

**Deutscher Wetterdienst**



**Annalen der Meteorologie**

**37**

**Deutsche Meteorologen-Tagung  
14. – 18. September 1998 in Leipzig**

**Band 2**

Zur Herstellung dieses Buches wurde chlor- und säurefreies Papier verwendet.

ISSN 0072-4122  
ISBN 3-88148-342-X

---

Herausgeber und Verlag:  
Deutscher Wetterdienst  
Frankfurter Straße 135  
D-63067 Offenbach am Main

**Deutscher Wetterdienst**



**Annalen der Meteorologie**

**37**

**Deutsche Meteorologen-Tagung  
14. – 18. September 1998 in Leipzig**

**Band 2**

# Abschätzung des Transportbeitrages zur Ozonbelastung mit Hilfe eines an ein Eulersches Strömungsmodell gekoppelten Lagrange - Modells

## Vergleich von direkter ('online') und nachträglicher ('offline') Kopplung

Andreas Becker, Eberhard Schaller

Lehrstuhl für Umweltmeteorologie  
BTU Cottbus, Postfach 101344  
03013 Cottbus

### 1. Motivation

Um den Transportbeitrag zur Ozonbelastung einer bestimmten Zielregion (z.B. Berlin) abschätzen zu können, ist es wichtig, die Transportwege und -zeiten der in die Zielregion transportierten Luftmassen zu kennen, weil damit bekannt ist, welche Emittenten von Ozonvorläufersubstanzen ( $\text{NO}_x$  und VOC) zur Vorbelastung des Zielgebietes beitragen. Zur Beschreibung dieser Einflußgrößen wird - anders als bei der 'klassischen' Eulerschen Modellierung, bei der aus einem bekannten Emissionskataster die Immissionsverteilung berechnet wird - vom Untersuchungsgebiet ausgegangen und die Frage nach den relevanten Emissionsgebieten (Quellen/Senken - Beziehungen) gestellt. Damit kann der sehr hohe Aufwand, der zur Erstellung eines kompletten Emissionskatasters erforderlich wäre, erheblich auf die relevanten Emissionsgebiete reduziert werden.

Hierzu ist ein am Lehrstuhl entwickeltes Lagrange - Modell (LaM) direkt mit einem Gitterpunktsmodell (hier die EURAD-Version von MM5) gekoppelt worden (LaMM5). Bei einer direkten Kopplung wird der Partikeltransport im Lagrange-Modell parallel zur zeitlichen Integration des Euler - Modells gerechnet. Damit stehen die für das Lagrange - Modell benötigten Antriebsdaten (Wind- und Temperaturfelder sowie deren Varianzen und turbulenten Zeitskalen) mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zur Verfügung. Die im Lagrange - Modell betrachteten Luftpakete erfahren die volle zeitliche Fluktuation des Strömungsfeldes und der turbulenten Vermischungsprozesse. Dadurch ist es möglich, auch den Einfluß kleinräumiger und/oder kurzzeitiger mesoskaliger Prozesse, z.B. in der (Quer-) Zirkulation an Fronten, bei der Bildung von Konvektionszellen etc., auf den Schadstofftransport zu berücksichtigen

### 2. Modellskizze

Das Modellsystems LaMM5 wurde gemäß den Kriterien von Thomson (1987) formuliert und weist folgende Eigenschaften/Besonderheiten auf:

- Zur Berechnung der turbulenten Zeitskalen und der Fluktuationen der turbulenten Geschwindigkeitsanteile der Partikel wird eine Schließung zweiter Ordnung verwendet (Mellor und Yamada, 1982). Diese erfordert zumindest, daß die turbulente kinetische Energie und die Varianz der potentiellen Temperatur in MM5 prognostisch gerechnet werden, und somit auch an der Schnittstelle zwischen MM5 und dem LaM zur Verfügung stehen.
- Als Verbesserung zu einem Großteil der bisher existierenden LaM's wird der zusätzliche, durch die Partikeltemperatur erzeugte, Partikelauftrieb sowohl bei der Emission als auch beim Transportvorgang berücksichtigt. Dies geschieht über die Erweiterung der Markovketten im LaM um eine Kette für die Temperatur der emittierten Partikel.
- die Kopplung zwischen dem LaM und MM5 kann wahlweise direkt (online) oder nachträglich (offline) erfolgen. Der Vortrag wird einen Vergleich der beiden Kopplungen zeigen.

### 3. Ergebnisse

Die in Abb. 1 illustrierte Beispielsimulation für eine Episode im Sommer 1994 über den neuen Bundesländern zeigt zum einen die laterale Streuung der Partikel stromabwärts, zum anderen das Ausbilden verschiedener Transportpfade (einer Richtung Hamburg, der andere zum Harz). Diese resultieren in dieser Episode stärker aus der vertikalen Scherung (siehe Vektorpfeile in Abb.1) als aus der zeitlichen Änderung

A. ANSMANN, D. ALTHAUSEN, I. MATTIS, D. MÜLLER, F. WAGNER, U. WANDINGER UND J. HEINTZENBERG Troposphärische Mehrwellenlängen- und Raman-Lidarmessungen der Feuchte, der Temperatur und spektral aufgelöster Partikel-Streukoeffizienten .....	23
U. GÖRSDORF, D. ENGELBART, V. LEHMANN UND H. STEINHAGEN Meßgenauigkeit und Verfügbarkeit von operationellen Wind- und Temperaturmessungen mit Windprofiler/RASS am Meteorologischen Observatorium Lindenberg .....	25
M. BETANCOR GOTHE, M. DREYER, S. BAKAN UND C. COSTANZO Bodengebundene Fernerkundung von Eiswolken durch gestreute Solarstrahlung im nahen Infrarot ....	27
M. v. SCHÖNERMARK UND S. TAHL Bestimmung des Säulenwasserdampfgehaltes der Atmosphäre aus Daten des Modularen Optoelektronischen Scanners (MOS).....	29
R. HOLLMANN, J. MÜLLER, R. STUHLMANN, B. ROCKEL UND E. RASCHKE Regionale Strahlungsbilanz mit dem Scanner for Radiation Budget (ScaRaB) .....	31
B. FUNKE, M. LOPEZ-PUERTAS, G. STILLER, T. v. CLARMANN, H. FISCHER, M. HÖPFNER UND M. KUNTZ Der Einfluß des nicht vorhandenen lokalen thermodynamischen Gleichgewichts (NLTE) auf die Ableitung von NO-Profilen aus MIPAS-ENVISAT Horizontsondierungsspektren .....	33
W. BENESCH Nutzung von Satelliteninformationen im Deutschen Wetterdienst .....	35
J. SCHMETZ, S. TJEMKES UND H. WOICK Was erwarten wir von der zweiten Generation Meteosat ? .....	37
C. THIEMANN, R. FUHRHOP UND C. SIMMER Fernerkundung von atmosphärischer Instabilität aus METEOSAT SECOND GENERATION (MSG)	39
S. CREWELL, G. HAASE, U. LÖHNERT UND H. MEBOLD Wolkenfernerkundung mit einer Kombination bodengebundener Fernerkundungssensoren .....	41
H. LEMKE, M. QUANTE, O. DANNE UND E. RASCHKE Anforderungen an ein satellitengetragenes Wolkenradar .....	43
T. REIBIG UND F. H. BERGER Bestimmung orographischer Wolken im Erzgebirge mit Hilfe von Satellitendaten (Meteosat) .....	45
N. DOTZEK UND R. HANNESEN Analyse eines Tornados im Oberrheingraben .....	47
S. EMEIS UND O. REITEBUCH Messung von orographiebeeinflussten Windsystemen mit SODAR .....	49
R. HOLLMANN, J. MÜLLER, R. STUHLMANN, K. DAMMANN UND E. RASCHKE GERB: Ein geostationärer Strahlungsbilanz Sensor .....	51
M. KÄSTNER UND K. TH. KRIEBEL Wolkenklimatologie des Alpenraumes aus acht Jahren AVHRR-Satellitendaten .....	53
V. LEHMANN, D. ENGELBART, U. GÖRSDORF UND H. STEINHAGEN C.W.I.N.D.E. 97: Ein experimentelles Windprofilernetz in Europa - Ergebnisse und Erfahrungen aus deutscher Sicht .....	55

U. LÖHNERT, S. CREWELL, C. SIMMER UND TH. ROSE MICCY - ein neuartiges Mikrowellenradiometer zur Messung hydro-meteorologischer Parameter .....	57
F. SOLHEIM UND J. R. GODWIN Microwave radiometer for profiling tropospheric temperature, water vapor and cloud liquid water ...	59
S. ANDERSSON, D. ENGELBART UND M. STEFFENS Anwendung der transilienten Turbulenztheorie zur Bestimmung turbulenter Flüsse aus Grenzschicht-Windprofilerdaten .....	61
F. - M. GÖTTSCHE UND F. S. OLESEN Extraktion der Parameter der täglichen Temperaturwelle aus METEOSAT-IR Zeitreihen zur Charakterisierung von Landoberflächen .....	63
B. KLOCKE, R. SCHMIDT UND G. HEYGSTER Kartographierung der Wattgebiete in der Helgoländer Bucht mit Hilfe von ERS-SAR Bildern .....	65
K. LIPPERT UND B. ZHUKOV Bestimmung von Oberflächentemperaturen mittels BIRD - Daten .....	67
CH. PODLASLY UND F. H. BERGER Bestimmung von Subpixeleigenschaften in NOAA AVHRR und METEOSAT-Daten - erste Ergebnisse - .....	69
M. RADKE Messung der bidirektionalen Reflektanzverteilung mit einer CCD-Zeilenkamera .....	71
S. SCHÄDLICH UND H. FISCHER Die Bestimmung des Tagesverlaufs der Landoberflächentemperatur mit METEOSAT .....	73
M. v. SCHÖNERMARK, H. THONFELD, A. WEIMANN, A. SCHUMANN, P. JÖRN UND M. JÖRN Bestimmung der Bodenfeuchte landwirtschaftlich genutzter Flächen aus Fernerkundungsdaten .....	75
A. ZIEMANN, K. ARNOLD UND A. RAABE Theoretische Untersuchungen zu einer akustischen Tomographie im Bereich der Atmosphärischen Grenzschicht .....	77
J. GÜLDNER UND D. SPÄNKUCH Ergebnisse der routinemäßigen Bestimmung des Gesamtwassergehalts durch bodengebundene Mikrowellenmessungen .....	79
M. STRUNK, A. ENGEL, O. RIEDIGER, C. M. VOLK UND U. SCHMIDT HAGAR - Ein neuer Gaschromatograph für in-situ Messungen von langlebigen Tracern in der Stratosphäre .....	81
<b>Aerosol, Wolken, Strahlung ( B )</b>	
W. v. HOYNINGEN-HUENE Aerosol und Klima .....	83
G. ECHLE, T. v. CLARMANN UND H. OELHAF Ableitung von optischen und mikrophysikalischen Parametern des Pinatubu Aerosols aus MIPAS-B Emissionsspektren .....	85
T. SCHMIDT, W. v. HOYNINGEN-HUENE, K. WENZEL UND S. SCHIENBEIN Klimarelevante Aerosolparameter und Strahlungsantrieb maritimer Aerosole .....	87

K. WENZEL, W. v. HOYNINGEN-HUENE UND S. SCHIENBEIN Mineralisches Aerosol und Klimaantrieb .....	89
U. WACKER UND F. HERBERT Zur Wahl der Feuchtevariablen bei der Formulierung des Kondensationswachstums von Tropfen .....	91
U. LEITERER, H. DIER UND T. NAEBERT Neue Möglichkeiten für präzise Messungen der relativen Luftfeuchte in der freien Atmosphäre, insbesondere für Temperaturen unter -30°C .....	93
F. ALBERS, E. RASCHKE, A. REUTER, U. MAIXNER, L. LEVKOV UND I. SEDNEV Horizontale Inhomogenitäten in Wolken und ihr Einfluß auf die Messung von Partikeln .....	95
M. WENDISCH UND A. KEIL Mikrophysikalische und optische Eigenschaften verschmutzter Grenzschichtwolken .....	97
G. HAASE, S. CREWELL UND C. SIMMER Messung und Simulation von Wolken mit einem X-Band Radar .....	99
H. CZEKALA UND C. SIMMER Mikrowellenstrahlungstransport mit asphärischen Regentropfen .....	101
A. MACKE, D. L. MITCHELL UND L. v. BREMEN Monte Carlo Strahlungstransportrechnungen für inhomogene Mischphasenwolken .....	103
D. FREESE UND A. REUTER Strahlungsinduzierte Dynamik stratiformer Bewölkung in der Arktis .....	105
R. CIESZELSKI Feuchte und hitzegetriebene Rayleigh-Bénard Konvektion .....	107
L. GANTNER, P. WINKLER UND U. KÖHLER Hat sich wegen der langfristigen Ozonabnahme die UV-Strahlung erhöht?.....	109
H. D. BEHR Atmosphärische Trübung im tropischen Atlantik .....	111
K. BEHRENS Die atmosphärische Trübung in Potsdam .....	113
K. BEHRENS UND K. DEHNE Über Stand und Probleme der integrierenden Meßverfahren langwelliger Strahlung .....	115
F. H. BERGER Bestimmung von Erwärmungsraten im Falle konvektiver Wolken mit Hilfe von Satellitendaten .....	117
O. DANNE, M. QUANTE, H. LEMKE, D. MILFERSTÄDT, H. FLINT UND E. RASCHKE Untersuchungen der vertikalen Struktur stratiformer Bewölkung mit einem 95 GHz Wolkenradar .....	119
U. KAMINSKI Charakterisierung von Aerosolgrößenverteilungen mit Hilfe einer objektiven Wetterlagenklassifikation .....	121
U. LEITERER, H. DIER UND T. NAEBERT Monitoring des atmosphärischen Aerosol- und Wasserdampfgehaltes mit passiven Meßverfahren im optischen Spektralbereich unter Tag- und Nachtbedingungen .....	123

H. DOBESCH UND H. MOHNL Meßwertdifferenzen zwischen den Sonnenscheingebern Campbell-Stokes und Haenni Solar 111B - Konsequenzen in den klimatologischen Aussagen .....	125
F. OSTER, A. MACKE UND E. RUPRECHT Intensität und Verteilung der Albedo in der bewölkten Arktis .....	127
G. PFISTER, E. PUTZ UND R. MADERBACHER Analyse integrierter Strahlungsmessungen in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen .....	129
E. PUTZ, G. PFISTER, D. BAUMGARTNER UND R. MADERBACHER Flugzeugmessungen der Photolyseraten $J(\text{NO}_2)$ und $J(\text{O}^1\text{D})$ .....	131
W. v. HOYNINGEN-HUENE, T. SCHMIDT, S. SCHIENBEIN UND CH. AH KEE Klimaimpakt südostasiatischer Waldbrände .....	133
M. WELLER, H. RENTSCH UND J. LATTASCHKE Bestimmung von Vertikalprofilen der spektralen Streu- und Extinktionskoeffizienten von Aerosolen - Vergleich von Spektrometer- und Nephelometermessungen .....	135
M. WELLER, W. v. HOYNINGEN-HUENE, P. PLESSING, H. RENTSCH UND U. LEITERER Mittlere optische Aerosoleigenschaften der Luftsäule auf der Trasse Zingst-Zugspitze .....	137
H. WILKER, A. MACKE UND E. RUPRECHT Bestimmung der solaren und terrestrischen Strahlungsflüsse in der BALTEX-Region mittels ISCCP - Satellitendaten .....	139
CH. GROß, H. TÜG, T. HANKEN UND O. SCHREMS UVB-Spektrometrie in den Polargebieten .....	141
T. HAUF UND F. SCHRÖDER Unterkühlte große Tropfen und Flugzeugvereisung.....	142
M. WIEGNER, V. FREUDENTHALER, P. VÖLGER, J. ACKERMANN, D. RABUS, W. VÖLKER UND L. LEHMANN Bestimmung von räumlichen Aerosolverteilungen mit einem Rückstreulidar im Rahmen des Bayeri- schen Klimaforschungsprogramms .....	143
CH. KURZ, H. BÖSCH, O. FUNK, H. VEITEL, U. PLATT UND K. PFEILSTICKER Verteilungsfunktionen optischer Wege für verschiedene Bewölkungssituationen bestimmt durch hochaufgelöste Sauerstoff A-Banden Spektroskopie .....	145
<b>Biometeorologische Aspekte von Klimaänderungen ( C )</b>	
G. JENDRITZKY Gesundheitsrisiken bei Klimaänderungen .....	147
F. - M. CHMIELEWSKI Witterungsvariabilität und Ertragsbildung von Getreide - dargestellt am Beispiel von Sommergerste -	149
A. MENZEL UND P. FABIAN Änderungen der Vegetationsperiode im Zuge von Klimaänderungen .....	151
S. ECKERT UND O. STÜDEMANN Hierarchisches Ozonmonitoring - Ein Beitrag zur Methodologie der Biometeorologie .....	153



P. HÖPPE, G. RABE, G. PRAML, J. LINDNER UND G. JAKOBI Ergebnisse der Münchner Ozon-Wirkungsstudie .....	155
L. KATZSCHNER UND R. WÖRNER Bioklimakarte Nordhessen .....	157
W. MIX, A. ZIEMANN, V. GOLDBERG UND K. BERNHARDT Simulation des meteorologischen Regimes in Waldbeständen .....	159
H. NAUMANN Temperaturerhöhung und Trockenstreß - aktuelle Probleme der Klimaökologie .....	161
W. HEIDENREICH, G. WOLFF, O. STÜDEMANN UND S. ECKERT Vergleich der Trichloressigsäuregehalte von Nadeln zweier Fichtenstandorte in der Rostocker Heide .	163
G. JAKOBI UND P. FABIAN Ozonmischungsverhältnisse in klimatisierten und nichtklimatisierten Räumen .....	165
J. MÜLLER, A. SCHUMANN UND P. JÖRN Zur Häufigkeit von Bodendürren im mitteldeutschen Trockengebiet .....	167
<b>Urbane Meteorologie und lokale Effekte ( D )</b>	
A. MATZARAKIS, H. MAYER, UND W. BECKRÖGE Zukunftsperspektiven in der Angewandten Stadtklimatologie .....	169
I. DÜRING, A. MOLDENHAUER UND A. LOHMEYER Ausbreitungsrechnungen für extreme Inversionswetterlagen in einer großräumigen Synklinale (Talkessel) .....	171
I. DÜRING, A. MOLDENHAUER UND A. LOHMEYER Kaltluftabflüsse in Dresden-Rochwitz - Kaltluft- und Schadstoffausbreitungsmodellierungen für die Stadtplanung .....	173
H. PANSKUS UND K. H. SCHLÜNZEN Validierungskonzept für prognostische mikroskalige Modelle mit Anwendungen in der Hindernis- schicht .....	175
A. KNAPS, W. BÄCHLIN, M. BÄR, M. KLEIN, G. MANIER UND M. MÖLLMANN-COERS Experimentelle Untersuchung zur Strömung und Schadstoffausbreitung in komplex gegliedertem Gelände .....	177
G. SCHÄDLER, W. BÄCHLIN, M. BÄR, M. DREIER UND A. LOHMEYER Vergleich von Modellrechnungen mit Naturmessungen zur Strömung und Schadstoffausbreitung in komplex bebautem Gelände .....	179
H. MAYER UND A. MATZARAKIS Probleme bei der Anwendung der human-biometeorologischen Bewertung des Stadtklimas .....	181
L. KATZSCHNER Berücksichtigung von lokalklimatischen Effekten in der Landesplanung .....	183
B. RAPPENGLÜCK UND P. FABIAN Photochemische Prozesse im Großraum München .....	185

O. REITEBUCH, A. STRAßBURGER, S. EMEIS UND W. KUTTLER SODAR-Analyse von Turbulenz und Wind während sekundärer nächtlicher Ozonmaxima in einem urbanen Park .....	187
M. G. MÜLLER Stadtklimaanalyse am Beispiel der Stadt Stuttgart - Entwicklung einer GIS-gestützten Methode - .....	189
W. BRÜCHER, CH. KESSLER, M. KERSCHGENS UND A. EBEL Simulation der regionalen und lokalen Beeinflussung der Schadstoffimmission durch Verkehr in NRW .....	191
R. OESTREICHER, L. RITTER, J. NEIS UND R. KUNKA Methoden und Ergebnisse von Klimamessungen im Rahmen des Luftreinhalteplanes Greiz .....	193
G. FLEMMING Eine Klimatypisierung für die Regional- und Umweltklimatologie.....	195
H.-D. PIEHL UND E. UNGER Zum Vertikalgradienten der Lufttemperatur über Berlin bis 365 m über Grund .....	197
A. KOVAR-PANSKUS, B. LEITL, J. LIEDTKE UND M. SCHATZMANN Physikalische Modellierung von Kfz-Emissionen unter Berücksichtigung der Kraftfahrzeug-induzierten Turbulenz .....	199
S. LOPEZ UND C. LÜPKES Turbulenzparametrisierung in einem mikroskaligen Modell der Gebäudeumströmung .....	201
G. GROß, J. NEIS UND R. KUNKA Klimatopkartierung einer städtischen Umgebung mittels numerischer Simulationen .....	203
U. MÜLLER UND G. TETZLAFF Mikroklima in ausgewählten Innenräumen.....	205
B. RAPPENGLÜCK, P. OYOLA, I. OLAETA UND P. FABIAN Photochemischer Smog in Santiago de Chile - Zusammenhänge zwischen den Vorläufersubstanzen No <sub>x</sub> , CO, NMHC und den sekundären Komponenten Ozon und PAN .....	207
B. STILLER UND K.-H. SCHULZ Ein Klimaatlas auf Landkreisebene - methodische und inhaltliche Erfahrungen .....	209
G. VÖLKSCH, P. SCHOLZ, J. WITTHAUER UND K. J. HEILEMANN Lufthygienische Zonierung in einem ausgewählten Gebiet der Stadt Erfurt durch Passivsammlung und Bioindikation .....	211
<b>Entwicklungsschritte bei der Erkundung der dritten Dimension / Geschichte der Meteorologie ( E )</b>	
K. WEGE Die Erforschung der dritten Dimension - Von den Bergstationen zur Fernerkundung .....	213
S. EMEIS Wie kommt das Wasser in die Wolken? - Oder warum der Stand der Thermodynamik vor dem Ende des 18. Jhdts. kaum Gedanken über die dritte Dimension aufkommen ließ .....	215
R. PAULUS UND R. ZIEMANN Das biographische Findbuch deutschsprachiger Meteorologen und Meteorologinnen. Ein Hilfsmittel bei der Erkundung der 3. Dimension der Atmosphäre .....	217

K. BERNHARDT	
Die Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten (1888-1899) und die Physik der Grundsicht .....	219
C. LÜDECKE	
Aerologische Untersuchungen in Spitzbergen (1906-14) - Eine Initiative von Hugo Hergesell .....	221
G. SARDEMANN	
Klimamodelle: Von der Betrachtung der Strahlungsbilanz zu den dreidimensionalen gekoppelten globalen Zirkulationsmodellen .....	223
H. VOLKERT	
Höhenbestimmung von Stratosphärenwolken: Von Carl Störmer (1874-1957) bis zur Lidarfernerkundung .....	225
M. BÖRNGEN UND W. RUMPELT	
Leipzig, Luftfahrt und Meteorologie .....	227
C. LÜDECKE UND H. VOLKERT	
Geschichte der Meteorologie - Ein neuer Fachausschuß der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft	229
C. LÜDECKE UND P. SEIBERT	
Meteorologinnen - Quellen aus drei Jahrhunderten .....	231
 <b>Wasserkreisläufe ( F )</b>	
N. MÖLDERS, K. FRIEDRICH UND G. KRAMM	
Parametrisierung des Energie- und Wasseraustausches in hochauflösenden Mesoskalenmodellen .....	233
F. BEYRICH, D. ENGELBART, TH. FOKEN, J. NEISSER, M. S. STROUNIN UND C. WODE	
Das LITFASS - Projekt des Deutschen Wetterdienstes: Strategie und erste Ergebnisse .....	235
H.-J. ISEMER	
Verdunstung und Niederschlag an der Oberfläche der zentralen Ostsee 1964 - 1995 .....	237
U. KARSTENS, R. LINDAU UND B. ROCKEL	
Atmosphärische Wasserbilanz im BALTEX-Gebiet - Vergleich zwischen Modellrechnungen und Messungen .....	239
A. RAABE, N. MÖLDERS UND TH. BECKMANN	
Auswirkungen einer Kopplung zwischen einem mesoskaligen meteorologischen Modell und einem hydrologischen Modell auf die Vorhersage des lokalen Wetters .....	241
C. RUHE, M. LOBMEYR, H.-T. MENGELKAMP, E. RASCHKE UND K. WARRACH	
Die Modellierung des Sommerhochwassers (1997) der Oder .....	243
C. FRÜHAUF, CH. BERNHOFER, M. VOGEL UND M. ROTHE	
Untersuchung zum Verhalten der Verdunstungskomponenten eines Waldes als Teil des Wasserkreislaufes .....	245
V. GOLDBERG	
Abschätzung der Bedeutung von Koppelungsprozessen zwischen Vegetation und Atmosphäre für die Verdunstung - Ergebnisse des Modells HIRVAC .....	247
P. HECK, D. LÜTHI UND CH. SCHÄR	
Der Einfluß der Vegetation auf den Wasserkreislauf: Saisonale Simulationen mit einem regionalen Klimamodell .....	249

J. NIELINGER, R. JÜRRENS UND G. GROB Untersuchungen zur Bestimmung eines Gebietsmittelwertes der Verdunstung für Oberflächen mit komplexer subskaliger Topographie .....	251
U. WENDLING Modifizierung der einheitlich berechneten Gras-Referenzverdunstung durch unterschiedliche Landnutzung .....	253
F. H. BERGER UND B. ROCKEL Vergleich von Strahlungsbilanzkomponenten am Erdboden, abgeleitet aus Satellitendaten und modelliert mit dem Regionalmodell REMO .....	255
M. DRUSCH UND C. SIMMER Multispektrale Satellitenfernerkundung von Landoberflächen .....	257
G. MÜLLER UND C. SIMMER Regenerkennung und Bestimmung von Regenraten aus Messungen mit dem SSM/I-Radiometer über Land durch Kalibrierung mit in situ-Regenmessungen .....	259
C. WODE, R. ROTH, A. MUSCHINSKI, A. HOFF, M. SCHUERMANN UND P. WACHS HELIPOD, das weltweit erste hubschraubergestützte meteorologische Turbulenzmeßsystem (1): Das Gesamtsystem im Überblick .....	261
A. HOFF, M. SCHUERMANN, P. WACHS, C. WODE, R. ROTH UND A. MUSCHINSKI HELIPOD, das weltweit erste hubschraubergestützte meteorologische Turbulenzmeßsystem (2): Konzeptionelle und sensortechnische Details .....	263
R. HAGEDORN Energie und Wasserbilanz im BALTEX-Gebiet aus einem gekoppelten regionalen Ozean-Atmosphäre Modell .....	265
M. G. INCLÁN, R. DLUGI, S. H. RICHTER UND TH. FOKEN Vergleich zwischen LITFASS- und FLAME- (Forest-Land-Atmosphäre Model) Ergebnissen .....	267
G. KRAMM, B. R. BECKMANN UND TH. FOKEN Numerische Untersuchungen zur Verdunstung über Wasseroberflächen .....	269
P. LORENZ, D. JACOB, M. WINDELBAND UND R. PODZUN Simulation von Starkniederschlägen während des Oderhochwassers '97 mit dem regionalen Klimamodell REMO .....	271
S. H. RICHTER, S. SCHÜMBERG UND H.-D. SCHREYER Mehrjährige Untersuchungen zur hydrologischen und hydrogeologischen Charakterisierung des LITFASS - Gebietes als Vorlauf für ein komplexes Experiment im Rahmen von BALTEX .....	273
H.-J. SCHÖNFELDT UND A. RAABE Regionalisierung des Windfeldes durch mesoskalige Simulation und Anwendung auf ein vertikal integriertes hydronumerisches Modell der Darß-Zingster Boddenkette .....	275
K. BUMKE, M. GROßKLAUS UND U. KARGER Messungen der Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre in der Labradorsee im Winter 1997 .....	277
J. FRITSCH UND H. MAYER Verdunstung eines Fichtenwaldes in Hanglage .....	279
D. GERTEN UND A. HELBIG Zur Berechnung der Verdunstung innerhalb des Niederschlag - Abfluß - Modells PRMS/MMS am Beispiel von Mosel-Einzugsgebieten .....	281

M. GROßKLAUS, L. HASSE UND K. UHLIG	
In situ Messungen von maritimen Niederschlagsspektren in verschiedenen Klimaregionen .....	283
TH. REICH	
Generierung homogener Tageswertreihen der Niederschlagshöhe in einem mesoskaligen Gitternetz ...	285
O. STÜDEMANN, G. KUNDT UND S. ECKERT	
Klärung mesoskaliger Niederschlagsvariabilität mit Hilfe hierarchischer Clusteranalysen .....	287
A. TREFFLICH UND J. MÜLLER	
Anwendung eines komplexen Wasserhaushaltsmodells auf langjährige Grünbrache im mitteldeutschen Trockengebiet .....	289
T. FUCHS, B. RUDOLF UND U. SCHNEIDER	
Monitoring der globalen Niederschlagsverteilung im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie .....	291
R. PODZUN, M. WINDELBAND UND D. JACOB	
Wasserbilanz des Ostseeraumes .....	293
C. WODE, M. A. STRUNIN, TH. FOKEN, R. ROTH UND J. BANGE	
HELINEX 97/98: Über Ergebnisse der im Rahmen des BALTEX-Projektes LITFASS durchgeführten HELipod-LINDenberg-EXperimente .....	294

## **Band II**

### **Klimadiagnose, Klimavariabilität ( G )**

A. HENSE	
Statistische Analyse von Klimavariabilität: Musteruntersuchungen mit Hilfe vereinfachter dynamischer Modelle .....	295
E. BECKER UND G. SCHMITZ	
Zur Wechselwirkung der Hadley-Zirkulation mit stehenden Wellen .....	297
U. HARLANDER	
Zur Ausbreitung von Rossby-Wellenpaketen in der Atmosphäre und den Ozeanen .....	299
U. BURKHARDT UND I. N. JAMES	
Die Intensität der „Storm tracks“ .....	301
D. PETERS	
Eine winterliche Zirkulationsanomalie auf der Nordhemisphäre in den 80er Jahren .....	303
I. STIEFELHAGEN, A. HENSE, H.-D. SCHILLING UND P. SPETH	
Simulation tropischer Zirkulationsanomalien in einem nichtlinearen Anomaliemodell mit Hilfe der adjungierten Methode .....	305
M. KLINGSPORN UND W. METZ	
Der Einfluß von singulären Moden auf interdekadische Klimavariabilität .....	307
U. ACHATZ, S. SCHLEIFF UND G. SCHMITZ	
Selbstkonsistente Modellierung des niederfrequenten Anteils der Atmosphärendynamik mittels empirischer Modelle .....	309
F. KUCHARSKI	
Ein allgemeines thermodynamisches Potential der lokalen verfügbaren Energie in der Atmosphäre ....	311

J. ELBERSKIRCH UND A. HENSE Atmosphärische Drehimpulsvariabilität und damit verbundene Muster der atmosphärischen Zirkulation simuliert mit dem ECHAM3 / T21 globalen Zirkulationsmodell .....	313
P. FRIEDRICHS UND A. HENSE Dekadische Variabilität im Vergleich zwischen gekoppeltem Atmosphäre-Ozean-GCM und angetriebenem Atmosphäre-GCM .....	315
S. VOß, M. HARDER UND P. LEMKE Variabilität des Meereises im Weddellmeer .....	317
R. VOß UND U. CUBASCH Einfluß der Variabilität der solaren Einstrahlung auf das Klima in einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodell .....	319
S. FUKUTOME, D. LÜTHI, CH. FREI UND CH. SCHÄR Simulation of the Interannual Variability of Precipitation over Japan with a Regional Climate Model .	321
TH. KRENNERT, R. STEINACKER, M. DORNINGER UND F. WÖLFELMAIER Automatisches Tracking konvektiver Zellen anhand von Blitz- und Radardaten.....	323
U. FINKE UND T. HAUF Statistik der Blitzverteilung in Süddeutschland .....	325
M. KOHLER, W. WICKE, H. MAYER, N. KALTHOFF, F. FIEDLER, O. KOLLE UND A. WENZEL Untersuchung der Höhenabhängigkeit der Energiebilanzkomponenten am Westrand des Schwarzwaldes .....	327
W. MENDE UND R. STELLMACHER Proxydaten aus Eisbohrkernen und Meeressedimenten und ihr Beitrag zur Erforschung der Klimavariabilität und ihrer Antriebe .....	329
E. BRUNS UND P. HECHLER Was kann die Phänologie zur Klimadiagnose beitragen ? .....	331
C.-D. SCHÖNWIESE, A. WALTER UND S. MEYHÖFER Statistische Schätzung regional-jahreszeitlich differenzierter anthropogener sowie natürlicher Temperatursignale auf der Grundlage globaler Beobachtungsdaten .....	333
U. BUSCH, R. ROTH, J. NIELINGER UND G. GROß Auswirkungen einer globalen Klimaänderung auf die Häufigkeit von Sturmweatherlagen in der Deutschen Bucht .....	335
M. SICKMÖLLER, R. BLENDER UND K. FRAEDRICH Beobachtete Zyklonenzugbahnen auf der Nordhemisphäre .....	337
W. STEPHAN, P. SPETH UND U. ULBRICH Untersuchungen zur Rolle von Anfangsstörungen für die Variabilität der synoptischen Störungsaktivität in mittleren Breiten .....	339
H. WERNLI UND M. WILD Hoch- und Tiefdruckgebiete auf der Nordhemisphäre: Klimatologie und GCM (Sensitivitäts-) Experimente .....	341
U. ULBRICH, M. CHRISTOPH, J. G. PINTO UND J. CORTE-REAL Abhängigkeit des Winterniederschlags in Portugal von NAO und barokliner Wellenaktivität .....	343

H. SCHINKE	Zusammenhänge zwischen Sommerniederschlägen in Namibia, atmosphärischer Zirkulation und SST	345
P. CARL	Zur Modenstruktur des Klimasystems in Zeitreihen des Indischen Monsuns .....	347
C. BECK UND J. JACOBET	Zirkulationsveränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode (1780-1860) und diesem Jahrhundert im Bereich Nordatlantik-Europa .....	349
P. CARL	Eine zweite - generisch intrasaisonale - Südliche Oszillation aus dem Atmosphäre - Land - System? ..	351
E. DITTMANN, J. LANG, G. MÜLLER-WESTERMEIER UND S. BARTH	Eine objektive Wetterlagenklassifikation und ihre Anwendungsmöglichkeiten für die Klimadiagnose in Mitteleuropa .....	353
A. GASSMANN UND U. HARLANDER	Gefangene Rossbywellen in einem quasigeostrophischen $\beta$ -Kanal .....	355
D. HANDORF, K. DETHLOFF, A. WEISHEIMER UND V. PETOUKHOV	Dekadische Klimavariabilität in einem vereinfachten Klimamodell .....	357
P. HECHLER	Klimaüberwachung beim DWD - aktuelle Aktivitäten und Tendenzen .....	359
G. HOFFMANN, P. SPETH, U. ULBRICH UND E. ROECKNER	Die Bedeutung der diabatischen Heizung für die nordhemisphärischen Stormtracks im heutigen und zukünftigen Klima .....	361
A. KAPALA UND H. MÄCHEL	Variabilität bodennaher Temperatur, Feuchte und des atmosphärischen Gesamtwassergehalts über den Ozeanen .....	363
L. KORNBLUEH, M. GORBUNOV UND L. BENGTSSON	Simulation der Assimilation tomographischer Daten .....	365
H. LOHSE, M. HEINZE UND J. TEUBNER	Die Temperaturverteilung im Weißeritztal bei Rehefeld und ihre Auswirkung auf Vegetation und waldbauliche Planung .....	367
U. LUKSCH UND K. FRAEDRICH	Klimavariabilität in Europa und Telekonnexion .....	369
H. MÄCHEL UND A. KAPALA	Variabilität der Nordatlantik-Oszillation im Zeitraum 1881-1995 .....	371
A. PHILIPP	Telekonnektionen der troposphärischen Geopotentialvariabilität des südlichen Afrikas .....	373
J. RAPP UND C.-D. SCHÖNWIESE	Eine Systematik der zeitlich und regional differenzierenden Trendanalyse klimatologischer Zeitreihen Mitteleuropas .....	375
S. RÖSNER	Globale Klimadiagnose - erste Resultate des GSN Monitoring Centre for Precipitation .....	377

V. SEPT, D. HEIMANN, U. FUENTES UND G. TORRES Statistisch-dynamische Regionalisierung sommerlicher Niederschläge im Alpenraum .....	379
R. BLENDER, M. SCHUBERT UND K. FRAEDRICH Anthropogene Veränderungen der Zyklonenzugbahnen über dem Nordatlantik .....	381
<b>Prozesse in der hohen Atmosphäre ( H )</b>	
K. U. GROSSMANN UND D. OFFERMANN Übersicht über das CRISTA Experiment .....	383
W. KOUKER UND D. OFFERMANN Streamer, beobachtet mit CRISTA und modelliert mit KASIMA.....	385
G. ENTZIAN UND D. PETERS Die saisonale Variabilität der dekadischen Änderung des Geopotentials und deren Einfluß auf die längenabhängige Ozonverteilung .....	387
A. PIEL, B. NAUJOKAT, P. BRAESICKE UND C. MARQUARDT Eine Untersuchung von sehr kalten Perioden in der Stratosphäre der Nordhemisphäre im Winter un- ter Berücksichtigung der Nordatlantischen Oszillation .....	389
F. GELHARDT, V. SCHILLING UND D. ETLING Einfluß stratosphärischer Leewellen auf die Bildung polarer stratosphärischer Wolken (PSC) .....	391
M. LANGE, R. SCHMINDER, CH. JACOBI, F. BAIER, UND G. GÜNTHER Windfeldsimulation im Mesopausenbereich mit dem COMMA Modell der mittleren Atmosphäre und Vergleich mit der Langzeitwinddatenreihe vom Observatorium Collm am Institut für Meteorologie in Leipzig (52N, 15O) .....	393
A. GABRIEL UND G. SCHMITZ Zur Wechselwirkung von Dynamik und Chemie der Atmosphäre in einem 2D-Zirkulationsmodell .....	395
CH. JACOBI Der Einfluß des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf dynamische Prozesse in der Mesosphäre mittle- rer Breiten .....	397
<b>Verfahren zur Verbesserung von Modellergebnissen ( I )</b>	
K. BALZER Aktueller Stand und Langzeittrends der praktischen Vorhersagbarkeit lokalen Wetters .....	399
K. BERNHARDT „Spin down“ versus „Fill in“ - zur Abschätzung des Effektes reibungsbedingter Sekundärzirkulatio- nen .....	401
P. NÉVIR Eine dreidimensionale Verallgemeinerung der Omega-Gleichung .....	403
H. PICHLER UND A. SCHAFFHAUSER Helicitystrukturen im synoptischen Scalebereich .....	405
T. KUHLBRODT UND P. NÉVIR Punktwirbeldynamik und ihre Anwendung auf das Blocking-Phänomen .....	407



M. SIMMEL UND U. HARLANDER Über Fehler in spektralen Regionalmodellen bei Verwendung eines Erweiterungsverfahrens .....	409
M. GÖBER Die Feuchtebilanz der arktischen Atmosphäre basierend auf einem balancierten Windfeld unregelmäßig verteilter Beobachtungen .....	411
CH. ZIEHMANN Möglichkeiten und Grenzen der Ensemble Technik .....	413
K. KNÜPFER Zur statistischen Interpretation numerischer Vorhersagemodelle .....	415
A. HAUSCHILD, H.-J. LANGE UND H.-J. SPITZER Vorschlag zur Trennung der „Klima-“ von den „Wetterskalen“ .....	417
S. H. TITZ Die Bedeutung der Helizität in der Konvektion aus der Sicht der Nambu-Mechanik .....	419
G. BISCHOF, C. C. RAIBLE, K. FRAEDRICH UND E. KIRK Kurzfristprognosen der Temperatur und der Niederschlagswahrscheinlichkeit: NWP-Kombination und Flächeninterpolation .....	421
P. BECKER UND M. ILLMANN Der Einsatz von automatisch generierten Textvorhersagen im operationellen Wettervorhersagedienst .	423
<b>Polarmeteorologie ( J )</b>	
CH. KOTTMEIER Messung, Fernerkundung und Modellierung des Energieaustausches über dem polaren Ozean .....	425
C. ABEGG, K. DETHLOFF, A. RINKE UND V. F. ROMANOV Der Einfluß verschiedener Turbulenzparametrisierungen auf Simulationen des arktischen Klimas mit dem regionalen Modell HIRHAM .....	427
R. JÜRRENS, K. BUMKE UND U. KARGER Vergleich von Modellergebnissen des Regionalmodells REMO mit Meßwerten der Knorr-Expedition in der Labradorsee im Februar/März 1997 .....	429
G. LECKEBUSCH, A. FINK UND P. SPETH Herkunftsgebiete, Flüsse und Senken von Feuchte in südlichen Polarregionen: Ein Vergleich zwischen Paläoklimaten und dem rezenten Klima .....	431
J. RAPP, T. FUCHS UND B. RUDOLF Vergleich von beobachteten und modellierten Niederschlags- und Schneehöhen in der Arktis .....	433
N. SCHLÜTER Wolkendetektion mit Satellitendaten in polaren Gebieten .....	435
B. BRÜMMER, S. THIEMANN UND S. POHLMANN Kaltluftausbrüche in der Arktis .....	437
D. HANDORF, G. HEINZ UND TH. FOKEN Untersuchung des Energieaustausches bei stark stabiler Schichtung mittels der Wavelettransformation .....	439

G. HARBUSCH UND S. RAASCH Grobstruktursimulation der atmosphärischen Grenzschicht über partiell mit Meereis bedeckten Wasserflächen .....	441
M. HOFMANN UND R. ROTH Untersuchungen zur Bestimmung und Parametrisierung turbulenter Flüsse in der Arktis .....	443
S. SCHUSTER, N. STEINER, M. HARDER UND P. LEMKE Ableitung beobachtbarer Meereisrauigkeitseigenschaften aus einer großskaligen Simulation für das Weddellmeer .....	445
J. BAREISS, H. EICKEN, A. HELBIG UND T. MARTIN Zum Einfluß meteorologischer und hydrologischer Prozesse auf die sommerliche Meereisverteilung in der Lapteewsee .....	447
R. DUBOIS, H. SCHIMANG, J. HEINTZENBERG UND C. LECK SODAR-Messungen zur Charakterisierung der arktischen, planetaren Grenzschicht .....	450
TH. FOKEN Bestimmung der Schneedrift mittels Ultraschallanemometern .....	451
T. GARBRECHT, C. LÜPKES UND C. WAMSER Der Einfluß von Preßeisrücken auf die bodennahe Luftschicht .....	453
M. HARDER, M. HILMER, P. LEMKE, TH. MARTIN, C. MEYER, S. SCHUSTER, N. STEINER, ST. VOß UND M. WINDMÜLLER Vergleich der Variabilität der Meereiseigenschaften in Satellitenbeobachtungen und Simulationen .....	455
A. RINKE UND K. DETHLOFF Regional hochaufgelöste Simulationen über der Arktis .....	457
S. THIEMANN, B. BRÜMMER, H. HOEBER UND A. KIRCHGÄSSNER Zyklonenhäufigkeit in der Arktis .....	459
C. WODE, M. GLANDORF, M. HOFMANN UND R. ROTH Lokalskalige Grenzschichtphänomene in polaren Meereisgebieten: Datenübersicht und exemplarische Ergebnisse von In-Situ-Messungen mit der Hubschrauberschleppsonde HELIPOD .....	461
G. KÖNIG-LANGLO Zeitliche Änderung atmosphärischer Variablen an der Neumayer-Station .....	462
<b>Mesoskalige Modellierung und Parametrisierung ( K )</b>	
M. SOGALLA UND M. KERSCHGENS Auswirkung verschiedener Parametrisierungen in einem mesoskaligen Modell auf die Simulation von Niederschlägen in der Kölner Bucht .....	463
N. DOTZEK Numerische Modellierung topographisch induzierter hochreichender konvektiver Wolken .....	465
A. BECKER UND E. SCHALLER Abschätzung des Transportbeitrages zur Ozonbelastung mit Hilfe eines an ein Eulersches Strömungsmodell gekoppelten Lagrange - Modells Vergleich von direkter („online“) und nachträglicher („offline“) Kopplung .....	467
H.-J. HERZOG, U. SCHUBERT UND G. VOGEL LLM - ein wesentliches Teilprojekt des DWD-Projektes LITFASS .....	469

H.-T. MENGELKAMP, G. KIELY, K. WARRACH UND C. RUHE Simulation des Abflusses auf kleinen und großen Raumskalen .....	471
N. MÖLDERS Potentielle Einflüsse von Landnutzungsänderungen: Eine regionale Modellstudie .....	473
G. KRAMM, R. DLUGI, H. MÜLLER UND K. T. PAW U Numerische Untersuchungen zum Austausch von Impuls, sensibler Wärme und Masse zwischen At- mosphäre und hoher Vegetation .....	475
R. CIESZELSKI Helizitätsdynamik und Anwendung in der Modellierung .....	477
J. STEPELER, G. DOMS UND U. SCHÄTTLER Das Nichthydrostatische Modell LM des DWD .....	479
G. BIRNBAUM Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis im Bereich mittelgroßer Polynjas .....	481
S. DIERER UND K. H. SCHLÜNZEN Die Zuverlässigkeit von Ergebnissen hochauflösender, nichthydrostatischer Regionalmodelle .....	483
K. FRIEDRICH, N. MÖLDERS UND G. TETZLAFF Sensitivitätsstudien für das Bowen-ratio .....	485
U. NIEMEIER Hong-Kong: Komplexe Verhältnisse in Südostasien Schritte zur mesoskaligen Transportmodellierung in einer subtropischen Region .....	487
U. NIEMEIER Seitliche Randbedingungen für Spurenstoffe: Einflüsse des Nestens auf berechnete Konzentrationen .	489
U. PAHL UND G. GROß Untersuchungen zur Deposition von Luftbeimengungen in komplexen Waldbeständen mittels nume- rischer Simulationen .....	491
M. SIMMEL UND N. MÖLDERS Wolkenuntersuchungen mit dem mesoskaligen Modell GESIMA und Parallelisierungsansätze .....	493
<b>Dekadische Variabilität im Atlantik ( L )</b>	
H. HAAK UND U. MIKOLAJEWICZ Ein dekadischer Eigenmode des Nordatlantiks im Hamburg Large Scale Geostrophic (LSG) Modell ...	495
T. JUNG, E. RUPRECHT UND M. HILMER Dekadische Klimavariabilität im Nordatlantik .....	497
A. HENSE UND H. PAETH Räumliche und zeitliche Struktur der Nordatlantik-Oszillation in Analysedaten des Deutschen Wet- terdienstes und Modelldaten .....	499
M. CHRISTOPH, U. ULBRICH UND E. ROECKNER Niederfrequente Fluktuationen der NAO im gekoppelten Zirkulationsmodell ECHAM4/OPYC3 .....	501
M. HILMER, M. HARDER UND P. LEMKE Numerische Untersuchungen der Meereisvariabilität in der Arktis unter Verwendung der NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1958-1996 .....	503

J. SÜNDERMANN	
Dekadische Variabilität auf dem nordwesteuropäischen Schelf .....	505
D. KIEKE UND M. RHEIN	
Untersuchung von Randstromtransporten im subpolaren Nordatlantik .....	507
, R. REDLER, C.W. BÖNING, J. DENG G UND CH. DIETERICH	
Schwankungen der thermohalinen Zirkulation in Modellen des Atlantiks mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung .....	509
 <b>Workshop: Genauigkeitsgrenzen von Modell und Experiment ( M )</b>	
G. KRAMM, K. D. BEHENG UND N. MÖLDERS	
Untersuchungen zur Genauigkeit der Ergebnisse von Wolkenmodellen .....	511
M. ZELGER, G. INCLAN UND R. DLUGI	
Flußbestimmung über und innerhalb hoher Pflanzenbestände zum Vergleich mit vertikal hochauflösenden SVAT-Modellen .....	512
TH. FOKEN	
Genauigkeit meteorologischer Messungen zur Bestimmung des Energie- und Stoffaustausches über hohen Pflanzenbeständen .....	513
TH. FOKEN, D. HANDORF, S. H. RICHTER UND B. WICHURA	
Qualitätskontrolle mikrometeorologischer Messungen .....	515
G. KRAMM, F. X. MEIXNER, R. DLUGI, P. SCHRÖDER UND K. T. PAW U	
Über die Genauigkeit von mikrometeorologischen Verfahren zur Bestimmung des Austauschs von Spurenstoffen zwischen Atmosphäre und Biosphäre .....	517
 <b>Bilanzen von Spurengasen ( N )</b>	
W. FRICKE	
Troposphärisches Ozon über Mitteleuropa .....	519
J. TIPPKE, M. MEMMESHEIMER, H. J. JAKOBS, H. FELDMANN, M. WEBER, A. EBEL UND B. WICKERT	
Simulation einer Photo-Oxidantien-Episode im Sommer 1994 im Großraum Berlin; Prozeßorientierte Analyse von Spurenstoffverteilungen .....	521
E. - P. RÖTH , S. ERXLEBEN, R. RUHNKE UND R. ZELLNER	
Das Ozonbildungspotential von Kohlenwasserstoffen .....	523
D. POPPE UND O. SCHÖPS	
Reduktion von chemischen Reaktionsmechanismen für die Gasphasenchemie der Troposphäre .....	525
A. GOBIET, D. BAUMGARTNER, M. MAYER, R. MADERBACHER, H. PIETSCH UND E. PUTZ	
Interpretation von DOAS-Daten unter Berücksichtigung der lokalen meteorologischen Bedingungen im urbanen Raum am Beispiel Graz .....	527
H. BINGEMER, H.-W. GEORGII, U. SCHMIDT, U. BARTELL UND X. XU	
Eine Zeitreihe des atmosphärischen Carbonylsulfid (OCS) am Taurus Observatorium von 1993 bis 1998 .....	529

W. KUMMER UND R. ZELLNER	
Bildung von N <sub>2</sub> O in der reaktiven Löschung von NO* <sub>2</sub> und NO* <sub>3</sub> durch N <sub>2</sub> : Bestimmung der Quantenausbeuten und der atmosphärischen Quellstärken .....	531
R. FORKEL, G. GRELL UND W. STOCKWELL	
Einfluß der Ozonschichtdicke auf Photolysefrequenzen und Ozonproduktion .....	533
ST. GILGE, D. KLEY UND A. VOLZ-THOMAS	
Messungen von Wasserstoffperoxid - Ein Beitrag zur Charakterisierung der limitierenden Faktoren bei der Ozonproduktion .....	535
H. HÖLLER, H. HUNTRIESER, U. FINKE, M. HAGEN, U. SCHUMANN, H. SCHLAGER, P. MEISCHNER, R. MARQUARDT, CH. FEIGL UND G. UHLEMANN	
Stickoxidproduktion durch Blitze - die Experimente LINOX und EULINOX .....	537
H. FELDMANN, P. SEIBERT, M. MEMMESHEIMER, J. TIPPKE UND A. EBEL	
Simulation einer Föhn-Episode mit dem EURAD-Modell als Beitrag zum VOTALP-Projekt .....	539
S. E. BAUER, B. LANGMANN UND D. JACOB	
Eine Modellhierarchie für die Untersuchung von meteorologischen und chemischen Prozessen in der Atmosphäre .....	541
J. HENDRICKS, E. LIPPERT, H. PETRY UND A. EBEL	
Modellstudien zur Chemie der Tropopausenregion mittlerer Breiten: Die Rolle heterogener Reaktionen auf und in Sulfataerosolen .....	543

# AUTORENVERZEICHNIS

- Abegg, C. 427  
Achatz, U. 309  
Ackermann, J. 143  
Ah Kee, Ch. 133  
Albers, F. 95  
Alpers, W. 21  
Althausen, D. 23  
Andersson, S. 61  
Ansmann, A. 23  
Arnold, A. 17, 77
- Bächlin, W. 177, 179  
Baier, F. 393  
Bakan, S. 27  
Balzer, K. 399  
Bange, J. 294  
Bär, M. 177, 179  
Bareiss, J. 447  
Bartell, U. 529  
Barth, S. 353  
Bauer, M. 13  
Bauer, S. E. 541  
Baumgartner, D. 131, 527  
Beck, C. 349  
Becker, A. 467  
Becker, E. 297  
Becker, P. 423  
Beckmann, B. R. 269  
Beckmann, Th. 241  
Beckröge, W. 169  
Beheng, . D. 511  
Behr, H. D. 111  
Behrens, K. 113, 115  
Benesch, W. 35  
Bengtsson, L. 365  
Berger, F. H. 45, 69, 117, 255  
Bernhardt, K. 159, 219, 401  
Bernhofer, Ch. 245  
Betancor Gothe, M. 27  
Beyrich, F. 235  
Bingemer, H. 529  
Birnbaum, G. 481  
Bischof, G. 421  
Blender, R. 337, 381  
Böning, C. W. 509  
Börngen, M. 227  
Bösch, H. 145  
Braesicke, P. 389  
Bremen, L.v. 9, 103  
Brücher, W. 191  
Brümmer, B. 21, 437, 459  
Bruns, E. 331  
Bumke, K. 277, 429  
Burkhardt, U. 301  
Busch, U. 335
- Carl, P. 347, 351  
Chmielewski, F. - M. 149  
Christoph, M. 343, 501  
Cieszelski, R. 107, 477  
Clarmann, T.v. 33, 85  
Corte-Real, J. 343  
Costanzo, C. 27  
Crewell, S. 41, 57, 99  
Cubasch, U. 319  
Czekala, H. 101
- Dammann, K. 51  
Danne, O. 43, 119  
Dehne, K. 115  
Dengg, J. 509  
Dethloff, K. 357, 427, 457  
Dier, H. 93, 123  
Dierer, S. 483  
Dieterich, H. 509  
Dittmann, E. 353  
Dlugi, R. 267, 475, 512, 517  
Dobesch, H. 125  
Döhler, W. 19  
Doms, G. 479  
Dorninger, M. 323  
Dotzek, N. 47, 465  
Dreier, M. 27, 179  
Drusch, M. 257  
Dubois, R. 450  
Düring, I. 171, 173
- Ebel, A. 191, 521, 539, 543  
Echle, G. 85  
Eckert, S. 153, 163, 287  
Eden, C. 509  
Eicken, H. 447  
Elberskirch, J. 313  
Emeis, S. 49, 187, 215  
Engel, A. 81  
Engelbart, D. 15, 25, 55, 61, 235  
Entzian, G. 387  
Erxleben, S. 523  
Etling, D. 391
- Fabian, P. 151, 165, 185, 207  
Feigl, Ch. 537  
Feldmann, H. 521, 539  
Fiedler, F. 327  
Fink, A. 431  
Finke, U. 7, 325, 537  
Fischer, H. 33, 73  
Flemming, G. 195  
Flint, H. 119  
Foken, Th. 235, 267, 269, 294, 439, 451, 513, 515

Forkel, R. 533  
Fraedrich, K. 337, 369, 381, 421  
Freese, D. 105  
Frei, Ch. 321  
Freudenthaler, V. 143  
Fricke, W. 519  
Friedrich, K. 233, 485  
Friedrichs, P. 315  
Fritsch, J. 279  
Frühauf, C. 245  
Fuchs, T. 291, 433  
Fuentes, U. 379  
Fuhrhop, R. 39  
Fukutome, S. 321  
Funk, O. 145  
Funke, B. 33

Gabriel, A. 395  
Gantner, L. 109  
Garbrecht, T. 453  
Gassmann, A. 355  
Gelhardt, F. 391  
Georgii, H.-W. 529  
Gerten, D. 281  
Gilge, St. 535  
Glandorf, M. 461  
Göber, M. 411  
Gobiet, A. 527  
Godwin, J. R. 59  
Goldberg, V. 159, 247  
Gorbunov, M. 365  
Görsdorf, U. 25, 55  
Göttsche, F. - M. 63  
Grell, G. 533  
Groß, Ch. 141  
Groß, G. 203, 251, 335, 491  
Großklaus, M. 277, 283  
Grossmann, K. U. 383  
Göldner, J. 19, 79  
Günther, G. 393  
Gysi, H. 11

Haak, H. 495  
Haase, G. 41, 99  
Hagedorn, R. 265  
Hagen, M. 537  
Handorf, D. 357, 439, 515  
Hanken, T. 141  
Hannesen, R. 3, 47  
Harbusch, G. 441  
Harder, M. 317, 445, 455, 503  
Harlander, U. 299, 355, 409  
Hasse, L. 283  
Hauf, T. 142, 325  
Hauschild, A. 417  
Hechler, P. 331, 359  
Heck, P. 249  
Heidenreich, W. 163  
Heilemann, K.J. 211

Heimann, D. 379  
Heintzenberg, J. 23, 450  
Heinz, G. 439  
Heinze, M. 367  
Helbig, A. 281, 447  
Hendricks, J. 543  
Hense, A. 295, 305, 313, 315, 499  
Herbert, F. 91  
Herzog, H.-J. 469  
Heygster, G. 65  
Hilmer, M. 455, 497, 503  
Hoeber, H. 459  
Hoff, A. 261, 263  
Hoffmann, G. 361  
Hofmann, M. 443, 461  
Höller, H. 537  
Hollmann, R. 31, 51  
Höpfner, M. 33  
Höppe, P. 155  
Hoyningen-Huene, W. v. 83, 87, 89, 133, 137  
Huntrieser, H. 537

Illmann, M. 423  
Inclan, G. 512  
Inclán, M. G. 267  
Isemer, H.-J. 237  
  
Jacob, D. 271, 293, 541  
Jacobeit, J. 349  
Jacobi, Ch. 393, 397  
Jaeneke, M. 7  
Jakobi, G. 155, 165  
Jakobs, H. J. 521  
James, I. N. 301  
Jendritzky, G. 147  
Jörn, M. 75  
Jörn, P. 75, 167  
Jung, T. 497  
Jürrens, R. 251, 429

Kalthoff, N. 327  
Kaminski, U. 121  
Kapala, A. 363, 371  
Karger, U. 277, 429  
Karstens, U. 239  
Kästner, M. 53  
Katzschner, L. 157, 183  
Keil, A. 97  
Kerschgens, M. 191, 463  
Kessler, Ch. 191  
Kieke, D. 507  
Kiely, G. 471  
Kirchgässner, A. 459  
Kirk, E. 421  
Klein, M. 177  
Kley, D. 535  
Klingspohn, M. 307  
Klocke, B. 65  
Knaps, A. 177

Knüpffer, K. 415  
Kohler, M. 327  
Köhler, U. 109  
Kolle, O. 327  
König-Langlo, G. 462  
Kornblueh, L. 365  
Kottmeier, Ch. 425  
Kouker, W. 385  
Kovar-Panskus, A. 199  
Kramm, G. 233, 269, 475, 511, 517  
Krennert, Th. 323  
Kriebel, K. Th. 53  
Kucharski, F. 311  
Kuhlbrodt, T. 407  
Kummer, W. 531  
Kundt, G. 287  
Kunka, R. 193, 203  
Kuntz, M. 33  
Kurz, Ch. 145  
Kuttler, W. 187

Lang, J. 353  
Lange, H.-J. 417  
Lange, M. 393  
Langmann, B. 541  
Lattauschke, J. 135  
Leck, C. 450  
Leckebusch, G. 431  
Lehmann, L. 143  
Lehmann, V. 25, 55  
Leiterer, U. 93, 123, 137  
Leitl, B. 199  
Lemke, H. 43, 119  
Lemke, P. 317, 445, 455, 503  
Levkov, L. 95  
Liedtke, J. 199  
Lindau, R. 239  
Lindner, J. 155  
Lippert, E. 543  
Lippert, K. 67  
Lobmeyr, M. 243  
Löffler-Mang, M. 3, 11  
Lohmeyer, A. 171, 173, 179  
Löhnert, U. 41, 57  
Lohse, H. 367  
Lopez, S. 201  
Lopez-Puertas, M. 33  
Lorenz, P. 271  
Lüdecke, C. 221, 229, 231  
Luksch, U. 369  
Lüpkes, C. 201, 453  
Lüthi, D. 249, 321

Mächel, H. 363, 371  
Macke, A. 103, 127, 139  
Maderbacher, R. 129, 131, 527  
Maixner, U. 95  
Manier, G. 177  
Marquardt, C. 389

Marquardt, R. 537  
Martin, Th. 447, 455  
Mattis, I. 23  
Matzarakis, A. 169, 181  
Mayer, H. 169, 181, 279, 327  
Mayer, M. 527  
Mebold, H. 41  
Meischner, P. 537  
Meixner, F. X. 517  
Memmesheimer, M. 521, 539  
Mende, W. 329  
Mengelkamp, H.-T. 243, 471  
Menzel, A. 151  
Metz, W. 307  
Meyer, C. 455  
Meyhöfer, S. 333  
Mikolajewicz, U. 495  
Milferstädt, D. 119  
Mitchell, D. L. 103  
Mix, W. 159  
Mohnl, H. 125  
Moldenhauer, A. 171, 173  
Mölders, N. 233, 241, 473, 485, 493, 511  
Möllmann-Coers, M. 177  
Müller, D. 23  
Müller, G. 21, 259  
Müller, H. 475  
Müller, J. 31, 51, 167, 289  
Müller, M. G. 189  
Müller, U. 205  
Müller-Westermeier, G. 353  
Muschinski, A. 261, 263

Naebert, T. 93, 123  
Naujokat, B. 389  
Naumann, H. 161  
Neis, J. 193, 203  
Neisser, J. 1, 235  
Névir, P. 403, 407  
Nielinger, J. 251, 335  
Niemeier, U. 487, 489

Oelhaf, H. 85  
Oestreicher, R. 193  
Offermann, D. 383, 385  
Olaeta, I. 207  
Olesen, F. S. 63  
Oster, F. 127  
Oyola, P. 207

Paeth, H. 499  
Pahl, U. 491  
Panskus, H. 175  
Paulus, R. 217  
Paw U, K. T. 475, 517  
Peters, D. 303, 387  
Petoukhov, V. 357  
Petry, H. 543  
Pfeilsticker, K. 145



- Pfister, G. 129, 131  
 Philipp, A. 373  
 Pichler, H. 405  
 Piehl, H.-D. 197  
 Piel, A. 389  
 Pietsch, H. 527  
 Pinto, J. G. 343  
 Platt, U. 145  
 Plessing, P. 137  
 Podlasly, Ch. 69  
 Podzun, R. 271, 293  
 Pohlmann, S. 437  
 Poppe, D. 525  
 Praml, G. 155  
 Putz, E. 129, 131, 527
- Quante, M. 43, 119
- Raabe, A. 17, 77, 241, 275  
 Raasch, S. 441  
 Rabe, G. 155  
 Rabus, D. 143  
 Radke, M. 71  
 Raible, C. C. 421  
 Rapp, J. 375, 433  
 Rappenglück, B. 185, 207  
 Raschke, E. 31, 43, 51, 95, 119, 243  
 Redler, R. 509  
 Reich, Th. 285  
 Reißig, T. 45  
 Reitebuch, O. 49, 187  
 Rentsch, H. 135, 137  
 Reuter, A. 95, 105  
 Rhein, M. 507  
 Richter, S. H. 267, 273, 515  
 Riediger, O. 81  
 Rinke, A. 427, 457  
 Ritter, L. 193  
 Rockel, B. 31, 239, 255  
 Roeckner, E. 361, 501  
 Romanov, V. F. 427  
 Rose, Th. 57  
 Rösner, S. 377  
 Röth, E.-P. 523  
 Roth, R. 261, 263, 294, 335, 443, 461  
 Rothe, M. 245  
 Rudolf, B. 291, 433  
 Ruhe, C. 243, 471  
 Ruhnke, R. 523  
 Rumpelt, W. 227  
 Ruprecht, E. 9, 127, 139, 497
- Sardemann, G. 223  
 Schädler, G. 179  
 Schädlich, S. 73  
 Schaffhauser, A. 405  
 Schaller, E. 467  
 Schär, Ch. 249, 321  
 Schättler, U. 479
- Schatzmann, M. 199  
 Schienbein, S. 87, 89, 133  
 Schilling, H.-D. 305  
 Schilling, V. 391  
 Schimang, H. 450  
 Schinke, H. 345  
 Schlager, H. 537  
 Schleiff, S. 309  
 Schlünzen, K. H. 175, 483  
 Schlüter, N. 435  
 Schmetz, J. 37  
 Schmidt, R. 65  
 Schmidt, T. 87, 133  
 Schmidt, U. 81, 529  
 Schminder, R. 393  
 Schmitz, G. 297, 309, 395  
 Schneider, U. 291  
 Scholz, P. 211  
 Schönermark, M.v. 29, 75  
 Schönfeldt, H.-J. 275  
 Schönwiese, C.-D. 333, 375  
 Schöps, O. 525  
 Schrems, O. 141  
 Schreyer, H.-D. 273  
 Schröder, F. 142  
 Schröder, P. 517  
 Schubert, M. 381  
 Schubert, U. 469  
 Schuermann, M. 261, 263  
 Schulz, K.-H. 209  
 Schumann, A. 75, 167  
 Schumann, U. 537  
 Schümberg, S. 273  
 Schuster, S. 445, 455  
 Sednev, I. 95  
 Seibert, P. 231, 539  
 Sept, V. 379  
 Sickmüller, M. 337  
 Simmel, M. 409, 493  
 Simmer, C. 39, 57, 99, 101, 257, 259  
 Sogalla, M. 463  
 Solheim, F. 59  
 Spänkuch, D. 19, 79  
 Speth, P. 305, 339, 361, 431  
 Spitzer, H.-J. 417  
 Steffens, M. 61  
 Steinacker, R. 323  
 Steiner, N. 445, 455  
 Steinhagen, H. 1, 25, 55  
 Stellmacher, R. 329  
 Stephan, W. 339  
 Steppeler, J. 479  
 Stiefelhagen, I. 305  
 Stiller, B. 33, 209  
 Stockwell, W. 533  
 Straßburger, A. 187  
 Strounin, M. S. 235, 294  
 Strunk, M. 81  
 Stüdemann, O. 153, 163, 287

Stuhlmann, R. 31, 51  
 Sündermann, J. 505  
  
 Tahl, S. 29  
 Tetzlaff, G. 205, 485  
 Teubner, J. 367  
 Thiemann, C. 39  
 Thiemann, S. 437, 459  
 Thomas, P. 13  
 Thonfeld, H. 75  
 Tippke, J. 521, 539  
 Titz, S. H. 419  
 Tjemkes, S. 37  
 Torres, G. 379  
 Trefflich, A. 289  
 Tüg, H. 141  
  
 Uhlemann, G. 537  
 Uhlig, K. 283  
 Ulbrich, U. 339, 343, 361, 501  
 Unger, E. 197  
  
 Veitel, H. 145  
 Vogel, G. 469  
 Vogel, M. 245  
 Vogt, S. 13  
 Völger, P. 143  
 Volk, C. M. 81  
 Völker, W. 143  
 Volkert, H. 225, 229  
 Völksch, G. 211  
 Volz-Thomas, A. 535  
 Voß, S. 317, 319, 455  
  
 Wachs, P. 261, 263  
 Wacker, U. 91  
 Wagner, F. 23  
 Walter, A. 333  
  
 Wamser, C. 453  
 Wandinger, U. 23  
 Warrach, K. 243, 471  
 Weber, M. 521  
 Wege, K. 213  
 Weigl, E. 5  
 Weimann, A. 75  
 Wendling, U. 253  
 Weisheimer, A. 357  
 Weller, M. 135, 137  
 Wendisch, M. 97, 253  
 Wenzel, A. 327  
 Wenzel, K. 87, 89  
 Wernli, H. 341  
 Wichura, B. 515  
 Wicke, W. 327  
 Wickert, B. 521  
 Wiegner, M. 143  
 Wild, M. 341  
 Wilker, H. 139  
 Windelband, M. 271, 293  
 Windmüller, M. 455  
 Winkler, P. 109  
 Witthauer, J. 211  
 Wode, C. 235, 261, 263, 294, 461  
 Woick, H. 37  
 Wölfelmaier, F. F. 323  
 Wolff, G. 163  
 Wörner, R. 157  
  
 Xu, X. 529  
  
 Zelger, M. 512  
 Zellner, R. 523, 531  
 Zhukov, B. 67  
 Ziehmann, Ch. 413  
 Ziemann, A. 17, 77, 159  
 Ziemann, R. 217



# Statistische Analyse von Klimavariabilität: Musteruntersuchungen mit Hilfe vereinfachter dynamischer Modelle

Andreas Hense  
Meteorologisches Institut, Universität Bonn

Die statistische Analyse der Klimavariabilität in Simulationen und Beobachtungen erfordert multivariate Verfahren. Dabei werden zwei- oder dreidimensionale Felder aber auch kombinierte Daten zwischen verschiedenen Variablen (z.B. Wind- und Geopotentialfelder) auf typische Änderungen (optimal fingerprinting), signifikante Unterschiede (Hotelling Test) oder lineare Zusammenhänge (Kanonische Korrelationsanalyse) hin untersucht. Systematische Untersuchungen sind jedoch – dies zeigt die Schätztheorie zur multivariaten Statistik – nur mit Feldern möglich, deren Anzahl der räumlichen Freiheitsgrade (FG) durch die Stichprobenlänge nach oben begrenzt ist. Abschätzungen für eine Variable in Gitterpunktdarstellung mit einer räumlichen Auflösung von  $5^\circ \times 5^\circ$  in 10 Schichten ergeben 20000 FG's, bei einer Kombination von Wind und Geopotential 60000 FG's. Typische Werte der Stichprobenlänge für Monatsmittelwerte liegen jedoch nur bei etwa 50 (Reanalysedaten) bis 1000 (Simulationen). Dies zeigt die Notwendigkeit zur Informationskomprimierung d.h. der Darstellung der hochdimensionalen Information durch wenige a-priori festgelegte Muster, deren Amplituden dann mit Hilfe der multivariaten Statistiken bearbeitet werden können. Damit ist die Aufgabe der multivariaten Statistik nicht die Methode, sondern die Auswahl der Muster zur Informationskomprimierung (IK): durch die Wahl irrelevanter Muster wird nur Rauschen analysiert, die Wahl geeigneter Muster kann das Signal drastisch verstärken.

Als Beispiel dienen Simulationen mit Hilfe des ECHAM3 - T21 Modell für die Dekaden 1904-13 und 1951-60, die durch anomal niedrige bzw. hohe Wassertemperaturen ausgezeichnet waren. Die Simulationen wurden durch die beobachteten ozeanischen Oberflächentemperaturen und die Meereisausdehnung angetrieben (monatliche Mittelwerte für die angegebenen Dekaden). Zur besseren Abschätzung des internen Rauschens der Atmosphäre wurden jeweils fünf Simulationen für jede Dekade durchgeführt, die sich lediglich in der Wahl des Anfangszustands unterschieden und die für die Analyse gemittelt werden. Als Variable wird die Stromfunktion (rotationelle Windkomponente) in 300 hPa im Januar betrachtet. Bezeichnen wir mit  $\vec{\Psi}_c$  den Zustandsvektor für die Periode 1904/13 und mit  $\vec{\Psi}_w$  den entsprechenden Vektor für die Dekade 1951/60, so wollen wir die Nullhypothese

$$H_0 \quad E(\vec{\Psi}_c) = E(\vec{\Psi}_w)$$

gegen die Alternative

$$H_A \quad E(\vec{\Psi}_c) \neq E(\vec{\Psi}_w)$$

überprüfen. Dies geschieht mit Hilfe der Hotelling  $T^2$  Testvariable nach einer IK durch geeignet gewählte Basisvektoren  $\vec{g}_k$  im Unterraum der aufgelösten Amplitude  $p_k$  durch Lösung der Extremwertaufgabe:

$$\vec{\Psi}_{c,w} = \sum_{k=1}^q p_k \vec{g}_k + \vec{r} \quad \vec{r}^T \vec{r} \stackrel{!}{=} \min$$

Die klassische Lösung zur IK sind die Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) als Schätzer der prinzipalen Vektoren, der Eigenvektoren der Kovarianzmatrix der Grundgesamtheit. Diese garantieren eine besonders effektive Darstellung, sind jedoch nicht notwendigerweise mit physikalischen Prozessen identifizierbar. Abbildung (1) zeigt das Ergebnis des Tests und die signifikante Differenz der Stromfunktion zwischen der Kalt und Warm Periode nach einem Test mit 15 EOF Amplituden ( $p_k$ ) (Irrtumsniveau der Nullhypothese kleiner als 5%, Rekurrenz 92 %, erklärte Varianz relativ zur Gesamtdifferenz 45%). Damit ist erwiesen, dass sich die Simulationen signifikant unterscheiden. Welche Prozesse allerdings verantwortlich sein könnten, wird durch diese Analyse nicht beantwortet.

Eine weitere Möglichkeit zur IK kann durch die Auswahl bestimmter Eigenmoden eines ausgewählten linearen Modells erfolgen, von dem vermutet wird, daß es die Dynamik der zugrundeliegenden Klimavariationen beschreiben kann. Da wir hier die Stromfunktion in 300 hPa betrachten, kommt die barotrope Vorticitygleichung in Betracht. Die Differenzen zwischen den beiden Klimazuständen  $\vec{\Psi}_w$  und  $\vec{\Psi}_c$  wird durch die um den mittleren Zustand  $\frac{1}{2}(\vec{\Psi}_w + \vec{\Psi}_c)$  linearisierte barotrope Vorticitygleichung beschrieben. Die stationäre Lösung wird dann hauptsächlich durch die Eigenmoden des linearen Systems bestimmt, die einen betragsmäßig kleinen Eigenwert haben und die quasi-resonant auf ein stationäres Antriebsfeld etwa ausgelöst durch die SST Unterschiede reagieren. Abbildung (2) zeigt das Ergebnis des Tests und die signifikante Differenz der Stromfunktion zwischen der Kalt und Warm Periode nach einem Test mit den Amplituden ( $p_k$ ) der Eigenmoden mit den 15 kleinsten Eigenwerten (Irrtumsniveau der Nullhypothese kleiner als 5%,

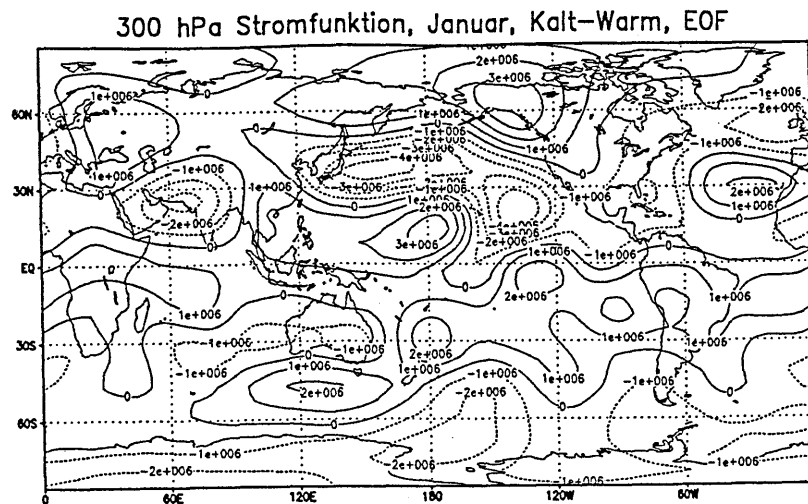


Abbildung 1: Vergleich der Stromfunktion in 300 hPa zwischen den Dekaden 1904/13 und 1951/60 aus ECHAM3 T21 Simulationen nach einem Test im Raum der geschätzten Prinzipalen Vektoren (EOF's) zur IK

Rekurrenz 87%, erklärte Varianz relativ zur Gesamtdifferenz 16%). Damit wird ein zwar schwächeres Signal als im EOF Fall detektiert, aber die physikalische Hypothese, dass eine stationäre Reaktion des linearen, barotropen Modells vorliegt, ist mit den Daten verträglich.

