 Einige Aspekte der Implementierung

### Assimilierte Beobachtungen

Zur Zeit werden folgende Beobachtungsdaten operationell assimiliert:

- Radiosondendaten in Form von TEMP- oder PILOT-Meldungen: horizontaler Wind und Temperatur (Standardflächen und signifikante Niveaus) sowie Feuchte (unterhalb von 299 hPa). Aus TEMP-Geopotentialdaten wird ein Druckwert auf der Höhe der untersten Modellfläche abgeleitet.
- Flugzeugdaten in Form von AIREP- oder AMDAR-Meldungen: horizontaler Wind und Temperatur.
- Bodennahe Daten in Form von SYNOP-, SHIP- oder DRIBU-Meldungen: Stationsdruck (oder reduzierter Bodendruck), 10 m Wind, 2 m Feuchte. Die Stationsauswahl ist vor allem für die Wind- und Feuchtedaten

aus Gründen der Repräsentativität eingeschränkt. 2 m Temperaturdaten werden nicht verwendet wegen ihres potentiell nachteiligen Effekts auf die Stabilität der planetaren Grenzschicht (Stauffer et al. 1991), und weil sie teilweise bereits in die variationelle Bodenfeuchteanalyse eingehen.

Die vom Nudging dieser Beobachtungen direkt beeinflussten Modellfelder sind horizontaler Wind, Temperatur und Feuchte auf allen Flächen, sowie der Druck auf der untersten Modellfläche.

Zur Zeit wird daran gearbeitet, weitere Daten zu assimilieren, namentlich Windprofilerdaten, aus bodengestützten GPS-Messungen (Global Positioning System) abgeleitete Werte von integriertem Wasserdampfgehalt, sowie aus Radardaten abgeleitete Niederschlagsraten. Später sollen auch Satellitendaten genutzt werden, um daraus abgeleitete Bewölkungsinformation zu assimilieren. Die Nutzung dieser Fernerkundungsdaten, insbesondere der Radardaten, ist eine Voraussetzung, um das LM sinnvoll im Nowcasting-Bereich einsetzen zu können.

#### *Berechnung der Beobachtungsinkremente und Qualitätskontrolle*

Zuerst wird jede Beobachtung dem Modellgitterpunkt mit der geringsten Differenz zwischen Stationshöhe und Modellorographie innerhalb eines adäquaten horizontalen Suchradius zugeordnet. Dadurch sollen vertikale Interpolationsfehler möglichst klein gehalten werden, und die Vertikalstruktur einer Sondierung wird meist auch in der planetaren Grenzschicht repräsentativ für das Modell, wobei der dabei in Kauf genommene horizontale Fehler wesentlich kleiner bleibt als die effektive Modellauflösung.

Danach werden die Modellwerte vertikal an die Beobachtungspunkte inter- oder extrapoliert. Die dort berechneten Inkremente werden für die Datenqualitätskontrolle und teilweise auch für den nachfolgenden Schritt der Ausbreitung der Beobachtungsinformation benutzt. Für die Bodendruckdaten werden die für die Ausbreitung benutzten Inkremente auf der Höhe der untersten Modellfläche berechnet und für die Vertikalprofile (zusätzlich) auf allen Modellflächen. Aufgrund einer hydrostatisch konsistenten Angleichung der vertikalen Skala der Temperaturdaten an die Modellauflösung mittels einer Mittelung innerhalb der Modellschichten (Woodage 1985) nähert sich durch das Temperaturnudging die Schichtdicke zwischen zwei Druckflächen im Modell automatisch der beobachteten Schichtdicke an. Im Gegensatz dazu wird bei der Feuchte jede vertikale Mittelung vermieden, um dünne gesättigte Wolkenschichten möglichst gut erfassen zu können. Die Inkremente werden dabei als Differenz von relativer Feuchte berechnet. Das heißt, dass sich in erster Linie nicht die spezifische, sondern die relative Feuchte des Modells an die beobachtete Feuchte anpassen soll.

Als Qualitätskontrolle wird jedes an einem Beobachtungspunkt berechnete Inkrement individuell gegen

einen Schwellwert geprüft. Ist ein Inkrement größer als der Schwellwert, wird die entsprechende Beobachtung verworfen. Dieses Vorgehen beruht auf der Annahme, dass der assimilierende Modellauf selbst eine gute Schätzung für die Wahrheit liefert. Zusätzlich werden für die Temperaturprofile hydrostatisch abgeleitete Geopotential- und Schichtdicken mit einer weiteren Schwellwertkontrolle geprüft, und für die Bodendruckdaten wird die räumliche Konsistenz mit den Inkrementen der benachbarten Stationen geprüft. Jede Beobachtung durchläuft diese Qualitätskontrolle mehrmals während der Relaxationsperiode.

#### *Berechnung der Gewichte und Ausbreitung der Beobachtungsinformation*

Unvollständige Profile oder Einzelmeldungen werden vertikal erweitert und mit einem vertikalen Gewicht ( $w_z$ ) versehen, welches innerhalb des Höhenbereichs des Profils auf eins gesetzt wird und außerhalb mit zunehmendem Abstand von der Beobachtung abnimmt. Danach wird die Beobachtungsinformation seitlich ausgebreitet. Operationell geschieht dies für die *upper-air* Daten streng horizontal, da die sonst am häufigsten verwendete Ausbreitungsweise entlang den terrainfolgenden Hybrid-Modellflächen in der Nähe von steiler Orographie namentlich bei Hochnebelfällen Nachteile aufweist (Scharff 1997). Im Gegensatz dazu werden die 10 m Wind- und 2 m Feuchtedaten entlang den Modellflächen ausgebreitet, um deren Einfluss auf Bodennähe zu beschränken. Als weitere Option verfügbar ist die konzeptionell vorteilhafte, aber rechnerisch teure Ausbreitungsweise entlang von isentropen Flächen (Benjamin 1989). Die seitliche Ausbreitung beinhaltet auch die Berechnung der horizontalen Gewichte ( $w_{xy}$ ) anhand einer isotropen Gewichts- oder Strukturfunktion, deren Halbwertsbreite höhen- und zeitabhängig ist und im Bereich von etwa 120 bis 220 km liegt. Die Inkremente selbst werden für die skalaren Größen einfach auf die Zielgitterpunkte übertragen, während die horizontalen Windinkremente multivariat mittels einer 2-dimensionalen Strukturfunktion ausgebreitet werden. Diese erlaubt es, den Grad der Divergenz(freiheit) des resultierenden ausgebreiteten (Analysen-)Inkrementfeldes zu spezifizieren (Lorenz et al. 1991).

Die für die zeitlichen Gewichte ( $w_t$ ) der Flugzeugdaten verwendete Funktion hat den Wert 1 zum Beobachtungszeitpunkt und fällt in den 90 min davor und 30 min danach asymmetrisch und linear auf Null ab. Ähnliche Funktionen werden für die übrigen Beobachtungstypen verwendet, wobei stündliche Daten von derselben stationären Messplattform zeitlich linear interpoliert werden. Es sei bemerkt, dass somit der Assimilationsprozess zum Beobachtungszeitpunkt noch nicht abgeschlossen ist. Die Qualitätsgewichte ( $e_k$ ) schließlich hängen vor allem von den zur Berechnung der Inkremente benötigten Inter- und Extrapolationen ab.

*Explizite Balancierung*

Die Motivation für die beiden ersten Korrekturen zur Balancierung ergibt sich im wesentlichen aus der linearen Theorie der geostrophischen Anpassung (Økland 1970). Sie besagt, dass bei einer Störung des geostrophischen Gleichgewichts sich das Massenfeld umso mehr dem Windfeld geostrophisch anpasst, je größer die Ausdehnung der Störung in der Vertikalen und je kleiner sie in der Horizontalen ist, und umgekehrt. Bezogen auf das Nudging des Bodendrucks und unter Annahme von hydrostatischem Gleichgewicht bedeutet dies: Da sich eine durch das Bodendrucknudging bewirkte Geopotentialänderung am Boden durch die ganze Modellatmosphäre fortpflanzt (was physikalisch ohnehin nicht sinnvoll ist), ergibt sich eine vertikal sehr ausgedehnte Störung im Massenfeld, das sich nun dem ungestörten Windfeld geostrophisch anpassen will. Als Folge davon wird sich am Ende der Nudgingperiode die ins Massenfeld eingebrachte *Störung* in Form von Schwerewellen wegbewegen, ähnlich einer durch einen Steinwurf erzeugten Welle auf einer Wasseroberfläche, und die Beobachtungsinformation geht verloren.

- In der realen Atmosphäre gehen Änderungen im Bodendruck einher mit Änderungen der Dichte bzw. der Temperatur irgendwo über dem Boden. Sie sind daher korreliert mit Temperaturänderungen in bestimmten Höhenbereichen. Für die planetaren und synoptischen Skalen liegen diese Bereiche hauptsächlich in der unteren Stratosphäre, während in der für die Datenassimilation im LM relevanten Mesoskala der Bodendruck vor allem mit der Temperatur in der unteren Troposphäre korreliert. Daher wird nun als erster Balancierungsschritt nach dem Bodendrucknudging eine dieser Korrelation näherungsweise entsprechende *Temperaturkorrektur* (Abb. 7-1) ausgeführt. Weil diese in den untersten 1500 m nahezu konstant ist, ändert sich dabei die Stabilität in der Grenzschicht kaum. Da die Störung im Massenfeld nun eine wesentlich geringere vertikale Ausdehnung hat (> 90 % unterhalb von 500 hPa), passt sich das Windfeld mehr dem Massenfeld an, und die Bodendruckbeobachtung wird wesentlich besser assimiliert. Abb. 7-2 zeigt dies für ein Beispiel, wo für die Assimilation lediglich 2 Druckbeobachtungen einer einzelnen Station verwendet wurden, die von der freien Kurzzeitvorhersage um jeweils etwa -6,1 hPa abweichen. Die abgebildeten Differenzen entsprechen dabei dem Nettoeffekt des Nudgings nach 3 Stunden, d.h. um 1 Stunde nach dem Zeitpunkt der letzten Beobachtung.

- Um die Anpassung des Windfeldes noch mehr zu unterstützen, wird in einem zweiten Schritt das der Massenfeldänderung entsprechende geostrophische Windfeld berechnet, wovon ein Anteil als *geostrophische Windkorrektur* dem Modellwindfeld hinzugefügt wird. Dieser Anteil ist maximal 50 %, um der beschränkten Gültigkeit der geostrophischen Approximation in der Mesoskala Rechnung zu

tragen, und um das *Aufschaukeln* der Windinkremente im Laufe der Zeit zu verringern, falls der Assimilationsprozess nicht ideal verläuft. Die geostrophische Windkorrektur verbessert auf diese Weise die Assimilation der Bodendruckdaten noch etwas und führt zu einem balancierterem Windfeld in der Nähe des Zentrums (Abb. 7-2).

- Als letzter Schritt werden die gesamten Analyseninkremente, die dem gesamten Nudging-Term in Gl. (7.1) entsprechen, *hydrostatisch balanciert*. Dazu werden aus den Druckinkrementen auf der untersten Modellfläche und allen Temperatur- und Feuchteinkrementen durch Integration der hydrostatischen Gleichung von unten her Druckinkremente in der Höhe berechnet. Dies ist der einzige Schritt, der direkt damit zu tun hat, dass das Modell nicht-hydrostatisch ist. Dennoch ändert sich dadurch am hydrostatischen Ungleichgewicht der gesamten Modellfelder nichts. Durch diesen Schritt werden direkte Quellen von Vertikalwind vermieden, über den es keine Kontrolle gibt, solange keine Vertikalwindbeobachtungen assimiliert werden können. Auf den Skalen, die mit diesem Nudging-

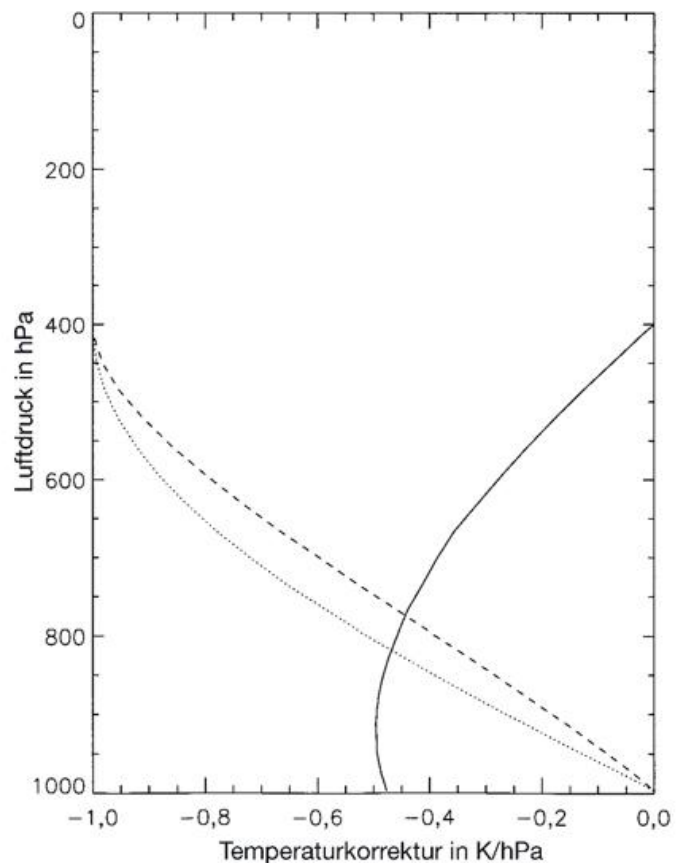
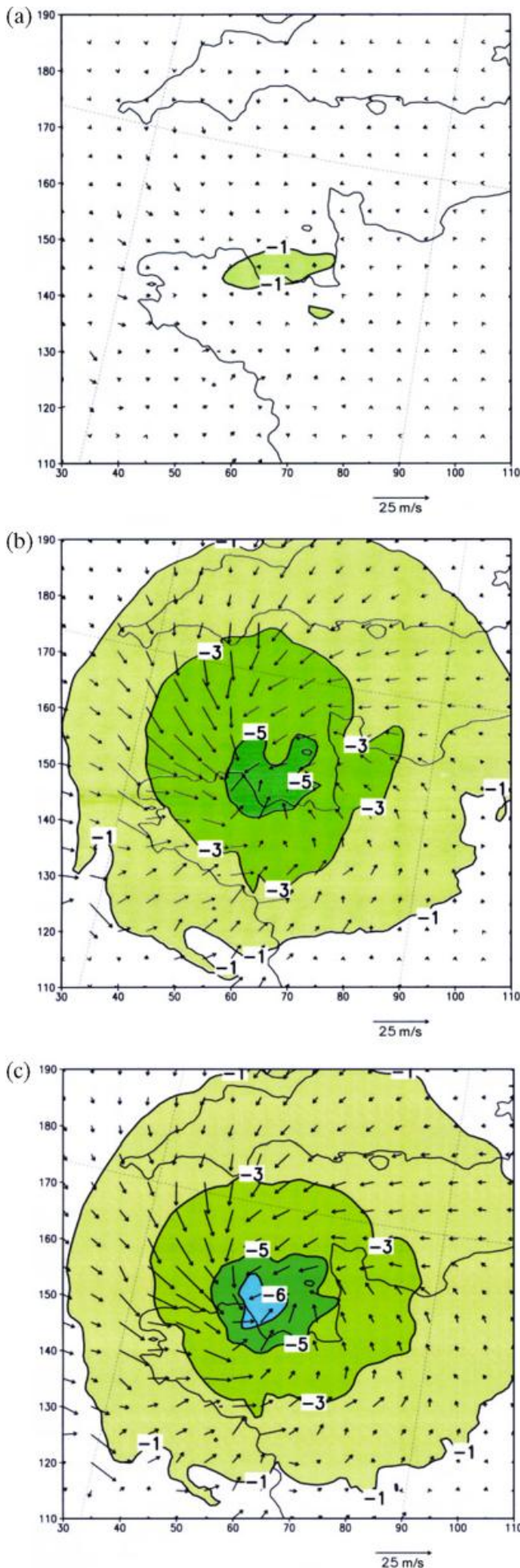


Abb. 7-1: Vertikaler Verlauf der Temperaturkorrektur (ausgezogene Kurve), wenn der Bodendruck von 1000 hPa durch Bodendrucknudging um 1 hPa erhöht wird. Gestrichelt: Korrelation der aufgrund der Temperaturkorrektur gegebenen Geopotentialänderung in der Höhe mit der Geopotentialänderung am Boden. Gepunktet: Korrelation der Druckänderung in der Höhe mit der Bodendruckänderung.



Schema und den zur Zeit benutzten Beobachtungen analysiert werden sollen, ist der Vertikalwind immer noch klein und entsprechende unkontrollierbare Quellen daher unerwünscht. Ganz anders würde es sich in einem Verfahren verhalten, wo auf einer viel kleineren Skala z. B. am Ort einer beobachteten Gewitterzelle mit einem Nudging der latenten Heizrate direkt Konvektion induziert werden sollte.

## 2.3 Anwendung

### *Einfluss der seitlichen Randbedingung*

Bei der regionalen Modellierung mit Ausschnittmodellen hängt die Vorhersage neben der Modellformulierung (und unteren und oberen Randbedingung) nicht nur vom Anfangszustand, sondern auch von der seitlichen Randbedingung ab. Diese ist üblicherweise gegeben durch eine gegen den Rand hin zunehmende Relaxation gegen interpolierte Felder eines übergeordneten, *steuernden* Modells, beim operationellen LM des GME. Der Einfluss der Randbedingung und damit des steuernden Modellaufs ist im allgemeinen größer in Fällen mit ausgeprägter Advektion als bei wind-schwachen Lagen, und er steigt mit zunehmender Vorhersagedauer an, sodass er für Vorhersagezeiten von 24 Stunden oder mehr gegenüber dem Einfluss des Anfangszustandes oft dominiert.

Der mit Bezug auf die Datenassimilation im Abschnitt 7 des Kapitels 6 diskutierte Orkan „Lothar“ ist ein Beispiel mit ausgeprägtem Einfluss des steuernden Modells. Wenn der sich zum Orkan entwickelnde Trog erst im Laufe der Vorhersagezeit über den westlichen Rand ins Modellinnere eintritt, ist dessen 24-Stunden Vorhersage über Süddeutschland praktisch vollständig durch die Randfelder bestimmt. Dies trifft nicht nur auf die am 25.12.1999 um 12 UTC beginnende 24-Stunden Vorhersage zu (siehe Abb. 6-2), sondern auch noch für

Abb. 7-2: Gebietsausschnitt der Differenzen zwischen je einem LM-Lauf mit Bodendrucknudging und einer freien Vorhersage um 3 UTC (24. 10. 1999), wobei nur zwei Druckbeobachtungen von 1 UTC und 2 UTC einer einzelnen Station (Gitterpunkt [64,142] im Norden der Bretagne) verwendet wurden. Die Zahlen an den Bildrändern geben die [x,y]-Numerierung der Gitterpunkte wieder. Darstellung: dünne Linien: Küstenverlauf; dicke Isolinien (-1, -3, -5, -6 hPa) und Schattierung: Differenz des reduzierten Bodendrucks; Vektoren (nur an jedem 5. Gitterpunkt): Winddifferenz etwa 500 m über der Modellorographie (Vektorlänge von 5 Gitterpunkten entspricht etwa 12 m/s). a) Bodendrucknudging ohne Temperaturkorrektur; b) mit Temperaturkorrektur; c) mit Temperaturkorrektur und geostrophischer Windkorrektur.

die (12 Stunden später beginnende) 12-Stunden Vorhersage. Erst für noch später beginnende Vorhersagen und damit noch kürzere Vorhersagezeiten kann ein wesentlicher Einfluss der Nudging-Assimilation auf die Vorhersage von „Lothar“ erwartet werden.