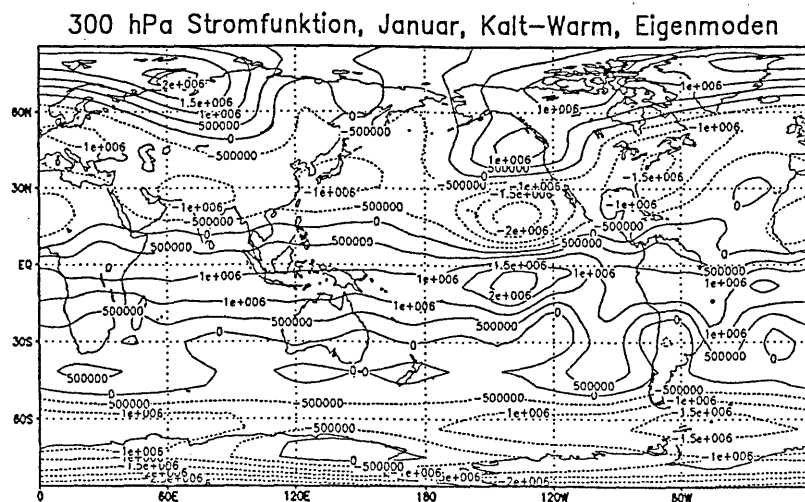


Abbildung 2: Vergleich der Stromfunktion in 300 hPa zwischen den Dekaden 1904/13 und 1951/60 aus ECHAM3 T21 Simulationen nach einem Test im Raum der Eigenmoden der barotropen Vorticitygleichung zur IK

Mit Hilfe der Theorie linearer stochastischer Systeme (Farrell und Ioannou, 1996, *J. Atmos. Sci.*, 53, 2025ff) können für das angenommene lineare barotrope Modell die prinzipalen Vektoren z.B. der Mittelwerte über 30 Tage bestimmt werden. Diese kombinieren nun sowohl die dynamische Bedeutung mit der statistischen Effizienz der Darstellung insbesondere der Rauschanteile. Mit Hilfe der "optimal fingerprint" Methode kann dann eine Optimierung der Amplituden der quasi-resonanten Muster mit der theoretisch berechneten Kovarianzstruktur des Rauschmodells erfolgen, ohne dass zusätzliche Statistiken aus den Daten geschätzt werden müssen. Diese Ergebnisse werden im Vortrag präsentiert.

# Zur Wechselwirkung der Hadley-Zirkulation mit stehenden Wellen

E. Becker und G. Schmitz

*Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e.V.*

*Schloßstr. 6, 18225 Kühlungsborn*

Den Mechanismus der Hadley-Zelle kann man prinzipiell als thermisch getriebene, auf tropische Breiten begrenzte meridionale Zirkulation in einem axialsymmetrischen (2D) Bild verstehen [1]. In der Realität wird diese Modellvorstellung durch Wellenprozesse, die sowohl Drehimpuls- wie Energieaustausch zwischen Tropen und mittleren Breiten bewirken, verändert. Quantitative Abschätzungen für den Einfluß der Wellen auf die Hadley-Zelle waren lange unvollständig. Während diagnostische Modelle übereinstimmend eine schwache Verstärkung der Hadley-Zirkulation infolge der Wellen ergaben, zeigt ein konsistenter Vergleich von 2D- und 3D-Dynamik im Rahmen eines Aquaplanet-Zirkulationsmodells die tatsächliche dynamische Rückkopplung [2]. Dabei dehnt sich die Hadley-Zelle vertikal aus, ihre totale Massenzirkulation nimmt aber erheblich ab. Weiterhin ergibt der 2D-3D-Vergleich eine Abschwächung und polwärtige Verschiebung des Subtropenstrahlstroms.

Im folgenden untersuchen wir die Rückkopplung stehender Wellen auf die mittlere Zirkulation in der Troposphäre. Insbesondere interessiert die Frage, wie sich Drehimpuls- und Wärmebilanz im Bereich der Hadley-Zirkulation durch die Anregung langer Wellen verändern. Um die drei wichtigsten längenabhängigen Einflüsse auf die atmosphärische Zirkulation – nämlich Orographie sowie lokalisierte Wärmequellen in mittleren und äquatorialen Breiten – möglichst unabhängig voneinander untersuchen zu können, verwenden wir ein vereinfachtes globales Zirkulationsmodell (SGCM) für Tropo- und Stratosphäre. Die wesentliche Idealisierung gegenüber einem GCM besteht darin, daß Strahlungs- und Feuchteprozesse nicht explizit beschrieben, sondern über Temperaturrelaxation und vorgegebene zusätzliche Wärmequellen parametrisiert werden. Wir beschränken uns dabei auf permanente Januarbedingungen.

Die Abbildungen zeigen die Modellklimatologie für die meridionale Massenstromfunktion und den zonalen Wind im Breitenbereich von 25S bis 85N. Ausgehend vom längenunabhängigen Antrieb (Abbn. 1a, 2a) werden sukzessive die Längenabhängigkeiten von Orographie (Abbn. 1b, 2b) und vorgegebener Wärmequelle in mittleren Breiten (Abbn. 1c, 2c) berücksichtigt; die zonalsymmetrischen Beiträge des Modellantriebs bleiben unverändert.

Wir betrachten zunächst den Einfluß der Orographie. Ein Vergleich von Abb. 1b mit 1a ergibt, daß das Maximum der meridionalen Stromfunktion abgenommen und die Hadley-Zelle sich sowohl vertikal wie auch meridional ausgedehnt hat. Der zonale Wind zeigt eine deutliche Abschwächung und leichte polwärtige Verschiebung des Subtropenstrahlstroms (Abbn. 2a, 2b). Hinsichtlich der oben beschriebenen Ergebnisse des 2D-3D-Vergleichs bedeutet dies, daß durch Orographie die Wellenrückkopplung auf Hadley-Zelle und zonalen Wind verstärkt wird.

Ein Vergleich der Abbn. 1c, 2c mit 1b, 2b zeigt die Anomalien, die durch die Längenabhängigkeit der vorgegebenen Wärmequelle in mittleren nördlichen Breiten hervorgerufen werden. Die Hadley-Zelle hat sich wieder um ihr Maximum, welches stärker geworden ist, zusammengezogen. Die thermische Anregung stehender Wellen hat also genau den umgekehrten Effekt auf die Hadley-Zirkulation wie die orographische Anregung. Die Veränderung des Zonalwindes ist dazu scheinbar widersprüchlich, denn das Windmaximum ist erneut um etwa 10 m/s schwächer geworden. Der meridionale Windgradient im polwärtigen Strom der Hadley-Zelle zeigt an, inwieweit die Drehimpulserhaltung der meridionalen Zirkulation durch Vorticityfluß der Wellen gestört ist. Betrachtet man dieses Kriterium, so lassen sich die Veränderungen durch orographische bzw. thermische Anregung stehender Wellen konsistent als verstärkte bzw. abgeschwächte Wellenrückkopplung auf Hadley-Zirkulation und zonalen Wind interpretieren.

Bei den bisherigen Modellsimulationen bleibt die Hadley-Zirkulation weitgehend zonalsymmetrisch trotz starker stehender Wellen in mittleren Breiten. Dies ändert sich grundsätzlich, wenn man die tropische Wärmequelle an bestimmten geographischen Längen konzentriert, wie es der Beobachtung entspricht. Die nichtlineare Antwort des SGCMs weicht deutlich von der linearen Theorie [3] ab. Insbesondere hängt die Stärke der Walker-Zelle von der Anregung stationärer Wellen in mittleren Breiten ab.

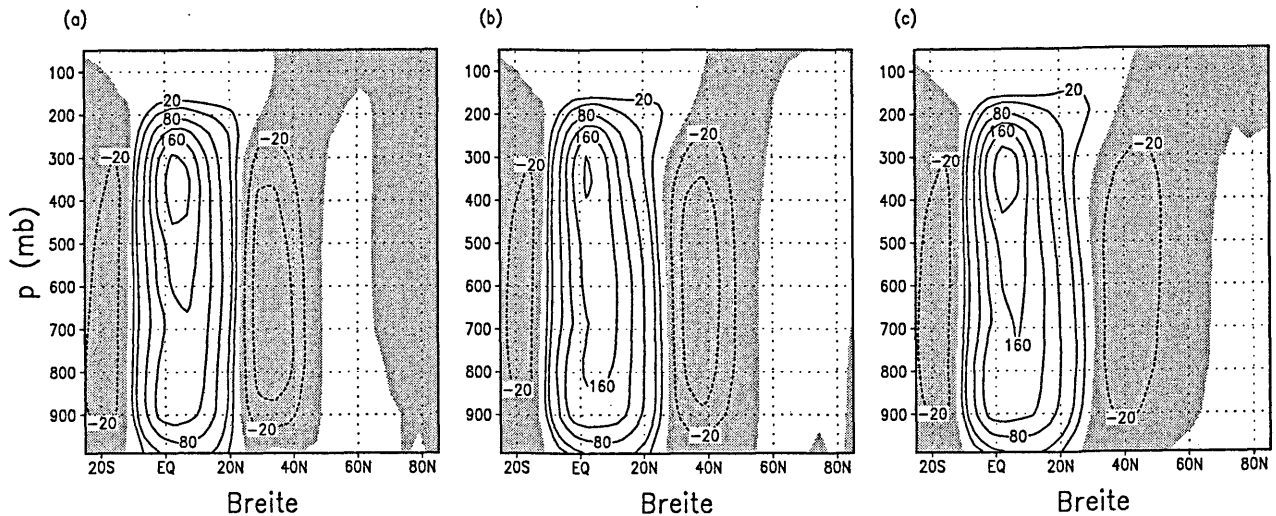


Abb. 1: Eulersche Massenstromfunktion (Isolinien  $\pm 20, 40, 80, 120, 160, 200 \times 10^9$  kg/s) für verschiedene Modellkonfigurationen hinsichtlich des längenabhängigen Modellantriebs: (a) längeninvariant, (b) mit Orographie, (c) mit Orographie und thermischer Wellenanregung in mittleren Breiten. Negative Bereiche sind schraffiert.

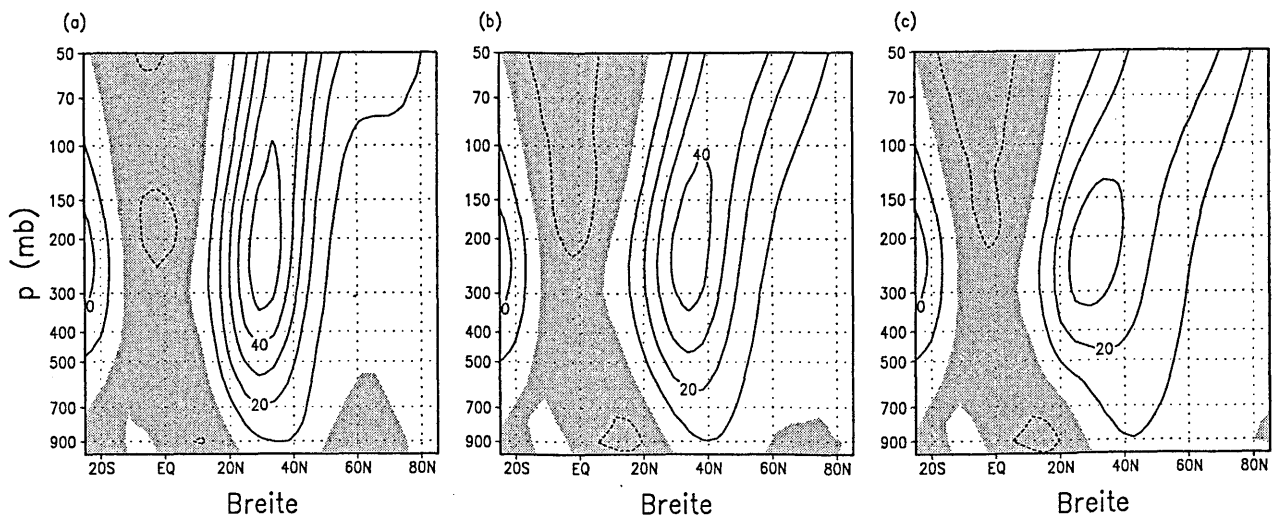


Abb. 2: Mittlerer zonaler Wind (Isolinienabstand 10 m/s) für dieselben Modellkonfigurationen wie in Abb. 1. Ostwinde sind schraffiert.

## Literatur

- [1] Held, I. M., Hou, A. Y. 1980. Nonlinear Axially Symmetric Circulations in a Nearly Inviscid Atmosphere. *J. Atmos. Sci.* **37**, 515–533.
- [2] Becker, E., Schmitz, G., Geprägs, R. 1997. The feedback of midlatitude waves onto the Hadley cell in a simple general circulation model. *Tellus* **49A**, 182–199.
- [3] Gill, A. E. 1980. Some simple solutions for heat induced tropical circulations. *Quart. J. R. Met. Soc.* **106**, 447–462.

# Zur Ausbreitung von Rossby-Wellenpaketen in der Atmosphäre und den Ozeanen

Uwe Harlander  
Institut für Meteorologie (LIM), Universität Leipzig

## 1. Einleitung

Teleconnections und niederfrequente Variabilität (low-frequency variability) stehen im Zusammenhang mit der Ausbreitung von Rossby-Wellen. Die Dynamik von Rossby-Wellenpaketen in der Atmosphäre und den Ozeanen läßt sich mit Hilfe sog. asymptotischer Entwicklungen (WKB-Methode) beschreiben.

So lassen sich Bereiche in der Atmosphäre finden, wo Wellenpakete zwischen sog. Turning-Breiten gefangen sind (Hoskins und Ambrizzi, 1993), oder im Ozean, wo Rossby-Wellen zwischen reflektierenden Rändern und einer Turning-Breite gefangen sein können (Harlander und Metz, 1998).

Folgt man einem barotropen (quasi-monochromatischen) Rossby-Wellenpaket entlang seiner Gruppengeschwindigkeit, so wird der Ort der Wellengruppe, seine lokalen Wellenzahlen und seine Amplitude durch 6 gewöhnliche nichtlineare Differentialgleichungen beschrieben. Solche Gleichungen können für beliebige zeit- und raumabhängige Grundströme abgeleitet werden. Allerdings darf die Amplitude der Störung nicht zu groß werden, damit die Linearität der quasigeostrophischen Gleichung nicht verletzt wird, außerdem darf der Grundstrom nur langsam in Raum und Zeit variieren, da sonst die Anwendung der WKB-Methode fragwürdig wird. Ein Großteil der Arbeiten zur Wellenpaketausbreitung in der Atmosphäre oder den Ozeanen konzentriert sich auf die Ausbreitungspfade und weniger auf das Energiewachstum oder die Strukturänderung (d.h. die Änderung der lokalen Wellenzahlen) der Wellenpakete. Zeng (1983) zeigte dagegen, wie Wellenpakete auf stabilen Grundströmen anwachsen können und Yang (1991) betrachtete die Entwicklung von Rossbywellenpaketen im sog. Wellenzahlenphasenraum für bestimmte Grundströme, die es erlauben, die Entwicklung der Wellenzahlen vom Rest des Gleichungssystems zu entkoppeln. Wir erweitern das Konzept von Yang indem wir die Gleichungen der Wellenzahlen (z.B. über eine geeignete Topographie) an die Ausbreitungspfade ankoppeln. Die Dynamik der Wellenpakete zeigt dann komplizierte nichtlineare Strukturen.

## 2. Ergebnisse

Die hier vorgestellten exemplarischen Ergebnisse beziehen sich auf ein sog. quasi-monochromatisches Wellenpaket, d.h., das Spektrum der betrachteten Störung zeigt ein deutliches Maximum um eine bestimmte Wellenzahl. Mittels der WKB-Technik ist es dann möglich, die Entwicklung dieser Struktur räumlich und zeitlich zu verfolgen. Yang (1991) betrachtete einen Grundstrom  $(U(y), V(x))$  der nur linear von  $x$  und  $y$  abhängt. Unter bestimmten Voraussetzungen finden sich hierbei periodische Oszillationen der Wellenpaketstruktur. Erweitert man nun dieses Modell um eine periodische „hügelförmige“ Topographie, so zeigt sich in bestimmten Parameterbereichen ein unvorhersagbares Verhalten des



Wellenpaketes; die Struktur des Wellenpaketes verändert sich jetzt in nichtperiodischer Weise. Die Nichtvorhersagbarkeit der Wellenpaketentwicklung läßt sich durch eine Bestimmung der sog. Lyapunov-Exponenten nachweisen. Die Abbildung zeigt die Projektion einer Trajektorie des Wellenpakets auf die Ebene der lokalen Wellenzahlen. Die komplexe Struktur des zugrundeliegenden Attraktors wird deutlich.

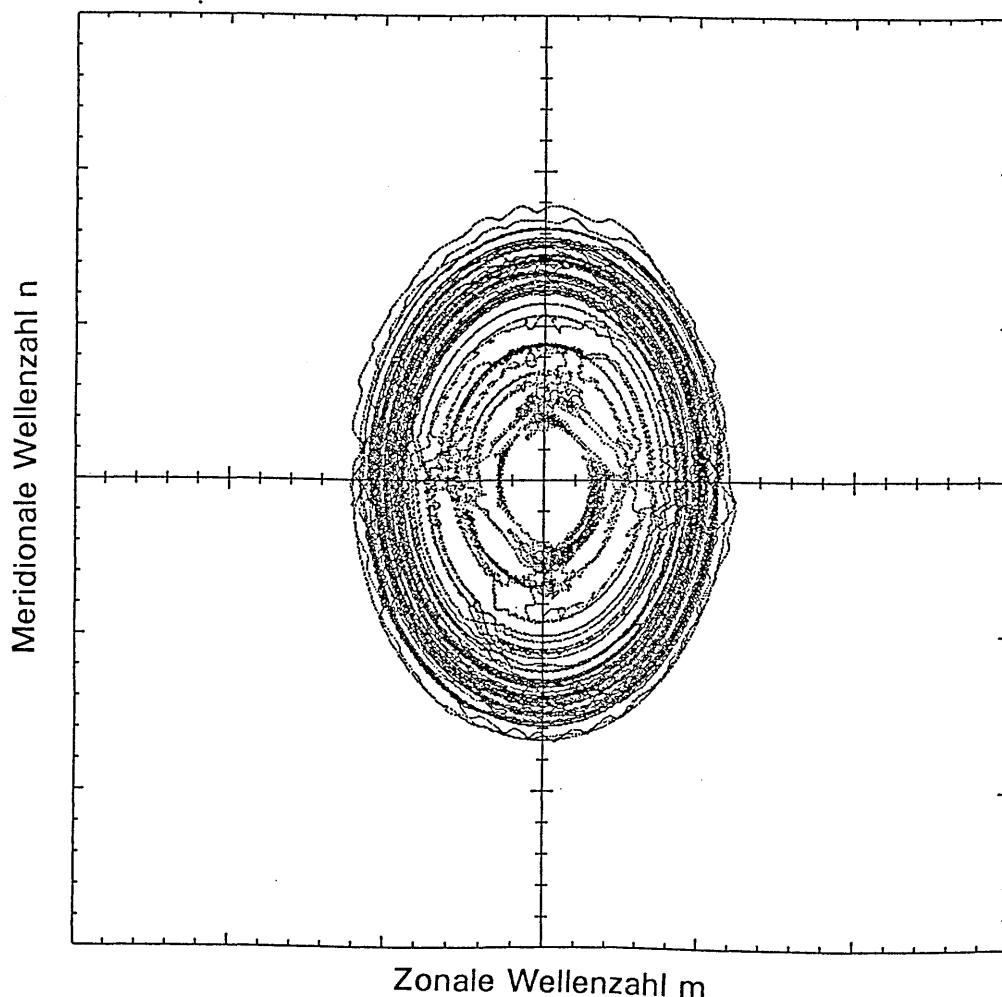
#### Literatur

Harlander U. und W. Metz 1998: Rossby wave propagation in a bounded ocean current. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie der Uni. Leipzig und dem Institut für Troposphärenforschung e.V. Leipzig, Band 9, 130-147.

Hoskins B.J. and T. Ambrizzi 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J.Atmos.Sci.*, 38, 1179-1196.

Yang H. 1991: *Wave packets and their bifurcations in geophysical fluid dynamics*. AMS 85, Springer Verlag.

Zeng Q.-C. 1983: The evolution of a Rossby-wave packet in a three-dimensional baroclinic atmosphere. *J.Atmos.Sci.*, 40, 73-84.



*Projektion der Trajektorie eines bestimmten Wellenpaketes auf den Unterraum der lokalen Wellenzahlen. Die Entwicklung der Wellenzahlen über mehrere Wochen ist dargestellt. Da ein bestimmtes Wellenpaket nur über eine relativ kurze Zeitspanne existiert, sind lokale Maßzahlen, wie lokale Lyapunov-Exponenten, von besonderem Interesse.*

# Die Intensität der 'Storm tracks'

U. Burkhardt and I.N. James

Department of Meteorology, University of Reading, PO Box 243, Reading, RG6 6BB, UK.

Das europäische und nordamerikanische Klima wird von der Intensität der 'Storm tracks' stark beeinflusst. Die Intensität der 'Storm tracks' ist ein klimatologisches Maß für die Intensität und die Frequenz der Zyklonen und die Lage ihrer Zugbahnen und kann anhand von verschiedenen Eulerdiagnostiken bestimmt werden. Ein weitverbreitetes Maß ist die kinetische Energie derjenigen Störungen, welche sich mit einer gewissen Phasengeschwindigkeit relativ zur Erde fortbewegen (Blackmon 1976). Häufig beinhaltet dieses Maß alle die Störungen, welche relativ zur Erde Perioden von zwischen 2 und 6 Tagen haben. Die Grenzen dieses Phasengeschwindigkeitsbereiches sind willkürlich gewählt, da es keine Lücke im Energiespektrum gibt.

Die Phasengeschwindigkeit der Störungen relativ zur Erde ist aber nicht nur von den Zyklonen selbst abhängig sondern auch von der Hintergrundsströmung, in die die Zyklonen eingebettet sind. Besonders bei starken zeitlichen oder räumlichen Schwankungen der Strömung, wie sie z.B. in der Umgebung von Jets oder zu Zeiten von Blockierungen auftreten, ist dieser Einfluß der Hintergrundsströmung signifikant. Darstellung 1 zeigt eine Störung, die sich im Gebiet eines Jets mit einer sehr viel höheren Geschwindigkeit relativ zur Erde fortbewegt als außerhalb dieses Gebietes, wobei sich nur die Advektionsgeschwindigkeit ändert. Es kann also passieren, daß in einem Storm track Maß eine Störung, im Gebiet eines Jets enthalten ist, nicht aber in einem Gebiet von niedriger zonaler Strömung.

Eine Methode zur Eliminierung dieser Abhängigkeit der Eulerdiagnostik von der Hintergrundsströmung wird hier vorgestellt. Diese Methode besteht aus der Zerlegung des hochpass gefilterten meridionalen Windes in 300 hPa mit Hilfe einer 'Erweiterten EOF Analyse' (Weare und Nasstrom, 1982). Die sich aus dieser Analyse ergebenden raum-zeitlichen Muster beschreiben Wellenbewegungen, deren räumlicher und zeitlicher Scale abgeschätzt werden kann. Die Ergebnisse der EEOF-Analyse können dazu verwendet werden, den Datensatz band-pass zu filtern. Ein Doppler-korrigiertes Storm track Maß, welches auf den Ergebnissen

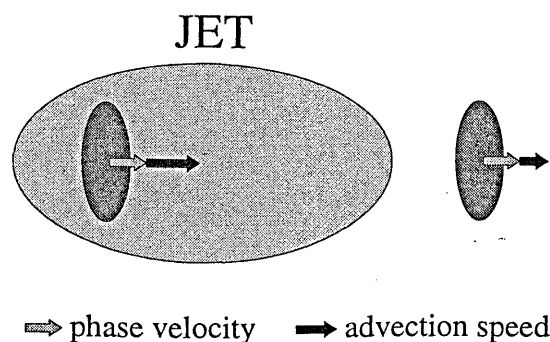


Abbildung 1: Eine Störung (dunkelgrau) bewegt sich aus dem Gebiet des jets (hellgrau) in ein Gebiet mit geringerer zentraler Strömung hinein. Die hellgrauen Pfeile zeigen die Phasengeschwindigkeit relativ zur Strömung.

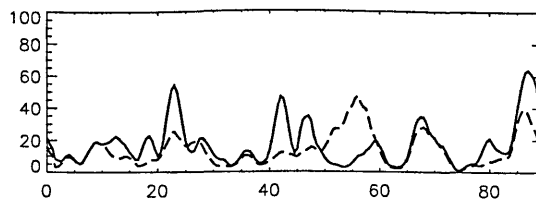


Abbildung 2: Geglättete Zeitreihe der Storm track Intensität (in  $m^2/s^2$ ) über Europa ( $0^\circ W$  bis  $60^\circ W$  und  $34^\circ N$  bis  $66^\circ N$ ) gemessen anhand der Varianz des 2 bis 6 Tage EEOF gefilterten meridionalen Windes ohne (gestrichelt) und mit Dopplerkorrektur (durchgezogen).

der EEOF-Analyse beruht, kann nun definiert werden. Dieses beinhaltet nur die Störungen, welche Perioden von zwischen 2 und 6 Tagen relativ zur Erde hätten, wenn sie mit dem zeitlich gemittelten zonalen Wind advehiert würden. Als Hintergrundströmung wird die Abweichung des niedrigpass gefilterten zonalen Windes in 700 hPa von seinem zeitlichen Mittel verwendet. Abbildung 2 zeigt das Storm track Maß basierend auf der EEOF-Analyse mit und ohne Dopplerkorrektur. Zwischen den Tagen 40 und 50 ergibt sich eine starke positive Korrektur in das Storm track Maß hinein. Diese Korrektur findet statt in einer Zeit, in der ein blockierendes Hoch über Osteuropa die zonale Strömung verlangsamt. Dies bedeutet, dass die Advektionsgeschwindigkeit zu dieser Zeit geringer ist als im Mittel, so daß die Störungen Perioden relativ zur Erde haben, die länger sind als 6 Tage. Diese Störungen werden durch die Dopplerkorrektur in das Storm track Maß hineinkorrigiert. Zwischen den Tagen 50 und 60 dagegen ist der zonale Wind so stark, daß nahezu die ganze Variabilität aus dem Storm track Maß herauskorrigiert wird.

Eine Dopplerkorrektur der Storm track Intensität ist einerseits dann von Bedeutung, wenn der Zusammenhang der Storm tracks mit der großräumigen Variabilität z.B. den Telekonnectionsmustern untersucht werden soll, welche nicht nur einen Einfluß auf die Storm tracks sondern auch auf den zonalen Wind haben. Andererseits hat die Dopplerkorrektur einen Einfluß auf die Analyse der Erstreckung der Storm tracks über den Kontinenten aufgrund der starken räumlichen Variation des zonalen Windes. Besonders aber ist eine Dopplerkorrektur des Storm track Maßes beim Vergleich verschiedener Modellergebnisse bzw. von Modellergebnissen mit Beobachtungsdaten wichtig. Einerseits könnte ein schlecht simulierter zonaler Wind große Unterschiede in dem herkömmlichen, nicht Doppler-korrigierten Storm track Maß verursachen. Andererseits könnte eine gute Simulation der Storm tracks lediglich auf einen sehr starken Jet zurückzuführen sein.

## Literatur

- Blackmon, M.L., 1976: A Climatological Spectral Study of the 500 mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1607-1623.
- Burkhardt, U. and I.N.James, 1998: On the determination of the intensity of mid-latitude storm tracks. To be submitted to *Journal of Climate*.
- Duchon, C.E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *J. App. Met.*, **18**, 1016-1022.
- Weare, B.C. and J.S. Nasstrom, 1982: Examples of Extended Empirical Orthogonal Function Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 481-485.

# Eine winterliche Zirkulationsanomalie auf der Nordhemisphäre in den 80er Jahren

Dieter Peters

Institut für Atmosphärenphysik  
Universität Rostock  
18225 Kühlungsborn

Für das Geopotential der mittleren und oberen Troposphäre in seiner Abweichung vom zonalen Mittelwert wurden signifikante Änderungen auf der Nordhemisphäre im Januar der 80er Jahre nachgewiesen, die auch signifikant mit entsprechenden Gesamtzonänderungen korreliert sind, siehe u.a. Abb.1a in Entzian und Peters (1998).

Das Ziel dieser Arbeit besteht in der Bestimmung der Veränderung weiterer diagnostischer Größen, so in der Berechnung des Wellenaktivitätsflusses ultra-langer Wellen, der transienten Eddy-Varianz (3-6 Tage gefiltert) und des entsprechenden erweiterten Eliassen-Palm-Flusses sowie in der Betrachtung einfacher Modelleansätze zur Ausbreitung ultra-langer Wellen in diesem Zeitraum. Es kann gezeigt werden, daß die Differenz zweier 5 Jahresgruppenmittel, (1988-92) minus (1979-83), eine gute Approximation der dekadischen Änderung darstellt und, siehe Abb.1a, mit einer ausgeprägten Wellenzugbahn ultra-langer Wellen, ausgehend vom westlichen Nordatlantik nach Nordeuropa hin, verbunden ist.

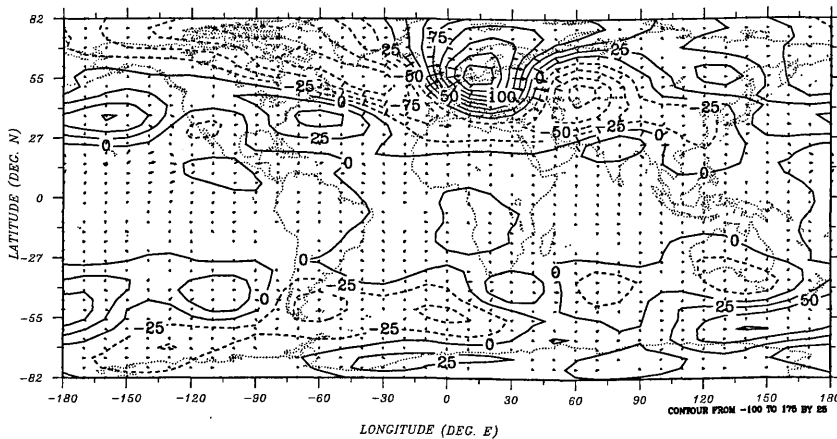


Abb.1a: Mittlere globale Verteilung des zonal asymmetrischen Geopotentials (gpm) sowie der horizontalen Komponenten des entsprechenden Plumb-Vektors, wobei die maximale Pfeillänge  $27,3 \text{ m}^2/\text{s}^2$  beträgt, für die Differenz der 5 Jahresgruppenmittel, (1988-92) minus (1979-83), des Januars der 300 hPa Fläche.

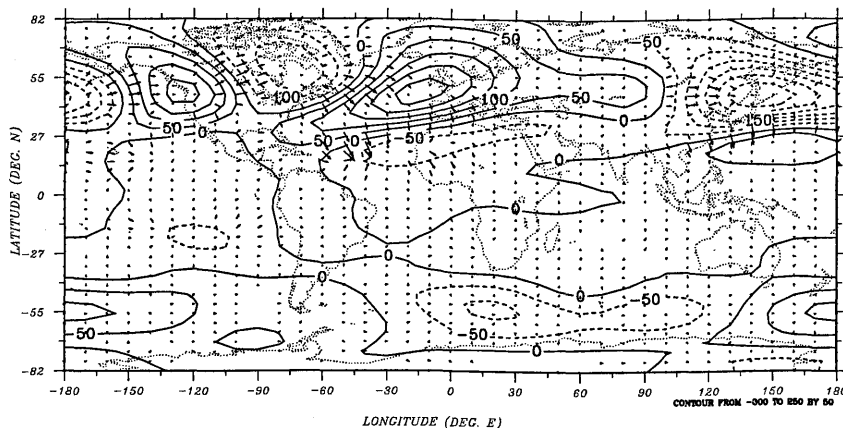


Abb.1b: Mittlere globale Verteilung des zonal asymmetrischen Geopotentials (gpm) sowie der horizontalen Komponenten des entsprechenden Plumb-Vektors, wobei die maximale Pfeillänge  $47,2 \text{ m}^2/\text{s}^2$  beträgt, für Januar von 1979-92 der 300 hPa Fläche.

Die Abb.1b zeigt im Unterschied dazu den mittleren (1979-92) Zustand, welcher in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Plumb (1985) ist. Die zwischen 40° und 60°N gemittelte Darstellung (Abb.2) zeigt in der Differenz eine deutlich auf die Nordatlantik-Europa-Region beschränkte Wellenzugbahn, welche über dem Nordatlantik aufsteigt und sich bis in die Stratosphäre fortsetzt.

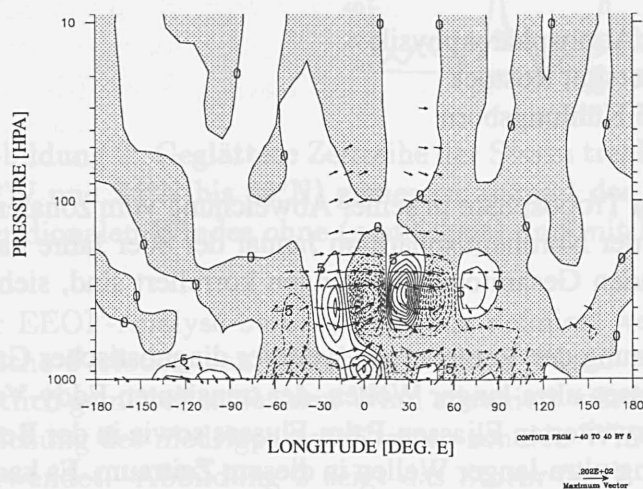


Abb.2: Höhen-Längenschnitt der Differenz des klimatologischen Plumb-Vektors und der Divergenz ( $10^{-6} \text{ m/s}^2$ ) für Januar, (1988-92) minus (1979-83), gemittelt von 42°N bis 60°N, wobei die maximale Pfeillänge  $20,2 \text{ m}^2/\text{s}^2$  beträgt. Die vertikale Komponente des Vektors wurde mit 100 multipliziert.

Die Varianz ist in einem Band über Nordamerika nach Süden verschoben, während der Eliassen-Palm-Fluß eine verstärkte Südost-Komponente über dem Nordatlantik aufweist. Diese Anomalien können für den Zeitraum nur teilweise dem gleichen Gebiet zugeordnet werden.

Mit Hilfe eines einfachen barotropen Modells läßt sich die Bedeutung der Eddy-Anregung von ultralangen Wellen insbesondere für die Nordatlantik-Europa Region zeigen. Ein quasi-geostrophisches Mehrschichtenmodell (Schmitz und Grieger, 1980) erlaubt die Bestimmung der stationären Wellen als Funktion des Grundzustandes und der externen Anregung.

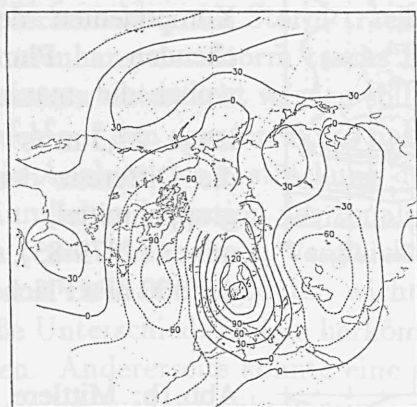


Abb.3: Modell, stereographische Projektion der Differenz des Geopotentials (gpm) der Rechnungen für die zwei 5 Jahresgruppenmittel der Januare, (1988-92 minus 1979-83) für die 300 hPa-Fläche.

Bei Vorgabe der mittleren Stromfunktionen für beide 5 Jahresperioden am unteren Rand des Modells und bei gleichem Grundzustand erhält man in den Rechnungen für die Differenz der 300 hPa-Fläche, Abb.3, eine Struktur, die recht gut mit Abb.1a (Isolinienvergleich) übereinstimmt. Eine weitere Rechnung zeigte, daß Änderungen des Grundzustandes nur gering die Wellenstörungen beeinflussen.

#### Literatur

- Entzian, G., und D. Peters, 1998, Die saisonale Variabilität der dekadischen Änderung des Geopotentials und deren Einfluß auf die längenabhängige Ozonverteilung, *Annalen der Meteorologie*, Offenbach.
- Plumb, R.A., 1985, On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- Schmitz, G., and N. Grieger, 1983, Model calculations on the structure of planetary waves in the upper troposphere and lower stratosphere as a function of the wind field in the upper stratosphere, *Tellus*, **32**, 207-214.

# Simulation tropischer Zirkulationsanomalien in einem nichtlinearen Anomaliemodell mit Hilfe der adjungierten Methode

*L. Stiefelhagen<sup>1)</sup>, A. Hense<sup>2)</sup>, H.-D. Schilling<sup>2)</sup>, P. Speth<sup>1)</sup>*

*<sup>1)</sup> Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln,  
Kerpener Str. 13, D-50923 Köln*

*<sup>2)</sup> Meteorologisches Institut der Universität Bonn, Auf dem Hügel 20, D-53121 Bonn*

Zur Untersuchung des Effektes verschiedener Antriebsmechanismen auf die tropische Zirkulation existieren zahlreiche konzeptionelle Modelle mit unterschiedlichen physikalischen Prozessen, die auf die verschieden gelagerten Untersuchungsschwerpunkte abgestimmt sind. Jedoch führen verschiedene physikalische Prozesse zu unterschiedlichen Einflüssen auf den mittleren Zustand der großskaligen Zirkulation. Zusätzlich können Parametrisierungen diese physikalischen Prozesse weder vollständig noch korrekt beschreiben. Allgemein besteht daher der Bedarf, daß das Modellklima als Basiszustand des Modells von der gewählten Modellphysik, und damit auch von den Parametrisierungen, unabhängig ist. Eine Möglichkeit diesem Bedarf gerecht zu werden, besteht darin, einen Basiszustand, der bereits Physik enthalten kann, explizit dem Modell vorzuschreiben. Die Abweichungen von diesem Basiszustand, die Anomalien, werden dann als neue Modellvariablen definiert.

Erste Untersuchungen mit einem so konzipierten Anomaliemodell lieferten gute Ergebnisse hinsichtlich der nichtlinearen Wechselwirkung interner Kelvinwellen gegen den vorgeschriebenen Grundstrom (Hadleyzelle) als Basiszustand. Um ein stabiles Verhalten des Modelles zu bewirken, wurde lediglich eine geringen Anomaliereduktion eingeführt (Stephan, 1994). Das stabile Verhalten des Modells beruht auf den Verhältnissen, die in den Tropen vorherrschen: es existieren keine starken Nichtlinearitäten und es fehlen häufig großskalige Instabilitäten. Daher sind Simulationen von komplexeren Zirkulationsanomalien mit diesem nichtlinearen Anomaliemodell möglich. Die Grenze des Anomaliemodells liegt jedoch in der Wahl eines plausiblen und konsistenten Grundstromes. Zur schnellen und effizienten Bestimmung dieses Grundstromes wird hier die adjungierte Methode angewendet. Diese liefert durch Anpassung weniger oder einer einzelnen Größe an den erstrebten Zustand (z.B. Beobachtungen) die notwendigen Veränderungen von anderen Parametern, die erforderlich sind, um das Modell optimal betreiben zu können. In dieser Untersuchung werden die Initialisierungsfelder für einen optimalen Grundstrom mit dieser Methode ermittelt. Für die Anwendung der adjungierten Methode ist neben dem vorwärtsintegrierenden Anomaliemodell ein Anomaliemodell entwickelt worden, in dem die Rückwärtsintegrationen durchgeführt werden. Das gesuchte Initialisierungsfeld als Antriebsmechanismus für Simulationen tropischer Zirkulationsanomalien wird dann aus Anomaliemodell und der adjungierten Version durch einfache Vor- und Rückwärtsintegration innerhalb einiger Iterationsschritte gefunden.



# Der Einfluß von singulären Moden auf interdekadische Klimavariabilität

Martin Klingspohn und Werner Metz

Institut für Meteorologie  
Universität Leipzig  
D-04103 Leipzig, Stephanstr. 3

## Zusammenfassung:

In dieser Arbeit wollen wir zeigen, daß sich ein Teil der atmosphärischen Komponente interdekadischer Klimaschwankungen über dem Nordatlantik durch Wechselwirkung mit dem stehenden Wellenfeld erklären läßt. Ein Ast dieser Wechselwirkung manifestiert sich in der Anregung von internen, atmosphärischen Moden, speziell von singulären Moden. Unsere Analysen basieren auf einem linearen, baroklinen quasi-geostrophischen Modell, wobei der Grundzustand aus Daten des ECHAM1/LSG Kontrollaufbaus abgeleitet wird und beziehen sich auf eine detektierte Oszillationsmode von 18 Jahren in dieser GCM Integration. Es zeigt sich, daß die führende singuläre Mode des baroklinen linearen Modells eine signifikante Projektion auf die Struktur der atmosphärischen Komponente dieser interdekadischen Oszillation über dem Nordatlantik besitzt und vorzugsweise durch Prozesse über dem Pazifik angeregt wird.

## 1. Einleitung

Beobachtungen sowie gekoppelte Klimamodellrechnungen zeigen eine ausgeprägte Variabilität auf der interdekadischen Zeitskala. So konnte beispielsweise Robertson, 1996, eine Oszillation von etwa 18 Jahren über dem Nordpazifik in einer 500 Jahre Kontrollintegration des ECHAM1/LSG detektieren. Er vermutet, daß diese interdekadische Mode ihren Ursprung in einer instabilen Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre hat. Zorita und Frankignoul, 1997, konnten eine Mode mit einer Periode von 10 bzw. 20 Jahren in einer kürzeren Integration des selben Modells detektieren. Sie vermuten, daß die 10-jährige Mode durch eine positive Ozean-Atmosphäre Rückkopplung generiert wird, fanden jedoch keine Hinweise darauf, daß die 20-jährige Mode durch eine instabile Ozean-Atmosphäre Wechselwirkung verursacht wird. Klingspohn, 1996, konnte zeigen, daß die Oszillationsmode von etwa 18 Jahren über dem Nordatlantik und Nordpazifik in einem engen Zusammenhang stehen, worauf diese Kopplung basiert ist jedoch im wesentlichen unklar. Weiterhin ist ungeklärt, warum die Anomalie in der atmosphärischen Zirkulation der Anomalie der Meeresoberflächentemperatur um 1-2 Jahre vorausseilt. Unsere Hypothese ist, daß für das Zustandekommen der atmosphärischen Komponente dieser interdekadischen Anomalie deren Wechselwirkung mit dem stehenden Wellenfeld eine wesentliche Rolle zukommt. Ein Ast dieser Wechselwirkung manifestiert sich in der Anregung von internen, atmosphärischen Moden, speziell von singulären Moden.

## 2. Theoretische Grundlagen

Die o.g. Hypothese wird mit Hilfe eines linearen, baroklinen, quasi-geostrophischen Modells unter Verwendung von Daten aus der Kontrollintegration des Hamburger ECHAM1/LSG überprüft. Als Prototyp dient hier die stationäre, quasi-geostrophische potentielle Vorticitygleichung im  $p$ -System:

$$-J(\Psi_b, q_p) - J(\Psi_p, q_b) - D(\Psi_p) + S_q = L(\Psi_b, \Psi_p) + S_q = 0 \quad (1)$$



wobei  $J$  der Jacobi-Operator,  $\Psi$  die Stromfunktion,  $q$  die potentielle Vorticity,  $D$  ein linearer Operator der dissipative Terme enthält und  $S$  eine Quelle der potentiellen Vorticity darstellt. Der Index  $b$  bezeichnet den Grundzustand und der Index  $p$  dessen Abweichung. Sei  $H$  ein linearer Operator, der die potentielle Vorticity in die Stromfunktion invertiert, so kann Gleichung (1) in eine Gleichung für die Stromfunktion überführt werden.

$$HL(\Psi_b, \Psi_p) + S_\Psi = L(\Psi_b)\Psi_p + S_\Psi = 0 \quad (2)$$

Gesucht werden dann solche Lösungen von Gleichung (2), die folgende Norm minimieren, wobei die spitzen Klammern ein geeignetes inneres Produkt darstellen.

$$\lambda^2 = |L(\Psi_b)\Psi_p|^2 |\Psi_p|^{-2} = \langle L(\Psi_b)\Psi_p, L(\Psi_b)\Psi_p \rangle \langle \Psi_p, \Psi_p \rangle^{-1} \quad (3)$$

Diese Bedingung wird durch den rechten singulären Vektor von  $L(\Psi_b)$  minimiert, der mit dem kleinsten singulären Wert  $\lambda$  verbunden ist. Der zugehörige linke singuläre Vektor liefert diejenigen Antriebsstrukturen, die den rechten singulären Vektor bevorzugt anregen können.

Unsere Modellstrategie basiert auf einem quasi-geostrophischen, baroklinen 3 Schichten Modell im  $p$ -System. Das Modell prognostiziert die quasi-geostrophische potentielle Vorticity für die Druckflächen 200 hPa, 500 hPa und 850 hPa. Zur horizontalen Diskretisierung wird die Semi-Spektralmethode mit Kugelgeometrie benutzt, wobei die horizontale Auflösung (in globalen Kugelflächenfunktionen) mit der der atmosphärischen Komponente des o.g. GCM übereinstimmt (T21).

### 3. Ergebnisse

Der führende rechte singuläre Vektor des linearen Modells ist vorwiegend über der Nordhemisphäre ausgeprägt und dort insbesondere über dem Nordatlantik. Er zeigt ein äquivalent barotropes Verhalten. Für die 500 hPa Modellschicht weist dieser eine deutliche Übereinstimmung mit der interdekadischen Mode zu einer Phase der Oszillation auf, wenn eine starke atmosphärische Zirkulation über dem Nordatlantik sichtbar ist (die Musterkorrelation beträgt über 0.6 und ist auf dem 99% Vertrauensbereich signifikant) und ist unkorreliert zu einer Phase, wenn die interdekadische Anomalie maximale Ausprägung über den Nordpazifik zeigt.

Die Analyse des führenden linken singulären Vektor zeigt, daß die Gebiete, wo der rechte singuläre Vektor optimal angeregt wird, vor allem in den hohen Breiten des Nordpazifiks, an der Pazifikküste von Mittelamerika sowie im zentralen Nordpazifik liegen.

Wir vermuten daher, daß die führende singuläre Mode als eine Grundmuster für die atmosphärische Anomalie auch auf der interdekadischen Zeitskala fungieren.

### Literatur

- Klingspohn, M., 1996: Statistical Analysis of the Interdecadal Variability over the North Atlantik. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem Institut für Meteorologie Universität Leipzig, **4**, 170-186.
- Robertson, A.W., 1996: Interdecadal variability over the north Pacific in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dynamics*, **12**, 227-241.
- Zorita, E. and C. Frankignoul, 1997: Modes of North Atlantic decadal variability in the ECHAM1/LSG coupled ocean-atmosphere general circulation model. *JC*, **2**, 183-200.

# Selbstkonsistente Modellierung des niederfrequenten Anteils der Atmosphärendynamik mittels empirischer Modelle

ULRICH ACHATZ, STEFAN SCHLEIFF UND GERHARD SCHMITZ

*Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock e.V., Kühlungsborn*

In der Dynamik des niederfrequenten Anteils der atmosphärischen Variabilität spielen mittelbar auch kurzzeitskalige Zirkulationsstrukturen und Prozesse eine große Rolle. Im allgemeinen behandeln Klimamodelle diese Zeitskalen und die damit verbundenen Prozesse explizit. Gilt das Interesse jedoch nur den langen Zeitskalen der Klimavariabilität, stellt sich die Frage, ob diese eventuell im Rahmen eines Modells beschreibbar wären, das die kurzen Zeitskalen nicht explizit beinhaltet. Ein solches Modell hätte einerseits den Vorteil, daß es mit einer niedrigen Zeitaufloesung rechnen könnte, was die Länge der behandelbaren Klimaperioden wesentlich erhöhte. Andererseits könnte die Interpretation seiner Simulationsergebnisse (z.B. basierend auf Bilanzbetrachtungen des Modells) hinsichtlich einfacher Beziehungen zwischen langperiodischen Strukturen erleichtert werden, da die gesuchten Zusammenhänge nicht mehr durch die Komplexität der detaillierten Wechselwirkung mit den nicht explizit beschriebenen Zeitskalen verdeckt würden.

befriedigender theoretischer Ansätze zur Lösung dieses Problems haben wir einen empirisch-diagnostischen Ansatz gewählt, bei dem die gewünschten Parametrisierungen durch Anpassung genügend allgemein formulierter Modellklassen an atmosphärische Datensätze gewonnen werden. Ähnlich dem PIP-Verfahren (Hasselmann, 1988) werden Modelltendenzen mit denen im Datensatz verglichen und die Modellparameter so bestimmt, daß der relative Tendenzenfehler des empirischen Modells minimiert wird. Sämtliche Modellkoeffizienten werden empirisch bestimmt, mit der einzig einschränkenden Maßgabe, daß die nichtlinearen Terme die Erhaltung der totalen Energie nicht verletzen. Die den empirischen Modellen zugrundegelegten Muster wurden in zwei verschiedenen Analysen entweder extern als EOFs vorgegeben oder ebenfalls angepaßt (mit einem PIP-Modell als Ergebnis). Die Arbeit konzentriert sich im folgenden auf die leichter zu gewinnenden EOF-Modelle.

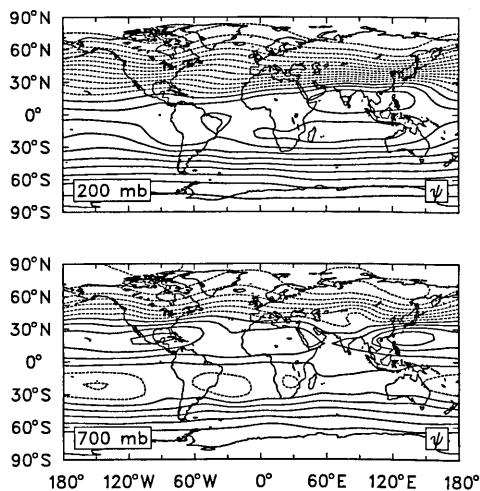


Abb. 1: Zeitlich gemittelte Stromfunktion bei 200 und 700 mb aus einem 24000-Tage Lauf des quasigeostrophischen Modells. Konturintervall ist  $10^7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  bei 200 mb und  $5 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  bei 700 mb.

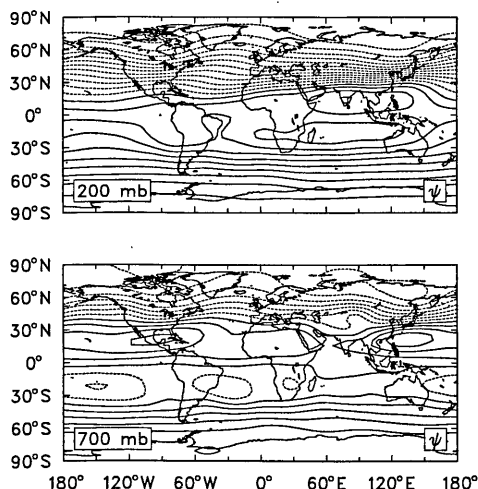


Abb. 2: Wie Abb. 1, aber für das empirische Niederfrequenzmodell (basierend auf 200 EOFs).

Es wurden deshalb Methoden entwickelt, mithilfe derer prognostische Gleichungen des geforderten Typs zu gewinnen sind. Solche Methoden müssen insbesondere in der Lage sein, Parametrisierungen des Einflusses hochfrequenter Prozesse auf langzeitskalige Strukturen zu liefern. Unter anderem muß es gelingen die Wirkung barokliner Wellen richtig zu erfassen. In Ermangelung

Die Ansätze wurden durch Analyse von Daten aus einem quasigeostrophischen Zweischichtenmodell getestet, das so formuliert wurde, daß die Variabilität der berücksichtigten Stromfunktionen derjenigen in einem GCM (CCM0B, konstante Januarbedingungen) sehr ähnlich ist. Insbesondere ist das Modell auch in der Lage, die Dynamik der Tropen gut zu reproduzieren.

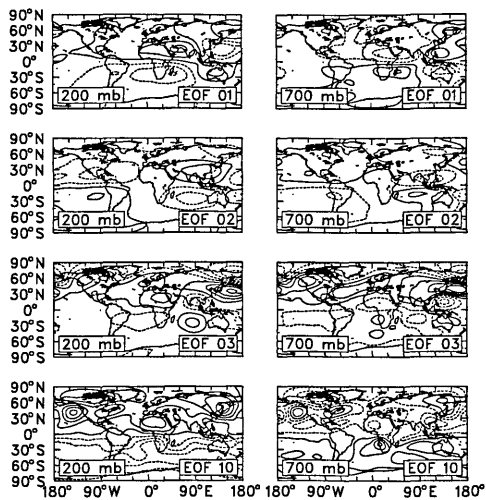


Abb. 3: Vier der ersten zehn EOFs aus dem zeitlich gefilterten 240000-Tage Originaldatensatz. Konturintervall 400 bei 200 mb und 200 bei 700 mb, in beliebigen Einheiten.

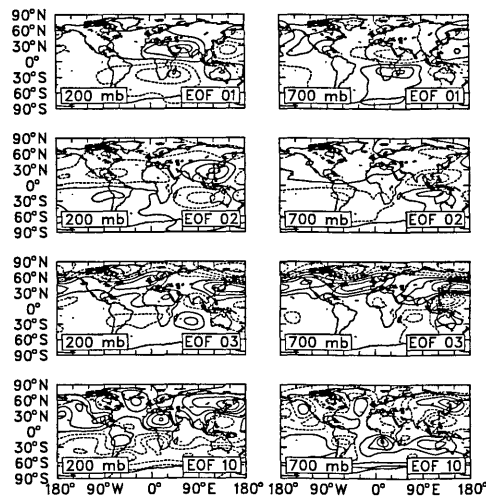


Abb. 4: Vier der ersten zehn EOFs aus einem 240000-Tage Lauf des empirischen 200-EOF Modells. Konturintervall wie in Abb. 3.

Mithilfe der erhaltenen empirischen Modelle werden wichtige Aspekte des langzeitskaligen Verhaltens des Zweischichtenmodells ohne explizite Auflösung kleiner Zeitskalen (Perioden kürzer als 30 Tage) gut simuliert. Um die Varianz des gefilterten Ursprungsdatensatzes zu 90% zu erfassen, müssen Modellgleichungen auf der Basis von etwa 200 EOFs extrahiert werden. Das Klimamittel eines auf 200 Mustern basierenden empirischen Modells stimmt sehr gut mit dem des untersuchten Datensatzes überein (Abb. 1 und 2). Gleiches gilt für die ersten zehn EOFs die sich einerseits aus dem zeitlich gefilterten (Eliminierung aller Perioden < 30 Tage) Originaldatensatz bestimmen lassen (Abb. 3), und andererseits aus den mittels Integration des empirischen Modells gewonnenen Datensatz (Abb. 4). Man erkennt, daß sich mit Modellen unseres Typs ohne explizite Berücksichtigung der Feuchte

wesentliche Vorgänge wie die konvektionsgetriebene Wellenanregung in den Tropen (z.B. die Madden-Julian Oszillation) oder auch Tropen und mittlere Breiten koppelnde Muster (wie z.B. das PNA-Muster) erfassen lassen. Auch typische transiente Flüsse lassen sich sehr gut reproduzieren. Probleme wirft allerdings das Frequenzverhalten des Niederfrequenzmodells auf. Vermutlich bringt die (numerisch bedingt) begrenzte Anzahl der nichtlinear modellierbaren EOFs Schwierigkeiten, als deren Folge eine schnelle Dekorrelation durch den stochastischen Einfluß der transienten Strukturen nicht reproduziert werden kann.

## Literatur

Hasselmann, K., 1988: PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interaction patterns. *J. Geophys. Res.*, **93**, 11015 - 11021

# Ein allgemeines thermodynamisches Potential der lokalen verfügbaren Energie in der Atmosphäre

Fred Kucharski

Institut für Meteorologie und Geophysik  
Universität Frankfurt am Main, 60325 Frankfurt am Main

Die Untersuchung des Energiekreislaufes der Atmosphäre ist eines der zentralen Themen aktueller Klimaforschung (z. B. Projekte wie GEWEX, BALTEX etc.). Die Überlegungen zur verfügbaren Energie durch Lorenz (APE-Theorie), der in seiner Theorie die energetische Wirkungsweise der Atmosphäre zu erklären versuchte, konnten in diese Untersuchungen bis jetzt nur sehr eingeschränkt einfließen. Der Grund dafür ist, daß es sich bei der APE-Theorie um eine *globale* Theorie handelt. Andererseits sind Klimaforscher aber zunehmend auch an *lokalen* Strukturen im Energiekreislauf interessiert. Hier treten Fragestellungen nach den Haupt-Erzeugungsregionen der verfügbaren Energie, den Regionen in denen Sie in kinetische Energie umgewandelt wird und nach den Haupt-Vernichtungsgebieten auf. Desweiteren werden Energiebilanzen für räumlich begrenzte Gebiete (z. B. Einzugsgebiet der Baltischen See) separat studiert.

Die in dieser Studie präsentierte Theorie ist eine neue, *lokale* Formulierung der Lorenzschen APE-Theorie und ist insofern auf die oben angesprochenen Fragestellungen zugeschnitten. Die Basis der Theorie ist eine Erweiterung der aus der technischen Thermodynamik schon seit den 50er Jahren bekannten Exergie-Theorie, in der die Arbeitsfähigkeit von Systemen (z.B. Motoren) untersucht wird. Die sich aus der Anwendung der Exergie auf meteorologische Fragestellungen ergebende lokale und *positive* verfügbare Energie, die als *erweiterte Exergie* bezeichnet werden soll, ergibt sich zu

$$e_{APE} := \Delta u - \Delta q_0(s) + p_R \Delta \alpha \quad (1)$$

wobei  $\Delta \psi := \psi - \psi_R$ .  $u$  ist die innere Energie,  $s$  die Entropie,  $\alpha$  das spezifische Volumen und  $p$  der Druck.  $\psi(z)$  repräsentiert einen stationären hydrostatischen Referenzzustand, der z. B. durch ein zeitliches und horizontales Mittel der Dichte bestimmt wird.

Die Funktion  $q_0(s)$  ist über das Integral

$$q_0(s) := \int_{s_B}^s T_0(s') ds' + q_0(s_B) \quad (2)$$

definiert.  $s_B$  ist ein konstanter Wert der Entropie.  $q_0(s)$  ist eine neue Form eines schichtungsabhängigen thermodynamischen Potentials und beinhaltet den Teil der Energie, der ausschließlich als Funktion der Entropie auszudrücken ist. Die Temperatur  $T_0(s)$  wird unter der Annahme  $T_0(s_R) = T_R$  aus dem Referenzzustand durch Taylorsche Reihenentwicklung bestimmt. Für die Summe aus der erweiterten Exergie und der kinetischen Energie kann für adiabatisch-reversible Prozesse ein Erhaltungssatz bewiesen werden.

Die Funktion  $q_0(s)$  kann physikalisch durch einen Vergleich mit der von Helmholtz im vorigen Jahrhundert für *isotherme* Prozesse eingeführten *gebundenen Energie* interpretiert werden. Aus dieser ergibt sich durch Subtraktion von der inneren Energie die *freie Energie*. Helmholtz definierte die gebundene Energie zu

$$B := Ts = \int T ds + const. \quad ,$$

wobei die zweite Gleichung aus der Isothermie-Bedingung folgt. Demzufolge ändert sich die gebundene Energie lediglich durch diabatische und irreversible Prozesse. Daher kann die Energie

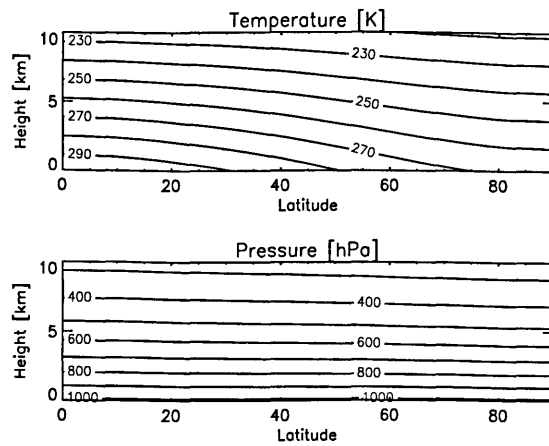


Abbildung 1: Die Verteilung eines typischen zonalen Temperaturfeldes und des zugehörigen Druckfeldes, daß aus einer Integration der quasi-hydrostatischen Gleichung resultiert.

$q_0(s)$  gemäß Gl. (2) als gebundene Energie für nicht-isotherme und daher beliebige Prozesse interpretiert werden.

Als größste Näherung ergibt sich die erweiterte Exergie zu

$$e_{APE} \approx \frac{1}{2} \left[ \frac{g^2}{N_R^2} \left( \frac{\Delta\Theta}{\Theta_R} \right)^2 + RT_R \frac{c_v}{c_p} \left( \frac{\Delta p}{p_R} \right)^2 \right] \quad (3)$$

$N_R$  ist die Brunt-Väisälä Frequenz und  $\Theta$  die potentielle Temperatur. Mit Hilfe des Ausdruckes (3) können bequem Größenordnungs-Abschätzungen durchgeführt werden.

Als erste Ergebnisse können typische Temperatur- und Druckverteilungen (siehe Abb. 1) darauf hin untersucht werden, in welchen Bereichen und in welcher Größenordnung diese zur Bereitstellung verfügbarer Energie zur Umwandlung in kinetische Energie tauglich sind. Die entsprechenden Verteilungen der verfügbaren Energie als auch die klassischen Exergien, die sich aus der Vorgabe  $T_R = \text{const.}$  ergeben, sind in Abb. 2 dargestellt.

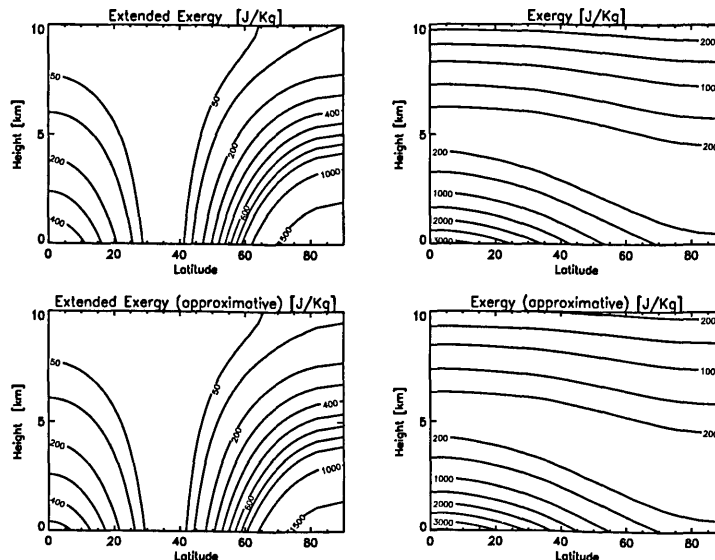


Abbildung 2: Die den Temperatur- und Druckverteilungen aus Abb. 1 zugeordnete Verteilung der verfügbaren Energie gemäß Gl. (1) (links, oben) sowie deren Approximation (3) (links, unten). Rechts sind die Exergien exakt (oben) und approximativ (unten) dargestellt, die sich durch eine konstante Temperatur  $T_R$  im Referenzzustand ergeben würde.

# Atmosphärische Drehimpulsvariabilität und damit verbundene Muster der atmosphärischen Zirkulation simuliert mit dem ECHAM3-T21 globalen Zirkulationsmodell

J.Elberskirch und A.Hense

Meteorologisches Institut  
der Universität Bonn  
Auf dem Hügel 20, 53121 Bonn

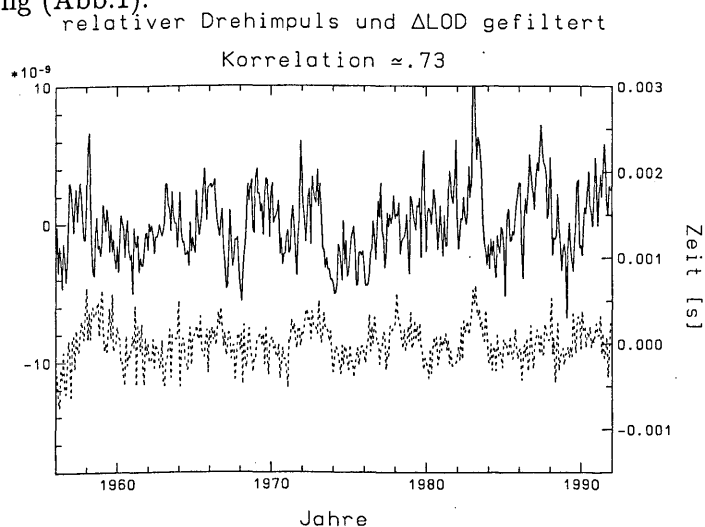
Die Atmosphäre ist für Schwankungen der Rotation der Erde auf unterschiedlichen Zeitskalen, von täglichen Skalen bis hin zu mehreren Jahren verantwortlich. Besonders starke Variabilität besitzt die Rotationsgeschwindigkeit der Erde, gemessen als Länge des Tages ( $\Delta$  LOD), auf der interannuellen Zeitskala. Diese Rotationsschwankungen werden durch die „El Niño - Southern Oscillation“ (ENSO) hervorgerufen, wobei bekannt ist, daß die Meeresoberflächentemperaturen des tropischen Pazifik eine wesentliche Rolle für die Variabilität der ENSO spielen. Aus diesem Grund sind fünf Simulationen mit dem ECHAM3 globalen Zirkulationsmodell in spektraler T21 Auflösung durchgeführt worden. Angetrieben wurden alle Simulationen mit beobachteten Monatsmitteln der Meeresoberflächentemperaturen (SST) und der Meereisbedeckung für den Zeitraum von 1949 bis 1994 (GISST-Datensatz vom Hadley center, Bracknell). Die einzelnen Läufe unterscheiden sich nur durch die unterschiedlichen Initialbedingungen.

Die Bilanz des atmosphärischen Drehimpulses dieser Klimasimulationen ist analysiert worden. Vor allem die Zeitreihe des relativen Drehimpulses (strömungsgebundener Anteil) zeigt eine gute Korrelation zu der Zeitreihe der Tageslängenänderung (Abb.1).

Eine Frequenz- bzw. Zeit-Frequenzen Analyse mittels Fourier- und Wavelettransformation zeigt besonders kohärente Signale auf der interannuellen Zeitskala aber auch auf hochfrequenten Zeitskalen (z.B. QBO) und auf extrem niedrigfrequenten Skalen (ca. 10 Jahre).

Der Omega Drehimpuls (Masseterm) zeigt eine deutlich geringere Variabilität als der relative Drehimpuls, besitzt aber ebenfalls kohärente Signale auf der interannuellen Zeitskala, besonders im Bereich von fünf Jahren Periodenlänge. Die Variabilität der Drehmomente weist hingegen keine signifikante Frequenz auf, so daß eine räumliche Analyse der Drehmomente nicht verfolgt wird. Hingegen liefert eine solche räumliche Analyse der Variabilität der Drehimpulse (prinzipale Vektoren) bekannte Muster der interannuellen Variabilität, insbesondere solche der ENSO.

Die Transformation der Drehimpulskomponenten mit der sogenannten Morlet-Wavelet, welche eine kontinuierliche komplexwertige Wavelet ist, zeigt deutlich die Existenz von nicht-linearen Prozessen. So wechseln sich Phasen mit aktiver und schwacher interannueller Variabilität über den gesamten Zeitraum hinweg ab. Außerdem liegen die aktiven Phasen nicht im absolut gleichen Frequenzbereich. So liegt das maximale Signal Ende der 60'er Jahre bei Perioden von 3 Jahren, während die aktive Phase der 80'er Jahre bei Perioden um 5 Jahre und mehr liegt.



**Abbildung 1:** Gefilterte Zeitreihen des simulierten relativen Drehimpulses (dimensionslose Erregerfunktion, linke Skala) und mittels VLBI beobachtete Tageslängenänderung in Sekunden (gestrichelt, rechte Skala).

Da der SST-Antrieb offensichtlich vor allem auf der interannuellen Zeitskala die Variabilität beeinflusst, sind mit Hilfe der Wavelettransformation die Zeitreihen der Drehimpuls-komponenten auf verschiedenen schmale Bereiche der interannuellen Zeitskala gefiltert worden. Dies ist an jedem Gitterpunkt durchgeführt worden, so daß ein globales Feld von gefilterten Zeitreihen resultiert. Dieses zeitlich variierende Feld läßt sich nun mit einer prinzipialen Komponenten Analyse analysieren. Da die Filterung mit einer komplexen Transformation durchgeführt wurde, lassen sich komplexe prinzipiale Vektoren (EOF's) bestimmen, und somit ist eine zeitliche Entwicklung der EOF's - eine Oszillation zwischen Real- und Imaginärteil - möglich.

Die zonalen Mittel des relativen Drehimpulses zeigen für den kurzen und mittleren interannuellen Bereich (32 bis 45 und 45 bis 64 Monate) die typischen bekannten Propagationsmuster (Dickey et al., 1992; Mo et al., 1997) von den Tropen zu den mittleren Breiten (Abb.2). Auf der längeren interannuellen Zeitskala (64 bis 90 Monate) ist ein solches Propagationsmuster nicht mehr vorhanden. Die Anomalien vom relativen Drehimpuls entwickeln sich hier stationär.

Ein ähnliches Verhalten zeigt der Omega Drehimpuls, welcher im wesentlichen durch das Bodendruckfeld bestimmt ist. Anomalien des tropischen Omega Drehimpulses ( $30^{\circ}$  N bis  $30^{\circ}$  S) entwickeln sich auf den kürzeren und mittleren interannuellen Zeitskalen über dem tropischen Westindik und propagieren im Laufe einer Periode bis zum östlichen Pazifik. Ebenfalls kommt diese Propagation im längeren interannuellen Frequenzbereich (64 bis 90 Monate) zum Erliegen. Für die hier beschriebenen EOF's liegt die erklärte Varianz bei über 50 Prozent, so daß der wesentliche Anteil der Variabilität, die in den jeweiligen Frequenzbereichen auftritt, auch von diesen Mustern beschrieben wird.

Eine Analyse der Drehimpulsbilanz der vierzigjährigen Reanalyse des NCEP/NCAR (1958 bis 1997) zeigt überraschend ähnliche Ergebnisse wie die hier geschilderten. Natürlich erreicht der Korrelationskoeffizient zwischen der Zeitreihe des relativen Drehimpulses und der  $\Delta$  LOD einen noch höheren Wert von knapp 0.9 aufgrund kohärenter und hochfrequenter Variationen wie zum Beispiel der quasi-zweijährigen Oszillation (QBO) und der Madden-Julian Oszillation (MJO). Aber vor allem auch die Propagationsmuster und die stationären Muster sind hier zu finden, so daß im Allgemeinen festzustellen ist, daß das ECHAM3-T21 GCM angetrieben mit den variierenden SST's und Eisbedeckungen die Variabilität des Drehimpulses auf der interannuellen Zeitskala ausreichend simulieren kann.

## Literatur

- Dickey, J. O., S. L. Marcus & R. Hide (1992): Global propagation of interannual fluctuations in atmospheric angular momentum, *Nature*, 357, 484-487
- Mo, K. C., J. O. Dickey & S. L. Marcus (1997): Interannual fluctuations in atmospheric angular momentum simulated by the National Centers for Environmental Prediction medium range forecast model, *J. Geophys. Res.*, 102, 6703-6713

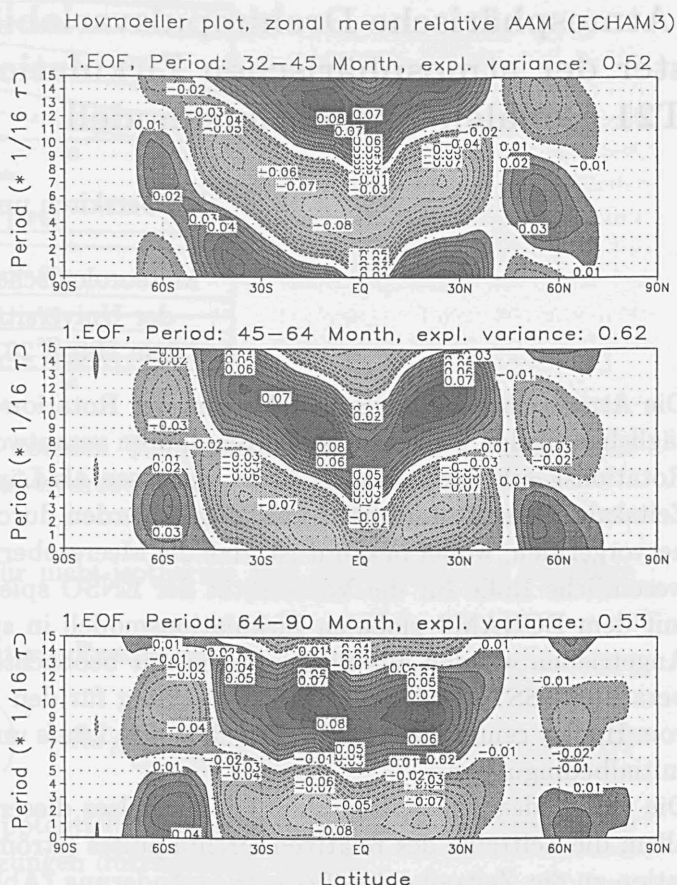


Abbildung 2: Zonales Mittel des relativen Drehimpulses (Hovmöller Diagramm).

# Dekadische Variabilität im Vergleich zwischen gekoppeltem Atmosphäre-Ozean-GCM und angetriebenem Atmosphäre-GCM

Petra Friederichs, Andreas Hense  
Meteorologisches Institut der Universität Bonn

## 1. Einleitung

Es werden 800 Jahre einer Simulation mit dem gekoppelten Klimamodell ECHAM3-T21/LSG des DKRZ in Hamburg untersucht (Voss et al. 1997). Hierbei wird die Variabilität auf der interannuellen bis dekadischen Zeitskala betrachtet. Besonderes Augenmerk wird auf die atmosphärische Variabilität der Nordhemisphäre gelegt und deren Verbindung mit ozeanischen Wasseroberflächentemperaturen (SST). Dabei soll der Anteil der atmosphärischen Variabilität bestimmt werden, der durch die Wasseroberflächentemperaturen angetrieben wird. Außerdem sollen grundsätzliche Unterschiede zwischen einem Atmosphären GCM, das vollständig mit einem Ozeanmodell gekoppelt ist und einem, das von denselben, aber vorgeschriebenen SST angetrieben wird, herausgearbeitet werden. Unterschiede würden auf positive oder negative Wechselwirkungsmechanismen hinweisen.

## 2. Langzeitliche Variabilität im gekoppelten AO-GCM

Die kanonische Korrelationsanalyse (CCA) zwischen Anomalien verschiedener atmosphärischer Variablen und ozeanischer Wasseroberflächentemperaturen im gekoppelten AO-GCM zeigt sowohl in den Tropen als auch in den Außertropen eine starke Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean. Aufgrund der Flußkorrekturen im gekoppelten Modell sind die mittleren SST relativ gut simuliert. Die Variabilität jedoch unterscheidet sich im gekoppelten Modell wesentlich von Beobachtungen. So wird die Variabilität der tropischen SST im Pazifik um etwa 70% unterschätzt, während die Variabilität der nordatlantischen SST überschätzt wird. Die Muster der atmosphärischen Reaktion auf eine tropische Erwärmung lassen sich durch ein lineares, reduziertes Flachwassermodell, welches in der Vertikalen die erste barokline Mode berücksichtigt, beschreiben (Hense, Römer, 1996). In den Sommermonaten sind die atmosphärischen Erwärmungsmuster deutlich ausgeprägt, während sie in den Wintermonaten durch die extratropische Variabilität stark gestört werden. Hier zeigen sich im Winter stationäre Wellenzüge, die ein PNA ähnliches Muster erzeugen.

Die ersten beiden kanonischen Muster der CCA zwischen dem tief-pass gefilterten Geopotential in 500 hPa und den nordatlantischen SST im Winter weisen hohe Korrelationen von 0.8 und 0.75 auf (Abb. 1). Das zweite kanonische Muster entspricht in etwa der Nord-Atlantik-Oszillation (NAO). Die Muster stimmen sehr gut mit Beobachtungen von Zorita et al. (1992) überein. Sie berechneten die kanonischen Korrelationsmuster zwischen monatlich gemittelten Bodendruckfeldern über dem nordatlantisch/europäischen Sektor und den nordatlantischen SST von 1950-79. Die Korrelation von Geopotential und extratropischen SST ist am größten, wenn die Atmosphäre dem Ozean um einen Monat voraus ist. In erster Linie werden die SST-Anomalien auf der interannuellen Zeitskala von atmosphärischen Schwankungen über Wärmeflüsse und Windschub initiiert.

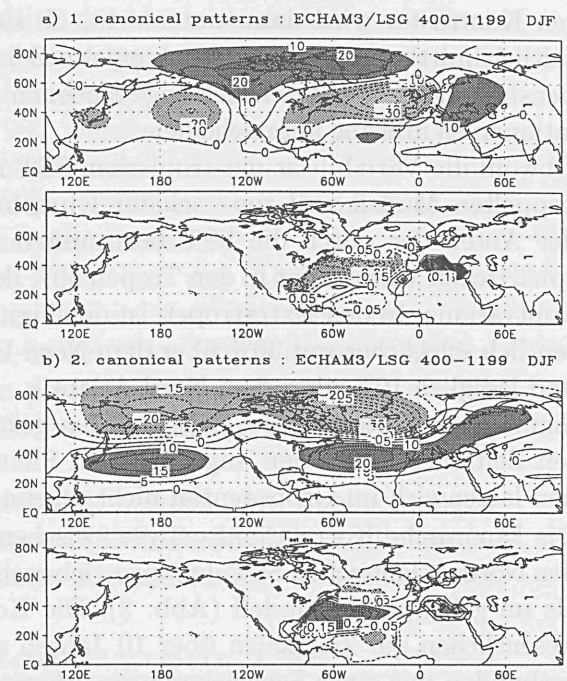


Abbildung 1: Kanonische Korrelationsanalyse zwischen dem Geopotential in 500 hPa und den Wasseroberflächentemperaturen des Nord-Atlantik für tief-pass gefilterte DJF-Mittel des ECHAM3-T21/LSG. Geopotential in [10 gpm] und SST in [0.05 K].



### 3. Langzeitliche Variabilität in den Zeitscheibenexperimenten

Die tropische SST-Variabilität hat einen großen Einfluß auf die globale Atmosphäre. Inwieweit extratropische SST-Anomalien auf die darüber liegende Atmosphäre wirken ist noch sehr unklar. Dies liegt unter anderem an der hohen internen Variabilität der Atmosphäre der Extratropen. Ensembleintegrationen ermöglichen die Verbesserung des Verhältnisses von Signal zu Rauschen.

Die atmosphärische Komponente (ECHAM3-T21) des gekoppelten Modells wurde daher mit SST und Meereis-Bedeckung aus einem Zeitabschnitt von 70 Jahren der gekoppelten Simulation angetrieben. Das Ensemble besteht aus drei angetriebenen Simulationen, die sich lediglich durch verschiedene Anfangszustände unterscheiden und aus dem Zeitabschnitt der gekoppelten Simulation. Die Zeitscheibenexperimente sollen außerdem einer grundsätzlichen Untersuchung der Unterschiede zwischen den angetriebenen Simulationen und der gekoppelten Simulation dienen.

Mit einer univariaten zwei Wege Varianzanalyse nach Zwiers (1996) können neben dem Anteil der extern angetriebenen Variabilität auch signifikante Unterschiede zwischen den einzelnen Simulationen bestimmt werden. Mit der Einführung eines linearen Kontrastes wird dann untersucht, ob sich die zeitlich mittleren Felder der gekoppelte Zeitscheibensimulation von denen der angetriebenen Simulationen signifikant unterscheiden.

Obwohl die Variabilität der tropischen SST im gekoppelten Modell weit unterschätzt wird, beträgt der Anteil der durch die SST bestimmten atmosphärischen Variabilität in den Tropen 60% der Gesamtvarianz. In den Extratropen ist das Signal wesentlich schwächer mit 30% über dem Nord-Pazifik und lediglich 10% über dem Nord-Atlantik.

Signifikante Unterschiede zwischen der gekoppelten Zeitscheibe und den angetriebenen Simulationen lassen sich im Geopotential nicht erkennen.

Die kanonische Korrelationsanalyse zwischen dem tief-pass gefilterten Geopotential in 500 hPa und den Nord-Atlantischen SST der angetriebenen Simulationen zeigt einen völlig anderen Zusammenhang als im gekoppelten Modell (Abb. 2). Die Korrelation ist mit 0.6 deutlich schwächer und findet im wesentlichen auf Zeitskalen über 10 Jahren statt. Eine positive SST-Anomalie im Nord-Atlantik ist verbunden mit einer Schwächung des Aläuten-Tiefs und einer negativen Geopotentialanomalie über Skandinavien.

Ein fast identisches kanonisches Muster des Geopotentials ergibt sich bei der CCA mit nordpazifischen SST. Auch hier ist eine positive SST-Anomalie mit diesem Muster korreliert. Ob das Geopotential direkt durch die extratropischen SST angetrieben oder aber über Telekonnektionen von tropischen SST-Anomalien bestimmt wird, muß noch untersucht werden.

### 4. Literatur

Hense A. and Römer U. (1995): Statistical analysis of tropical climate anomaly simulations. *Clim. Dyn.*, 11, S. 178-192.

Voss, R., R. Sausen, U. Cubasch (1997): Periodically synchronously coupled integration with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Clim. Dyn.*, submitted

Zorita, E., V. Kharin, H. v. Storch (1992): The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: Their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. Climate*, 5, S. 1097-1108.

Zwiers, F. W. (1996): Interannual variability and predictability in an ensemble of AMIP climate simulations conducted with the CCC GCM2. *Clim. Dyn.*, 12, S. 825-847.

a) 1. canonical patterns : forced experiments

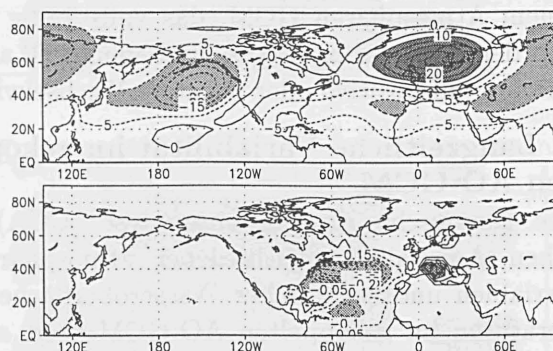


Abbildung 2: Kanonische Korrelationsanalyse zwischen dem Geopotential in 500 hPa und den Wasseroberflächentemperaturen des Nord-Atlantik für tief-pass gefilterte DJF-Mittel der angetriebenen Zeitscheibenexperimente. Geopotential in [5 gpm] und SST in [0.05 K].

# Variabilität des Meereises im Weddellmeer

Stefan Voß, Markus Harder, Peter Lemke

Institut für Meereskunde Kiel, Abt. Meteorologie, Düsternbrooker Weg 20  
D-24105 Kiel

email: svoss@ifm.uni-kiel.de

Fax: 0431-565876

internet: <http://www.ifm.uni-kiel.de/me/me-d.html>

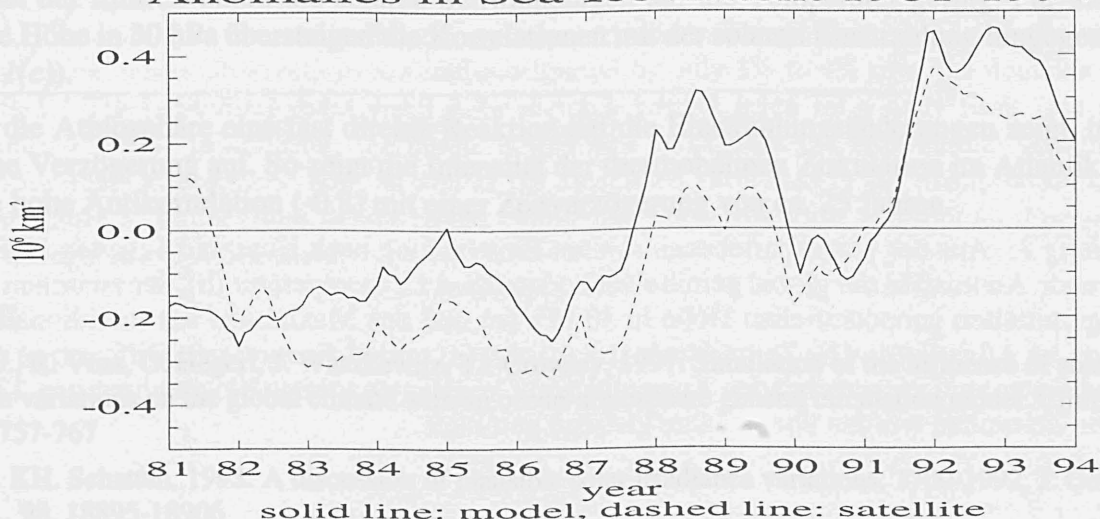
Die Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean werden in polaren Regionen durch Meereis stark beeinflusst.

Im antarktischen Weddellmeer wird die Variabilität der Meereisbedeckung mit einer 40-jährigen Simulation eines dynamisch - thermodynamischen Meereismodells untersucht. Tägliche Temperatur- und Windfelder des NCEP/NCAR - Reanalyseprojekts für die Periode 1958 bis 1997 werden als Antrieb benutzt. Die Simulationsergebnisse für die Meereisausdehnung, Eisdicke, Drift und Nettogefriertrate werden mit statistischen Methoden (EOF, etc.) auf Variabilität und Periodizität auf saisonalen bis dekadischen Zeitskalen untersucht.

Bei den berechneten Anomalien handelt es sich um die Abweichung vom langjährigen monatlichen Mittel. In den 60er Jahren sind die Anomalien der simulierten Meereisausdehnung ständig positiv, in den 70er Jahren negativ. Ab den 80er Jahren gehen die negativen Anomalien in positive über. Außerdem ist ab den 70er Jahren bis in die 90er Jahre eine periodische Schwankung mit einer Periode von 4 bis 5 Jahren zu erkennen (s. Abb.).

Die simulierte Eisausdehnung und ihre Variabilität werden mit Beobachtungen satellitengestützter passiver Mikrowellenradiometer (SMMR, SSM/I) verglichen (s. Abb.). Bis auf einen Offset folgt die simulierte Eisausdehnung weitgehend der beobachteten.

Anomalies in Sea-Ice Extent 1981-1994





# Einfluß der Variabilität der solaren Einstrahlung auf das Klima in einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodell

Reinhard Voß und Ulrich Cubasch

Deutsches Klimarechenzentrum GmbH  
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg

Ein möglicher Einfluß der Schwankungen der solaren Einstrahlung auf das Klima wird seit langem diskutiert. In einer Studie mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodell wurde der potentielle Einfluß der solaren Variabilität auf die räumliche und zeitliche Struktur des Temperaturfeldes und der großräumigen Zirkulation untersucht.

Es wurde u.a. in einem Experiment die Variabilität der solaren Einstrahlung für den Zeitraum 1700 bis 1992 basierend auf einer Rekonstruktion von Hoyt und Schatten (1993) vorgegeben (*Abb. 1(a)*). Für die rekonstruierte Zeitreihe wurden zwei Simulationen mit dem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodell ECHAM3/LSG (Voss et al., 1998) gerechnet. Die Ergebnisse wurden mit einem Kontrollexperiment mit einer konstanten solarer Einstrahlung von  $1365 \text{ W/m}^2$  verglichen.

In den Simulationen zeigen die langperiodischen Schwankungen, die hauptsächlich mit dem Gleissberg-Zyklus in Verbindung stehen, das stärkste Signal (siehe Cubasch et al., 1997). Für die global gemittelte bodennahe Lufttemperatur ergibt sich eine Änderung von ca.  $0.4 \text{ K}$  bei einer maximalen Änderung der solaren Einstrahlung an Unterrand der Atmosphäre von ca.  $0.8 \text{ W/m}^2$  (*Abb. 1(b)*). Das Signal für den 11-jährigen Sonnenzyklus ist hingegen nur sehr schwach. Die Erhöhung der Variabilität auf den langen Zeitskalen ist erwünscht, da sie in den meisten Simulationen mit gekoppelten Modellen, deren solare Einstrahlung konstant ist, unterschätzt wird. Der durch die Änderung der solaren Einstrahlung hervorgerufene Anstieg der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur der letzten 100 Jahre im Modell reicht nicht aus, um die beobachtete Erwärmung in diesem Zeitraum zu erklären.

Das räumliche Temperaturmuster zeigt einige Gemeinsamkeiten mit dem entsprechenden Muster, das bei Klimaänderungsrechnungen durch einen Anstieg der  $\text{CO}_2$ -Konzentration entsteht. Mit Anstieg der solaren Einstrahlung steigt der Land-See-Kontrast im bodennahen Temperaturfeld. Die maximale Erwärmung in der freien Atmosphäre wird in der oberen tropischen Troposphäre erreicht. In der Stratosphäre ist der Einfluß durch die solaren Schwankungen auf die Temperatur gering. Für die geopotentielle Höhe in 30 hPa übersteigen die Korrelationen mit der solaren Einstrahlung hingegen lokal  $0.7$  (*Abb. 1(c)*).

Während die Atmosphäre eine fast direkte Reaktion auf die Einstrahlungsänderungen zeigt, tritt im Ozean eine Verzögerung auf. So zeigt die Intensität der thermohalinen Zirkulation im Atlantik (*Abb. 1(d)*) eine hohe Antikorrelation ( $-0.8$ ) mit einer Zeitverzögerung von ca. 25 Jahren.

## Literatur:

- Cubasch U., R. Voss, G. Hegerl, J. Waszkewitz, T.J. Crowley, 1997: Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Clim. Dyn.*, 13, 757-767
- Hoyt DV., KH. Schatten, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *J. Geophys. Res.*, 98, 18895-18906
- Voss R., R. Sausen, U. Cubasch, 1998: Periodically synchronously coupled integrations with the atmosphere-ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Clim. Dyn.*, 14, 249-266

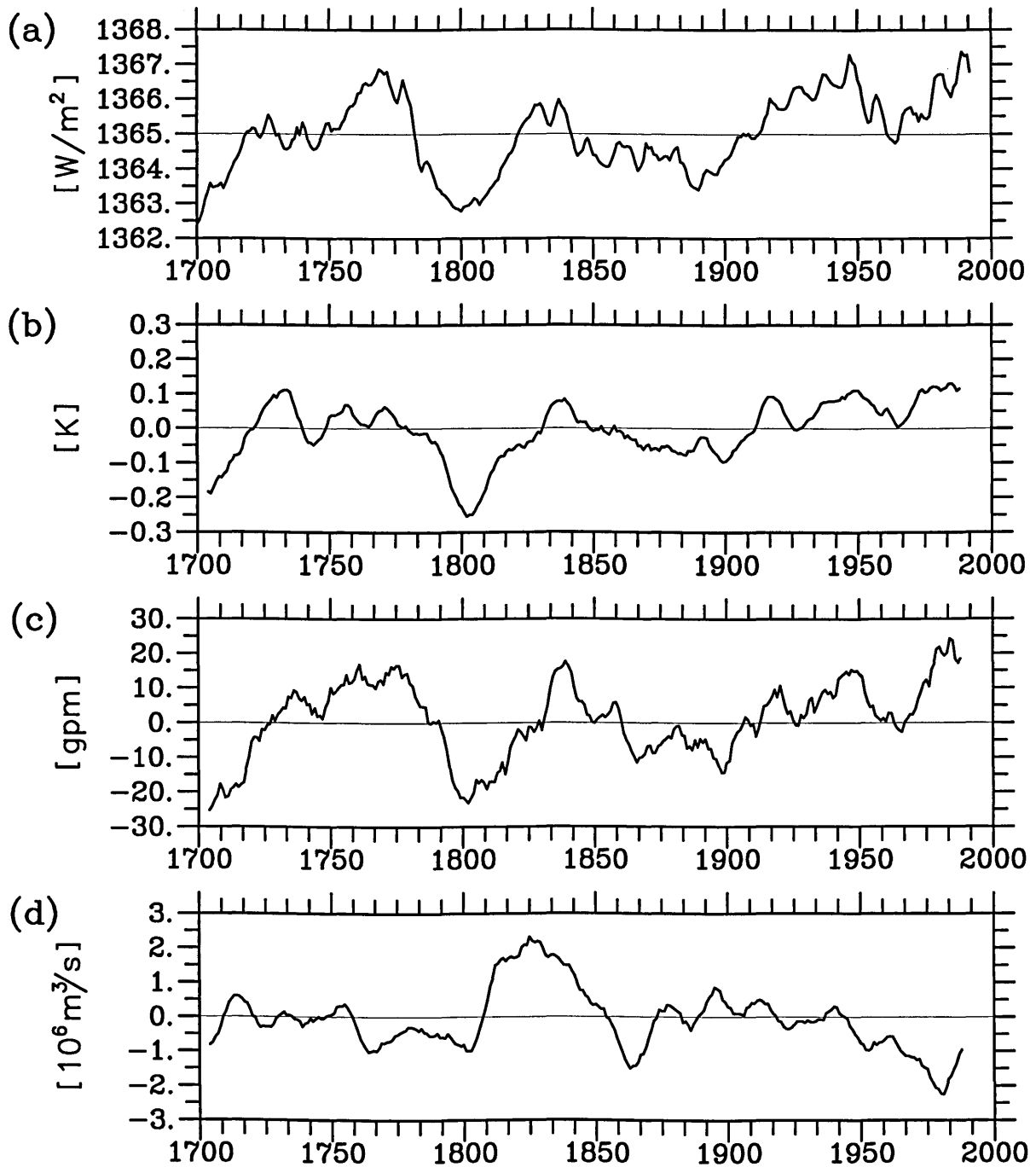


Abbildung 1: Aus der vorgeschriebenen solaren Einstrahlung nach Hoyt und Schatten (1993) (a) resultierende Anomalien der global gemittelten bodennahen Lufttemperatur (b), der zwischen 20°N und 37°N gemittelten geopotentiellen Höhe in 30 hPa (c) und des Maximums der meridionalen Stromfunktion im Atlantik (d). Die Zeitreihen in (b), (c) und (d) stellen die mittleren Differenzen der beiden Realisationen zum entsprechenden Kontrolllauf mit konstanter solarer Einstrahlung von 1365 W/m<sup>2</sup> dar. Die Zeitreihen wurden über 9 Jahre gleitend gemittelt.

# Simulation of the Interannual Variability of Precipitation over Japan with a Regional Climate Model

Sophie Fukutome, Daniel Lüthi, Christoph Frei, Christoph Schär  
Institute for Atmospheric Science ETH, 8093 Zurich, Switzerland

The validation of regional climate models is a difficult task. It is usually based on the intercomparison of the model's mean climate with the observed climatology. Here, we explore an alternate strategy, whereby the emphasis is put on inter-annual climate variations. To this end, the regional climate model is forced at the lateral boundaries by observations of a sequence of years, and the simulated inter-annual variability is then validated against observations.

The purpose of the present study is to validate the Europa Modell (EM), developed at the German Weather Service, for its use over Japan, in a series of 5 month-long simulations of the month of January. The EM is a limited area operational NWP model with a horizontal resolution of  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . For our purpose, it is driven at its boundaries by the ECMWF operational analysis.

Particular emphasis is put on the comparison of the precipitation fields with the observations. 3 data sets are available for validation. First, a combination of the SYNOP and AMeDAS daily gauge measurements analyzed onto the EM grid. Second, the GPCP monthly mean data set with a resolution of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ , interpolated onto the EM grid. Finally, the ERA data set, by-product of the ECMWF Reanalysis, with a resolution of  $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ , interpolated as well onto the EM grid.

The ensemble of 5 simulations is used to examine the ability of the model to render both the mean climatology and the inter-annual variability of the dynamical, as well as the precipitation fields, in January. It is found that the mean climatology is remarkably well reproduced, especially for the precipitation fields, where observations are underestimated by only 3% to 4% over the domains shown in Figure 1. The individual years yield quite accurate results, even on a daily basis (see Figure 2 for January 1993). In addition, the model is well able to capture the inter-annual variability of the synoptic-scale atmospheric flow, as well as the associated variations in the precipitation climate shown in Figure 3. Implications of this result, concerning the model's use as a tool for down-scaling climate change, are also discussed.



Figure 1: Domains "East Asia", "China", and "Japan", used for statistical analysis.

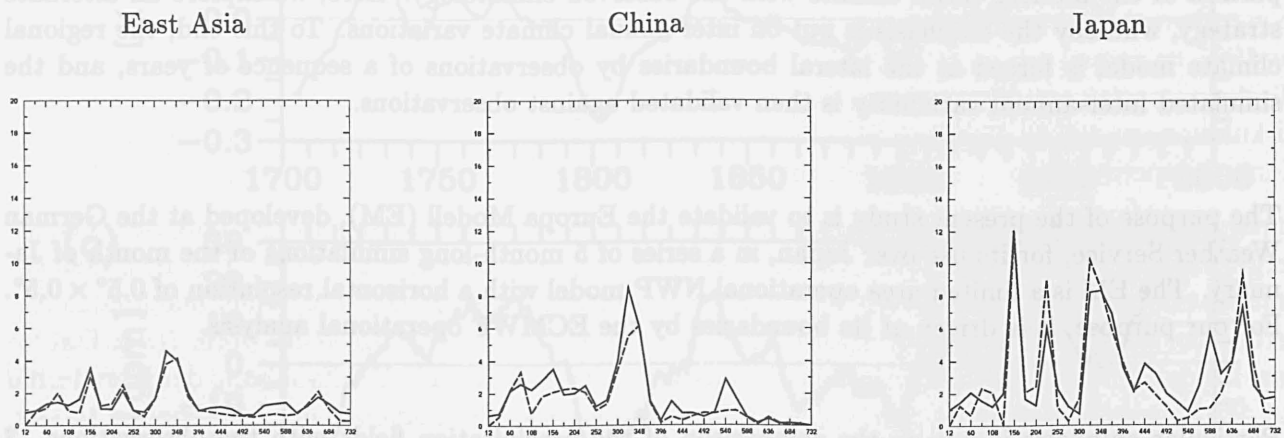


Figure 2: Daily evolution of precipitation in January 1993, in mm, over 3 different domains. The solid line represents the observations, while the dashed line represents the EM simulation. The abscissa is in hours.

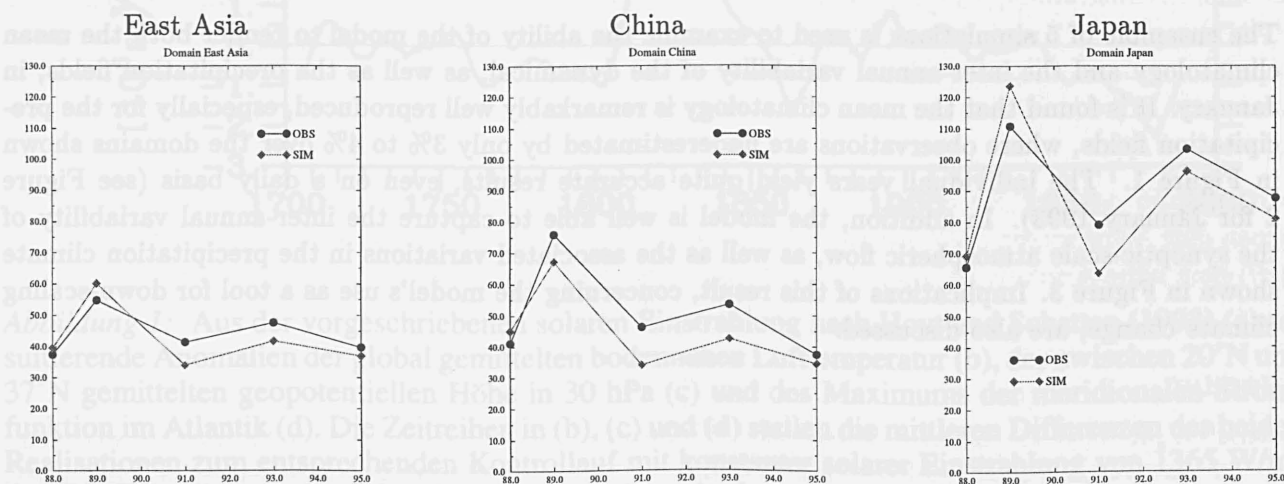


Figure 3: Year-to-year variation of the mean January precipitation, in mm, averaged over domains "East Asia", "China", and "Japan". The solid line represents the observations, while the dashed line represents the EM simulation. The abscissa is in years.

# Automatisches Tracking konvektiver Zellen anhand von Blitz- und Radardaten

Th. Krennert, R. Steinacker, M. Dorninger, F. Wölfelmaier  
Institut für Meteorologie und Geophysik Wien

## **Problemstellung**

Um konvektive Systeme im Alpenraum automatisch zu erkennen, und deren Zugbahnen zu verfolgen, ist ein numerisches Verfahren entwickelt worden. Ziel der Methode ist es, objektive Verlagerungsvektoren von Zellen – einzeln oder im Cluster – anhand unterschiedlicher Datenquellen zu ermitteln.

## **Methode**

Im vorliegenden Fall werden Daten des österreichischen Blitzortungssystems ALDIS und dem Radarcomposit von Österreich als Basismaterial ausgewählt. Um nun die unterschiedlichen Rohdaten auf die gleiche Art und Weise zu behandeln ist es nötig, eine räumliche und zeitliche Anpassung vorzunehmen. So müssen z.B. die Blitzdaten als Feldverteilung der Blitzdichte angelegt werden, um mit dem Reflektivitätsfeld des Radarcomposits vergleichbar zu sein. Aufgrund der Rauigkeit der diskreten Felder werden diese mit einem Gaußfilter geglättet. Wenn die Maxima der gefilterten Gitterpunktwerte einen bestimmten Schwellwert übersteigen, werden diese als konvektive Zellen identifiziert. Die Bewegungsvektoren aus den Maxima zweier aufeinanderfolgender Zeitpunkte werden unter Berücksichtigung einer maximal zulässigen Zuggeschwindigkeit ermittelt, welche auf der Windinformation von Radiosonden basiert. Es hat sich als sinnvoll erwiesen am Radarfeld zwei weitere Kriterien einzuführen: ein Eliminieren sehr flacher Maxima, und eine Limitierung des Zellwachstums, und der Abschwächung innerhalb eines Zeitschritts. Nach Anwendung der oben beschriebenen Kriterien ergibt sich eine Vielzahl von Möglichkeiten die Maxima der verschiedenen Zeitpunkte zu verbinden. Da nicht alle dieser Möglichkeiten physikalisch sinnvoll sind (z.B. Kreuzen von Verlagerungsvektoren), wird eine Auswahl nach der Methode der kleinsten Quadrate (Varianzminimierung der Vektorkomponenten) vorgenommen.

## **Ergebnisse**

In ersten Analysen wird die Methode auf ausgesuchte Fälle der Jahre 1992 bis 1996 angewandt. Dabei zeigt sich, daß die Qualität der Ergebnisse von mehreren Faktoren abhängt :

Art der Konvektion ( frontgebunden / Luftmassenkonvektion); ungleiche Reichweiten und Genauigkeiten der Ortungssysteme, sowie Einflüsse der Topographie auf sie; Einstellungen der Parameter im Auswahlverfahren der Vektoren.

Abbildung 1 und 2 zeigen eine Auswahl der verschiedenen Möglichkeiten der Anwendung.

## **Ausblick**

Anhand der Trajektorien kann eine Klimastatistik der bevorzugten Zugbahnen von Zellen, der häufigsten Gebiete ihrer Entstehung und Auflösung im Zusammenhang mit synoptischen Randbedingungen erstellt werden. Die Methode läßt sich auch auf Datenfelder anderer atmosphärischer Parameter anwenden. Durch Extrapolation der Vektoren ergibt sich darüber hinaus eine weitere Verwendung für Nowcasting.

## **Dank**

Die Autoren bedanken sich bei der Europäischen Gemeinschaft und beim Bundesministerium für Wissenschaft für die Finanzierung des Projekts HERA (ENV4-CT96-033?). Beim österreichischen Blitzortungssystem ALDIS, sowie bei der Austrocontrol Ges. und der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik für die Bereitstellung von Daten.



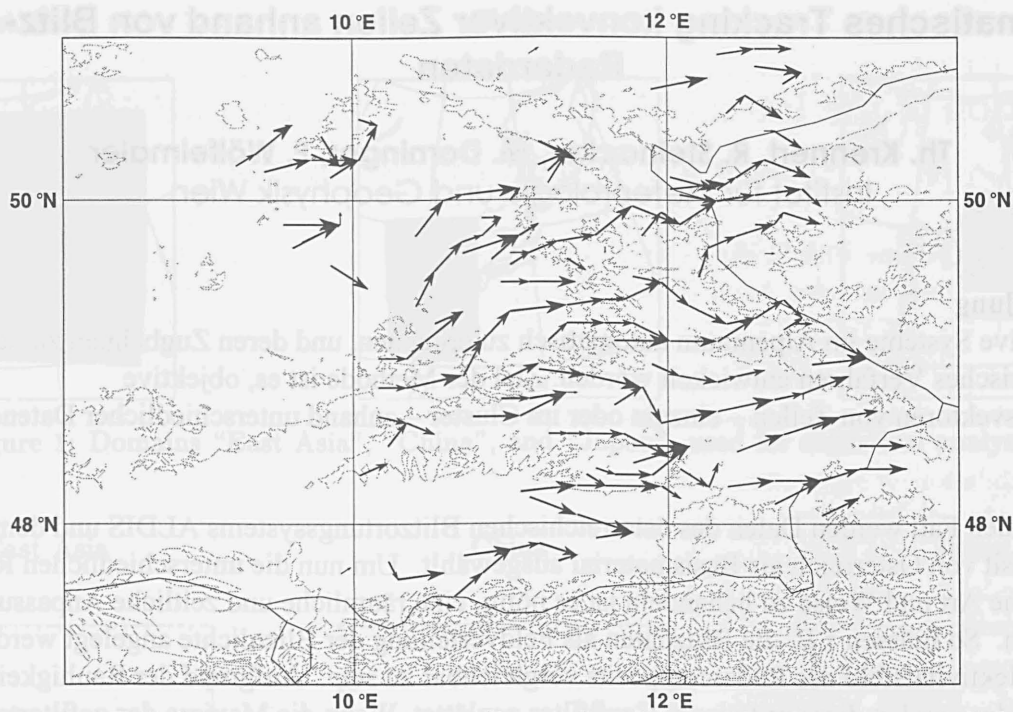


Abb. 1: Trajektorien von Gewitterzellen anhand von Blitzdaten vom 5. July 1996 im Zeitraum von 1555 bis 1935 UTC. Mit der Passage einer Kaltfront von Südbayern nach Tschechien nimmt die Gewittertätigkeit rasch zu. Die Abbildung zeigt Bahnen von aufeinanderfolgenden Verlagerungsvektoren der einzelnen Zeitschritte über einen Zeitraum maximaler Aktivität. Manche Trajektorien verlaufen während des gesamten Zeitraums durchgehend. Die östlichsten Vektoren zeigen die Lage der Kaltfront um 1935 UTC. Die plötzlichen Richtungsänderungen der Vektoren sind teilweise auf die räumliche Diskretisierung zurückzuführen.

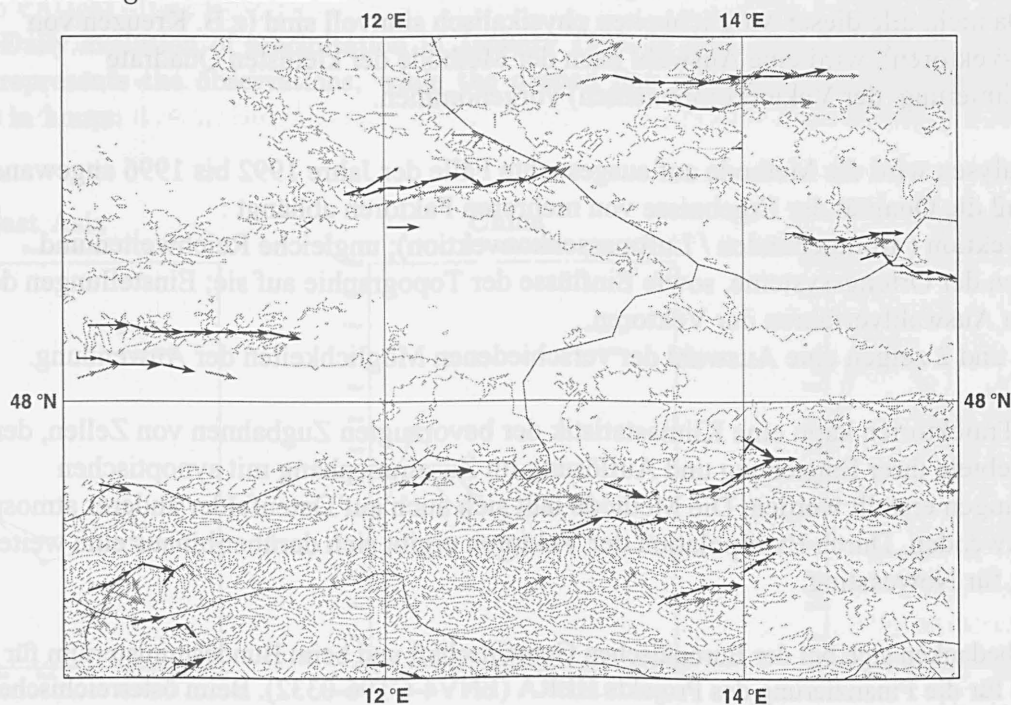


Abb. 2: Trajektorien von Gewitterzellen anhand von Blitz-(grau), und Radardaten(schwarz) vom 2. August 1996 im Zeitraum von 1135 bis 1515 UTC. Konvektive Aktivität in einer labil geschichteten Atmosphäre. Die meisten der Blitz-, und Radartrajektorien haben eine gute Übereinstimmung. Im Ostalpenraum ist eine starke Bindung der Zugbahnen an die Topographie zu erkennen.

# Statistik der Blitzverteilung in Süddeutschland

U. Finke und T. Hauf

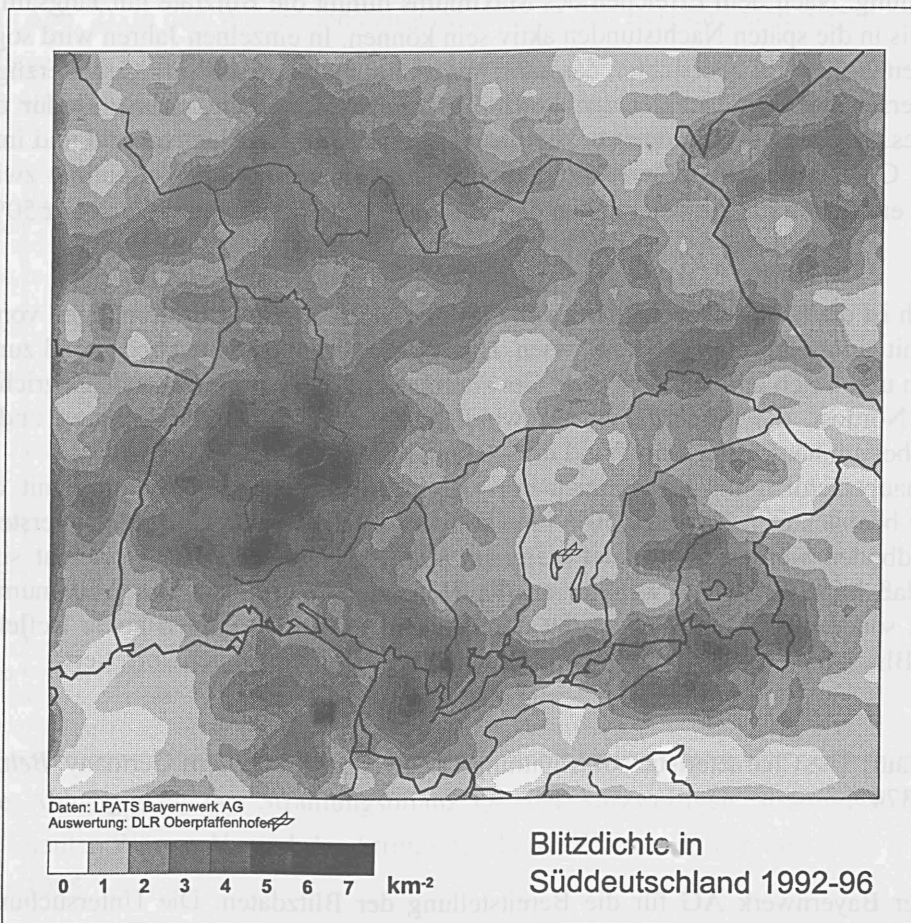
Institut für Physik der Atmosphäre  
DLR, Oberpfaffenhofen  
82234 Weßling

Die mit Gewittern verbundenen Wettererscheinungen verursachen im Sommer einen Großteil der wetterbedingten Schäden. Klimasimulationen haben gezeigt, daß bei einer Erhöhung der globalen mittleren Erdoberflächentemperatur pro 1 K die weltweite Blitzhäufigkeit um 5-6% steigt. Die Blitzaktivität ist somit ein sehr empfindlicher Indikator für globale aber auch regionale Klimaänderungen.

Die hier vorgestellte Statistik untersucht für den Zeitraum von 5 Jahren (1992-96) die Blitzverteilung für das Gebiet von Deutschland südlich des Mains und dient in erster Linie der Charakterisierung des gegenwärtigen Zustandes der Gewitteraktivität. Die verwendeten Blitzdaten wurden durch das Blitzortungssystem LPATS (Lightning Position and Tracking System) erfaßt, welches von den Energieversorgungsunternehmen Bayernwerk AG und Badenwerk AG betrieben wird. Das System bestimmt für etwa 70% aller Wolke-Erde-Blitze den Zeitpunkt, den Ort und die geschätzte Stromstärke der Entladung.

## Blitzdichte

Die geographische Verteilung der Blitzdichte läßt eine deutliche Beziehung zur Orographie erkennen (siehe Abbildung). Maxima der Blitzdichte liegen in den Mittelgebirgen und im Alpenvorland. Insbesondere für den



Schwarzwald und die Schwäbische Alb sowie im Allgäu werden in allen Jahren hohe Blitzdichten registriert. Mit Werten über 6 km<sup>-2</sup> werden die Blitzdichten dieser Regionen vergleichbar mit den Beobachtungen in subtropischen Gebieten (z.B. 10 km<sup>-2</sup> für Florida). In kleineren Gebieten können in einzelnen Jahren auch

jährlichen Gewittertagen wider, die für das Allgäu 36 Tage beträgt. Minima der Blitzdichten liegen in der Nähe von Passau und im mittleren Oberbayern. Allgemein läßt sich eine Abnahme der Blitzdichte von West nach Ost feststellen.

Die bereits erwähnte starke Variabilität zwischen den einzelnen Jahren findet sich auch in der geographischen Verteilung der Blitze. Einzelne intensive Gewitterzüge können das Bild eines Jahres prägen und sind zum Teil noch in den mehrjährigen Mittelwerten zu erkennen. Eine zuverlässiges Bild der geographischen Verteilung der Blitzdichten läßt sich daher nur auf der Basis langjähriger Beobachtungen erstellen. Es ist jedoch zu erwarten, daß auch langjährige Messungen die hier gefundene großräumige Struktur mit den Maxima über den westlichen Mittelgebirgen und im Allgäu reproduzieren.

### **Jahres- und Tagesgang**

Da Gewittertätigkeit auf das Sommerhalbjahr konzentriert ist, zeigt die Blitzaktivität einen ausgeprägten *Jahresgang*. Sie nimmt vom Monat April an stetig zu und erreicht ihren Höhepunkt Ende Juli und Anfang August. Im September endet die Gewittersaison meist sehr abrupt. In den Sommermonaten Mai - August liegt die mittlere Blitzrate für das gesamte Gebiet bei  $2 \text{ min}^{-1}$ . Innerhalb einzelner intensiver Gewitter können dabei Blitzraten bis zu  $60 \text{ min}^{-1}$  beobachtet werden. Dies zeigt, daß in mittleren Breiten die Gewitter zwar selten sind, in ihrer Blitzaktivität jedoch repräsentativ für tropische Gewitter sein können.

Charakteristisch für die Blitz- und Gewittertätigkeit im süddeutschen Raum ist eine hohe Konzentration der Ereignisse auf kleine Bereiche in Raum und Zeit. Daraus folgt auch die zu beobachtende starke Variabilität in der Blitzaktivität. Einzelne Tage mit hoher Blitzaktivität können signifikant zur Gesamtsumme beitragen. So bildeten 1993 die 12 Tage mit jeweils über 15000 Blitzen etwa 49% der Jahressumme.

Der mittlere *Tagesgang* der Blitzaktivität erreicht sein Maximum gegen 1600 UTC, während das Minimum bei 0900 UTC liegt. Im Laufe des Vormittages steigt die Blitzaktivität stetig bis zum Maximum an. Dieser Anstieg der Gewittertätigkeit folgt der Erwärmung der bodennahen Luftschichten durch die zunehmende Sonneneinstrahlung. Nach dem Erreichen des Maximums nimmt die Blitzrate nur langsam ab, da langlebige Gewitterzüge bis in die späten Nachtstunden aktiv sein können. In einzelnen Jahren wird sogar ein sekundäres Maximum gegen 2000 UTC beobachtet, das dann meist durch wenige schwere Gewitterzüge verursacht wird. Regionale Unterschiede im Charakter der Gewittertätigkeit werden deutlich. So ist für die Nordalpen ein deutlich späteres Einsetzen des Sommermaximums zu beobachten. Im Alpenvorland und im östlichen Bayern treten verstärkt Gewitter in den späten Abendstunden auf. Generell ist die Variabilität zwischen den Jahren sehr hoch, z.B. erreichten die Abweichungen der jährlichen Blitzdichte vom Mittelwert 50%.

### **Gewitterzüge**

Charakteristisch ist die häufige Erscheinung von Gewitterzügen, die über Entfernungen von mehr als 200 km ziehen und somit ein großes Gebiet beeinflussen. Diese Gewitterzüge können bedeutend zur Jahressumme der Blitze beitragen und treten an etwa 40% aller Gewittertage auf. Die vorherrschende Zugrichtung ist dabei von Südwest nach Nordost, die mittlere Zuggeschwindigkeit beträgt 50 km/h. Richtung und Geschwindigkeit entsprechen dabei am häufigsten dem Wind in 4- 6 km Höhe.

Blitze treten hauptsächlich im Kernbereich der Gewitterwolke auf. Beobachtung mit dem Wolkenradar zeigen, daß die beobachteten Blitze zu 50% innerhalb der 40 dBZ Kontur liegen. Die ersten Blitze zwischen Wolke und Erdboden werden beobachtet wenn im Kern der Wolke 35 dBZ erreicht sind. Außerdem ist festzustellen, daß hohe Blitzraten weniger an die Höhe der Wolke oder das Maximum der Reflektivität gebunden sind, sondern meist in Wolken mit durchgehend großem Volumen hoher Reflektivität beobachtet werden. Hohe Blitzraten sind stets mit hohen Niederschlagsraten am Boden korreliert.

### **Literatur**

Finke, U., T. Hauf: The Characteristics of Lightning Occurrence in Southern Germany. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 69, 1996, 361-374.

### **Danksagung**

Wir danken der Bayernwerk AG für die Bereitstellung der Blitzdaten. Die Untersuchungen wurden vom Bayerischen Ministerium für Landesgestaltung und Umweltfragen im Rahmen des Bayerischen Klimaforschungsprogrammes gefördert.

# Untersuchung der Höhenabhängigkeit der Energiebilanzkomponenten am Westrand des Schwarzwaldes

M. Kohler\*, W. Wicke\*, H. Mayer\*, N. Kalthoff<sup>+</sup>, F. Fiedler<sup>+</sup>, O. Kolle<sup>+</sup>, A. Wenzel<sup>+</sup>

\* Meteorologisches Institut, Universität Freiburg, D-79085

<sup>+</sup> Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität/Forschungszentrum Karlsruhe, D-76128

Im Rahmen des trinationalen (Deutschland - Frankreich - Schweiz) Regio - Klima - Projektes REKLIP wurde zur Bestimmung der regionalen Verteilung der Energiebilanzkomponenten im mittleren und südlichen Oberrheingraben ein temporäres Meßnetz von 37 Stationen eingerichtet. Das Meteorologische Institut der Universität Freiburg betrieb vier Stationen in unterschiedlichen Höhenlagen von der Oberrheinebene bis hin zu den Kammlagen des Schwarzwaldes. Um Effekte durch unterschiedliche Landnutzungseinflüsse auszuschließen, wurden für die Untersuchung der Höhenabhängigkeit der Energiebilanzkomponenten nur Meßstationen mit gleichartiger Landnutzung (Wiese) berücksichtigt. Die Messungen an den ausgewählten Stationen Bremgarten (212 m ü. NN), Geiersnest (870 m. ü. NN) und Feldberg (1489 m. ü. NN) wurden für den Zeitraum 1992 - 1995 ausgewertet.

Die Ergebnisse zeigen im Jahresmittel eine Abnahme der Strahlungsbilanz mit der Höhe (Abb. 1), die im wesentlichen auf die Minderung der Globalstrahlung durch konvektive Bewölkung in den Sommermonaten zurückzuführen ist (Abb. 2). In den Wintermonaten wird zwar an den Bergstationen wegen einer geringeren Anzahl von Nebeltagen eine höhere Globalstrahlung als an den Talstationen registriert, diese wird jedoch durch die aufgrund Schneebedeckung ebenfalls erhöhte Albedo kompensiert (Baur, 1927).

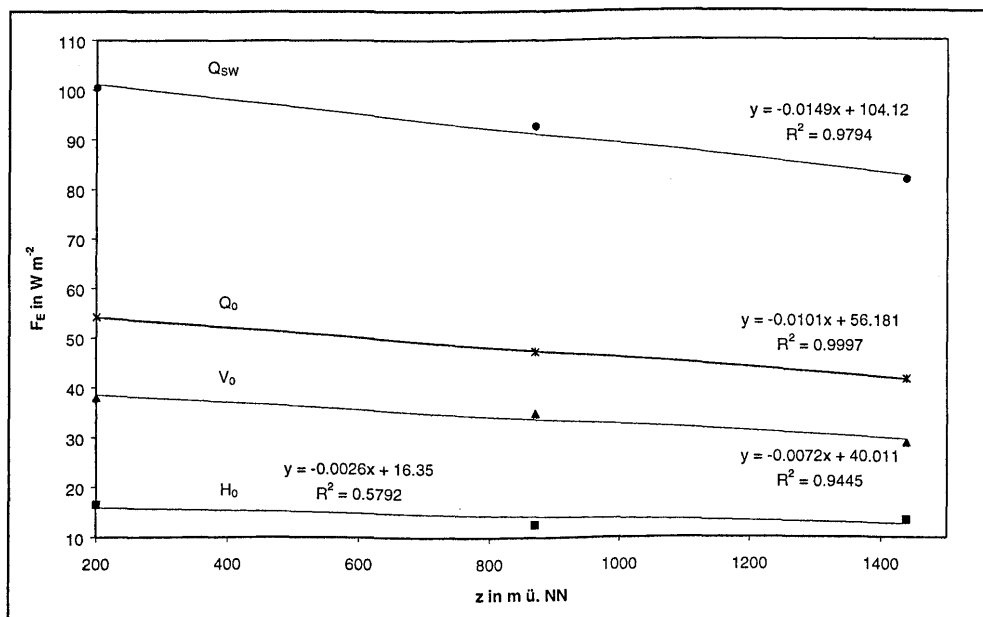


Abb. 1: Mittlere Abhängigkeit der Strahlungsbilanz  $Q_0$ , der kurzwelligen Strahlungsbilanz  $Q_{sw}$ , des Stroms latenter Wärme  $V_0$  und des Stroms fühlbarer Wärme  $H_0$  von der Höhe  $z$  in den Jahren 1992 bis 1995

Der Strom fühlbarer Wärme nimmt nur wenig mit der Höhe ab, während der Strom latenter Wärme im gleichen Maße wie die Strahlungsbilanz mit der Höhe kleiner wird. Es zeigt sich, daß die Verdunstung an den

Bergstationen - trotz höherer Niederschlagssummen gegenüber den Tallagen - aufgrund der Abnahme der Strahlungsbilanz mit der Höhe und unterschiedlicher Bodenbeschaffenheit (Oberflächenabfluß, Wasserspeicherkapazität) niedriger ausfällt (Kalthoff et al., 1998).

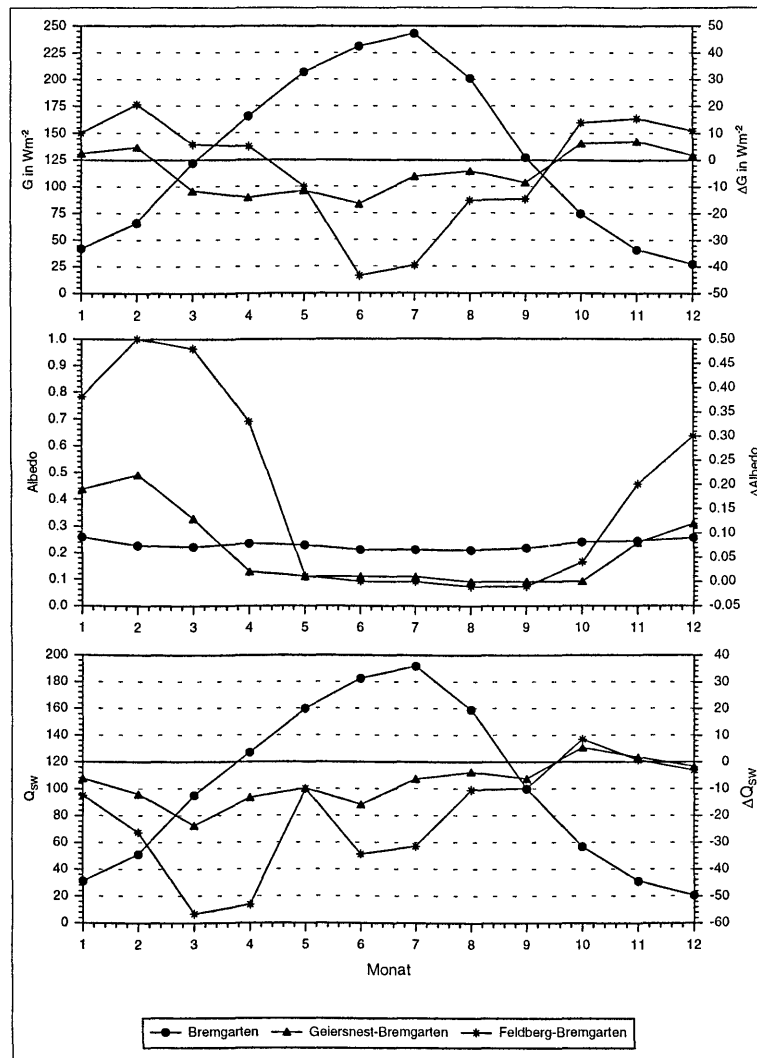


Abb 2: Gemittelte Jahressgänge von Globalstrahlung G, Albedo und kurzweiliger Strahlungsbilanz  $Q_{sw}$  an der Station Bremgarten sowie Differenzen dieser Klimavariablen zwischen den Stationen Geiersnest und Feldberg einerseits und Bremgarten andererseits (Zeitraum: 1992 - 1995)

**Literatur:**

Baur, F., 1927: Das Klima der Hochtäler des südlichen Schwarzwaldes unter besonderer Berücksichtigung St. Blasians. Z. Angew. Meteorol. **44**, 271-277.

Kalthoff, N., Fiedler, F., Kohler, M., Kolle, O., Mayer, H., Wenzel, A., 1998: Analyse der Energiebilanzkomponenten in Abhängigkeit von Orographie und Landnutzung und Vergleich der Ergebnisse mit der Verteilung der Klimavariablen. In: Regionale Variabilität des Klimas und der Energiebilanz des Erdbodens, REKLIP-Schlußbericht Nr. 1 (Hrsg.: Fiedler, F., Parlow, E., Paul, P.), Coprur, Strasbourg.

# Proxydaten aus Eisbohrkernen und Meeressedimenten und ihr Beitrag zur Erforschung der Klimavariabilität und ihrer Antriebe

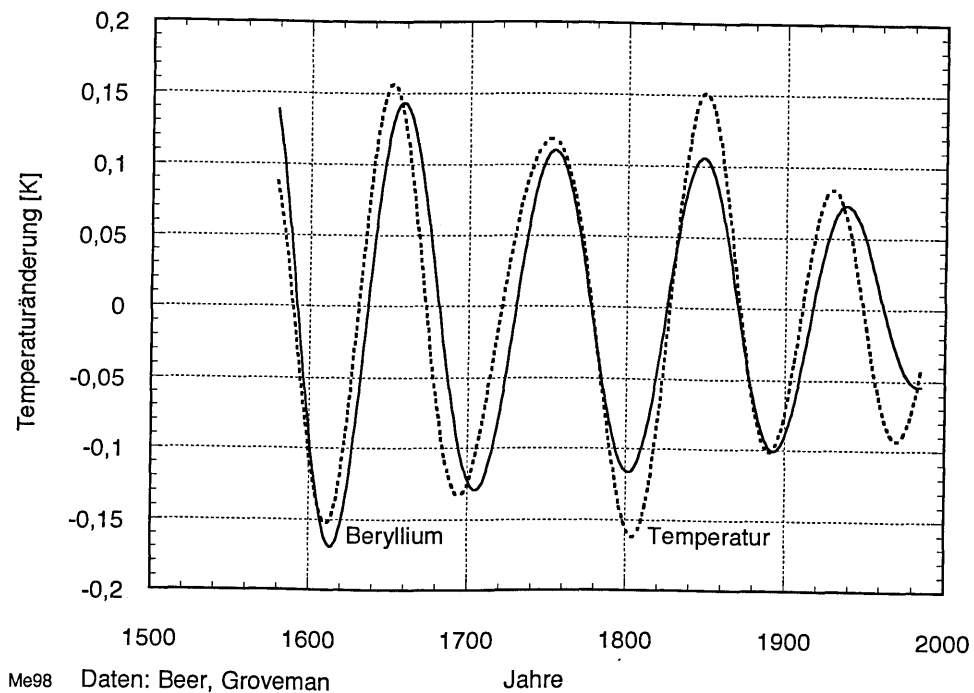
W. Mende und R. Stellmacher

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Die durch direkte Messung belegte Klimageschichte reicht nur wenige 100 Jahre in die Vergangenheit zurück. Ein globales Meßnetz existiert seit 1854. Die meisten energetischen Bilanzen sind erst durch Satellitenmessungen möglich geworden. Die für die Klimavariabilität besonders interessanten langen Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrillionen können nur durch geeignete Proxydaten aus den Klimaarchiven erschlossen werden. In Tiefseesedimenten, polaren Eisschilden und Gletschern, in Korallenriffen und Baumringen ist die Klimageschichte der Erde minutiös aufgezeichnet. Im Prinzip bieten diese Klimaarchive eine einzigartige Möglichkeit historische Klimavariabilität auf der Erde zu erfassen und eventuell verschiedenen Variabilitätsquellen zuzuordnen. Die Entschlüsselung der in den Archiven enthaltenen Informationen ist allerdings nur auf dem Wege einer akribischen Kalibrierung von sehr indirekt gegebenen Proxydaten möglich. Das  $O18/O16$ -Isotopenverhältnis von Meeressedimenten läßt Rückschlüsse auf globale Temperaturverläufe zu. Kosmogene Isotope, z.B.  $^{10}Be$  oder  $^{36}Cl$ , aus Eisbohrkernen liefern Informationen über den Verlauf der solaren Aktivität. Das Kohlenstoffisotopenverhältnis  $^{14}C/^{12}C$  ist ebenfalls ein Indikator für die historische Sonnenaktivität.

Zunächst wenden wir uns dem Antriebsmotor aller irdischen Klimaprozesse zu, nämlich die auf die Erde einfallende Sonnenstrahlung. Der größte Teil des Klimageschehens wird direkt durch die thermische Wirkung des absorbierten Sonnenlichtes bewirkt. Es ist daher von großem Interesse, diese Antriebsfunktion, nämlich den solaren Energieoutput, über eine möglichst lange Zeit zu kennen. Die kosmogenen Isotope  $^{10}Be$ ,  $^{36}Cl$  und  $^{14}C$  sind die wesentlichsten Proxies, die Informationen über den solaren Output enthalten. Man kann durch Vergleich mit rezenten Satellitenmessungen diese Proxydaten in  $W/m^2$  kalibrieren und erreicht so eine Rekonstruktion des solaren Outputs in der Vergangenheit. Die spektrale Analyse dieser Reihen aus dem grönländischen Eisbohrkern Dye 3 ergab, daß der Schwabezyklus in der Vergangenheit auch jenseits der direkt beobachteten Zyklen deutlich ausgeprägt ist. Er weist im Zeitraum der letzten 500 Jahre eine mittleren Periodenlänge von 10.8 Jahre auf. Die bekannten  $^{14}C$ -Reihen und neuere  $^{10}Be$ -Reihen gestatten es noch längere periodische Komponenten zu identifizieren, beispielsweise eine periodische Komponente von ca. 88 Jahren (sog. Gleissbergzyklus) und eine von 208 Jahren. Im Beryllium des Summit-Eisbohrkernes kann man sogar eine Periode von 2100 Jahren nachweisen. Der Beweis der solaren Herkunft dieser Perioden kann dadurch erbracht werden, daß sie in Epochen eines schwachen geomagnetischen Feldes besonders deutlich hervortreten. Es besteht die Frage ob sich die Amplituden- oder Frequenzverläufe dieser Zyklen in irdischen Klimareihen wiederfinden lassen. Zur Beantwortung dieser Frage benutzen wir geeignete Bandfilterungen, die es gestatten, Frequenzbänder aus den solaren Proxies mit den entsprechenden Frequenzbändern von Klimareihen zu vergleichen. Außerdem verwenden wir Spektralfilterungen, die die stärkeren hochfrequenten Anteile, die die Klimamaschine selbst produziert, unterdrücken. Die so gewonnenen Zeitreihen bzw. Bandfilterungen zeigen auf Filterzeitskalen  $>6$  Jahre eine Reihe auffälliger Konkordanzen. Die Abbildung zeigt die spektrale Bandfilterung des Gleissbergbandes der  $^{10}Be$ -Konzentration von Dye 3 und der nordhemisphärischen Temperaturanomalien (nach Groveman und Landsberg) seit 1579. Die Abbildung belegt die gute

### Phasenkohärenz im 88-Jahr-Band zwischen $^{10}\text{Be}$ und den nordhemisphärischen Temperaturanomalien



Phasenkohärenz beider Filterbänder (60 bis 120 Jahre). Sie liefert eine größenordnungsmäßige Skalierung der durch den Gleissbergzyklus hervorgerufenen Temperaturvariation und ein Argument für eine Ursache-Wirkungs-Beziehung beider Größen. Viele andere Proxies, z. B.  $^{14}\text{C}$ -Daten und Sedimentdaten, zeigen in diesem Frequenzband ähnliche Phasenkohärenzen und Amplituden. Dies sind Hinweise auf die Existenz einer langwelligen solaren Variabilitätsquelle im historischen Klimaverlauf. Die Spektralanalyse der äquatornahen Gletscher aus den peruanischen Anden zeigen signifikante Peaks im Bereich des Schwabezyklus und seiner Harmonischen, die wahrscheinlich troposphärische Temperatursignale darstellen und die gute Phasenkohärenzen mit solaren Signalen aufweisen. Es ist aber wahrscheinlich, daß die sogenannte Gleissbergkomponente (ca. 88 Jahre) der solaren Irradianz einen größeren Einfluß auf die Variabilität der irdischen Temperatur ausübt als der wohlbekannte solare Schwabezyklus. Belege dafür liefert der Vergleich von spektralen Tiefpaßfilterungen von langen Temperaturreihen bzw. -Proxies (hemisphärische Temperaturen, Meeresoberflächentemperaturen (SST), polare  $^{18}\text{O}$ -Daten). Allen diesen Reihen sind auf langen Filterzeitskalen (>15 Jahre) auffällige Parallelitäten und Konkordanzen gemeinsam. Z. B. zeigen  $^{18}\text{O}$ -Daten aus dem Eis, ausgeprägte Minima in Epochen um 1500, vor 1700, nach 1800 und um 1950/ 60. Auch einige Maxima, z. B. um 1780, um 1830, 1930/ 40, treten in den Proxyreihen für Temperatur ( $^{18}\text{O}$ ) und für den solaren Output ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) immer wieder zur selben Zeit auf. Im Vortrag werden Beispiele für solche Konkordanzen gezeigt und diskutiert.

In diesem Jahrhundert überlagert sich in den langwelligen Variabilitätsbereichen die natürliche Variabilität mit einer stetig und beschleunigt ansteigenden Erwärmungstendenz durch anthropogene Aktivitäten. Die Proxyreihen machen es wahrscheinlich, daß der solare Output auch heute noch einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an der Klimavariabilität erzeugt.

# Was kann die Phänologie zur Klimadiagnose beitragen ?

Ekko Bruns, Peer Hechler  
Deutscher Wetterdienst, PF 10 04 65, 63004 Offenbach

Ein Blick in die Klimageschichte zeigt beeindruckende Beispiele für die Auswirkungen von Klimaänderungen auf die Biosphäre, man denke nur an die Entstehung von Braunkohle im Tertiär oder die Besiedlung Grönlands (=Grünland) während des Klimaoptimums des Hochmittelalters. Neben der Betrachtung solcher herausragender Ereignisse stellt sich aber auch die Frage, inwiefern Klimaänderungen kleineren Maßstabs nachweisbare Reaktionen in der Biosphäre hervorrufen bzw. in welchem Umfang Veränderungen in der Biosphäre als Indikator zur Analyse bzw. Quantifizierung von Klimazuständen und -änderungen verwendet werden können. In diesem Zusammenhang spielt die Phänologie eine herausragende Rolle- nicht zuletzt mit Blick auf ihre lange Tradition und die bereits vorliegenden vieljährigen Datensätze. Deutschland genießt dabei mit seinem phänologischen Beobachtungsnetz eine weltweite Vorreiterrolle.

*1936 faßte der Reichswetterdienst (Dr. Schnelle) verschiedene existierende Beobachtungsnetze zu einem einheitlichen Netz mit mehr als 7000 Stationen zusammen. Nach dem zweiten Weltkrieg wurde die Phänologie als Teil der Agrarmeteorologie weiter betrieben, bis sie schließlich in den direkten Verantwortungsbereich des Meteorologischen Dienstes der DDR (MD) bzw. des Deutschen Wetterdienstes der BRD (DWD) übergang. Nach der Zusammenführung der beiden Dienste liegen nun alles in allem Daten von ca. 6000 Stationen auf Datenträger vor. Davon sind z.Zt. (Stand 4/98) 2100 Stationen als sogenannte Jahresmelder und ca. 500 Stationen als SOFORTmelder aktiv.*

*Beobachtet werden z. Zt. 30 Wildpflanzen und neun landwirtschaftliche (Haupt-)Kulturen mit je 58 phänologischen Phasen sowie sechs Obstarten mit 31 Phasen (plus zwei Rebsorten mit 20 Phasen), insgesamt also 147 (167) Phasen. In diesem Zusammenhang darf darauf hingewiesen werden, daß beim DWD inzwischen etwa 1000 Reihen mit einer Länge von 30 Jahren und mehr und weitere 700 mit einer Länge von 20 Jahren und mehr auf Datenträger vorliegen.*

Die Eintrittsdaten der phänologischen Phasen (ED) werden durch vielfältige Umweltfaktoren beeinflusst: meteorologische Faktoren, Einflüsse des Bodens, der Kultur, des Grundwassers, der Schadstoffimmissionen usw.. Hinsichtlich des Einflusses meteorologischer Faktoren zeigt sich bspw. folgendes Bild:

Met. Element	Zusammenhang zu phänologischer Phase	Met. Element	Zusammenhang zu phänologischer Phase
<b>Luftdruck</b>	Kein Zusammenhang bekannt	<b>Wind</b>	Blattfall im Herbst
<b>Niederschlag</b>	Notreife, vorzeitige Blattverfärbung, Bestellung und Aufgang, Ernte	<b>Erdbodentemperatur</b>	Vielfältig, z.B. Blüten der Reben
<b>Sonnenscheindauer</b>	Blüte der Frühjahrsgeophyten	<b>Lufttemperatur</b>	Allgemein sehr starke Korrelationen

Trotz der Fülle der Einflüsse darf jedoch von der Dominanz des Temperatureinflusses gesprochen werden. Dies trifft speziell für die "frühen" Phasen zu (s. Abb.), schwächt sich mit fortschreitender Vegetationsperiode ab und wird zuweilen von extremen Witterungsverhältnissen (z.B. Sommertrockenheit) überlagert. Im Herbst schließlich ist der Temperatureinfluß bei mehrjährigen Pflanzen nicht mehr so eindeutig zuzuordnen.

*Die phänologischen Daten an sich weisen eine Reihe von Besonderheiten auf, die bei der*

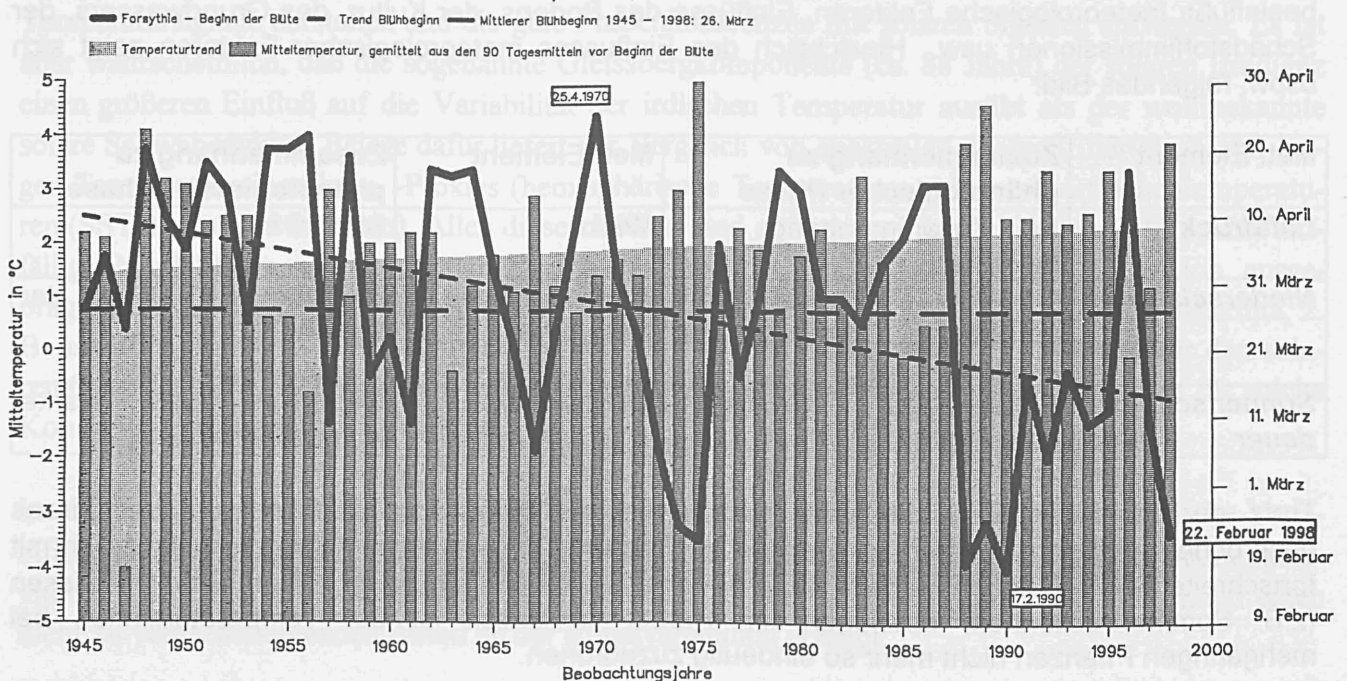


Auswertung zu beachten sind. Eine wichtige Tatsache ist, daß die Beobachtungsobjekte genetisch nicht einheitlich sind. Daher ist bspw. die Verwendung von Gebietsmittelwerten eine Möglichkeit, allgemeingültige Aussagen zu treffen. Die Erhebung der Eintrittsdaten der phänologischen Phasen (ED) unterliegt darüber hinaus einer mehr oder weniger großen Subjektivität. Die ED gleicher Phasen unterliegen einerseits aufgrund der genetischen Vielfalt und andererseits bedingt durch lokalklimatische, witterungsspezifische und betriebswirtschaftliche Faktoren mehr oder weniger großen jährlichen Schwankungen. Diese sind um so größer, je "früher" die Phase ist; d.h. die Haselblüte (Beginn des Erstfrühlings) wird naturgemäß im Raum eine deutlich höhere Standardabweichung zeigen als die Sommerlindenblüte (Beginn des Frühlings). Ebenso zeigen die ED von Jahr zu Jahr große Unterschiede, welche um so größer sind, je "früher" die Phase liegt. Nur die langen phänologischen Reihen spiegeln daher den Einfluß der ganzen Variationsbreite des mitteleuropäischen Klimas wider.

Trotz der eingangs genannten grundsätzlichen Bedeutung phänologischer Daten und der nicht unbedeutenden Anstrengungen des DWD, ein flächendeckendes phänologisches Beobachtungsnetz zu unterhalten sowie die Daten zu verarbeiten und zu archivieren, ist die Nutzung dieser Daten im Zusammenhang mit der Klimaüberwachung oder auch der Klimaforschung z.Zt. eher gering. Angesichts knapper werdender Ressourcen und der damit aufkommenden Fragen nach Effizienz und Wirtschaftlichkeit besteht somit die Gefahr, daß gerade die phänologische Datengewinnung und -verarbeitungen größeren Einschränkungen unterworfen wird.

Während in verschiedenen anderen Ländern versucht wird, nationale Netze wieder aufleben zu lassen (z.B. Großbritannien, Netz 1877-1947) oder neu zu gründen (z.B. USA, Kanada, Slowakei) und im globalen Kontext durch die *Study Group Phenology* der *International Society of Biometeorology* ein globales Netz in Angriff genommen wird, wäre in Deutschland eine verstärkte Nutzung phänologischer Daten insbesondere durch die Forschung und Lehre sehr wünschenswert.

Forsythien-Kalender für den Standort "Hamburger Lombardsbrücke"  
1945 - 1998 notiert von Carl Wendorf (+1984) und Jens Iska-Holtz



# Statistische Schätzung regional-jahreszeitlich differenzierter anthropogener sowie natürlicher Temperatursignale auf der Grundlage globaler Beobachtungsdaten

C.-D. Schönwiese, A. Walter und S. Meyhöfer

Institut für Meteorologie und Geophysik  
J.W. Goethe-Universität  
60054 Frankfurt a.M.

Mit Hilfe der multiplen statistischen Klimasignalanalyse wird versucht, in den Beobachtungsdaten die Variationsanteile zu separieren und zu quantifizieren, die sich auf bestimmte einzelne Ursachen zurückführen lassen. Insbesondere ist dabei von Interesse, anthropogene Einflüsse von natürlichen Variationen abzugrenzen. Eine Reihe früherer Arbeiten (u.a. SCHÖNWIESE und BAYER, 1995; DENHARD et al., 1996) hat gezeigt, daß dabei die bodennahe Lufttemperatur das geeignetste Klimaelement ist (hinsichtlich Varianzerklärung, Repräsentanzeigenschaften usw.).