*Illustration des Assimilationsprozesses*

Der durch das Nudging bewirkte Datenassimilationsprozess wird hier anhand des Bodendruckfeldes der Sturmzyklone vom 24. 10. 1999 illustriert. Im 18-UTC

Vorhersagelauf des Vortages läuft diese Zyklone auf einer zu südlichen Zugbahn ins Modellgebiet hinein und kommt um 2 UTC knapp 200 km zu weit südöstlich zu liegen (Abb. 7-3). Für den 0 UTC Lauf geschieht dieses zu südliche Hineinlaufen hingegen noch während der Assimilationsperiode, sodass die Chance besteht, die Position durch das Nudging zu korrigieren. Im Detail verläuft dieser Prozess folgendermaßen, siehe dazu Abb. 7-4. Nachdem sich bis 22 UTC über dem datenarmen Atlantik noch nicht viel getan hat, trifft der Trog unter Vertiefung auf die Bretagne, wo das Nudging der dort vorhandenen Bodendruckbeobach-

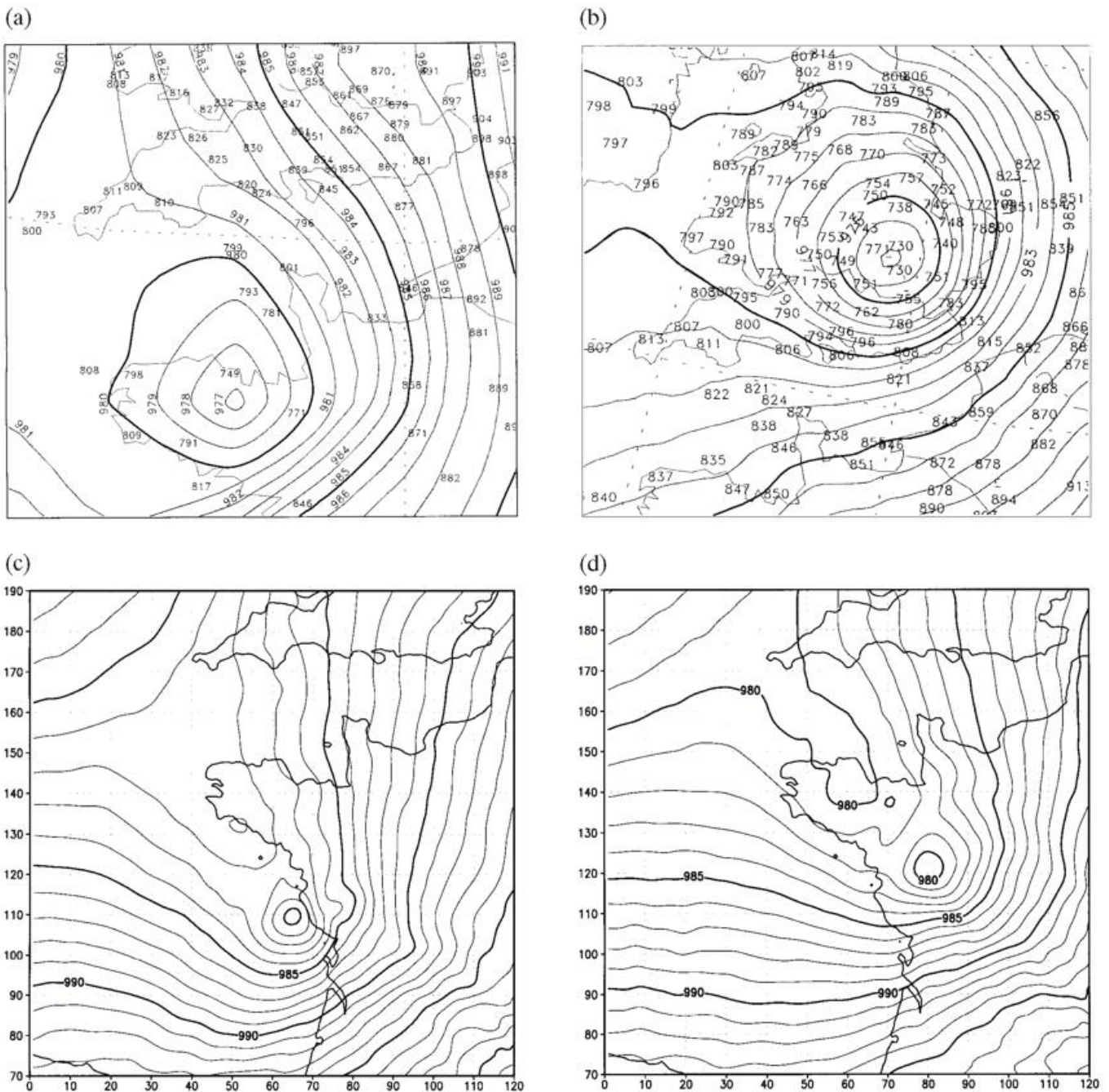
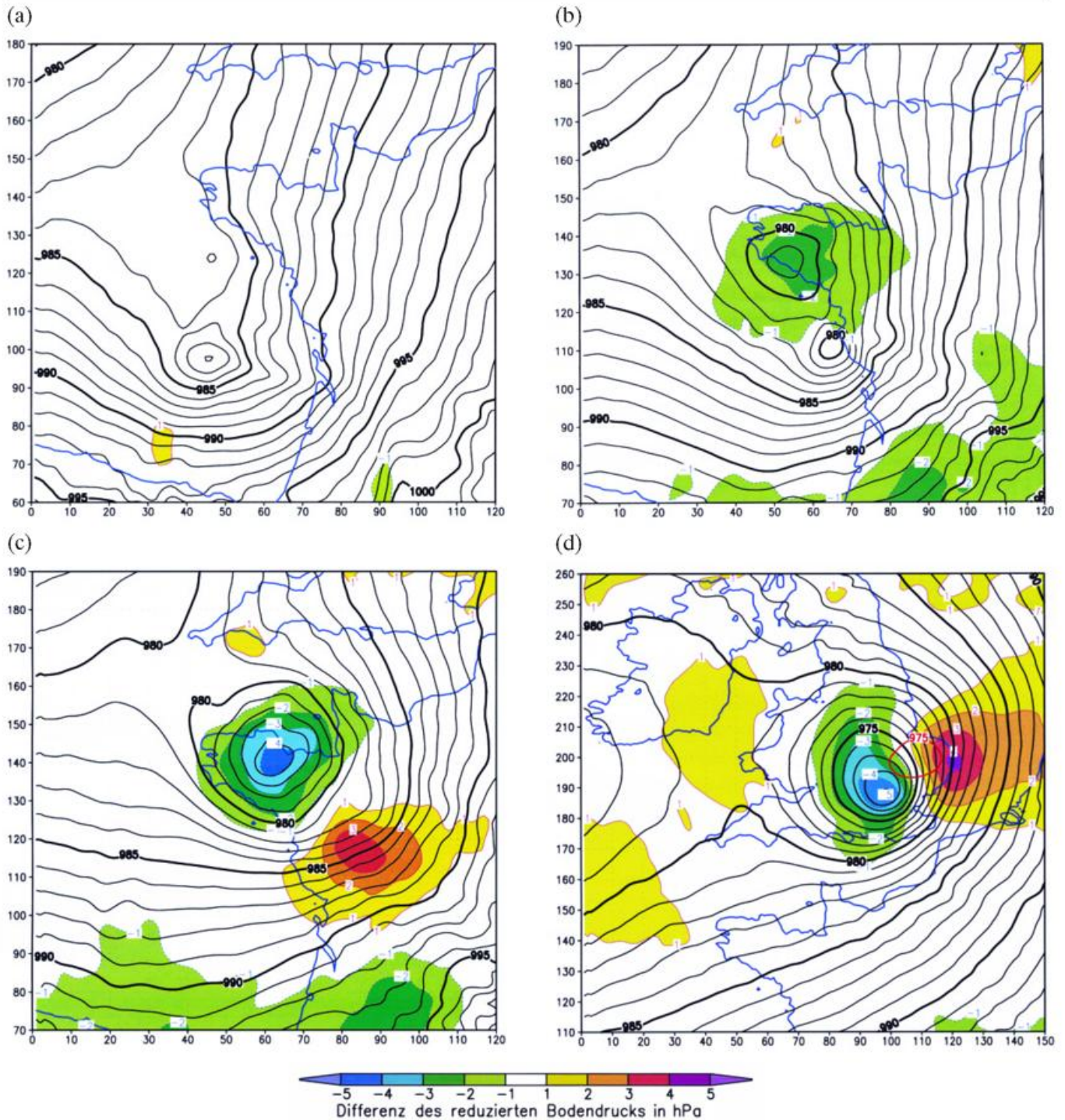


Abb. 7-3: Reduzierter Bodendruck im Bereich einer mesoskaligen Zyklone für den 24.10.1999. Die Zahlen an den Bildrändern der Abb 7-3c und 7-3d geben die [x,y]-Numerierung der LM-Gitterpunkte wieder. a) Einzelne Beobachtungswerte und daraus objektiv erstellte Analyse für 2 UTC; b) Beobachtungswerte und LM-Analyse für 12 UTC; c) 6-stündige LM-Vorhersage für 0 UTC; d) 8-stündige LM-Vorhersage für 2 UTC.



tungen den Modelldruck gegenüber der freien Vorhersage allmählich absenkt. Dabei bildet sich ein zweites Tiefzentrum an der richtigen Position. Das fehlerhafte südliche Zentrum bleibt bis 0 UTC noch vor der Küste und deshalb relativ ungestört. In der Praxis beginnen die operationellen LM-Vorhersageläufe mindestens etwa  $2\frac{1}{2}$  Stunden nach dem eigentlichen Analysetermin, da es einige Zeit dauert, bis möglichst alle Beobachtungen dieses Termins ins Datenzentrum eingegangen und für die Erstellung der Analyse verfügbar sind. Zum erwähnten Startzeitpunkt sind aber auch bereits viele 1 oder sogar 2 Stunden später erfolgte Beobachtungen eingetroffen. Deshalb können in den ersten  $2\frac{1}{2}$  - 3 Stunden der LM-Vorhersageläufe weiterhin aktuelle Daten assimiliert werden. Mit deren

Abb. 7-4: Vergleich zwischen einer 6-stündigen Assimilation mit nachfolgender Vorhersage (unter Verwendung der zur Startzeit vorhandenen Beobachtungen, vgl. Text) und einer ‚freien‘ Vorhersage (s. Abb. 7-3c und d), jeweils ausgehend von der präoperationellen Analyse vom 23.10.1999, 18 UTC. Die Zahlen an den Bildrändern geben die [x,y]-Numerierung der Gitterpunkte wieder. Der Küstenverlauf ist durch blaue Linien dargestellt. Isolinien: reduzierter Bodendruck des Laufs mit 6-stündiger Assimilation; Farbschattierung: Bodendruckdifferenzen zwischen den beiden Läufen (Isolinienabstand 1hPa, Grün- und Blautöne für negative, Gelb- und Rotöne für positive Differenzen, siehe unten stehende Skala). Diese Differenzen zeigen den Nettoeffekt des Nudgings auf das Bodendruckfeld um a) 22 UTC; b) 0 UTC; c) 2 UTC; d) 12 UTC, wobei in d) zusätzlich die 975 hPa Isolinie der 18-UTC Vorhersage eingetragen ist.

Hilfe entfernt das Nudging das aufs Festland gezogene südliche Zentrum in den ersten 2 Stunden der Vorhersage, welche nun um 2 UTC sehr gut verifiziert (vgl. Abb. 7-3 a). Dass die Assimilation erfolgreich war, zeigt sich auch darin, dass der Nettoeffekt des Nudging danach erhalten bleibt und um 12 UTC zu einer wesentlich verbesserten Vorhersage der Zyklone über England führt (Abb. 7-4 d und Abb. 7-3 b).

### 3 Variationelle Analyse der Bodenfeuchte

#### 3.1 Konzept

An den ersten Strahlungstagen im Frühjahr wurden in früherer Zeit von den numerischen Modellen regelmäßig zu kalte Vorhersagen der erdnahen Temperatur berechnet. Dies schrieb man einem ungenauen (zu hohen) Bodenwassergehalt zu und motivierte die Entwicklung der variationellen Bodenfeuchteanalyse (Hess 2001). Der nur unbefriedigend direkt messbare Bodenwassergehalt wird nunmehr indirekt über die Auswirkungen auf die Temperaturvorhersagen in 2 m bestimmt, indem der Wassergehalt täglich so angepasst wird, dass die vorhergesagten Temperaturen der vergangenen Tage den entsprechenden Temperaturanalysen in 2 m über Grund aus synoptischen Messungen möglichst gut entsprochen hätten. Diese Bedingung drückt sich mathematisch durch die Minimierung einer Kostenfunktion aus. Dabei wird angenommen, dass die Temperaturvorhersagen für 2 m nur mit den direkt vertikal darunter liegenden Bodenwassergehalten des Modellgitters gekoppelt sind. Die Kostenfunktion  $\mathfrak{J}$  lässt sich abhängig vom Vektor  $\eta$  der Bodenwassergehalte der einzelnen Bodenschichten (gegenwärtig zwei) schreiben als

$$\mathfrak{J}(\eta) = \mathfrak{J}^0(\eta) + \mathfrak{J}^b(\eta) \tag{7.3}$$

mit Beobachtungsterm

$$\mathfrak{J}^0(\eta) = \frac{1}{2} (T^0 - T^b(\eta))^T \mathbf{R}^{-1} (T^0 - T^b(\eta)) \tag{7.4}$$

und Hintergrundterm

$$\mathfrak{J}^b(\eta) = \frac{1}{2} (\eta - \eta^b)^T \mathbf{B}^{-1} (\eta - \eta^b) \tag{7.5}$$

Gesucht ist der Bodenwassergehalt  $\eta^a$ , der  $\mathfrak{J}$  minimiert. Dabei ist  $\eta^b$  eine erste Schätzung für  $\eta^a$ ,  $\mathbf{B}$  die Kovarianzmatrix der geschätzten Fehler von  $\eta^b$ , und  $\mathbf{R}$  die Kovarianzmatrix der Beobachtungsfehler.  $T^0$  bezeichnet die Temperaturanalysen in 2 m aus den synoptischen Messungen und  $T(\eta)$  sind die Temperaturvorhersagen, die das Lokal-Modell bei gegebenem Wassergehalt  $\eta$  berechnet (genauer gesagt: berechnen würde). Während der Beobachtungsterm  $\mathfrak{J}^0$  die gewünschte Annäherung der Temperaturvorhersagen an die entsprechenden Analysen bedingt, fordert der Hintergrundterm  $\mathfrak{J}^b$  eine möglichst geringfügige Änderung zur bestehenden Schätzung  $\eta^b$ . Da die Auswirkungen der Bodenfeuchte auf die erdnahen Temperaturen bei geringer Strahlungs-

einwirkung zu gering sein können, um die Bodenwassergehalte zuverlässig aus den Temperaturanalysen zu ermitteln (insbesondere bei mehreren Bodenschichten), ist der Hintergrundterm notwendig, um in der Vergangenheit gewonnene Information über den Bodenwassergehalt zur Verfügung zu stellen.

In einer zyklischen Analyse erhält man die Schätzung  $(\eta^b)^{i+1}$  für den jeweils nächsten Tag durch

$$(\eta^b)^{i+1} = \eta^a + (M_i^{i+1}(\eta^b) - \eta^b) \tag{7.6}$$

wobei  $(M_i^{i+1}(\eta^b) - \eta^b)$  die durch das Lokal-Modell berechneten Änderungen des Bodenwassergehaltes von einem Tag zum nächsten beschreiben.  $M_i^{i+1}(\eta^b)$  entspricht dem Wert aus der Routinevorhersage.

Um die Kovarianzmatrix  $(\mathbf{B})^{i+1}$  der Fehler von  $(\eta^b)^{i+1}$  bereit zu stellen, schätzt man zunächst die Fehler der aktuellen Analyse  $\eta^a$  über die Kovarianzmatrix  $\mathbf{A}$  ab,

$$\mathbf{A} = (\nabla^2 \mathfrak{J})^{-1} \tag{7.7}$$

und berechnet dann nach dem Prinzip des Kalman-Filters

$$(\mathbf{B})^{i+1} = \mathbf{M} \mathbf{A} \mathbf{M}^T + \mathbf{Q} \tag{7.8}$$

$\mathbf{M}$  beschreibt das Anwachsen der Fehler durch das Bodenmodell des Lokal-Modells und wird in der operationellen Anwendung durch die Einheitsmatrix approximiert. Die Matrix  $\mathbf{Q}$  beschreibt dagegen externe Fehlerquellen (z. B. durch Niederschlag) und stellt den wesentlichen Tuningparameter des Systems dar.

Die Minimierung von  $\mathfrak{J}$  und die Berechnung der Analysenfehler-Kovarianzmatrix  $\mathbf{A}$  wird durch Linearisierung von  $T(\eta)$  wesentlich vereinfacht, um die operationelle Anwendung der Bodenfeuchteanalyse zu ermöglichen. Die benötigten Ableitungen von  $T(\eta)$  werden mittels finiter Differenzen abgeschätzt, wozu für jede zu analysierende Bodenschicht eine zusätzliche Vorhersage mit leicht geänderten Wassergehalten notwendig wird. Das Verfahren kommt daher ohne tangent-lineare oder adjungierte Modelle aus und benötigt im Ganzen nur eine zusätzliche Kurzzeit-Vorhersage für jede unabhängig zu analysierende Bodenschicht.

#### 3.2 Operationelle Implementierung

Die operationelle Anwendung des variationellen Verfahrens ist in Abb. 7-5 dargestellt. Zur Zeit werden täglich 2-m-Temperaturanalysen für 12 und 15 UTC assimiliert, die relative Feuchte könnte ohne wesentliche Änderung des Verfahrens mit einbezogen werden, sobald ausreichend genaue Feuchtevorhersagen zur Verfügung stehen. Zum Zeitpunkt 0 UTC startet die Routinevorhersage mit gegebenen Bodenfeuchten. Sobald die 2-m-Temperaturanalysen für 12 und 15 UTC zur Verfügung stehen, werden (derzeitig 2) zusätzliche 15-Stunden-Vorhersagen mit leicht geänderten Feuchtegehalten gerechnet. Aus den daraus entstehenden Temperaturvorher-

sagen können über die oben beschriebene Minimierung optimierte Bodenfeuchten für 0 UTC berechnet werden. Anschließend wird die Änderung der Bodenfeuchte addiert, die durch die Routinevorhersage von 0 bis 24 UTC bestimmt wurde, um verbesserte Bodenfeuchten für die Routinevorhersage des kommenden Tages zu erhalten. Das Verfahren kann damit am folgenden Tag wiederholt werden, usw.

## 2 m Temperatur- und Feuchteanalysen

Die hier verwendeten Analysen der Temperatur (und relativen Feuchte) in 2 m über Grund werden mittels eines Korrekturnverfahrens in 2 Durchläufen erstellt. Dabei werden die Abweichungen der eingehenden SYNOP-Temperatur- (und Feuchte-) Beobachtungen von einem Näherungsfeld gemittelt und auf das Ausgangsfeld addiert. Als erste Näherung dient der LM-Assimilationslauf, als zweite Näherung die Analyse des ersten Durchlaufs. Sowohl die Modellfelder als auch die Beobachtungen weisen eine hohe räumliche Variabilität auf, die zu einem großen Teil auf die starke Abhängigkeit von der Topographie und den Eigenschaften der Unterlage zurückzuführen ist. Ziel der Analyse ist es, großräumige Fehlerstrukturen des Modells bzw. Näherungsfeldes mit Erstreckungen von über 100 km zu korrigieren. Für die Analyse eines Gitterpunktes sollte ein ausreichend großes Ensemble von Beobachtungen berücksichtigt werden, um aus den unterschiedlichen lokalen Modellabweichungen ein einheitliches Signal herauszufiltern. In den beiden Durchgängen betragen die Suchradien für die Beobachtungsauswahl 250 bzw. 100 km, und die Beobachtungsgewichte sind abhängig vom horizontalen und vertikalen Abstand zum Modellgitterpunkt.