Daher werden monatlich und auf 80 flächengleiche „Boxen“ bezogene globale Datensätze 1892-1991 der bodennahen Lufttemperatur (Quellen: CRU = Climatic Research Unit, Norwich, UK; GISS = Goddard Institute for Space Studies, NASA, USA) benützt und mittels einer multiplen Regressionsanalyse (MRM) bzw. alternativ neuronalen Netzen (NNM, insbesondere Backpropagation-Architektur) mit entsprechenden Zeitreihen der atmosphärischen äquivalenten CO<sub>2</sub>-Konzentration (TR = „Treibhausgase“), der troposphärischen Sulfatpartikelkonzentration (SU = Sulfataerosol; jeweils anthropogene Anteile), des explosiven Vulkanismus, der Sonnenaktivität und dem SOI (Southern Oscillation Index) verknüpft. Tab. 1 faßt zunächst die auf diese Weise gefundenen Temperatursignale im Vergleich mit den vom IPCC (HOUGHTON et al., 1996) genannten Strahlungsantrieben im globalen Mittel zusammen, wobei sich eine deutliche Dominanz des anthropogenen „Treibhausgas“-Signals (TR) ergibt (rund 1 K; TR + SU im Mittel 0,6 K).

Als Beispiel regional-jahreszeitlich differenzierter Betrachtung bringt Abb. 1 für den Winter einen Vergleich der in der oben genannten regionalen Auflösung beobachteten (linearen) Temperaturtrends mit den statistisch reproduzierten, auf allen genannten Einflußgrößen beruhenden Temperaturänderungen („Gesamtsignale“) sowie mit den ebenfalls statistisch abgeschätzten anthropogenen Signalen (TR + SU; MRM bzw. NNM), die offenbar mit über 2 K in Nordwestkanada und Nordostsibirien ihre Maxima erreichen. Solche Strukturen stimmen zumindest qualitativ gut mit entsprechenden GCM-Simulationen (vgl. IPCC) überein. Weitere Ergebnisse und Details können einem kürzlich erschienenen Forschungsbericht (SCHÖNWIESE et al., 1998) entnommen werden.

## Literatur:

Denhard, M., Walter, A., Schönwiese, C.-D., 1996: Simulation globaler Klimaänderungen mit Hilfe neuronaler Netze. Naturw. Rdsch. 49, 295-301.

Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A., Maskell, K., 1996: Climate Change 1995. The Science of Climate Change (IPCC Second Assessment Report). Univ. Press, Cambridge.

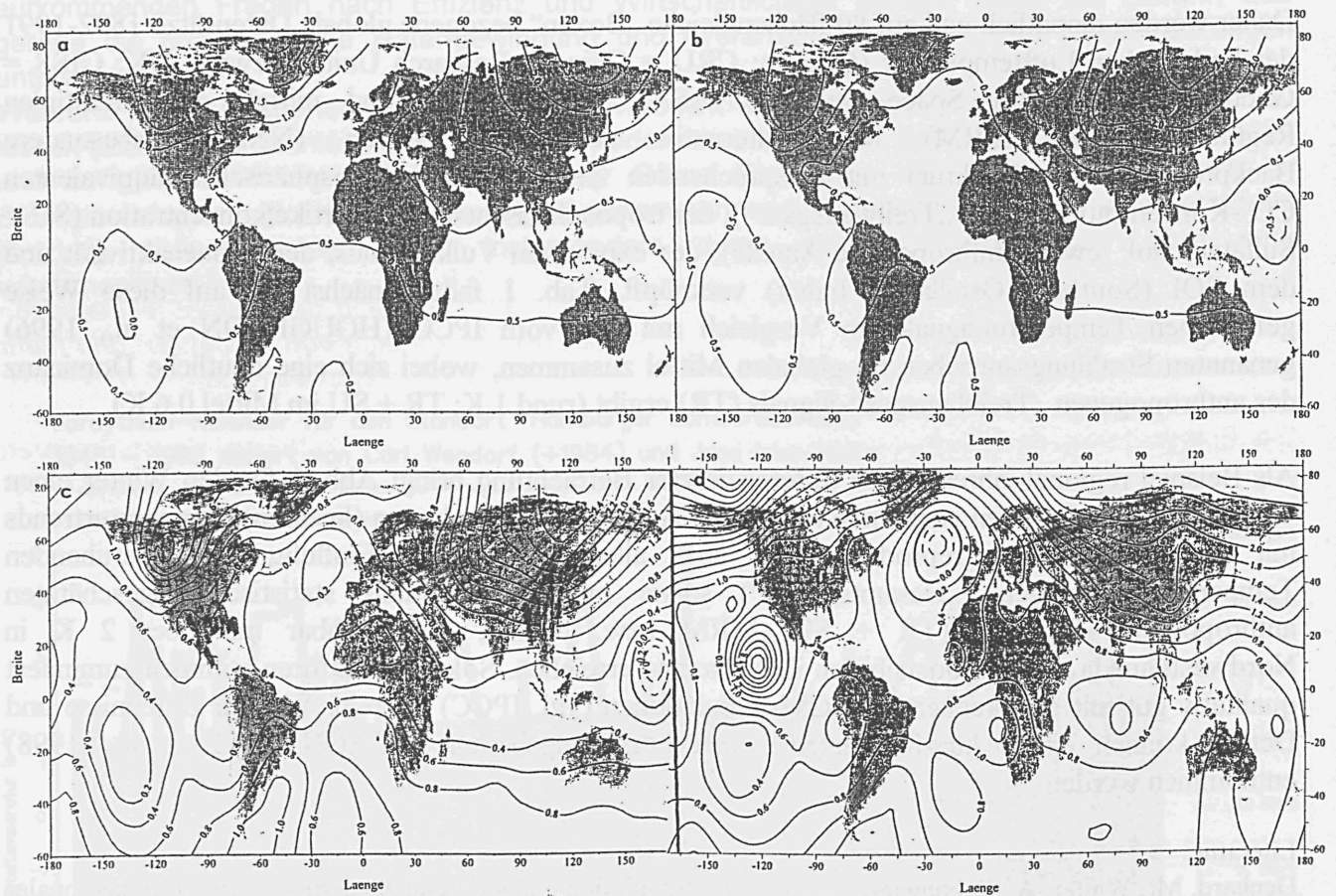
Schönwiese, C.-D., Bayer, D., 1995: Some statistical aspects of anthropogenic and natural forced global temperature change. Atmosphäre 8, 3-22.

Schönwiese, C.-D., Walter, A., Rapp, J., Meyhöfer, S., Denhard, M., 1998: Statistische Analyse der Klimavariabilität und anthropogenen Klimasignale in globaler und regionaler Betrachtung. Bericht Nr. 102, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M.

**Tab. 1:** Vergleich der Strahlungsantriebe in industrieller Zeit (seit ca. 1850 bis heute; IPCC, HOUGHTON et al., 1996) mit den statistisch geschätzten Temperatursignalen 1866-1994 (MRM = multiples Regressionsmodell, NNM = neuronales Netzwerkmodell; V. = Vorzeichen bei Antrieben und Signalen: + Erwärmung, - Abkühlung; 2 x CO<sub>2</sub> = statistische CO<sub>2</sub>-Verdoppelungssimulation).

Klimafaktor	V.	Strahlungsantrieb	NNM-Signal	MRM-Signal	Signalstruktur
„Treibhausgase“, TR	+	2,1 - 2,8 Wm <sup>-2</sup> *	0,9 - 1,3 K	0,8 - 1,2 K	progressiver Trend
Troposphär. Sulfat, SU	-	0,4 - 1,5 Wm <sup>-2</sup> *	0,2 - 0,4 K	0,1 - 0,4 K	uneinheitlicher Trend
Kombiniert, TR + SU	+	(1,3 - 1,7 Wm <sup>-2</sup> ) *	0,5 - 0,7 K	0,6 - 0,8 K	uneinheitlicher Trend
Vulkaneruptionen	-	< 1 Wm <sup>-2</sup> **	0,1 - 0,2 K	0,1 - 0,4 K	episodisch
Sonnenaktivität	+	0,1 - 0,5 Wm <sup>-2</sup>	0,1 - 0,2 K	0,1 - 0,2 K	fluktuativ
ENSO (SOI) ***	+	-	0,2 - 0,3 K	0,2 - 0,3 K	episodisch
2 x CO <sub>2</sub> , Gleichgewicht	+	4,4 Wm <sup>-2</sup>	≈ 2,1 K	2,6 - 3,9 K	progressiver Trend
2 x CO <sub>2</sub> , transient	+	4,4 Wm <sup>-2</sup>	≈ 1,7 K	1,8 - 2,6 K	progressiver Trend

\* ) anthropogen \*\* ) Jahresmittel, kurzfristig bis ca. 4 Wm<sup>-2</sup> (Pinatubo, 1991) \*\*\* ) Southern Oscillation Index



**Abb. 1:** Globaler Vergleich der a) beobachteten linearen Trends 1892-1991 der bodennahen Lufttemperatur im Winter (Dezember, Januar, Februar) mit b) den entsprechenden statistisch (MRM) geschätzten „Gesamt signalen“ (alle Einflußgrößen nach Tab. 1 berücksichtigt) sowie den entsprechenden, ebenfalls statistisch geschätzten anthropogenen Signalen (TR + SU, vgl. wiederum Tab. 1) nach c) MRM (multiple Regression) bzw. d) NNM (neuronales Netz), jeweils in K.

# Auswirkungen einer globalen Klimaänderung auf die Häufigkeit von Sturmweatherlagen in der Deutschen Bucht

U. Busch, R. Roth, J. Nieling und G. Groß

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover

Nach dem derzeitigen Stand der Forschung geht man für das nächste Jahrhundert von einer steigenden atmosphärischen Treibhausgaskonzentration aus. Als Folge wird mit einer globalen Erwärmung der Erdatmosphäre und einem Anstieg des mittleren Meeresspiegels gerechnet. Ein besonderes Interesse besteht an den dabei auftretenden regionalen Klimaänderungen, wie z.B. einer Zu- oder Abnahme von Starkwind- und Sturmweatherlagen im Gebiet der Deutschen Bucht. Eine Möglichkeit Abschätzungen über diese Änderungen zu geben, bietet die Auswertung von globalen Klimamodellexperimenten. Da globale Klimamodelle mit einer relativ geringen räumlichen Auflösung operieren, führt eine direkte Auswertung der Ergebnisse in der regionalen Klimaforschung meist nicht zu einem meteorologisch sinnvollen Ergebnis. Es müssen daher Eigenschaften des subskaligen Phänomens in einen funktionalen Zusammenhang mit Größen, die das Klimamodell auflösen kann, gebracht werden. Die Erstellung einer Parametrisierung für winterliche Starkwind- und Sturmweatherlagen im Gebiet der Deutschen Bucht sowie deren Anwendung auf globale Klimasimulationen ist Gegenstand dieser Arbeit.

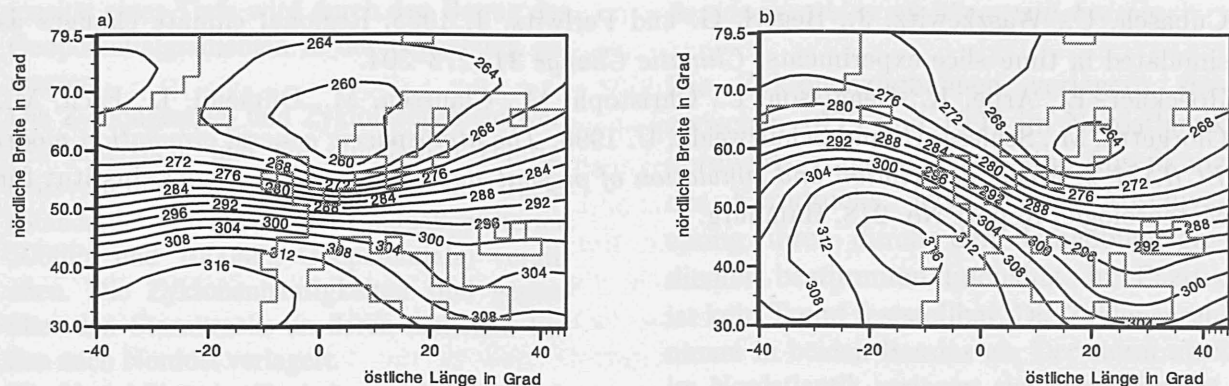


Abb. 1: Mittlere geopotentielle Höhenverteilung (gpdam) im 700 hPa Niveau bei Sturmweatherlagen (Winterquartal, DJF) im Gebiet der Deutschen Bucht. Die der Mittelwertbildung zugrunde liegenden geopotentiellen Höhen der betreffenden Wetterlagen stammen aus ECMWF Re-Analysedaten im Zeitraum 1979 bis 1993 (Winterquartal, DJF). (a) westliches Strömungsmuster, (b) nordwestliches Strömungsmuster.

Eine Parametrisierung für Starkwind- und Sturmweatherlagen muß in der Lage sein, großskalige Strukturen zu erfassen und diese in einen direkten Zusammenhang z.B. mit der Windgeschwindigkeit in der betrachteten Region zu bringen. Bei einer horizontalen Auflösung von etwa  $4,3^\circ$  (ECHAM/T42), der in dieser Arbeit verwendeten Hamburger Klimamodellexperimente (z.B. Cubasch et al., 1995 und Roeckner et al., 1996), bedeutet dies, daß die meteorologischen Phänomene, die analysiert werden können, eine horizontale Ausdehnung von etwa 800 km besitzen müssen.

Die notwendigen Kriterien der hier durchgeführten Parametrisierung wurden durch die Analyse von real aufgetretenen winterlichen Sturmweatherlagen im Zeitraum 1948 bis 1998 (Anzahl ca. 400) mit Hilfe von Boden- und Höhenwetterkarten bestimmt (Busch et al., 1998). Kontinuierliche Beobachtungen und Messungen zahlreicher synoptischer Stationen an der deutschen Nordseeküste standen für den Zeitraum ebenfalls zur Verfügung. Eine Verifizierung erfolgte mit Re-Analysedaten des ECMWF, welche quasi Beobachtungsdaten auf dem Gitternetz des Hamburger Klimamodells darstellen.

Eine zusammenfassende Bewertung der Ergebnisse zeigt, daß es zwar zu Änderungen bezüglich des Windklimas im Gebiet der Deutschen Bucht in Klimamodellexperimenten mit erhöhter CO<sub>2</sub>-Konzentration kommt, aber die meisten dieser Änderungen bewegen sich innerhalb der natürlichen Variabilität. Für die Änderung der Häufigkeit von winterlichen Starkwind- und Sturmweatherlagen zeigt sich eine deutliche Abhängigkeit vom Strömungsmuster. Während Starkwind- und Sturmweatherlagen mit westlichem Strömungsmuster (Abb. 1 a) zunehmen, nehmen solche mit nordwestlichem Strömungsmuster (Abb. 1 b) ab.

#### Literatur:

- Busch, U., Beckmann, B.-R. und Roth, R. 1998: Study of storm weather situations in observation and ECHAM3/T42 model simulation. *Tellus*, zur Veröffentlichung angenommen.
- Cubasch, U., Waszkewitz, J., Hegerl, G. und Perlwitz, J. 1995: Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Climatic Change* **31**, 273–304.
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., Esch, M., Giorgetta, M., Schlese, U. und Schulzweida, U. 1996: *The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate*. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 218, Hamburg.

## Beobachtete Zyklonenzugbahnen auf der Nordhemisphäre

Michaela Sickmüller, Richard Blender und Klaus Fraedrich  
Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg (sickmoeller@dkrz.de, blender@dkrz.de)

Zusammenfassung des Beitrags zur DMG-Tagung, 14.-18.9.1998 in Leipzig

Das Ziel der Arbeit ist die Bestimmung der statistischen Eigenschaften von beobachteten Zyklonen während der nordhemisphärischen Winter (DJF) im Atlantik und Pazifik sowie die Zusammenhänge mit Stationsmeldungen und großräumigen Mustern. Die Datengrundlage bilden die re-analysierten Beobachtungen des ECMWF zwischen 30N und 80N im Zeitraum von 1979 bis 1997, die homogen in der räumlichen Auflösung T106 ( $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ ) und in 6h Abstand vorliegen. Die Zyklonenzugbahnen werden durch ein automatisches Verfahren bestimmt, das die Minima des 1000hPa-Geopotentials ( $z_{1000}$ ) zu Trajektorien verbindet, wobei eine Mindestlebensdauer von drei Tagen verlangt wird. Regionen oberhalb von 1000m sind ausgeschlossen. Die Intensität eines Tiefs wird durch den Betrag des Geopotentialgradienten in der Umgebung gemessen.

Die Zyklongenese- und Zyklolysegebiete werden untersucht und die räumlichen Häufigkeitsverteilungen mit den storm tracks (Standardabweichung des bandpaßgefilterten 500hPa und 1000hPa Geopotentials) verglichen. Die Zyklonenhäufigkeiten sind gegenüber den Stormtracks an deren östlichen Enden nach Nordost verlagert.

Die Variabilität der Zugbahnen wird durch eine Cluster-Analyse der relativen Trajektorien für die beiden Gebiete separat bestimmt. Es ergeben sich je drei typische Bahnverläufe mit nordöstlicher und zonaler Zugrichtung sowie nahezu stationärer Ausbreitung, die in den beiden Bassins annähernd übereinstimmen. Die drei Gruppen von Zyklonen zeichnen sich durch verschieden intensive Lebenszyklen aus. Die Cluster-Besetzungszahlen pro Winter, d.h. die Häufigkeiten von Zyklonen verschiedener Ausbreitungsrichtung, werden mit Wintermittelwerten aus Stationsmeldungen und großräumigen Mustern korreliert. Die Tabelle 1 zeigt den aus den 18 Wintern geschätzten Korrelationskoeffizienten dieser Besetzungszahlen mit dem NAO-Index und Mitteln aus der Temperatur T, der Windgeschwindigkeit

U, dem Niederschlag Pr und dem Bodendruck ps, bestimmt in 43 mitteleuropäischen Stationen. Großräumige Muster, die sich ferner für den Atlantik als relevant erweisen sind EA (East Atlantic), POL (Polar), SCA (Scandinavia), und EA/WR (East Atlantic/West Russia); im Pazifik sind dies PNA (Pacific/North America), WP (West Pacific) und T/NH (Tropical/Northern Hemisphere).

	ZO	ST	NAO	T	U	Pr	ps
NE	0.4	-0.6	0	0.3	0	0.3	-0.3
ZO		-0.4	0	0	0	0.2	-0.2
ST			0.3	0	0.4	0.1	0.1

Tabelle 1: Korrelationen der Cluster-Besetzungszahlen mit Wintermittelwerten.

Die Zyklonenzugbahnen verlagern sich zwischen 1979 und 1997 im Nordatlantik nordwärts, zeigen dadurch eine Absenkung des Kerndrucks, jedoch eine Abschwächung ihrer durch den Umgebungsgradienten bestimmten Intensität. Im Pazifik ist kein Trend feststellbar. Die Zyklonenzahl nimmt in beiden Bassins ab. Der storm track im Nordatlantik verlagert sich nach Nordost, im Pazifik zeigt sich eine nahezu gleichförmige Intensivierung.

### Literatur:

**Blender, R., K. Fraedrich, and F. Lunkeit,** 1997: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **123**, 727-741.

**Sickmüller, M., R. Blender, and K. Fraedrich,** 1997: Observed cyclone tracks on the Northern hemisphere in re-analyzed ECMWF data. In Vorbereitung.



# **Untersuchungen zur Rolle von Anfangsstörungen für die Variabilität der synoptischen Störungsaktivität in mittleren Breiten**

Wiltrud Stephan, Prof. Dr. Peter Speth, Dr. Uwe Ulbrich  
Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, D-50923 Köln

## Problemstellung

Im Rahmen der Klimadiagnose und Klimaprognose spielt die synoptische Störungsaktivität mit ihrer unmittelbaren Auswirkung auf den Menschen eine herausragende Rolle. Den größten Anteil der synoptischen Störungsaktivität in mittleren Breiten liefern transiente barokline Wellen. Grundlegende Prozesse für die Ausprägung barokliner Wellen sind die prinzipiell bekannten Intensivierungsmechanismen wie Baroklinität und diabatische Prozesse. Dabei wird die effektive Entwicklung wetterwirksamer Zyklonen häufig durch bereits bestehende Störungen endlicher Stärke initiiert.

Der vorliegende Beitrag macht es sich daher zur Aufgabe, Herkunft und Bedeutung solcher „Anfangsstörungen“ im nordhemisphärischen Winter in systematisch-statistischer Weise zu diagnostizieren. Im Zentrum der Untersuchungen steht die Rolle von Anfangsstörungen für die Aktivität des atlantischen und pazifischen Stormtrack, sowie für den sibirischen Stormtrack, der wegen seiner geringeren Aktivität sowie eng begrenzten Ausdehnung meist unbeachtet bleibt.

## Vorgehensweise, Ergebnisse

In der vorliegenden Studie wird ein Zeitraum von 15 Winterhalbjahren auf der Basis von ECMWF-Analysen abgedeckt. Die synoptische Aktivität wird durch das bandpaßgefilterte Geopotential (Halbwertsbreite 2,5-8 Tage) in 500hPa quantifiziert. Der Stormtrack wird als 15-tägige Standardabweichung dieser Größe berechnet.

Um die Bedeutung speziell von Anfangsstörungen zu untersuchen, wird auf Gebiete Bezug genommen, in denen die obengenannten Intensivierungsmechanismen eine untergeordnete Rolle spielen, sodaß synoptische Störungen mit möglichst geringen Amplitudenmodifikationen propagieren können. Neben Quellgebieten von Anfangsstörungen, beispielsweise im Lee großer Gebirgsbarrieren, werden daher Bereiche stromabwärts dieser Quellgebiete, sowie die äußersten Eingangsbereiche der großen Stormtrackgebiete und die Bereiche stromaufwärts betrachtet.

Die Größe und die Reichweite des Einflusses von in Intensivierungszonen hineinlaufenden Störungen wird mit Korrelationsmethoden statistisch erfaßt.

Der sibirische Stormtrack weist einen dem pazifischen Stormtrack auffallend ähnlichen Jahresgang mit Doppelpeakstruktur auf. Dies kann als Hinweis dafür aufgefaßt werden, daß sich beispielsweise Mechanismen, die den hochwinterlichen Aktivitätseinbruch im Pazifik verursachen, auch im sibirischen Stormtrack auswirken könnten.

Korrelationskarten mit (positiver und negativer) zeitlicher Verschiebung zeigen, daß ein signifikanter Anteil der synoptischen Störungsaktivität im Eingangsbereich des sibirischen Stormtrack durch aus dem Bereich des sibirischen Stormtrack heranpropagierende Störungen erklärt wird (siehe Abbildung). Für den atlantischen Stormtrack ergibt sich insbesondere für negative Delays eine geringere Verfolgbarkeit des Korrelationsmaximums.

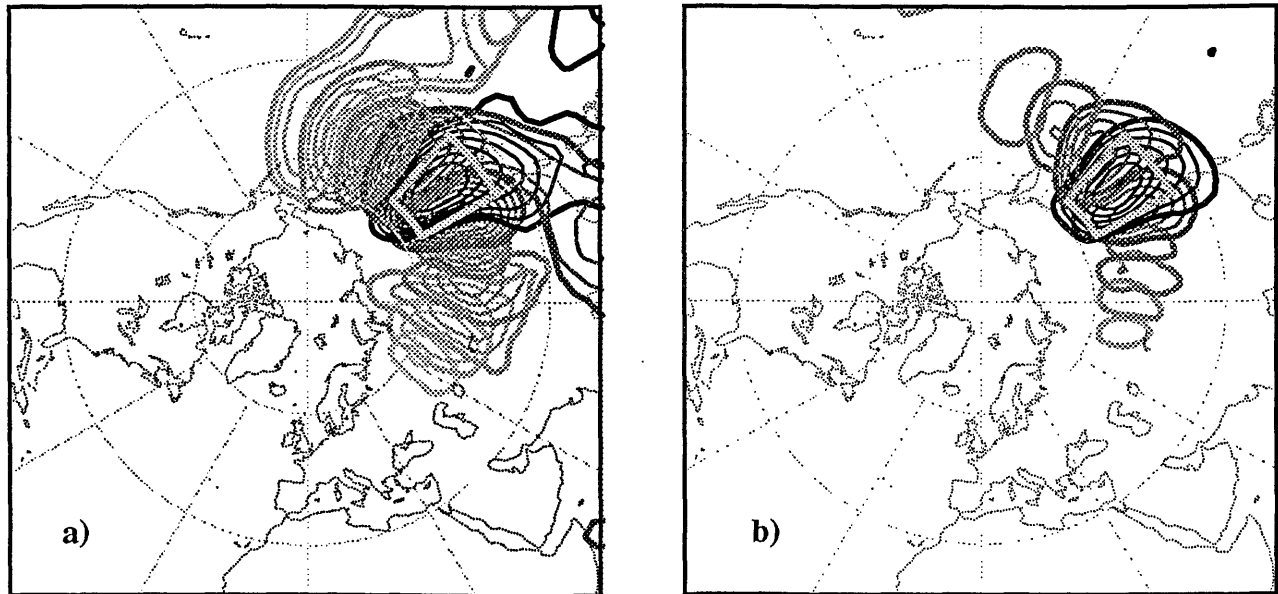
Korrelationskarten liefern jedoch i.a. lediglich eine untere Abschätzung der durch propagierende Störungen erklärten Varianz, da sie keinerlei Unterschiede bezüglich der Zugbahnen, Propagationsgeschwindigkeit, Amplitudenmodifikationen und Strukturveränderungen der erfaßten Störungen machen. Die genannten Unterschiede werden im wesentlichen durch die



großskalige Zirkulation bestimmt und führen allesamt zu einer Reduktion der errechneten Korrelation, selbst wenn sich der physikalische Einfluß propagierender Störungen nicht vermindern sollte.

Daher wird für die gleichen Gebiete der Einfluß der räumlichen Persistenz propagierender Störungen von der großskaligen Zirkulation untersucht, die durch die tiefpaßgefilterten Horizontalwindfelder approximiert wurde.

Die folgende Abbildung zeigt ein einfaches Beispiel für eine Unterscheidung nach Zirkulationsphasen, allerdings ohne Berücksichtigung der bevorzugten Zugbahn von Störungen.



**Abbildung: Korrelationskarten für das bandpaßgefilterte Geopotential**

a) Fälle hoher Stormtrackaktivität im Referenzgebiet,

b) Fälle geringer Stormtrackaktivität im Referenzgebiet.

*Referenzgebiet (Kästchen): Eingangsbereich des pazifischen Stormtrack*

*Zeitreihe täglicher Werte des Gebietsmittels werden mit den Zeitreihen an jedem einzelnen Gitterpunkt des 2.5x2.5 Grad-Gitters korreliert.*

*Erste Isolinie: 0.2, Isolinienabstand 0.1 (Effektiver Freiheitsgrad stets über 300.)*

*Delays: Ganztägig. Schwarz: Keine Verschiebung. Ostwärts negative, westwärts positive Delays. (Nebenmaxima wurden unterdrückt.)*

Es ergeben sich wesentliche Unterschiede in dem durch reine Propagation erklärten Anteil der Gesamtvarianz im Referenzgebiet.

Im Atlantik (ohne Abbildung) ergeben sich für die Persistenz erhebliche Unterschiede besonders in Abhängigkeit von der bevorzugten Zugbahn der Störungen.

### Vorschau

Für die in der Einleitung genannten Gebiete werden weitere, spezifische Abhängigkeiten der räumlichen Persistenz von der großskaligen Zirkulation unter verschiedenen Aspekten, sowie zugeordnete Zirkulationsmuster dargestellt und diskutiert. Die Persistenz wird dabei in der Regel entlang von Stromlinien bestimmt, die variabel bestimmt, aber innerhalb einer Zirkulationsphase konstant gehalten werden.

Die aus den Reanalysedaten gewonnenen Zusammenhänge werden mit Modellsimulationen des ECHAM4 verglichen.

# Hoch- und Tiefdruckgebiete auf der Nordhemisphäre: Klimatologie und GCM (Sensitivitäts-) Experimente

Heini Wernli<sup>1</sup> und Martin Wild<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Atmosphärenphysik ETH Zürich

<sup>2</sup> Geographisches Institut ETH Zürich

## 1. Einleitung und Methodik

Das Wetter in den mittleren Breiten ist geprägt durch die Entstehung, Bewegung und den Zerfall von Hoch- und Tiefdruckgebieten. Klimatologische Storm-Tracks sind ein Mass für die atmosphärische Variabilität auf einer Zeitskala von typischerweise 2-6 Tagen, und ihre Sensitivität bezüglich einer globalen Erwärmung ist eine der zentralen Fragen der Klimadynamik.

In dieser Arbeit wird ein neu entwickelter Algorithmus zur Berechnung eines "synoptischen Storm-Tracks" verwendet, der ausgehend von Bodendruckfeldern die einzelnen Hoch- und Tiefdruckgebiete identifiziert. Für alle betrachteten Zeitpunkte wird für jedes lokale Minimum (Maximum) im Bodendruckfeld die äusserste geschlossene Isoline bestimmt, welche nicht ein zweites lokales Minimum (Maximum) einschliesst. In dem von dieser Isolinie umschlossenen Gebiet (d.h. innerhalb des identifizierten Tief- bzw. Hochdruckgebiets), werden nun zwei Felder definiert: das Feld  $F$  welches identisch 1 gesetzt wird, sowie das Feld  $I$  welches der Druckdifferenz zur äussersten geschlossenen Isolinie entspricht. Das zeitliche Mittel von  $F$  entspricht somit der Häufigkeitsverteilung der (Anti)-Zyklonen und dasjenige von  $I$  einem mit der Intensität der Systeme gewichteten synoptischen Storm-Track. Damit wird hier zusätzlich zu anderen ähnlichen Verfahren auch die Grösse und Intensität der Systeme mitberücksichtigt.

Ein einfacher Tracking-Algorithmus erlaubt es, die Zugbahnen der einzelnen Systeme zu bestimmen, und damit auch die Verteilung der Zyklonogenese/Zyklolyse, die bevorzugten Regionen der Intensifizierung und des Zerfalls, sowie die statistische Verteilung einiger charakteristischer Parameter (Lebensdauer, Grösse und Länge der Zugbahn).

Dieses objektive und automatisierte Verfahren wird in einer zweiteiligen Studie sowohl auf zeitlich konsistente Reanalysis Daten vom ECMWF (Klimadiagnose), wie auch auf zwei GCM-Experimente mit dem ECHAM3 T106 (Klimavariabilität) angewendet. Hier beschränken wir uns auf die Tiefdruckgebiete im Winter (Dezember-Februar).

## 2. Die Winter-Klimatologie von Tiefdruckgebieten 1979-93

Die Auswertung der Reanalysis Bodendruckfelder mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden für den Zeitraum 1979 bis 1993 liefert eine Klimatologie der Tiefdruckgebiete auf der Nordhalbkugel. Das mit der Intensität der Systeme gewichtete Feld  $I$  (Abb. 1a) zeigt die erwarteten markanten Maxima im Atlantischen und Pazifischen Ozean, sowie ebenfalls ausgeprägte Zyklonenaktivität im Mittelmeerraum, östlich der Rocky Mountains sowie in Nordeuropa. Bei den bevorzugten Entstehungsorten der Zyklonen (Abb. 1b) zeigt sich qualitativ eine gute Übereinstimmung mit früheren Klimatologien, die auf der Auswertung von Handanalysen beruhen.

## 3. GCM Experimente

Zwei 5-Jahres Simulationen mit der hochaufgelösten Version ECHAM3 T106 (Kontrollsimulation und  $2\times\text{CO}_2$  Sensitivitätsexperiment) erlauben es, die Resultate des GCMs mit der Klimatologie zu vergleichen (Abb. 2a) und den Effekt einer verdoppelten  $\text{CO}_2$ -Konzentration auf die Häufigkeit und Stärke von Hoch- und Tiefdruckgebieten, so wie er in den GCM Simulationen wiedergegeben wird, zu quantifizieren (Abb. 2b). Das GCM zeigt im Vergleich zur Klimatologie sowohl über dem Pazifik wie auch über dem Atlantik eine markante Verschiebung der Zyklonenaktivität  $I$  nach Norden (z.B. eine Überschätzung um beinahe 100% in der Norwegischen See). Die ähnlichen Muster in der Abweichung der Häufigkeitsverteilungen  $F$  (nicht gezeigt) deuten darauf hin, dass diese Unterschiede in erster Linie durch die Häufigkeit und nicht durch die Inten-

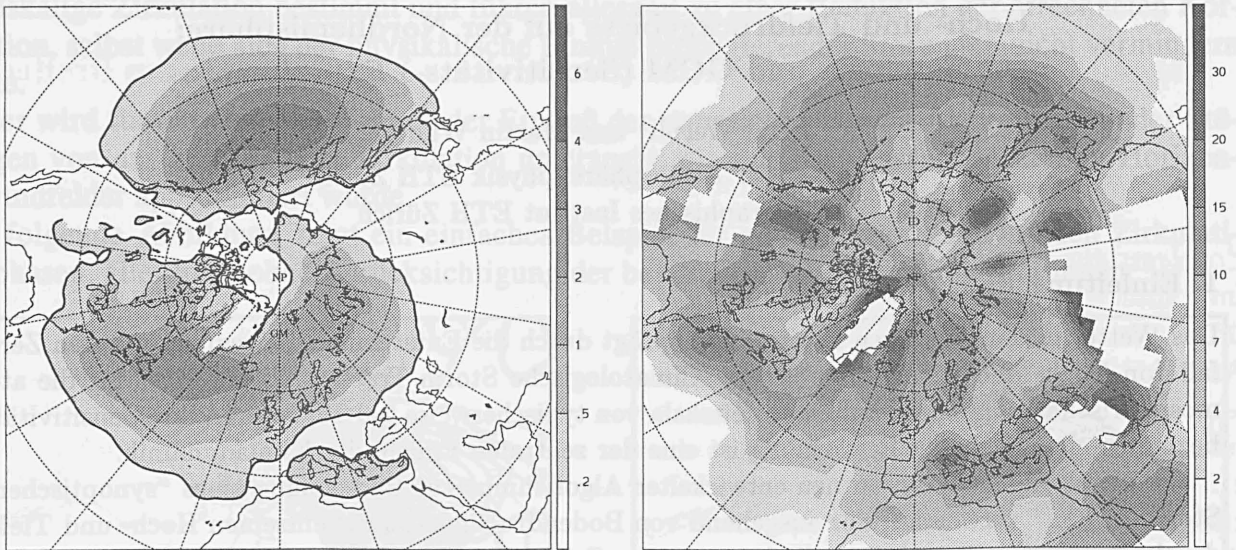


Abbildung 1: Winter-Klimatologie basierend auf den ECMWF Reanalysis Feldern 1979-93. (a) synoptischer Storm-Track  $I$  (Einheit hPa); (b) Anzahl der Zyklonense-Ereignisse.

sität der System bedingt sind. Die Verteilung der Zyklonense im GCM (nicht gezeigt) ist denn auch charakterisiert durch eine Unter- (Über-)schätzung entlang der Ostküste der USA (östlich von Grönland). Die Faktoren, welche zu diesem Verhalten beitragen können, sind vielfältig: z.B. die Lage der klimatologischen Baroklinität, die Häufigkeit der synoptisch-skaligen Störungen auf dem Niveau der Tropopause und die Feuchteverteilung bzw. die vertikalen Flüsse an der Meeresoberfläche.

Diese generellen Abweichungen des synoptischen Storm-Tracks im GCM von der Klimatologie sollten im Auge behalten werden bei der Untersuchung der Sensitivität des Storm-Tracks im GCM bezüglich einer Verdoppelung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration (Abb. 2b). Die Unterschiede hier sind tendenziell positiv (verstärkte Zyklonenseaktivität bei erhöhter  $\text{CO}_2$ -Konzentration), speziell in den generell vom GCM unterschätzten Regionen südlich von  $60^\circ\text{N}$ .

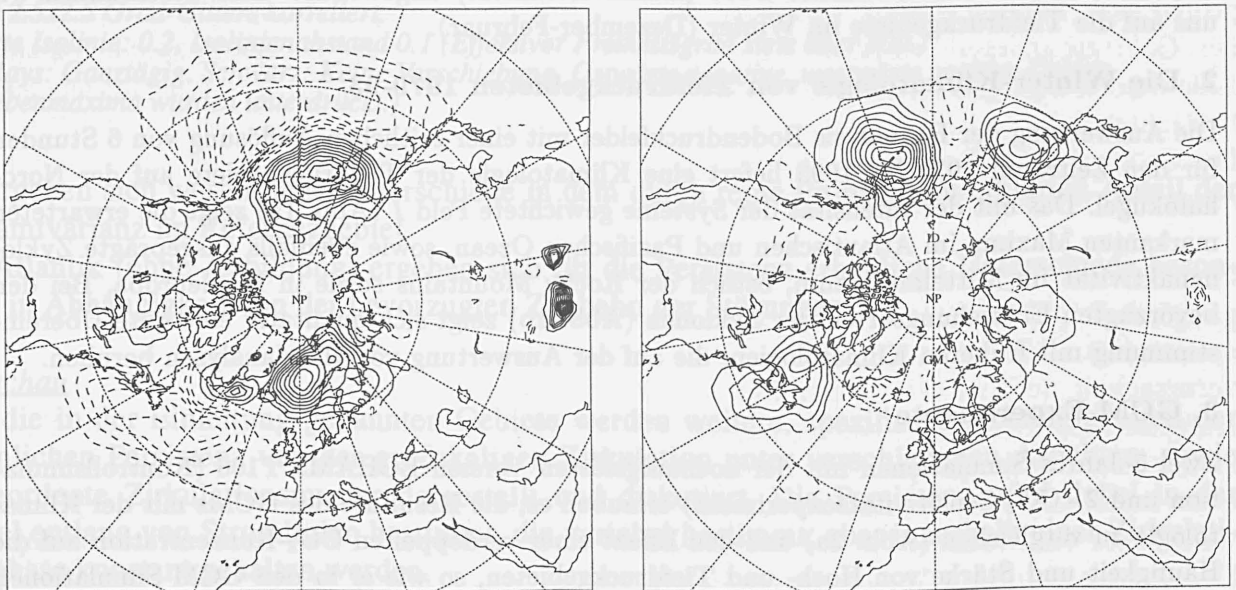


Abbildung 2: Unterschied der synoptischen Storm-Tracks  $I$  im Winter: (a) ECHAM3 Control – ECMWF Reanalysis; (b) ECHAM3  $2\times\text{CO}_2$  – Control (Isolinienintervall 0.2 hPa, negative Werte gestrichelt).

# Abhängigkeit des Winterniederschlags in Portugal von NAO und barokliner Wellenaktivität

U. Ulbrich

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, 50923 Köln

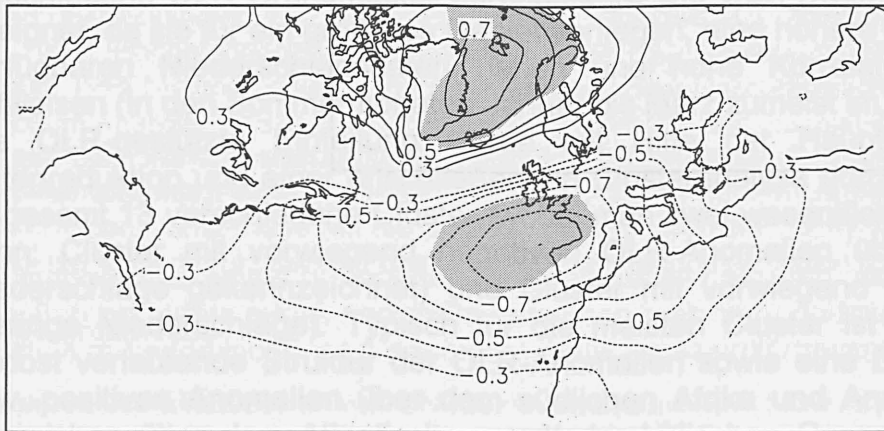
M. Christoph

Max-Planck-Institut für Meteorologie, 20146 Hamburg

J. G. Pinto und J. Corte-Real

ICAT, Ed. ICAT, Campus da Faculdade de Ciencias, 1700 Lisboa, Portugal

Die Abhängigkeit zwischen dem Winterniederschlag in Portugal und der Variabilität des Bodendruckfeldes weist eine Ähnlichkeit zum Muster der Nordatlantischen Oszillation (NAO) auf (Abb. 1), wobei aber gegenüber den gebräuchlichen Definitionen der NAO eine Nordverschiebung um  $15^\circ$  festzustellen ist. Dieser Zusammenhang scheint im wesentlichen durch die mit dem Druckfeld zusammenhängende Feuchteadvektion vom Atlantischen Ozean her begründet zu sein, die in negativen NAO-Phasen verstärkt ist. Es gibt auch Beziehungen zwischen Winterniederschlag und Aspekten der baroklinen Wellenaktivität (Verteilung der Bodenzyklone, mitteltroposphärischer Stormtrack). Letztere stehen jedoch ihrerseits in enger Beziehung zur NAO.

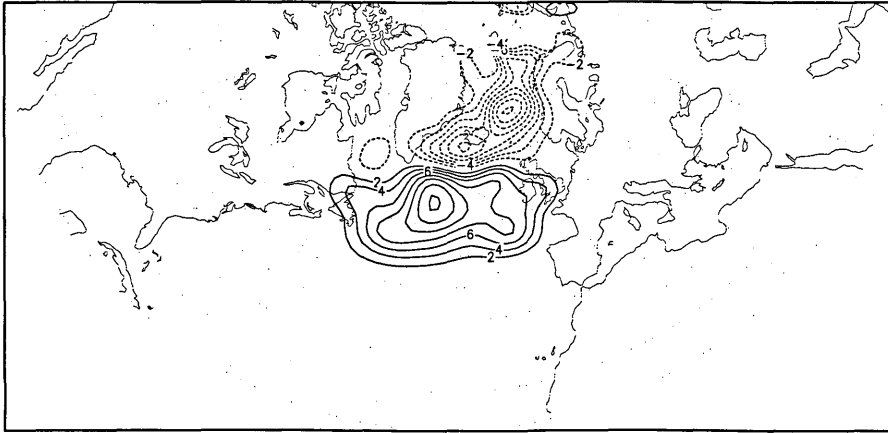


**Abb. 1:**

Verteilung der Korrelationskoeffizienten zwischen Niederschlag in Portugal (1. EOF) und Luftdruck auf Meereshöhe im Winter (DJF). Konturintervall = 0.1. Korrelationen  $> |0.3|$  sind signifikant auf dem 95% Niveau. Schattierung kennzeichnet Flächen mit einem Regressionskoeffizienten  $> |0.015 \text{ hPa/mm/Monat}|$ .

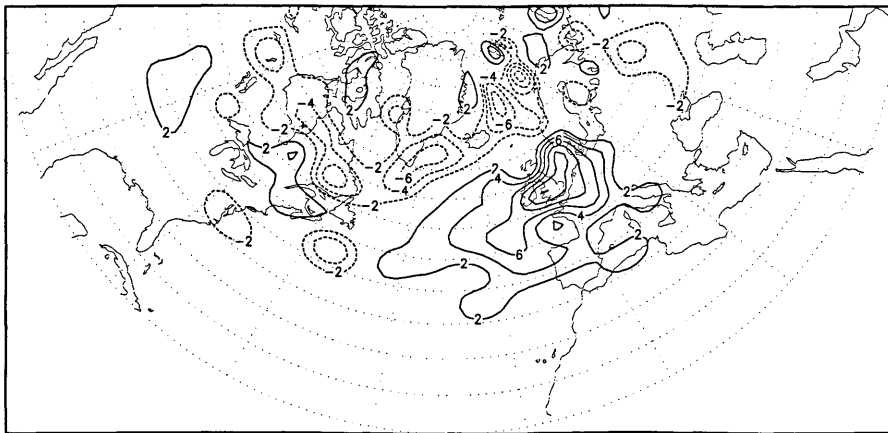
Phasen mit hohen Niederschlagsraten über Portugal (und damit mit negativem NAO-Index) zeichnen sich durch eine erhöhte Anzahl von tiefen Zyklonen (Kerndruck unter 980 hPa) über dem zentralen Nordatlantik (Abb. 2a) und von mittleren Zyklonen (Kerndruck zwischen 980 hPa und 1000 hPa) über Westeuropa aus (Abb. 2b). Diese Zyklonen werden sich vor allem über eine Verstärkung der Advektion aus westlichen Richtungen auswirken. Eine direkte Wirkung, z.B. über großskalige Hebungsvorgänge im Bereich von Bodenzyklonen, wird eher bei lokal über Portugal auftretenden Tiefdruckgebieten zu erwarten sein. In der Tat beobachtet man bei gleicher Advektion für Monate mit mehreren lokalen Zyklonen eine Tendenz zu erhöhten Gesamtniederschlägen.

Eine positive Korrelation zwischen Niederschlag und der Aktivität des mitteltroposphärischen Stormtracks (definiert über die bandpassgefilterte Varianz des Geopotentials) über Portugal ist zwar ebenfalls feststellbar. Sie steht aber in so enger Beziehung zur Advektion, daß ein unabhängiger Einfluss nicht nachweisbar ist.



**Abb. 2a:**

Anomale Häufigkeitsverteilung tiefer Zyklonen (Kerndruck < 980 hPa). Anomalien sind definiert als die Differenz in der Gesamthäufigkeit (akkumuliert über alle Wintermonate) mit hohen bzw. niedrigen Niederschlagswerten über Portugal. Konturintervall = 2 Zyklonen.



**Abb. 2b:**

Wie in Abb. 2a, jedoch für schwächere Tiefs (980 hPa ≤ Kerndruck ≤ 1000 hPa).

# Zusammenhänge zwischen Sommerniederschlägen in Namibia, atmosphärischer Zirkulation und SST

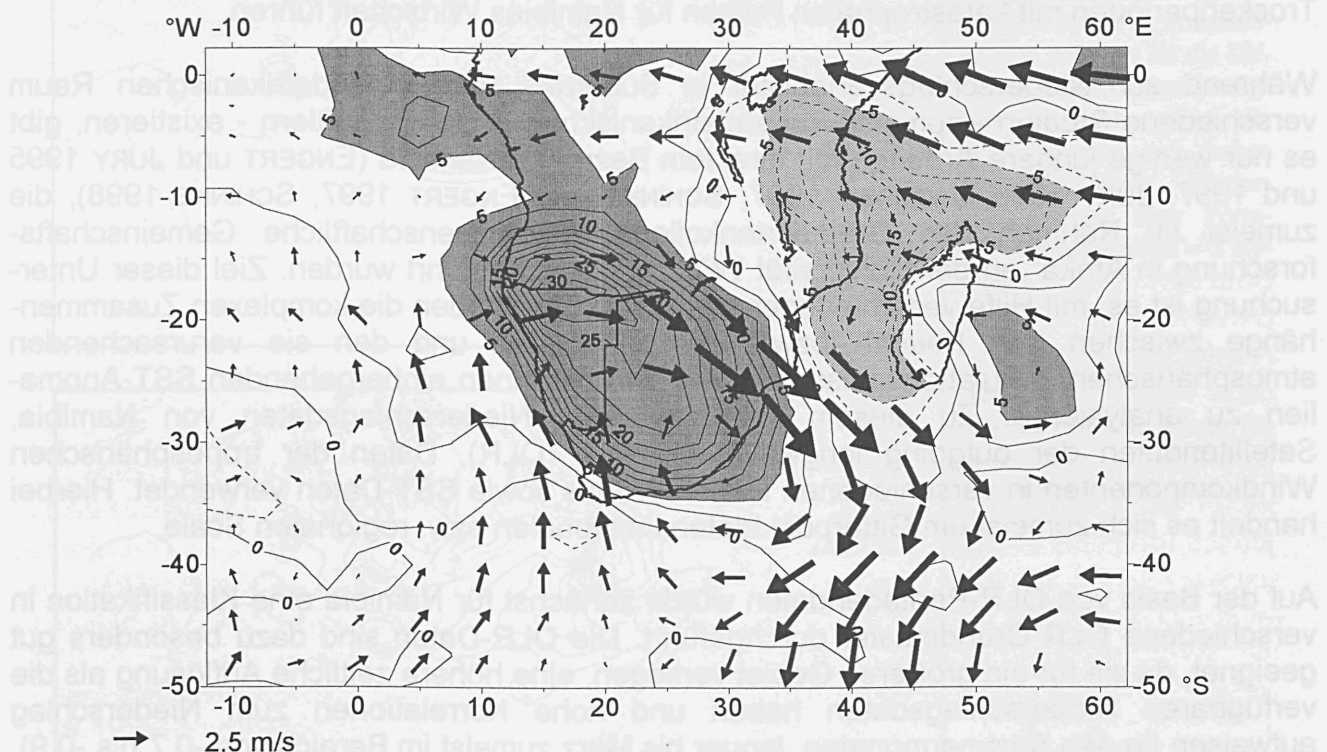
H. Schinke  
Geographisches Institut, Universität Würzburg

Die Niederschläge in Namibia unterliegen in Häufigkeit und Intensität starken intrasaisonalen als auch interannuellen Schwankungen, deren spezifische Ursachen noch weitgehend ungeklärt sind. Diese starken Variationen können zu ausgedehnten Trockenperioden mit katastrophalen Folgen für Namibias Wirtschaft führen.

Während zur Niederschlagsvariabilität in Südafrika und im südafrikanischen Raum verschiedene Studien - zumeist von südafrikanischen Wissenschaftlern - existieren, gibt es nur wenige jüngere Arbeiten mit direktem Bezug zu Namibia (ENGERT und JURY 1995 und 1997, JURY 1996, JACOBEIT 1997, SCHINKE und ENGERT 1997, SCHINKE 1998), die zumeist im Rahmen des Graduiertenkollegs „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika“ an der Universität Würzburg durchgeführt wurden. Ziel dieser Untersuchung ist es, mit Hilfe verschiedener statistischer Methoden die komplexen Zusammenhänge zwischen den Feucht- bzw. Trockenperioden und den sie verursachenden atmosphärischen Zirkulationsmustern sowie den mit ihnen einhergehenden SST-Anomalien zu analysieren. Zu diesem Zweck wurden Niederschlagsdaten von Namibia, Satellitendaten der outgoing longwave radiation (OLR), Daten der troposphärischen Windkomponenten in verschiedenen Höhengniveaus sowie SST-Daten verwendet. Hierbei handelt es sich zumeist um Gitterpunktdaten im globalen bzw. regionalen Scale.

Auf der Basis von OLR-Pentadendaten wurde zunächst für Namibia eine Klassifikation in verschiedene OLR-Grundmuster durchgeführt. Die OLR-Daten sind dazu besonders gut geeignet, da sie für ein größeres Gebiet vorliegen, eine höhere zeitliche Auflösung als die verfügbaren Niederschlagsdaten haben und hohe Korrelationen zum Niederschlag aufweisen (in den Sommermonaten Januar bis März zumeist im Bereich von -0,7 bis -0,9). Die OLR-gestützte Einteilung wurde mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse zur Datenreduktion und einer anschließenden Clusteranalyse durchgeführt. Es ergaben sich insgesamt 13 verschiedene Cluster, wobei man zwei wesentliche Gruppen unterscheiden kann: Cluster mit vorwiegend negativen OLR-Anomalien über Namibia (durch hohe Niederschläge gekennzeichnet) und Cluster mit vorwiegend positiven OLR-Anomalien (geringe Niederschläge). Typisch für die meisten Cluster ist eine von Nordwest nach Südost verlaufende Struktur der OLR-Anomalien sowie eine Dipolbildung mit negativen bzw. positiven Anomalien über dem südlichen Afrika und Anomalien mit umgekehrtem Vorzeichen über dem Atlantischen und/oder Indischen Ozean. Dies korrespondiert mit dem Auftreten von diagonalen Wolkenbändern als ein Bindeglied zwischen der tropischen und der außertropischen Zirkulation. Die mittleren Anomalien der Windkomponenten für die einzelnen Cluster weisen ebenfalls sehr unterschiedliche Muster auf, mit denen sich die OLR-Anomalien zumeist gut erklären lassen. Hierbei treten sowohl einfache Strukturen (großräumige zyklonale oder antizyklonale Anomalien in verschiedenen atmosphärischen Höhengniveaus) als auch komplexe Strukturen auf (mehrere zyklonale bzw. antizyklonale Anomalien mit geringerer räumlicher Ausdehnung, oft nur auf bestimmte Höhengniveaus beschränkt). Die Beziehungen zwischen OLR und SST sind komplexerer Natur und treten nicht so deutlich hervor.

Bei der Einteilung fällt insbesondere ein Cluster mit großen, hochsignifikant positiven OLR-Anomalien über dem gesamten südlichen Afrika auf, zu dem 14 % aller Pentaden gehören und der durch extreme Trockenheit in Namibia sowie hohe Persistenz gekennzeichnet ist (Abb. 1). Diese extreme Trockenheit wird durch großräumige Anomalien in der Höhenströmung mit zyklonalem Charakter verursacht, deren Aktionszentrum sich über dem südöstlichen Afrika (Region um Durban) befindet. In der bodennahen Strömung hingegen sind vorwiegend Anomalien mit antizyklonalem Charakter über Namibia anzutreffen. Dies bedeutet Konvergenz in der Höhe und Divergenz in Bodennähe, was auf intensive Absinkbewegungen hindeutet, die konvektive Niederschläge verhindern.



**Abb. 1:** OLR-Anomalien ( $W/m^2$ ) des „Trockenclusters“. Negative Differenzen unter  $-5 W/m^2$  sind hellgrau, positive Differenzen über  $5 W/m^2$  dunkelgrau dargestellt. Die Pfeile stellen die Anomalien des Windfeldes im 200-hPa-Höheniveau dar.

Die Untersuchungen zeigen, daß die Niederschlagsvariationen in Namibia in engem Zusammenhang mit der Zirkulation über dem gesamten südlichen Afrika steht und daß sehr unterschiedliche Zirkulationsverhältnisse zu Niederschlägen bzw. Trockenheit in Namibia führen können.

#### Literatur

- ENGERT, S., JURY, M. R. (1995): Northern Namibia summer rainfall: A study of seasonal and intra-seasonal dynamical processes. Project report for the Namibian Agronomic Board. Cape Town, 62 S.
- ENGERT, S., JURY, M. R. (1997): Sommerniederschläge im Norden Namibias. Vorläufige Ergebnisse einer zirkulationsdynamischen Untersuchung. Würzburger Geographische Arbeiten, **92**, 285-301.
- JACOBEIT, J. (1997): Rezente Klimadynamik im südlichen Afrika. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1996** (7/8), 757-766.
- JURY, M. R. (1996): Regional teleconnection patterns associated with summer rainfall over South Africa, Namibia and Zimbabwe. Int. J. Climatol., **16**, 135-153.
- SCHINKE, H., ENGERT, S. (1997): Sommerniederschläge in Namibia und ihr Zusammenhang mit der regionalen und globalen Zirkulation. Annalen der Meteorologie, **34**, 67-68.
- SCHINKE, H. (1998): Sommerniederschläge in Namibia und ihr Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1997** (1/2) (in Druck).

# Zur Modenstruktur des Klimasystems in Zeitreihen des Indischen Monsuns

Peter Carl

Projekt "Klimadynamik", c/o Forschungsverbund Berlin  
Hausvogteiplatz 5-7, 10117 Berlin

Nichtlineare Systemkonzepte der Klimadynamik wurden bislang auf der Basis 'intermediärer' Modelle des tropischen Ozean-Atmosphäre-Systems [z.B. *Tziperman et al.*, 1995; *Chang et al.*, 1995] und anhand eines räumlich grob auflösenden Modells des Atmosphäre-Land-Systems (AGCM) entwickelt [*Carl et al.*, 1995; *Tschentscher und Carl*, 1997]. Sie eröffnen wegen ihres Universalitätsanspruchs ("Pfade ins Chaos") die Option, den dynamischen Status des Klimasystems (bzw. eines Klimamodells) zu bestimmen und daraus Schlußfolgerungen für sein Evolutionspotential abzuleiten. Die Synchronisation intrasaisonaler bis interannueller Moden untereinander sowie mit dem Antrieb, die in diesen Konzepten eine wesentliche Rolle spielt, bietet sich als Kandidat sowohl zu deren direkter Verifikation aus der Beobachtung als auch für weitergehende konzeptionelle Studien zur dynamischen Organisation des Systems an. Die Komplexität des Problems erfordert hochauflösende Zeit-Frequenz-Analysen und geeignete Daten. Die topologisch begründete Wahl von Zeitreihen des Monsuneinsatzes und -rückzugs - Ereignisse, die jährlich jeweils einmal stattfinden - beschränkt die vorliegende, erkundende Analyse auf interannuelle (bis interdekadische) Zeitskalen.

## Daten und Methodik

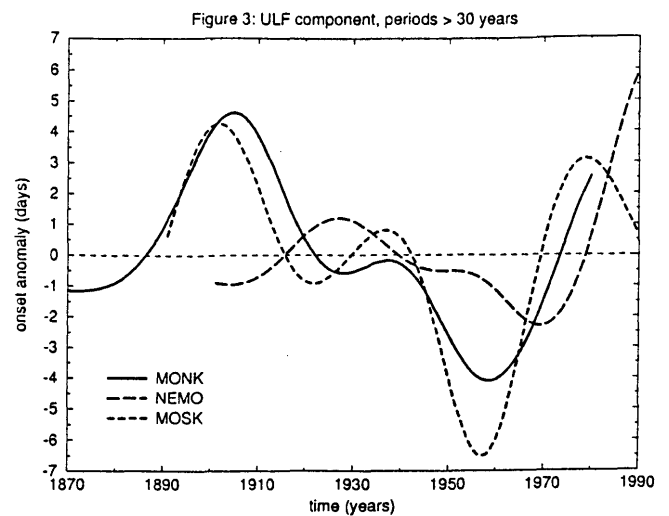
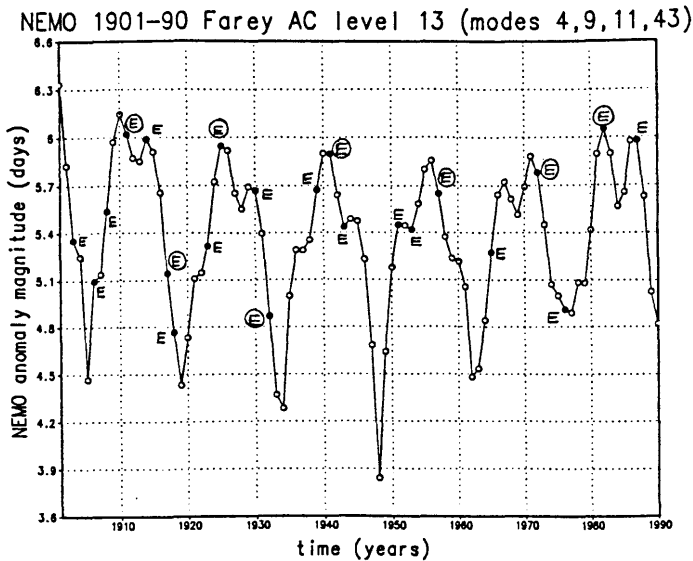
Während Modenstruktur-Analysen sich bisher auf die Südliche Oszillation (SO) konzentrierten [z.B. *Wang und Wang*, 1996; *Brassington*, 1997], liegt hier die Hypothese zugrunde, Monsuneinsatz und -rückzug, als Signale fundamentaler Strukturwechsel (Bifurkationen) im Zirkulationssystem [*Carl et al.*, 1995], würden natürliche Poincaré-Schnitte definieren, die informative Indices globaler Klimavariabilität 'beherbergen'. Deren einfachster ist der Zeitpunkt der Ereignisse selbst, für den objektivierte Daten über Südindien im Zeitraum 1870-1990 vorliegen [z.B. *Ananthkrishnan und Soman*, 1988; *Raj*, 1992]. Hochauflösende Zeit-Frequenz-Verteilungen werden mit einer iterativen, der "Projection Pursuit" (PP) Methodologie [*Huber*, 1985] verwandten Dekomposition auf der Basis der "Singular Spectrum Analysis" (SSA) erzeugt und durch klassische und Wavelet-Analysen sowie ein "Matching Pursuit" (MP) Verfahren [*Mallat und Zhang*, 1993] abgesichert. Das Signifikanzproblem wird teilweise weiter entschärft durch Vergleich mit AGCM-Daten. Um Synchronisationsvorgängen über rationale Frequenzverhältnisse auf die Spur zu kommen, wird ein "Farey-Kryptogramm" eingeführt, das komplexe Modenstrukturen auf den "Farey-Baum" rationaler Zahlen [*Lagarias*, 1992] abbildet.

## Einige Ergebnisse

Zeitreihen des Einsatzes sowohl des Sommermonsuns über Nord- und Südkerala (MONK, MOSK) als auch des Wintermonsuns über Tamil Nadu (NEMO) weisen übereinstimmend auf ausgeprägte Nichtstationarität während des Analysezeitraumes hin, die mit Amplitudenmodulationen, Frequenzdrift und säkularer Umverteilung von Energie im gesamten, komplexen Modenspektrum einhergeht. "Farbiges Rauschen" wird ausschließlich in Form entsprechender "Randmoden" der Zeitreihen gefunden. Sowohl das 4-7jährige Band (das in MOSK und MONK dominiert) als auch das 2-3jährige Band sind deutlich strukturiert. Die "QBO in NEMO" führt ein verzweigtes 'Modengeflecht' an, das sich zum Teil wechselseitig erklärt. Prägnante Amplitudenmodulationen im kurzperiodischen Bereich sind keine reinen "sampling" Effekte (eine 'Messung' jährlich), sondern korrespondieren wegen der physikalischen Natur des Phänomens "Monsuneinsatz" mit eigenständigen Moden, meist im dekadischen Bereich. Die energetisch führende Kopplung von NEMO Moden mit dem Jahresgang des Antriebs (AC) zeigt ein Triplett, das auch in der Nordatlantik-Oszillation (NAO) gefunden wird und an dessen ca. 14,5jähriger Energiemodulation sich die "starken" ENSO Ereignisse des Jahrhunderts orientieren (Abb. 1). Eine im interdekadischen Bereich gefundene Phasenverschiebung MOSK/



MONK (Abb. 2) weist auf langsame interhemisphärische Massenverlagerungen hin - die im AGCM ebenso bestätigt werden wie die Existenz 'ultralanger' Moden, deren Identifizierung naturgemäß Schwierigkeiten bereitet. Sowohl im 4-7-jährigen Band als auch im interdekadischen Bereich wird das Geschehen durch anwachsende Moden, insbesondere seit den 60er Jahren, bestimmt.



**Abb. 1 (links):** Schnitt durch ein "Farey-Kryptogramm" für die energetisch führende Modenkopplung mit dem AC in NEMO (1901-90); eingetragen sind die El Niño Ereignisse (E), die "starken" sind hervorgehoben. **Abb. 2 (rechts):** Ultralange Komponenten (> 30 Jahre) in MOSK, MONK und NEMO.

## Schlußbemerkung

Die Eignung der rauscharmen, wenn auch relativ kurzen, komplexen Monsun-Zeitreihen und der Untersuchungsmethode für die konzeptionelle Modellierung scheint nicht grundsätzlich in Frage zu stehen. Eine umfassende Verifikation vorliegender Systemkonzepte der Klimadynamik konnte hier nicht Anliegen sein. Neben interessanten Hinweisen, u.a. zur Struktur im niederfrequenten ENSO Band, sind bisher nicht hinreichend 'abgedeckte' Felder erkennbar, insbesondere zur Genesis und Rolle der QBO, zur Wechselwirkung beider Monsunsysteme und zur Quelle interdekadischer Variabilität. Konzeptionell neu ist u.a. der Hinweis auf den physikalischen Ursprung und die Bedeutung der Amplitudenmodulationen im kurzperiodischen Bereich, auch für die Erklärung dekadischer Moden.

## Literatur

- R. Ananthakrishnan, M.K. Soman: The onset of the southwest monsoon over Kerala: 1901-1980. *J. Climatol.* 8(1988), 283-296.
- G.B. Brassington: The modal evolution of the Southern Oscillation. *J. Climate* 10(1997), 1021-1034.
- P. Carl, K.D. Worbs, I. Tschentscher: On a dynamic systems approach to atmospheric model intercomparison. WCRP-92, WMO/TD-No. 732 (1995), 445-450.
- P. Chang, L. Ji, B. Wang, T. Li: Interactions between the seasonal cycle and El Niño - Southern Oscillation in an intermediate coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.* 52 (1995), 2353-2372.
- P.J. Huber: Projection Pursuit. *Ann. Stat.* 13(1985), 435-475; discussion (pp. 475-525).
- J.C. Lagarias: Number theory and dynamical systems. *Proc. Symp. Appl. Math.* 46(1992), 35-72.
- S.G. Mallat, Z. Zhang: Matching Pursuits with time-frequency dictionaries. *IEEE T-SP* 41(1993), 3397-3415.
- J.E.A. Raj: Objective determination of northeast monsoon onset dates over coastal Tamil Nadu for the period 1901-90. *Mausam* 43(1992), 273-282.
- I. Tschentscher, P. Carl: Dynamische Selbstorganisation in einem Atmosphäre-Land-System. *Ann. Meteorol.* 34(1997), 25-26.
- E. Tziperman, M.A. Cane, S.E. Zebiak: Irregularity and locking to the seasonal cycle in an ENSO prediction model as explained by the quasi-periodicity route to chaos. *J. Atmos. Sci.* 52 (1995), 293-306.
- B. Wang, Y. Wang: Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J. Climate* 9(1996), 1586-1598.

# Zirkulationsveränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode (1780-1860) und diesem Jahrhundert im Bereich Nordatlantik-Europa

C. Beck und J. Jacobeit

Geographisches Institut der Universität Würzburg  
97074 Würzburg

## 1. Einleitung

Im Rahmen des EU-Projektes ADVICE (Annual to decadal variability in climate in Europe) werden auf der Basis langer, mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagsreihen sowie rekonstruierter, mittlerer monatlicher Bodenluftdruckfelder der Region Nordatlantik-Europa (35°-70°N, 30°W-40°E) (Jones et al. 1998) Klima- und Zirkulationsveränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode (1780-1860) und diesem Jahrhundert (1915-1995) untersucht (Jacobeit et al. 1998). In diesem Beitrag werden Analysen der Auftrittshäufigkeiten von Grundtypen monatlicher Bodenluftdruckfelder sowie Untersuchungen zu den variablen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahem Klima vorgestellt.

## 2. Häufigkeitsveränderungen klassifizierter monatlicher Bodenluftdruckfelder

Aus einer auf hauptkomponenten- und clusteranalytischen Verfahren beruhenden Klassifikation aller monatlichen Druckfelder des Zeitraums 1780-1995 (Beck & Jacobeit 1997) resultieren 12 Druckmusterklassen mit relativen Häufigkeiten zwischen 18.1 und 2.9%. Ein Vergleich der monatlichen Auftrittshäufigkeiten in der frühinstrumentellen Periode (EIP - early instrumental period) und diesem Jahrhundert (MIP - modern instrumental period) zeigt nur für einige der Muster deutliche, monatlich differenzierte Unterschiede. So ist für eine Druckkonstellation mit ausgeprägter westlicher Strömung über dem Nordatlantik und einem nur bis Osteuropa reichenden russischen Hoch in diesem Jahrhundert

	Zonal	Gemischt	Meridional
Winter (Dez., Jan., Feb.)			
EIP (1780-1860)	85	104	54
MIP (1915-1995)	82	103	58
Frühjahr (Mär., Apr., Mai)			
EIP (1780-1860)	55	92	96
MIP (1915-1995)	56	84	103
Sommer (Jun., Jul., Aug.)			
EIP (1780-1860)	61	135	47
MIP (1915-1995)	47	139	57
Herbst (Sep., Okt., Nov.)			
EIP (1780-1860)	74	129	40
MIP (1915-1995)	88	114	41
Jahr			
EIP (1780-1860)	275	460	237
MIP (1915-1995)	273	440	259

**Tabelle 1:** Auftrittshäufigkeiten der Zirkulationsformen zonal, gemischt und meridional in der frühinstrumentellen Periode (EIP) und in diesem Jahrhundert (MIP).

insbesondere in den Wintermonaten, zu verzeichnen. Dies steht in Übereinstimmung mit dem gegenüber der EIP selteneren Auftreten kalter Winter seit 1915. Über die Betrachtung einzelner Druckmusterklassen hinaus ergeben sich zusammenfassende Aussagen, wenn man die monatlichen Druckfelder objektiv in die drei grundlegenden Zirkulationsformen (zonal, gemischt, meridional) gruppiert, wie es durch korrelative Zuordnung der mitteleuropäischen Isobarenkonfigurationen geschehen kann (Tabelle 1). Bei monatlich unterschiedlichen Veränderungen ist in diesem Jahrhundert insgesamt eine Zunahme der meridionalen und eine Abnahme der gemischten Zirkulation zu verzeichnen, während der Anteil der Zonalzirkulation bei ganzjähriger Betrachtung etwa dem im historischen Zeitraum entspricht.

Die Zunahme der meridionalen Lagen resultiert zum Großteil aus gesteigerten Auftrittshäufigkeiten im Frühjahr und vor allem im Sommer, die verringerte Häufigkeit der gemischten Zirkulationsform ist vorwiegend auf die Entwicklung in den Frühjahrs- und Herbstmonaten zurückzuführen. Bezüglich der zonalen Zirkulation sind die größten Unterschiede im Sommer und im Herbst festzustellen.

### **3. Kanonische Korrelationen nordatlantisch-europäischer Luftdruckfelder und mitteleuropäischer Klimazeitreihen**

Zur Untersuchung der variablen Beziehungen zwischen atmosphärischer Zirkulation und bodennahen Klimaparametern werden kanonische Korrelationsanalysen nordatlantisch-europäischer Bodenluftdruckfelder und mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagsreihen durchgeführt. Die Untersuchung der Zeitkoeffizienten der aus jahreszeitlichen Analysen resultierenden kanonischen Variablen einerseits und der gekoppelten kanonischen Korrelationsmuster andererseits ermöglicht Aussagen über Modifikationen des Zusammenhangs zwischen Druckfeld und bodennahem Klima in den beiden betrachteten Zeiträumen.

In allen Jahreszeiten sind sowohl bezüglich des Niederschlags als auch der Temperatur (hier nicht im Frühjahr) signifikante (95% Sicherheitswahrscheinlichkeit) Unterschiede der kanonischen Korrelationskoeffizienten zwischen EIP und MIP festzustellen.

Auch der Vergleich der kanonischen Korrelationsmuster und der zugrundeliegenden kanonischen Ladungen deutet auf Veränderungen der Beziehungen zwischen Zirkulation und Klima hin. Auffällig sind insbesondere solche kanonischen Variablen der Temperatur oder des Niederschlags, deren Ladungen in EIP und MIP deutliche Unterschiede aufweisen (teilweise umgekehrte Vorzeichen), deren gekoppelte Korrelationsmuster des Luftdrucks aber in beiden Zeiträumen in vergleichbarer Weise ausgeprägt sind. Solche deutlichen Veränderungen sind allerdings im wesentlichen auf kanonische Variablen mit relativ geringen Varianzerklärungsanteilen beschränkt.

### **4. Fazit**

Die Analyse mitteleuropäischer Temperatur- und Niederschlagsreihen für den Zeitraum 1780-1995 zeigt Unterschiede zwischen EIP und MIP, die einen stärker kontinental geprägten Charakter - mit kühleren Wintern und wärmeren Sommern - der frühinstrumentellen Periode belegen (Jacobeit et al. 1998).

Diese klimatischen Unterschiede stehen nur zum Teil in Einklang mit den festgestellten Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten nordatlantisch-europäischer Druckmusterklassen. Neben häufigkeitspezifischen sind folglich auch typinterne Veränderungen (z.B. modifizierte thermische und hygri-sche Eigenschaften advehierter Luftmassen) der Zirkulationstypen als Ursache für klimatische Unterschiede zwischen EIP und MIP in Betracht zu ziehen. Darauf deuten auch die Ergebnisse der oben vorgestellten kanonischen Korrelationsanalysen hin, die unterschiedliche Ausprägungen der Kopplung Druckfeld - Klima in EIP und MIP aufzeigen.

Danksagung: Das ADVICE-Projekt wird von der Europäischen Kommission unter der Contract N. ENV4-CT95-0129 finanziell gefördert.

#### **Literatur:**

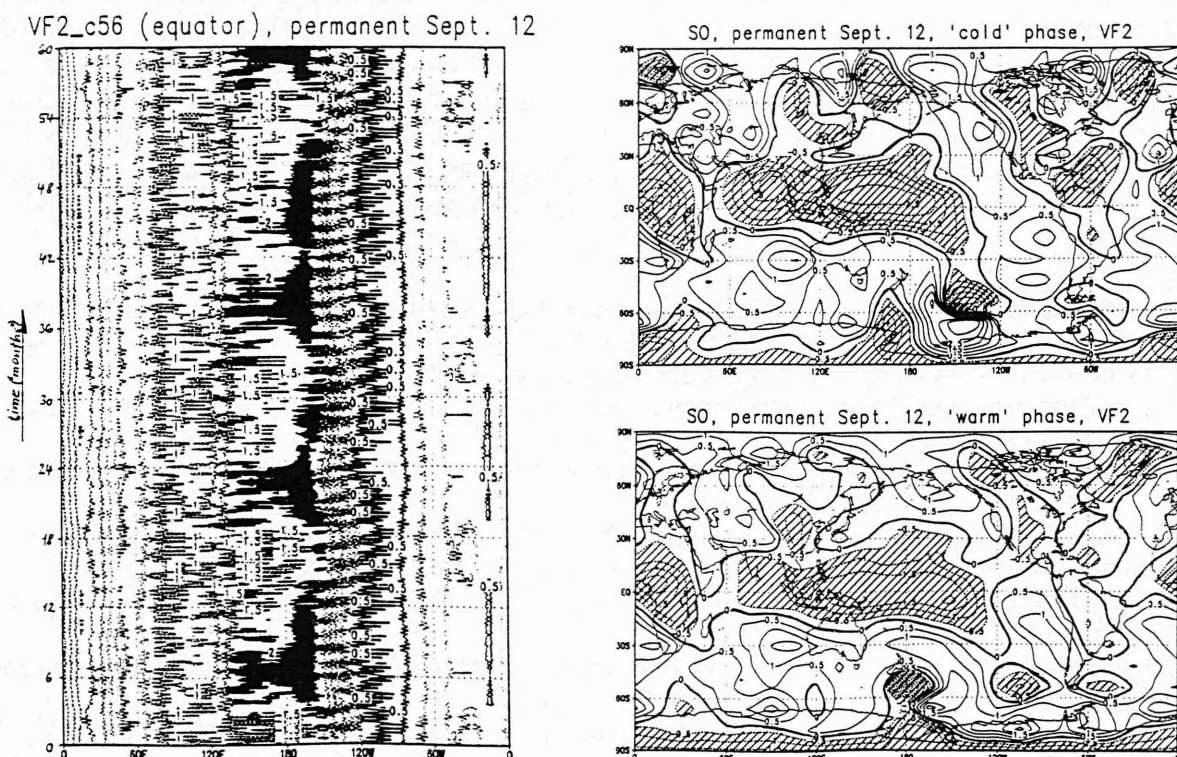
- Beck, C. & J. Jacobeit (1997): Nordatlantisch-europäische Zirkulationsveränderungen zwischen frühinstrumenteller Periode (1780-1860) und diesem Jahrhundert. - In: *Annalen der Meteorologie*, 34: 63-64.
- Jacobeit, J., C. Beck & A. Philipp (1998): Annual to decadal variability in climate in Europe - objectives and results of the German contribution to the European climate research project ADVICE. - *Würzburger Geographische Manuskripte*, 43.
- Jones, P. D. et al. (1998): Monthly mean pressure reconstructions for Europe. - (submitted).

# Eine zweite - generisch intrasaisonale - Südliche Oszillation aus dem Atmosphäre-Land-System?

Peter Carl

Projekt "Klimadynamik", c/o Forschungsverbund Berlin  
Hausvogteiplatz 5-7, 10117 Berlin

Studien zur interannuellen Modenstruktur der Südlichen Oszillation (SO) anhand von Zeit-Frequenz-Verteilungen mittels gleitender Fouriertransformation [Brassington, 1997] bzw. Wavelet- / Waveform Analyse [Wang und Wang, 1996] weisen auf Strukturen im niederfrequenten (4-7-jährigen; LF-ENSO) Band hin, die eine Koexistenz verschiedener Moden nahelegen. Zeit-Frequenz-Analysen von Zeitreihen des Indischen Monsuns bestätigen die Strukturierung dieses Bandes [Carl, 1998]. Unterschiedliche Konzepte der Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkung im Tropischen Pazifik, deren bekanntestes wohl die 'delay oscillator' Hypothese ist [Suarez und Schopf, 1988; Battisti und Hirst, 1989], mögen eine Koexistenz verschiedener Typen von LF Moden dieses Systems nicht ausschließen, wenn sich auch die konzeptionelle Modellierung bisher kaum auf die Kombination von Grundhypothesen einzulassen scheint. Aus der möglichen Koexistenz von Zuständen im Phasenraum, die zur Erklärung der Irregularität des Systems herangezogen wird [z.B. Tziperman et al., 1995; Chang et al., 1995], ergibt sich eine räumlich-zeitliche Koexistenz nicht ohne weiteres. Dies trifft in vollem Umfang für die viel klarere Koexistenz des LF Bandes mit der quasi-zweijährigen ENSO Aktivität zu [Ropelewski et al., 1992; Jiang et al., 1995]. Es ist daher sinnvoll, ein Strukturphänomen ins Kalkül zu ziehen, das bei der empirischen dynamischen Systemanalyse an einem troposphärischen GCM gefunden wurde: eine Entartung der Attraktormenge des borealen Sommermonsuns bei Annäherung an seine Herbst-Bifurkation in einen strukturell intrasaisonalen Oszillator, der alle wesentlichen Eigenschaften einer SO besitzt (Abb. 1) - aber keiner hydrodynamischen Ozean-Response bedarf.



**Abb. 1:** Generisch intrasaisonale SO des 12. September im AGCM (vorgeschriebene klimatologische SST-Verteilung): Muster der vertikalen Sigma-Geschwindigkeit (in  $10^{-6}/s$ ) links: Zeitverlauf über 60 "Monate" (1800 "permanente Tage") mit vier 'La Niña' Episoden (dunkel: Zentren der tiefen Konvektion); rechts: Globale Muster während der Analoga zur ENSO Kaltphase (La Niña) bzw. Warmphase (El Niño; zur Definition beider Phasen vgl. [Tschentscher und Carl, 1997]).

## Inhärent oszillatorische Wechselwirkung von Hadley- und Walker-Zirkulation?

Ein physikalischer Rückkopplungszyklus im Asiatisch-Pazifischen Raum, der im AGCM im späten Frühjahr wirksam wird und - als natürlicher Oszillator - beim Übergang in die Winterzirkulation wieder erlischt, kann (als "Anomalie-Modell") folgendermaßen beschrieben werden [Carl *et al.*, 1995]:

Eine Verstärkung der äquatorialen Walker-Zirkulation (sei es stochastisch infolge von "Wetter"-Einflüssen, durch intrasaisonale Aktivität oder 'getrieben' durch den Verlauf des Jahresganges) führt - u.a. über Wasserdampf-Advektion in den Zentralpazifik - zur Verstärkung der tiefen Konvektion, die dabei zur positiven Rückkopplung im Rahmen der Walker-Zirkulation beiträgt. Dies ist gleichzeitig verbunden mit einer West-Nordwest-Verlagerung dieser Konvektionszentren selbst, wie es von der Dynamik der Südpazifischen Konvergenzzone und ihren äquatorialen Ausläufern bekannt ist. Die Einspeisung in die konvektiven Zentren erfolgt in der unteren Troposphäre im wesentlichen über den Rotationsanteil der Zirkulation und ist daher hemisphärisch beschränkt, während der Ausfluß in der oberen Troposphäre divergent ist und den Äquator kreuzen kann. Dies führt tendenziell zu einer Massenverlagerung von der Nord- auf die Südhemisphäre, die ihren Rückweg in der unteren Troposphäre vor allem über den Somali-Jet nimmt und damit die Konvektion über Südasien anfacht. Dies wiederum baut eine Ost-West Gegenzelle auf, die die in den tropisch-subtropischen West-Nordwestpazifik verlagerten Konvektionszentren und damit die Walker-Zirkulation (sowie die mit ihr verbundene Wasserdampfadvektion) schwächt. Damit setzt eine Ost-Südost Rückverlagerung der Pazifischen Zentren tiefer Konvektion ein, die den interhemisphärischen Massenaustausch bremst und dadurch auch den Rückstrom über den Somali-Jet, die Konvektion über dem südasiatischen Raum und die Ost-West-Gegenzelle schwächt. Dies gibt der Walker-Zirkulation die ihr (in einem bestimmten Bereich der externen 'Kontrollparameter') innewohnende Tendenz zur Selbstverstärkung zurück, wodurch der Zyklus sich erneuert, solange die externen Bedingungen dies zulassen.

Während eine thermodynamische Beteiligung des Ozeans als Quelle von Wasserdampf in diesem Zyklus benötigt wird, ist eine hydrodynamische Ozean-Response nicht erforderlich. Die Schließung der zyklischen Dynamik erfolgt über das Atmosphäre-Land-System im Bereich des Südasiatischen Monsuns. Beim Übergang in die Winterzirkulation entfallen deren Bedingungen, so daß dieser natürliche Oszillator erlischt. In Übereinstimmung damit wird die 'intrasaisonale SO' des AGCMs in ihrer "Reinstform" in einem kurzen Zeitfenster des AC als irreguläre Schwingung zwischen zwei Fixpunkten gefunden, die den strukturellen Übergang von der Sommer- in die Winterzirkulation markieren.

### Literatur

- D.S. Battisti, A.C. Hirst: Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. *J. Atmos. Sci.* 46 (1989), 1687-1712.
- G.B. Brassington: The modal evolution of the Southern Oscillation. *J. Climate* 10(1997), 1021-1034.
- P. Carl: Zur Modenstruktur des Klimasystems in Zeitreihen des Indischen Monsuns, DMT'98, Leipzig, 14.-18.09.1998, Proceedings.
- P. Carl, K.D. Worbs, I. Tschentscher: On a dynamic systems approach to atmospheric model intercomparison. WCRP-92, WMO/TD-No. 732 (1995), 445-450.
- P. Chang, L. Ji, B. Wang, T. Li: Interactions between the seasonal cycle and El Niño - Southern Oscillation in an intermediate coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.* 52 (1995), 2353-2372.
- N. Jiang, J.D. Neelin, M. Ghil: Quasi-quadrinial and quasi-biennial variability in the equatorial Pacific. *Climate Dynamics* 12 (1995), 101-112.
- C.F. Ropelewski, M.S. Halpert, X. Wang: Observed tropospheric biennial variability and its relationship to the Southern Oscillation. *J. Climate* 5 (1992), 594-614.
- M.J. Suarez, P.S. Schopf: A delayed action oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.* 45 (1988), 3283-3287.
- I. Tschentscher, P. Carl: Dynamische Selbstorganisation in einem Atmosphäre-Land-System. *Ann. Meteorol.* 34(1997), 25-26..
- E. Tziperman, M.A. Cane, S.E. Zebiak: Irregularity and locking to the seasonal cycle in an ENSO prediction model as explained by the quasi-periodicity route to chaos. *J. Atmos. Sci.* 52 (1995), 293-306.
- B. Wang, Y. Wang: Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. *J. Climate* 9(1996), 1586-1598.

## Eine Objektive Wetterlagenklassifikation und ihre Anwendungsmöglichkeiten für die Klimadiagnose in Mitteleuropa

E. Dittmann, J. Lang\*, G. Müller-Westermeier, S. Barth

Deutscher Wetterdienst  
Postfach 100465  
63004 Offenbach

\* J. Lang Datenservice  
Sturzstr. 45  
64285 Darmstadt

Die 'Objektive Wetterlagenklassifikation' des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewandt werden können. Praktischerweise wird die Klassifizierung täglich einmal um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gilt. Die Klassifizierung erstreckt sich auf ein Gebiet, das Deutschland überdeckt. Datengrundlage hierfür ist das operationelle numerische Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des Deutschen Wetterdienstes (DWD).

Kriterien zur Einteilung der Wetterlagen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre in Bodennähe und in einem mittleren troposphärischen Niveau, die großräumige Anströmrichtung und der Feuchtegehalt der Atmosphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen, siehe Tab. 1. Die Methode beruht auf zahlenmäßig erfaßten Informationen über die gesamte Troposphäre. Sie ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung Objektive Wetterlagenklassifikation abgeleitet.

Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewandt, sodaß inzwischen eine 19jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt. Abb. 1 zeigt die absolute Häufigkeitsverteilung der Wetterlagenklassen aus dem Zeitraum Juli 1979 - Dezember 1997. Die Verfügbarkeit der Maßzahlen, die zur Einteilung der Wetterlagen führen, ermöglicht eine beliebige Verfeinerung der Klasseneinteilung. Seit dem 01.07.1997 stehen zusätzlich die Wetterlagenklassen für Prognosetermine zur Verfügung, und zwar für + 24h, + 48h und + 72 h auf der Grundlage der numerischen Vorhersagen des Europa-Modells des DWD.

Anwendungsmöglichkeiten für die Klimadiagnose in Mitteleuropa bestehen z.B. in der statistischen Auswertung der Zeitreihe im Hinblick auf Trends der Häufigkeit oder Andauer bestimmter Wetterlagen. Ein weiteres Ziel ist die Untersuchung der saisonal am häufigsten auftretenden Wetterlagen auf systematische Zusammenhänge mit Klimakenngrößen und deren flächenhafte Verteilung.

Darüberhinaus kann die Objektive Wetterlagenklassifikation in vielen Bereichen der angewandten Klimatologie nützlich sein, wie z.B. in der regionalen Klimatologie (inklusive der Anwendung numerischer Modelle), Witterungsklimatologie, technische Klimatologie, Medizin- und Agrarmeteorologie, Synoptik und Hydrometeorologie.

Tab. 1

Definition der Wetterlagenklassen

Klassen-Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Anströmrichtung	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest
anti-/zyklonale Strömung in 950/500 hPa	A/A	A/A	A/A	A/A	A/A	A/A	A/A	A/A	A/A	A/A
trocken/feucht	trocken	trocken	trocken	trocken	trocken	feucht	feucht	feucht	feucht	feucht
Kurzbezeichnung	XXAAT	NOAAT	SOAAT	SWAAT	NWAAT	XXAAF	NOAAF	SOAAF	SWAAF	NWAAF

Klassen-Nr.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Anströmrichtung	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest
anti-/zyklonale Strömung in 950/500 hPa	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z	A/Z
trocken/feucht	trocken	trocken	trocken	trocken	trocken	feucht	feucht	feucht	feucht	feucht
Kurzbezeichnung	XXAZT	NOAZT	SOAZT	SWAZT	NWAZT	XXAZF	NOAZF	SOAZF	SWAZF	NWAZF

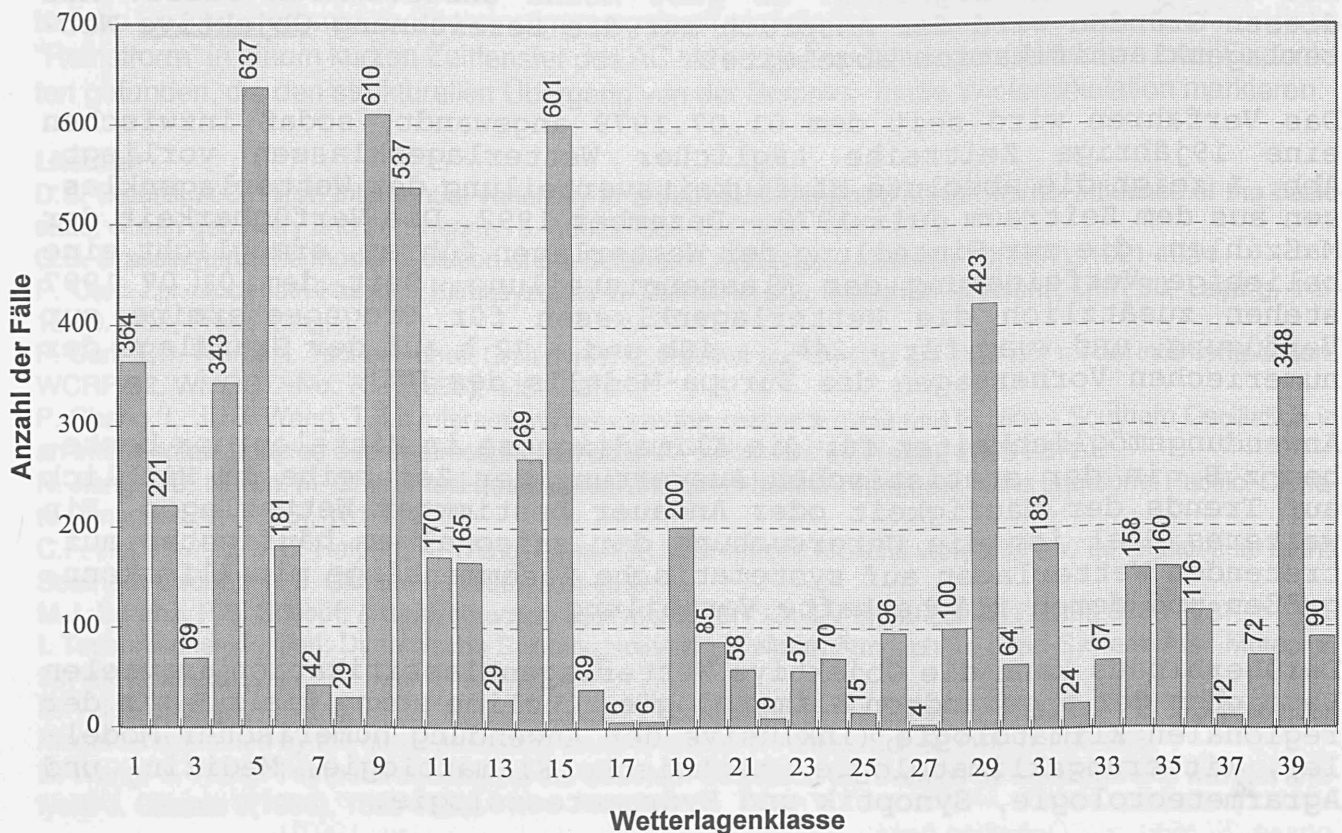
  

Klassen-Nr.	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Anströmrichtung	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest
anti-/zyklonale Strömung in 950/500 hPa	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A	Z/A
trocken/feucht	trocken	trocken	trocken	trocken	trocken	feucht	feucht	feucht	feucht	feucht
Kurzbezeichnung	XXZAT	NOZAT	SOZAT	SWZAT	NWZAT	XXZAF	NOZAF	SOZAF	SWZAF	NWZAF

Klassen-Nr.	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Anströmrichtung	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest	undefiniert	Nordost	Südost	Südwest	Nordwest
anti-/zyklonale Strömung in 950/500 hPa	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z	Z/Z
trocken/feucht	trocken	trocken	trocken	trocken	trocken	feucht	feucht	feucht	feucht	feucht
Kurzbezeichnung	XXZZT	NOZZT	SOZZT	SWZZT	NWZZT	XXZZF	NOZZF	SOZZF	SWZZF	NWZZF

Abb. 1 Häufigkeitsverteilung der Wetterlagenklassen  
Auswertungszeitraum: 07.1979 - 12.1997



# Gefangene Rossbywellen in einem quasigeostrophischen $\beta$ - Kanal

Almut Gassmann und Uwe Harlander

Leipziger Institut für Meteorologie, Universität Leipzig

Stephanstraße 3, 04103 Leipzig

## 1. Einleitung

Wir untersuchen die Ausbreitungspfade und die strukturellen Änderungen von lokal angeregten Rossbywellenpaketen in einem Kanal auf der  $\beta$ -Ebene. Grundlage hierbei ist die linearisierte Form der quasigeostrophischen Vorticitygleichung. Je nach Beschaffenheit des Grundstroms  $U(y)$  werden die Wellenpakete zwischen einer Umkehrbreite und einem als Reflektor angesehenen Rand des  $\beta$  - Kanals gefangen. Es bildet sich ein Randwellenleiter aus. Die Wellenpfade lassen sich sowohl mit Hilfe der WKB-Methode berechnen (Harlander und Metz, 1998), als auch mit einem quasigeostrophischen numerischen Modell simulieren.

## 2. Ergebnisse

Die WKB - Ausbreitungspfade von Rossbywellenpaketen für verschiedene Wellenzahlen und Modellrechnungen mit einem quasigeostrophischen Modell zeigen, wie sich Wellenpakete in einem bestimmten nur von der Breite abhängigen Grundstrom zonal gefangen ausbreiten und so die Strömung auch weit weg von der Anregungsquelle beeinflussen können (siehe auch Hoskins und Karoly, 1981). Der Grundstrom moduliert die Richtung des Wellenpfades. Dieser erreicht an der Umkehrbreite seinen nördlichsten Punkt (Abb. 1). Hier ändert sich die Richtung der meridionalen Gruppengeschwindigkeit und die meridionale Wellenzahl verschwindet. Die WKB - Theorie versagt allerdings in der Nähe dieser Umkehrbreiten, denn eine meridionale Wellenzahl ist dort im herkömmlichen Sinne nicht mehr definierbar. Der Grundstrom und die zonale Wellenzahl bestimmen Ausbreitungspfad und Umkehrbreite des Wellenpaketes. Im hier betrachteten Grundstrom können Wellenpakete mit geringer zonaler Wellenzahl das Maximum passieren, diejenigen mit größerer jedoch nicht (Abb. 2). Im Modell (Kanallänge 10000 km, Kanalbreite 4000 km) regen wir lokal mittels einer geeigneten Quelle, deren Längenskala 2000 km beträgt, bei  $x_0=2000$  km,  $y_0=1000$  km Rossbywellenpakete mit verschiedenen Frequenzen an. Diese breiten sich nur aus, wenn ihre zonale Wellenzahl dort noch zugelassen ist, d.h. die totale Wellenzahl reell ist und die Umkehrbreite nicht südlich des Anregungsortes liegt. Unser Interesse liegt auf dem reflektierten Anteil der Wellen, der aus der Differenz zweier Modellläufe mit Reflexionsbedingung und Strahlungsbedingung für den südlichen Rand ermittelt wird (Zängl und Egger, 1997). Am nördlichen Rand gilt die Strahlungsbedingung dagegen immer. Für die Reflexionsbedingung verschwindet die Meridionalgeschwindigkeit am Rand, für die Strahlungsbedingung muß die Geschwindigkeitsscherung in der Nähe des Randes klein sein. Man sieht im Modell deutlich die Bögen der gefangenen Wellenpakete, wie man sie auch nach Berechnung der Wellenpfade erwartet (Abb. 3).



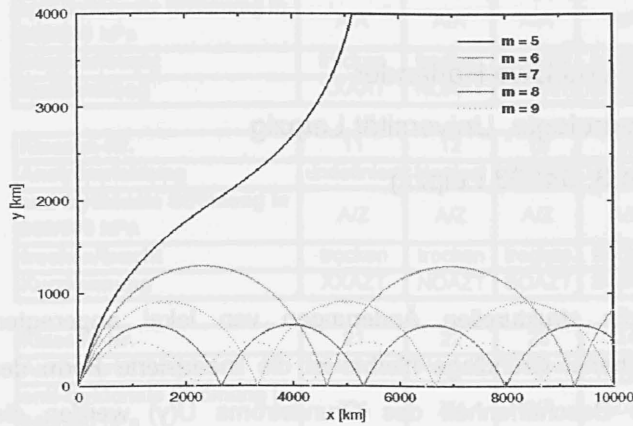


Abb. 1

Wellenpfade für verschiedene zonale Wellenzahlen. Anregung der Wellenpakete bei  $x = y = 0$ . Die Wellenpakete können am Südrand reflektiert werden und sind zwischen Umkehrbreiten und Rand gelegen.

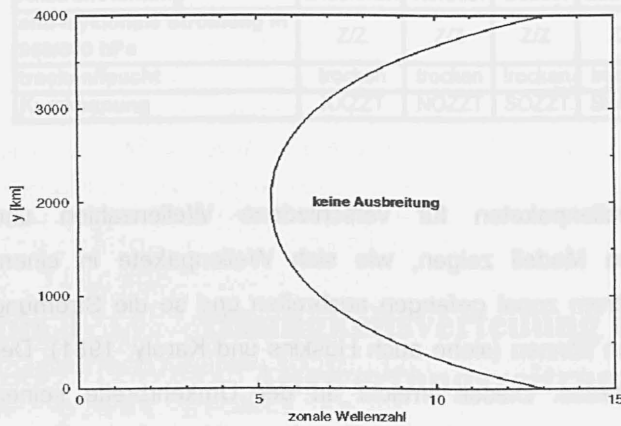


Abb. 2

Lage der Umkehrbreiten in Abhängigkeit von der zonalen Wellenzahl, rechts ist keine Ausbreitung von Rossbywellen möglich.

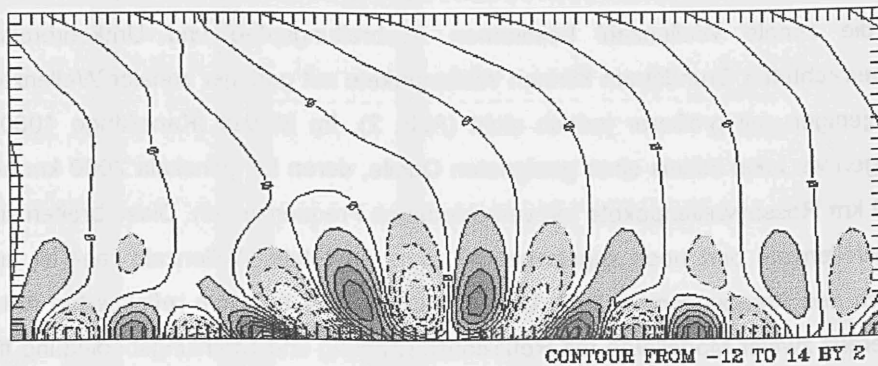


Abb. 3 Muster der Störungsvorticity (Differenz der zwei Modellläufe mit und ohne Strahlungsbedingung für Rossbywellen am Südrand)

Literatur:

Harlander, U und W. Metz; 1998: Rossby wave propagation in a bounded ocean current. Wissenschaftliche Mitteilungen aus dem LIM und dem IFT - Meteorologische Arbeiten aus Leipzig (III) Band 9,130-147.  
 Hoskins, B. J. und D. J. Karoly; 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J. Atmos. Sci. 38, 1179-1196.  
 Zängl, G und J. Egger; 1997: Laterally radiating Rossby waves forced by orography. Beitr. Phys. Atmosph. 70, 141-146.

# Dekadische Klimavariabilität in einem vereinfachten Klimamodell

D. Handorf<sup>1</sup>, K. Dethloff<sup>1</sup>, A. Weisheimer<sup>1</sup> und V. Petoukhov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Forschungsstelle Potsdam

Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam

<sup>2</sup>Obukhov-Institute of Atmospheric Physics Moskau

Langzeitintegrationen gekoppelter Atmosphären-Ozean-Kryosphären-Modelle sind ein geeignetes Mittel zum besseren Verständnis der natürlichen Klimavariabilität auf der Zeitskala von Jahrzehnten bis zu Jahrhunderten. In unseren Untersuchungen analysieren wir die nichtlineare Dynamik der großskaligen Zirkulationsmuster in einem gekoppelten Zirkulationsmodell des Systems Atmosphäre, Ozean und Kryosphäre mittlerer Komplexität.

Sowohl die ozeanische als auch die atmosphärische Modellkomponente basieren auf den großräumig-langzeitig gemittelten primitiven Gleichungen ( $\Delta L^2 \approx 100 \times 100 \text{ km}^2$ ,  $\Delta \tau \approx 3$  Tage) und beschreiben die wichtigsten physikalischen Prozesse des Systems (u.a. Strahlungstransport, horizontale und vertikale Transporte von Impuls, Wärme und Feuchte, Konvektion, Wolken- und Niederschlagsphysik) mit einer horizontalen Auflösung von  $4.5^\circ \times 6^\circ$  und in 11 vertikalen Schichten zwischen 0 und 80 km Höhe. Durch die Mittelung treten Momente zweiter Ordnung auf, die den horizontalen Transport von Energie auf der synoptischen Skala beschreiben. Ausgehend von den primitiven Gleichungen werden diese Momente parametrisiert (Petoukhov et al., 1997). Deshalb können Integrationszeitschritte von 3 bis 5 Tagen verwendet werden und Langzeitintegrationen des Klimamodells über mehrere Jahrhunderte bis Jahrtausende mit vertretbarem Rechenaufwand durchgeführt werden. Der Vergleich der Ergebnisse von Simulationen des heutigen Klimas mit Beobachtungen ergab, daß die großskaligen Temperatur- und Windstrukturen und deren annuelle Variationen sehr gut reproduziert werden.

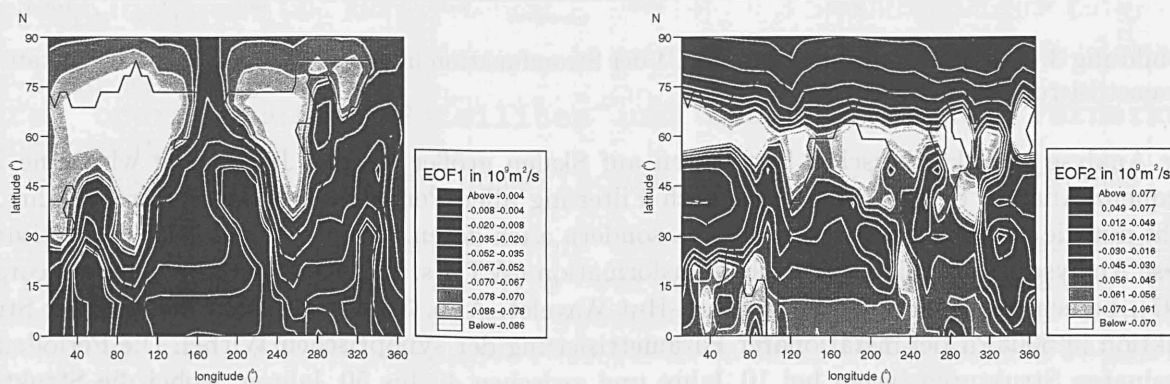


Abbildung 1: 1. und 2. EOF der Stromfunktion in 500hPa auf der Nordhalbkugel

Zur Untersuchung der natürlichen Variabilität des Modellklimas und des Einflusses verschiedener Parametrisierungen der synoptischen atmosphärischen Wirbel werden zwei Läufe des Klimamodells mit stationärer und instationärer Parametrisierung der synoptischen Wirbel über Zeiträume von 1000 Jahren analysiert. Die dominierenden räumlichen Strukturen der Zirkulation in der Atmosphäre werden mittels einer Analyse mit Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) des Druckfeldes in Meeresspiegelniveau und der geostrophisch approximierten Stromfunktionen in 500hPa, 70hPa und 10hPa bestimmt. In allen Druckflächen weist die dominierende Struktur auf der Nordhalbkugel die Wellenzahl 2 auf, wobei mit zunehmender Höhe die Strömung zonaler wird. Die Moden höherer Ordnung zeigen kleinskaligere Strukturen (vgl. Abb. 1).

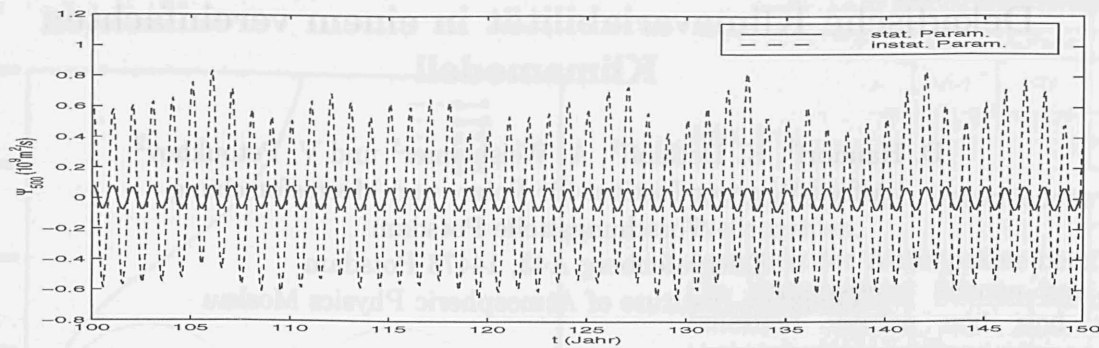


Abbildung 2: PC1 der Stromfunktion in 500hPa, Zeitabschnitt 100-150 Jahre, für stationäre und instationäre Parametrisierungen der synoptischen Wirbel

Die zugehörige zeitliche Entwicklung der charakteristischen Zirkulationsmuster wird durch die Zeitreihe der PC's (principal components) beschrieben. Als Beispiel ist in Abb. 2 die zeitliche Entwicklung der 1. EOF (PC1) der Stromfunktion in 500 hPa für einen ausgewählten 50-jährigen Abschnitt der beiden 1000-Jahr-Modellläufe dargestellt. Die Anwendung der instationären Parametrisierung der synoptischen Wirbel führt zu einer signifikanten Erhöhung der annualen, interannuellen und dekadischen Klimavariabilität.

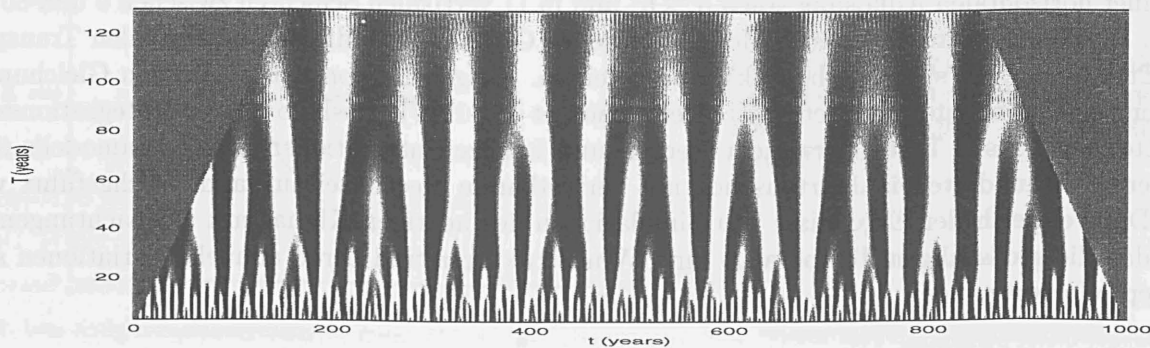


Abbildung 3: Wavelettransformation von PC1 der Stromfunktion in 500hPa, 0-1000 Jahre, für instationäre Parametrisierung der synoptischen Wirbel

Zur Analyse charakteristischer Strukturen auf Skalen größer als der Jahresgang wird eine Zeit-Frequenz-Analyse der PC1-Zeitreihe nach Filterung aller Perioden  $< 2$  Jahre durchgeführt, um nicht nur die charakteristischen Perioden, sondern auch deren zeitliche Variabilität zu bestimmen. Diese Analyse erfolgt mit der Wavelettransformation (WT) (s. z.B. Kumar und Foufoula-Georgiou, 1997), berechnet mit dem Mexikanischen-Hut-Wavelet. Abb. 3 zeigt die WT von PC1 der Stromfunktion in 500hPa bei instationärer Parametrisierung der synoptischen Wirbel. Die Perioden der dominanten Strukturen liegen bei 10 Jahre und zwischen 40 bis 50 Jahren, wobei die Strukturen zeitlich intermittierenden Charakter aufweisen.

Weitere Modellexperimente zum Einfluß des Ozeans auf die dekadische Klimavariabilität sind geplant, um der Frage nachzugehen, inwieweit die dekadische Klimavariabilität nicht nur durch interne Wechselwirkungen des Ozeans und der Atmosphäre, sondern auch durch großskalige nichtlineare atmosphärische Prozesse verursacht werden kann.

#### Literatur

Kumar, P., Foufoula-Georgiou, E., 1997: Wavelet analysis for geophysical applications. *Rev. of Geophysics* (35), 385-412.

Petoukhov, V.K., Mokhov, I.I., Eliseev, A.V., Semenov, V.A., 1997: *The IAP RAS Global Climate Model*. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Moscow, 162pp.

# Klimaüberwachung beim DWD- aktuelle Aktivitäten und Tendenzen

Dipl.-Met. Peer Hechler  
Deutscher Wetterdienst, PF 10 04 65, 63004 Offenbach

Untersuchungen zur Klimadiagnose und -variabilität gehören zu den Schwerpunktthemen unserer Zeit. Nicht erst seit den Veröffentlichungen des IPCC besteht die berechtigte Sorge der Menschheit, durch irreversible Eingriffe in das Klimasystem die natürlichen Lebensgrundlagen zu gefährden oder zu zerstören. Ebenso sind Kenntnisse der Auswirkungen der natürlichen Klimavariabilität auf die Ökosphäre von hohem gesellschaftlichen Interesse. Es kommt in diesem Zusammenhang darauf an, jede 'gefährliche' Entwicklung frühzeitig zu erkennen, den Ursache-Wirkungsmechanismus zu verstehen und notwendige Abhilfemaßnahmen wissenschaftlich herzuleiten und politisch durchzusetzen.

Entsprechend einer in Deutschland bestehenden bzw. verabredeten Arbeitsteilung hinsichtlich Klimadiagnose, Klimaszenarienrechnung und Klimafolgenforschung konzentriert sich der Deutsche Wetterdienst auf eine operationelle Klimaüberwachung, hauptsächlich auf Basis von Beobachtungswerten aller Art.

Dabei wird als **Gegenstand** der Klimaüberwachung die Atmosphäre einschließlich ihrer Unterlage in Bezug auf physikalische Struktur und chemische Zusammensetzung gesehen.

Als **Informationsquellen** kommen Datenkategorien in Betracht, die fortlaufend zur Verfügung stehen und deren Auswertung im Verbund angestrebt wird:

- In-situ Messungen
- Daten operationeller Satelliten und bodengestützter Fernerkundungsgeräte
- Daten des operationellen numerischen Wettervorhersagesystems.

Die **Aufgabe** erstreckt sich von der Formulierung spezifischer fachlicher Anforderungen an die verschiedenen Meßprogramme über Maßnahmen zur Erstellung einer geeigneten Datenbasis bis hin zur Entwicklung und Anwendung von Verfahren der Datenauswertung und Interpretation.

Die nachstehende Graphik skizziert ausgewählte Aktivitäten der Klimaüberwachung beim Deutschen Wetterdienst. Insbesondere wird verdeutlicht, daß der DWD eine Klimaüberwachung im umfassenden Sinne gewährleistet.

Zukünftige Schwerpunkte werden im Bereich der Ableitung klimatauglicher Daten aus Fernerkundungssystemen [insbesondere Satellitensysteme der nächsten Generation (MSG, EPS)] gesetzt.

Weitergehende Informationen sind im Klimainformationssystem des DWD abrufbar (<http://www.dwd.de/research/klis/>).

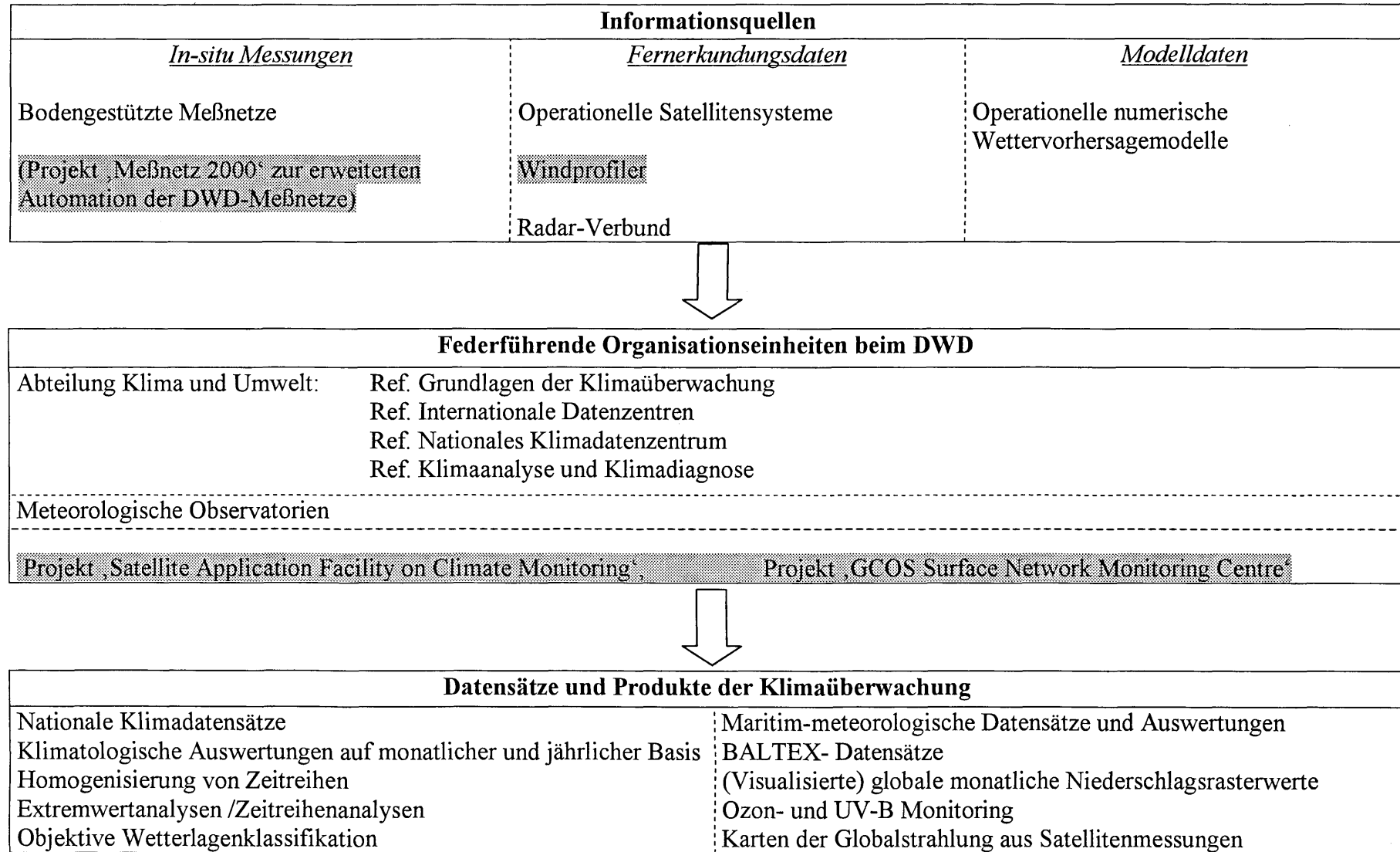


Abb.: Ausgewählte Klimaüberwachungsaktivitäten beim DWD (grau unterlegt: im Planungs- oder experimentellen Stadium)

# Die Bedeutung der diabatischen Heizung für die nordhemisphärischen Stormtracks im heutigen und zukünftigen Klima

*G. Hoffmann<sup>1)</sup>, P. Speth<sup>1)</sup>, U. Ulbrich<sup>1)</sup>, E. Roeckner<sup>2)</sup>*

*<sup>1)</sup> Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln,  
Kerpener Str. 13, D-50923 Köln*

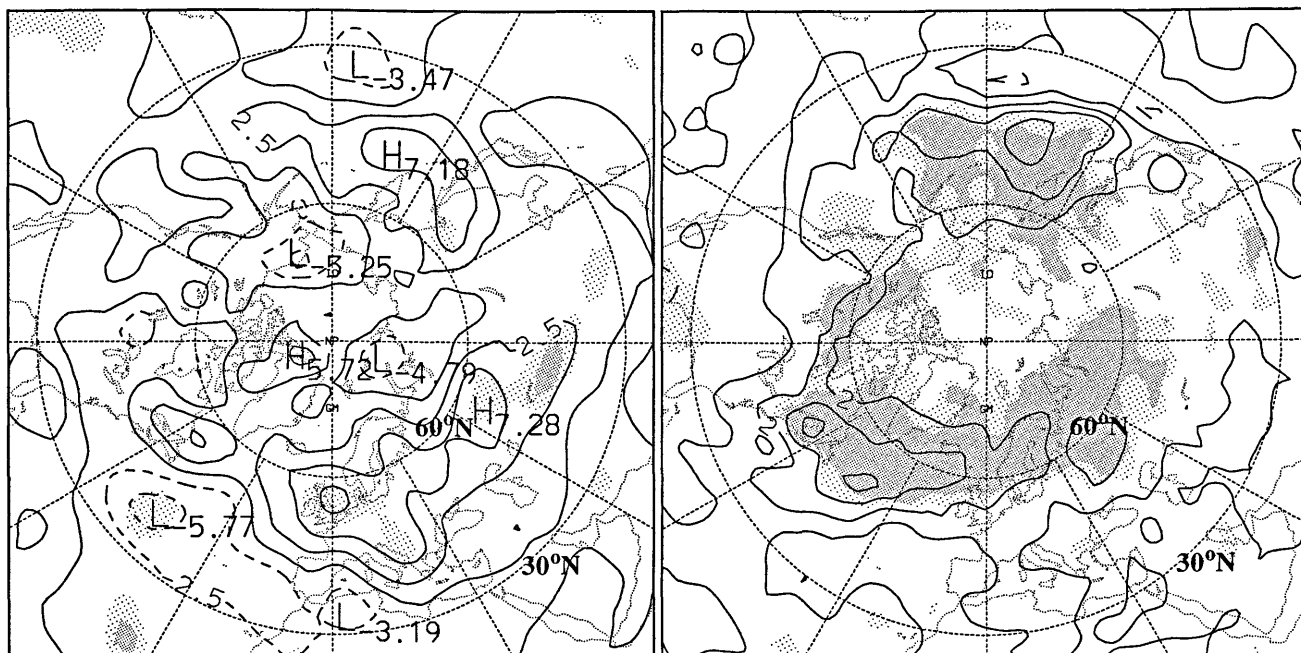
*<sup>2)</sup> Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, D-20146 Hamburg*

Diabatische Prozesse beeinflussen die Entwicklung barokliner Störungen in den mittleren Breiten. Diese Studie beschäftigt sich mit dem Thema ob und wie sich dieser Einfluß durch den steigenden Antrieb durch Treibhausgase für den nordhemisphärischen Winter ändert. Dazu werden dreidimensionale Verteilungen der diabatischen Heizraten betrachtet, die verschiedenen parametrisierten physikalischen Prozessen zuzuordnen sind. Als Datengrundlage stehen Modellläufe des Hamburger Atmosphärenmodel ECHAM4 für das heutige Klima und ein Treibhausgas-Szenario zur Verfügung. Die direkten Effekte der verschiedenen diabatischen Prozesse auf die transienten Störungen der mittleren Breiten werden durch lokale Beiträge zur Erzeugung verfügbarer potentieller Energie der transienten Wellen ( $GE_{TR}$ ) quantifiziert.

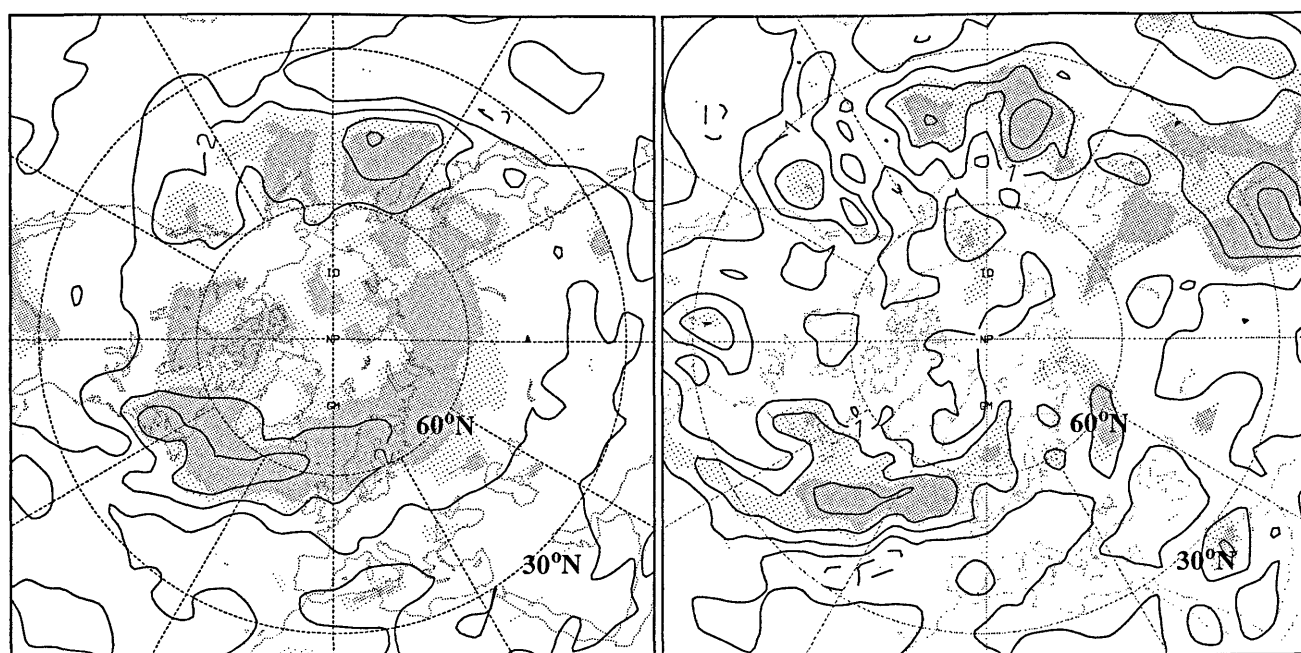
Es zeigt sich für den nordhemisphärischen Winter, daß die großskalige Freigabe latenter Wärme in der mittleren Troposphäre der dominante Prozeß hinsichtlich der Produktion von  $GE_{TR}$  in den mittleren Breiten ist. Im Pazifik findet man die Maxima der lokalen Beiträge zu  $GE_{TR}$  stromauf der stärksten Stormtrackaktivität (Standardabweichung des bandpaß-gefilterten Geopotentials in 500 hPa). In der mittleren Troposphäre sind hier Flächenmittel von  $GE_{TR}$  und Stormtrackaktivität miteinander korreliert. Für den Atlantik findet man dagegen viel geringere Korrelationen. Dort befindet sich das Maximum der Produktion zu  $GE_{TR}$  im Gegensatz zum Pazifik stromab der maximalen Stormtrackintensität und südlich der Stormtrackachse.

Im Szenariexperiment verlagern sich der pazifische Stormtrack und die lokalen Beiträge zu  $GE_{TR}$  nordwärts (*Abb. 1 a* und *1 b*). Das Maximum des pazifischen Stormtracks verlagert sich dabei leicht stromauf. Über dem Atlantik ist das augenfälligste Signal eine stromab gerichtete Ausdehnung des Stormtracks nach Europa hinein. Die relative Zunahme der Intensität der Stormtracks über Europa beträgt dabei bis zu 15%. Stromauf dieser Zunahme findet man insbesondere in der mittleren Troposphäre eine hochsignifikante Zunahme der lokalen Beiträge zu  $GE_{TR}$  im zentralen Nordatlantik, die vor allem durch die Zunahme in der großskaligen Freigabe der latenten Wärme verursacht wird (siehe *Abb. 1 b* und *1 c*). Diese Erhöhung der lokalen Beiträge zu  $GE_{TR}$  ist mit einer Zunahme der zonalen und der meridionalen Wasserdampftransporte aus subtropischen Regionen in den Nordatlantik hinein verbunden. Der stark erhöhte Wasserdampftransport in den transienten baroklinen Wellen (*Abb. 1 d*) führt über eine erhöhte Hebung von Wasserdampf zu einer verstärkten Freisetzung latenter Wärme in der mittleren Troposphäre in den transienten Wellen, die dadurch intensiviert werden. Dieser Zusammenhang erklärt wahrscheinlich auch die Zunahme der Korrelation zwischen den lokalen Beiträgen zu  $GE_{TR}$  und den Stormtracks im atlantischen Bereich.

a)  $\Delta$ Stormtracks in 500 hPa    b)  $\Delta$ GE<sub>T</sub> in 400 hPa



c)  $\Delta$ GE<sub>T</sub>(LLH) in 400 hPa    d)  $\Delta$ (v•q)<sub>T</sub> in 850 hPa



**Abb. 1:** Differenzen zwischen dem 2•CO<sub>2</sub>-Forcing und dem 1•CO<sub>2</sub>-Forcing für den nordhemisphärischen Winter (DJF) aus den Reruns mit ECHAM4 a) in den Stormtracks in 500 hPa, b) in GE<sub>T</sub> in 400 hPa, c) in GE<sub>T</sub>(LLH) in 400 hPa und d) im meridionalen Wasserdampftransport durch die transienten Wellen in 850 hPa.

Das Konturintervall beträgt 2.5 gpm in a),  $2 \cdot 10^{-5} \text{ Wm}^{-2} \text{ Pa}^{-1}$  in b) und c) und  $1 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$  in d). Helle/dunkle Schattierung bedeutet statische Signifikanz auf dem 95%/99%-Niveau.

# Variabilität bodennaher Temperatur, Feuchte und des atmosphärischen Gesamtwassergehaltes über den Ozeanen

A. Kapala und H. Mächel

Meteorologisches Institut  
Rheinische Friedrich-Wilhelms Universität Bonn  
53121 Bonn

## 1. Einleitung

Der Wasserdampf spielt sowohl in der atmosphärischen Dynamik als auch beim Strahlungsumsatz im System Erdoberfläche-Atmosphäre eine herausragende Rolle. Angesichts der erwarteten globalen Erwärmung infolge des anthropogen induzierten Anstiegs von Treibhausgasen in der Atmosphäre wurde der damit verbundenen möglichen Änderung des Wasserdampfgehaltes in klimatologischen Studien der letzten Jahre eine größere Aufmerksamkeit gewidmet.

In diesem Kontext wird hier versucht den statistischen Zusammenhang zwischen der zeitlich-räumlichen Variabilität der bodennahen Lufttemperatur ( $T_a$ ), der spezifischen Feuchte ( $q_a$ ) und dem Gesamtwassergehalt ( $PW$ ) über den Ozeanen abzuschätzen und zu überprüfen inwieweit ein derartiger Zusammenhang in klimatologischen Studien generell anwendbar ist. Diese Studie basiert auf folgenden Datensätzen:

- Monatsmittel von  $T_a$  und  $q_a$  aus dem marinen Datensatz COADS für den Zeitraum 1958-1993 (objektiv analysiert auf einem  $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter),
- Monatsmittel von  $T_a$ ,  $q_a$  und  $PW$  aus den NCEP/NCAR-Reanalysen für den Zeitraum 1982-1993 (räumliche Auflösung:  $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter),
- Monatsmittel von  $PW$  aus SSMI-Daten für den Zeitraum Juli 1987 - Dezember 1993 ("Ferraro-PW", räumliche Auflösung:  $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter).

## 2. Zusammenhang zwischen $T_a$ und $q_a$ , $q_a$ und $PW$ sowie zwischen $T_a$ und $PW$

Für die Abschätzung des statistischen Zusammenhangs zwischen  $T_a$  und  $q_a$ ,  $q_a$  und  $PW$  sowie zwischen  $T_a$  und  $PW$  wurden Gitterpunktwerte dieser Größen vom Atlantik ( $20^\circ W$ - $30^\circ W$ ,  $60^\circ N$ - $60^\circ S$ ) und vom Pazifik ( $170^\circ W$ - $180^\circ$ ,  $60^\circ N$ - $60^\circ S$ ) für die Periode 1992-1993 (24 Monate) verwendet. Die ermittelten Funktionen zwischen den entsprechenden Größen sind in Abbildung 1 dargestellt. Diese Funktionen wurden anschließend zur Schätzung der  $q_a$ - und  $PW$ -Felder für den beim jeweiligen Datensatz verfügbaren Zeitraum benutzt.

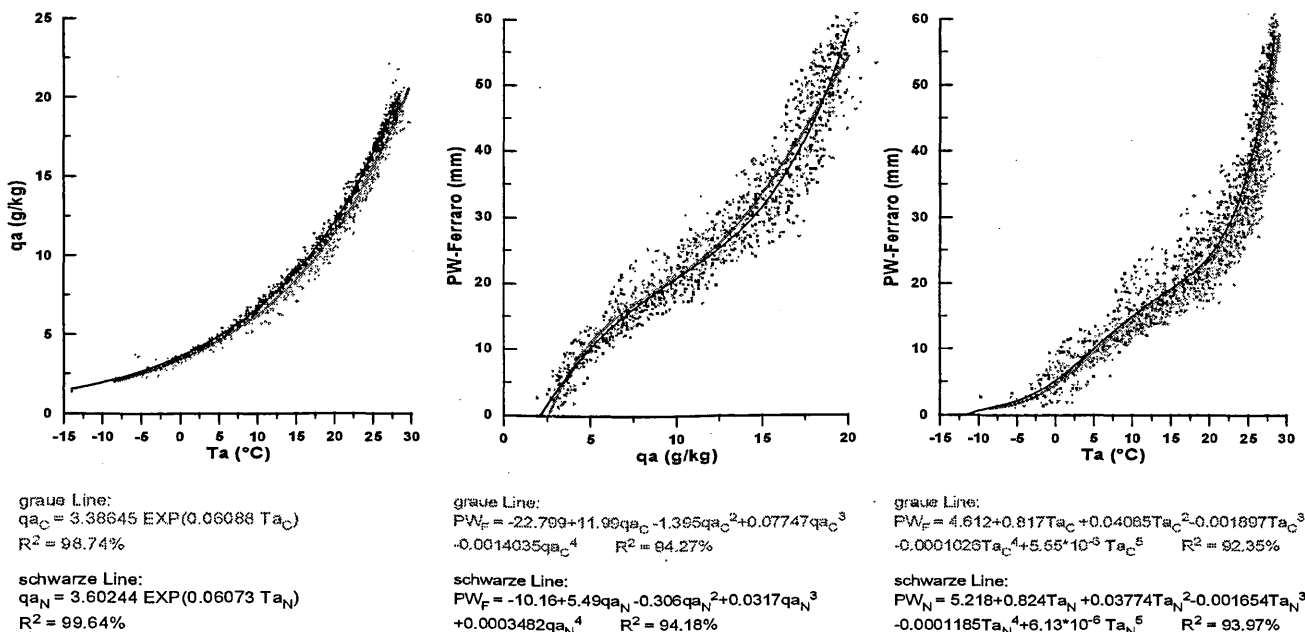


Abb. 1: Spezifische Feuchte ( $q_a$ ) als Funktion der Lufttemperatur ( $T_a$ ) sowie Gesamtwassergehalt ( $PW$ ) als Funktion der spezifischen Feuchte ( $q_a$ ) und Lufttemperatur ( $T_a$ ) über Ozeanen (grau für COADS, schwarz für NCEP-Reanalysen)



### 3. Ähnlichkeit der geschätzten und "beobachteten" qa- und PW-Felder

Die Ähnlichkeit der geschätzten und "beobachteten" qa- und PW-Felder (ein konstantes Gebiet von 883 Gitterpunkten) wurde für jeden Monate mit Hilfe von linearen Muster-Regressionen untersucht, bei denen die geschätzten qa- bzw. PW-Felder als Prädiktoren dienten. Während der Ähnlichkeitsgrad der entsprechenden Felder durch die Zeitreihen der erklärten Varianzen ausgedrückt werden kann, liefern die räumlichen Muster der Residuen Hinweise auf den dynamischen Beitrag zur Feuchte- bzw. Wasserdampfverteilung (allerdings einschließlich der möglichen unerklärbaren Fehler).

Die Ergebnisse des Vergleichs der geschätzten und "beobachteten" qa- und PW-Felder lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- nach der Muster-Regressionsanalyse kann die räumliche Variabilität der "beobachteten" COADS-qa durch die Variabilität der geschätzten COADS-qa (aus Ta) zu rund 98% erklärt werden,
- die erklärten Varianzen aus der entsprechenden Beziehung zwischen geschätzter und "beobachteter" NCEP-qa liegen um etwa 1% höher,
- die räumliche Variabilität der "beobachteten" PW (Ferraro-PW) kann durch die aus COADS-qa geschätzten PW-Felder bis zu 92% erklärt werden, wobei dieser Prozentsatz etwas niedriger ist, wenn die PW-Felder aus NCEP-qa geschätzt werden,
- die räumliche Variabilität der "beobachteten" Ferraro-PW läßt sich mit etwa gleicher Genauigkeit aus den Ta-Feldern ableiten, wobei die erklärten Varianzen für NCEP-Ta als Prädiktor etwas höher sind als diejenigen aus COADS-qa,
- die Überprüfung der Ähnlichkeit der räumlichen Muster der "beobachteten" NCEP-PW und der aus NCEP-qa und NCEP-Ta geschätzten NCEP-PW zeigt, daß die Übereinstimmung der räumlichen Muster des Gesamtwassergehaltes mit denen der spezifischen Feuchte und Temperatur in den NCEP-Reanalysen, insbesondere im Sommer, relativ schlecht ist; die erklärten Varianzen sinken unter 85%.

Die mittleren Residualfelder für den Zeitraum 1987-1993 zeigen, daß die "beobachtete" COADS-qa durch die aus COADS-Ta geschätzte qa vor allem im Bereich der ITCZ und in den zyklonenetischen Gebieten über dem Nordwestatlantik und Nordwestpazifik unterschätzt und in den subtropischen Gebieten überschätzt wird. Dieses Muster der großskaligen Zirkulation ist bei dem Vergleich der Residualmuster für die entsprechenden Größen aus den NCEP-Reanalysen verwischt. So scheint z. B. die ITCZ über dem tropischen Atlantik südlich des Äquators zu liegen und die südpazifische Konvergenzzone kaum ausgeprägt.

### 4. Übereinstimmung der langjährigen Variationen von Ta und qa

Für die Überprüfung der Kohärenz langjähriger Variationen der spezifischen Feuchte (qa) mit der Lufttemperatur (Ta) wurde die für den Zeitraum 1992-1993 ermittelte Funktion zwischen COADS-Ta und COADS-qa (Abb. 1) für die Schätzung der qa-Felder bis 1958 zurück verwendet. Der Vergleich der geschätzten qa-Felder mit der "beobachteten" COADS-qa anhand einer Muster-Regression weist auf eine gute Übereinstimmung der Muster hin, was sich in hohen erklärten Varianzen (ca. 99% für die Monate Dezember-März und 98% für die Monate Juni-September) äußert.

Das Muster der mittleren Residuen für die erwähnten Winter- und Sommermonate deutet darauf hin, daß die aus COADS-Ta abgeleitete qa die "beobachtete" COADS-qa über den äquatornahen Ozeangebieten sowie in den schon erwähnten zyklonenetischen Gebieten des Nordatlantiks und Nordpazifiks um ca. 12% unterschätzt (im Sommer etwas höher, wegen stabiler Luftschichtung und Nebelbildung in den beiden letztgenannten Gebieten). In den Subtropen dagegen wird die "beobachtete" COADS-qa im Mittel um 7% durch die aus COADS-Ta abgeleitete qa überschätzt.

### 5. Schlußbemerkung

Die präsentierten Ergebnisse zeigen, daß die ermittelten statistischen Zusammenhänge zwischen qa und Ta, qa und PW sowie Ta und PW mit einem akzeptablen Fehler zur Schätzung von Monatswerten oder von langjährigen Variationen der qa und PW aus den Lufttemperaturfeldern verwendet werden können. Allerdings hängt die Zuverlässigkeit solcher Schätzungen von der Genauigkeit der Temperaturbeobachtungen ab.

# Simulation der Assimilation tomographischer Daten

Luis Kornbluh, M. Gorbunov, and L. Bengtsson

Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg  
Obukhov Institute for Atmospheric Physics, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 109017, Russia

Die Verwendung tomographischer Daten in Modellen entwickelt sich zu einem wichtigen Gebiet aufgrund der GNSS<sup>1</sup> Okkultations Technik. Die Vorabsimulation eines Datenassimilationszyklus mit realen Daten ist nicht möglich, da die einzigen Messungen von GPS/MET weder in der räumlichen noch zeitlichen Dichte ausreichend sind, um aussagekräftige Ergebnisse zu erhalten. Deshalb wird in dieser Studie zunächst untersucht, wie ein globales Modell auf die Assimilation vom Oberrand bis zu einer vorgegebenen Höhe reagiert.

Der Empfänger der GNSS Signale stellt zunächst einmal nur Informationen über die Temperatur zur Verfügung. Diese sollen global in einem Höhenintervall von 10 hPa und einer Höhe, die durch die Qualität des Empfängers und dem Zustand der Atmosphäre bestimmt wird, zwischen 300 und 850 hPa (dem angenommenen Oberrand der mittleren planetaren Grenzschicht) vorliegen. Unter der Voraussetzung, daß die Daten sowohl im Raum als auch in der Zeit gleichmäßig verteilt vorliegen, kann man Zwillings-Experimente durchführen, die auf realen Analysen beruhen, die die Messungen repräsentieren sollen. In einem Zwillings-Experiment wird ein Lauf durchgeführt, bei dem die Analysedaten das Modell so stark dominieren, daß die Analysen den Modellauf vollständig bestimmen, dies stellt die 'wahre' Atmosphäre dar (Kontrolllauf). In weiteren Experimenten wird der Einfluß der Analysen auf die 'Beobachtungsschichten' beschränkt und der Einfluß dieser 'Beobachtungen' über einen Faktor eingeschränkt. Ein Vergleich dieser Ergebnisse, zeigt den Einfluß, den spätere, gute Messungen auf einen Modellauf haben können.

Die Assimilation beruht auf der sogenannten Newtonrelaxation oder auch 'nudging'. Dabei werden die Beobachtungsdaten dynamisch in das Modell eingekoppelt. Hierfür werden Terme in die prognostischen Gleichungen des Modells eingeführt, die das Modell in Richtung der Beobachtungen zwingt. Diese Technik ist einfach zu implementieren und kostet wenig Rechenzeit.

Die Untersuchungen wurden mit dem Hamburgener Klimamodell ECHAM4 durchgeführt. Einem Modell der globalen Zirkulation, das auf dem Vorhersagemodell des ECMWF beruht, bei dem vor allem in der Physik Änderungen für Klimastudien vorgenommen wurden.

Es wurden mehrere Experimente durchgeführt. Die Daten wurden dabei auf unterschiedliche Hauptdruckflächen genutzt. Zusätzlich wurde ein Lauf durchgeführt bei dem nur die Bodendaten (Klimalauf), sowie ein weiterer bei dem alle verfügbaren Daten verwendet wurden, um die 'Wahrheit' darzustellen.

Ein guter Indikator für eine mögliche Verbesserung des Zustands der Atmosphäre ist das globale Mittel des Fehlers der Höhe der Geopotentialflächen zwischen dem Kontrolllauf und den Assimilationsläufen (siehe Abbildungen 1 und 2 für zwei exemplarische Ergebnisse). Zunächst einmal ist für beide Läufe ein signifikant besseres globales Mittel zu erkennen. Wenn man mit dem reinen Klimalauf vergleicht.

Abbildung 1 zeigt eine deutliche Abnahme des Fehlers von 129 gpm auf minimal 33 gpm mit zunehmender Assimilationstiefe. Die Ergebnisse für die 850 hPa Fläche in Abbildung 2 zeigen eine Abnahme des Fehlers von 61 gpm auf im besten Fall 12 gpm.

Es ist eine deutliche Verbesserung von mindestens 60 % zu erwarten, sollten die GNSS Okkultationsdaten von erwarteter Qualität sein und ausreichend Empfänger zur Verfügung stehen, um eine entsprechende räumlich und zeitlich Abdeckung zu erhalten.

---

<sup>1</sup>Global Navigation Satellite System

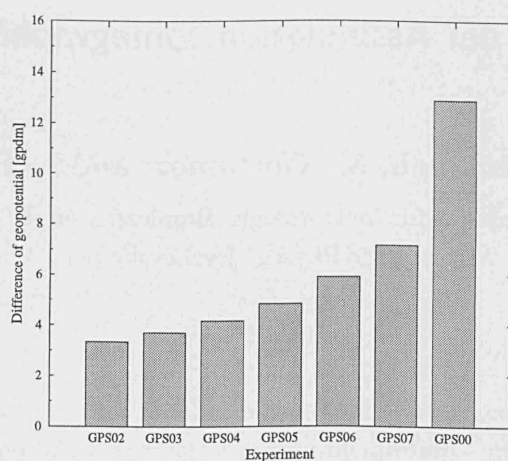


Abbildung 1: Fehler der Höhe des 400 hPa Geopotentials zwischen den verschiedenen 'nudging' Experimenten und dem Klimalauf gegen den Kontrolllauf.

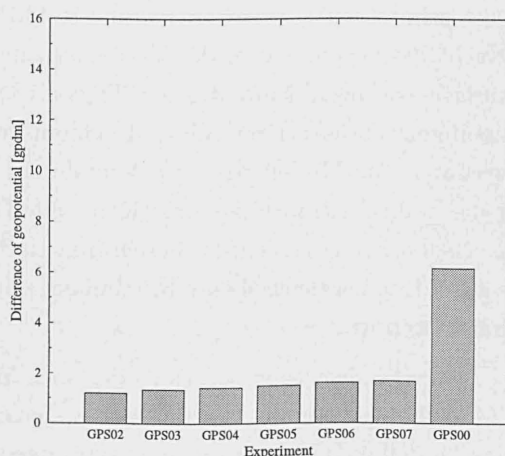


Abbildung 2: Fehler der Höhe des 850 hPa Geopotentials zwischen den verschiedenen 'nudging' Experimenten und dem Klimalauf gegen den Kontrolllauf.

Diese Arbeit wurde im Rahmen einer ESA Studie mit dem Thema 'Synergies and impacts of global navigation systems for operational meteorology and climatology' durchgeführt.

## Literatur

Jeuken, A. B. M., Siegmund, P. C., Heijboer, L. C., Feichter, J. und Bengtsson, L. (1996): *On the potential of assimilating meteorological analyses in a climate model for the purpose of model validation*. Journal of Geophysical Research, **101**, Nr. D 12, 16939–16950.

Stauffer, D. R. und Bao, J.-W. (1993): *Optimal determination of fdda coefficients using the adjoint equations*. Tellus, **45**, 358.

Zou, X., Navon, I. M. und Ledimet, F. X. (1992): *An optimal nudging data assimilation scheme using parameter estimation*. Quart. J. R. Met. Soc., **118**, 1163.

# Die Temperaturverteilung im Weißeritztal bei Rehefeld und ihre Auswirkung auf Vegetation und waldbauliche Planung

H. Lohse, M. Heinze und J. Teubner

Fachhochschule für Forstwirtschaft Schwarzburg  
07427 Schwarzburg

Sächsisches Forstamt Bärenfels  
01776 Bärenfels

Das Tal der Wilden Weißeritz bei Rehefeld ist als Frostloch bekannt. Das Untersuchungsgebiet liegt im östlichen Erzgebirge in Höhenlagen von 638 bis 845 m ü NN. Für das örtliche Forstamt ist von Bedeutung, wie und mit welchen Baumarten die immissionsgeschädigten Fichtenbestände stabilisiert oder umgewandelt werden können. Im Rehefelder Raum sind dabei die Bedingungen des dort oft sich bildenden Kaltluftsees zu beachten. Sie haben zu einer Reliefumkehr in der Vegetation geführt, d.h. hochmontane Fichtenwälder wachsen im Tal, montane ( Tannen ) - Fichten - Buchen - Mischwälder auf den höhergelegenen Geländebereichen. Die Lufttemperaturverteilung im Gebiet bei bestimmten Wetterlagen und die Auswirkung der Temperaturextreme auf die Vegetation wurden aber noch nicht untersucht.

Deshalb wurde der Temperaturverlauf mit Hilfe eines Thermographen in Hermsdorf ( Hochfläche, 740 m ü NN ) und an der Station Rehefeld - Försterei ( Weißeritztal, 665 m ü NN ) registriert. An ausgewählten Punkten ( z. B. an der Station Rehefeld - Grenze auf dem Talboden der Weißeritz ) wurden Extremwerte mit Minimum- und Minimum - Maximumthermometern erfaßt. Zur Feststellung der Temperaturverteilung im gesamten Gebiet fanden vor Sonnenaufgang Meßfahrten statt. Phänologische Untersuchungen und Vegetationsaufnahmen erfolgten auf Probeflächen in unterschiedlichen Geländelagen.

In klaren, teilweise sogar in stark bewölkten Nächten tritt im Rehefelder Raum bei relativer Windruhe eine Temperaturumkehr ein. In den Tallagen ist es dann kälter als auf den Hochflächen und Bergen. Bei bedecktem Himmel oder höheren Windgeschwindigkeiten nimmt die Lufttemperatur in zunehmender Höhenlage ab. Die Abkühlung erfolgt mit normalem Temperaturgradienten des Erzgebirges ( s. TREFFNA 1973 ). Eine Häufigkeitsverteilung der Differenzen der Tagesminima ( s. Abb. ) zeigt, daß sich in der größten Zahl der Tage in Rehefeld ein mehr oder weniger extremer Kaltluftsee herausbildet.

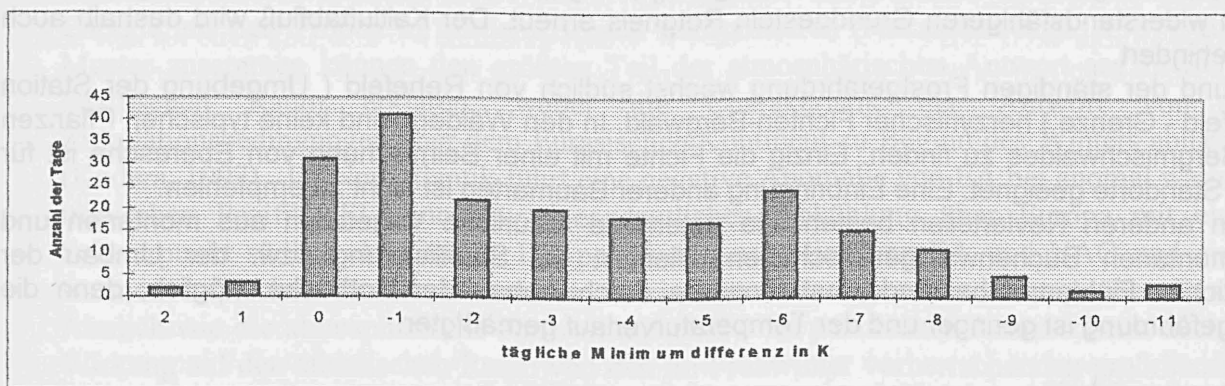


Abb.: Anzahl der Tage mit bestimmten Differenzen des täglichen Minimums zwischen den Stationen Rehefeld - Försterei minus Hermsdorf von Juni bis Dezember 1994 in K. Die Zahlen auf der Abszisse bedeuten folgende Bereiche: 2 ( 2,0 bis 2,9 K ) bis -11 ( -10,1 bis -11,0 K ).

Tagsüber ist der Temperaturunterschied zwischen Berg- und Tallagen gering. Bei Strahlungswetterlagen sind deswegen die Tagesschwankungen der Lufttemperatur im Tal von Rehefeld größer als auf der Hochfläche bei Hermsdorf. Beispielsweise erreichten im Juli 1995 die täglichen Temperaturschwankungen an der Station Rehefeld - Försterei bis zu 21,0 K, in Hermsdorf maximal nur 13,0 K. Durch die nächtliche Temperaturinversion bei solchen Wetterlagen steigt die Frostgefahr in Rehefeld erheblich. Dabei sind besonders im Frühjahr die relativ hohen Tagestemperaturen nachteilig, da die Bäume zum Austreiben angeregt werden und nachts erfrieren können. Allerdings treiben Eberesche und Himbeere besonders an den nach Nordosten geneigten Unterhängen des Weißeritztals etwas später als an den Oberhängen und Hochflächen aus.

Auch in den Sommermonaten ist im Weißeritztal Frost möglich. Es traten Tiefsttemperaturen im August 1994 von -2,5°C und im Juli 1996 von -3,0°C, gemessen 2 m über dem Erdboden an der Station Rehefeld - Grenze, auf. Dagegen blieb die Hochfläche bei Hermsdorf in den Jahren 1994 bis 1997 von Juni bis September ständig frostfrei.

In Bodennähe liegen die absoluten Monatsminima noch tiefer. So fielen die Tiefstwerte an der Station Rehefeld - Grenze 1995 im Mai bis auf -8,5°C und im August bis auf -4,0°C. Ähnlich niedrige Temperaturminima wurden auch am Unterhang des Weißeritztals nahe der Station Rehefeld - Grenze in einem Lärchenjungwuchs und in einem Fichtenaltholz gemessen. Die Kaltluft dringt am Unterhang also auch in die Waldbestände ein. In Hermsdorf gab es von 1995 bis 1997 in den Monaten Juni bis August keinen Frost in Bodennähe.

In den frostgefährdeten Tallagen wurden von 1994 bis 1997 jährlich Schäden durch Spätfröste festgestellt. 1994 erfroren in einem Jungwuchs im Weißeritztal am Unter- und Mittelhang bei 98 bis 99% der Europäischen Lärche die Maitriebe. Auch Rotbuche und Esche, in der Umgebung der Station Rehefeld - Grenze sogar Gemeine Fichte und Eberesche, erlitten Frostschäden.

Die Ausstrahlungsnächte senken die Tagesmitteltemperaturen in Rehefeld erheblich. Hier sind auch die Monatsmittel nach häufigen Inversionen niedriger als in Hermsdorf. So betrug die Monatsmitteltemperatur im Juli 1994 in Hermsdorf 18,9°C, an der Försterei Rehefeld 16,3°C.