## Literatur

- ANTHES, R. A., 1974: Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. *J. Atmos. Sci.* 31, 702 - 719.
- BENJAMIN, S. G., 1989: An isentropic meso- $\alpha$ -scale analysis system and its sensitivity to aircraft and surface observations. *Mon. Wea. Rev.* 117, 1586 - 1603.
- BENJAMIN, S. G., N. L. SEAMAN, 1985: A simple scheme for objective analysis in curved flow. *Mon. Wea. Rev.* 113, 1184 - 1198.
- DAVIES, H. C., R. E. TURNER, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 103, 225 - 245.
- HESS, R., 2001: Assimilation of screen-level observations by variational soil moisture analysis. *Meteor. Atmos. Phys.* 77, 155-166.
- LORENC, A. C., R. S. BELL, B. MACPHERSON, 1991: The Meteorological Office analysis correction data assimilation scheme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 117, 59 - 89.
- ØKLAND, H., 1970: On the adjustment toward balance in primitive equation weather prediction models. *Mon. Wea. Rev.* 98, 271 - 279.
- SCHRAFF, C. H. 1997: Mesoscale data assimilation and prediction of low stratus in the Alpine region. *Meteor. Atmos. Phys.* 64, 21 - 50.
- STAUFFER, D. R., N. L. SEAMAN, 1990: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.* 118, 1250 - 1277.
- STAUFFER, D. R., N. L. SEAMAN, F. S. BINKOWSKI, 1991: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part II: Effects of data assimilation within the planetary boundary layer. *Mon. Wea. Rev.* 119, 734 - 754.
- STAUFFER, D. R., J.-W. BAO, 1993: Optimal determination of nudging coefficients using the adjoint equations. *Tellus* 45A, 358 - 369.
- STAUFFER, D. R., N. L. SEAMAN, 1994: Multiscale four-dimensional data assimilation. *J. Appl. Meteor.* 33, 416 - 434.
- WOODAGE, M. J., 1985: The preparation of data for the Meteorological Office 15-level forecast model. *Meteorol. Mag.* 114, 1 - 13.

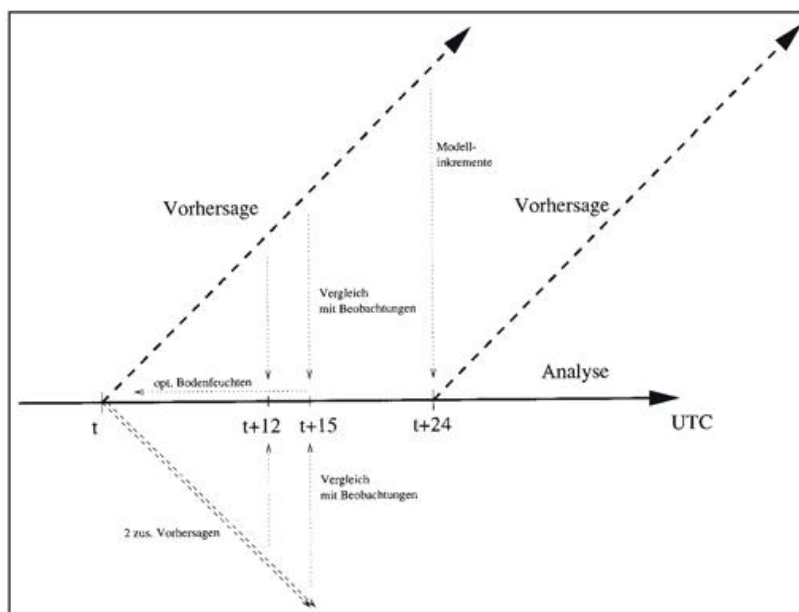


Abb. 7-5: Operationelle Implementierung der variationalen Bodenfeuchteanalyse.

## Buchbesprechungen

BERNER, U., STREIF, H. (Hrsg.): Klimafakten. Der Rückblick – Ein Schlüssel für die Zukunft (Redaktion Schubert, T., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover). E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 2000, (bereits 3. Aufl., 2001, erschienen), 238 S., ISBN 3-510-95876-4, Preis 39,90 €.

Der Blick zurück in die Klimageschichte der Jahrtausende, Jahrmillionen und Jahrmilliarden, wie sie mit Hilfe indirekter Klimazeugen von Geologen und anderen Wissenschaftlern (u.a. Glaziologen, Biologen und Geographen) unter dem Dach der Paläoklimatologie rekonstruiert wird, ist immer wieder interessant und faszinierend. Und das hängt wesentlich damit zusammen, dass die Klimageschichte zugleich eine Geschichte der regionalen/globalen Klimavariationen in Zeit und Raum ist und die Klimavariationen der geologischen Vergangenheit oft ein atemberaubendes Ausmaß aufgewiesen haben. Dies zu erkennen, möglichst genau zu quantifizieren und die Gründe dafür auszumachen, ist wesentlicher Bestandteil der Klimaforschung.

Im Vorwort wird betont, dass „es das Anliegen der Autoren und Herausgeber“ gewesen sei, „ein naturwissenschaftliches Fachbuch zu schreiben, dessen Lektüre ... dazu beiträgt ..., die oftmals emotional geführte Diskussion von Klimafragen zu versachlichen“. Beim ersten Durchblättern fällt dann sogleich auf, dass die Form von dem eines Fachbuchs erheblich abweicht: Keinerlei Literaturzitate im Text (lediglich ein Abbildungsquellennachweis im Anhang), kein Literatur- und Sachwortverzeichnis, ungewöhnlich große Schrift, Querformat, viele bunte zum Teil drastisch vereinfachte Abbildungen. Dies alles erweckt eher den Eindruck eines an die breite Öffentlichkeit gerichteten Sach- bzw. Jugendbuches, in dem die Hannoveraner Geowissenschaftler („wir in Hannover“ o.ä. ist eine im Text immer wieder auftretende Wendung) vorwiegend eine Art Selbstdarstellung betreiben, freilich auch mit Hinweis auf die Leistungsfähigkeit der geologischen Paläoklimatologie

insgesamt. Da es gerade in Deutschland durchaus einen Mangel an gut gemachter populärwissenschaftlicher Sachliteratur gibt und die Darstellung eigener Forschungsergebnisse legitim ist, muß das kein Nachteil sein.

Schauen wir also, wie informativ das Buch geraten ist und ob es wirklich zur Versachlichung der öffentlichen Klimadiskussion beiträgt. Und da machen schon einige Aussagen in der Einleitung (Kap. 1) stützig, beispielsweise: „Will man das natürliche Klimasystem verstehen, so hilft nur der Blick zurück ...“ und „Nur die Kombination von Rekonstruktionen der Klimavergangenheit ... und die heutigen modernen Klimaanalysen“ (worunter die Autoren offenbar die Auswertung der Paläodaten verstehen) „können zu einer realistischen Einschätzung der zukünftigen Klimaentwicklung führen“. Zum Teil ist das richtig, aber man braucht dazu genauso das Verständnis der Klimamechanismen durch entsprechende physikochemische Prozeßbetrachtungen und Klimamodellsimulationen sowie die multiple empirisch-statistische Klimadiagnostik. In beiderlei Hinsicht ist das Buch erheblich unterbelichtet. Und man sollte zwischen dem Verständnis der Vergangenheit und Szenarien-gestützten Zukunftsprojektion unterscheiden. Letzteres ist natürlich nur sinnvoll, wenn man auch die Prozesse auf der betreffenden, gegenüber den geologischen Perspektiven wesentlich kürzeren Zeitskala versteht und Szenarien nicht als definitive Vorhersagen fehlinterpretiert.

Apropos Zeitskala: Für den Geologen ist die derzeitige Warmzeit „kurz“ (S. 10), für den meteorologisch orientierten Klimatologen angesichts immerhin rund  $10^4$  Jahren dagegen keineswegs. Und auf S. 208 wird diese verschiedene Sichtweise noch deutlicher: ... „Derartigen Klimaszenarien stehen geowissenschaftliche Überlegungen zur Klimazukunft gegenüber. ... Hiernach ist im Verlauf der nächsten Jahrtausende ein Absinken der Temperaturen sicher ...“. Dies ist im Rahmen der Orbitalhypothese des Kommens und Gehens der Glaziale und Interglaziale schon einsichtig. Aber der Temperaturtrend, der uns ins

nächste Glazial führt, liegt (bodennah und global gemittelt) in der Größenordnung von etwa  $1/100$  K pro Jahrhundert und in der dekadisch-säkularen Zeitskala, die vielen von uns entschieden näher liegt, gibt es diverse andere Faktoren, natürliche wie anthropogene, von wesentlich größerer Bedeutung.

Was in Kap. 2 („Was ist Klima“) zu lesen steht, grenzt teilweise an eine Zumutung. Konkrete Definitionen und Erörterungen der Begriffe Klima, Klimasystem, interne Vorgänge, externe Einflüsse, indirekte Effekte, Rückkopplungen und Fließ- bzw. Ungleichgewicht fehlen; statt dessen wird ohne nähere Erklärung in den Raum gestellt: „Das Klima wie auch seine Veränderungen werden von zahlreichen Ursachen gesteuert, den so genannten äußeren und inneren Klimafaktoren“. Es folgt ein deutlicher Schwerpunkt hinsichtlich indirekter (Orbitalparameter) und direkter (Sonnenaktivität) solarer Einflüsse, mit der krassen Fehlinformation, dass den Variationen im Rahmen des quasi-elf-jährigen Sonnenfleckenzyklus ein Wert von  $0,8-1,7$   $Wm^{-2}$  zugeordnet (das Wort Strahlungsantrieb sowie entsprechende physikalische Hinweise fehlen) und dies dem Wert von  $1,56$   $Wm^{-2}$  durch den atmosphärischen Konzentrationsanstieg der klimawirksamen Spurengase seit 1750 gegenübergestellt wird.

Der letztgenannte korrekte Wert ist offenbar dem letzten IPCC-Bericht entnommen (ohne Zitat und ohne wenigstens die wichtigsten Aussagen dieses Berichtes zu berücksichtigen, vgl. Houghton et al. (Hrsg.): Climate Change 2001. Univ. Press, Cambridge, 2001). Doch um den solaren Wert damit vergleichen zu können, müssen die Extinktion der Atmosphäre und die Geometrie der Strahlungsbilanz (Einstrahlung auf die Erd-Querschnittsfläche, Ausstrahlung über die Erdoberfläche) berücksichtigt werden, was dann solar nur noch einen global gemittelten troposphärischen Strahlungsantrieb von ungefähr  $0,3$   $Wm^{-2}$  ergibt (s. IPCC-Bericht). Da kann es auch nicht verwundern, wenn von den Autoren die These vom Einfluß der Zykluslänge der Sonnenaktivität auf das

Klima hier wie auch an anderer Stelle hartnäckig vertreten wird, und zwar weil sich im Vergleich mit der bodennahen *nordhemisphärisch* gemittelten Lufttemperatur nach *starker Glättung* (und entsprechend hoher Autokorrelation!) ein ähnlicher Kurvenverlauf ergibt (ohne Glättung und im Vergleich mit den Jahresdaten 1856-2000 der *global* gemittelten bodennahen Lufttemperatur beträgt der quadratische Korrelationskoeffizient 0,07). Dass vulkanische Gase durch CO<sub>2</sub>-Emission zum Treibhauseffekt beitragen können (S. 24), schlägt auf geologischen Zeitskalen durchaus zu Buche; in der Zeitskala von Jahren bis in etwa Jahrtausenden sind jedoch die bodennahen Abkühlungen durch stratosphärisches vulkanogenes Aerosol weitaus bedeutender (auf S. 25 hinsichtlich einiger jüngerer Vulkanausbrüche korrekt erwähnt). Die Graphiken der Absorption klimawirksamer Spurengase (S. 25) und der Klimazonen (S. 36) wären selbst für ein Schulbuch der Geographie bei weitem zu simpel – und das alles sind nur einige wenige Beispiele.

Sehr positiv heben sich davon die Kapitel über „Zählen und Messen“ (paläoklimatologischer Zielrichtung), „Heißkalt auf den alten Kontinenten“ (Präquartäre Klimavariationen), „Eisgepanzerte Kontinente“ (Rolle der Kryosphäre), „Das Land – frostige Zeiten und wohlige Wärme“ (terrestrische Paläoklimatologie), „Zwischen Land und Meer“ sowie „Der Schlamm im Meer“ (marine Paläoklimatologie) und „Was man so braucht – Wasser und Rohstoffe“ davon ab. Hier werden, trotz teilweise erheblicher Simplifizierung, sehr instruktiv viele interessante und eindrucksvolle Indizien aus dem Geschichtsbuch der Paläoklimatologie vorgestellt. Es hätte dem Buch sehr gut getan, sich im wesentlichen auf diese Aspekte, für die die Autoren offensichtlich kompetent sind, zu beschränken, mit da und dort ein bisschen mehr Ausführlichkeit.

Denn was in Kap. 4 („Im Treibhaus“) und 11 („Klima, quo vadis“) zu lesen steht, ist wieder der Rubrik „Zumutung“ zuzuordnen. Dazu nur einige wenige Beispiele. Eine Behauptung, die in Kap. 4 auftaucht, ist in der Form „Kohlendioxid macht nur 1,2 % aus“ von einem Wissenschaftsmagazin (Bild der Wissenschaft, Heft Nov. 2001) als Schlagzeile aufgegriffen und somit in die Welt hinausposaunt worden;

soll heißen, der zusätzliche anthropogene Treibhauseffekt ist so gering, dass wir uns über den Einfluß des Menschen auf das Klima keine Sorgen zu machen brauchen. Verglichen wird dabei der bereits genannte CO<sub>2</sub>-Strahlungsantrieb von 1,56 Wm<sup>-2</sup> mit dem des gesamten natürlichen Treibhauseffektes, der tatsächlich in der Größenordnung von 120 Wm<sup>-2</sup> liegt (entsprechend einem Temperatureffekt von 33 K, sofern die Albedo des Systems Erdoberfläche-Atmosphäre konstant gehalten wird).

Ganz abgesehen von Problemen im Detail kann es aber nicht darum gehen, den zusätzlichen anthropogenen Treibhauseffekt mit einem Klima völlig ohne Atmosphäre und somit ohne klimarelevante Spurengase zu vergleichen, sondern mit den tatsächlich im Industriezeitalter eingetretenen Klimaeffekten durch weitere anthropogene sowie natürliche Einflüsse in der dafür relevanten Skala (siehe wiederum IPCC-Bericht und das wie hier allgemeinverständliche, aber wissenschaftlich weitaus solidere Buch von Cubasch und Kasang: *Anthropogener Klimawandel*, Klett-Perthes, Gotha, 2000). Dann müßten sich die Autoren auch nicht darüber wundern (Abb. 11.9 auf S. 214), dass in dieser Zeit die Temperatur nicht exakt dem CO<sub>2</sub>-Anstieg der Atmosphäre gefolgt ist, zumal sie dabei auch den anthropogenen Abkühlungseffekt durch troposphärisches Sulfataerosol außer Acht lassen. Und selbstverständlich ist – prinzipiell aus den gleichen Gründen – die Tatsache, dass es in der geologischen Vergangenheit nicht allein CO<sub>2</sub>-Temperatur-Korrelationen gegeben hat, kein Gegenbeweis gegen anthropogene Klimaänderungen, wie in Kap. 4 suggeriert wird, da zudem trotz immer auftretender Rückkopplungen je nach Zeitskala die Ursache-Wirkung-Relationen unterschiedlich sind.

Im Kap. 11 wird beim Vergleich der beobachteten Variationen der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur mit Modellsimulationen ein Energiebilanzmodell nach Wigley bemüht, ohne von jeglichen Zirkulationsmodellen Notiz zu nehmen (Hamburg, DKRZ; Bracknell, Hadley Center; Princeton University; siehe wiederum IPCC-Bericht); auch GCM-Simulationen zur Sonnenaktivität scheinen den Autoren gänzlich unbekannt zu sein. Dafür reproduzieren sie mehrere Abbildungen aus einer an der TU Braun-

schweig entstandenen Diplomarbeit. Wenn dann in eben diesem Kap. 11 die Unsicherheiten der direkten Temperaturmessungen der letzten ca. 150 Jahre betont werden, fällt nachträglich auf, dass nirgendwo in diesem Buch, im Gegensatz zu anderen (z.B. D.L. Hartmann: *Global Physical Climatology*, Academic Press, San Diego, 1994, S. 209), quantitative Abschätzungen der Unschärfe der paläoklimatologischen Rekonstruktionen und zeitlichen Auflösung angegeben werden. Dafür wird herausgestellt, dass für die Zeit 1978-1999 die bodennahen Temperaturdaten eine Erwärmung von (global gemittelt) 0,3 °C anzeigen, die Satellitendaten dagegen eine Abkühlung von 0,06 °C. In diesem Fall ist den Autoren entgangen (vgl. *Nature* 394, 661 (1998)), dass der aus Satellitenmessungen abgeschätzte globale Abkühlungstrend 1979-1995 von 0,05 K pro Dekade (so die Originalliteratur) nach Fehlerkorrektur nun 0,07 K Erwärmung pro Dekade beträgt, was recht genau dem bodennahen säkularen Trend entspricht, obwohl sich die Satellitendaten auf etwa 3,5 km Höhe beziehen und nicht so genau sind, wie manche Laien meinen. Beim Meeresspiegel wird behauptet (S. 221), dass er in Zukunft absinken würde, weil sich die (polaren) Eismassen vergrößern. Die thermische Expansion des Ozeans wird dabei schlicht übergangen.

Ebenfalls im Kap. 11 wird zwar mit Blick auf künftige Klimaänderungen festgestellt, dass „so viele Faktoren im Klimaverbund“ zusammenwirken, „dass man schnell den Überblick verliert“ (wie wahr, was die Autoren betrifft), andererseits – im Widerspruch dazu – behauptet: „... Wichtig sind heute aber die verschiedenen langen Sonnenfleckenzyklen, da sie die nahe Klimazukunft lenken werden“. Ist das die im Vorwort angekündigte Versachlichung der Klimadiskussion und der im Buchuntertitel versprochene „Schlüssel für die Zukunft“? Sicher nicht, eher ein Musterbeispiel für einseitige und subjektive Betrachtungsweise. Übrigens gibt es Indizien dafür, dass dieses Buch in erheblicher Stückzahl kostenlos zumindest im Bereich Politik/öffentliche Verwaltung und Medien verteilt worden ist, was teilweise die 3. Auflage bereits ein Jahr nach Erscheinen erklären könnte. Auch das ist für ein angebliches Fachbuch ungewöhnlich. Angesichts der eklatanten Defizite hinsichtlich physikalischer und meteorologischer Grundlagen, Modellie-

rung und statistischer Diagnostik des Klimas kann dem einigermaßen meteorologisch vorgebildeten Leser dieses Buch nur dann empfohlen werden, wenn er sich die Lektüre der Kapitel 2, 4, und 11 nicht antut.

C.-D. Schönwiese, Frankfurt a.M.

WEIKINN, C: Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas, von der Zeitenwende bis zum Jahre 1850 – Hydrographie, Band I, Teil 5 (1751-1800), – Hrsg. M. Börngen und G. Tetzlaff, VIII, 674 S., Gebr. Borntraeger, Berlin - Stuttgart, 2000, ISBN 3-443-01044-X.

Wer Aussagen über das Klima der Zukunft machen will, muss dessen Vergangenheit kennen. Diese Erkenntnis, die heute im Rahmen der zu beobachtenden Klimaänderungen immer mehr an Bedeutung gewinnt, war schon Weikinn bewusst, als er 1958 den ersten Band seiner historischen Daten, in mühsamer Kleinarbeit zusammengetragen, veröffentlichte. Drei weitere Bände folgten. Mit seinem Tod 1966 wurde diese außerordentlich wichtige Arbeit unterbrochen. Es ist deshalb den Herausgebern des jetzt vorliegenden 5. Bandes, Boerngen und Tetzlaff, hoch anzurechnen, das noch von Weikinn zusammengetragene Material zu sichten, aufzubereiten und einer breiten Öffentlichkeit zugänglich zu machen.

Wie in den vorangegangenen Bänden wurden die durch Aufzeichnungen belegten Witterungsextreme in Europa in ihrer zeitlichen Abfolge gelistet einschließlich der sie beschreibenden Texte. Hierbei handelt es sich im wesentlichen um hydrologische Extreme wie Überschwemmungen, Trockenheiten, Eisgang etc. von denen 4838 beschrieben werden. Bis auf die lateinischen Texte, die auch in ihrer Übersetzung angegeben sind, werden alle anderen in ihrer ursprünglichen Sprache vorgestellt, so dass ein Sprachunkundiger, trotz der am Druckrand ausgewiesenen und in Deutsch abgefassten Kurzcharakteristik, beim Lesen Probleme bekommt die Informationen voll zu erfassen. Hier wäre ebenfalls eine Übersetzung notwendig gewesen. Ebenso schmerzlich wird der Nutzer eine Karte der Quellen vermissen, die ihm einen Überblick darüber vermittelt, in welchen Regionen Europas die Informationen in einer für klimatologische Untersuchungen ausreichenden Dichte vorliegen und in welchen nicht. So bekommt man zum Beispiel beim flüchtigen Durchsehen des geographischen Index' den Eindruck, dass für den osteuropäischen Raum erheblich weniger Quellen vorhanden sind als für Mittel- und Westeuropa.