Am stärksten durch Strahlungsfrost betroffen ist das Weißeritztal südlich von Rehefeld ( Station Rehefeld - Grenze ). Die Ursache dürfte in der Beschaffenheit des Geländes in dieser Region liegen. Die Wilde Weißeritz durchfließt zunächst ein Muldental. Die Bodenoberfläche kann relativ ungehindert ausstrahlen, die Gegenstrahlung der relativ flachen Talhänge ( s. **FLEMMING 1994** ) ist gering. Kaltluft fließt die Hänge herab und staut sich an der Hangkante eines Talknicks. In der Ortslage Rehefeld durchfließt die Weißeritz ein durch das Grundgestein Phyllit bedingtes 100 bis 160 m tiefes Sohlenkerbtal. Es herrscht daher häufig Windruhe. Die Talsohle ist hier verhältnismäßig breit, was die Ausstrahlung begünstigt. Nördlich von Rehefeld verengt sich das Tal im widerstandsfähigeren Grundgestein Rotgneis erneut. Der Kaltluftabfluß wird deshalb auch hier behindert.

Aufgrund der ständigen Frostgefährdung wächst südlich von Rehefeld ( Umgebung der Station Rehefeld - Grenze ) herzynischer Fichten-Bergwald. In den Wäldern sind keine typischen Pflanzen des Bergmischwaldes zu finden. Einzig die Fichte mit einer Beimischung von Eberesche ist für diese Standorte geeignet. Eine Einbringung anderer Baumarten ist nicht zu empfehlen.

In den anderen Revierteilen besteht die potentielle natürliche Vegetation aus montanen und hochmontanen Buchenwaldgesellschaften. Hier ist die Stabilisierung bzw. der Umbau der künstlichen Fichtenreinbestände insbesondere durch Anbau der Rotbuche möglich, denn die Frostgefährdung ist geringer und der Temperaturverlauf gemäßiger.

#### Literaturverzeichnis

FLEMMING, G. (1994):

Wald - Wetter - Klima: Einführung in die Forstmeteorologie. - 3. überarb. Aufl. - Berlin: Dt. Landwirtschaftsverlag. 136 S.

TREFFNA, E. ( 1973 ): Lufttemperatur und Inversion. - Klima und Witterung im Erzgebirge. - Berlin: Akademie - Verlag. - S. 26 - 66

# Klimavariabilität in Europa und Telekonnexion

*Ute Luksch und Klaus Fraedrich  
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg  
Bundesstr. 55, D-20146 Hamburg*

Die Fernwirkung von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik (El Nino Southern Oscillation) auf das europäische Klima wird mit Hilfe statistischer Verfahren untersucht. Hierbei werden Anomalien der niederfrequenten atmosphärischen Zirkulation in mittleren Breiten mit in die Analyse einbezogen. Verschiedene Untersuchungen zeigen Verbindungen zwischen ENSO und dem europäischen Klimasystem auf (siehe Review-Artikel: Fraedrich 1994). Die Komposite-Analysen von Fraedrich et al. (1993) legen den Schluß nahe, daß die Wirkung von ENSO auf Europa wesentlich von der nichtlinearen Wellendynamik (stationäre und wandernde Wellen) in mittleren Breiten bestimmt wird. Neuere Untersuchungen von May und Bengtsson (1998) unterstützen diese These.

Der niederfrequente Klimavariabilität wird durch die bekannten Telekonnexionen (Pacific North America, Western Pacific, North Atlantic Oscillation, East Atlantic Oscillation; Barnston and Livezey, 1987) charakterisiert. Stationsmeldungen von Druck, Temperatur und Niederschlag (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) und ein Katalog der Großwetterlagen Europas nach Hess und Brezowski (1977) liefern die Datenbasis für das europäische Klima.

Die ultralangen Wellenkomponenten der großräumigen atmosphärischen Zirkulationsanomalien im Nordpazifik (PNA und WP) können entsprechend ihrer Phasenneigung Energie aus den Tropen in mittlere Breiten transportieren (Nakamura et al., 1987). Beide Muster zusammen können den größten Teil der atmosphärischen Antwort auf ENSO im Pazifischen Raum erklären, wobei die Charakteristik der Antwort von den Zirkulationsbedingungen über dem Eurasischen Kontinent zu Beginn des Winters abhängen (Kodera, 1997). Im Nordatlantik führt eine negative Anomalie von EA bei anomal warmem tropischen Pazifik (El Nino) zu einer deutlichen Abkühlung über Europa mit einem Schwerpunkt südlich der Ostsee. Bei positiven Anomalien von EA und NAO und einem warmen tropischen Pazifik kommt es zu einer großräumigen Erwärmung über Europa. Ähnlich wie die atmosphärische Antwort auf ENSO im pazifischen Raum scheint auch die Wirkung auf den atlantischen Raum von den im Frühwinter vorherrschenden großräumigen Zirkulationsmustern abzuhängen. EA und PNA liegen im Bereich des Strahlstromendes und können durch barotrope Instabilität verstärkt werden (Nakamura et al., 1987). Für die Aufrechterhaltung von WP und NAO scheinen eher die synoptischen Störungen bedeutsam zu sein (Lau und Holopainen, 1984). Variationen der baroklinen Aktivität im Nordpazifik und damit gekoppelt Veränderungen des Strahlstroms und der baroklinen Wellen im Bereich des Nordatlantik können die dort vorhandenen niederfrequenten Moden amplifizieren.

## Literatur

**Barnston, A.G. und R.E. Livezey, 1987:** Classification, seasonality, and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.

**Fraedrich, K., C. Bantzer und U. Burkhardt, 1993:** Winter climate anomalies in Europe and their associated circulation at 500hPa. *Climate Dyn.*, 8, 161-175.

**Fraedrich, K., 1994:** An ENSO impact on Europe? An review. *Tellus*, 46A, 541-552.

**Hess, P. und Brezowsky, 1977:** Katalog der Großwetterlagen. *Ber. Dtsch. Wetterdienst, Offenbach*, 113, Bd. 15, 39pp.

**Kodera, 1997:** Consideration of the origin of the different midlatitude atmospheric responses among El Nino events. Submitted to *J. Meteor. Soc. Japan*.

**Lau, N.-C. und E.O. Holopainen, 1984:** Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *J. Atmos. Sci.*, 41, 313-328.

**May, W. und L. Bengtsson, 1998:** The signature of ENSO in the midlatitude high-frequency variability. Submitted to *Meteorology and Atmospheric Physics*.

**Nakamura, H., M. Tanaka und J.M. Wallace, 1987:** Horizontal structure and energetics of Northern Hemispheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3377-3391.

# Variabilität der Nordatlantik-Oszillation im Zeitraum 1881-1995

H. Mächel und A. Kapala

Meteorologische Institut  
Rheinische Friedrich-Wilhelms Universität  
53121 Bonn

## 1. Einleitung

In der Diskussion über globale Klimaänderungen spielt die Diagnose der langjährigen Variabilität der atmosphärischen Zirkulation eine wichtige Rolle. Seit der Entdeckung und Definition der atmosphärischen Aktionszentren durch Teisserenc de Bort (1881) sind unzählige Studien veröffentlicht worden, die sich mit verschiedenen Aspekten der atmosphärischen Zirkulation im nordatlantisch-europäischen Raum auf unterschiedlichen Zeitskalen befaßten. Das Phänomen der Nordatlantik-Oszillation (NAO) als Druckschaukel zwischen Azorenhoch und Islandtief wurden in den Pionierarbeiten von Walker (1923), Defant (1924) und Walker & Bliss (1932) beschrieben. In letzter Zeit ist in Klimastudien der Variabilität der NAO und ihrem Einfluß auf das regionale und globale Klima wieder mehr Aufmerksamkeit geschenkt worden.

In dieser Arbeit wird das Verhalten der atmosphärischen Aktionszentren, Azorenhoch AH und Islandtief IT, gekennzeichnet durch Kerndruck, geographische Länge und Breite, in Hinblick auf die interannuelle Variabilität und Langzeit-Trends sowie der Einfluß der Variabilität der NAO auf das regionale Klima untersucht.

## 2. Charakteristik des Langzeit-Verhaltens von Azorenhochs und Islandtiefs

Im langjährigen Mittel (1881-1995) liegt das IT im Winter bei 59°N und im Sommer bei 62°N, das AH bei 33°N im Winter und 34,5°N im Sommer, die Streuung um den Mittelwert ist jedoch erheblich. Von Jahr zu Jahr oder in mehrjährigen Abständen (ohne Regelmäßigkeit) verlagern sich die beiden Zentren weiter nach Norden oder Süden. So lag das IT z. B. in den Wintern der 1960er Jahre deutlich nach Süden, in denen der 1990er Jahre dagegen nach Norden verschoben. Die Schwankungen der meridionalen Lage des IT und AH sind im Winter erheblich stärker ausgeprägt als im Sommer, ebenso ihr Kerndruck. Beide Zentren haben die Neigung sich gleichzeitig zu verlagern, wobei eine nördlichere Position mit einer Druckabnahme im IT (Intensivierung) und einem Druckanstieg im AH (Intensivierung) verbunden ist, bei einer südlicheren Position ist eine Abschwächung in beiden Zentren zu beobachten.

Mit einem Kerndruck von fast 995 hPa (Mittel 1881-1995) ist das Islandtief im Winter deutlich intensiver als im Sommer (ca. 1006 hPa), während sich die mittlere Intensität des Azorenhochs zwischen Winter und Sommer kaum ändert (ca. 1025 hPa). Der Wechsel der Intensität beider Zentren zwischen stark und schwach scheint sich auf einer Zeitskala von mehreren Jahren zu vollziehen, wobei hierbei keine signifikanten Perioden feststellbar sind. Das IT war beispielsweise in den Wintern der späten 1980er und frühen 1990er Jahre besonders intensiv (mit niedrigem Kerndruck), ähnlich wie in einigen Jahren Anfang des 20. Jh. Eine überdurchschnittlich hohe Intensität zeichnete auch das AH in den Wintern der Periode 1910-1935 aus.

## 3. Variabilität der Atlantik-Oszillation

Die NAO wird durch eine negative Korrelation zwischen dem Kerndruck von AH und IT charakterisiert (Walker 1923). Wie die Korrelation zwischen dem Kerndruck des AH und dem Bodendruckfeld im atlantisch-europäischen Raum zeigt, ist die NAO vor allem ein Phänomen der winterlichen Zirkulation. Die Schwankungen des Kerndrucks und der geographischen Position von AH und IT bestimmen die Intensität der NAO, die hier als Druckdifferenz zwischen den Kernen von AH und IT definiert ist (NAO-Index). Die Zeitreihen dieser Druckdifferenzen zeigen (Abb. 1), daß das Wintermittel der Periode 1881-1995 mit 30 hPa viel höher ist als das Sommermittel (19 hPa) und somit die NAO im Winter viel intensiver ist.

Der Wechsel zwischen hoher und geringer Intensität der NAO vollzieht sich auf einer Zeitskala von 2-5 Jahren, wobei diese kurzfristigen Schwankungen von längerfristigen, in Abständen von 20-30 Jahren unregelmäßig auftretenden, überlagert werden. Aufgrund dieser langfristigen Schwankungen ist kein eindeutiger Trend erkennbar, der auf eine nachhaltige Änderung der Zirkulation im atlantisch-europäischen Raum in der betrachteten Periode 1881-1995 hinweisen würde. Die Intensität der NAO in den Wintern der späten 1980er und frühen 1990er Jahren wich kaum von der in den Wintern der 1920er und 1930er Jahren ab.



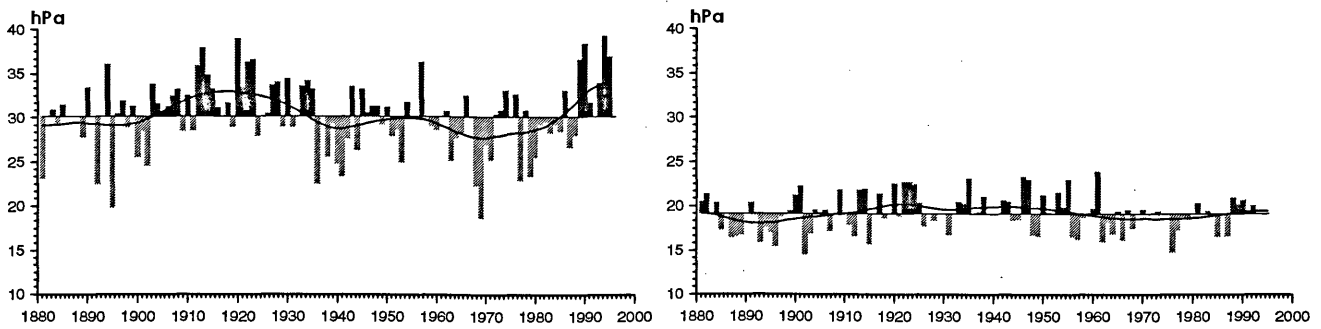


Abb. 1: Druckdifferenz zwischen Azorenhoch und Islandtief; Winter (Dezember-März; links) und Sommer (Juni-September; rechts); Abweichung vom Mittel 1881-1995; Linie: 30-Punkte Gaußfilter

#### 4. Einfluß der NAO auf regionale Klimaanomalien im Winter

Der Einfluß der NAO auf das regionale Klima wurde anhand von Korrelationen zwischen der Zeitreihe des NAO-Indexes und den Anomaliefeldern verschiedener Parameter für die Periode 1951-1993 an jedem Gitterpunkt im Gebiet  $80^{\circ}\text{N}-0^{\circ}$  und  $90^{\circ}\text{W}-30^{\circ}\text{E}$  untersucht. Das räumliche Muster dieser Korrelationskoeffizienten weist eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte 'Vierteilung' auf: Zwei Bereiche mit positiven Korrelationskoeffizienten, verteilt über dem südwestlichen und nordöstlichen Nordatlantik, und zwei Bereiche mit negativen Korrelationskoeffizienten, die sich entsprechend auf den nordwestlichen und südöstlichen Nordatlantik konzentrieren. Diese Anordnung der Korrelationsmuster ist sowohl für die positiven Zusammenhänge zwischen der Intensität der NAO und den einzelnen Klimaelementen als auch der Klimaelemente untereinander charakteristisch. Diese Verteilung gilt beispielsweise für die Wasser- und Lufttemperatur sowie die spezifische Feuchte ( $q_a$ ). Ein Muster mit umgekehrtem Vorzeichen ist für die Differenz zwischen Wasser- und Lufttemperatur ( $T_s - T_a$ ), das Sättigungsdefizit ( $q_s - q_a$ ), sensible ( $H$ ) und latente Wärme ( $LE$ ) erkennbar. Eine Ausnahme bildet die Windgeschwindigkeit ( $V_s$ ), wo positive Korrelationskoeffizienten im Bereich der Westwindzone und des Nordostpassats auf eine Verstärkung der Strömung bei intensiver NAO hinweisen.

In Gebieten, in denen bei einer intensiveren NAO die Wasser- und Lufttemperatur beispielsweise positive Anomalien aufweisen, steigen der Feuchtegehalt der Luft (spezifische Feuchte  $q_a$ ) und der Niederschlag ( $RR$ ) an, während das Sättigungsdefizit ( $q_s - q_a$ ) abnimmt. Bemerkenswert ist, daß die Schwankungen in der Intensität der NAO ihre Wirkung bis zum tropischen Atlantik zeigen.

#### 5. Extreme NAO-Moden

Ein Vergleich der Winter mit stark und schwach entwickelter NAO ('high' und 'low' Index) zeigt relevante Unterschiede in der räumlichen Verteilung des bodennahen Luftdrucks, die von anomalen Mustern der Windgeschwindigkeit und Windrichtung, Wasser- und Lufttemperatur und der Feuchte begleitet werden.

Bei einer 'starken' NAO führt der niedrigere Druck im IT zur Verstärkung der Strömung auf dessen Vorder- und Rückseite, wodurch kältere Luft von Norden über Nordostamerika und den Nordwestatlantik geführt wird. Damit verbunden sind relativ kalte Winter in Nordostamerika und eine Abkühlung des Nordostatlantiks (zusätzlich durch die höhere Verdunstung). Die verstärkte West- bzw. Südwestströmung über dem östlichen Atlantik hat hier eine Erwärmung der Wasseroberfläche sowie relativ warme und sturmreiche Winter in Europa zur Folge, die von einem schwachen sibirischen Hoch begleitet werden. Eine solche Situation war in den Wintern der späten 1980er und frühen 1990er Jahre vorherrschend, während in den Wintern 1995/96 und 1996/97 sich ein Umschwung zu einer schwächeren NAO ankündigte.

Bei einer 'schwachen' NAO ist ein weitgehend umgekehrtes räumliches Temperaturmuster und eine Abschwächung der vorherrschenden Windströmungen zu beobachten.

#### Literatur

- Mächel H. O. 1995: Zeitlich-räumliche Variabilität der "Aktionszentren" der bodennahen Zirkulation über dem Atlantik im Zeitraum 1881-1989. In: Bonner Meteorol. Abhandl., 44, p. 188.  
 Mächel H., Kapala A., Flohn H. 1998: Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *Int. J. Climatology*, 18, 1-22.  
 Kapala A., Mächel H., Flohn H. 1998: Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part II: Associations with regional climate anomalies. *Int. J. Climatology*, 18, 23-36.

# Telekonnektionen der troposphärischen Geopotentialvariabilität des südlichen Afrikas

Andreas Philipp

Geogr. Inst. Universität Würzburg

## 1. Einleitung

Die Niederschlagsvariabilität des südhemisphärischen Afrikas wird u.a. von zwei zirkulationsdynamischen Erscheinungen maßgeblich gesteuert: der Bildung von aussertropischen Höhenträgen im Longitudinalbereich des südlichen Afrikas sowie der Stärke und Ausdehnung der Antizyklone im südlichen Indischen Ozean. Mit Geopotentialdatensätzen des 'Global Reanalysis Projekt' von NCEP/NCAR (globales 2,5° Gitternetz, 1958 bis 1997) werden Telekonnektionen v.a. dieser Druckgebilde für den Südsommer (November bis März) in Pentadenauflösung untersucht. Durch die Verwendung der troposphärischen Niveaus 1000, 850, 500, 300 und 200 hPa soll dabei die Vertikalstruktur der Kopplungen erfaßt werden.

## 2. Methode

Zur Lokalisierung von Zentren hoher Fernkopplungsstärke wird zunächst ein von WALLACE & GUTZLER (1981) beschriebenes Verfahren eingesetzt. Dabei dient als Telekonnektivitätsmaß der maximal negative Korrelationskoeffizient eines jeden Gitterpunktes aus der Gesamtheit der bivariaten homogenen Korrelationen mit allen gegebenen Gitterpunkten. Stark negative Korrelationen befinden sich - aufgrund der räumlichen Dimension von Druckgebilden - per se erst in größerer Entfernung zum Bezugspunkt, so daß hier grundsätzlich von Telekonnektionen gesprochen werden kann.

Um neben den als 'seesaws' bezeichneten Negativkopplungen auch positiv gerichtete Variabilitätsübereinstimmungen zu erfassen, wird ein Verfahren entwickelt, das gewährleistet, die durch räumliche Autokorrelation hervorgerufene positive Basiskorrelation im Umfeld des Bezugspunktes ('bullseye') bei der Suche nach stark positiven Fernkopplungen auszuschließen. Eine dazu entwickelte räumliche Filtertechnik, welche bereits mit Erfolg im nordatlantisch-europäischen Raum eingesetzt werden konnte und beiderseits des Äquators ab 30°Süd bzw. 30°Nord zuverlässig arbeitet, stößt bei den Korrelationsmustern der Tropen auf Probleme, die sich aus der außerordentlich weiten Zonalerstreckung der positiv korrelierten Bereiche um den jeweiligen Bezugspunkt ergeben. So fassen beispielsweise zentralafrikanische Gitterpunkte im 850 hPa-Niveau ein stark positives ( $r > +0.6$ ) Basiskorrelationsgebiet vom Zentralatlantik bis Indonesien ein (in der hohen Troposphäre bei 300 hPa schließt sich ein globales äquatoriales Band mit  $r > +0.7$ ), während das typische 'bullseye' im Bereich der Sub- und Aussertropen (vgl. Abb. 2 & 4) einen Durchmesser von nur wenigen Tausend Kilometern einnimmt. Hier soll eine Weiterentwicklung des Verfahrens die Trennung des Effektes der Basiskorrelation von Fernkopplungserscheinungen ermöglichen.

Nach der räumlichen Bestimmung von Zentren hoher Telekonnektivität werden die zugrundeliegenden Fernkopplungen mit Hilfe von Isokorrelatenkarten, Anomaliekompositen sowie T-modaler PCA der Anomalieereignisse weiter analysiert. Zur Verifikation der Ergebnisse werden alternative Korrelationsmethoden (z.B. 'Prewhitening') und verschiedene Signifikanztests eingesetzt, sowie nicht zuletzt identifizierte Kopplungen auf sinnhafte physikalische Grundlagen geprüft.

## 3. Ergebnisse

Die Telekonnektivitätskarte (maximal negative Koeffizienten) des 850 hPa-Niveaus in Abb. 1 läßt im Bereich des südlichen Afrikas ein relativ starkes Fernkopplungszentrum vor der Südostküste bei 40°S/40°E erkennen. Hier besteht eine Kopplung von  $r = -0,41$  (Signifikanz mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit ab  $\pm 0,1$ ) zu einem an der antarktischen Küste (70°S/15°E) gelegenen Zentrum (Abb. 2). Der markante Keil vom Zentrum nach Südafrika hinein wird, wie aus Anomaliekompositen hervorgeht, sowohl durch einen typischen Hochdruckkeil bei positiven Geopotentialanomalien als auch eine Tiefdruckrinne im Negativanomaliefall erzeugt. Äquivalente

meridional gerichtete Kopplungstypen mit der Südperipherie der subpolaren Tiefdruckzone sind entlang des 40. südlichen Breitengrades im Westatlantik, Ostindik sowie auf der Länge Neuseelands ausgebildet. Diese nehmen im Gegensatz zum Südwestindik-Zentrum in der mittleren und hohen Troposphäre allgemein an Intensität zu.

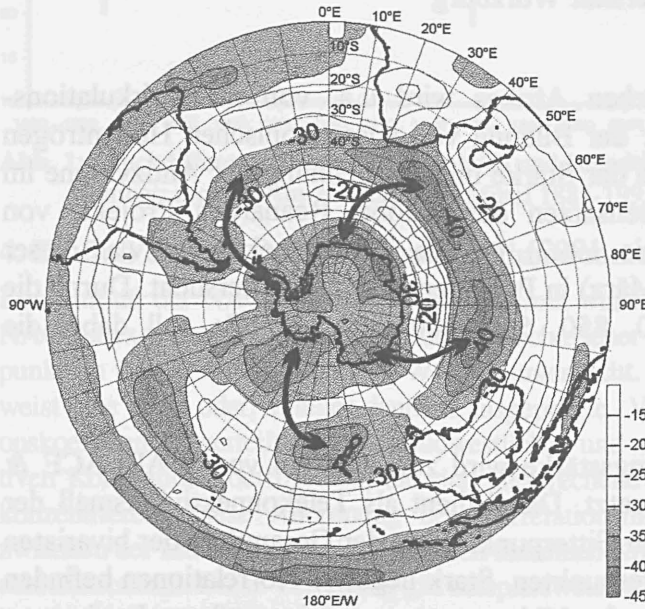


Abb. 1: negative Telekonnektivität (x100) 850hPa

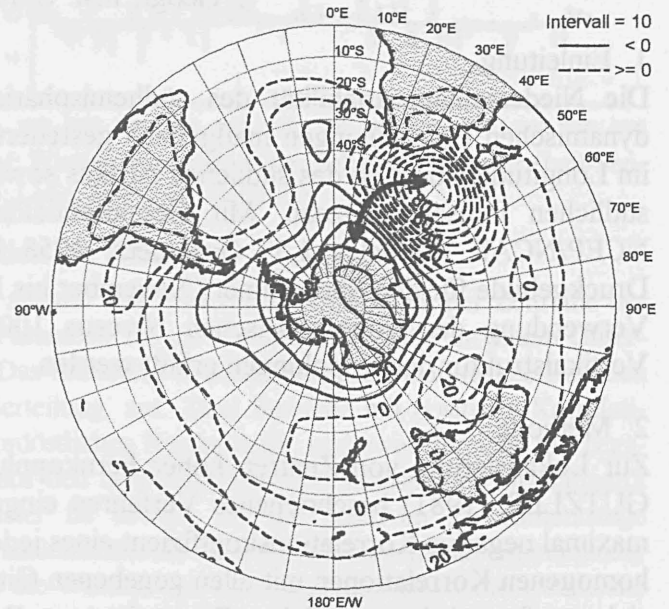


Abb. 2: Isokorrelaten (x100) für 40°S/40°E 850 hPa

Die ab 30°Süd funktionstaugliche Karte positiver Telekonnektivität im 300 hPa-Niveau (Abb. 3) weist maximale Fernkorrelationswerte von ca. +0,4 auf. Die beiden dominanten Zentren (40°S/15°W und 40°S/70°E) setzen sich bis ins 1000 hPa-Niveau durch und konstituieren eine zonal gerichtete Positivkopplung beider Zentren untereinander (Abb. 4). Die Mechanismen dieser Kopplungen werden neben den innertropischen Telekonnektionen eingehend untersucht. Geplant ist die erweiterte Anwendung der Methode auf verschiedene Zeitskalenkonfigurationen und Variablen.

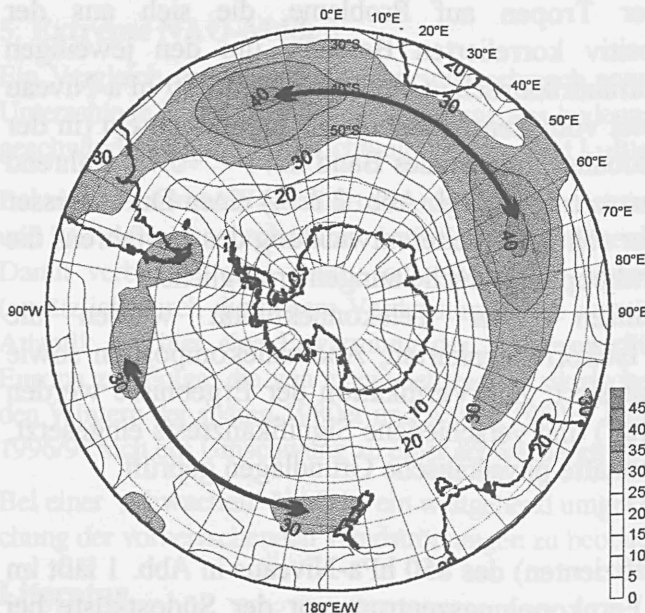


Abb. 3: positive Telekonnektivität (x100) 300hPa

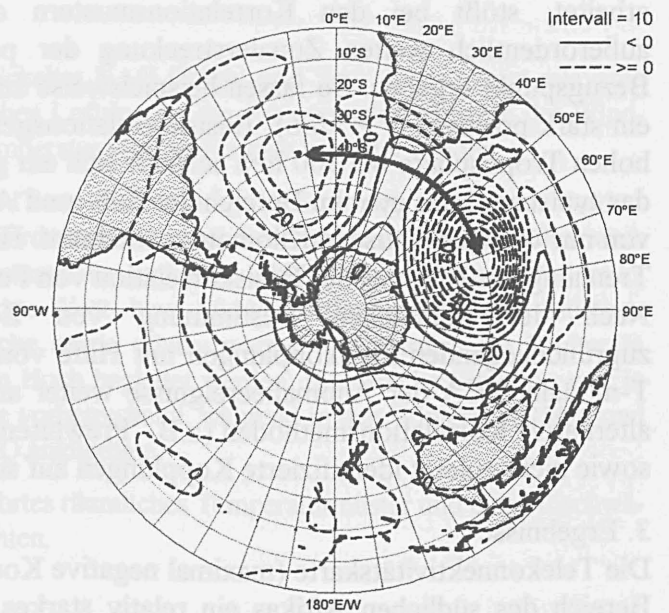


Abb. 4: Isokorrelaten (x100) für 40°S/70°E 300 hPa

#### Literatur

WALLACE, J.M. & D.S. GUTZLER (1981): Teleconnections in the Geopotential Height Field during Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109, S. 784-812

# Eine Systematik der zeitlich und regional differenzierenden Trendanalyse klimatologischer Zeitreihen Mitteleuropas

J. Rapp und C.-D. Schönwiese

Institut für Meteorologie und Geophysik  
J.W.Goethe-Universität  
60054 Frankfurt/Main

## 1. Einleitung

Ziel der Trendanalyse auf der Grundlage klimatologischer Zeitreihen ist es, zu verlässlichen Aussagen über die zeitliche Entwicklung der betrachteten Klimaelemente zu gelangen. Zu diesem Zweck müssen geeignete statistische Methoden angewendet werden; denn eine Trendanalyse ist nur dann sinnvoll, wenn die Qualität der Datenbasis gewährleistet ist, um trendverfälschende Einflüsse zu vermeiden oder wenigstens zu minimieren. Aus dieser Anforderung ergibt sich eine Hierarchie von Analyseschritten (Datenbasis → Qualitätskontrolle → Repräsentanzanalyse → Homogenitätsanalyse → Trendanalyse → Feldanalyse der Trends → Interpretation; Rapp & Schönwiese, 1996), in der die Trendanalyse als maßgeblicher Teil „eingebettet“ ist.

## 2. Voraussetzungen für die Durchführung einer Trendanalyse

Bevor jedoch eine Trendanalyse durchgeführt werden kann, müssen einige grundlegende Festlegungen zur „Dimension“ der Trendanalyse, zur „Art“ des Trends und zum Untersuchungsintervall festgelegt sein.

In der Regel beschränkt sich die Analyse auf ein Klimaelement. Doch ist es oft sinnvoll, die Trendanalyse durch die Untersuchung der Korrelation von Trends verschiedener Klimaelemente untereinander oder mit anderen statistischen Größen (wie dem Mittelwert oder der Standardabweichung) des gleichen oder eines anderen Klimaelements zu ergänzen. Selbst nicht-klimatologische Parameter (zum Beispiel die Seehöhe oder die Exposition der Beobachtungsstation) sind hier zu nennen. Eine solche „multiple Trendanalyse“ ermöglicht Aussagen über Zusammenhänge oder mögliche Ursachen einer Klimaveränderung. Beispielsweise treten in Mitteleuropa im Winterhalbjahr Niederschlags- und Lufttemperaturtrends zirkulationsbedingt gleichsinnig, im Sommerhalbjahr demgegenüber gegengerichtet auf (Abb. 1). Dies korrespondiert mit der jahreszeitlichen Häufigkeit bestimmter Großwetterlagen.

Die Art des Trends wird durch die optimale Anpassung einer einfachen mathematischen Funktion (linear, exponentiell, usw.) an die Zeitreihe bestimmt. Diese Anpassung ist optimal, wenn die Residuen, also die Differenzen zwischen den Zeitreihenwerten und der angepassten Kurve, normalverteilt sind. Eine andere Möglichkeit der Berechnung eines Trends ist der Vergleich der Mittelwerte zweier Zeitreihenhälften (ggf. auch anderer Subintervalle). Im Fall monatlicher Lufttemperatur- und Niederschlagszeitreihen in Mitteleuropa beträgt diese Mittelwertdifferenz etwas mehr als die Hälfte des linearen Trendbetrages.

Die Wahl des Untersuchungsintervalls ist zwar prinzipiell frei, doch schränkt das Vorhandensein qualitativ guter Daten für möglichst viele Beobachtungsstationen die Länge der Zeitreihe deutlich ein.

## 3. Elemente der Trendanalyse

Die immer wieder anzutreffende Angabe eines einzigen Zahlenwertes für den Trend (Richtung und Betrag) reicht nicht aus, um eine Klimaänderung sicher zu belegen. Vielmehr müssen hierfür Signifikanz und Repräsentanz der untersuchten Variation überprüft werden.

Die Signifikanz gibt an, inwieweit der Trend über die in Klimazeitreihen grundsätzlich vorhandene Hintergrundvariabilität hinausragt, also kurz, wie sicher er ist. Im Fall des linearen Trends wird die Signifikanz durch den Mann-Kendall-Test, bei normalverteilten Daten auch durch das Trend-Rauschverhältnis bestimmt (Rapp & Schönwiese, 1996). Im Fall eines Mittelwertvergleichs stellt der t-Test ein geeignetes Verfahren zur Prüfung der Signifikanz dar.

Unter der zeitlichen Repräsentanz wiederum ist die Veränderlichkeit des Trendbetrages zu verstehen, falls der Analysezeitraum sukzessive variiert (verschoben, verkürzt oder verlängert) wird. Verändert sich dabei die statistische Signifikanz des Trends oder kehrt sich gar ihr Vorzeichen um, ist der für das gewählte Untersuchungsintervall gefundene Trend unsicher. Durch die Variation des Untersuchungszeitraums erhält man somit einen Eindruck von der zeitlichen Stabilität eines Trends (Rapp, 1997).

Zu dieser zeitlichen tritt die Problematik der räumlichen Repräsentanz. Denn abhängig vom analysierten Klimaelement, von der geographischen und topographischen Lage, von der Jahreszeit u.a.m. ist das Ergebnis der Trendanalyse einer Beobachtungsstation nicht ohne weiteres auf die Umgebung übertragbar. Jedoch ist der Trend eines Klimaelementes, zumindest in Mitteleuropa, für eine größere Fläche repräsentativ, als der Mittelwert oder die Varianz. So tritt im Winter zwischen 1961 und 1990 flächendeckend sowohl eine Zunahme

der Gesamtniederschlagshöhe in Westdeutschland, als auch eine zunehmende Häufung von Starkniederschlagsereignissen im Südwesten Deutschlands (Sanchez et al., 1997) auf, während gleichzeitig Mittelwert und Standardabweichung der Niederschlagshöhe regional viel stärker variieren (Abb. 2).

#### 4. „Trendmonitoring“ als Komponente der operationellen Klimaüberwachung

Die permanente, zum Beispiel monatliche Neuberechnung des Trends für entsprechend aktualisierte Klimazeitreihen kann als „Trendmonitoring“ bezeichnet werden. Eine Klimaentwicklung ist allerdings nicht schon dann relevant, wenn sie gewisse Signifikanzlevels überschritten hat, sondern wenn sie auch für eine bestimmte Zeit signifikant bleibt und zudem flächendeckend auftritt, das heißt, wenn der Trend zeitlich und räumlich repräsentativ ist. Zusammen mit geeignet vorgegebenen kritischen Grenzwerten für Betrag, Signifikanz und Repräsentanz stellt das „Trendmonitoring“ ein einfaches und zugleich praktikables Modell zur operationellen Klimaüberwachung dar.

##### Literatur

Rapp J. (1997): Zur zeitlichen und räumlichen Repräsentanz klimatologischer Trends. In: Annalen der Meteorologie, 4. Deutsche Klimatagung 1.-3. Oktober 1997 in Frankfurt/Main, 34, 39-40.

Rapp J., Schönwiese C.-D. (1996): Atlas der Niederschlags- und Temperaturtrends in Deutschland 1891-1990. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie B, Band 5, 2. Auflage.

Sanchez S., Rapp J., Schönwiese C.-D. (1997): Statistische Untersuchung langfristiger Veränderungen des Niederschlages in Baden-Württemberg. Handbuch Wasser 2, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg [Hrsg.], Karlsruhe.

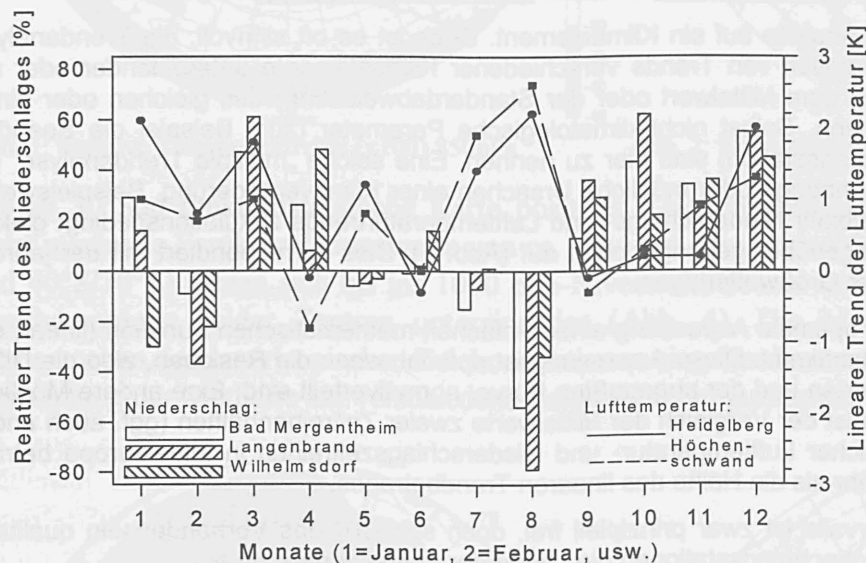


Abb.1: Jahresgang des linearen Trends von Niederschlag und Lufttemperatur, 1955-1994, an ausgewählten Stationen Baden-Württembergs. Darstellung hier ohne Signifikanz und Repräsentanz der Trends.

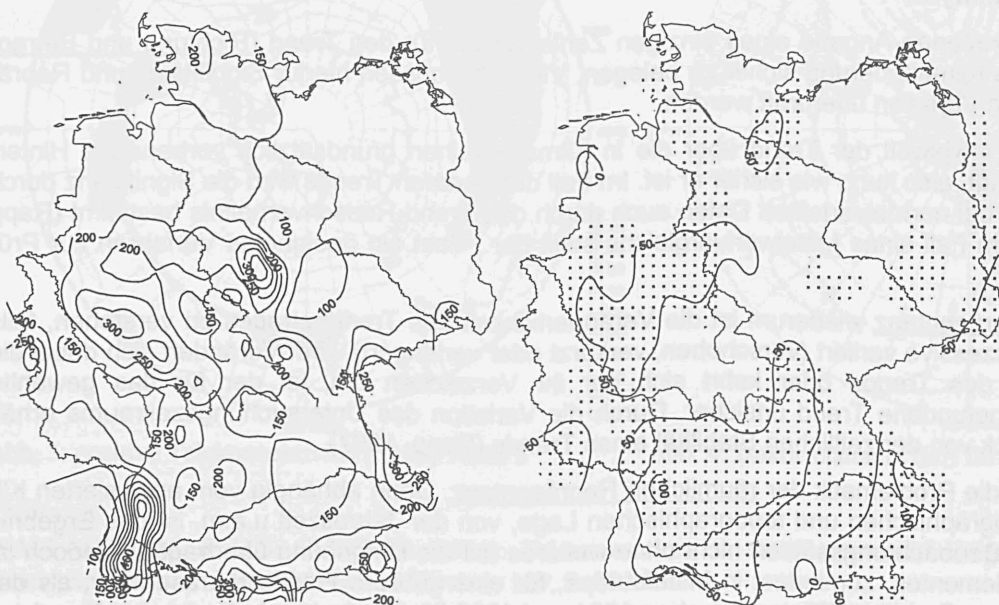


Abb.2: Verteilung von Mittelwert (links) und linearem Trend (rechts) des Niederschlages [mm] in Deutschland, Winter 1961-1990, mit signifikanten Gebieten (gestert). Isolinenabstand jeweils 50 mm.

# Globale Klimadiagnose - erste Resultate des GSN Monitoring Centre for Precipitation -

S. Rösner

Deutscher Wetterdienst  
Deutsches GCOS-Sekretariat  
Kaiserleistraße 42  
63067 Offenbach

## Hintergrund

Die Teilnehmer der Zweiten Weltklimakonferenz (1990, Genf) forderten angesichts der zunehmenden Meldungen über Klimakatastrophen den Aufbau eines Globalen Klimaüberwachungssystems (*Global Climate Observing System*, GCOS). Dieses wurde 1992 gemeinsam von WMO, IOC der UNESCO, UNEP und ICSU eingerichtet

Die Entwicklung des GCOS wird von einem *Joint Scientific and Technical Committee* (JSCT) geleitet, dem ein *Joint Planning Office* (JPO) zur Seite gestellt ist. Ferner wurden 5 ständige Gremien eingerichtet. Einige dieser Gremien erarbeiten Vorgaben sowohl für GCOS als auch für das *Global Ocean Observing System* (GOOS) und das *Global Terrestrial Observing System* (GTOS). GTOS, GOOS und GCOS zusammen werden häufig auch als G3OS bezeichnet.

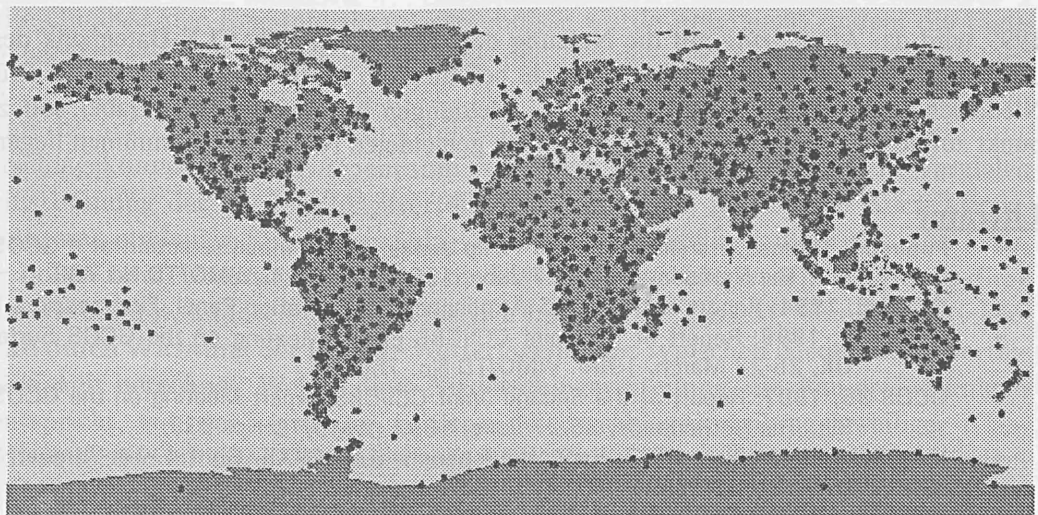
In Deutschland wurden nationale Sekretariate für GCOS beim DWD in Offenbach und GOOS bei der BSH in Hamburg eingerichtet. Für GTOS existiert bisher keine nationale Kontaktstelle.

## Das GCOS Surface Network (GSN)

Um langfristig die Überwachung klimatologischer Parameter -insbesondere Temperatur und Luftdruck- auf globaler Ebene zu sichern, wurde von den WMO-Kommissionen für Klimatologie (CCI) und Basissysteme (CBS) eine gemeinsame Expertengruppe gegründet, mit der Aufgabe, ein globales Netzwerk von Referenzstationen für bodennahe Beobachtungen mit einer räumlichen Dichte von einer Station pro 250,000 km<sup>2</sup> zusammenzustellen (GCOS-6, 1994; GCOS-26, 1996).

Aus global 8,653 Stationen wurden mit Hilfe eines EDV-gestützten Bewertungsschemas (Peterson et al., 1997) ca. 1000 Stationen für das *GCOS Surface Network* (GSN) ausgewählt (GCOS-26, 1996). Kriterien für die Bewertung ("Score") waren unter anderem Länge der Aufzeichnungen, Homogenität der Daten, Verfügbarkeit der Meldungen 1995 und Bevölkerungsdichte in der Stationsumgebung. Der max. Score beträgt 100. Von allen GSN-Stationen wird erwartet, daß sie ihre CLIMAT-Meldungen über das GTS verbreiten.

Die offizielle Liste der GSN-Stationen wird voraussichtlich im Herbst 1998 verabschiedet. Die Abbildung (Quelle: JPO für GCOS) zeigt die räumliche Verteilung der ausgewählten Stationen. Aus Deutschland wurden die DWD-Stationen Hamburg-Fuhlsbüttel, Lindenberg



und Hohenpeissenberg ausgewählt. Hinzu kommt noch die vom AWI in der Antarktis betriebene Station Neumayer (s. Tabelle).

WMO-Nr.	Name	Breite	Länge	Höhe	"Score" (max. 100)	Startjahr
10147	HAMBURG FUHLBUETTEL	53,38	9,59	11	85,4	1891
10393	LINDENBERG	52,13	14,07	104	84	1951
10962	HOHENPEISSENBERG	47,48	11,01	977	88,2	1781
89002	NEUMAYER	-70,4	-8,15	50	49,3	1981

Tabelle: Die deutschen Stationen im GSN. Startjahr bezeichnet das Jahr ab dem Daten auf EDV verfügbar sind.

### Das GSN Monitoring Centre for Precipitation (GSN MC PRECIP)

Die Überwachung (*Monitoring*) des operationellen Betriebes des GSN sowie der Qualität der CLIMAT-Meldungen der GSN-Stationen liefern wichtige Basisinformationen für die Klimaüberwachung (GCOS-35, 1997). Sinnvollerweise sollte diese Aufgabe an einem Datenzentrum durchgeführt werden, das direkten Zugang zum GTS hat und sich bereits mit der Überwachung von CLIMAT-Meldungen beschäftigt. Daher boten auf der 12. Sitzung der WMO-Kommission für Klimatologie (CCI) im August 1998 die Wetterdienste Japans und Deutschlands an, jeweils ein *Monitoring Centre* (MC) für das GSN einzurichten (Vent-Schmidt, 1997). Da der DWD bereits das *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) betreibt, wird sich das MC des DWD bei der Qualitätsüberwachung auf die Niederschlagsparameter konzentrieren. Die im GPCC gesammelten Erfahrungen fließen insbesondere in die Qualitätsprüfung der Niederschlagsdaten ein (siehe auch Poster von Fuchs et al.: Monitoring der globalen Niederschlagsverteilung im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie).

Die Vorarbeiten für den Beginn der Überwachung des Eingangs der CLIMAT-Meldungen der GSN-Stationen haben im April 1998 begonnen. Das GSN\_MC\_PRECIP plant, ab 1999 pro Halbjahr einen Bericht an die WMO zu erstellen, der die Güte der Meldungen der GSN-Stationen darlegt. Auszüge der *Monitoring-Produkte* sollen auch im Klimainformationssystem (<http://www.dwd.de/research/kli/>) des DWD auf dem *World Wide Web* vorgestellt werden. Auf monatlicher Basis sind statistische Aussagen geplant über:

- Die Zahl der GSN-Stationen, die über GTS melden: die Erfahrungen im DWD zeigen, daß es vor allem in Afrika Länder gibt, die das GTS nicht nutzen (können). Die Überwachung des Eingangs aller CLIMAT-Stationen (2213) für den Monat März ergab, daß bis 30.4. 75% der Meldungen dieser Stationen vorlagen (einschl. Luftpost). Über das Jahr betrachtet, muß allerdings mit monatlich stark schwankenden Eingangszahlen gerechnet werden.
- die verwendeten CLIMAT-Codes: obwohl der neue CLIMAT-Code schon längere Zeit offiziell eingeführt ist, wird von einigen Ländern noch der alte Code verwendet, z.T. wechselweise.
- die Vollständigkeit der gemeldeten Parameter: hierbei geht es darum darzustellen, welche Parameter von welchen GSN-Stationen verbreitet werden, und wie verlässlich die Verbreitung ist.
- das Datum des Eingangs der Meldungen: diese Art der Darstellung macht den Zeitpunkt transparent, ab dem die Meldungen erwartet werden können.

1999 wird das *Monitoring* auf die Nutzung der relationalen ORACLE-Datenbank des DWD (MIRAKEL) umgestellt, die sich derzeit noch im Aufbau befindet. Ab Mitte 1999 wird auch die Prüfung der Qualität der Niederschlagsparameter in den CLIMAT-Meldungen hinzugenommen. Dabei soll zunächst der Schwerpunkt auf der Qualitätskontrolle der monatlich gemeldeten Niederschlagssummen liegen.

### Literatur

- Peterson, Thomas, Harald Daan, and Philip Jones, 1997: Initial selection of a GCOS Surface Network. De Bilt, The Netherlands, 25-27 June, 1997. GCOS-34, WMO/TD No.799
- GCOS-6, 1994: Report of the GCOS Atmospheric Observation Panel. First session. WMO/TD No. 640
- GCOS-26, 1996: Report of the Joint CCI/CBS Expert Meeting on the GCOS Surface Network. Norwich, UK, 25-27 March, 1996. WMO/TD No. 766.
- GCOS-35, 1997: Report of the Second Joint CCI/CBS Expert Meeting on the GCOS Surface Network. De Bilt, The Netherlands, 25-27 June, 1997. WMO/TD No. 839.
- Vent-Schmidt, Volker, 1997: Rapporteursbericht zur CCI-XII, Genf 4.-14. August 1997, in WMO/TD No. 870.

## Statistisch-dynamische Regionalisierung sommerlicher Niederschläge im Alpenraum

Sept, V., Heimann, D., Fuentes, U., Torres, G.  
DLR Institut für Physik der Atmosphäre  
Oberpfaffenhofen  
D-82234 Weßling

Diese Studie präsentiert eine neue Version des statistisch-dynamischen Regionalisierungsverfahrens (SDR), das zur Abschätzung regionaler Klimaänderungen auf der Grundlage von Ergebnissen globaler Klimasimulationen eingesetzt wird. Im Vergleich zu empirisch-statistischen Methoden bietet diese Regionalisierungstechnik die Möglichkeit, regionale Modifikationen der großräumigen physikalischen Felder mit feiner Auflösung zu simulieren. Dasselbe Ziel kann zwar auch mit Hilfe der dynamischen oder Nestungsmethoden erreicht werden, wegen des viel größeren Rechenaufwands allerdings nur auf eine sehr „teure“ Weise. Die neue Version des SDRs beruht auf einer Klassifikation der typischen Großwetterlagen unter Berücksichtigung ihrer zeitlichen Entwicklung und verwendet instationäre regionale Modellsimulationen über mehrtägige Episoden. Die Klassifikation der großräumigen Wetterlagen erfolgt durch Clusteranalyse der Ergebnisse globaler Klimasimulationen. Regionale Modellsimulationen werden für die typischen Vertreter der jeweiligen Wetterlagenklassen durchgeführt und mit den räumlich inhomogenen und zeitabhängigen dreidimensionalen Feldern meteorologischer Parameter angetrieben. Durch Wichtung der Simulationsergebnisse mit jeweiligen Klassenhäufigkeiten werden regionale Klimatologien meteorologischer Parametern im Alpenraum hergestellt.

In dieser Studie wurde die neue Version des SDRs getestet, indem die Methode zur Regionalisierung sommerlicher Niederschläge im Alpenraum im heutigen Klima (1981-1992) verwendet wurde. Als Datengrundlage dienten dabei tägliche großräumige ECMWF-Analysen. Die Validierung des Verfahrens erfolgte durch den Vergleich zwischen der regionalisierten und der beobachteten [Frei und Schär, 1997] Niederschlagsklimatologie im Alpenraum. Der Vergleich zeigte (Abb. 1), daß die räumliche Verteilung der Niederschlagsstrukturen im Untersuchungsgebiet mit Hilfe der Regionalisierungstechnik ziemlich gut wiedergegeben werden kann. Quantitativ läßt sich diese Aussage durch die hohe räumliche Korrelation (Korrelationskoeffizient beträgt 0.73) zwischen den beobachteten und simulierten Niederschlagsverteilungen belegen. Allerdings werden die absoluten Niederschlagswerte in manchen Gebieten (hauptsächlich südlich des Alpenbogens) deutlich überschätzt.

Die Abweichungen zwischen den simulierten und den beobachteten Niederschlagsmengen sind verfahrensbedingt durch zwei Fehlerquellen zu erklären. Zum ersten ist es die Güte der Klasseneinteilung, die sowohl von der Eignung der klassifizierten großräumigen Felder für die Fragestellung als auch von der Anzahl der definierten Wetterlagenklassen sowie der Episodenlängen abhängt. Der Einfluß dieser Fehlerquelle auf die Qualität der Regionalisierungsergebnisse wurde untersucht, indem die täglichen Niederschlagsbeobachtungen, die den typischen Episoden der definierten Klassen entsprechen, als „perfekte“ Simulationsergebnisse betrachtet wurden. Zur Überprüfung der Qualität der Klasseneinteilung wurden dann die aufgrund dieser Daten gebildete klimatologische Niederschlagsverteilung mit der realen Niederschlagsklimatologie im Alpenraum verglichen. Man stellt bei diesem Vergleich eine sehr gute Übereinstimmung der Niederschlagsverteilungen mit einem räumlichen Korrelationskoeffizient von 0.93 fest, was eindeutig für die gewählte Wetterlagenklassifikation spricht. Die leichte Überschätzung der hohen bzw. Unterschätzung der niedrigen Niederschlagsraten, die durch diese Klasseneinteilung zustande kommt, könnte folgende Ursachen haben: Die „perfekt“ simulierte Niederschlagsklimatologie wird durch Wichtung der für jede Wetterlagenklasse typischen Niederschlagsverteilung mit jeweiliger Häufigkeit berechnet. Weicht diese Niederschlagsverteilung, die dem großräumigen typischen Vertreter entspricht, von der regionalen mittleren Niederschlagsverteilung jeweiliger Klasse stark ab, so trägt diese Klasse zu einer Überschätzung bzw. Unterschätzung des klimatologischen Mittels mit dem Gewicht der entsprechenden Häufigkeit bei.





# Anthropogene Veränderungen der Zyklonenzugbahnen über dem Nordatlantik

Richard Blender, Martina Schubert und Klaus Fraedrich  
 Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg, blender@dkrz.de

Zusammenfassung des Beitrags zur DMG-Tagung, 14.-18.9.1998 in Leipzig

Der Einfluß einer CO<sub>2</sub>-induzierten Klimaänderung auf den nordatlantischen Stormtrack und auf die Zyklonenzugbahnen in den Wintermonaten (DJF) wird in Zeitscheiben-Experimenten mit ECHAM3 (T42/L19) analysiert (Schubert et al., 1998; Perlwitz, 1997). Die SST- und die Meereisrandbedingungen für diese Experimente wurden einem transienten Szenario-A Lauf des ECHAM1/LSG zu den Zeitpunkten entnommen, an denen die CO<sub>2</sub>-Konzentration den gegenwärtigen Wert 1×CO<sub>2</sub> (Kontroll-Lauf), 2×CO<sub>2</sub> und 3×CO<sub>2</sub> betrug. Mit einem Zyklonensuchprogramm werden die Tiefdrucksysteme als relative Minima des 1000hPa-Geopotentialfeldes (z1000) definiert und zu Zugbahnen verbunden.

Die Eulersche Analyse des Stromtracks auf der Basis der 500hPa-Geopotentialvarianz und die Lagrangesche Analyse der Zyklonentrajektorien in den drei Klimäläufen werden diskutiert und miteinander verglichen. Der Kontroll-Lauf zeigt eine zufriedenstellende Übereinstimmung mit Beobachtungen. Im 2×CO<sub>2</sub>-Experiment verlagert sich der Stormtrack ostwärts, die Zyklonendichte dagegen nordostwärts. Im 3×CO<sub>2</sub>-Experiment zeigt der Stormtrack eine südostwärtige Verlagerung, die Zyklonendichte eine nordwärtige. Dagegen weist z1000 auf die anthropogene Verlagerung der Zyklonenzugbahnen in polnahen Breiten hin.

Gradient	Control	2×CO <sub>2</sub>	3×CO <sub>2</sub>
<100	1.42	1.16	1.33
100-200	4.64	4.85	4.88
200-300	4.47	4.57	4.49
>300	1.62	1.49	1.37
Total	12.15	12.07	12.07

Tabelle 1: Änderung der Zyklonenhäufigkeiten mit unterschiedlicher Intensität in der Szenarienrechnung.

Die Änderung der Intensitäten der Zyklonen wird durch die Klassifikation des z1000-Umgebungs-Gradienten bestimmt. In Tab. 1 sind die mittleren monatlichen Zyklonenzahlen in den drei Experimenten für verschiedene Gradienten (Einheit m/1000km) klassifiziert. Nur

die sehr schwachen und sehr starken Zyklonen nehmen ab, mittelstarke Zyklonen nehmen zu. Die Variabilität der Zyklonenzugbahnen wird durch eine Cluster-Analyse ihrer relativen Trajektorien bestimmt, bei der die ersten drei Tage der Bahnen (mit einem Mindestalter von drei Tagen) betrachtet werden (Blender et al., 1997). Die relativen Zyklonenbahnen werden in nordostwärts und zonal gerichtete sowie stationäre gruppiert. Diese Analyse liefert eine Methode zur Abschätzung der Modellqualität und zum Auffinden der Änderungen der Trajektorien in den verschiedenen Klimaten.

	ECMWF	Control	2×CO <sub>2</sub>	3×CO <sub>2</sub>
NE	4.26	4.48	4.75	4.49
ZO	3.36	3.12	3.08	3.09
ST	4.40	4.55	4.24	4.49
Tot	12.02	12.15	12.07	12.07

Tabelle 2: Änderung der Richtungshäufigkeit der Zyklonen in der Szenarienrechnung

Die Tab. 2 zeigt die monatlichen Besetzungszahlen der drei Richtungen (NE=nordöstlich, ZO=zonal, ST=stationär) für ECMWF Beobachtungen (1990-94) und die drei Experimente. Im 2×CO<sub>2</sub> (aber nicht im 3×CO<sub>2</sub>) Lauf nimmt die Besetzungszahl der nordostwärts wandernden Zyklonen zu.

## Literatur:

Blender, R., K. Fraedrich, and F. Lunkeit, 1997: Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **123**, 727-741.

Perlwitz, J., 1997: Zeitscheibenexperimente mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell T42-ECHAM3 für eine verdoppelte und verdreifachte CO<sub>2</sub>-Konzentration unter besonderer Beachtung der Änderungen der nordhemisphärischen troposphärischen Dynamik, Dissertation, Universität Hamburg.

Schubert, M., J. Perlwitz, R. Blender, K. Fraedrich, and F. Lunkeit, 1998: North Atlantic cyclones in CO<sub>2</sub>-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. *Climate Dynamics*, im Druck.



## Übersicht über das CRISTA Experiment

K.U.Grossmann und D.Offermann  
Fachbereich Physik  
Bergische Universität Gesamthochschule Wuppertal  
42097 Wuppertal

CRISTA (Cryogene Infrarot Spektrometer und Teleskope für die Atmosphäre) ist ein Gerät, das mittels der Methode der Horizontsondierung im mittleren und fernen Infrarot aus einer Erdumlaufbahn die Verteilung von Spurengasen in der mittleren Atmosphäre (zwischen etwa 10 km und 180 km Höhe) vermisst. Um auch kleinskalige Strukturen in den Spurengasen erkennen zu können, ist CRISTA für eine hohe räumliche Auflösung sowohl in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung optimiert worden. Eine hohe horizontale Meßdichte wird durch Verwendung von drei Teleskopen mit nachgeschalteten Spektrometern erzielt, die, um jeweils  $18^\circ$  gegeneinander geneigt, simultan die Atmosphäre sondieren. Um gleichzeitig schnell messen zu können, ist die gesamte Optik von CRISTA einschließlich der Nachweisdetektoren auf Temperaturen zwischen 2,5 K und 13 K gekühlt. Zur weiteren Erhöhung der Meßgeschwindigkeit ist das spektrale Auflösungsvermögen der Spektrometer klein gehalten und es wird mit bis zu 8 Detektoren in jedem Spektrometer parallel gemessen. Die resultierende Meßgeschwindigkeit erlaubt die Aufnahme eines kompletten Höhenprofils aller mit CRISTA meßbaren Gase in weniger als 1 Minute. Zusammen mit der dreifachen Teleskopanordnung ergibt sich so ein horizontales Meßnetz von  $<500 \text{ km} \times 600 \text{ km}$ . Diese Auflösung kann für spezielle Untersuchungen noch wesentlich verbessert werden (z.B. durch Einschränkung des Höhenbereichs oder der globalen Überdeckung). An jedem Meßtag werden etwa 5500 Höhenprofile aufgenommen. Die vertikale Auflösung der Messungen liegt infolge der Horizontsondierungsmethode bei etwa 2-3 km. Eine detaillierte Beschreibung von CRISTA wurde von Offermann und Grossmann (1996) gegeben.

Der erste Flug von CRISTA erfolgte zusammen mit ATLAS-3 (Kaye and Miller, 1996) im Rahmen der Space Shuttle Mission STS-66 im November 1994. CRISTA wurde, eingebaut in den freifliegenden Satelliten ASTRO-SPAS, am 3.11.1994 in eine 300 km Umlaufbahn mit  $57^\circ$  Inklination gestartet und vermaß die Atmosphäre während der etwa 8 Tage dauernden Freiflugphase nach dem Aussetzen aus dem Shuttle. Nach dem Wiedereinfangen des Satelliten wurde CRISTA unbeschädigt zum Boden zurückgebracht. Der zweite Start von CRISTA fand am 7.8.1997 mit dem Shuttle Discovery (STS-85) statt. Auch in dieser Mission wurde eine Meßzeit von rund 8 Tagen bei gleicher Bahngeometrie erreicht.

Der wesentliche Unterschied zum ersten Flug lag in der erheblich verbesserten Manövrierfähigkeit des ASTRO-SPAS Satelliten. Der Satellit kann nunmehr unter Beibehaltung der Ausrichtung auf den lokalen Horizont um die lokale Vertikale geschwenkt werden. Mittels dieser Schwenkfähigkeit konnte die geographische Überdeckung der CRISTA Meßpunkte auf den Bereich  $74^\circ\text{S}$  bis  $74^\circ\text{N}$  ausgedehnt werden, wodurch Teile des antarktischen Vortex der Messung zugänglich wurden. Die Auswertung der Flugdaten der ersten Mission (CRISTA-1) ist noch nicht abgeschlossen. Die Daten zeigen jedoch, daß die Atmosphäre im November 1994 sehr stark strukturiert war. Insbesondere wurden mehrere Strömungsbänder ("Streamer") in verschiedenen Spurengasen registriert (Offermann et al., 1998), die zudem zeitlich sehr variabel sind. Diese Strömungen tragen erheblich zum meridionalen Transport der Spurengase bei (Chen et al., 1994). Die Auswertung der CRISTA-2 Daten ist noch in einer sehr frühen Phase. Eine erste und vorläufige Bestimmung der Ozonmischungsverhältnisse in einer Höhe von 30 km am Tage 222/223 ist in Abbildung 1 dargestellt. Die Meßdaten sind mit einem 900 km Filter geglättet. Generell sieht man hohe Mischungsverhältnisse von über 8 ppmv in tropischen und subtropischen Breiten und niedrige Werte von 4 - 5 ppmv zu den Polen hin. In zentraler Richtung ist auf der Nordhemisphäre (Sommerhemisphäre) die Ozonverteilung relativ gleichmäßig und nur wenige schwache Strukturen

sind erkennbar, wohingegen auf der Winterhemisphäre erneut Strömungsbänder und andere lokale Strukturen auftreten. Ein Band von Luft mit erhöhtem Mischungsverhältnis erstreckt sich vom tropischen mittleren Pazifik über Feuerland bis hin zu niedrigen Breiten westlich von Südafrika. Der südliche Bereich Afrikas ist der Ausgangspunkt eines weiteren Bandes, das in südöstlicher Richtung verläuft. Das letztere Band war an diesem Tag im Aufbau begriffen. Es erreichte seine volle Stärke und Ausdehnung (bis über 70°S) zwei Tage später, während das Band bei Südamerika sich nur geringfügig änderte. Beide Strukturen bewegten sich innerhalb von drei Tagen um etwa 20° in östlicher Richtung.

Die Ergebnisse beider CRISTA Flüge zeigen, daß stratosphärische Spurengase horizontal sehr strukturiert sein können. Diese Strukturen können photochemisch nicht erklärt werden und haben eindeutig dynamischen Ursprung (Kouker et al., 1998). Die gezeigten Strömungsbänder bewirken einen meridionalen Transport von Spurengasen über sehr weite Breitenbereiche. Die Strukturen sind nur dann nachweisbar, wenn ein Meßgerät wie CRISTA eingesetzt wird, das innerhalb eines Tages eine globale Meßpunktüberdeckung mit einem Punkteabstand von 500 x 500 km oder besser aufnehmen kann.

CRISTA wurde gefördert mit Mitteln der DARA GmbH / DLR, Bonn, und des MWF, Düsseldorf.

#### Literatur:

1. Chen, P., J. R. Holton, A. O'Neill, and R. Swinbank, *J. Atmos. Sci.*, 51, 3006, 1994
2. Kaye, J. A. and T. L. Miller, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 2285, 1996
3. Kouker, W., D. Offermann, V. Küll, R. Ruhnke, T. Reddman, and A. Franzen, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1998
4. Offermann, D., and K. U. Grossmann, *Phys. Bl.*, 52, 133, 1996
5. Offermann, D., K. U. Grossmann, P. Barthol, P. Knieling, M. Riese, and R. Trant, submitted to *J. Geophys. Res.*, 1998

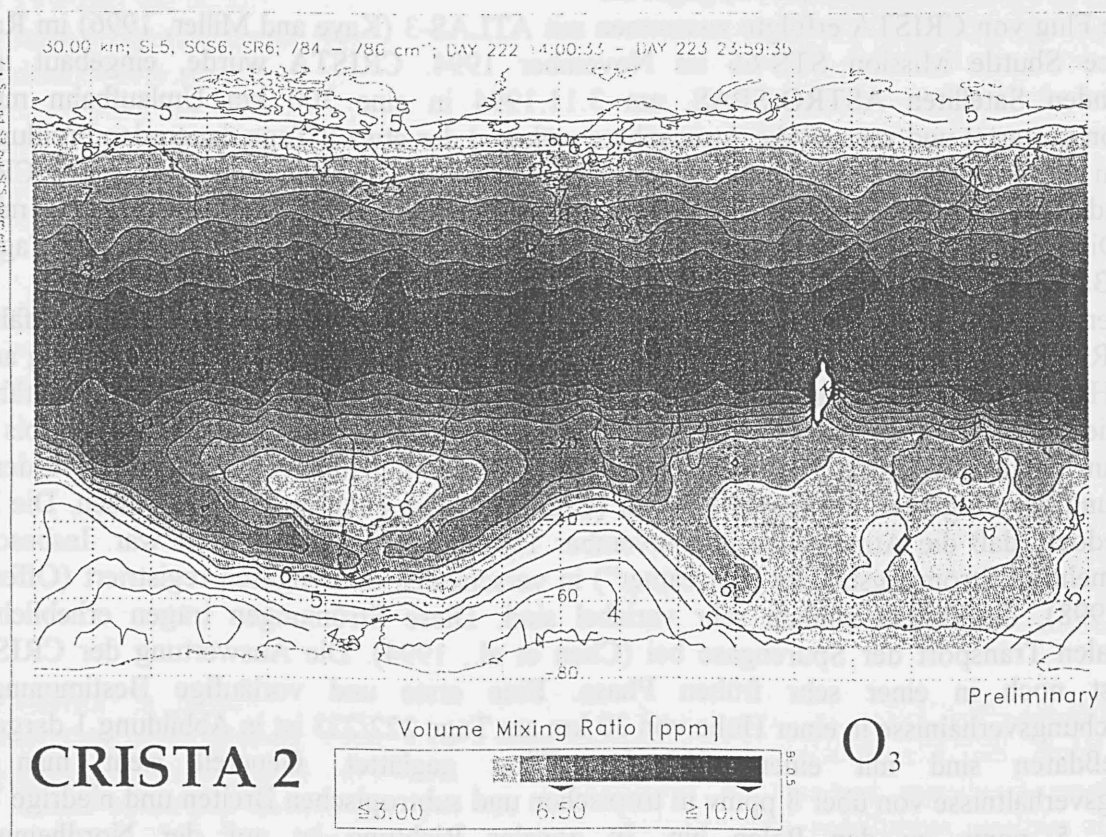


Abb. 1 : Ozonmischungsverhältnisse am Tag 222/223 1997. Einzelheiten siehe Text.

# Streamer, beobachtet mit CRISTA und modelliert mit KASIMA

Wolfgang Kouker

Dirk Offermann

Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Forschungszentrum Karlsruhe  
Postfach 3640  
76021 Karlsruhe

Fachbereich Physik  
Universität Wuppertal  
Gausstr. 20  
42097 Wuppertal

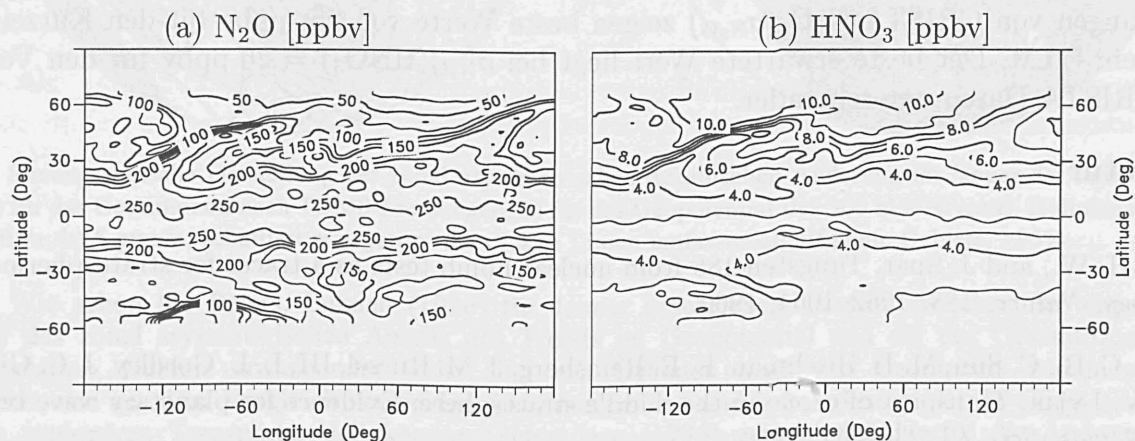
**Einführung:** Erste Anzeichen für eine Transportbarriere in der Stratosphäre zwischen den Tropen und mittleren Breiten lieferten Beobachtungen der Ausbreitungen radioaktiver Wolken von Atombombentests in der Atmosphäre [Feely and Spar, 1960]. Satellitenbeobachtungen [Leovy et al., 1985] und Modellrechnungen [z. B. Norton, 1994] zeigen schmale Zungen (Streamer), die von den Tropen ostwärts in mittlere Breiten zeigen und auf Transportprozesse hindeuten.

Am 3. November 1994 startete das Space Shuttle Atlantis mit dem „Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere“ (CRISTA). CRISTA liefert hochaufgelöste Daten stratosphärischer Spurenstoffe in Raum und Zeit für die Messdauer einiger Tage.

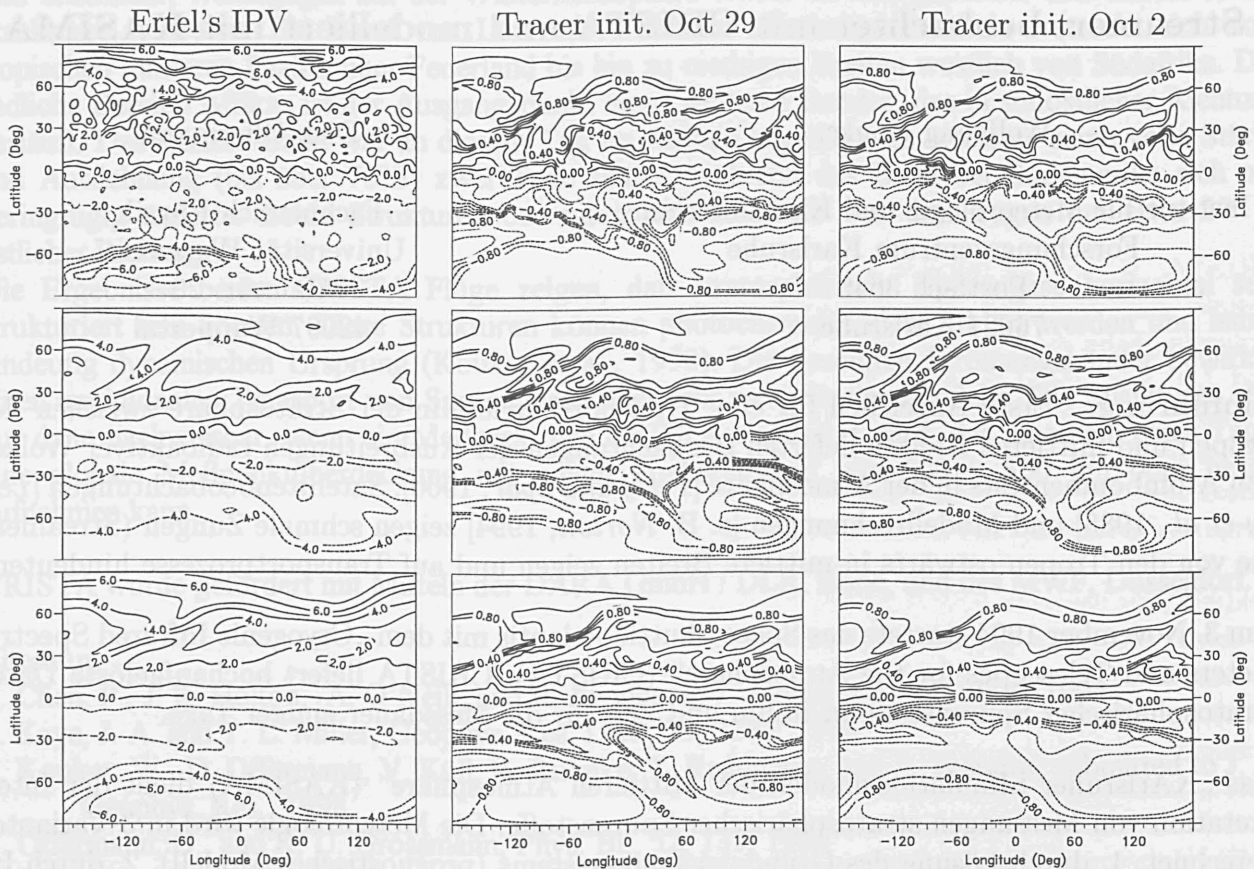
Das „Karlsruher Simulationsmodell der Mittleren Atmosphäre“ (KASIMA) dient der Interpretation von Messungen stratosphärischer Spurenstoffe. Die Meteorologie wird in 3 Varianten berechnet: 1. durch Lösung des Grundgleichungssystems (prognostisches Modell), 2. durch Interpolation von ECMWF-Analysen auf die Modellstruktur (diagnostisches CTM) und 3. durch Kombinieren von 1 und 2: die mit 1 berechnete Temperatur wird an die Analysen von 2 angepasst (engl. nudged).