Der schon erwähnte geographische Index sowie ein alphabetisches Quellenverzeichnis, ein Verzeichnis der alten Maße und ein Abkürzungsverzeichnis vervoll-

ständigen das 674 Seiten starke Nachschlagewerk. Allerdings kann man sich auch noch andere, als die im Buch vorhandenen Zusammenfassungen vorstellen, wie zum Beispiel eine nach den Extremen (Überschwemmungen, feuchte, heiße oder trockene Perioden) geordnete, die für einen schnellen Überblick über die vergangene Klimaentwicklung sehr hilfreich wären.

Einen Wunsch gilt es am Ende dieser kurzen Buchbesprechung noch zu äußern: Im Zeitalter der elektronischen Datenverarbeitung wäre eine Bereitstellung dieser Daten, einschließlich der bereits erschienenen Bände, auf einem entsprechenden Datenträger (CD) in einer Datenbank sehr erfolgversprechend und von außerordentlich hohem Nutzen, wie die bereits an den Universitäten Bern und Würzburg dazu gemachten Erfahrungen zeigen.

Bis dieser Wunsch in Erfüllung geht, kann jedem, der sich mit der historischen Klimaentwicklung in Europa befasst, nur dringend empfohlen werden, bei seinen Untersuchungen auf diese sicher einmalige Datenquelle zurückzugreifen.

F.-W. Gerstengarbe,  
P.C. Werner, Potsdam

## Blick nach draußen

### Vorwort

*In Erfüllung seiner gesetzlichen Aufgaben arbeitet der DWD seit Jahrzehnten mit den in der WMO zusammengeschlossenen meteorologischen Diensten erfolgreich zusammen. Wie auch der DWD haben diese ihre eigene geschichtliche Entwicklung durchlaufen, die auf vielfältige Weise von dem politischen Umfeld in dem betreffenden Land geprägt wurde. Als Ergebnis weist jeder Dienst ihn besonders kennzeichnende Eigenheiten auf. Da in dem zusammenwachsenden Europa das Wissen um die Aufgaben der Kolleginnen und Kollegen in den anderen Diensten immer wichtiger wird, sollen in loser Folge die einzelnen meteorologischen Dienste vorgestellt werden.*

*Ich freue mich, dass die ZAMG, die im letzten Jahr ihr 150jähriges Jubiläum feiern konnte, meinem Wunsch nach einem Beitrag gerne gefolgt ist.*

*U. Gärtner*

*Präsident des Deutschen Wetterdienstes*

## 150 Jahre Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik

### Einer der ältesten Wetterdienste der Welt

Einer Initiative der Österreichischen Akademie der Wissenschaften folgend bewilligte Kaiser Franz Joseph mit Allerhöchster Entschliebung vom 23. Juli 1851 die Errichtung „...einer Centralanstalt für meteorologische und magnetische Beobachtungen“ – der Zentralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, die damit zu den weltweit ältesten Institutionen ihrer Art zählt. Auch in der internationalen Zusammenarbeit der Wetterdienste spielte Österreich eine historische Rolle: anlässlich des ersten meteorologischen Weltkongresses 1873 in Wien wurde die Vorläuferorganisation der heutigen WMO (World Meteorological Organization) ins Leben gerufen. 1904 wurde der Zentralanstalt per Erlass der gesamte Erdbebendienst für Österreich übertragen, was auch die Namensänderung in „Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik“ (ZAMG) nach sich zog. Das historische Hauptgebäude der Zentralanstalt konnte nach umfangreichen Renovierungsarbeiten im Juni 1999 wieder in Betrieb genommen werden. Von Anfang an für den

Wetter- und Erdbebendienst geplant, vereinte das Bauwerk für mehr als ein Jahrhundert Funktionalität und architektonischen Akzent auf besonders harmonische Weise. Abb. 1 zeigt den markanten Bau auf der Hohen Warte in Wien-Döbling – ein Werk des Architekten Heinrich von FERSTEL aus dem Jahr 1872 – kurz nach seiner Fertigstellung. Nach Bombentreffern im Weltkrieg nur notdürftig repariert, verfiel die Bausubstanz jedoch allmählich. Auch die rapide steigenden Anforderungen an die technische Infrastruktur eines modernen Wetter- und Erdbebendienstes konnten zuletzt kaum noch erfüllt werden. Im Zuge der Renovierung wurde das denkmalgeschützte Haus wieder zur Gänze in den ursprünglichen Bauzustand versetzt, aber dem Stand der Technik entsprechend ausgerüstet. Es trägt jetzt den Namen „Julius Hann-Haus“, benannt nach einem der berühmtesten österreichischen Meteorologen: Julius v. Hann, 3. Direktor der Zentralanstalt von 1877 bis 1897.

### Status

Heute ist die Zentralanstalt mit ihren Regionalstellen für Salzburg und Oberösterreich, für Kärnten, für Tirol und Vorarlberg und für die Steiermark, als teilrechtsfähige Einrichtung des Bundes ein moderner Dienstleistungsbetrieb.

Rechtlich ist die ZAMG als wissenschaftliche Bundesanstalt (keine Behörde!) eine dem Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur nachgeordnete Dienststelle. Ihre Aufgaben sind im Forschungsorganisationsgesetz (FOG) festgelegt. Mit einer Novelle zum FOG wurde sie 1990 mit der so genannten „Teilrechtsfähigkeit“ ausgestattet: dieser



Rechtstitel erlaubt es, nicht nur wissenschaftliche Arbeiten im Auftrag Dritter durchzuführen, sondern auch mit diesen Einnahmen in eigener Verantwortung zu wirtschaften. Die Rechtspersönlichkeit ist nur eine teilweise, da die Aufnahme von Krediten und Spekulationsgeschäfte untersagt sind. Auch sind ausreichende Rücklagen zu bilden, um die Geschäftstätigkeit entsprechend abzusichern. Darüber hinaus gehende Gewinne stehen zur freien Verfügung.

Wiederholt wurden regierungsseitig Initiativen gesetzt, um die öffentliche Verwaltung schlanker und effizienter zu machen. Dabei fiel schon vor längerer Zeit ein kritischer Blick auf die Tatsache, dass in Österreich drei staatliche Wetterdienste existierten:

- die Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (im Wissenschaftsressort)
- der Flugwetterdienst im Bundesamt für Zivilluftfahrt (im Verkehrsressort)
- der Militärische Wetterdienst (im Verteidigungsressort)

Verschiedene Szenarien von Teilzusammenlegungen bis zur gänzlichen Vereinheitlichung wurden in der Vergangenheit mittels Kosten- und Synergieanalysen geprüft, befürwortet, bestritten und letztlich wieder verworfen.

Ende 1993 wurde schließlich das Bundesamt für Zivilluftfahrt aus der direkten Bundes-



Abb. 1: ZAMG – historisches Gebäude (HANN-Haus)

verwaltung ausgegliedert und in eine Gesellschaft mit beschränkter Haftung (im alleinigen Besitz des Bundes) mit dem Namen „Austro Control“ übergeführt.

Derzeit (Anfang 2002) sind intensive Vorbereitungen im Gang, die ZAMG ebenfalls auszugliedern und mit dem Flugwetterdienst der Austro Control zu fusionieren; ein Abschluss dürfte im Laufe des Jahres 2002 zu erwarten sein. Ob und in welcher Form Synergien mit dem militärischen Wetterdienst genutzt werden sollen, ist derzeit noch in Diskussion.

**Fachbereiche**

Nachfolgend werden aus den Tätigkeiten der einzelnen Fachbereiche Schwerpunkte hervorgehoben, die hinsichtlich der Art bzw. der Intensität der Beschäftigung nicht für jeden Wetterdienst selbstverständlich erscheinen. Im Besonderen gilt dies für die Bereiche Umweltmeteorologie und Geophysik.

**Fachbereich Synoptik**

Das Interesse öffentlicher und privater Stellen an den Leistungen des Prognosedienstes, wie Wettervorhersagen, Wettermeldungen, Sturm- und Glatteiswarnungen etc. ist sehr groß. Insbesondere Rundfunk und Fernsehen, Printmedien, der Telefonauskunftsdienst und in neuerer Zeit auch Informationsseiten im Internet, liegen im Spitzenfeld bei der Verbreitung von Wettermeldungen und Wettervorhersagen.

Im Rahmen der Verpflichtungen, die sich aus dem Smogalarmgesetz ergeben, werden den Ämtern der Landesregierungen und dem öffentlichen Rundfunk im Anlassfall spezielle Prognosen für die zu erwartende Entwicklung der Belastungssituation übermittelt. Für Krisenfälle mit nuklearem oder chemischem Material sind Notfallroutinen in Zusammenarbeit mit dem Bereich Umweltmeteorologie eingerichtet und werden regelmäßig im Rahmen von Übungen auf ihre Einsatzbereitschaft überprüft.

Satellitenbilder sind zu einem unersetzlichen Hilfsmittel für die Wetterprognose und Klimaforschung geworden. Die bloße Betrachtung von ruhenden oder in Folge ablaufenden Satellitenbildern macht nur einen kleinen Teil der darin enthaltenen Informationsvielfalt zugänglich. Bei der Entwicklung und Anwendung besonders ausgeklügelter Verfahren zur Informationsverwertung sind österreichische Wissenschaftler international führend vertreten. Die österreichische Version des spektralen Regionalmodells ALADIN (133x117 Gitterpunkte, horizontale Auflösung: 9,6 km, 31 Schichten) liefert zweimal täglich stündliche Vorhersagen bis +48 Stunden. Gekoppelt ist

ALADIN mit dem Modell ALADIN-LACE am CHMI in Prag, das seinerseits an das globale Modell ARPEGE bei Météo France in Toulouse gekoppelt ist. Besonders bewährt haben sich die Modellergebnisse im Zusammenhang mit dem Zufluss zu Wasserkraftwerken sowie bei der Vorhersage der Flugzeug-Vereisung. Jüngst fertiggestellt wurde ein Visualisierungsprogramm (AcuVis), das einen schnellen und flexiblen Zugang zu den Vorhersagefeldern am Boden und in der Höhe ermöglicht: eine Windows-ähnliche Benutzeroberfläche bietet Zeitschleifen sowie Vertikalschnitte beliebiger Länge und Orientierung und kann mit Topographie, Flüssen und Seen, Grenzen etc. unterlegt werden.

**Fachbereich Klimatologie**

Dieser Fachbereich befasst sich mit der Erstellung, Bearbeitung und Auswertung möglichst langjähriger Mess- und Beobachtungsreihen, um Aussagen über die klimatologischen Verhältnisse eines größeren Gebietes oder auch eines Ortes machen zu können. Dazu stehen der Zentralanstalt in ganz Österreich mehr als 300 Stationen zur Verfügung: Klima-, Synop-, Sonnenschein-, teilautomatische und agrarmeteorologische Stationen. Die gewonnenen Daten bilden nach erfolgter Korrektur und Auswertung und in übersichtliche Darstellung gebracht die Grundlage für die weitere wissenschaftliche Arbeit.

In jüngerer Zeit haben alternative Methoden der Energiegewinnung, insbesondere die Nutzung der Windenergie, stark an Bedeutung gewonnen. Zur notwendigen Standortoptimierung ist eine genaue Schätzung des erzielbaren jährlichen Energieertrages einer Anlage entscheidend, die neben den technischen Gegebenheiten der Turbine wesentlich von den Windverhältnissen abhängt. Aus den vorliegenden langjährigen Windmessdaten kann ein meteorologisch repräsentatives Windfeld mittels bestimmter modellmäßiger Ansätze unter Berücksichtigung der gegebenen Bodenrauigkeits- und Stabilitätsverhältnisse sowie der Geländegestaltung abgeleitet werden.

Einen Schwerpunkt in der angewandten Forschung dieses Fachbereichs bildet die Hagelforschung. Seit 1981 ist ein Projekt im Gang, das in einem Beobachtungsnetz mit 380 Messstellen (mittlerer Abstand 2 km) mit Hilfe von Testplatten aufgetretene Hagelschläge dokumentiert. Die 2 cm dicken Testplatten (0,1 m<sup>2</sup>) bestehen aus verdichtetem Styroporschaum und sind senkrecht nach den vier Hauptwindrichtungen und waagrecht exponiert. Das Herstellen einer Beziehung zwischen Abdruckgröße und Hagelkorndurchmesser er-

möglicht eine Kalibrierung. Die Wirksamkeit von Hagelabwehrmaßnahmen (Silberjodimpfung aus Flugzeugen) kann mit den Daten der mittlerweile 20jährigen Reihe nun objektiv bewertet werden.

**Sonnblick-Observatorium**

In 3106 m Seehöhe auf dem Hohen Sonnblick (Nationalpark Hohe Tauern) befindet sich das meteorologische Observatorium, s. Abb. 2. Seit der Eröffnung im September 1886 werden hier Messungen und Beobachtungen durchgeführt, und zwar ohne Unterbrechung; auch in den beiden Weltkriegen wurde nicht ein einziger Termin versäumt. Neben den konventionellen meteorologischen Messungen und Beobachtungen gibt es eine Vielzahl von Messprogrammen für umweltrelevante Größen wie Ozon, Radioaktivität, UV-Strahlung, Luft- und Niederschlagschemie usw. Abb. 3 führt den Blick über ein WADOS-Gerät (Wet And Dry Only Sampler) im Schein der tiefstehenden Sonne zur malerischen Gipfelloandschaft der Hohen Tauern. Wertvolle Studien über die Massenbilanz der Gletscher lassen einen Zusammenhang zwischen der einzigartigen Klimareihe und den Gletscherschwankungen erkennen. Im Verband der GAW(Global Atmospheric Watch)-Stationen ist der Sonnblick eine Referenzstation der Hintergrundbelastung. Das Observatorium steht Forschern verschiedener naturwissenschaftlicher Wissensgebiete als ganzjährig nutzbarer Stützpunkt auf einem exponierten Berggipfel zur Verfügung.



Abb. 2: Sonnblickobservatorium von Raureif bedeckt



Abb. 3: Blick über WADOS-Geräte auf die Hohen Tauern

### Fachbereich Umweltmeteorologie

Der rasch wachsende Bedarf an Beratung und Beurteilung im Verlauf behördlicher Genehmigungsverfahren bei Errichtung und Betrieb industrieller Anlagen erforderte bereits 1977 die Gründung eines eigenen Fachbereichs an der Zentralanstalt. Waren in den vorangegangenen Jahren zunächst nur einzelne Gutachten zur Bestimmung von Schornstein-Mindesthöhen ausgearbeitet worden, so machten Großvorhaben wie Kraftwerksplanungen nun auch eine erweiterte regionale Begutachtung erforderlich. Die Bezeichnung „Umweltmeteorologie“ war aus sprachlichen Gründen noch auf Jahre hinaus strittig; letztlich ist die Meteorologie als Sachgebiet nicht ohne Sinnzusammenhang mit der Umwelt denkbar. Der Sinnbezug des Wortes „Umwelt“ zu ökologischem Denken hat diese Skepsis mittlerweile beseitigt und auch in anderen Sprachen zu einer analogen Verknüpfung beider Begriffe geführt.

Die Erstellung von Gutachten im Rahmen von Umweltverträglichkeitsprüfungen, Versucheranalysen etc. ist eine praktische Anwendung von Ausbreitungsmodellen. Großindustrielle Anlagen, kalorische Kraftwerke, Müllverbrennungsanlagen, Mülldeponien, gewerbliche Betriebe, Heizungsanlagen, Verkehr etc. setzen eine Vielzahl von luftverunreinigenden Substanzen frei. Wie diese Emissionen in der Atmosphäre transportiert und verdünnt werden, kann mit Hilfe von Ausbreitungsmodellen simuliert werden; sie beschreiben mathematisch-physikalisch den Transportvorgang von Luftbeimengungen in der bodennahen Atmosphäre in Abhängigkeit von meteorologischen Kenngrößen.

Ein Aufgabenfeld, das durch den Tschernobyl-Unfall 1986 große Aktualität erlangte und seither mit besonderer Aufmerksamkeit gepflegt wird, ist die Krisenfallvorsorge. Für die meteorologische Beratung im Anlassfall wurde das Krisenmodellsystem TAMOS an der ZAMG entwickelt und installiert. Das Modell besteht aus einem großräumigen prognostischen Trajektorien- und Ausbreitungsmodell und einem mesoskaligen diagnostischen Windfeld- und Trajektorienmodell. Für die rasche Handhabung im Krisenfall gibt es eine eigene Benutzeroberfläche. Die Berechnung von Vorwärtstrajektorien informiert über die Region, die von einer festgestellten Schadstoffwolke betroffen sein wird, Rückwärtstrajektorien gestatten die Bestimmung der Herkunft von Luftpaketen, die bestimmte Orte bereits erreicht haben.

Das Team steht auch für den Einsatz in Messkampagnen zur Verfügung; mittels spezialisierter Messanordnungen (Fesselballonsonden, Akustik-Radar usw.) werden lokalklimatische Standort-Eigenschaften hinsichtlich der Ausbreitungsverhältnisse für Luftbeimengungen erkundet und liefern die Grundlage für sehr präzise Belastungsabschätzungen.

### Fachbereich Geophysik

Zu den klassischen Aufgabengebieten des Geophysikalischen Dienstes, nämlich der Erfassung von Erdbeben und der Messung der Struktur des Erdmagnetfeldes, haben die Anforderungen der neueren Zeit auch neue Arbeitsbereiche eröffnet.

Erschütterungen, hervorgerufen durch Industrieanlagen, Schienenverkehr, Autostraßen und Bautätigkeit können eine Beeinträchtigung der Lebensqualität bedeuten und andererseits ein Gefahrenmoment darstellen. Diese Schwingungen können mit einem Schwingungsgenerator in kontrollierter Weise simuliert und ihre Auswirkungen durch empfindliche Messverfahren dokumentiert werden. Der Geophysikalische Dienst verfügt dafür über einen selbst entwickelten Generator von der Größe eines schweren Lastwagens und über die erforderliche Ausrüstung mit Messgeräten. Das Verfahren wird unter dem Markenzeichen VibroScan® kommerziell im In- und Ausland eingesetzt. Es eignet sich auch zur Untersuchung der Eigen-

schwingung von Brücken und Talsperren sowie zur Bestimmung der Übertragungsfunktion von Schwingungen im Untergrund. Abb. 4 zeigt den Einsatz des Gerätes.

Im Bereich der archäologischen Forschung, aber auch bei der Genehmigung von Bauprojekten ist es oft erforderlich, ein Gebiet auf das mögliche Vorhandensein archäologisch wertvoller Funde abzutasten. In der Vergangenheit war es nötig, diese Untersuchungen mittels zeit- und arbeitsaufwendiger Probestrabungen durchzuführen. Eine äußerst empfindliche magnetische Prospektionsmethode ermöglicht die Auffindung oberflächennaher Objekte und Strukturen und arbeitet zudem völlig zerstörungsfrei. Auch diese österreichische Entwicklung wird weltweit kommerziell eingesetzt unter dem Markenzeichen ArcheoProspections®.

### ADV und TECHNIK

Datenverarbeitung und Technik bilden den sogenannten „Support“-Bereich der ZAMG. Die Tätigkeit in diesen beiden Einheiten beschränkt sich keineswegs nur auf die Aufrechterhaltung eines reibungslosen Betriebes, wie etwa die einwandfreie Funktion der beachtlichen Rechnerkapazitäten und -anbindungen oder die klaglose Funktion des Netzes automatisch meldender Messstellen. Vielfach konnten und können eigene Entwicklungen von Software und Hardware großes Interesse bei anderen Institutionen hervorrufen und im Rahmen von Lizenzverträgen anderen Nutzern zur Verfügung gestellt werden.

### REGIONALSTELLEN

Ein Großteil der Dienstleistungen, vor allem aus den Fachbereichen Synoptik und Klimatologie, wird von den Regionalstellen in Innsbruck, Salzburg, Graz und Klagenfurt direkt angeboten. Für Interessenten und Kunden sind der nahe Kontakt und häufig auch die besonders gute Kenntnis und Erfahrung der Fachleute mit den Gegebenheiten im regionalen Umfeld von Vorteil.

17. Jänner 2002

G. Zapletal



Abb. 4: VibroScan®-Einsatz an alten Viadukten einer Bahnverbindung in Wien

Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, A-1190 Wien, Hohe Warte 38  
Tel.: (+43 1) 36 0 26-0, Fax: (+43 1) 369 12 33  
<http://www.zamg.ac.at>, [dion@zamg.ac.at](mailto:dion@zamg.ac.at)

## Institute stellen sich vor

CH. JACOBI, G. TETZLAFF, W. METZ, TH. TRAUTMANN

### Das Meteorologische Institut der Universität Leipzig

#### Geschichte

Das Leipziger Meteorologische Institut kann auf eine fast 100-jährige Tradition zurückblicken. Als Geophysikalisches Institut wurde es am 1. Januar 1913 gegründet. Es war damit das erste Institut für Physik der Atmosphäre und Meteorologie in Deutschland. Erster Lehrstuhlinhaber war Wilhelm Bjerknes. Kriegsbedingt legte dieser 1917 die Leitung des Instituts nieder und folgte einem Ruf nach Bergen.

Seit 1923 hatte Ludwig Weickmann (1882-1961) den Lehrstuhl inne. In der Öffentlichkeit wurde Weickmann durch die Teilnahme an aufsehenerregenden Forschungsreisen bekannt, so z.B. die Leitung der Polarfahrt des Luftschiffes LZ127 („Graf Zeppelin“) im Jahr 1931. Das Geophysikalische Institut erhielt seinen unverwechselbaren Charakter durch das Geophysikalische Observatorium Collm, etwa 50 km östlich von Leipzig. Erbaut unter schwierigsten wirtschaftlichen Bedingungen wurde es im Oktober 1932 in Betrieb genommen.

Im Frühjahr 1956 begann am Geophysikalischen Observatorium Collm die Erforschung der Hochatmosphäre. Dieser Zweig wird dort als Forschungsrichtung bis heute fortgeführt. Speziell widmete man sich der systematischen Untersuchung der Windsysteme in der oberen Mesopausenregion über Mitteleuropa. 1957 rief Schneider-Carius das Maritime Observatorium auf der Ostseehalbinsel Zingst ins Leben, um die Forschungen des Instituts auch auf die Ozeanographie zu erweitern.

Im Zuge der 1968 beginnenden III. Hochschulreform wurden sämtliche geowissenschaftlichen Institute der Leipziger Universität aufgelöst. Einige Wissenschaftler des Geophysikalischen Instituts gingen an die HU Berlin; die übrigen Mitarbeiter und die Einrichtungen des Geophysikalischen Instituts wurden in den Fachbereich Geo-

physik der neuen Sektion Physik eingegliedert. Während die Lehre nach 1971 fortan von der Nebenfachausbildung für Studenten der Physik und von Weiterbildungsveranstaltungen bestimmt war, beinhaltete die Forschung atmosphärische und ozeanographische Umweltprobleme und die Weiterführung der Forschungsarbeiten an den Observatorien Collm und Zingst. Die große räumliche Distanz zwischen Leipzig und Zingst machte es jedoch nach der Wiedervereinigung notwendig, die Forschungsarbeiten weitgehend auf Leipzig zu konzentrieren. Die Außenstelle Zingst wird seither vorwiegend für die studentische Ausbildung genutzt, während in Collm hochatmosphärische Messungen durchgeführt werden.



Abb. 1: Das ehemalige „Turmhaus“, ein Nebengebäude der im Krieg zerstörten Universitätssternwarte, ist das Domizil des Instituts für Meteorologie

Nach der Vereinigung Deutschlands wurde wieder mit der Ausbildung von Diplom-Meteorologen begonnen. Bald wurden das Institut für Troposphärenforschung e.V. (1992) unter der Leitung von Jost Heintzenberg und das Institut für Meteorologie an der Universität Leipzig (Dezember 1993) unter der Leitung von Gerd Tetzlaff gegründet. Das neue Institut fand

sein Domizil im erhalten gebliebenen Nebengebäude der Sternwarte (Abb. 1).

Zur Zeit studieren etwa 120 Studenten im Studiengang Meteorologie an der Universität Leipzig. Diesen stehen zur Zeit 18 Wissenschaftler (davon 7 auf Planstellen, 11 auf Drittmittelstellen) und 6 Mitarbeiter im technischen und Verwaltungsdienst gegenüber. Lehre und Forschung werden auch in Zusammenarbeit mit dem Institut für Troposphärenforschung durchgeführt. Aktuelle Informationen über das Institut findet man im Internet unter <http://www.uni-leipzig.de/~meteo>.

#### Aktuelle Forschungsrichtungen am Institut

Mehrere Arbeitsgruppen des Leipziger Instituts für Meteorologie bearbeiten aktuelle meteorologische und klimatologische Probleme, meist mit finanzieller Unterstützung der DFG, des BMBF oder anderer Drittmittelgeber. Die Gruppen lassen sich einteilen in „Allgemeine Meteorologie“, „Theoretische Meteorologie“, „Hochatmosphäre“ und „Strahlung, Wolken und Fernerkundung“.

#### Allgemeine Meteorologie

Die Arbeitsgruppe „Allgemeine Meteorologie“ befasst sich insbesondere mit der Analyse langer – auch historischer – Zeitreihen. Die Untersuchungen erstrecken sich u.a. auf Hochwasserereignisse der Elbe und der Oder in den letzten 1000 Jahren und andere extreme Klima- und Wetterereignisse, Quantifizierung der Nordhemisphärenvereisung im Pliozän, sowie den Antriebsmechanismen des Indischen Monsuns im Holozän. Für die statistischen Untersuchungen werden unter anderem auch Quellentexte zur Witterungsgeschichte ausgewertet und aufbereitet (Abb. 2).

Das zweite wesentliche Arbeitsgebiet der Gruppe ist die Untersuchung der atmo-

sphärischen Grenzschicht. Neben Arbeiten zum äolischen Sedimenttransport und zur Nutzung regenerativer Energie ist hier vor allem die tomographische Untersuchung der untersten Schichten mit Hilfe akustischer Verfahren zu nennen. Die akustische Tomographie bestimmt die Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Schallsignalen innerhalb eines Messgebietes auf verschiedenen, sich überschneidenden Messstrecken (Abb. 3). Eine synoptische Information über die räumlich aufgelöste Verteilung der Temperatur, die sich auf die Schallgeschwindigkeit auswirkt, wird durch die Invertierung aller Einzelmessungen gewonnen, die das Messgebiet aus ver-

schiedenen Blickwinkeln betrachten. Das Verfahren der akustischen Laufzeittomographie bietet damit die Möglichkeit einer räumlich gemittelten oder dreidimensional aufgelösten Messung.

*Theoretische Meteorologie*

Forschungsaktivitäten befassen sich vor allem mit dynamischen Mechanismen der langfristigen atmosphärischen Variabilität. Ein Schwerpunkt liegt in der Untersuchung von Prozessen, die für die Bildung und Auflösung von Großwetterlagen (Blockierenden Hochs) verantwortlich sind. Ein anderes Projekt beschäftigt sich mit

der Ausbreitung von Rossbywellen aus der Troposphäre in die Stratosphäre. Der Fokus liegt hierbei in der südlichen Hemisphäre, wobei der Anregung durch troposphärische synoptische Wellen eine besondere Bedeutung beigemessen wird.

Ein weiterer Schwerpunkt befasst sich mit der interannualen bis dekadischen Klimavariabilität. Hier kommen sowohl statistische (singuläres Spektrum) als auch dynamische Methoden zum Einsatz. In einzelnen wurden quasi-oszillatorische Strukturen in Ozean und Atmosphäre untersucht. Von besonderem Interesse ist dabei die Frage nach den zugeordneten physikalischen Antriebsmechanismen. Dieser Frage wird im Rahmen einer linearen quasi-geostrophischen Modellierungsstrategie nachgegangen, wobei eine Antriebskovarianzmatrix mit Hilfe des „Fluktuations-Dissipations-Theorems“ (FDT) bestimmt und die wichtigsten Antriebsstrukturen durch Singulärwertzerlegung dieser Kovarianzmatrix erhalten werden. Abb. 4 ist eine Visualisierung (im Gitterpunktraum) der interannualen Kovarianzmatrix der 300 hPa Stromfunktion, die mittels FDT berechnet wurde.

*Hochatmosphäre*

Die Arbeitsgruppe beschäftigt sich mit Phänomenen und Prozessen in der mittleren und oberen Atmosphäre. Dies umfasst die Bereiche Stratosphäre, Mesosphäre, untere Thermosphäre und Ionosphäre. Grundlagen sind die Langzeitmessungen des Windes im Mesopausenbereich an der Außenstelle Collm; bei der Interpretation werden vor allem langfristige Variationen und mögliche Einflüsse der unteren Schichten auf die Hochatmosphäre untersucht (Abb. 5). Weitere Arbeitsschwerpunkte sind die Modellierung der mittleren und oberen Atmosphäre, die Analyse von GPS-Atmosphärendaten und die Tomographie der Ionosphäre. Insbesondere die experimentellen Arbeiten werden in Zusammenarbeit mit einer großen Anzahl nationaler und internationaler Institutionen durchgeführt.

*Strahlung, Wolken und Fernerkundung*

In der Arbeitsgruppe „Strahlung, Wolken und Fernerkundung“ ist das wesentliche Ziel der durchgeführten Forschungsarbeiten die Entwicklung von Modellen für die Simulation des atmosphärischen Strah-



Abb. 2: Anzahl der Quellentexte pro Jahr zu extremen Hochwasserereignissen, nach den hydrographischen „Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850“ von C. Weikinn. Hydrologisch „bemerkenswerte“ Jahre treten durch einen sprunghaften Anstieg an Texten hervor.

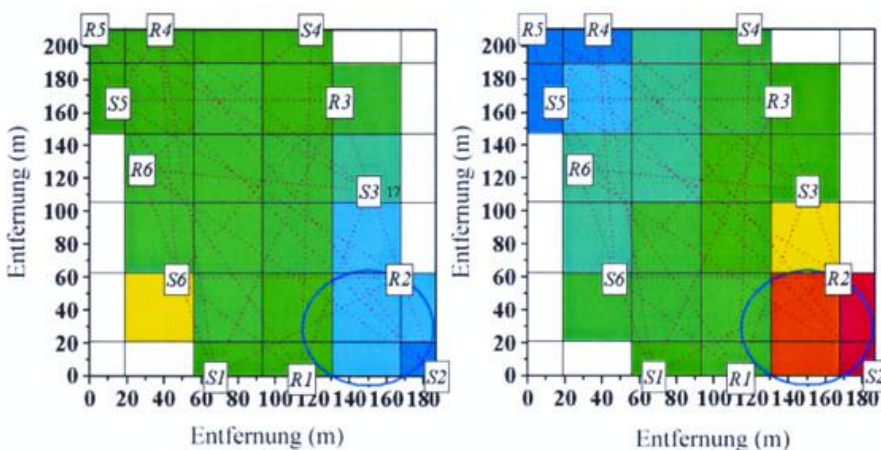


Abb. 3: Tomogramme der virtuellen Lufttemperatur (Abweichungen vom Flächemittel, rot positiv, blau negativ) am 1.8.2000 (links 16:00, rechts 23:00 MEZ). S1-S6 Sender, R1-R6 Empfänger. Messungen in einem Park, mit einem Teich am rechten unteren Rand des Messbereichs.

lungsfeldes zur Bestimmung des Strahlungsantriebes und für die photochemisch relevante Strahlung, zur Simulation mikrophysikalischer Prozesse für das atmosphärische Aerosol (Größenwachstum, Koagulation, Multikomponenten-aerosol, optische Eigenschaften) und zur Berechnung mikrophysikalischer Mechanismen in Wolken wie Kondensationswachstum, Kollision-Koaleszenz von Wolkentropfen und Niederschlagsbildung. Weiterhin wird die Entwicklung wolken-dynamischer Modelle mit expliziter und parametrisierter Teilchen-Mikrophysik, die Entwicklung mesoskaliger Modelle, z.B. für die Simulation von Stofftransporten, der Wechselwirkung von Boden und Vegetation mit der planetarischen Grenzschicht oder der Entwicklung von Nebelvorhersagemodellen betrieben. Arbeitsgebiet ist auch die Bestimmung von physikalischen Parametern der Atmosphäre mittels passiver und aktiver Fernerkundungsverfahren. Eine wichtige Rolle kommt der Überprüfung der entwickelten Modelle mit Hilfe von Messungen aus unterschiedlichen Quellen zu.

**Anschrift des Instituts**

Institut für Meteorologie  
 Universität Leipzig  
 Stephanstr. 3  
 04103 Leipzig  
 Tel.: 03 41 / 97-328 50  
 Fax: 03 41 / 97-328 99  
<http://www.uni-leipzig.de/~meteo>

Autoren:  
 Prof. Dr. Christoph Jacobi  
 Prof. Dr. Gerd Tetzlaff  
 Prof. Dr. Werner Metz  
 Priv.-Doz. Dr. Thomas Trautmann

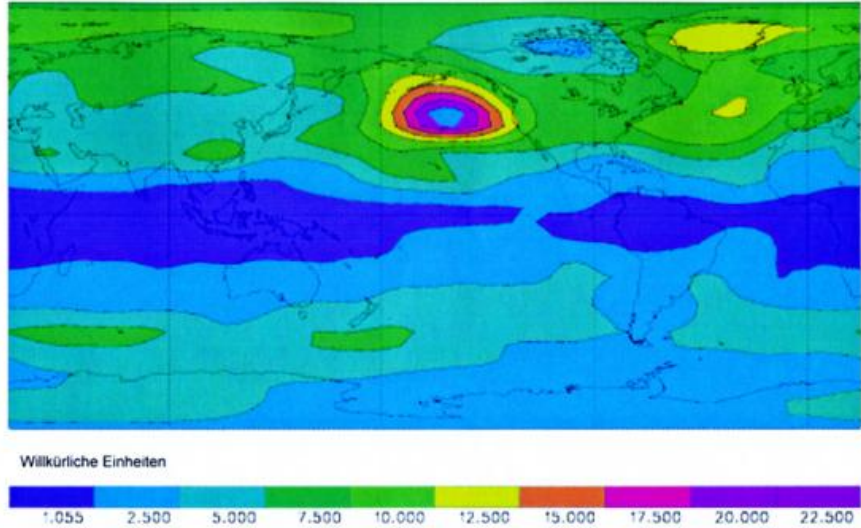


Abb. 4: Interannuale (Wintermittel) Kovarianzmatrix der 300 hPa Stromfunktion; berechnet mittels FDT unter Verwendung von NCEP Reanalysedaten 1958-1998. Das auffallende Maximum im Nordostpazifik weist auf die starke interannuale Variabilität der Pazifisch-Nordamerikanischen Telekonnektion hin.

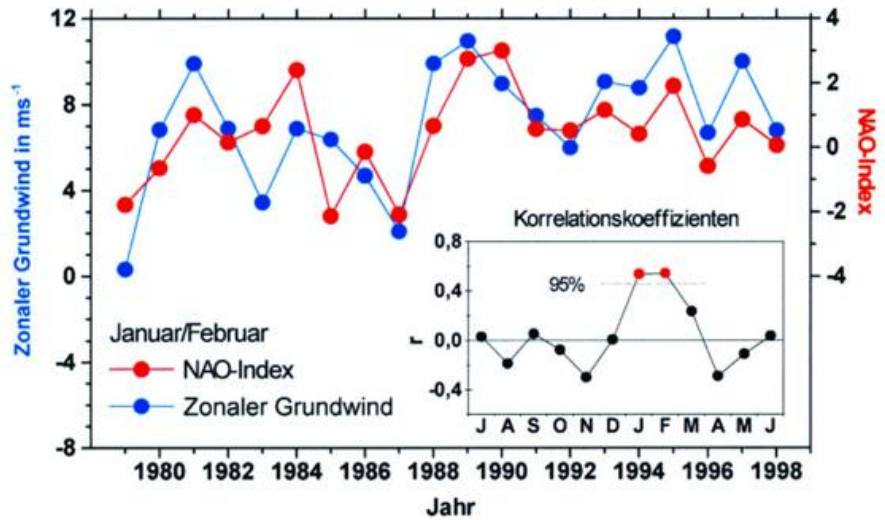


Abb. 5: Zeitreihe des zonalen Windes (blau) in der Mesopausenregion im Winter über Collm und NAO-Index (rot) als Beispiel der Kopplung zwischen der unteren und oberen Atmosphäre, sowie Korrelationskoeffizienten zwischen beiden Größen im Jahresgang.

W. RIECKE

## Risikomanagement mit Wetterderivaten

In den vergangenen 2 Jahren war wiederholt in den Medien über Wetterderivate zu hören und zu lesen. Dabei fielen häufig Worte wie „Wetten auf das Wetter“, was manchen Außenstehenden eher zu einer abwartenden Haltung gegenüber diesem neuen Produkt auf dem Versicherungsmarkt veranlasste. Doch stellt der Abschluss eines Wetterderivates eine seriöse Möglichkeit dar, unterdurchschnittliche Firmenumsätze von wetterabhängigen Produkten gegen eben dieses Wetterrisiko abzusichern.

Ein Beispiel eines abgeschlossenen Wetterderivates in Deutschland, über das im vergangenen Jahr des öfteren in der Presse zu lesen war, war der Dahlenburg-Deal. Die FAZ meldete in ihrer Ausgabe vom 29.09.2001: „Erstmals ist in Deutschland ein Wetterderivat ausgezahlt worden. Das Elektrizitätswerk im niedersächsischen Dahlenburg erhielt damit einen finanziellen Ausgleich für entgangene Umsatzerlöse, weil Landwirte aus ihrer Region wegen des feuchten Sommerwetters weniger Strom für ihre Beregnungsanlagen abnahmen als geplant. ...“

Das Elektrizitätswerk bekam einen vierstelligen Betrag pro Millimeter Niederschlag oberhalb eines vereinbarten Schwellenwertes von 70 mm bezogen auf einen Zeitraum vom Mai bis Ende August. Vermittelt wurde das Geschäft von FinanzTrainer.com, Hans Esser, Grevenbroich. Vertragspartner der Elektrizitätswerke war der amerikanische Rückversicherer Element Re.

### Wie ist ein Wetterderivat gestaltet?

Es handelt sich um einen Vertrag zwischen zwei Geschäftspartnern

- über bestimmte Zahlungen,
- zu festgelegten Zeitpunkten,
- in Abhängigkeit von genau definierten und messbaren Ereignissen,
- in einem vereinbarten Zeitraum,
- in einer abgegrenzten Region bzw. bezogen auf eine vorher festgelegte Referenzstation.

Der Käufer bezahlt bei Vertragsabschluss eine Prämie.

Musterverträge sowie weitere Informationen zu Wetterderivaten können unter <http://www.wrma.org> eingesehen werden. Die Weather Risk Management Association (WRMA, USA) hat sich zur Aufgabe gemacht, über das Produkt „Wetterderivate“ allgemein zu informieren und somit für eine größere Akzeptanz zu sorgen. Die Mitglieder werden u.a. in jährlichen Veranstaltungen über aktuelle Neuigkeiten und Entwicklungen aufgeklärt. Das

europäische Komitee der WRMA führte derartige Zusammenkünfte 2000 in Paris und 2001 in Frankfurt/Main durch. Der Deutsche Wetterdienst nahm an den Treffen auf Einladung teil.

### Beispiel: Freibad sichert sich gegen Regenwetter ab

Wie könnte ein Wetterderivat für die Umsatzerlöse eines Freibades in Berlin für den Juli 2002 aussehen? Die Einnahmen eines Freibades hängen z.B. von der Anzahl der Regentage (Wetterindex) ab. Ein Wetterderivat könnte nun sein:

Der Freibadbetreiber A erhält am 04.08.2002 von einer Rückversicherung B xxx.xxx €, wenn im Juli 2002 in Berlin an der Station Berlin-Tegel mehr als zehn Regentage (Trigger) gemessen werden. Dafür zahlt A heute eine Prämie von yyy.yyy € an B.

Es wäre aber auch ein anderer Abschluss möglich:

A erhält pro weiteren Regentag xxx.xxx € (Ticksize) von B, wenn in Berlin an der Station der fünfte Regentag (Trigger) eingetreten ist. Die maximale Auszahlung wird auf höchstens 15 aufgetretene Regentage begrenzt. Dafür zahlt A vorab eine Prämie von yyy.yyy € an B.

Wichtig ist, dass im Rahmen des Vertrages für dieses Beispiel der Regentag genau definiert wird, z.B. über die tägliche Niederschlagsmenge oder die Niederschlagsmenge über eine bestimmte Tageszeitspanne. Darüber hinaus ist eine repräsentative Referenzstation und – für deren eventuellen Ausfall – eine Ausweichstation vertraglich festzulegen.