Für diese Studie werden Strukturen eines Modelltracers, initialisiert am 2. und 29. Oktober mit zonalen Mitteln, am 6. November mit den  $\text{HNO}_3$ - und  $\text{N}_2\text{O}$  Messungen von CRISTA verglichen.

**Ergebnisse:** CRISTA Daten (Abbildung 1) zeigen am 6. November 3 schmale Streamer, die von den Tropen in mittlere Breiten zeigen und die sich durch tropische Werte von  $\text{HNO}_3$



**Abbildung 1:**  $\text{N}_2\text{O}$  und  $\text{HNO}_3$  Mischungsverhältnisse für den 6. November 1994, 27 km Höhe, Kalman gefilterte CRISTA Daten.



**Abbildung 2:** Ertel's potentielle vorticity, Tracer Mischungsverhältnisse für Initialisierungen am 29. und 2. Oktober für den 6. November 1994, isentrope Fläche  $\theta = 640\text{K}$ , diagnostisches CTM (oben), prognostisches Model (mittig), and nudged Model (unten)

und  $\text{N}_2\text{O}$  auszeichnen. Alle Modellversionen reproduzieren die Streamerstrukturen gut (Abbildung 2), wodurch gezeigt wird, daß sie durch Transportprozesse auf der Zeitskala von Tagen verursacht wurden. Korrelationskoeffizienten zwischen CRISTA und KASIMA Daten erreichen mit Werten von 0.6 für das nudged Modell und das CTM etwa 75% der Korrelation von CRISTA  $\text{HNO}_3$  und  $\text{N}_2\text{O}$  Daten. Entlang schmaler Bänder von KASIMA Daten gerechnete Standardabweichungen von CRISTA  $\text{N}_2\text{O}$  ( $\sigma_{\text{N}_2\text{O}}$ ) zeigen beste Werte von 25 ppbv für den Kurzeitracer mit dem CTM. Der beste erwartete Wert liegt bei  $\sigma_{\text{N}_2\text{O}}(\text{HNO}_3) = 20$  ppbv für den Vergleich der CRISTA Daten untereinander.

## Literatur

- Feely, H. W., and J. Spar, Tungsten-185 from nuclear bomb tests as a tracer for stratospheric meteorology, *Nature*, 188, 1062–1064, 1960.
- Leovy, C. B., C. Sun, M. H. Hitchman, E. E. Remsberg, J. M. Russel, III, L. L. Gordley, J. C. Gille, and L. V. Lyjak, Transport of ozone in the middle stratosphere: Evidence for planetary wave breaking, *J. Atmos. Sci.*, 42, 230–244, 1985.
- Norton, W., Breaking Rossby waves in a model stratosphere diagnosed by a vortex-following coordinate system and a technique for advecting material contours, *J. Atmos. Sci.*, 51, 654–673, 1994.

## Die saisonale Variabilität der dekadischen Änderung des Geopotentials und deren Einfluß auf die längenabhängige Ozonverteilung

G. Entzian, D. Peters, Institut für Atmosphärenphysik, Schloßstr. 6, 18225 Kühlungsborn  
entzian@iap-kborn.d400.de    peters@iap-kborn.de

Der bekannte langzeitige negative Trend im Gesamtozon (Stolarski u.a., 1991) ist in seiner längenabhängigen Verteilung durch dekadische Änderungen überlagert (Niu u.a., 1992), die regional mit unterschiedlicher Intensität und mit unterschiedlichem Vorzeichen wirken. D.h. an manchen Stellen wird der mittlere negative Trend verstärkt und an anderen Stellen wird er abgeschwächt. Nach unserer Vorstellung ist die Wirkung der vermuteten chemischen Ozonvernichtung wegen der nahezu zonal symmetrischen Verteilung der chemischen Agenzien in der Stratosphäre im wesentlichen im negativen Trend des zonal gemittelten Gesamtozons zu sehen. In der Abweichung des Trends vom zonalen Mittelwert, d.h. in seinem zonal asymmetrischen Anteil, spiegelt sich u. E. überwiegend die Wirkung dynamischer Prozesse wieder. Diese räumliche Struktur des Ozontrends auf der Nordhemisphäre in den Jahren 1979 - 1992 wird in dieser Arbeit untersucht.

Zur Analyse werden die Gesamtozonwerte des TOMS-Gerätes an Bord des Satelliten Nimbus 7 und als Parameter, der die Dynamik der oberen Tropo- und unteren Stratosphäre sehr gut repräsentiert, die Höhe des 300 hPa-Niveaus benutzt - beide Parameter jeweils als Abweichung vom zonalen Mittelwert. Abb. 1 zeigt am Beispiel des Januar die räumliche Struktur der zonal asymmetrischen Trendwerte an jedem Gitterpunkt, a) für das Ozon, b) für das Geopotential. Der zonal asymmetrische Anteil des Geopotentials zeigt in dem untersuchten Zeitraum tatsächlich eine signifikante systematische Änderung. Z.B. stieg das Geopotential im 300 hPa-Niveau über Europa um 15 gdam/Dekade an, während es sich über dem Atlantik und über Rußland um etwa den gleichen Betrag absenkte.

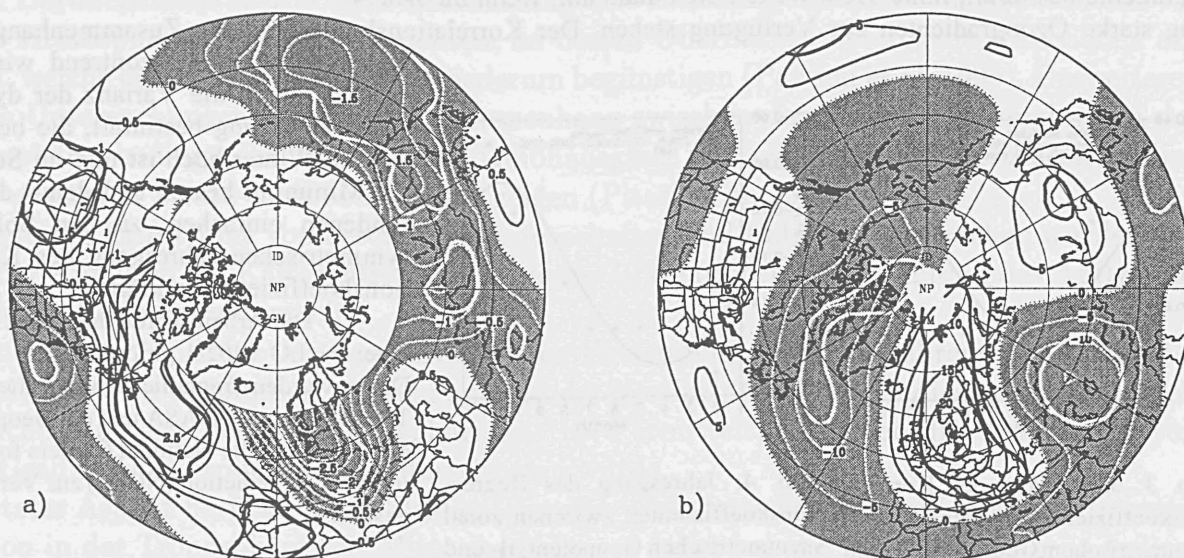


Abb. 1: Stereographische Darstellung der zonal asymmetrischen dekadischen Änderung im Januar der Jahre 1979 - 1992; a) für das Gesamtozon nach TOMS-Messungen, b) für das Geopotential des 300 hPa-Niveaus. Isolinienabstand: a) 0,5 DU/a; b) 5 gpm/a; schattiert = negativ; die dicken Linien umfassen signifikante Gebiete, >95%.

Wie schon bei Peters, Entzian (1996) für Januar beschrieben, besteht zwischen der räumlichen Struktur des zonal asymmetrischen Anteils des Trends im Geopotential und der des Gesamtozons eine Antikorrelation, Gebiete ansteigender Höhe sind mit Gebieten negativen Ozontrends verbunden und umgekehrt, wie aus dem Vergleich der beiden Abbildungen 1 a und b zu erkennen ist. In einem einfachen linearen stationären Transportmodell konnten Peters u.a. (1996) zeigen, daß hierfür die Änderung der horizontalen und vertikalen Advektion von Ozon durch ultra-lange Wellen in Frage kommt, daß also die wesentlichen Strukturen dieses Zusammenhangs dynamisch bedingt sind und daß die dominierenden Beiträge dazu aus dem Höhenbereich zwischen Troposphäre und Ozonschichtmaximum (ca. 22 km) kommen.

Abb. 2 zeigt in einem Muster-Korrelogramm, den Zusammenhang zwischen Ozon- und Geopotential-trend. Es ist die erwartete negative Korrelation an den 252 zur Verfügung stehenden Gitterpunktpaaren zu



sehen. Der Korrelationskoeffizient beträgt - 0,68. Nach Ermittlung der effektiv voneinander unabhängigen Wertepaare ( $N_{\text{eff}} = 88$ ), ist der Korrelationskoeffizient mit mehr als 99 % signifikant. Der zweite wichtige Parameter, der aus Abb. 2 abgelesen werden kann, ist der Regressionskoeffizient. Er erreicht im Januar den Wert von - 0,13 [(DU/a)/(gpm/a)].

Es ergibt sich die Frage, ob der hier für Januar gezeigte Zusammenhang von zonal asymmetrischem Ozon- und Geopotentialtrend nur im Winter zu finden ist, da sich die den Zusammenhang vermittelnden ultra-langen Wellen nur in dieser Jahreszeit in größere Höhen ausbreiten können (Charney, Drazin, 1961), oder ob ein ähnlicher Zusammenhang auch in den anderen Jahreszeiten besteht. Analysen, wie in Abb. 2 gezeigt, ergaben für alle Monate negative signifikante (> 99 %) Korrelationskoeffizienten mit hohen Werten im Sommer und kleineren Werten im Winter (Abb. 3), d.h. auch die relativ zum Winter kürzeren im Sommer vorherrschenden Wellen induzieren offensichtlich den Trend des zonal asymmetrischen Anteils des Geopotentials in die Ozonverteilung.

Abb. 4 zeigt den Regressionskoeffizienten für jeden Monat. Dieser Wert zeigt einen zu den Solstitionen unsymmetrischen Jahresgang, mit hohen (negativen) Werten im Frühjahr, ca. - 0,16 [(DU/a)/(gpm/a)], und geringen Werten im Herbst, ca. - 0,09 [(DU/a)/(gpm/a)].

Nach dem oben erwähnten Modell bestimmen der Meridionalgradient der zonal gemittelten Ozondichte die horizontale Advektion des Ozons und ihr Höhengradient die vertikale Advektion des Ozons. Beide Gradienten zeigen den vom Ozon bekannten unsymmetrischen Jahresgang mit hohen Ozondichten im Frühjahr und geringen im Herbst. D. h.: der zonal asymmetrische Ozontrend ist zwar in seiner räumlichen Struktur wesentlich durch den Trend im zonal asymmetrischen Geopotential bestimmt, die Wirksamkeit aber des Geopotentialtrends auf den zonal asymmetrischen Ozontrend ist wesentlich durch den Jahresgang der Ozondichte bestimmt, hohe Trendwerte treten dann auf, wenn im Jahresgang starke Ozongradienten zur Verfügung stehen. Der Korrelationskoeffizient des Zusammenhangs von

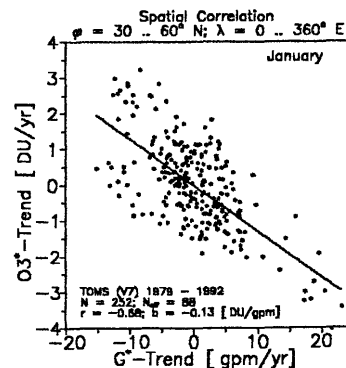


Abb. 2: Korrelogramm der Gitterpunktwerte der Abb. 1 a und b. \* = Abweichung vom zonalen Mittelwert.

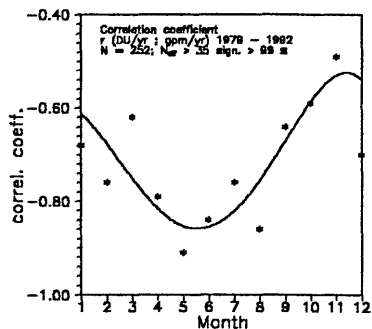


Abb. 3: Jahresgang des Korrelationskoeffizienten zwischen zonal asymmetrischem Geopotential- und Ozontrend

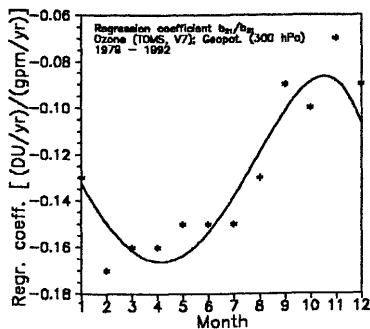


Abb. 4: Jahresgang des Regressionskoeffizienten zwischen zonal asymmetrischen Geopotential- und Ozontrend

Geopotential- und Ozontrend wird wesentlich durch die Varianz der dynamischen Anregung bestimmt, die bekanntlich im Winter hoch ist und im Sommer ein Minimum besitzt und damit den gefundenen einfachen, zu den Solstitionen symmetrischen Jahresgang des Korrelationskoeffizienten erklärt.

Die Arbeit wurde durch das BMBF unter 01 LO 9402/1 gefördert. Die TOMS-Daten wurden freundlicherweise durch das TOMS-Team der NASA und die Geopotentialdaten durch die National Centers for Environmental Prediction (NCEP) zur Verfügung gestellt.

Literatur:

Charney, J. G., P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.* **66**, 83 - 109.  
 Niu, X., J. E. Frederic, M. L. Stein, G. C. Tiao, 1992: Trends in column ozone based on TOMS data: dependence on month, latitude and longitude, *Journ. Geophys. Res.* **97**, D13, 14,661 - 14,669.  
 Peters D., G. Entzian, 1996: January ozone anomaly over the North Atlantic-European region: Longitude-dependent decadal change in the total ozone during 1979 - 1992, *Meteorol. Z.*, N. F. **5**, H. 1 41 - 44.  
 Peters D., G. Entzian, G. Schmitz, 1996: Ozone anomalies over the North Atlantic-European region during January 1979-1992 - linear modelling of horizontal and vertical ozone transport by ultra-long waves, *Beitr. Phys. Atmosph.* **69**, 4, 477 - 489.  
 Stolarski, R. S., P. Bloomfield, R. D. McPeters, 1991: Total ozone trends deduced from Nimbus 7 TOMS data, *Geophys. Res. Lett.* **18**, 6, 1015-1018.

# Eine Untersuchung von sehr kalten Perioden in der Stratosphäre der Nordhemisphäre im Winter unter Berücksichtigung der Nordatlantischen Oszillation

A. Piel, B. Naujokat, P. Braesicke, C. Marquardt

Institut für Meteorologie der FU Berlin, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin

Verschiedene Motivationen haben zur Untersuchung von sehr kalten Perioden in der Stratosphäre der Nordhemisphäre im Winter geführt und damit eine Bearbeitung dieser Thematik unter verschiedenen Aspekten veranlaßt.

Als Datengrundlage dienen die seit fast 40 Jahren am Institut für Meteorologie in Berlin angefertigten Analysen von geopotentieller Höhe und Temperatur für die Flächen 50, 30 und 10 hPa. Mit ihnen wurde die Häufigkeit des Auftretens von kalten Perioden für alle Winter von 1961/62 bis 1997/98 ermittelt. Insbesondere der seit Mitte der achtziger Jahre in hohen Breiten stattfindende Ozonabbau in der unteren Stratosphäre gibt Anlaß zu einer solchen Untersuchung, da er einen Einfluß auf den Strahlungshaushalt und eine entsprechende Wirkung auf das Temperaturverhalten in diesen Höhen vermuten läßt: Eine Ozonreduktion, in dem Maße, wie sie in den letzten Jahren stattgefunden hat, verursacht eine verminderte Strahlungsabsorption und kann damit zu einer Temperaturabnahme und entsprechend zu einer größeren Häufigkeit des Auftretens von kalten Perioden in der Stratosphäre führen (McCormack et al. 1994). Darüberhinaus würde diese Entwicklung eine Erhöhung des Entstehungspotentials für polare stratosphärische Wolken bedeuten, an dessen Oberflächen heterogene Reaktionen ablaufen, welche den Ozonabbauprozess wiederum begünstigen (Pawson et al. 1995). Desweiteren gibt es Untersuchungen, die einen Zusammenhang zwischen der Temperaturzunahme in der Troposphäre, bedingt durch vermehrte Treibhausgase, und negativen Temperaturanomalien in der gesamten Strato- und Mesosphäre zeigen (Pitari et al. 1992).

Zur weiteren Ermittlung von besonderen Eigenschaften und Entstehungsursachen wurden mit Hilfe der Analysen die Kältezentren und typische Zirkulationsmuster während des Auftretens von kalten Perioden untersucht.

Um auch einen Eindruck von den herrschenden Extremtemperaturen während der betrachteten Zeiträume zu bekommen, wurden anhand der Vertikalprofile von Radiosondenmessungen sämtliche Aufstiege der Nordhemisphäre seit 1974 ermittelt, bei denen die Temperatur von -90.0 Grad Celsius erreicht oder unterschritten wurde.

Ein letzter Aspekt berücksichtigt Studien, die eine veränderte nordhemisphärische Winterzirkulation in der Troposphäre seit Mitte der siebziger Jahre anhand von verschiedenen Indizes zeigen (Hurrell 1996) und eine Verbindung zur zonalen Windgeschwindigkeit in der unteren Stratosphäre herstellen (Baldwin et al. 1994). Mit Hilfe verschiedener Korrelationen von Analysen des geopotentiellen Höhenfeldes und der Temperatur der genannten Flächen mit einem Index für die Nordatlantische Oszillation (NAO) wird gezeigt, daß es einen Zusammenhang zwischen dem häufigeren Auftreten von kalten Perioden in der Stratosphäre und dem überwiegend positiven NAO-Index in den letzten 20 Jahren gibt.

In den Abbildungen 1 und 2 sind die Korrelationen zwischen dem NAO-Index und dem Temperaturfeld bzw. geopotentiellen Höhenfeld der Stratosphäre für den Monat Januar in 30 hPa dargestellt, wenn die kalten Perioden am häufigsten auftreten. Es ist ersichtlich, daß ein positiver NAO-Index (große Druckdifferenz zwischen Islandtief und Azorenhoch) mit negativen Temperaturanomalien im polnahen Bereich und einem stabileren stratosphärischen Winterwirbel verbunden ist.

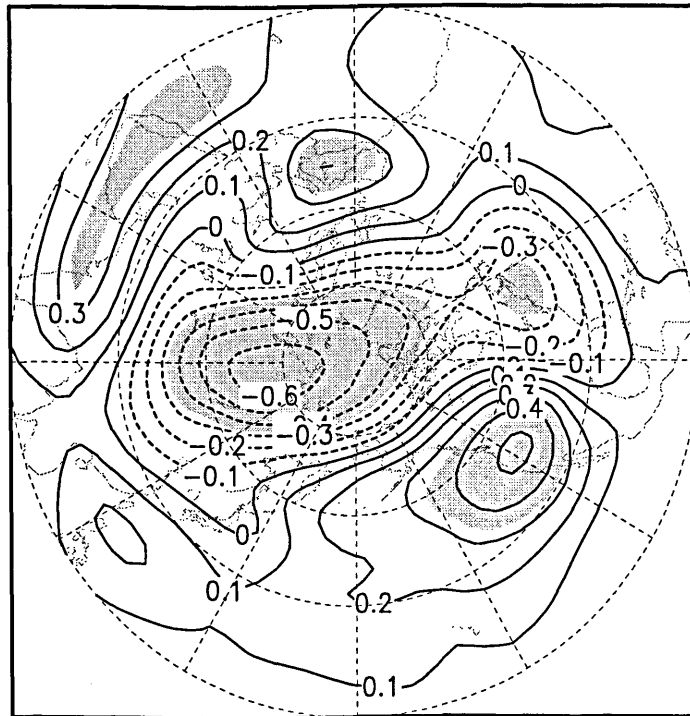


Abb 1. Korrelation der Monatsmittel der Temperatur in 30 hPa und des NAO-Index fuer Januar (1965-1997) in stereographischer Projektion von 10 bis 90 Grad Nord. Bereiche mit mehr als 95 % Signifikanz sind grau unterlegt.

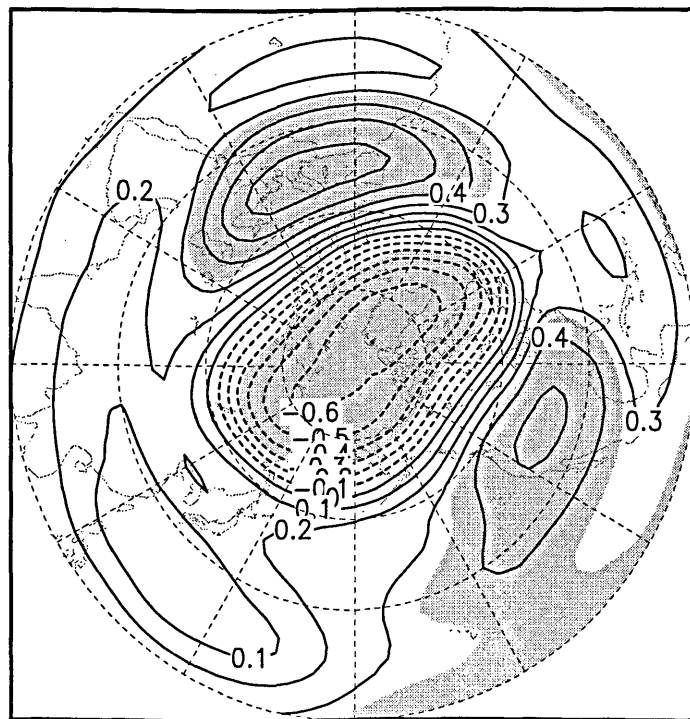


Abb 2. Korrelation der Monatsmittel der geopotentiellen Hoehe in 30 hPa und des NAO-Index fuer Januar (1965-1997) in stereographischer Projektion von 10 bis 90 Grad Nord. Bereiche mit mehr als 95 % Signifikanz sind grau unterlegt.

# Einfluß stratosphärischer Leewellen auf die Bildung polarer stratosphärischer Wolken (PSC)

F. Gelhardt, V. Schilling, D. Etling

Institut für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover  
Herrenhäuser Str. 2, D-30419 Hannover

## 1 Einleitung

Polare stratosphärische Wolken (PSC) spielen aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung eine wichtige Rolle beim Ozonabbau im polaren Stratosphärenwirbel. Bei der Entstehung von PSC kommt es nicht nur auf das Unterschreiten der Frostpunkte von Wasser und Salpetersäuretrihydrat (NAT) generell an, sondern wegen der unterschiedlichen Reaktionszeiten der beteiligten Stoffe auch auf die zeitliche Änderung der Temperatur entlang der Trajektorien einzelner Luftpakete. Die hierbei diskutierten Abkühlungs- und Erwärmungsraten von einigen Kelvin pro Stunde, die nicht durch großskalige Bewegungen in der unteren Stratosphäre bewirkt werden können, werden zunehmend mit Vertikalbewegungen von Luftpaketen entlang von Trajektorien in Schwerewellen in Verbindung gebracht (*Carshaw et al.*, 1998; *Leutbecher und Volkert*, 1996). Der klimatologische Einfluß dieser Wolken auf die stratosphärische Mikrophysik und Chemie hängt somit von der Häufigkeit und räumlichen Verteilung von Schwerewellen mit großer Amplitude in der unteren Stratosphäre ab. Die Untersuchungen zur Ausbildung mittlerer und maximaler Wellenamplituden in der unteren Stratosphäre und daraus abgeleiteter Abkühlungs- und Erwärmungsraten entlang von Trajektorien beschränken sich in unserem Beitrag auf Leewellen, da diese aufgrund ihrer Anregungsart räumlich am besten lokalisierbar sind.

## 2 Modell

Amplitude und horizontale Wellenlänge sich ausbildender Wellen werden mit Hilfe eines einfachen, linearen Modells für eine adiabatische, reibungsfreie und stationäre Strömung bestimmt. Mit einem Störungsansatz ergibt sich unter Vernachlässigung der Erdrotation für die Vertikalwindgeschwindigkeit  $w' = w^*(z) \exp(ikx + \frac{z}{2H})$

die Leewellengleichung

$$\frac{\partial^2 w^*}{\partial z^2} + (l^2(z) - k^2) w^* = 0 \quad (1)$$

mit der Höhe  $z$ , der horizontalen Wellenzahl  $k$ , der kompressiblen Skalenhöhe  $H$  und dem Scorerparameter

$$l^2(z) = \frac{N^2}{\bar{u}^2} - \frac{1}{\bar{u}} \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} - \frac{1}{H\bar{u}} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{1}{4H^2} \quad (2)$$

wobei  $\bar{u}$  die horizontale Windgeschwindigkeit und  $N$  die Brunt-Vaisalla-Frequenz ist.

Das Anströmprofil und damit der Scorerparameter werden aus ECMWF-Analysedaten (15 Niveaus zwischen 1000 hPa und 10 hPa) bestimmt. Die überströmte Topographie, charakterisiert durch Größen wie Höhe, horizontale Ausdehnung und Niveauunterschied, bildet den unteren Rand, während am oberen Rand eine Strahlungsrandbedingung angesetzt wird. Die Leewellengleichung für die vertikale Windgeschwindigkeit wird numerisch gelöst. Über die Polarisationsbeziehungen ergeben sich die übrigen meteorologischen Größen, aus denen sich dann mit Hilfe eines Partikelmodells Abkühlungsraten entlang von Partikeltrajektorien berechnen lassen.

Wegen der vorgenommenen Vereinfachungen können die so bestimmten Temperaturstörungen als obere Grenze der möglichen Leewellenamplituden aufgefaßt werden. Inwieweit der Zustand der Atmosphäre die Ausbreitung von Leewellen bis in die untere Stratosphäre durch Ausbildung nichtlinearer Prozesse beeinträchtigt bzw. verhindert, wird mittels des mesoskaligen, nichtlinearen Modells FITNAH untersucht.

## 3 Ergebnisse

In Abbildung 1 werden Ergebnisse des linearen Modells für reale Anströmprofile, basierend auf Analysen vom 15. Januar 1995, gezeigt. An diesem

Tag konnten über Nordskandinavien während eines Meßfluges horizontal ausgedehnte PSC-Felder zwischen 22 km und 25 km Höhe mittels eines Lidarsystems erfaßt werden. Die PSC waren dabei von einer starken Wellenaktivität über den Bergen des nordskandinavischen Rückens begleitet. Das berechnete Trajektorienfeld der Strömung über einen idealisierten glockenförmigen Berg zeigt, daß sich nur direkt oberhalb des Hindernisses eine Störung (*Mountain Wave*) mit einer vertikalen Wellenlänge von etwa 10 km einstellt. Die größten vertikalen Auslenkungen finden sich im Höhenbereich zwischen 19 km und 22 km mit einer maximalen Peak-zu-Peak Amplitude von bis zu 3 km. Die Luftpakete, die sich entlang der gekennzeichneten Trajektorie bewegen, kühlen sich beim Hebungsprozeß sehr schnell stark ab (ca. 28 K in etwa 13 Minuten) und erwärmen sich anschließend wieder schnell (ca. 18 K in etwa 12 Minuten). Diese Temperaturfluktuationen befinden sich im Höhenbereich des synoptischskaligen Temperaturminimums. Insgesamt findet beim Überströmen keine bleibende Temperaturänderung statt.

Die Ergebnisse der geplanten systematischen Untersuchung zur Ausbildung von Leewellen über signifikanter Topographie der Erde während mehrerer Winterperioden (zunächst für Skandinavien) können in Form der räumlichen Verteilung von Häufigkeit und Stärke möglicher Wellenereignisse in die Modellierung von PSC und stratosphärischer Ozonchemie eingehen.

Die präsentierte Arbeit wird vom BMBF im Rahmen des Ozonforschungsprogramms unter der Vorhabensnummer 01 LO 9522 gefördert.

## Literatur

- Carslaw, K. S., Wirth, M., Tsias, A. et al. (1998). Increased stratospheric ozone depletion due to mountain-induced atmospheric waves. *Nature*, 391:675–678.
- Leutbecher, M. und Volkert, H. (1996). Stratospheric temperature anomalies and mountain waves: a three-dimensional simulation using a multi-scale weather prediction model. *Geophys. Res. Lett.*, 23:3329–3332.

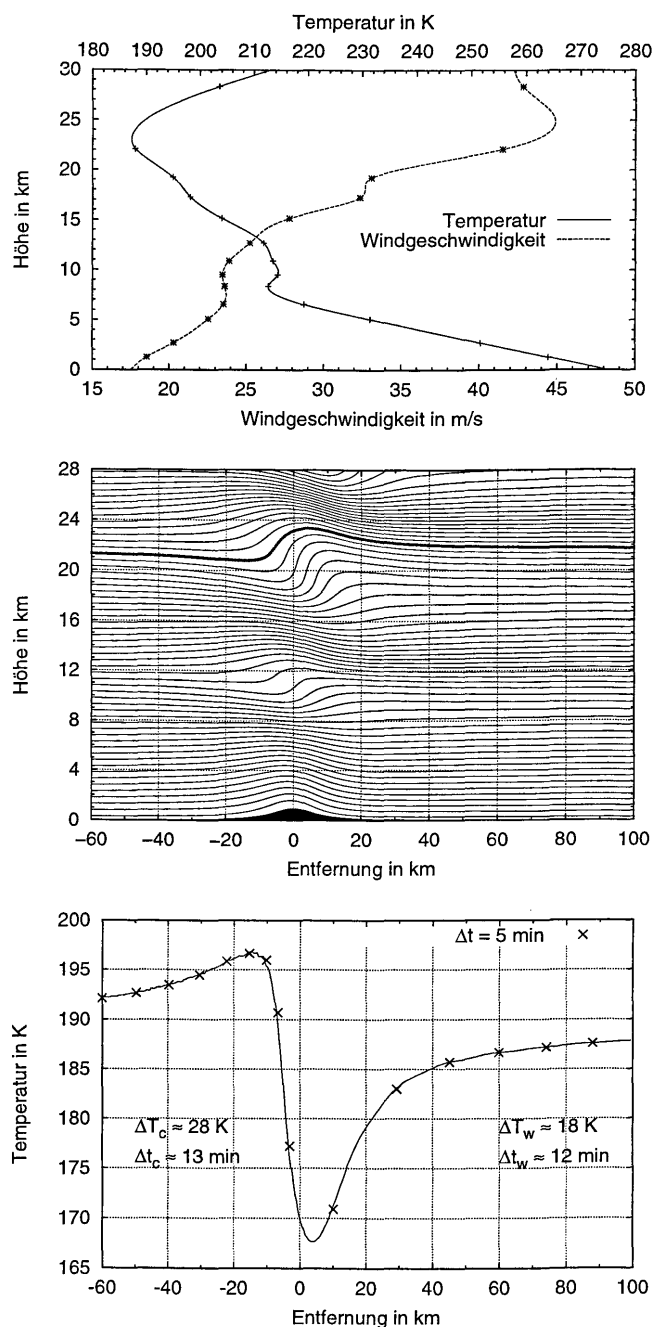


Abbildung 1: Interpolierte Anströmprofile der Temperatur und der horizontalen Windgeschwindigkeit nach Vorgabe der Analysewerte für (15° E, 68° N) am 15. Januar 1995 (oben). Berechnete Trajektorien der Strömung über einen glockenförmigen Berg (effektive Breite ca. 50 km, Höhe 1000 m) (Mitte). Berechnete Temperaturänderungen entlang der gekennzeichneten Trajektorie ( $\bar{z} \approx 22 \text{ km}$ ). Kreuze entsprechen Zeitmarken im Abstand von 5 Minuten (unten).

# Windfeldsimulation im Mesopausenbereich mit dem COMMA Modell der mittleren Atmosphäre und Vergleich mit der Langzeitwinddatenreihe vom Observatorium Collm am Institut für Meteorologie in Leipzig (52N, 150)

Lange, M.(1), Schminder, R.(1), Jacobi, Ch.(1), Baier, F.(2), Günther, G.(2)

(1) Institut für Meteorologie, Universität Leipzig

(2) Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln

Email: mlange@rz.uni-leipzig.de

## **Einleitung**

Windmessungen im Bereich der Hochatmosphäre (85-110 km Höhe) werden am Observatorium Collm seit 1959 durchgeführt. Eine eindeutige Höhenzuordnung der gemessenen Winde wird seit 1983 vorgenommen. Durch eine enge Zusammenarbeit mit dem Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn liegen kombinierte Datensätze für die horizontalen Windkomponenten sowie Analysen der halbtägigen Gezeit in einem erweiterten Höhenbereich von 75-110 km seit Anfang 1990 vor. Mit dem Kölner globalen mechanistischen Modell zur Simulation der mittleren Atmosphäre (COMMA) wird in Leipzig die Dynamik dieses Höhenbereichs untersucht und der Einfluß von troposphärischen und stratosphärischen Ereignissen auf das Windfeld simuliert. Das Hauptinteresse gilt den Wechselwirkungen zwischen solaren Gezeiten, planetaren Wellen und der Rückkopplung auf den zonalen Grundstrom.

In diesem Beitrag wird eine erste Einschätzung der Möglichkeit einer realistischen Simulation der Punktmessung in unserem Breitenbereich an einem Gitterpunkt gegeben. Anhand des Vergleichs des mittleren Windfeldes sowie der Analysen der halbtägigen Gezeit für Sommer- und Winterverhältnisse wird die Bedeutung kleinskaliger Effekte deutlich.

## **Untersuchungen**

Die Simulationen können je nach Art der Behandlung der vertikalen Ausbreitung atmosphärischer Wellen in zwei Gruppen unterteilt werden. Im Standardfall wird der exponentielle Anstieg der Amplitude aufgrund der Dichteabnahme mit der Höhe durch einen linearen Reibungsansatz (Rayleighreibung) verhindert, der oberhalb von 70 km wirksam wird. Im zweiten Fall wird das Brechen der kleinskaligen Schwerewellen direkt parametrisiert. Hierbei wird zusätzlich Impuls und Energie auf den zonalen Grundstrom übertragen. Das führt dazu, daß es im Gegensatz zum Fall der einfachen linearen Reibung im Bereich oberhalb der Mesosphärenjets im Sommer und im Winter, im Zonalmittel des Zonalwindes zu einer deutlichen Windumkehr kommt, die auch beobachtet wird. Darüberhinaus wird dadurch eine realistisch starke Abkühlung der polaren Sommermesopause in Richtung des Pols verursacht.

## **Ergebnisse**

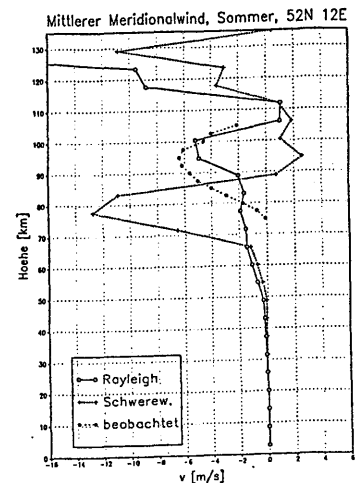
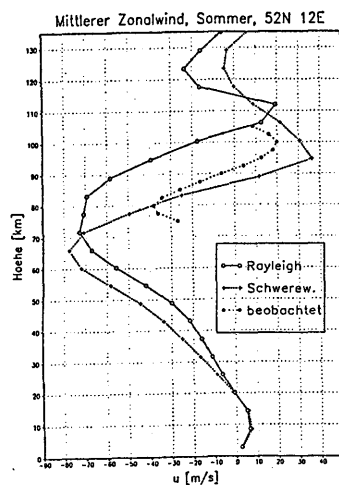
Insgesamt wird bei den Simulationen insbesondere bei Berücksichtigung der Schwerewellen das zonal gemittelte Wind- und Temperaturfeld gut wiedergegeben. Die Spitzengeschwindigkeiten in den Mesosphärenjets sowie die Mesopausentemperaturen sind realistisch, der Stratopausenbereich ist an den Polen jedoch zu warm. Im Fall der Rayleighreibung wird außerdem zusätzlich im äquatorialen oberen Mesosphärenbereich ein unrealistisch hoher Ostwind produziert, da sich die Dämpfung durch Wellenbrechung in diesem Bereich besonders stark bemerkbar macht. Hieraus folgt, daß kleinskalige Wellenphänomene für den oberen Atmosphärenbereich im Modell berücksichtigt werden sollten.

## Vergleich mit den Beobachtungen

### Mittlerer Horizontalwind

Der über die Jahre 1991-1996 gemittelte gemessene Zonalwind für den Sommer zeigt oberhalb von 80 km in der vertikalen Struktur eine gute Übereinstimmung mit der Simulation bei Berücksichtigung der Schwerewellen. Der Ostwind beträgt in der Höhe in beiden Fällen ca. 40 m/s, mit zunehmender Höhe wird er schwächer und kehrt mit zunehmender Höhe sogar um. In 95 - 100 km liegt das Maximum dieses westwärts gerichteten Windes mit

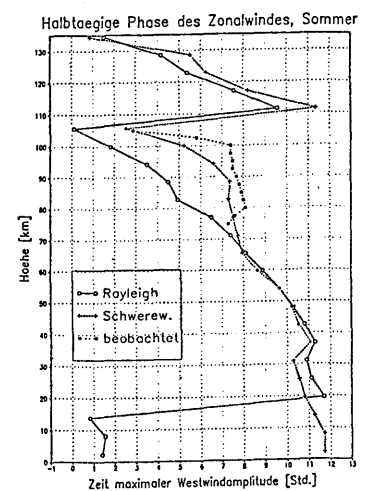
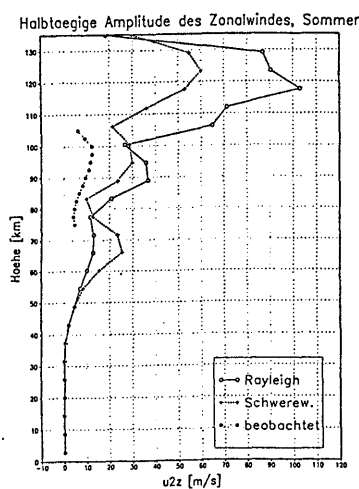
20 m/s in der Beobachtung und ca. 35 m/s in der Simulation. Für Rayleighreibung wird eine Verschiebung der Maxima in größere Höhen beobachtet. Beim Meridionalwind wird allerdings umgekehrt eine bessere Wiedergabe mit Rayleighreibung erzielt, die Struktur des Nordwindes ist auch im Schwerewellenfall vorhanden, zeigt aber eine deutliche Höhenverschiebung.



### Halbtägige Gezeit

Die vertikale Struktur der halbtägigen Gezeit wird nur bei Schwerewellenparametrisierung gut erfaßt. Die Amplitude ist im Modell zu groß. Die Phase wird im Schwerewellenfall sehr gut wiedergegeben, in weiten Teilen beträgt die Differenz weniger als eine Stunde. Die Phase bleibt in dem Höhenbereich, in dem die Amplitude ansteigt, konstant und ab dem Einsetzen des Wellenbrechens beginnt die Phase zu wandern, ein anderer Mode dominiert also die halbtägige Schwingung. Im Winter wird

der zonal gemittelte Zonalwind aufgrund der stärkeren Windvariation nur ungenügend gut wiedergegeben. Meridionalwind und halbtägige Gezeit zeigen im Schwerewellenfall qualitativ die richtige Vertikalstruktur, ein Höhenversatz ist allerdings vorhanden.



## Zusammenfassung

- Das Modell ist geeignet um grundsätzlich die Windverhältnisse an einem Ort zu untersuchen, Qualitativ besteht gute Übereinstimmung, in einigen Fällen werden auch quantitativ realistische Ergebnisse erzielt.
- Somerverhältnisse werden im Modell besser reproduziert, da die Schwerewellenaktivität sowie die Windvariationen gering sind.
- Kleinskalige Schwerewellen haben im Modell erheblichen Einfluß und müssen zur realistischen Wiedergabe der Winde im interessierenden Höhenbereich berücksichtigt werden.

# Zur Wechselwirkung von Dynamik und Chemie der Atmosphäre in einem 2D-Zirkulationsmodell

A.Gabriel, G.Schmitz  
Institut für Atmosphärenphysik der Universität Rostock, Kühlungsborn

## Einleitung

Zur Untersuchung dynamisch-chemischer Wechselwirkungen in der Atmosphäre mit und ohne anthropogenen Schadstoffen wurde auf Grundlage des 3D-GCM ECHAM3 (Roeckner et al., 1992) ein neues zweidimensionales Zirkulationsmodell mit Transport und komplexer Chemie entwickelt (Schmitz, et al., 1997). Die Konzeption des 2D-Modells mit selbstkonsistenter Eddy-Parametrisierung und komplexer Chemie ist bisher nicht angewandt worden. Die Ergebnisse zeigen die Abhängigkeit verschiedener Spurenstoffverteilungen (NOX, O3, u.a.) von der stratosphärischen Zirkulation und den parametrisierten Wärme- und Impulsflüssen. Die Wirkungen heutiger und zukünftiger NOX-Flugzeugemissionen sind abhängig von den NOX-Hintergrundkonzentrationen und in Verbindung mit der Tropopausenhöhe und abwärts sinkenden stratosphärischen Luftmassen zu beurteilen.

## Das 2D-Modell

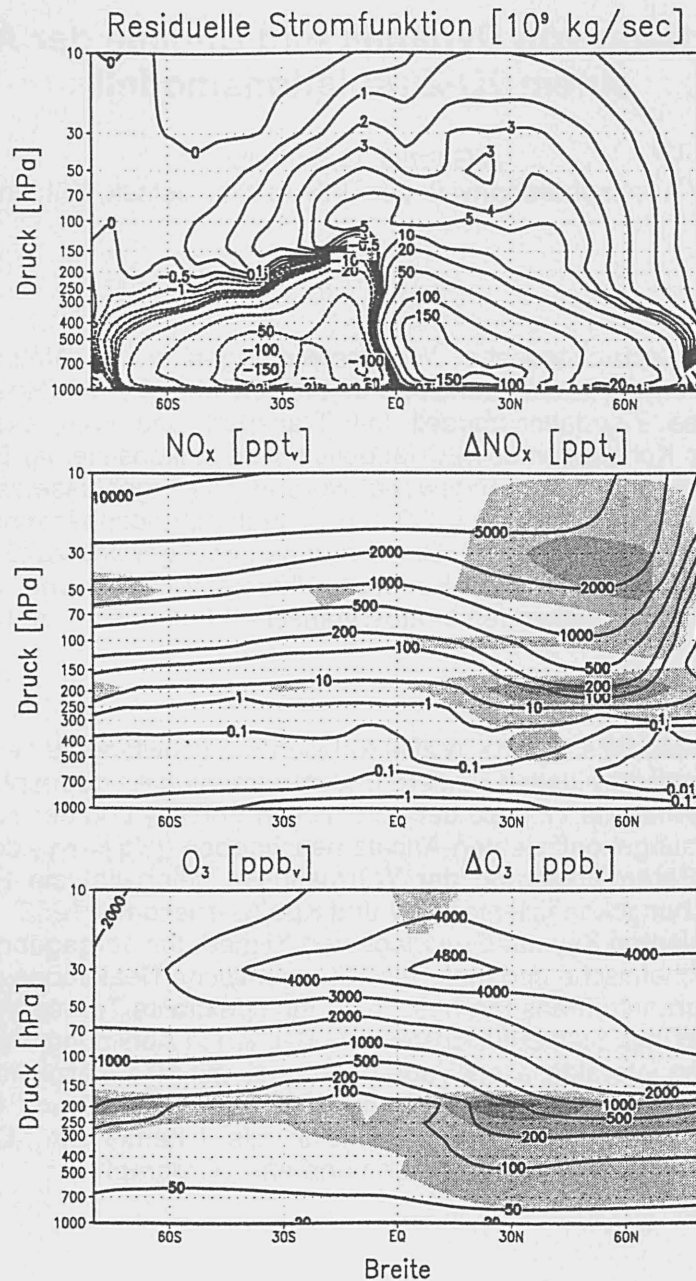
Hauptbestandteil des 2D-Modells ist eine in 2D-Modellen nur schwierig zu beschreibende Wechselwirkung zwischen den zonal gemittelten Feldern und den transienten troposphärischen Wärme- und Impulsflüssen. Die zonal gemittelten Flüsse der potentiellen Vorticity und der potentiellen Temperatur werden durch einen Mischungskoeffizienten-Ansatz beschrieben ( $[v'q] = -K_{yy} \cdot dq/dy$ ,  $[v'\theta] = -K_{yy} \cdot d\theta/dy$ ,  $[w'\theta] = -K_{pp} \cdot d\theta/dp$ ). Die Parametrisierung der Wärmeflüsse beinhaltet die Entwicklung barokliner Wellen und liefert die Mischungskoeffizienten  $K_{yy}$  und  $K_{pp}$  (Branscome, 1983). In der unteren Stratosphäre werden die Koeffizienten  $K_{yy}$  auf Grundlage von Klimadaten vorgegeben. Die Chemie enthält 75 Spurenstoffe, 50 photochemische und mehr als 130 chemische Reaktionen (Brasseur et al., 1990; Brasseur, 1997). Den Spurenstofftransport beschreibt ein spektrales Transport-Modul mit einem einfachen Euler-Zeitschritt und impliziten Diffusionstermen. Bei den in Abbildung 1 gezeigten Ergebnissen werden die Photolyseraten interaktiv alle 5 Tage berechnet, mit 19 zusätzlichen Schichten bis 80km mit vorgegeben Konzentrationen von O2, O3, NO und NO2. Temperatur, Druck, H2O und die zunächst tagesgemittelten Photolyseraten gehen als Input in die Chemie ein. Die hier vorgestellten Berechnungen erfolgten unter Januarbedingungen und ohne Orographie.

## Ergebnisse

Die Resultate des 2D-Modells zeigen eine realistische Beschreibung des zonal gemittelten Klima, der meridionalen Zirkulation und der meridionalen Verteilung langlebiger Spurengase (O3, NOX-Quelle- und Reservoirgase wie N2O und HNO3). Auch die ungestörten NOX-Hintergrundkonzentrationen werden im Vergleich zu neueren in-situ-Messungen richtig beschrieben. Experimente mit dem 2D-Modell zeigen die Empfindlichkeit der Tropopausenhöhe von der troposphärischen Wellenaktivität und der stratosphärischen Zirkulation. Mit der residuellen Zirkulation entstehen abwärts gerichtete NOX-Flüsse in Verbindung mit abwärts sinkenden stratosphärischen Luftmassen und einer Absenkung der Tropopause bis zu Höhen von ca. 300hPa über der winterlichen Nordhemisphäre.

Für Untersuchungen mit NOX-Flugzeugemissionen wurde auf den von der DLR zur Verfügung gestellten DLR-2 Datensatz zurückgegriffen. Im vorliegenden Fall (permanenter Januar) verursachen die NOX-Emissionsquellen aus der zivilen Luftfahrt im 2D-Modell einen Anstieg im NOX-Mischungsverhältnis um maximal 60pptv (50%) und einen Anstieg der O3-Mischungsverhältnis um maximal 1.5-2ppbv (1%). Näherungsweise verdoppeln sich diese Änderungen, wenn die NOX-Flugzeugemissionen verdoppelt werden. Die Änderungen im O3 sind aufgrund der realistischen Beschreibung der residuellen Zirkulation und des damit verbundenen stratosphärischen NOX-Eintrags in die untere Stratosphäre und obere Troposphäre gegenüber anderen Modellprognosen geringer. Untersuchungen zur Rückwirkung der Konzentrationsänderungen auf den Strahlungs- und Wärmehaushalt der Atmosphäre sowie auf die atmosphärische Dynamik werden durchgeführt.





**Abbildung 1**

Als Beispiel zeigt Abbildung 1 die residuelle Stromfunktion, die meridionalen Spurenstoffverteilungen von NO<sub>x</sub> und O<sub>3</sub> (liniert), und die Abweichungen ΔNO<sub>x</sub> und ΔO<sub>3</sub> eines Vergleichslaufes bei Zugabe von NO<sub>x</sub>-Flugzeugemissionen aus der zivilen Luftfahrt (schattiert; ΔNO<sub>x</sub>: 1-20, 20-40, 40-60, >60 ppt<sub>v</sub>; ΔO<sub>3</sub>: 0.5-1, 1-1.5, 1.5-2, >2 ppb<sub>v</sub>). Die Ergebnisse sind vergleichbar mit Ergebnissen anderer 2D-Modelle und 3D-Modelle (Sausen et.al, 1997).

**Literatur**

Branscome, L.E., 1983: A parameterization of Transient Eddy Heat-Flux on a Beta-Plane. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2508-2521.  
 Brasseur, G. et al., 1990: An Interactive Chemical Dynamical Radiative Twodimensional Model of the Middle Atmosphere. *J.Geoph.Res.*, 95, 5639-5655.  
 Brasseur, G., 1997: private Mitteilung  
 Roeckner, E. et al. 1992: Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No.93, Hamburg.  
 Sausen R., et al., 1997: Simulating the global climate impact of aircraft emissions. DLR-Mitteilung 97-04, 243-253  
 Schmitz, G., et al.: Climate Impact of Aircraft Emissions in the Upper Troposphere. Studies with a 2D-Model. DLP-Mitteilung 97-04, 255-261.

# Der Einfluß des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus auf dynamische Prozesse in der Mesosphäre mittlerer Breiten

Christoph Jacobi

Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, Stephanstr. 3, 04103 Leipzig

## 1. Einleitung

Die Diskussion um den Einfluß der Variabilität solarer Strahlung auf die Atmosphäre kann durch die Verfügbarkeit langer Zeitreihen im Bereich obere Mesosphäre/untere Thermosphäre neuen Auftrieb gewinnen. Windmessungen in der Mesopausenregion stehen seit mehreren Jahrzehnten zur Verfügung, so daß ausreichend lange Zeitreihen vorhanden sind, um Untersuchungen zur Variabilität des Windfeldes im Mesopausenbereich im Zusammenhang mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus durchzuführen (Bremer et al., 1997; Jacobi et al., 1998); diese ergaben insbesondere Hinweise auf geringeren sommerlichen Westwind während Zeiten hoher solarer Aktivität. Es ist nun von besonderem Interesse, diese Variationen auch mit Prozessen in der tiefer liegenden Atmosphäre in Verbindung zu bringen.

Am Observatorium Collm der Universität Leipzig werden seit 1983 kontinuierlich Profile des Windes im Mesopausenbereich durchgeführt und erlauben die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen solarer Variabilität und dynamischen Parametern. Mittlere monatliche Werte des Windes im Mesopausenbereich, allerdings ohne explizite Höhenzuordnung, werden seit 1973 automatisch registriert.

## 2. Ergebnisse von Windmessungen im Bereich Mesosphäre/untere Thermosphäre

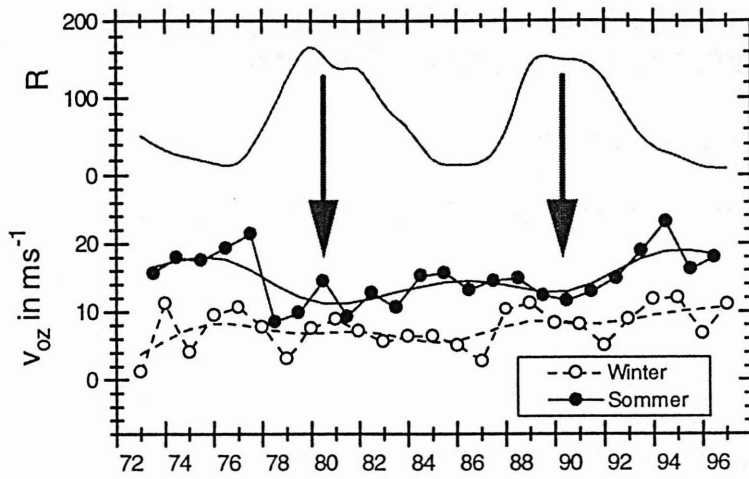
Zeitreihen des zonalen Grundwindes im Mesopausenbereich um 95 km Höhe zusammen mit der 13-monatig gemittelten Sonnenfleckenrelativzahl sind in Abb. 1 dargestellt. Es ist zu sehen, daß der Wind im Sommer im Sonnenfleckenminimum größer als im Sonnenfleckenmaximum ist, während im Winter kein Einfluß der solaren Variabilität auf die Dynamik der Mesopausenregion vorliegt. Die Abhängigkeit des Zonalwindes von der solaren Aktivität reflektiert die Sonnenfleckenzyklusabhängigkeit der darunterliegenden Schicht. Dies zeigen die Windprofile aus gemeinsamen Analysen der Meßdaten vom Collm mit MF Radardaten in Abb. 2; die Differenz zwischen dem Zonalwind während hoher und niedriger solarer Aktivität nimmt nach oben hin ab. Damit ist auch der vertikale Gradient im solaren Maximum größer, so daß eine positive Korrelation zwischen solarer Aktivität und der quasi 2-Tage-Welle zu erwarten ist, da diese nach Plumb (1983) durch barokline Instabilität am Mesosphärenjet entsteht. Diese Abhängigkeit ist in Abb. 3 deutlich zu sehen.

## 3. Schlußfolgerungen

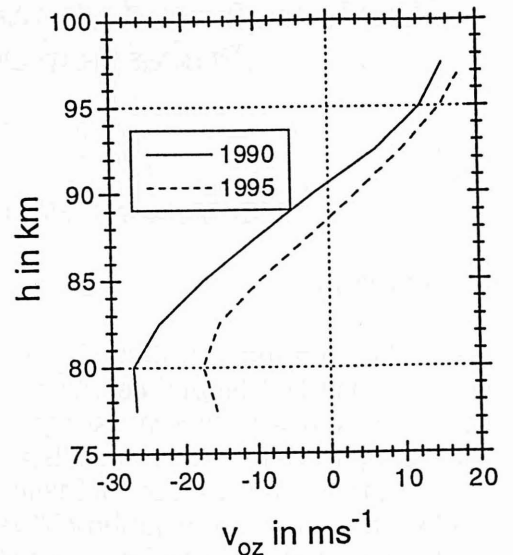
Die Abhängigkeit der quasi 2-Tage-Welle von der solaren Aktivität sowie die Untersuchung von Windprofilen zeigen, daß die geringeren Westwinde in der unteren Thermosphäre während des solaren Maximums als Antwort der Mesopausenregion auf die Variabilität der darunterliegenden Mesosphäre gewertet werden können, so daß die Untersuchung der langen Zeitreihen im Mesopausenbereich Hinweise auf klimatische Variationen nicht nur der unteren Thermosphäre, sondern auch der gesamten mittleren Atmosphäre liefern können.

## Danksagung

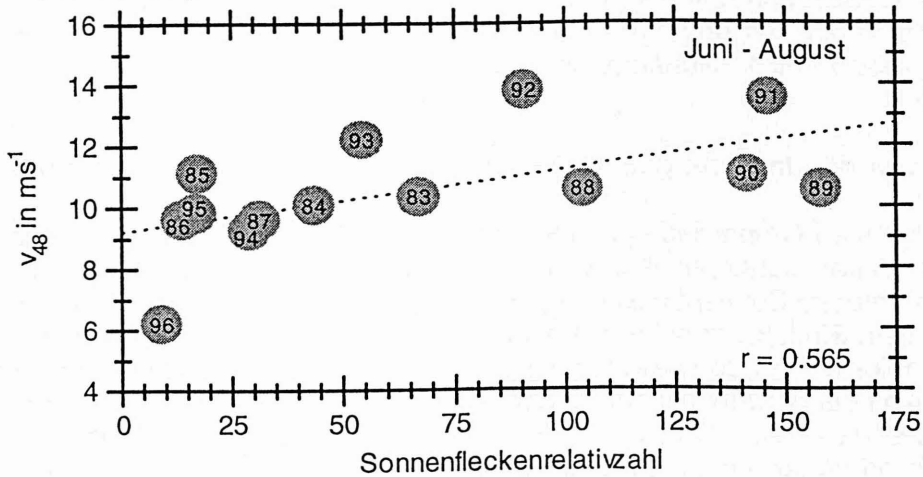
Ich danke Dr. R. Schminder und Dr. D. Kürschner, Leipzig, für die Meßdaten vom Collm, sowie dem Institut für Atmosphärenphysik in Kühlungsborn für die MF Radarwinddaten.



**Abb. 1:** Zonaler Grundwind  $v_{oz}$  im Mesopausenbereich im Winter (Dezember-Februar) und Sommer (Juni-August) sowie die 13-monatig gemittelte Sonnenfleckenrelativzahl  $R$  (nach Jacobi et al., 1998, aktualisiert).



**Abb. 2:** Profile des zonalen Grundwindes im Sommer 1990 ( $R=151$ ) und 1995 ( $R=15$ ) (nach Schminder et al., 1994, 1997).



**Abb. 3:** Mittlere Amplitude  $v_{48}$  der quasi 2-Tage Welle im Sommer in Abhängigkeit der 13-monatig gemittelten Sonnenfleckenrelativzahl  $R$ . Die Korrelation ist auf dem 5%-Niveau signifikant (t-Test).

## Literatur

- Bremer, J., R. Schminder, K.M. Greisiger, P. Hoffmann, D. Kürschner, and W. Singer, Solar cycle dependence and long-term trends in the wind field of the mesosphere/lower thermosphere. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 59, 497-509, 1997.
- Jacobi, Ch., R. Schminder, D. Kürschner, J. Bremer, K.M. Greisiger, P. Hoffmann, and W. Singer, Long-term trends in the mesopause wind field obtained from D1 LF wind measurements at Collm, Germany. *Adv. Space Res.*, 20, 2085 - 2088.
- Plumb, R.A., Baroclinic instability of the summer mesosphere: a mechanism for the quasi-two-day wave? *J. Atmos. Sci.*, 40, 262 - 270, 1983.
- Schminder, R., W. Singer, D. Kürschner, P. Hoffmann, and D. Keuer, Permanent monitoring of the upper atmosphere wind field over Central Europe by a joint analysis of LF wind profiler and MF radar measurements at Collm and Juliusruh (Germany). *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 3, 297 - 300, 1994.
- Schminder, R., Ch. Jacobi, D. Kürschner, P. Hoffmann, D. Keuer und W. Singer, The upper mesosphere and lower thermosphere wind field over Central Europe from 1994 through 1996 obtained from a joint analysis of LF windprofiler and MF radar measurements. *Meteorol. Zeitschrift*, N.F. 6, 225 - 229, 1997.

# Aktueller Stand und Langzeittrends der praktischen Vorhersagbarkeit lokalen Wetters

K. Balzer  
Deutscher Wetterdienst  
PF 600552, D-14405 Potsdam

## Definitionen

*lokales Wetter:* Temperatur, Wind, Sonnenscheindauer, Niederschlag an einzelnen Orten (Punktverifikation), im Unterschied etwa zu praktisch irrelevanten nordhemisphärischen Geopotential- oder Vorticityfeldern.

*praktische Vorhersagbarkeit:* meint die gegenwärtig erreichte, nicht die theoretisch mögliche Vorhersagbarkeit. Letztlich überzeugend kann sie nur bestimmt werden durch systematischen Vergleich mit einem Zustand ohne (wissenschaftliche) Wettervorhersage, bei dem nur eine 'Persistenz' - oder 'Klima-Strategie' in Frage kommt. Eine wirkliche Vorhersagbarkeit liegt dann und nur dann vor, wenn - unter Beachtung statistischer Signifikanz! - die Güte (Leistung, skill)  $> 0$ , mithin Fehler (Vorhersagen)  $<$  Fehler (Persistenz- und Klimavorhersage). Siehe Abb. 1.

*Langzeittrends:* beruhen hier zum Teil auf Ergebnissen einer mehr als 25jährigen, unveränderten Verifikationsroutine im MD/DWD.

## Aktueller Stand

Berechnet und vergleicht man die oben definierte Güte unterschiedlichster Vorhersagen, so stellt man nicht nur die selbstverständliche Existenz von  $t_2$  (Abb. 2) fest, sondern zuweilen auch die von  $t_1$ , d.h. das "spin-up"-Problem beschränkt sich nicht nur auf die Numerische Wettervorhersage (NWV). Als Beispiel: Abb. 3. Vor allem die für die Praxis der Wettervorhersage wichtige Größe  $t_2$  gibt in stringenter Weise Auskunft über die Fortschritte unserer Wissenschaft. Darüber hinaus hängt  $t_2$  entscheidend ab von: Element, Ort, Jahreszeit, Wetterlage und, vor allem, vom scale der vorherzusagenden meteorologischen Größe E, insbesondere der (klimatologischen) Grundwahrscheinlichkeit  $p(E)$  ihres Auftretens: Mit abnehmendem  $p(E)$ , drastischer Abfall der Vorhersagbarkeit von E. Abb 4 - 6.

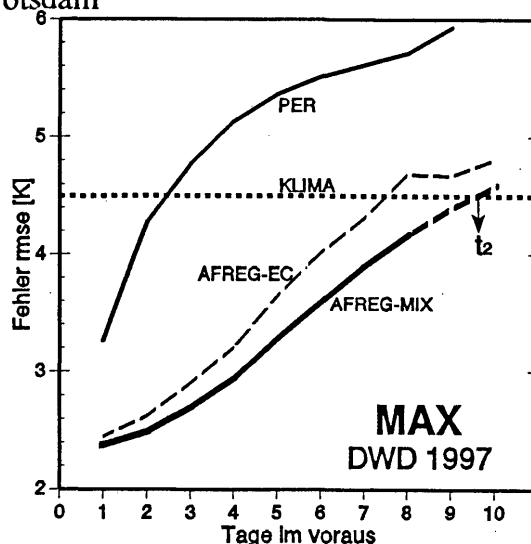


Abb. 1 Zeitliches Fehlerwachstum von vier Ansätzen zur mittelfristigen Vorhersage der täglichen MAX-Temperatur.  $t_2$  markiert für das Jahr 1997 das Ende der eigentlichen Vorhersagbarkeit.

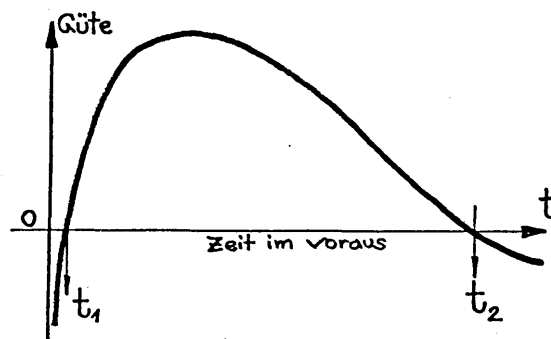


Abb. 2 Bei der Analyse der Vorhersageleistung (nicht der Genauigkeit!) existiert nicht selten auch ein  $t_1$ , unterhalb dessen die bloße Persistenz genauere 'Vorhersagen' erlaubt.

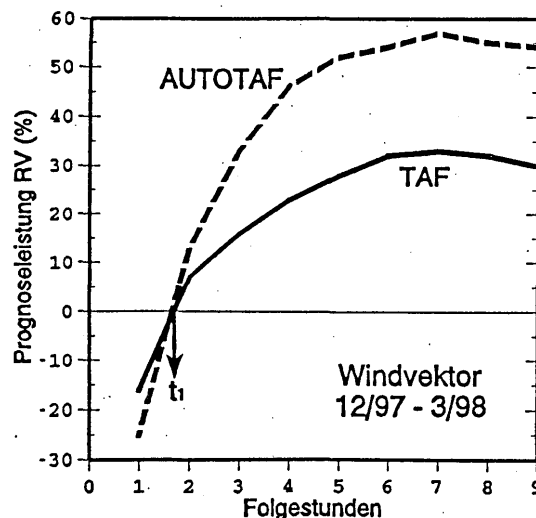


Abb. 3 Sowohl automatische als auch herkömmliche Punkt-Vorhersagen des Bodenwindvektors weisen erst jenseits des 'Nowcasting' eine Vorhersageleistung auf.

## Trends

Bei aller kritischen Würdigung von teilweise nicht befriedigenden Vorhersageleistungen gewährt doch gerade der vergleichende Blick zurück unserer Wissenschaft eine erhebliche Aufmunterung (Abb. 7). Aber auch hier zeigen sich auffällige Unterschiede im Grad des Fortschritts, der, was die Vorhersagezeit  $t$  betrifft, große Ähnlichkeit mit der Abb. 2 aufweist: maximale Fortschritte in der Mittelfrist ( $t = +3 \dots +6$  Tage), fast keine für  $t < 0.5$  (Kürzestfrist) und  $t > 10$  Tage (Langfrist).

Bezüglich der Standard-Kurzfrist-Vorhersagen und des bei verschiedenen Prediktanden außerordentlich divergierenden Leistungsfortschritts siehe Abb. 8.

Die Gründe für den allgemeinen, beeindruckenden Fortschritt in der (praktischen) Wettervorhersage - dem letztlich entscheidenden Qualitätstest unserer Wissenschaft - sind unstrittig zu finden in der Weiterentwicklung der NWV in ihrer Einheit von Beobachtungsdaten, Analyse, Parametrisierung, Physik, Numerik, Computer einerseits und Fortschritte im statistischen Post-Processing andererseits (Abb. 9).

Infolge dieser stets erwünschten Entwicklung ergaben sich aber, vor allem in den letzten 5 - 10 Jahren, zum Teil dramatische Änderungen im Anteil und Gewicht von 'Mensch' und 'Maschine' in der täglichen Erzeugung der Vorhersagen (Abb. 10 - 11).

Selbst in der Experten-Domäne "Flugwettervorhersage" gibt es (nun auch in Deutschland) Beispiele sehr attraktiver 'Maschinen'-Produkte.

Nicht Meinungen und Wünsche, sondern nur eine systematische Verifikation können dabei helfen, den optimalen methodischen Ansatz in der Vorhersage des Wetters immer wieder neu zu bestimmen.

Zieht man ein Fazit des 'state-of-the-art', so sind nach wie vor die gleichen zwei Defizit-Felder auszumachen:

- die (kurzfristigen) Vorhersagen seltener, gefährlicher Wetterereignisse und
- die Langfristvorhersagen über den 10. Tag hinaus, die bedauerlicherweise und zu unrecht deutlich weniger Aufmerksamkeit der Forschenden auf sich ziehen.

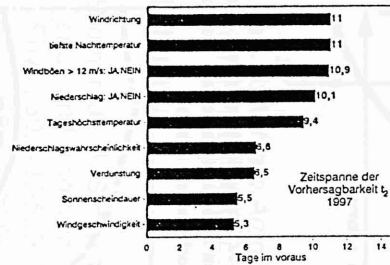


Abb. 4 Die praktische Vorhersagbarkeit  $t_2$  erreichte im Jahr 1997 bei Punkt-Verifikation(!) je nach Wetterelement/ereignis 5 bis 11 Tage.

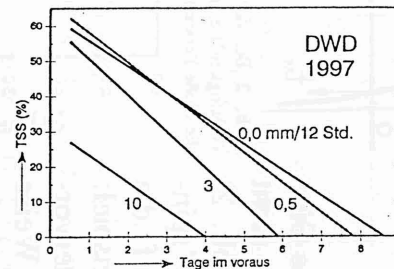


Abb. 5 Die Güte TSS der Vorhersage 12stündiger Niederschlagsmengen RR durch das EM. Mit sinkender klimatologischer Grundwahrscheinlichkeit (RR-Schwellenwert höher oder/und  $\Delta t$  kleiner) nimmt auch die Vorhersagbarkeitsgrenze  $t_2$  ab.

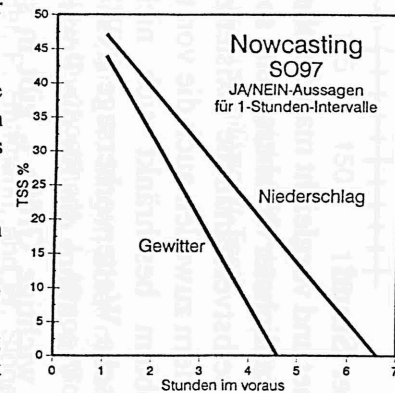


Abb. 6 Im Extremfall mit  $\Delta t = 1$  Stunde wird  $t_2$  nicht erst in Tagen, sondern schon in 6 1/2 Stunden erreicht!

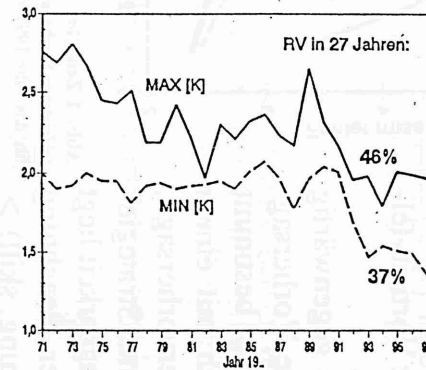
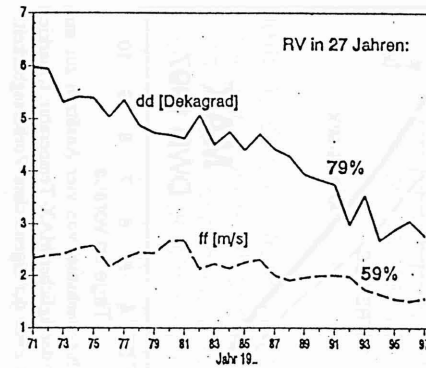


Abb. 7 Langzeit-Trend des mittleren Fehlers (rmse) Potsdamer Kurzfristvorhersagen für den Folgetag 12 UTC und RV-Gewinn innerhalb von 27 Jahren.

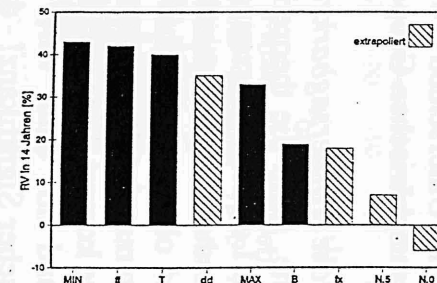


Abb. 8 Fortschritte (RV in 14 Jahren) in der kurzfristigen Wettervorhersage (DWD, Prognostiker, 4/84 - 12/97). B = Bedeckungsgrad; N.0, N.5 = Niederschlag/12 Stunden mit Schwelle 0 bzw. 0.5mm (hier TSS-Differenzen!)

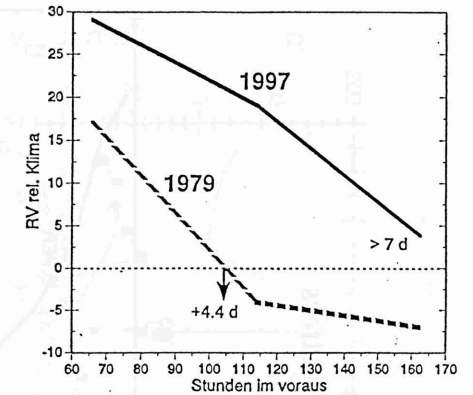


Abb. 9 Leistungs-Vergleich der automatischen AFREG-Vorhersagen der Niederschlagswahrscheinlichkeit  $p(RR > 0 \text{ mm/d})$  für Potsdam im Jahre 1979 und 1997.

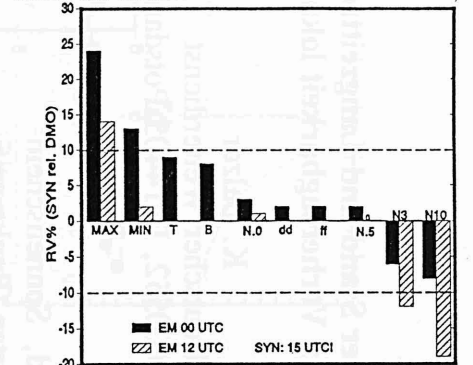


Abb. 10 Leistungsvergleich SYN und DMO(EM) in der kurzfristigen Vorhersage verschiedener Wetterelemente/-ereignisse. DWD, 1997

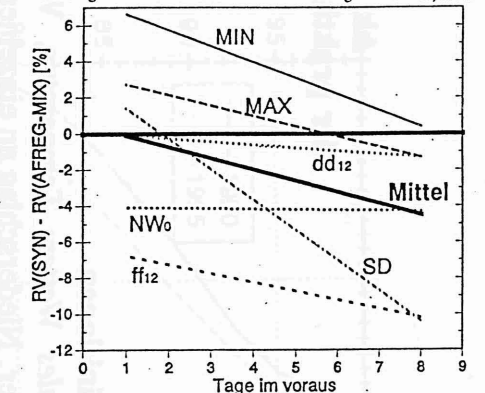


Abb. 11 Leistungsvergleich SYN und AFREG-MIX in der Mittelfristvorhersage. DWD, 1997.

# "Spin down" versus "Fill in" - zur Abschätzung des Effektes reibungsbedingter Sekundärzirkulationen

K. Bernhardt

Leibniz-Sozietät e.V.  
Postfach 34  
12563 Berlin

Reibungsbedingte Sekundärzirkulationen sind die Folge einer Störung des in einer freien Strömung herrschenden Kräftegleichgewichtes durch das Hinzutreten von Reibungskräften in der Nachbarschaft von Begrenzungsflächen. Beispielsweise wird ein in reibungsfreier Strömung bestehendes Gleichgewicht zwischen Druckgradient-, Coriolis- und/oder Zentrifugalkraft (geostrophischer, Gradient- oder zyklotropischer Wind) durch reibungsbedingte Verminderung der Geschwindigkeit nahe der Erdoberfläche modifiziert, so daß "sekundäre", darunter isobarenquere Strömungskomponenten in der Grenzschicht auftreten.

Die Vergenzen der zusätzlichen reibungsinduzierten Strömungskomponenten bewirken eine Sekundärzirkulation senkrecht zum primären Stromfeld, die mit diesem in Wechselwirkung tritt und über die Modifikation der Massen- und Energiebilanz, der Wirbelgröße und weiterer Parameter der Grundströmung den Einfluß der Reibung weit über deren unmittelbaren Wirkungsbereich - die Grenzschicht - hinaus zur Geltung bringt.

Reibungsbedingte Sekundärzirkulationen sind ein weitverbreitetes Phänomen der geophysikalischen Hydrodynamik und zum Beispiel in der fluvialen Morphologie für die Seitenerosion der Flußbetten, die Entstehung von Gleit- und Prallhängen sowie für Mäanderbildung und -verlagerung verantwortlich (WEBER 1967, S.76 ff.; vgl. auch EINSTEIN 1926, 1953). In der atmosphärischen Dynamik wurde der destruiende Effekt der Bodenreibung auf die Druckgebilde in Gestalt der "ausfüllenden", zum tiefen Druck gerichteten Luftbewegungen in der Bodenreibungsschicht (hier als "fill in" bezeichnet) bereits von EXNER (1917, 1925) und seither in vielen synoptischen Darstellungen qualitativ diskutiert, in quantitativer Weise aber nur vereinzelt, so in allgemeiner Form von BERNHARDT (1970) und für eine ausgewählte synoptische Situation von NIELINGER et al. (1996) behandelt.