### Wodurch unterscheidet sich ein Wetterderivat von einem herkömmlichen Versicherungsangebot?

Das Wetterderivat setzt sich vom herkömmlichen Versicherungsangebot wie folgt ab:

- Bei Inanspruchnahme (*Wahrnehmung der Option*) bedarf es nicht des Nachweises eines tatsächlich eingetretenen Schadens (*Demonstration of Loss*). Die Fälligkeit ergibt sich durch den Eintritt eines vorab ausgemachten Merkmales ohne Einspruchsmöglichkeit des Verkäufers.
- Die Prämie ist am Marktwert der gehandelten Option ausgerichtet und nicht unbedingt am Risiko des Käufers.
- Derivate sind frei handelbare Produkte.
- Eine Versicherungssteuer ist nicht abzuführen.

Von den Wetterderivaten sind die Katastrophenderivate zu unterscheiden:

Der Handel mit Wetterderivaten deckt die Wetterrisiken ab, die sich aus der normalen Variation des Wetters ergeben. Dagegen stehen die Katastrophenderivate, die mit außergewöhnlichen Naturereignissen in Verbindung zu bringen sind. Sie sind nicht Gegenstand des beschriebenen Derivatehandels.

### Woher kommen Wetterderivate?

Der Handel mit Wetterderivaten wird in den USA seit 1997 betrieben. Er beschränkte sich zunächst auf den Energiesektor über *heating degree days* (HDD) und *cooling degree days* (CDD) als meteorologische Kenngrößen bzw. Wetterindizes. Heute weitet sich diese Absicherungsform auch auf andere Branchen und Länder mit anderen Wetterindizes aus. In London sind die Firmen I-Wex und LIFFE ansässig. Mit dem Derivate-Geschäft befassen sich ebenfalls die Societe Generale und die Swiss Re, in Deutschland u.a. die Hannover Rück oder die Deutsche Börse.

Nach groben Schätzungen werden etwa 80 % der weltweiten Geschäftstätigkeiten als „wettersensibel“ eingeschätzt. Nach Berechnungen der Deutschen Börse besteht für 5 bis 10 % des Bruttosozialprodukts (300 Milliarden €) in Deutschland eine Wetterabhängigkeit.

In den USA wurden bis zum Frühjahr 2001 etwa 5000 Transaktionen mit einem vereinbarten Gesamtvolumen von 8 Mrd. US\$ abgeschlossen. Davon entfielen 80 % auf den Energiemarkt. Nach schleppendem Handelsbeginn 1998 und 1999 zeigte sich auf dem amerikanischen Markt eine deutlich positive Marktentwicklung. Auch in Europa hat mittlerweile der Handel mit Wetterderivaten begonnen. Bis zum April 2001 wurden etwa 160 Abschlüsse gezeichnet, auf Deutschland entfielen insgesamt 7 Transaktionen. Die meisten auf dem Markt angebotenen Wetterderivate beziehen sich auch weiterhin auf die Energiebranche. Hierzu sind nähere Informationen unter <http://www.i-wex.com> oder <http://www.liffeweather.com> abrufbar. Auch die Deutsche Börse stellt diesbezüglich unter <http://www.xelsius.de> weitere Auskünfte bereit.

Der Wetterderivate-Handel bedient sich der Sprache des Kapitalmarktes. Ausdrücke wie *Puts*, *Calls*, *Options*, *Swaps* oder *hedgen* sind üblich. Etwa  $\frac{3}{4}$  der Transaktionen werden als Options durchgeführt,  $\frac{1}{4}$  als Swaps. Nachfolgende Erläuterungen sind dem Glossar der Deutschen Börse unter <http://www.xelsius.de> entnommen:

**Hedging:** Absicherung – Anwendung einer Strategie zum Schutz des Geschäftsergebnisses (z.B. Kompensation eines möglichen Umsatzrückganges) sowie geplanter Investitionen gegen nachteilige Wetterschwankungen.

**Option:** Das Recht, eine bestimmte Anzahl eines bestimmten Basiswertes (Wetterindex) zu einem festgelegten an oder bis zu einem bestimmten Datum zu kaufen (Call) oder zu verkaufen (Put).

**Swap:** Ein Kontrakt, der die Zahlung bzw. Einnahme einer Ausgleichssumme zu einem festgesetzten Preis an einem zukünftigen Zeitpunkt beinhaltet.

Mit dem Kauf einer Option, erhält der Käufer das Recht auf eine Auszahlung vom Verkäufer, wenn bestimmte vorher festgelegte Bedingungen erfüllt sind.

Bei einem Wetterderivate-Abschluss als Swap gestehen sich zwei Vertragspartner (Firmen), deren Wetterrisiken gegenläufig verteilt sind, eine gegenseitige Ausgleichszahlung zu. Während die eine Firma unter den eintretenden Wetterbedingungen Gewinne verzeichnet, hat die andere einen Verlust hinzunehmen. Die Firma mit den Gewinnen gibt einen Teil ihres Überschusses an die Firma mit den Verlusten ab.

Der Handel mit Wetterderivaten als Mittel des Risikomanagements steckt derzeit in Europa und vor allem auch in Deutschland noch in den Kinderschuhen. Vielfach bringt man ihn mit äußerst riskantem Spekulantentum in Verbindung. Darüber hinaus mangelt es in den einzelnen Branchen noch häufig an ausreichenden Kenntnissen zu den Risikoabhängigkeiten von den Witterungseinflüssen. Weiterhin werden die nur schlechte Verfügbarkeit von historischen Wetterdaten bzw. die hohen Kosten für diese Daten angeführt.

### Für welche Branchen eignen sich Wetterderivate besonders?

Typische Käufer von Wetterderivaten kommen aus der Freizeit- und Tourismusbranche, aus der Bekleidungsindustrie, der Getränkeindustrie, dem Baugewerbe, der Landwirtschaft und der Energiewirtschaft. Letztere prägte anfänglich die Käuferseite stark. Umsätze und Handelsspannen sind auf diesem Sektor mit der Liberalisierung der Märkte einem massiven Druck ausgesetzt, so dass insbesondere die Produzenten und Anbieter zu einem besseren Management ihrer Risiken gezwungen sind. Dazu gehören auch Wetterrisiken.

Auf der Verkäuferseite engagieren sich zunehmend internationale Rückversicherer, aber auch Banken steigen vermehrt in diesen Handel ein. Über die Einrichtung einer Börse finden auch kleinere Investoren Interesse am Derivatemarkt.

Zwischen Käufer und Verkäufer etablieren sich Broker, die beide Seiten bei der Entwicklung von Vorhaben und Produkten unterstützen. Neben der Vermittlung von Produkten des Wetterderivatemarktes sehen diese Mittler ihre Aufgabe auch darin Analysetools, Expertennachweise oder historische Wetterdaten anzubieten.

Zu einem sinnvollen Risikomanagement (auch des Wetterrisikos) gehört in einem ersten Schritt die Erkennung, Beschreibung und Quantifizierung des Risikos. In der Folge sind Risiko mindernde Maßnahmen zu ergreifen, ohne das eigentliche Geschäft zu verändern. Eine Möglichkeit wäre nun ein wetterabhängiges Risiko über ein Wetterderivat abzudecken.

### Rolle der Wetterdienste

Die nationalen Wetterdienste, so auch der Deutsche Wetterdienst, können innerhalb des Wetterderivatemarktes folgende Positionen besetzen

- als Lieferant für deutsche historische Daten,
- im Rahmen von Risikoanalysen und -bewertungen,
- und in der Rolle des Schiedsrichters.

Sowohl derjenige, der sich gegen Einbußen in den Umsatzerlösen seines wetterabhängigen Produktes absichern will, als auch der Anbieter eines Wetterderivates ist an langen historischen Datenreihen interessiert. Hier werden Datenreihen von 30 und mehr Jahren verlangt. Dabei wird vielfach in eine zeitliche Auflösung von Tageswerten gegangen, im Falle eines Anbieters zur Absicherung von Windenergieerträgen wurden beim Deutschen Wetterdienst auch Stundenwerte und 10-Minuten-Werte des Windes hinterfragt. Es werden lückenlose Zeitreihen gefordert, immer wieder vorkommende Datenlücken sollten also möglichst geschlossen werden. Ganz wichtig sind in diesem Zusammenhang Aussagen zur Homogenität der Datenreihen oder Angaben zu den Stationseigenheiten (Repräsentanz), damit nicht so etwas wie bei einem der ersten großen europäischen Derivate Deals geschieht, bei dem die Risikoanalyse sowie der Vertragsabschluss auf Daten einer Station beruhte, die im Bereich einer beheizten Landebahn stand.

Der mögliche Käufer eines Wetterderivates möchte mit den Daten die Wetterabhängigkeit seines Produktes herausfinden, dem Anbieter geht es u.a. auch um die Prämienermittlung, dem Pricing. Letztere analysieren die Datenreihen in der Regel im eigenen Hause. Dagegen geben Kaufinteressenten Analysen zur Beschreibung der Wetterabhängigkeit ihres Produktes auch nach außen. Erfahrungen des DWD haben gezeigt, dass sich solche Analysen vielfach weniger von der meteorologischen Datenseite schwierig gestalten, als vielmehr mangels ausreichender Umsatzzahlen, z.B. wegen zu geringer zeitlicher Auflösung (Jahresumsätze, Quartalsumsätze) oder der Aufteilung eines Produktes in zwei oder mehr neue Produktlinien.

Eine andere Frage ist die nach der repräsentativen Station. Anbieter von Wetterderivaten möchten bei ihren Transaktionen lediglich auf eine begrenzte Auswahl von Stationen zurückgreifen und nicht mit jedem Wetterderivat für eine neue Örtlichkeit in eine neue, zeitaufwändige Analyse einsteigen. Denn langfristig sollen solche Derivat-Geschäfte in einer Zeitspanne von Viertelstun-

den abgewickelt sein. Es sind also Regionen abzugrenzen, die hinreichend genau durch die Datenreihen einer Station beschrieben werden. Der DWD hat derartige Analysen im Zusammenhang mit Wetterderivaten bereits vorgenommen.

In den USA dauert die Transaktion für ein Standardwetterderivat etwa 3 Stunden, in Europa meist noch etwa 3 Wochen, da hier die Derivate noch auf den Einzelfall hin abgestimmt und strukturiert werden müssen.

Die Schiedsrichterfunktion beinhaltet die Ja-Nein-Aussage zur vertraglich geregelten Option. Es wird im Bereich des Wetterderivatemarktes von den Beteiligten unbedingt gefordert, dass die Verträge entsprechend eindeutig geregelt sind. Ein Entscheidungsspielraum darf es nicht geben.

Der in Hamburg ansässige, zukünftige Betreiber einer Online-Handelsplattform (Tropos-X) für Wetterderivate sieht für eine Schiedsrichterfunktion nur den DWD aufgrund der Amtlichkeit (Neutralität) seiner Aussagen für auf Regionen Deutschlands bezogene Deals.

In den vergangenen 2 Jahren hat der DWD im Zusammenhang mit dem Wetterderivatemarkt wiederholt Datenanfragen von den unterschiedlichsten Seiten erhalten. So wurde ein Kunde mit stündlichen historischen Daten von etwa 40 deutschen und darüber hinaus von europäischen Stationen über mehrere Jahrzehnte von speziellen Parametern beliefert, u.a. der Globalbeleuchtungsstärke, die über einen Algorithmus aus der Globalstrahlung berechnet wurde. Auch im Fall des Dahlenburg-Deals lieferte der DWD das meteorologische Datenmaterial. Kundenkontakte bestehen auch zu britischen Firmen, von denen eine zum Ende 2001 eine Internet-Handelsplattform für Wetterderivate eingerichtet hat. Innerhalb des Deutschen Wetterdienstes wird die Entwicklung des Wetterderivatemarktes von den Außenstellen der Geschäftsfelder Medien- und Vorhersagekunden sowie Klima- und Umweltberatung in Hamburg näher beobachtet.

### Derzeitige Entwicklungsprobleme

Derzeit werden die Entwicklungsprobleme des Wettermarktes im Fehlen allgemeingültiger Bewertungsrichtlinien z.B. im Rahmen des Pricing und Risikomanagements gesehen. Darüber hinaus werden bei den meteorologischen Daten u.a. die Kosten als markthemmend angesehen. Auch fehlt ein verbreitetes Know-how. Die Informationspolitik aller Beteiligten ist derzeit noch gering. Der Wetterderivatemarkt ist ein junger Markt, der noch eine geringe Liquidität aufweist, dem es an Markttransparenz und -akzeptanz mangelt. Doch werden alle diese Probleme von Insidern als lösbar erklärt.

Stand: Januar 2002

Anschrift des Autors:

Dipl.-Met. Wolfgang Riecke, DWD-RGB-Hamburg, Frahmredder 95, 22393 Hamburg

M. GEBAUER

## Der Orkan im Herbst 2001

Herbst 2001 – der September in Norddeutschland viel zu naß, dafür der Oktober mehr golden und mild – es war ein eher ruhiges Wetter. Herbststürme blieben noch aus. Pünktlich Ende Oktober, am Mittwoch, dem 31. des Monats, war vom Nordatlantik ein Sturmtief herangezogen. Sein Kern lag in den Mittagsstunden über Südschweden und am Abend über der schwedischen Ostseeküste. Die Kaltfront (über Südschweden – Mecklenburg – Niedersachsen) überquerte Norddeutschland in der 2. Tageshälfte (Abb. 1).

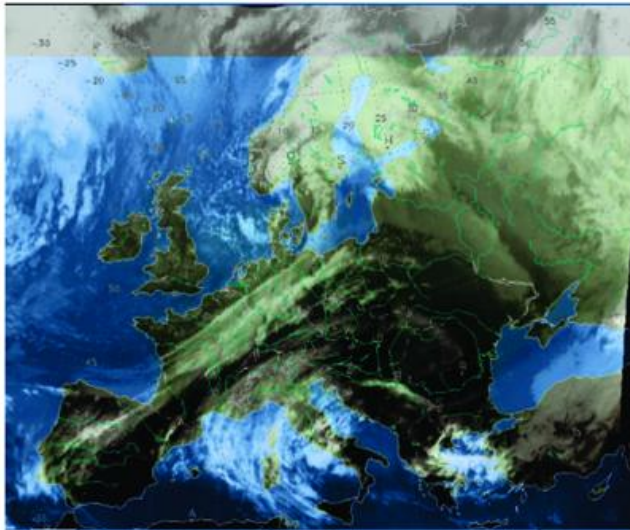


Abb. 1: METEOSAT-IR-Bild vom 31.10.2001, 12:30 UTC.

Schon im Warmsektor wehte ein kräftiger Südwestwind mit stürmischen Böen, an der Kaltfront und auf ihrer Rückseite kam der Sturm, angefacht durch den starken Anstieg des Luftdrucks, erst richtig in Fahrt.

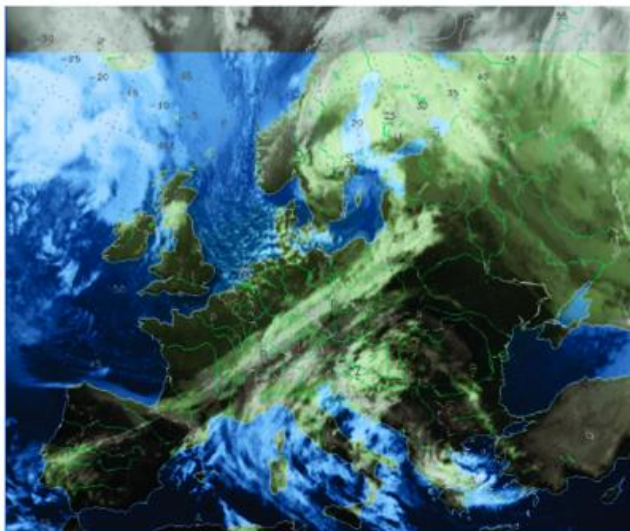


Abb. 2: METEOSAT-IR-Bild vom 31.10.2001, 18:00 UTC.

Mit heftigen Regenschauern und orkanartigen Windböen folgten von der Nordsee noch Tröge (Abb. 2), die in der labil geschichteten Meeresluft zu unweatherartigen Bedingungen führten. Denn die Laubbäume waren fast noch vollständig belaubt und fühlten den vollen Winddruck der Böen.

Die numerischen Vorhersage-Modelle des deutschen Wetterdienstes wie auch die des britischen und französischen Wetterdienstes sahen übereinstimmend vor, dass der stärkste Luftdruckgradient rückseitig der Kaltfront und im Höhentrog sich von der Deutschen Bucht über Süddänemark, Schleswig-Holstein, Elberaum weiter über die Ostsee mit der mecklenburgischen Küste bis in das Gebiet zwischen Südschweden und Rügen bewegen würde – und so geschah es auch: Die Anstiegstendenzen von maximal 7 hPa in 3 Stunden rückseitig des Höhentrog und Falltendenzen von etwa 3 hPa vor der Kaltfront veranlassten die Herausgabe einer Unwetterwarnung vor orkanartigen Windböen mit vereinzelt Orkanböen für die deutschen Küstengebiete.

Der trockene Bereich, dry slot, über der Ostseeküste Schwedens hinter Tiefkern und Kaltfront (Abb. 3), markiert einen Bereich hoher potentieller Vorticity. Seine Form zeigt uns das Reifestadium der Zyklone an. Tatsächlich wurde der tiefste Kerndruck von unter 975 hPa in der Nacht auf den 1. November erreicht.

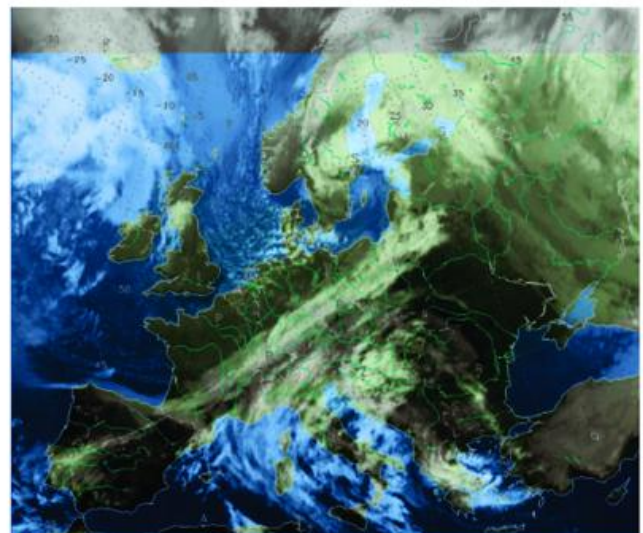


Abb. 3: METEOSAT-Wasserdampf-Bild vom 31.10.2001, 18:00 UTC.

Das Ergebnis nach Durchgang von Kaltfront und Höhentrog: Windböen in Orkanstärke wurden in der Wesermündung und auf der Greifswalder Oie, sowie in Neubrandenburg und bei Arkona gemessen, orkanartige Windstärken auch in Rostock-Warnemünde (Abb. 4 und 5).



Abb. 4: maximale Windgeschwindigkeiten (Böen) in Knoten am 31.10.2001, in der Zeit 12 bis 18 UTC.

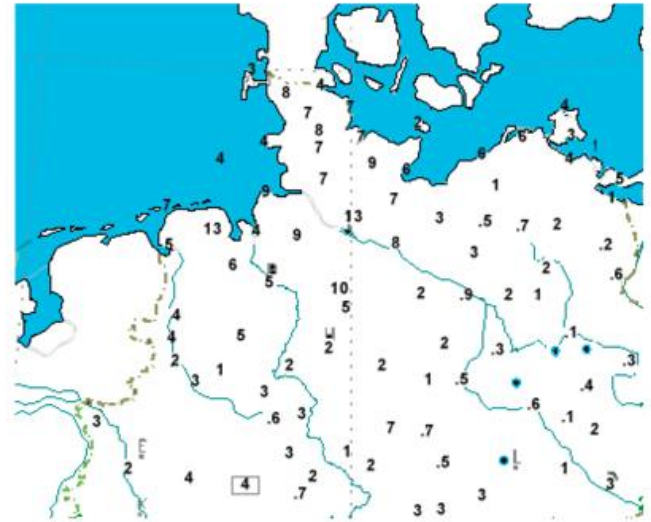


Abb. 6: Niederschlagssumme in l/m<sup>2</sup> der Zeit 31.10.06 UTC bis 01.11.06 UTC.



Abb. 5: maximale Windgeschwindigkeiten (Böen) in Knoten am 31.10.2001, in der Zeit 18 bis 24 UTC.

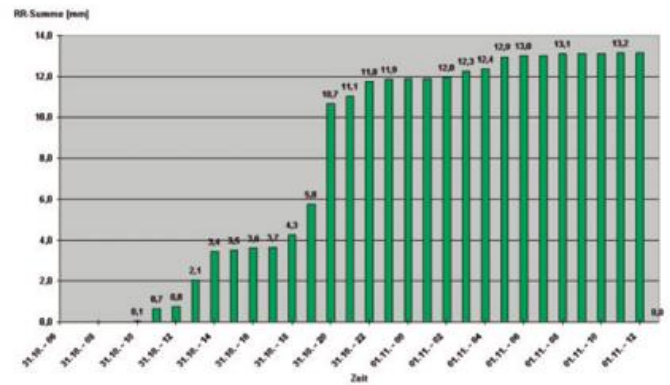


Abb. 7: Niederschlagssumme in l/m<sup>2</sup> der Zeit 31.10.06 UTC bis 01.11.06 UTC.

Da diese Windmessungen nur Stichproben aller aufgetretenen Windwerte darstellen, ist durchaus anzunehmen, dass auch an anderen Stellen des deutschen Küstengebietes Orkanstärke und orkanartige Windstärke auftraten. Der Schadensumfang hielt sich aber glücklicherweise in Grenzen – in den Medien wurde von umgestürzten Bäumen berichtet.

Die Kaltfront und der nachfolgende Höhentrog gingen einher mit Schauern von kurzzeitig erheblicher Intensität und auch mit einzelnen Gewittern. Allerdings entwickelten sich die heftigsten Niederschläge nur in einer regional begrenzten Zone.

Die abgebildete MAP-Darstellung (MAP ist ein Softwaresystem zur Darstellung meteorologischer Daten, der Daten-Präsentation und grafischer Flächendarstellungen am Meteorologen-Arbeitsplatz) zeigt, dass vor allem die norddeutschen Bereiche zwischen ostfriesischen Inseln, Elbe-Weser-Dreieck und Nordheide

bis zum westlichen Oberlauf der Elbe bei Boizenburg mit 5 bis 15 mm in 24 Stunden (Abb. 6) betroffen waren.

Diese Niederschläge fielen allerdings in deutlich kürzeren Zeiträumen, wie es sich in den stündlichen Niederschlagssummen widerspiegelt, die an der Wetterstation Hamburg-Fuhlsbüttel des Deutschen Wetterdienstes (Abb. 7) gemessen wurden.

Hamburg wurde von der Kaltfront zwischen 13 und 14 UTC mit etwa 3 mm Niederschlag passiert, dann gab es bis 17 Uhr nur kurze Schauer bei hohen Windgeschwindigkeiten. Erst 18 bis 20 UTC überquerte das intensive Niederschlagsgebiet des nachfolgenden Höhen- und Bodentrog den Hamburger Raum (Abb. 7). In kräftigen Schauern wurden Niederschlagsraten von mindestens 5 mm/h erreicht.

Rechtzeitig gewarnt, richteten die unwetterartigen Windböen, die in dieser Zeit mit Windstärke 10 bis 12 Bft auch im Binnenland (z. B. Neubrandenburg, Abb. 5) gemessen wurden, keine extremen Schäden an.

Anschrift des Autors:  
 Dipl.-Met. Manfred Gebauer, DWD-RZ-Hamburg,  
 Jenfelder Allee 70 A, 22043 Hamburg

## Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1998

### Universität Bayreuth

#### Diplom-Hauptprüfungen im Jahre 1994

Am Lehrstuhl Ökologische Chemie und Geochemie

KÖMP, Peter: Entwicklung und Charakterisierung eines kontinuierlichen Formaldehyd-Meßgerätes auf der Basis der Hantzsch-Reaktion.

HAHN, Michael Klaus: Aufbau eines kontinuierlichen CO-Meßgerätes auf der Basis der HgO-Methode und Beziehungen zwischen CO und O<sub>3</sub> am Beispiel einer Meßreihe im Nordalpenraum 1994.

WOLF, Peter: Vertikalprofile leichtflüchtiger Kohlenwasserstoffe im Nordalpenraum.

#### Diplom-Hauptprüfungen im Jahre 1998

Am Institut für Terrestrische Ökosystemforschung

WRZEXINSKY, Thomas: Sommerlicher Nebel im Fichtelgebirge: Häufigkeit und chemische Zusammensetzung.

### Freie Universität Berlin

#### Habilitation

WERNER, Peter Christian: Klimatologische Extreme und ihr Zusammenhang mit der Zirkulation.

#### Dissertationen

ARMBRUSTER, Wolfgang: Fernerkundung wolkenmikrophysikalischer Parameter aus rückgestreuter Sonnenstrahlung.

BAERENS, Christiane: Extremwasserstandsereignisse an der deutschen Ostseeküste.

BIELE, Jens: Polare stratosphärische Wolken: Lidar-Beobachtungen, Charakterisierung von Entstehung und Entwicklung.

BRAESICKE, Peter: Modellstudien zur Ausbreitung und Dissipation tropischer Wellen unter Berücksichtigung ihrer Transporteigenschaften.

NISSEN, Katrin: Die Bedeutung der Konvektion für die Variabilität in der tropischen Stratosphäre – im Vergleich

zur Rolle von vertikaler Auflösung und Strahlung: Simulationen mit einem globalen Zirkulationsmodell.

WITT, Helge: Die spektralen und räumlichen Eigenschaften von Fernerkundungssensoren bei der Ableitung von Landoberflächenparametern.

#### Diplom-Hauptprüfungen

ALBERT, Peter: Möglichkeiten der Bestimmung atmosphärischen Wasserdampfes aus rückgestreutem Sonnenlicht in bewölkten Atmosphären.

ALBRECHT, Torsten: Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantischen Ozean und ihre Auswirkungen auf das Wetter in Berlin.

BLUMENTHAL, Barbara: Ein einfaches autoregressives Modell zur Temperaturvorhersage bis zu 24 Stunden.

ASSENG, Hagen: Erprobung, Weiterentwicklung und Anwendung des neuen Sonnenaureolen-Filter-Radiometers SAFIR.

FRIEDT, Thomas: Das ENSO-Phänomen und seine Auswirkungen auf das Klima Skandinaviens.

GERECHT, Christian: Das ENSO-Phänomen und seine Auswirkungen auf das Berliner Klima.

HEISE, Stefan: Die Auswirkungen der tropischen QBO auf das Wetter in Berlin.

KÄHNE, Britta: Die sommerliche Ozonbelastung in Abhängigkeit von den Luftmassen im Berliner Raum.

KUHLBRODT, Till: Punktwirbeldynamik und ihre Anwendung auf das Blocking-Phänomen.

LAMPRECHT, Tanja: Prognosen der stündlichen Sonnenscheindauer bis zu 6 Stunden mit Hilfe der MARKOV-Kette für Berlin.

MEITZNER, Sabine: Der Monsun über Indien. Grundlagen und Trends.

OEHMICHEN, Grit: Retrospektive Untersuchung zum Einfluß von Temperatur und Globalstrahlung auf ausgewählte Körperfunktionen und -parameter.

PIEL, Antje: Eine Untersuchung von sehr kalten Perioden in der Stratosphäre der Nordhemisphäre im Winter unter Berücksichtigung der Nordatlantischen Oszillation.

SEMMLER, Tido: Vergleich zweier Immissionsmodelle für Straßenschluchten.

TITZ, Sven: Die Bedeutung der Helizität in der Konvektion aus der Sicht der Nambu-Mechanik als einer verallgemeinerten Hamiltonschen Theorie der Hydrodynamik.

WENG, Reinhard: Vegetationsparameterisierung in einem PBL-Modell und ihr Test anhand meteorologischer Routinebeobachtungen.

WISNIEWSKY, Marco: Inhaltsstoffe von Niederschlägen in Berlin-Dahlem 1953-96. Analyse und Bewertung einer langjährigen Meßreihe am Albrecht-Thaer-Weg.

ZEUSCHNER, Bernd: Test des neuartigen statistischen Prognoseverfahrens CART (Classification As Regression Tree).

ZÖLLNER, Mathias: Die Bénard-Konvektion unter besonderer Beachtung der synergetischen Theorie.

### Universität Bonn

#### Dissertationen

DRUSCH, Matthias: Fernerkundung von Landoberflächen mit multispektralen Satellitendaten.

GROSS, Patrick: Untersuchung der steuernden Prozesse bei der Niederschlagsbildung an Fronten.

KIM, Kyeong-Hoan: Untersuchungen der Klima-anomalien in Korea während der Gelbsandstürme.

LANGER, Robert E.: Beurteilung und Bewertung von Distrometersystemen mit Hilfe von zwei Modellen: Beispiel Joss-Waldvogel-Distrometer.

TRAMOSLJANIN, Milan: Untersuchungen zum Aufbau und zur Entwicklung außertropischer Zyklonen und Antizyklonen mit Hilfe von quasigeostrophischen nichtlinearen analytischen Modellen.

#### Diplom-Hauptprüfungen

GRIMM, Ute: Modellierung von METEOSAT Strahldichten aus archivierten Feldern des Lokalmodells (LM) des Deutschen Wetterdienstes.

HAASE, Günther: Simulation von Radarmessungen mit Daten des Lokalmodells.

HAGENBROCK, Reinhard: Entwicklung eines massenkonsistenten Modells mit approximativer Balance.

HÜBL, Peter: Entwicklung eines optimierten Verfahrens zur Bestimmung des Niederschlags über dem Ozean aus Satellitendaten.

JABLONOWSKI, Christiane: Test der Dynamik zweier globaler Wettervorhersagemodelle des Deutschen Wetterdienstes: Der Held-Suarez Test.

LÖHNERT, Ulrich: Bestimmung von Gesamtwasserdampf und Gesamtwolkenwasser anhand von PAMIR-Messungen in Bonn.

THIEMANN, Claudia: Ableitung von Stabilitätsindizes aus METEOSAT Second Generation (MSG) Daten mit Hilfe von neuronalen Netzen.

---

#### Universität (TH) Cottbus

---

Für das Jahr 1998 wurden keine Examina gemeldet.

---

#### Universität Dresden

---

##### *Dissertation*

FRÜHAUF, Cathleen: Verdunstungsbestimmung von Wäldern am Beispiel eines hundertjährigen Fichtenbestandes im Tharandter Wald.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

HALECKER, Thomas: Ableitung von Wolkeneigenschaften für die Niederschlagsbestimmung aus Satellitendaten (Meteosat Zweite Generation).

MELLMANN, Patricia: Die Bedeutung der Speicherterme bei zeitlich hochauflösender Verdunstungsbestimmung am Beispiel der Ankerstation Tharandter Wald.

PODLASLY, Christian: Vergleich der für unterschiedliche Satellitensysteme modellierten, kurzweiligen Strahlungsbilanz am Erdboden für wolkenlose Atmosphären am Beispiel des Erzgebirges.

REISSIG, Thomas: Orographische Wolken im Erzgebirge bestimmt mit Hilfe von Satellitendaten (Meteosat):

SCHWIEBUS, Angela: Die Wärmebilanz einer landwirtschaftlichen Fläche am Beispiel eines Weizenfeldes.

SEEGERT, Jörg: Die interannuale Variabilität des Wasserhaushaltes des hydrometeorologischen Experimental-

einzugsgebietes Wernersbach vor dem Hintergrund unterschiedlicher forstlicher Nutzung.

SIEMENS, Katja: Sensitivitätsanalyse der landnutzungsabhängigen Parameter des Wasserhaushaltsmodells BROOK90.

SURKE, Michaela: Modellierung der Interzeption für Fichte im Tharandter Wald.

---

#### Universität Frankfurt am Main

---

##### *Dissertation*

SHELL, Dieter: Untersuchungen zur Durchmesserabhängigkeit der Lösungskonzentration von Wolkentropfen.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

KRUMSCHEID, Christopher: Photolyse und Quantenausbeute von COCIF im Wellenlängenbereich von 210 bis 248 nm.

MÜLLER, Melanie: Vertikalverteilung von langlebigen Spurengasen in der polaren Stratosphäre.

STAEGER, Tim: Statistische Analyse des ENSO- und Vulkanismus Signals in Klima-Zeitreihen.

WETTER, Thomas: Messungen des CO- und H<sub>2</sub>-Mischungsverhältnisses im Winter 1996/97.

---

#### Universität Freiburg

---

##### *Dissertationen*

ALBOLD, Astrid: Untersuchungen zum ultravioletten Strahlungstransfer im alpinen Gelände.

FRITSCH, Jürgen: Energiebilanz und Verdunstung eines bewaldeten Hanges im Hochschwarzwald.

HABERFELD-MENDELS, Elke: Stadtklimarelevante Analyse der Durchlüftungsverhältnisse einer Küstenstadt – dargestellt am Beispiel Tel Aviv/Israel.

GWEHENBERGER, Johann: Schadenpotential über den Ausbreitungspfad Atmosphäre bei Unfällen mit Tankfahrzeugen zum Transport von Benzin, Diesel, Heizöl oder Flüssiggas.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

BRIEGER, Ulrich: Vertikalprofil von Energieflüssen am Ostrand des Oberrheingraben.

KAISER, Thomas: Witterungsinformationen aus Jahrringen.

SCZEPANSKI, Patrick: Lufthygienische Unterschiede zwischen Stadt und Wald.

TRÜTZLER, Joachim: Witterungsstreß auf Buchenwälder in Mitteleuropa.

---

#### Universität Göttingen

---

##### **Institut für Bioklimatologie**

##### *Dissertation*

MARQUES, Margarida: Eintrag von luftgetragenen partikelgebundenen Spurenstoffen in Wälder und durch trockene Deposition.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

GROS, Dirk: Eddy Korrelationsmessung an einem Hang.

JAEKEL, Tilman: Bewertung und Korrektur von Profilmessungen über einem Fichtenbestand im Solling.

---

#### Universität Hamburg

---

##### *Dissertationen*

BACHER, Andreas: Variability on decadal scales in Pacific sea surface temperatures and atmosphere ocean interaction in the coupled general circulation model ECHAM/OPYC3.

ECKERT, Christian: On predictability limits of ENSO: a study performed with a simplified model of the Tropical Pacific ocean-atmosphere system.

GUESS, Stefan: Cyclo-stationary maximum cross-covariance analysis concept and application for the assessment of the predictability of a lake ecosystem from meteorological variables.

HAGEMANN, Stefan: Entwicklung und Parameterisierung des lateralen Abflusses für Landflächen auf der globalen Skala.

HEIMBACH, Patrick: Use of ocean wave spectra retrieved from ERS-1 SAR wave mode data for global modelling.

HERZOG, Michael: Simulation der Dynamik eines Multikomponentensystems am Beispiel vulkanischer Eruptionswolken.

KAMINSKI, Thomas: On the benefit of the adjoint technique for inversion of the atmospheric transport employing Carbon Dioxide as an example of passive tracer.

KLEIDON, Axel: Wurzeln und Klima: Bestimmung ihrer Bedeutung durch Modellsimulationen. (Roots and climate:

Assessing their role with model simulations).

KLUGMANN, Dirk: Messung von Niederschlag und Vertikalwind in der unteren Atmosphäre mit Millimeterwellen-Doppler-RADAR-Profilern.

SCHULZ, Jan-Peter: On the role of the land surface representation and numerical coupling to the atmosphere for the simulated climate of the global ECHAM4 model.

SEPT, Vladimir: Untersuchung der Gewitteraktivität im süddeutschen Raum mittels statistisch-dynamischer Regionalisierung.

TIMM, Rüdiger: Messungen zur Wolkenmikrophysik in arktischen Kaltluftausbrüchen.

WALTER, Bernadette: Development of a process-based model to derive Methane emissions from natural wetlands for climate studies.

#### *Diplom-Hauptprüfungen*

CARSTENSEN, Maïke: Erkennung der Phase polarer stratosphärischer Wolken aus SAM-II-Messungen.

DAMMANN, Knut W.: Ableitung des Vertikalprofils der Temperatur aus multispektralen Messungen mit einem Interferometer.

FESER, Frauke: Dekadische Variabilität der gekoppelten troposphärischen und stratosphärischen Zirkulation.

FRANZKE, Christian: Variabilität zweier Stormtracks in einem vereinfachten Atmosphärenmodell.

GROEHN, Inga: Struktur und Vertikalzirkulation an markanten Fronten in den unteren 250 m der atmosphärischen Grenzschicht – untersucht anhand von Turmmessungen.

HOLST, Thomas: Untersuchungen über das Verhalten des Vaisala Radiosondensystems DigiCORA MW15.

KIRCHGÄSSNER, Amélie: Zyklogen über der Arktis.

LOOF, Birthe, C.: Das Klima in China: eine Diskussion anhand ausgewählter Paläo-Klimasimulationen.

MERKEL, Ute: Die Sensitivität der Atmosphäre bezüglich extratropischer SST-Anomalien.

OLDELAND, Ingo: Eine Windstatistik für die unteren 250 Meter der planetarischen Grenzschicht über Hamburg und Fallstudien extremer Windereignisse.

PAPKE, Frank: Abschätzungen von Regenraten aus Meteosat Daten in den mittleren Breiten.

POHLMANN, Sophie: Wolken über Meer und Eis im Bereich der Grönlandsee und Barentssee – untersucht anhand von NOAA-Satellitenbildern.

SIEVERS, Oliver: Analogvorhersage von tropischen Zyklonenbahnen mit einem selbst-adaptierenden Modell.

WICHTENDAHL, Sandra: Vertikale turbulente Flüsse innerhalb und außerhalb von Wolken.

---

#### **Universität Hannover**

---

##### *Habilitation*

MUSCHINSKI, Andreas: Die ersten Momente der Varianz- und Kreuzspektren von standard- und interferometrischen Clear-Air-Doppler-Radar Signalen.

##### *Dissertationen*

BUSCH, Udo: Eine Parametrisierung zur Erkennung von Starkwind- und Sturmweatherlagen in globalen Klimasimulationen.

HOFMANN, Michael: Untersuchungen zur atmosphärischen Turbulenz über arktischem Meereis mit der Hubschrauberschleppsonde HELIPOD.

NIELINGER, Jost: Kopplung numerischer Simulationsmodelle zur Regionalisierung von Ergebnissen globaler Klimaszenarienrechnungen.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

BUSCHMANN, Nicole: Inverse Modellierung von konvektiven Niederschlägen.

DORN, Wolfgang: Vergleichende Untersuchungen von Beobachtungen und ECHAM3/T42 – Klimamodellsimulationen.

HARTMANN, Uwe: Numerische Simulationen der Ausbreitung von Luftbeimengungen in Straßenschluchten mit dem Modell Miskam - Sensitivitätsstudie und Anwendung.

KRIEGSMANN, Arne: Validierung eines hochaufgelösten Meereismodells für das Weddellmeer mittels SAR-Daten.

PAULAT, Saskia: Numerische Simulation zum regionalen Staubtransport im Raum Hannover.

SCHRÖTER, Michael: Grobstruktursimulation von Flugzeugmessungen in der konvektiven Grenzschicht.

STUMPF, Birgit: Eindimensionale Modellierung der atmosphärischen Grenz-

schicht unter Einbeziehung von bodennahen Wind- und Temperaturinformationen.

---

#### **Universität (TH) Karlsruhe**

---

##### *Dissertationen*

BALDAUF, Michael: Die effektive Rauigkeit über komplexem Gelände – Ein störungstheoretischer Ansatz.

HANNESEN, Ronald: Analyse konvektiver Niederschlagssysteme mit einem C-Band Dopplerradar in orographisch gegliedertem Gelände.

KOSSMANN, Meinolf: Einfluß orographisch induzierter Transportprozesse auf die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht und die Verteilung von Spurengasen.

##### *Diplom-Hauptprüfungen*

ASCHENBRENNER, Ingolf: Formulierung der Randbedingungen in genesteten numerischen Simulationsmodellen.

BAUMHAKL, Michael: Bestimmung turbulenter Flüsse in der Entrainmentzone über Land und über See.

EISEN, Olaf: Einfluß von Rinnen im Meereis auf Energiebilanz und Eisproduktion im Weddellmeer.

FIETZE, Steffen: Messungen stratosphärischer Spurengase mit einem bodengebundenen IR-Spektrometer in Kiruna im Winter 1996/97: Vergleich der Ergebnisse mit den ILAS-Messungen.

FÖRSTNER, Jochen: Entwicklung der Grundversion eines kompressiblen mesoskaligen atmosphärischen Modells für Parallelrechner.

HORLACHER, Volker: Orographisch induzierte Sekundärzirkulationen und deren Einfluß auf den Spurenstofftransport.

HUSTER, Stefan M.: Bau eines automatischen Sonnenverfolgers für bodengebundene IR-Absorptionsmessungen.

KUNZ, Michael: Niederschlagsmessung mit einem vertikal ausgerichteten K-Band FM-CW Dopplerradar.

LIEDLE, Christina: Entwicklung und Erprobung eines optischen Tropfenspektrometers.

MEIS, Jon: Analyse konvektiver Vertikalbewegungen anhand von Segelflugmessungen.

MILZ, Mathias: Objektive und automatisierte Bewertung von gemessenen Infrarotspektren und Residuenspektren.

PALACIO SESÉ, Pablo: Mesoskalige Zirkulationen zwischen Castilla-La Mancha und Spaniens Mittelmeerküste während EFEDA'91 und EFEDA'94.

PFEFFERLE, Holger: Struktur von Gewitterfronten in Südwestdeutschland.

ROTERMUND, Carsten: Behandlung offener Ränder in mesoskaligen Modellen.

RUMMEL, Udo: Untersuchung einer dynamisch induzierten Sekundärzirkulation in orographisch gegliedertem Gelände.

SCHADY, Arthur: Modellierung von Aerosolprozessen mit KAMM/DRAIS.

SEIFERT, Axel: Ein neues Differenzenverfahren zur Berechnung der Transporte in einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell der mittleren Atmosphäre.

STOWASSER, Markus: Bestimmung von CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O und HDO Höhenprofilen aus MIPAS-B Daten.

---

#### Universität Kiel

Aus dem Jahr 1997 sind folgende *Diplom-Hauptprüfungen* nachzutragen:

ADAMS, Markus: Dreidimensionaler Mikrowellenstrahlungstransport in Niederschlagsgebieten.

von BREMEN, Lüder: Iterative Ableitung von Feuchteprofilen aus simulierten AMSU-Daten mit Empirischen Orthogonal-Funktionen.

HILMER, Michael: Numerische Untersuchungen des Einflusses atmosphärischer Antriebsfelder in Simulationen der Grenzfläche Atmosphäre – Eis – Ozean in der Arktis.

STANGE, Jens: EOF-Analyse der Feuchteprofile.

WINDMÜLLER, Mieke: Untersuchung von atmosphärischen Reanalysedaten im Weddellmeer und Anwendung auf ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell.

#### Dissertation

FÜG, Carsten: Validierung des hydrologischen Zyklus des BALTEX-Gebietes im Regionalmodell REMO mit Mikrowellenbeobachtungen vom Satelliten aus.

#### Diplom-Hauptprüfungen

BERNDT, Hauke: Das mesoskalige Modell REMO: Studie zu Niederschlag und Oberflächenabfluß in polaren Breiten.

CLEMENS, Marco: Sensitivitätsstudien der im REMO implementierten Parametrisierungen des EM/DM und des ECHAM4.

ERDMANN, Astrid: Nutzung der adjungierten Formulierung des Strahlungstransports zur Beschleunigung iterativer Invertierungsverfahren im Mikrowellenbereich.

MALZAHN, Sven: Analyse der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Wasserdampfes über dem Nordatlantik.

MEYER, Cordula: Simuliertes und beobachtetes Meereisalter in der Arktis.

OSTER, Fromut: Intensität und Verteilung der Albedo über der bewölkten Arktis.

RIEPE, Matthias: Untersuchung der Nordatlantischen Oszillation.

SCHEIRER, Ronald: Bestimmung von Feuchteprofilen mit Neutronalenetzen aus simulierten AMSU-Daten.

SCHULZE, Jürgen: Verifizierung von REMO-Parametern im BALTEX-Gebiet während der PIDCAP-Periode unter Verwendung von SYNOP-Daten.

VOSS, Stefan: Variabilität der Meereisdecke im Weddellmeer in Modell- und Satellitendaten.

WILKER, Henning: Der Einfluß von Wolken auf die Strahlungsbilanz in der Ostseeregion.

---

#### Universität Köln

##### Diplom-Hauptprüfungen

FRIESE, Elmar: Sigma: Ein dynamischer Kern für Modelle planetarer Atmosphären.

KANERA, Simone: Die Bestimmung der trockenen Deposition in einem mesoskaligen Chemie-Transport-Modell (EURAD).

KLASEN, Dagmar: Stratosphärisch-troposphärischer Austausch im Bereich eines Kaltlufttropfens – Analyse von Meß- und Modelldaten.

KLAWA, Mathias: Ursachen für die Änderungen der transienten Wellen in einem anthropogen veränderten Klima.

KLOOCK, Martin: Die Berechnung der potentiellen Vorticity – Interpolation der Basisgrößen vom isobaren ins isentrope Koordinatensystem.

KOWOL-SANTEN, Johanna: Numerische Analysen von Transport- und Austauschprozessen in der Tropopause der mittleren Breiten.

KRÜGER, Andreas: Nachweis des Zusammenhangs zwischen Stormtrackaktivität und Bodengrößen (Wind, Niederschlag) für Mitteleuropa durch eine SVD-Analyse.

SALZMANN, Marc: Adaptive Gitterverfeinerung für ein Chemietransportmodell.

TEUCHERT, Dorle: Einfluß der räumlichen Variabilität meteorologischer Grenzschichtparameter auf simulierte Wind- und Schadstoffverteilungen.

WINTER, Nicola: Boxmodellstudien zur Chemie der Tropopause: Die Sensitivität der Ozonproduktionsrate gegenüber Störungen der Hintergrundchemie.

---

#### Universität Leipzig

##### Promotion

RIBMANN, Jürgen: Der Einfluß langwelliger Strahlungsprozesse auf das bodennahe Temperaturprofil.

##### Diplom-Hauptprüfungen

WALLENHAUER, Silke: Bestimmung spektraler Streukoeffizienten atmosphärischer Aerosole aus Lidarmessungen.

SCHIMANG, Heike: Charakterisierung der arktischen Grenzschicht aus Sodar-Daten der „Arctic Ocean Expedition 1996“ (AOE-96).

HENNING, Sylvia: Aerosolgrößenverteilung im Übergangsbereich zwischen freier Troposphäre und planetarer Grenzschicht.

FRANKE, Kathleen: Räumliche und zeitliche Korrelation der Solarstrahlung auf unterschiedlich orientierten Flächen in Sachsen.

---

#### Universität Mainz

##### Habilitationen

BORRMANN, Stephan: The Aerosol in the Tropopause Region and the Lower Stratosphere: An In-Situ Measurement Perspective on Microphysics and Heterogeneous Chemistry.

##### Dissertationen

KANDBINDER, Thomas: Bodenrandbedingungen in mesoskaligen Klimamodellen.

SPRENGARD-EICHEL, Cornelia: Die wasserlösliche Fraktion atmosphärischer Aerosolpartikel: Anteil und Zusammensetzung im Radiusbereich 0,2 bis 2,0  $\mu\text{m}$ .

*Diplom-Hauptprüfungen*

KANDLER, Konrad Zsolt: Größenverteilung unlöslicher Bestandteile der Naßdeposition bei Advektion subtropischer Luftmassen.

PRETZER, Cornelia: Entstehungsmechanismen sowie zeitliche und räumliche Verteilung des maritimen Aerosols – Eine Literaturstudie –.

SCHÄFER, Harald: Meteorologische Analyse für Spurengasmessungen am Observatorium Izaña (Teneriffa) unter Verwendung von Rückwärtstrajektorien.

---

**Universität München**

*Promotionen:*

FEIGL, Christian: Aufbau und Charakterisierung eines Meßsystems für  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$  und  $\text{NO}_y$ : Laboruntersuchungen und Einsatz in der unteren arktischen Stratosphäre.

FRECH, Michael Claus: Turbulente Austauschprozesse über heterogenen Landoberflächen.

FUENTES HUTFILTER, Ursula: Statistisch-dynamische Regionalisierung auf der Basis einer Klassifikation synoptischer Entwicklungen.

KUHN, Marion: Das Aerosolmeßsystem „Multiangle Aerosol Spectrometer Probe“: Charakterisierung des Systems und mikrophysikalische Messungen in der Atmosphäre.

LEUTBECHER, Martin: Die Ausbreitung orographisch angeregter Schwerkwellen in die Stratosphäre. Lineare Theorie, idealisierte und realitätsnahe numerische Simulation.

VÖLGER, Peter: Mehrfachstreuung und Depolarisation bei Rückstreu-LIDAR-Messungen in Aerosolpartikelschichten – numerische Simulationen.

*Diplom-Hauptprüfungen*

BOY, Michael: Globale Verteilung halogenierter Kohlenwasserstoffe in der Stratosphäre: Meßdaten im Vergleich mit einem 2-D-Modell.

BRIEGER, Ulrich: Vertikalprofil von Energieflüssen am Ostrand des Oberrheingrabens.

HEIGL, Markus: Gebirgswellen über Nordskandinavien: eine Fallstudie mit Flugzeugmessungen und mesoskaligen Simulationen.

KNIFFLER, Annette: Hydraulische Experimente zur Um- und Überströmung von Orographie unter Verwendung des Flachwassermodells im rotierenden Kanal.

PLONNER, Monika: Wechselwirkung zweier Wirbel im quasigeostrophischen Zweischichtenmodell.

RACZ, Zsuzsanna: Die Dynamik von Hitzetiefs.

REICHMANN, Fritz Wolf: Inertial waves, geostrophic adjustment and the Jovian Great Red Spot.

RIEGER, Doris Manuela: Untersuchung der Strömung im Zwischenraum doppelschaliger Fassaden.

SALGIN, Meral: Darstellung der 30-60-Tage-Welle mit Hilfe von CISK-ähnlichen Theorien.

SCHMID, Heidemarie: Clear-Air Turbulence bei Südföhn – Eine Fallstudie.

STEINWAGNER, Jörg: Fernerkundung der Windgeschwindigkeit über See mit dem TRMM Microwave Imager.

---

**Universität München (Weihenstephan)**

*Dissertation*

WINTERHALTER, Martin: Die Bestimmung turbulenter Flüsse am Meßturm Schachtenau im Nationalpark Bayerischer Wald – Ein Vergleich mikrometeorologischer Methoden.

*Diplom-Hauptprüfung*

HENNEBERGER, Alexandra: Pilotstudie zu Untersuchungen über die Einflüsse definierter Wetterparameter und -situationen auf die körperliche Leistungsfähigkeit während standardisierter Belastung.

---

**Universität Graz**

*Habilitation*

LADREITER, Hans Peter: Mathematische Verfahren zur Datenanalyse und zur Prüfung der Effizienz geophysikalischer Meßkonfiguration.

*Dissertationen*

RIEDER, Markus: Microwave sounding of atmospheric water vapour and tem-

perature for improved understanding of the Earth's hydrological cycle.

SMEJKAL, Andreas: Vergleich geophysikalischer Prozesse auf Erde und Venus 16.06.1998.

KARGL, Günter: Physical processes on the surface of a cometary nucleus: Experimental investigation on the influence of organic constituents of the thermal properties.

STEINER, Andrea: High resolution sounding of key climate variables using the radio occultation technique.

*Diplom-Hauptprüfungen*

HIEBLER, Sabine D.: IASI-New Aspects in Infrared Atmospheric Sounding 11/98.

WEISZ, Elisabeth: Kalman-Filter Analysis of Meteorological Data.

---

**Universität Innsbruck**

*Diplom-Hauptprüfungen*

TRAUNMÜLLER, Wolfgang: Untersuchung der ageostrophischen Windkomponenten im Zusammenhang mit Frontogenese.

TROGER, Werner: Die Einbeziehung des österreichischen Blitzortungssystems ALDIS in die meteorologische Analyse von Gewittern.

EGGER, Klaus: Bestimmung der optischen Aerosoldicke mit einem Aktinometer und Vergleich der gemessenen Solarstrahlung zwischen 300nm und 525nm mit simultanen Spektrometernmessungen unter Berücksichtigung des Zirkumsolarlichtes.

BUCHAUER, Markus: Idealisierte 3-d Simulationen zu Gap Wind.

WEIS, Monika: Kritische Betrachtung der abgesetzten Niederschlagsformen.

ZINGERLE, Christoph: Föhn am Vatnajökull, Island.

HAAG, Werner: Untersuchungen von polaren Kaltluftausbrüchen nach Mitteleuropa mit Hilfe des Konzeptes der potentiellen Vorticity.

---

**Universität Wien**

**Institut für Meteorologie und Geophysik**

*Diplom-Hauptprüfungen*

SCHMITTNER, Wolfgang: Spitzenbelastungen der Ozonkonzentration im

Großraum Wien – Analyse der meteorologischen Einflußfaktoren.

STADLBACHER, Klaus: Anwendungsmöglichkeiten der Dimensionsanalyse auf meteorologische Fragestellungen.

THUN, Thomas: Lufterlektrische Phänomene, insbesondere in Wolken.

WADSAK, Markus: Ein Beitrag zur Gewittervorhersage im Osten Österreichs.

---

#### Universität für Bodenkultur Wien

---

##### Diplom-Hauptprüfungen

KOBER, Martin: Zusammenhänge meteorologischer Parameter und Varianten der Bodenbearbeitung mit Wachstum und Entwicklung von Hanf.

LAUBÖCK, Markus Werner: Strahlungsmodellierung im Glashaas.

SCHMITTNER, Wolfgang: Spitzenbelastung der Ozonkonzentration im Großraum Wien – Analyse der meteorologischen Einflußfaktoren.

---

#### Universität Basel

---

##### Habilitation

SCHERER Dieter: Regionale Geosystemanalyse. Theorie und Beispiele.

##### Diplom-Hauptprüfungen

BLEYL, Matthias Richard: CO<sub>2</sub>-Flußmessungen auf einer landwirtschaftlichen Nutzfläche und in einem Hochmoor mit Hilfe der Eddykorrelationsmethode.

GALLACCHI, Phillip: Untersuchungen zur Optimierung und Validierung der

Methodik der Arealtypklassifikation auf der Basis von Landsat-5-TM-Satellitendaten der Region Basel.

GROEBKE, Lukas: Photogrammetrische Analyse von Sulzströmen in Nordschweden mit Hilfe eines digitalen Geländemodells.

MUSA, Marc: Modellierung des Bodewärmestromes im REKLIP-Untersuchungsgebiet mit Hilfe von Landsat-5-Daten.

---

#### ETH Zürich

---

##### Promotionen

BARTHAZY MEIER, Eszter: Microphysical Properties of the Melting Layer.

BRESCH, David: Coupled flow and SST patterns of the North Atlantic: a statistical and dynamical study.

BRUNNER, Dominik: One-Year Climatology of Nitrogen Oxides and Ozone in the Tropopause Region: Results from B-747 aircraft measurements.

GUT, Andreas: Characterisation of the soil-atmosphere exchange fluxes of nitric oxide.

LINDER, Wolfgang: Development of thunderstorms in Switzerland in relation to surface winds.

ORB, Joachim: Modelling In-Cloud Scavenging – A comparison of Measurements and Modelling Results.

POGGIO, Lionel: Use of scintillation measurements to determine fluxes in complex terrain.

RENAUD, Anne: Solar Erythral Ultraviolet Radiation: Analysis of Swiss Measurements and Modelling.

#### Examina früherer Jahre sind in folgenden Heften veröffentlicht:

Heft	Prüfungsjahrgang
meteo 0	1968
1/2 71	1969
1/2 71	1970
2 72	1971
1 73	1972
2 74	1973
2 75	1974
1 76	1975
1 77	1976
2/3 78	1977
1 79	1978
1/2 80	1979
2/3 81	1980
3/4 82	1981
1/2 83	1982
2/3 84	1983
2/3 85	1984
2/3 86	1985 1. Teil
4 86	1985 2. Teil
3/4 87	1986
4 88	1987
3/4 89	1988
3/4 90	1989
3/4 91	1990 1. Teil
1 92	1990 2. Teil
2/3/4 92	1991
4 93	1992
1/3 24	1993
4 24	1994
1/2 26	1995
3/4 26	1996
1/2 27	1997

---

#### Anschriften der Autoren dieses Heftes

PRIV.-DOZ. DR. GERHARD ADRIAN  
gerhard.adrian@dwd.de

DIPL.-MET. MICHAEL BUCHHOLD  
Michael.Buchhold@dwd.de

DIPL.-MET. GÜNTHER DOMS  
guenther.doms@dwd.de

DR. DIETER FRÜHWALD  
dieter.fruehwald@dwd.de

DR. ERDMANN HEISE  
erdmann.heise@dwd.de

DR. REINHOLD HESS  
reinhold.hess@dwd.de

DIPL.-MET. DETLEV MAJEWSKI  
detlev.majewski@dwd.de

DIPL.-MET. BODO RITTER  
bodo.ritter@dwd.de

DR. CHRISTOPH SCHRAFF  
christoph.schraff@dwd.de

PRIV.-DOZ. DR. JÜRGEN STEPELER  
juergen.steppeler@dwd.de

DR. WERNER WERGEN  
werner.wergen@dwd.de

alle: Deutscher Wetterdienst  
Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung  
Postfach 10 04 65  
63004 Offenbach a. M.

## Bezugbedingungen von promet

Herausgeber der Fortbildungszeitschrift *promet* ist der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit Sitz in Offenbach am Main. Demzufolge erhalten die Mitarbeiter (Meteorologen und Wetterberater) des DWD sowie des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr (GeophysBDBw) mit Sitz in Traben-Trarbach *promet* auf dem Dienstweg. Ferner gibt der DWD *promet* kostenlos ab an die fest angestellten wissenschaftlichen Mitarbeiter der meteorologischen Universitätsinstitute sowie meteorologischen Forschungseinrichtungen in Deutschland. Dabei verbindet der DWD die Hoffnung, daß auch dieser Empfängerkreis sich bereit erklärt, Themen zur Bearbeitung für *promet* zu übernehmen.

Die Verteilung der einzelnen Ausgaben von *promet* an die genannten Empfängerkreise erfolgt zentral durch die Bibliothek des DWD. Wenden Sie sich daher bei Nichterhalt von *promet* bitte direkt dorthin:

DWD/Bibliothek, Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main.

Personen sowie Institutionen, die nicht zu dem oben genannten Empfängerkreis gehören, können *promet* wie folgt erhalten:

- durch Kauf eines Einzelheftes,
- durch Abschluß eines Belieferungsabonnements.

Ihre Bestellung richten Sie bitte an die Bibliothek des DWD, die Sie auch über die weiteren Bezugsbedingungen sowie Preise informiert.

Abschließend sei darauf hingewiesen, daß eine Übereinkunft zwischen dem DWD und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. (DMG) Mitgliedern der DMG ermöglicht, *promet* im Rahmen ihrer Mitgliedschaft kostenfrei zu erwerben. Weitere Einzelheiten können der Internet-Seite: <http://www.dmg-ev.de> entnommen werden.

## Redaktionelle Hinweise für Autoren

### 1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum Thema des Heftes sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

### 2 Textunterlagen

#### 2.1 Textdisketten

Erstellt im Programm Word als DOC-, RTF-, TXT-Dokument oder in einem kompatiblen Programm. Zu jeder auf Diskette erstellten Seite wird ein Ausdruck benötigt.

#### 2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ..., 2, 2.1, 2.2. usw.).

#### 2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige

Vorlagen (Fotos mit Hochglanz, Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

#### 2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

#### 2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

#### 2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im *Text*: ... MÜLLER (1980) ... oder ... (MÜLLER 1980) ...

*Literaturverzeichnis*:

- Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

– *Zeitschriftenaufsatz*:

KURZ, M., 1982: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch., **35**, 21–30.

– *Buch*:

SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

### 3 Korrekturen

Autoren, die das Thema des Heftes behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

### 4 Belegexemplar, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes. Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

**Manuskriptsendungen** werden erbeten:

Deutscher Wetterdienst  
 Hauptschriftleitung Promet  
 Postfach 70 04 21  
 22004 Hamburg  
 Telefon 0 40 / 66 90-18 09  
 Telefax 0 40 / 66 90-18 02  
 E-Mail: hein-dieter.behr@dwd.de