Dagegen wird der Vorticityabbau oberhalb der bodennahen Reibungskonvergenz/divergenz, der sich infolge des Effektes der aus Kontinuitätsgründen zu erwartenden Divergenz/Konvergenz in der freien Atmosphäre abspielt, im Anschluß an CHARNEY, ELIASSEN (1949) in den meisten modernen Lehrbüchern der physikalischen, dynamischen oder synoptischen Meteorologie beschrieben und einer Abschätzung der Wirbel-Abklingzeit ("spin down") zugrunde gelegt, obgleich diese Betrachtungsweise im Gegensatz zu dem allgemeineren "fill in"-Konzept nur unter der zusätzlichen Annahme einer barotropen Atmosphäre oder zumindest eines zum geostrophischen parallelen thermischen Windes sinnvoll erscheint.

Kopplungsglied zwischen planetarer Grenzschicht (PGS) und freier Atmosphäre ist für beide Konzepte die reibungsbedingte Vertikalgeschwindigkeit  $w_h$  in der Höhe  $h$  der PGS-Obergrenze, die sich mit dem Vektor der Schubspannungsgeschwindigkeit  $\vec{v}_* = c_g (\vec{v}_g \cos \alpha + \vec{k} \times \vec{v}_g \sin \alpha)$  aus dem Rotor der Schubspannung  $\vec{\tau}$  an der Erdoberfläche zu

$$w_h/v_g = c_g^2 \frac{1}{f} \left[ \left( \xi_g - \alpha \frac{\partial v_g}{\partial n_p} \right) \cos \alpha + b \frac{\partial v_g}{\partial s_p} \sin \alpha \right] \quad (1)$$

ergibt, wenn die Variabilität der Luftdichte innerhalb der PGS sowie die Breitenabhängigkeit des

Coriolisparameters vernachlässigt werden,  $\zeta_g$  die relative geostrophische Vorticity bedeutet und sich die natürlichen Koordinaten  $s_p, n_p$  auf die Richtung des geostrophischen Windes bzw. der Bodenisobaren beziehen; die Funktionen  $a, b$  bringen die Abhängigkeit der Produkte  $c_g^2 \cos \alpha, c_g^2 \sin \alpha$  von der geostrophischen Windgeschwindigkeit zum Ausdruck und können in erster Näherung  $= 1$  gesetzt werden (BERNHARDT 1970, 1992).

Gleichung (1) geht für die Ekmanspirale mit für  $z \rightarrow 0$  verschwindender Windgeschwindigkeit in den aus der Literatur bekannten Ausdruck  $w_h = \sqrt{K/2f} \zeta_g f/|f|$  ("Ekman pumping") über. Demgegenüber ermöglicht Formel (1) ohne unrealistische Annahmen (wie  $K = \text{const.}$ ) den Anschluß an die reichhaltigen Ergebnisse theoretischer, halbempirischer und experimenteller Untersuchungen zur Abhängigkeit des geostrophischen Spannungskoeffizienten  $c_g$  und des Ablenkungswinkels  $\alpha$  von den Schichtungs- und Untergrundverhältnissen; sie widerspiegelt ferner zusätzliche Vertikalbewegungs- bzw. Sekundärzirkulationseffekte speziell der Scherungsvorticity und der Geschwindigkeitsdivergenz des geostrophischen Bodenwindfeldes.

"Fill in" und "spin down" können unter den einander ausschließenden (!) Voraussetzungen fehlender bzw. die PGS-Vergenzen voll kompensierender Vergenzen in der freien Atmosphäre durch die aus (1) zu berechnende Größe  $w_h$  ausgedrückt werden, wobei die Druckstörung nach einer um etwa eine Größenordnung kürzeren Zeitskala als die relative Vorticity abklingt. Eine von diesem Widerspruch freie Abschätzung des Effektes reibungsbedingter Sekundärzirkulationen unter quasigeostrophischer Anpassung der Druck- und Vorticityänderungsfelder, wozu ein charakteristischer horizontaler Maßstab  $L_h$  eingeführt wird, führt zu auch aus der barotropen Vorticitygleichung ableitbaren konsistenten Ausdrücken für den reibungsinduzierten Abbau der relativen Vorticity und der Luftdruck- bzw. Geopotentialstörung in der Gestalt

$$\frac{1}{f} \frac{dS}{dt} = - \frac{1}{1 + L_h^2/L^2} \frac{w_h}{H_h} \quad (2)$$

mit der Skalenhöhe  $H_h = RT_h/g$  für  $z = h$  und dem Quadrat  $L^2 = RT/f^2$  der Rossbyschen Länge  $L$  (auch Rossbyscher Deformationsradius genannt).

Mit (1) folgt bei Beschränkung auf den rechtsseitigen  $\zeta_g$ -Term ein hyperbolisches Abklingverhalten für relative Vorticity bzw. Geopotentialstörung mit einer Zeit  $\tau_n = (n-1)(1+L_h^2/L^2)H/v_{g0}c_g^2 \cos \alpha$ , nach der die Störung von der anfänglichen geostrophischen Windgeschwindigkeit  $v_{g0}$  reibungsbedingt auf den  $n$ -ten Teil ihrer Anfangsamplitude abgeklungen ist. Mit  $c_g^2 \cos \alpha \approx 10^{-3}$  als Richtwert ist die Abklingzeit von der Größenordnung  $10^6 \dots 10^7$  s, im Gegensatz zu den in der Lehrbuchliteratur angegebenen Formeln aber vom räumlichen Scale der Störung und explizit von den Reibungsparametern  $c_g$  und  $\alpha$  abhängig, die den Einfluß der Bodenrauigkeit sowie der thermischen Schichtung zum Ausdruck bringen und die ihrerseits aus Grenzschichtmodellen bzw. -experimenten entnommen oder mittels der Widerstandsgesetze parametrisiert werden können.

#### Literatur

- Bernhardt, K.: Z. Meteorol. 21 (1970), 259-279.  
 Bernhardt, K.: Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin, Reihe Math./Naturwiss. 41 (1992) 2, 93-105.  
 Charney, J.G., A. Eliassen: Tellus 1 (1949) 2, 38-54.  
 Einstein, A.: Sitz.Ber. Preuß. Akad. Wiss., phys-math. Kl. (1926),1; Naturwiss. 14 (1926), 223-224.  
 Einstein, A.: Mein Weltbild. Zürich, Stuttgart, Wien (19533).  
 Exner, F.M.: Dynamische Meteorologie. Leipzig, Berlin, 1.Aufl. (1917), 2.Aufl. (1925).  
 Nieling, J., Roth, R., T. Prenosil: Meteorol. Z., N.F. 5 (1996), 31-37.  
 Weber, H.: Die Oberflächenformen des festen Landes. Leipzig (1967).

# EINE DREIDIMENSIONALE VERALLGEMEINERUNG DER OMEGA-GLEICHUNG

Peter Névir

Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin

## 1. Einleitung

Die quasigeostrophische Theorie atmosphärischer Bewegungen ist ein grundlegendes Modell für die großräumige Dynamik der Atmosphäre. Sie findet konzeptionelle Anwendung im Rahmen von einfachen Klimamodellen, Instabilitätstheorien oder Turbulenztheorien. Zu diesem Modell gehören einerseits die klassische Geopotentialtendenz-Gleichung, die mit dem Erhaltungssatz der quasigeostrophischen potentiellen Vorticity identisch ist und andererseits die Omega-Gleichung in der modernen Hoskinschen  $\mathbf{Q}$ -Vektorform. Mit ihr kann die ageostrophische Vertikalbewegung berechnet werden. Es fehlen aber explizite Gleichungen für die zonalen und meridionalen ageostrophischen Windkomponenten. Auch wird die Balance-Gleichung in dem Modell nicht verwendet. Durch eine konsequente 3D-Formulierung können diese Nachteile aufgehoben werden.

## 2. Streckung der Vertikalkoordinate

Um die Anisotropie von horizontaler und vertikaler Skala in der synoptischen Dynamik zu eliminieren, wird die folgende Transformation der Vertikalkoordinate eingeführt:

$$z^* = \frac{\sqrt{\sigma_0}}{f_0} p = \frac{N_{z,0}}{f_0} z \quad (1)$$

Es ist  $z$  die geometrische Höhe,  $p$  der Druck,  $f_0$  der Coriolisparameter sowie  $\sigma_0$  die konstante Stabilitätsmaßzahl im  $p$ -System und  $N_{z,0}$  die Brunt-Väisälä-Frequenz. Durch diese Streckung der Vertikalkoordinate wird eine dreidimensionale dynamische Isotropie der quasigeostrophischen Theorie etabliert. Die Skala der neuen Vertikalkoordinate  $z^*$  hat so die charakteristische Länge des Rossbyschen Deformationsradius  $L_D=1000$  km.

## 3. Dreidimensionale Formulierung des quasigeostrophischen Modells

Im Rahmen der quasigeostrophischen Theorie können nun die horizontale Bewegungsgleichung und der 1. Hauptsatz für adiabatische Prozesse mit der neuen Vertikalkoordinate zu einer einzigen 3D-Bewegungsgleichung zusammengefaßt werden. Es gilt:

$$\frac{\partial \mathbf{E}_g}{\partial t} + \frac{1}{f_0} J(\phi, \mathbf{E}_g) + f_0 \mathbf{U}_{ag} = 0 \quad (2)$$

Es ist  $\mathbf{E}_g = \frac{1}{f_0}(\partial\phi/\partial x, \partial\phi/\partial y, \partial\phi/\partial z^*)$  das 3D geostrophische Primärfeld,  $\phi$  das Geopotential,  $J$  der Jacobi-Operator und  $\mathbf{U}_{ag} = (u_{ag}, v_{ag}, w_{ag}^*)$  das 3D ageostrophische Sekundärfeld. Die Kontinuitätsgleichung besagt, daß das ageostrophische Windfeld inkompressibel ist, d.h. es gilt:  $\nabla \cdot \mathbf{U}_{ag} = 0$ .

## 4. Geostrophische Prognostik

Die Divergenz der Bewegungsgleichung (2) führt mit  $\nabla \cdot \mathbf{E}_g = \Pi_{QG}$  zu dem Erhaltungssatz der quasigeostrophischen potentiellen Vorticity  $\Pi_{QG}$ :

$$\frac{\partial \Pi_{QG}}{\partial t} + \frac{1}{f_0} J(\phi, \Pi_{QG}) = 0 \quad (3)$$



## 5. Ageostrophische Diagnostik

Die Rotation der Bewegungsgleichung (2) führt mit  $\nabla \times \mathbf{E}_g = 0$  zur Elimination der Zeitableitung und damit zur ageostrophischen Diagnostik, die durch einen dreidimensionalen  $\mathbf{N}_{QG}$ -Vektor beschrieben werden kann. Es gilt:

$$\nabla \times \mathbf{U}_{ag} = \mathbf{N}_{QG} = \left( -\frac{2}{f_0} \frac{\partial(u_g, v_g)}{\partial(y, z^*)}, -\frac{2}{f_0} \frac{\partial(u_g, v_g)}{\partial(z^*, x)}, -\frac{2}{f_0} \frac{\partial(u_g, v_g)}{\partial(x, y)} \right) \quad (4)$$

Als Komponenten dieser Vektorgleichung findet man die beiden Sawyer-Eliassen-Gleichungen und als dritte Komponente die klassische Balance-Gleichung. Sie fehlt als wichtige Gleichung im Rahmen der üblichen quasigeostrophischen Theorie. Es gilt:

$$\frac{\partial w_{ag}^*}{\partial y} - \frac{\partial v_{ag}}{\partial z^*} = -\frac{2}{f_0} \frac{\partial(u_g, v_g)}{\partial(y, z^*)} \quad (\text{Sawyer-Eliassen-Gl.}) \quad (5)$$

$$\frac{\partial u_{ag}}{\partial z^*} - \frac{\partial w_{ag}^*}{\partial x} = -\frac{2}{f_0} \frac{\partial(u_g, v_g)}{\partial(z^*, x)} \quad (\text{Sawyer-Eliassen-Gl.}) \quad (6)$$

$$\frac{\partial v_{ag}}{\partial x} - \frac{\partial u_{ag}}{\partial y} = -\frac{2}{f_0} \frac{\partial(u_g, v_g)}{\partial(x, y)} \quad (\text{Balance-Gleichung}) \quad (7)$$

Wird noch einmal die Rotation von (4) gebildet, so erhält man drei Poisson-Gleichungen zur expliziten Berechnung der vollständigen ageostrophischen Zirkulation. Es gilt:

### Komponenten der Poisson-Gleichung

$$\nabla^2 u_{ag} = -\mathbf{i} \cdot \nabla \times \mathbf{N}_{QG} \quad u_{ag} - \text{Gleichung} \quad (8)$$

$$\nabla^2 v_{ag} = -\mathbf{j} \cdot \nabla \times \mathbf{N}_{QG} \quad v_{ag} - \text{Gleichung} \quad (9)$$

$$\nabla^2 w_{ag}^* = -\mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{N}_{QG} \quad \text{Omega-Gleichung} \quad (10)$$

Die klassische Omega-Gleichung ist hier nur die vertikale Komponente eines allgemeinen Induktionsgesetzes. Mit den beiden neuen Poisson-Gleichungen können die ageostrophischen zonalen und meridionalen Windkomponenten ebenfalls explizit bestimmt werden.

## 6. Zusammenhang mit der Q-Vektor-Formulierung

Der  $\mathbf{Q}$ -Vektor (Hoskins et al. 1978) besitzt nur zwei horizontale Komponenten während die neue  $\mathbf{N}_{QG}$ -Vektor-Formulierung die vollständige Information enthält. Die vertikale Komponente der Rotation dieses  $\mathbf{N}_{QG}$ -Vektors hängt mit der  $\mathbf{Q}$ -Vektor-Formulierung wie folgt zusammen:

$$\mathbf{k} \cdot \nabla_h \times \mathbf{N}_{QG} = \frac{2}{f_0 \sqrt{\sigma_0}} \nabla_h \cdot \mathbf{Q} \quad (11)$$

Durch diese Verallgemeinerung der Omega-Gleichung ist eine explizite Berechnung der ageostrophischen Zirkulation allein aus dem Geopotentialfeld in allen drei Dimensionen möglich.

### Literatur

Hoskins, B. J., I. Draghici und H. C. Davies 1978: A new look at the  $\omega$ -equation. *Q. J. Roy. Met. Soc.* **104**, 31-38

# Helicitystrukturen im synoptischen Scalebereich

H. Pichler und A. Schaffhauser

Institut für Meteorologie und Geophysik, Universität Innsbruck  
Innrain 52, A - 6020 Innsbruck, Österreich

Die Helicity oder Helizität  $H$ , die als Skalarprodukt aus dem absoluten Wirbelvektor und der Geschwindigkeit gebildet wird, fand bisher nur in der mesoskaligen Meteorologie und der Grenzschichtmeteorologie Verwendung. Die Bilanzgleichung der Helicity kann aus der Bewegungsgleichung und der allgemeinen Wirbelgleichung gewonnen werden. Mit Hilfe der Skalenanalyse wird die Helicity und deren Bilanz unter Voraussetzung einer reibungsfreien Strömung, die sich im lokalen hydrostatischen Gleichgewicht befindet, für die synoptische Skala approximiert:

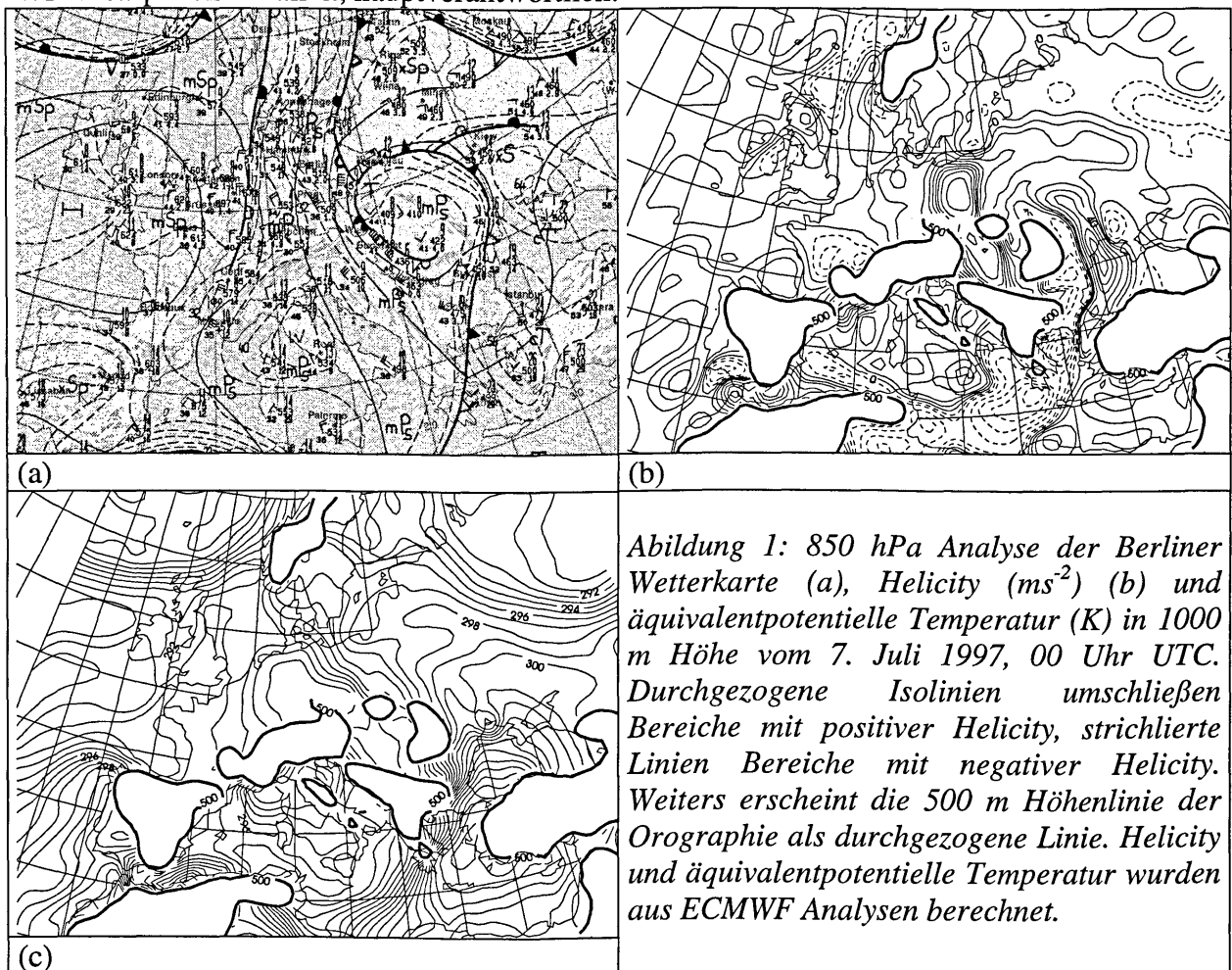
$$H_s = -\mathbf{k} \cdot \left( \mathbf{v}_h \times \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial H_s}{\partial t} + \nabla \cdot \left( H_s \mathbf{v} - \mathbf{Z}_r \frac{V_h^2}{2} \right) = \mathbf{v}_h \cdot (\nabla p \times \nabla \alpha) + \mathbf{Z}_r \cdot (-\alpha \nabla_h p). \quad (2)$$

$H_s$  beschreibt die synoptisch relevante Helicity (1),  $\mathbf{Z}_r = \nabla \times \mathbf{v}_h$ . Der Index "h" kennzeichnet die horizontalen Komponenten der jeweiligen Vektoren. Die beiden Terme auf der rechten Seite von (2) enthalten den Einfluß der Baroklinität und der Druckgradientkraft auf Produktion bzw. Verlust von Helicity. Hohe Werte der synoptisch relevanten Helicity treten in Verbindung mit Fronten und Jetstreams auf. Für tiefere Niveaus kann  $H_s$  in zwei Anteile aufgespaltet werden, der erste beschreibt die horizontale Temperaturadvektion, der zweite, größer in der Magnitude, enthält die vertikale Scherung der ageostrophischen Windkomponente. Tritt eine vertikale Scherung des ageostrophischen Windes auf, so sind die Strukturen der synoptisch relevanten Helicity natürlich verschieden von denen der horizontalen Temperaturadvektion. Im Jetstreamniveau muß allerdings bei der Interpretation der synoptisch relevanten Helicity noch ein dritter Anteil berücksichtigt werden (s. Pichler und Schaffhauser, 1998).

Analysen von Zyklongenese mit und ohne orographische Modifikation finden sich in Pichler und Schaffhauser (1996, 1997, 1998) und Schaffhauser (1996). ECMWF Analysen dienen als Datenmaterial für die folgende Fallstudie. Von 4. Juli 1997 bis zum 10. Juli 1997 führte ein nahezu stationäres Tiefdrucksystem über Mittel- und Osteuropa zu enormen Niederschlagsmengen vom Alpenostrand bis nach Polen. Diese Starkniederschläge verursachten großräumige Überschwemmungen entlang der hochwasserführenden Flüsse. Am 5. Juli 1997 liegt der zu dem vorhin erwähnten Tiefdrucksystem dazugehörige Trog über Mitteleuropa, an seiner Vorderseite erstreckt sich ein Frontensystem von Italien bis nach Skandinavien. In der Folge schnürt sich der Trog ab, ein stationäres Höhentief mit Kern über Osteuropa bildet sich aus. Die dazugehörige Okklusion dehnt sich von Polen über Tschechien bis zum Alpenostrand aus. In dieser Zone treten auch die größten Niederschlagswerte auf. Abbildung 1 zeigt die synoptische Analyse der Strömungslage am 7. Juli 1997 um 00 UTC. Die 850 hPa Analyse der Berliner Wetterkarte (a) wird dabei der aus den ECMWF Analysen berechneten Helicityverteilung (Inkrement für die vertikale Windscherung beträgt 1000 m) und den Isolinien der äquivalentpotentiellen Temperatur in 1000 m Seehöhe gegenübergestellt (b und c). Die 500 m Isohypse der Modellorographie wird durch eine durchgezogene Linie dargestellt.

Die Berliner Wetterkarte (a) zeigt den Kern des stationären Tiefdruckgebietes über Ungarn. An der Westflanke des Tiefs kommt die bereits vorhin erwähnte Okklusion zu liegen. Starke Gradienten der Helicity in dieser Region (b) sind für die Okklusion und die Kaltfront charakteristisch. Die Nulllinie der Helicity deckt sich mit den Frontlinien für die Okklusion und Kaltfront, die sich vom Okklusionspunkt bis zum westlichen Mittelmeer erstreckt. Vor der Kaltfront treten demnach stark positive, dahinter negative Werte an Helicity auf. Die Warmfront, auf der Berliner Wetterkarte über Weißrußland zu erkennen, liegt südlich hoher positiver Helicitywerte, die die Warmluftadvektion vor der Front beschreibt. Die hohen Helicitywerte vor der Warmfront stammen hauptsächlich von dem Helicityanteil, der die Temperaturadvektion bestimmt, für das Zustandekommen des mächtigen Helicitygradienten an Okklusion und Kaltfront ist der Helicityanteil, der die Scherung der ageostrophischen Windkomponente enthält, hauptverantwortlich.



## Literatur:

- Pichler H., Schaffhauser A., 1996: The helicity structure of orographically modified fronts. Proceedings of ICAM 1996, Bled, Slovenia.
- Pichler H., Schaffhauser A., 1997: Helicity and fronts modified by the Alps. MAP-newsletter, no. 7, 104-105.
- Pichler H., Schaffhauser A., 1998: The synoptic meaning of helicity (in press, Meteorol. Atmos. Physics)
- Schaffhauser A., 1996: Zur Helizität in der synoptischen Skala, Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck (77 Seiten).

# Punktwirbeldynamik und ihre Anwendung auf das Blocking-Phänomen

Till Kuhlbrodt und Peter Névir, Freie Universität Berlin,  
 Institut für Meteorologie, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin

Die synoptischen Wirbel in der Troposphäre sind jedem Meteorologen ein Begriff. In den gängigen Modellen zur Beschreibung der Atmosphäre jedoch werden die Wirbel nicht direkt als Struktur im Strömungsmuster repräsentiert, sondern nur indirekt über ihre Gitterpunktwerte. Das ist eine rein mathematische Diskretisierung. In unserem Ansatz diskretisieren wir atmosphärische Strömungsmuster, indem wir sie auf wenige punktförmige Wirbel, also physikalische Zustände, reduzieren. Diese Reduktion führt auf ein sehr einfaches System, das dennoch die Dynamik qualitativ richtig wiedergibt.

Die numerischen Modelle der globalen Zirkulation haben generell die Tendenz, blockierende Hochdruckwetterlagen in der Häufigkeit und Dauer ihres Auftretens zu unterschätzen. Daher scheint es nötig, neue Ansätze zur Beschreibung der Dynamik von Blockings zu finden. Wir wenden die Punktwirbeldynamik auf dieses Problem an.

Punktwirbel erhält man, indem man synoptische Wirbel unter Erhaltung der Zirkulation auf je einen Punkt zusammenzieht. Nach diesem Grenzübergang gibt es kein Windfeld mehr. Alle Eigenschaften des Systems reduzieren sich auf die Stärke  $\kappa$  und den Ort  $\mathbf{r}$  der Wirbel, so daß die Hamiltonfunktion  $H$  – und damit die Energie – eines Systems von  $n$  Punktwirbeln in der Ebene folgende Form hat:

$$H = -\frac{1}{4\pi} \sum_{\alpha \neq \beta} \kappa_\alpha \kappa_\beta \ln(|\mathbf{r}_\alpha - \mathbf{r}_\beta|). \quad (1)$$

Die Bewegungsgleichungen eines Punktwirbels ergeben sich schlicht durch Ableitung nach den Ortskoordinaten:  $\kappa_\alpha \dot{x}_\alpha = \partial H / \partial y_\alpha$  und  $\kappa_\alpha \dot{y}_\alpha = -\partial H / \partial x_\alpha$ .

Zwei Punktwirbel entgegengesetzt gleicher Wirbelstärke haben einen festen Abstand und bewegen sich gleichförmig entlang der Mittelsenkrechten ihrer Verbindungslinie. In einem passenden konstanten Grundstrom  $U_0$  ist diese Wirbelkonfiguration ortsfest. Damit ist sie das einfachste Modell für die typische Dipolstruktur einer blockierenden Hochdruckwetterlage. In einem breitenabhängigen Grundstrom  $U(y) = U_0(1 - y^2/y_0^2)$  schwingt der Dipol harmonisch. Das kanonische Variablenpaar bilden hier die meridionale Auslenkung des Dipols bezüglich der Strahlstromachse ( $\pm 1000$  km) und der Winkel zwischen Dipolachse und Strahlstromachse ( $90^\circ \pm 10^\circ$ ). Die Schwingungsperiode beträgt ca. 10 Tage. Die Pendelbewegung der Dipolachse um die Nord-Süd-Ausrichtung läßt sich bei Blockings über mehrere Tage beobachten.

Drei Punktwirbel in der Ausgangslage eines blockierenden Dipols mit einer heranströmenden Zyklone haben zwei Möglichkeiten der Wechselwirkung. Entweder zieht das anströmende Tief am Blocking vorbei, oder es findet ein Austausch statt. In Abb. 1 ist ein Austauschvorgang dargestellt. Dabei wird die im Dipol eingebundene Zyklone von der anströmenden verdrängt und

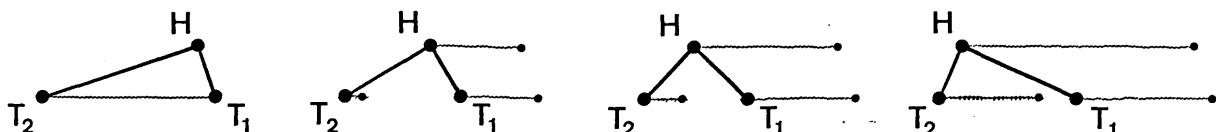
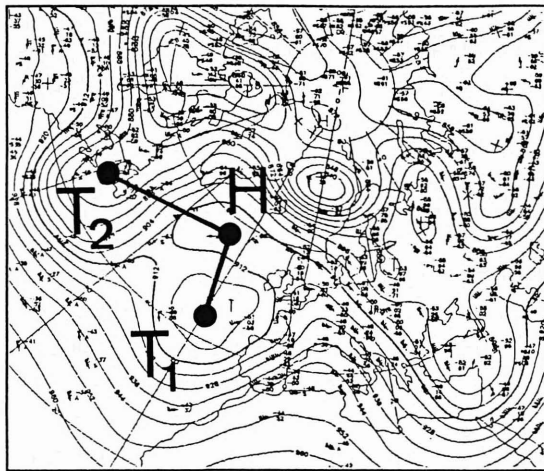
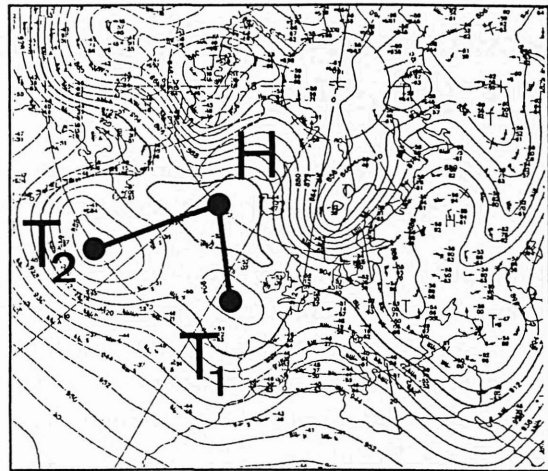


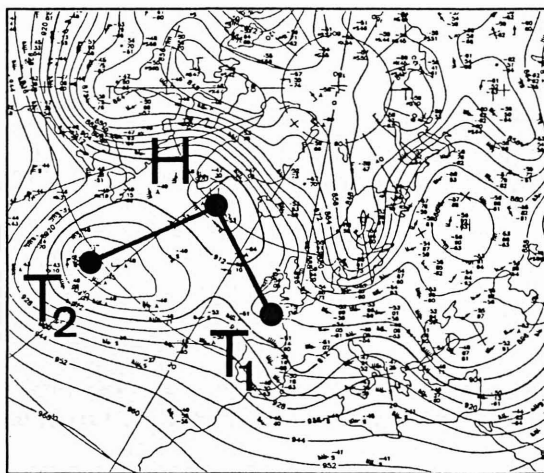
Abb. 1: Austauschbewegung eines Hochs und zweier Tiefs im Modell. Große Punkte bezeichnen die Wirbelorte, kleine Punkte die Ausgangspositionen wie in der ersten Figur links, dünne Linien die Zugbahnen. Das Hoch bewegt sich gleichförmig westwärts und ist daher im Grundstrom ortsfest. „Hoch“ bzw. „Tief“ steht hier ausschließlich für negative bzw. positive Wirbelstärke. Man vergleiche mit den vier Konfigurationen aus Abb. 2.



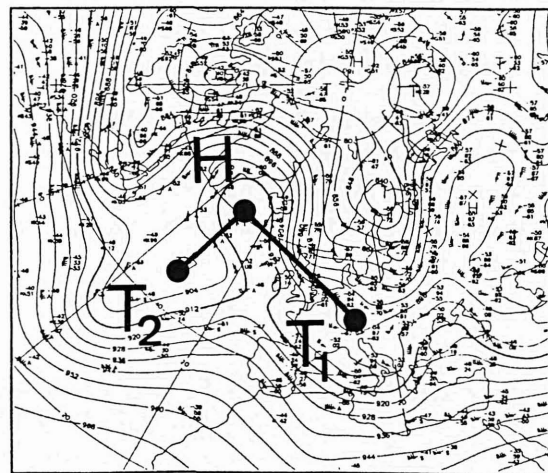
Geopotential 300 hPa am 25.03.96, 00 UTC



Geopotential 300 hPa am 26.03.96, 00 UTC



Geopotential 300 hPa am 27.03.96, 00 UTC



Geopotential 300 hPa am 28.03.96, 00 UTC

Abb. 2: Die drei wechselwirkenden Wirbel sind in die Karten eingezeichnet. Am ersten Tag bilden das Hoch H und das Tief  $T_1$  den blockierenden Dipol. Nach dem Austausch der Tiefs hat sich am vierten Tag ein neuer Dipol etabliert, der aus H und  $T_2$  besteht. Ausschnitte aus der täglichen 300 hPa-Zirkumpolarkarte des DWD.

entfernt sich stromabwärts; die herangeströmte Zyklone bildet zusammen mit der ortsfesten Antizyklone einen neuen blockierenden Dipol. Die Kartenausschnitte (Abb. 2) zeigen einen solchen Ablauf in der Atmosphäre.

Trotz der drastischen Reduktion der atmosphärischen Bewegungsabläufe auf wenige Punktwirbel, deren Dynamik durch Gl. (1) vollständig beschrieben wird, liefert das resultierende System qualitativ richtige Ergebnisse. Mit geringem Aufwand können grundlegende Aspekte der Kinetik troposphärischer Wirbel in Blockings modelliert werden. Hier zeigt sich, wie mächtig die Wirbeldynamik als Instrument zur Beschreibung atmosphärischer Bewegungsabläufe ist.

#### Literatur

Aref, H.: Motion of three vortices. *Physics of Fluids* **22**(3), 393, 1979

D'Andrea, F. et al.: Northern Hemisphere Atmospheric Blocking as Simulated by 15 Atmospheric General Circulation Models in the Period 1979-1988. WMO/TD No. 784, 1, 1996

Névir, P.: Die Nambu-Felddarstellungen der Hydrothermodynamik und ihre Bedeutung für die dynamische Meteorologie. Habilitationsschrift FU Berlin, 1998 (im Druck)

# Über Fehler in spektralen Regionalmodellen bei Verwendung eines Erweiterungsverfahrens

Martin Simmel und Uwe Harlander

Institut für Meteorologie (LIM), Universität Leipzig  
Stephanstraße 3, 04103 Leipzig

**Einführung** In globalen Atmosphärenmodellen haben sich spektrale Verfahren zur Diskretisierung der Modellfelder und zur Berechnung der Ableitungen bewährt. In zonaler Richtung wird dabei i. a. eine Fourier-, in meridionaler Richtung eine Legendre-Transformation angewandt. Wegen der nichtperiodischen Randbedingungen ist dies für regionale Modelle nicht üblich. Das Erweiterungsverfahren von Haugen und Machenhauer (1993) erzeugt periodische Randbedingungen, indem es die zeitabhängigen nichtperiodischen Randfelder des regionalen Modells in ein Gebiet außerhalb des Integrationsgebiets (die sog. Erweiterungszone) erweitert. Dieses Verfahren wenden wir auf ein regionales 3-Schichten-Flachwassermodell an (Harlander, 1997). Das Modell operiert auf der  $f$ -Ebene, deshalb kann die Fouriertransformation in beiden horizontalen Richtungen eingesetzt werden. Die für Simulationen von regionalen Modellen benötigten zeitabhängigen Randfelder liefert eine zuvor durchgeführte globale Simulation. Es findet keine zeitliche Interpolation der Randdaten statt, so ist diese Fehlerquelle ausgeschlossen. Im Gegensatz zu anderen Untersuchungen verwenden wir für die globalen und regionalen Simulationen dasselbe Modell mit derselben horizontalen Auflösung und demselben Zeitschritt. Die Abweichung des regionalen Modells von der globalen Simulation ist demnach ein gutes Maß für die Größe des durch die Anwendung des Erweiterungsverfahrens verursachten Fehlers. Zur Abschätzung der Güte des Erweiterungsverfahrens berechnen wir den gleichen Fall mit einem vom spektralen abgeleiteten Modell, das die Ableitung mittels finiter Differenzen 2. Ordnung berechnet, sonst jedoch identisch mit dem spektralen Modell ist (fd).

**Betrachtete Fälle** Als ersten Test vergleichen wir eine analytische, stationäre, nichtlineare und nichtperiodische Lösung der Modellgleichungen mit dem numerischen Ergebnis des spektralen Regionalmodells. Zweitens verwenden wir eine großskalige asymmetrische Orographie, untersuchen eine Überströmung derselben mit dem globalen und den regionalen (spektral und fd) Modellen und vergleichen die Ergebnisse. Die Periodizität der Randbedingungen für den globalen Lauf ist dadurch gewährleistet, daß die Modellränder weit genug von den Grenzen der Orographie entfernt liegen.

**Ergebnisse** Abbildung 1 zeigt Höhen- und Geschwindigkeitsfelder der globalen (A) und regionalen (B) Simulation des nichtstationären Falles nach einer Integrationszeit von 48 Stunden. Man erkennt die gute Übereinstimmung der beiden Felder. Abbildung 2 zeigt den rms-Fehler für das Höhenfeld gemittelt über alle drei Schichten und das gezeigte Integrationsgebiet für das spektrale (spek) und das "Gittermodell" (fd). Es zeigt sich, daß der Fehler bei Verwendung des spektralen Verfahrens um etwa ein Drittel kleiner ist als mit dem "Gittermodell".

**Folgerungen** Mit dem hier verwendeten Erweiterungsverfahren lassen sich spektrale Methoden relativ leicht in Regionalmodelle implementieren und können Finite-Differenzen-Verfahren ersetzen. Dies macht spektrale Regionalmodelle zu einer ernstzunehmenden Alternative zu Regionalmodellen, die auf Finiten Differenzen beruhen.

**Literatur:**

- U. HARLANDER, 1997: Flow Climatology in the Alpine Region as simulated by a simple Shallow Water Model. *Beitr. Phys. Atmos.*, **70**, 285–299.
- J. E. HAUGEN, B. MACHENHAUER, 1993: A spectral limited-area formulation with time-dependent boundary conditions applied to the shallow-water equations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2618–2630.

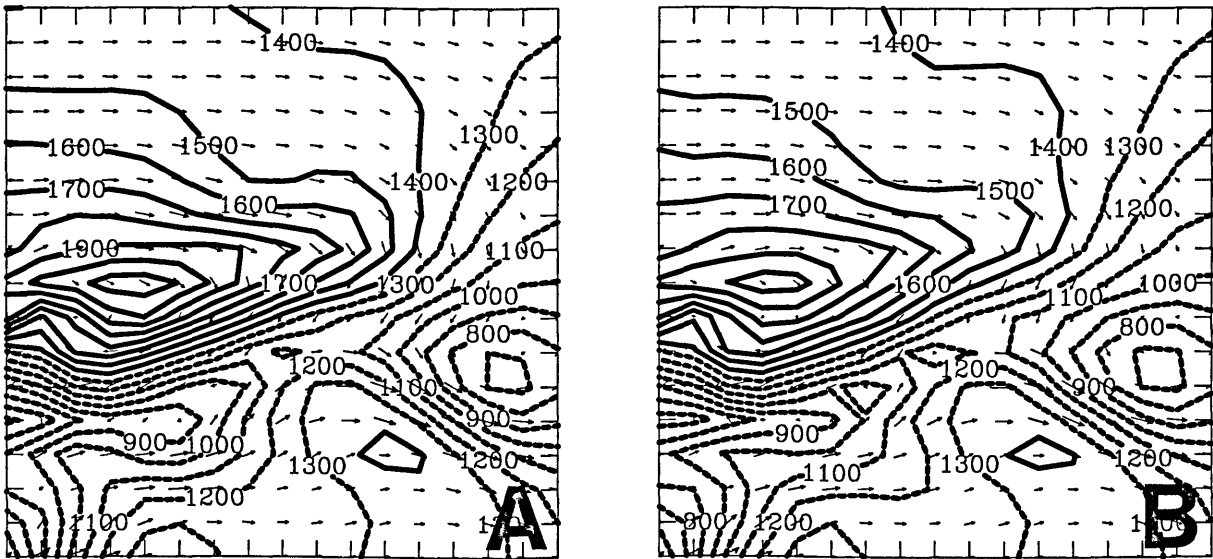


Abbildung 1: Höhen- und Geschwindigkeitsfeld der mittleren Schicht nach einer Integrationszeit von 48 Stunden: (A) Referenzlauf und (B) spektraler Testlauf mit einer Erweiterungszone von 8 Gitterpunkten.

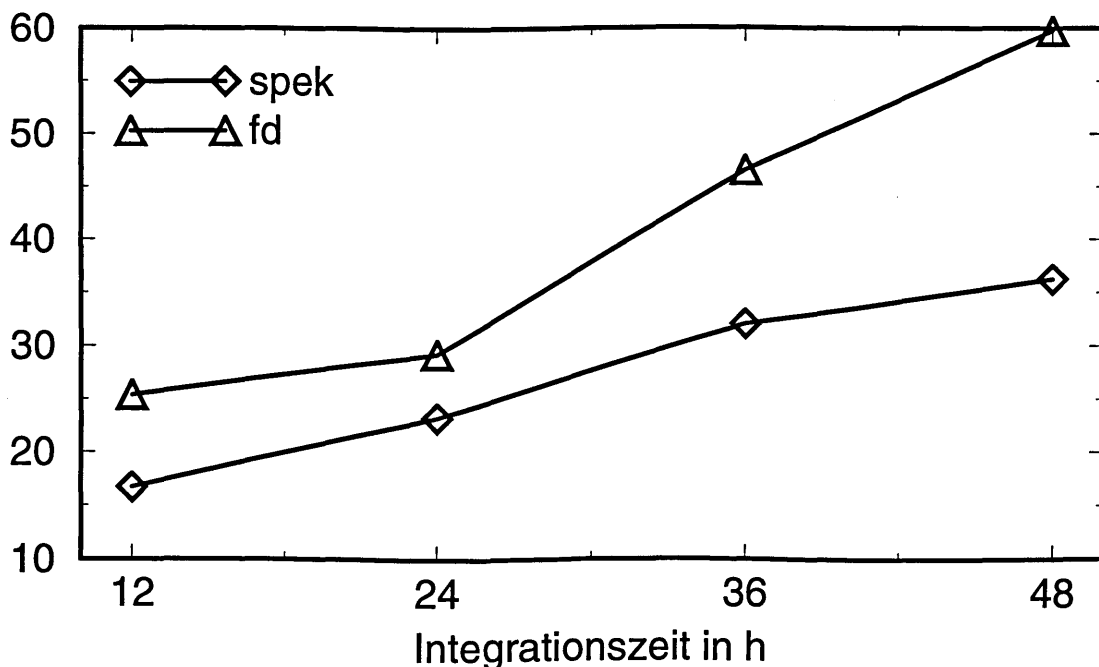


Abbildung 2: rms-Fehler für das Höhenfeld (in *m*) je eines spektralen (spek) und eines Testlaufs mit finiten Differenzen (fd) bezogen auf den Referenzlauf nach 12, 24, 36 und 48 Stunden Integrationszeit.

# Die Feuchtebilanz der arktischen Atmosphäre basierend auf einem balancierten Windfeld unregelmäßig verteilter Beobachtungen

M. Göber

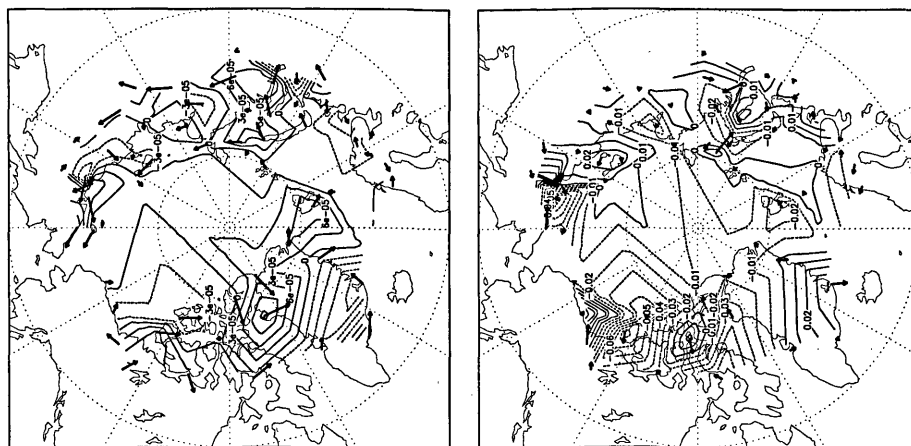
Meteorologisches Institut der Universität Bonn

Auf dem Hügel 20, 53121 Bonn

Im wissenschaftlichen Konzept der Arctic Climate System Study (ACSYS) ist der hydrologische Zyklus ein Schwerpunkt. Der Grund ist die große Unsicherheit in den individuellen Komponenten der Frischwasserbilanz des arktischen Klimasystems bei gleichzeitiger hoher Sensitivität während Klimaänderungen.

Grundlage der Berechnung atmosphärischer Haushalte muß ein massenkonsistentes Windfeld sein, da sonst durch die Imbalance des Windfeldes Fehler in der Größenordnung des Signals entstehen können (Abb. Links; und Ehrendorfer et al. 1994). Zu diesem Zweck wurde ein variationelles Verfahren zur massenkonsistenten Modifikation des 3-dimensionalen Windfeldes entwickelt. Dabei wird das Windfeld in minimaler Weise (rms-Größenordnung der Horizontal- (Vertikal-) windänderung: 1 m/s (0.05 Pa/s)) so geändert (Abb. Rechts), daß die Kontinuitätsgleichung nun erfüllt ist. Die numerische Realisierung erfolgt mit Hilfe der Finite Elemente Methode, wodurch die Berechnung auf dem durch die Radiosondenbeobachtungsorte gegebenen, unregelmäßigen Gitter erfolgen kann.

Damit ist es auch möglich, einen Vergleich zwischen aus Reanalyse- und Radiosondendaten berechneten Bilanzen durchzuführen, der sich nur durch die Daten, aber nicht durch deren räumliche und zeitliche Verteilung unterscheidet. Die Bilanz aus Radiosondendaten wird unter Verzicht auf die Schließung von Datenlücken durch die sonst übliche Interpolation auf ein regelmäßiges Gitter bestimmt. Eine so berechnete Bilanz, die gleichzeitig unabhängig von Modelleigenheiten, wie z.B. Parameterisierungen, ist, stellt somit eine, in gewisser Hinsicht von den sonstigen Reanalysen unabhängige, Abschätzung der langzeitigen Veränderlichkeit atmosphärischer Haushalte auf der Tageszeitskala dar.



**Abb. 1:** Links: Beobachteter Horizontalwind  $\underline{v}^o$  und 3D-„Rest-“Divergenz  $\nabla \underline{v}^o + \frac{\partial \omega^o}{\partial p}$  in  $s^{-1}$ . Isolinienabstand  $3 \cdot 10^{-5}, s^{-1}$ . Rechts: Modifikation des Horizontalwindes (Pfeile) und Vertikalwindes (Isolinienabstand  $10^{-2} Pa s^{-1}$ ).

## Literatur:

Ehrendorfer, M.; Hantel, M.; Wang, Y., 1994: A variational modification algorithm for three-dimensional mass flux non-divergence. Q.J.R.Meteorol.Soc., **120**, 655-698. Mon.Wea.Rev., **122**, 946-965.





# Möglichkeiten und Grenzen der Ensemble Technik

Christine Ziehmann, Freie Universität Berlin und Universität Potsdam

Seit 1992 werden an den beiden großen Vorhersagezentren EZMW und NCEP operationell Ensemblevorhersagen durchgeführt. Der Weg von deterministischen Einzelvorhersagen zu Ensemblevorhersagen wurde eingeschlagen, als nach Jahren einer kontinuierlichen Verbesserung der Modelle offensichtlich eine Art von Sättigung erreicht worden war. Folgendes ist festzustellen:

- Der Vorhersagefehler wächst mit der Zeit an bis er schließlich die Größe des Fehlers einer Zufallsvorhersage und damit das Ende der Vorhersagbarkeit erreicht. Hierfür gibt es mehrere Ursachen: Fehler in der Modellformulierung, die empfindliche Abhängigkeit von Ungenauigkeiten des Anfangszustandes (Chaos) und numerische Trunkationsfehler.
- Es ist zur Zeit keine markante Verbesserung der Modelle zu erwarten: Die kontinuierliche Erhöhung der Auflösung der Modelle hat das Ende der Vorhersagbarkeit im Zeitraum 1980 bis 1990 um etwa einen Tag hinausgeschoben. Beim Übergang von T106 zu T213 am EZMW zu Beginn der 90er Jahre hat sich dieser Trend nicht fortgesetzt.
- Die Variabilität des Vorhersagefehlers nimmt mit zunehmender Vorhersagezeit zu, und damit nimmt der Wert von deterministischen Einzelvorhersagen ab.

Sowohl am EZMW als auch am NCEP wurde eine "single model" Ensemble Technik eingeführt, bei der zusätzlich zu der ungestörten Analyse noch eine Ensemble von leicht gestörten Anfangsbedingungen integriert wird. Beide Zentren berücksichtigen zur Zeit Fehler in der Modellformulierung nicht. Folgende Ziele will man mit der Ensemble Technik erreichen:

- Verbesserung der Vorhersage durch das Ensembledittel
- Abschätzung des Vorhersagefehlers der deterministischen Einzelvorhersage durch die Streuung des Ensembles
- Zuverlässige Wahrscheinlichkeitsvorhersagen bestimmter Ereignisse

Die Durchführung von Ensemblevorhersagen in einfachen (niedrigdimensionalen chaotischen und stochastischen) Modellen kann dazu beitragen, grundsätzliche Grenzen für das Erreichen der oben genannten Ziele aufzuzeigen. Die Abbildung 1 verdeutlicht dies für die Vorhersage der Vorhersagbarkeit aus der Streuung des Ensembles um die Kontrollvorhersage (=Spread) für das Lorenz Modell [2].

Für eine große Anzahl von Anfangsbedingungen auf einer Kontrolltrajektorie wurde ein "perfektes" Anfangsensemble bestimmt [3]: die Ensemblemitglieder liegen innerhalb eines Radius  $\epsilon$  um die Anfangsbedingung *und* auf dem Attraktor. Es wurden jeweils  $N + 1$  solche "Nachbarn" bestimmt. Einer davon wurde zufällig gezogen und zum "wahren" Systemzustand erklärt, während die restlichen  $N$  das Ensemble bilden. Die oberen drei Abbildungen zeigen Scatterplots zwischen dem Fehler der Kontrollvorhersage und der Streuung des Ensembles um die Kontrollvorhersage (Spread) für drei herausgegriffene Vorhersagezeiten. Die untere rechte Abbildung zeigt die Korrelation zwischen diesen beiden Größen als Funktion der Vorhersagezeit. Die obere dicke Linie der Fehler-Streuungs-Korrelation entspricht einer Ensemblegröße  $N = 3$ , die dünne von  $N = 63$ . Die Korrelation nimmt mit wachsender Ensemblegröße zu. Dieser Effekt zeigt sich hier jedoch nicht so deutlich, da  $N = 3$  bereits der Dimension des Zustandsraumes entspricht. Entsprechend große Ensembles werden auch in absehbarer Zeit in der Wettervorhersage nicht betrachtet werden können. Der zeitliche Verlauf der Fehler-Streuungs-Korrelation ist bei NWP Ensemblevorhersagen qualitativ sehr ähnlich mit verschwindenden Korrelationen zu Beginn der Vorhersage und gegen das Ende der Vorhersagbarkeit mit einem dazwischen liegenden Maximum (siehe auch [1] und [3]). Dieses Verhalten läßt sich folgendermaßen erklären: Zu Beginn ist der Spread für alle Anfangsbedingungen in der Größenordnung von  $\epsilon$  und nahezu konstant. Der Abstand zwischen Kontrollvorhersage und dem wahren Zustand ist dagegen eine Zufallsgröße zwischen 0 und  $\epsilon$  (linker Scatterplot), Fehler und Spread sind unkorreliert. Zum Ende der Vorhersagbarkeit hat sich das Ensemble über den gesamten Attraktor ausgebreitet, liefert also für fast alle Anfangszustände einen Spread der Größe des Radius des Attraktors  $d$ . Der Abstand zwischen Kontrollvorhersage und dem wahren Zustand ist dagegen wieder eine Zufallsgröße, diesmal zwischen 0 und  $d$  (rechter Scatterplot), die Korrelationen gehen gegen Null. Die größten positiven

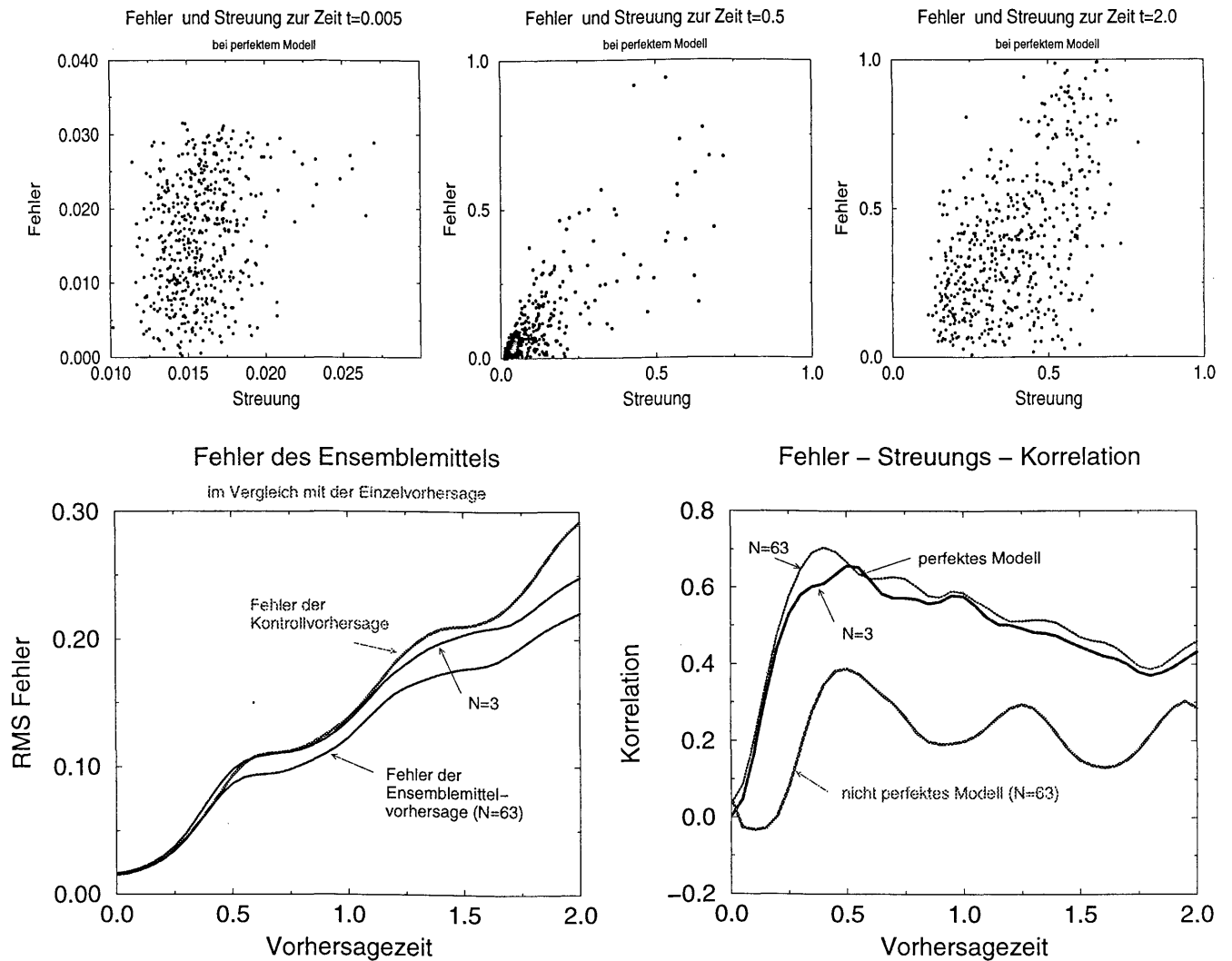


Abbildung 1: Ergebnis eines Ensemble Vorhersage Experiment im Lorenzmodell.

Korrelationen findet man für Vorhersagezeiten, in denen das Fehlerverhalten näherungsweise linear ist. Der anfängliche Ensemble-“Ball” verformt sich innerhalb einer bestimmten Zeit in ein Ellipsoid, wobei der Grad der Verformung von der Anfangsbedingung abhängt [4]. Der größtmögliche Fehler wird im Einzelfall erreicht, wenn der wahre Systemzustand in der am stärksten expandierenden Richtung liegt. Der Spread begrenzt den Fehler also nach oben, jedoch nicht nach unten (mittlerer Scatterplot), was die positiven jedoch niemals perfekten Korrelationen erklärt. Die untere Linie im Korrelationsdiagramm zeigt, daß die Korrelationen noch kleiner werden, wenn ein perfektes Vorhersagemodell nicht bekannt ist. Die Vorhersage der Vorhersagbarkeit durch den Ensemblespread ist auch bei Kenntnis des perfekten Modells nur begrenzt möglich, wobei das Optimum weit vor dem Ende der Vorhersagbarkeit erreicht wird.

## Literatur

- [1] K. Fraedrich and C. Ziehmann-Schlumbohm. Predictability experiments with persistence forecasts in a red noise atmosphere. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 120:387–428, 1994.
- [2] E.N. Lorenz. Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20:130–141, 1963.
- [3] L. Smith, C. Ziehmann, and K. Fraedrich. Uncertainty dynamics and predictability in chaotic systems. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, (in review). in review.
- [4] C. Ziehmann-Schlumbohm, K. Fraedrich, and L.A. Smith. Ein internes Vorhersagbarkeitsexperiment im Lorenz-modell. *Meteorologisches Zeitschrift, N.F.*, 4:16–21, 1995.

# ZUR STATISTISCHEN INTERPRETATION NUMERISCHER VORHERSAGEMODELLE

Klaus Knüpfner

METEO SERVICE weather research GmbH,  
Teltower Damm 25, 14169 Berlin

Meteo Service entwickelt in Kooperation mit europäischen Wetterdiensten statistische Wettervorhersagesysteme. Beim DWD sind Anwendungen implementiert, die auf Kalman-Filterung und MOS (Model Output Statistics) basieren. Die Vorhersagen sind sowohl in grafischer als auch in Textform (MAP-Berichte) verfügbar. Anhand von Beispielen werden Vorzüge und Nachteile beider Methoden diskutiert. Weiterführende Betrachtungen und Literaturverweise findet man in Knüpfner (1998), Vorhersagebeispiele in Haalman et. al. (1997) und Verifikationsergebnisse in Balzer (1994-1998).

Der Kalman-Filter realisiert eine adaptive Rückkopplung zwischen DMO (Direct Model Output) von DM, EM und GM und den Beobachtungen für ca. 1000 Stationen. Ein Interpolations-Algorithmus, der auch die Orographie berücksichtigt, ermöglicht die Ausdehnung des Verfahrens auf weitere ca. 1000 Orte, an denen keine Beobachtungsdaten vorliegen. Die Anwendung der Kalman-Filterung auf ECMWF-Ensemble-Vorhersagen befindet sich im operationellen Teststadium. Die Struktur der Kalman-Filter-Vorhersage-Gleichungen ist:

$$KAL = \text{Konst}(t) + \text{Faktor}(t) * \text{DMO} \quad \text{KAL, DMO} \quad - \text{Kalman-Filter, DMO-Vorhersage} \quad (1)$$

Konst(t), Faktor(t) - Konstante, Faktor (täglich veränderlich)

Entscheidend für die Funktion des Kalman-Filters ist dessen Adaptionsgeschwindigkeit. Da es keine allgemeingültige Antwort auf die Frage gibt, wie stark der Filter auf aktuelle Vorhersagefehler reagieren soll, wurde der operationellen Anwendung ein Entwicklungslauf vorgeschaltet. Dieser optimiert (RMSE --> Min) die Adaptionsgeschwindigkeiten von Konstante und Faktor individuell je Station, Element und Vorhersagezeitspanne empirisch auf der Basis eines einjährigen historischen Datensatzes von DMO und Beobachtungen.

Es werden Temperatur, Taupunkt, Bedeckung und Wind - bei Ensemble zusätzlich Niederschlagswahrscheinlichkeiten - vorhergesagt. Die Funktion des Kalman-Filters wird in Tab. 1 am Beispiel der Taupunkt (Td) -Vorhersage vorgestellt. Die erste Zeile enthält die DMO-Vorhersage, gefolgt von Faktor und Konstante aus Gleichung (1) und der daraus resultierenden Kalman-Filter-Vorhersage für die zuletzt eingegangenen Beobachtungen (vom 30.4., 06 bis 24 UTC, OBS-Zeile). Es folgen die daraufhin adaptierten Faktoren und Konstanten, mit deren Hilfe die Vorhersage KAL' nachberechnet wurde. KAL' dient der Ermittlung eines Indikators für die Adaptivität, der hier wie folgt definiert ist:

$$\text{Adapt} = \text{ABS}((\text{KAL} - \text{KAL}') / (\text{KAL} - \text{OBS})) * 100\% \quad (2)$$

Die letzte Zeile MOSPr1 enthält als Zusatzinformation den am besten zu Td korrelierten EM-Prediktor der MOS-Gleichung.

Vhs für 30.4.	12	18	!	24	06	12	18	!	24	06	12	18	24z				
Vhs von T(OBS)	-12	-18	!	-24	-30	-36	-42	!	-48	-54	-60	-66	-72h				
DMO_EM	!	9.1	7.2	!	7.5	10.6	10.3	8.4	!	8.9	11.0	9.9	3.8	4.9			
Faktor	!	1.051	0.939	!	0.646	0.861	1.021	0.934	!	0.853	0.907	0.994	0.903	0.836			
Konst	!	-1.5	2.7	!	4.7	1.3	-0.9	2.3	!	2.9	0.9	-1.0	-0.8	0.9			
KAL	!	8.1	9.5	!	9.6	10.5	9.7	10.2	!	10.5	10.9	8.9	2.7	4.4			
OBS	!	9.1	11.7	!	10.2	9.6	9.1	11.7	!	10.2	9.6	9.1	11.7	10.2			
Faktor	!	1.057	0.947	!	0.654	0.856	1.018	0.939	!	0.846	0.872	0.995	0.913	0.894			
Konst	!	-1.2	3.3	!	5.0	1.3	-0.9	2.7	!	2.8	0.7	-0.9	-0.2	1.7			
KAL'	!	8.4	10.1	!	10.0	10.4	9.6	10.6	!	10.3	10.3	8.9	3.2	6.1			
Adapt	!	30%	30%	!	70%	15%	15%	30%	!	70%	50%	10%	6%	30%			
MOSPr1	!	D	TdL	Td950	!	TW950	D	TdL	D	TdL	TW950	!	TW950	TW950	TW950	TW950	DT2mL

Tab.1: Adaption des Kalman-Filters für Td-Vorhersagen am Fr 1.5.1998 06z, Potsdam  
D\*L, \*=Td, T2m: DMO, large Scale (gemittelt ueber 36 Gitterpunkte)  
Td950, TW950 : Taupunkt, Theta-W (potentielle Feuchttemperatur) in 950 hPa

Tab. 2 enthält in Fortsetzung des in Tab. 1 diskutierten Beispiels aktuelle Kalman- (und MOS-)Vorhersagen vom 1.5.98. EM-Taupunkt-Vorhersagen haben einen Defekt: In ruhigen, wolkenarmen Nächten wird ein unrealistisch starker Rückgang des Taupunktes modelliert. Dieser äußert sich im Beispiel am deutlichsten in der zweiten Nacht (DMO\_EM bis -1 °C). Der Kalman-Filter kann hier lediglich bis zu 3 K in die richtige Richtung korrigieren. Experimente mit mehrparametrischen Vorhersagegleichungen (1) und bedingten Strategien (z.B. Schön- und Schlechtwettergleichung) wurden durchgeführt, um diesen Mangel zu beseitigen. Sie ergaben bisher keine Verbesserung.

Fazit: Die wesentliche Begrenzung der Kalman-Filterung liegt in der einfachen Struktur der Vorhersagegleichung und der a-priori-Vorgabe der Prediktoren (hier nur DMO). Prediktanden, die vom numerischen Modell nicht vorhergesagt werden - dazu gehören z.B. Sicht und Wahrscheinlichkeitsaussagen - können mit der Kalman-Filterung nicht sinnvoll vorhergesagt werden. Das effektive Gedächtnis beträgt nur wenige Tage. Der wesentliche Vorzug ist der tägliche Selbstlerneffekt. Der Kalman-Filter kann die wetterlagenabhängigen Fehler des numerischen Modells jedoch nur erfolgreich korrigieren, wenn eine bestimmte Großwetterlage längere Zeit anhält. Beim Wetterumschlag sind dann die Folgen gelegentlich fatal: Eine Temperatur-Korrektur, die bei anhaltendem Hochdruckwetter richtig sein mag und gelernt wurde, wird nach dem Durchgang der Kaltfront weiter angewendet, obwohl unter dieser Bedingung keine oder eine Korrektur mit anderem Vorzeichen angebracht wäre.

	! Fr 01 !	Sa 02	! So 03	! Mo !	! Bias !	! RMSE !
DMO_EM	! 10 6 !	5 8 10 5	! -1 3 10 10 !	! 9 !	-3.4	5.2
Kalman-Filter	! 10 9 !	8 8 9 7	! 2 3 9 9 !	! 10 !	-2.6	4.1
EMOS	! 9 9 !	8 8 8 8	! 8 6 8 9 !	! 9 !	-2.3	2.7
Persistenz OBS (1.5.06z)	! 9 9 !	9 9 9 9	! 9 9 9 9 !	! 9 !	-1.3	1.8
Beobachtung (OBS)	! 11 10 !	10 9 9 13	! 10 11 11 11 !	! 8 !		

Tab.2: Taupunkt-Vorhersagen vom 1.5.1998, 06.30z für Potsdam. Bias: systematischer Fehler

Solche Probleme hat MOS nicht. Während Kalman-Filterung im wesentlichen asynoptische Zahlenmanipulation ist, ermöglicht MOS eine algorithmisierte, am Vorgehen des Synoptikers orientierte Interpretation der Outputs der numerischen Vorhersagemodelle. Der synoptischen Phantasie bei der Definition und Transformation geeigneter Prediktoren und aussagekräftiger Prediktanden sind kaum Grenzen gesetzt. MOS-Systeme haben ein effektives Gedächtnis von mehreren Jahren und können zwischen verschiedenen Wetterlagen und Jahreszeiten unterscheiden. Tab. 2 zeigt, daß MOS-Vorhersagen für die Nachtstunden weitgehend vom DMO abgekoppelt sind: Im Gegensatz zur Kalman-Filterung kann MOS bei ungenügender Qualität des DMO diesen ignorieren und auf andere Variablen zurückgreifen (s. Tab. 1, letzte Zeile). Bemerkenswert ist schließlich, daß von allen Vorhersagemethoden im Beispiel die Persistenzvorhersage den geringsten RMSE aufweist - ein typisches Ergebnis für Fälle, in denen kein Luftmassenwechsel zu erwarten ist.

Einen Auszug aus der Prediktanden-Liste der neuen Version des EMOS (kurz für EM-MOS) -Systems, das 2x täglich für ca. 100 deutsche und 120 europäische Stationen Vorhersagen für mehr als 50 Prediktanden erzeugt, enthält Tab. 3. Standard-Prediktanden werden inklusive Fehlererwartung der statistischen Vorhersage (AbsErr) vorhergesagt. Etwa die Hälfte aller Prediktanden sind Wahrscheinlichkeiten, die teils sowohl stündlich als auch 12-stündlich (Ereignis tritt mindestens einmal in 12 Stunden auf) definiert sind.

	!OBS !	Fr 01	Sa 02	! So 03
PREDIKTAND	!06z !	09 12 15 18 21	! 00 03 06 09 12 15 18 21 !	! 00 03 06 09
T2m/ C	! 12 !	17 21 21 19 16	! 13 11 13 17 20 21 18 14 !	! 12 11 13 15
DMO	! 20 23 22 19 14 !	! 12 10 12 20 23 22 19 13 !	! 12 11 13 19	
AbsErr T2m	! 1 1 2 1 1 !	! 1 1 1 2 2 2 2 1 !	! 1 1 2 2	
P ANY_PRCPTN	! 0 !	2 2 4 11 10	! 4 2 4 2 3 16 12 13 !	! 10 8 7 16
P ANY_PC 12h	! 0 !	17	! 18	! 32 31

Tab.3: EMOS Vorhersagen vom Fr. 1.5.1998, Ausgabe 06.30z, Station 10379 Potsdam  
P\_ANY\_PRCPTN/P\_ANY\_PC\_12h:stündliche/12-stündliche Niederschlagswahrscheinlichkeit aus ww-Code

Vom Standpunkt der MOS-Entwicklung ist es wünschenswert, wenn sich die Fehlercharakteristik des interpretierten numerischen Modells nicht zu häufig ändert. Unter diesen Umständen, wie sie bis zur Abschaltung des EM gegeben sein werden, ist zu erwarten, daß MOS-Vorhersagen vergleichbaren Kalman-Filter-Vorhersagen allgemein überlegen sind. Anders verhält es sich bei Modellwechseln. Hier ist zur Überbrückung ein mindestens einjähriger Parallellauf von altem und neuem Modell erforderlich, um größeren Qualitätsverlusten vorzubeugen.

Der Forschungs- und Entwicklungsaufwand für MOS-Systeme ist beträchtlich. Synergie-Effekte ergeben sich gegenwärtig durch die Weiterentwicklung und Implementierung von MOS-basierten Wirtschafts- und Flugwettervorhersageystemen (Auto-TAF) in anderen europäischen Ländern.

## Literatur

- Balzer, K., 1994 - 1998: Verifikationsberichte zur Güte lokaler Wettervorhersagen: *DWD*, 8-18  
 Haalman, D., Richter, B., Knüpfner, K., 1997: Automatic Real Time Aviation and MOS Forecasts, Preprint Volume: *3rd European Conference on Applications of Meteorology*, September 23-26, Lindau, 253-255  
 Knüpfner, K., 1998: Statistical Weather Forecasting as a Link Between NWP, Synoptics and the Customer, Preprint Volume: *16th Conference on Weather Analysis and Forecasting*, January 11-16, Phoenix, Arizona

# Vorschlag zur Trennung der „Klima-“ von den „Wetterskalen“

Andreas Hauschild\* , H.-J.Lange\* und H.-J.Spitzer\*

\* Institut für Meteorologie, FU Berlin

\* Rechenzentrum, H-U Berlin

Eine wichtige Fehlerquelle in den räumlich gefilterten, Euler'schen Bewegungsgleichungen für die Kontinua Ozean und Atmosphäre ist die Parametrisierung subskaliger Transporte. Die Filterung ist aufgrund beschränkter Rechnerressourcen und hoher Reynoldszahlen notwendig. Die gegenwärtigen Klimamodelle müssen horizontale Transporte unterhalb von rund 500 km parametrisieren. Da die Transporte direkt aus Meßdaten berechnet werden können, lag es nahe, das Parametrisierungsproblem auf ihrer Grundlage zu analysieren. Die bestaufgelösten, globalen Daten, die als Meßdaten interpretiert werden können sind die analysierten Daten auf einem regelmäßigen Gitter von  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ . Wir benutzen die Daten des ECMWF. Im Folgenden werden die Ergebnisse für die Vertikalkomponente der Vorticity  $\zeta$  auf der 500 hPa Fläche vorgestellt.

**Neue Eigenschaften atmosphärischer Variablen** Wir hatten das Glück, die folgende interessante Eigenschaft in atmosphärischen Variablen zu finden. Die zeitlich gemittelten Amplituden der zonalen Fouriermoden  $\overline{\mathcal{F}_x(\zeta)} = \overline{A(l)}$  haben die gleiche Größenordnung, wie die Amplituden zu einem beliebigen Zeitpunkt  $\mathcal{F}_x(\zeta)$ . Die Amplituden der zeitlich gemittelten Vorticity  $\overline{\mathcal{F}_x(\zeta)}$  sind demgegenüber eine Größenordnung kleiner. Die zeitlich gemittelten Amplituden  $\overline{A_l}$  sind nur schwach zeitabhängig und können als *Klimavariablen* bezeichnet werden. Im Gegensatz dazu können die zugehörigen Phasen  $\alpha_l$  und die Abweichungen vom zeitlichen Mittelwert der Amplituden  $A_l'$  als *Wettersvariablen* bezeichnet werden. Ob eine entsprechende Aufteilung für andere Spektraldarstellungen existiert, muß weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben. Für den praktischen Einsatz muß vor allem eine adäquate zweidimensionale Spektraldarstellung gefunden werden.

**Ableitung einer neuen Bewegungsgleichung für die „Klimavariablen“** Die Möglichkeit der Ableitung einer Bewegungsgleichung für die zeitlich gemittelten Amplituden  $\overline{A_l}$  hängt entscheidend davon ab, ob die spektrale Darstellung von  $\zeta$  unabhängig von den Wettervariablen geschrieben werden kann. Die folgende, vollständige Gleichung für die Fouriertransformierte verspricht zunächst wenig Aussichten auf Erfolg.

$$\begin{aligned} \overline{\psi(x,t)} = \frac{a_0}{2} + \sum_l \left[ \sin\left(\frac{2\pi l}{L}x\right) \left( \overline{A_l \cos(\alpha_l)} + \underbrace{A_l' \cos'(\alpha_l)}_{\mathcal{R}_{A_l, \cos}} + \underbrace{\overline{A_l \cos(\alpha_l)} - \overline{A_l} \cos(\alpha_l)}_{\mathcal{L}_{A_l, \cos}} + \underbrace{\overline{A_l \cos'(\alpha_l)} + A_l' \cos(\alpha_l)}_{\mathcal{K}_{A_l, \cos}} \right) \right. \\ \left. + \cos\left(\frac{2\pi l}{L}x\right) \left( \overline{A_l \sin(\alpha_l)} + \underbrace{A_l' \sin'(\alpha_l)}_{\mathcal{R}_{A_l, \sin}} + \underbrace{\overline{A_l \sin(\alpha_l)} - \overline{A_l} \sin(\alpha_l)}_{\mathcal{L}_{A_l, \sin}} + \underbrace{\overline{A_l \sin'(\alpha_l)} + A_l' \sin(\alpha_l)}_{\mathcal{K}_{A_l, \sin}} \right) \right] \quad (1) \end{aligned}$$

Mithilfe von drei gut begründeten Annahmen kann die Gleichung 1 entscheidend reduziert werden.

**Annahme 1:**  $\mathcal{L}_{A_l} + \mathcal{K}_{A_l} \doteq 0$  Die Amplituden des zeitlichen Fourierpektrums der Amplituden  $A_l$  mit  $l > 9$   $\mathcal{F}_l(A_l(t))$  zeigen ein sog. Signal-Rausch-Spektrum. Dabei entspricht  $l = 9$  einer Wellenlänge von ung. 4000 km. Alle Moden, die länger sind als ung. 4 Wochen bilden das Signal und alle kürzeren das weiße Rauschen. Deshalb können alle Leonard- und Kreuzspannungen in 1 vernachlässigt werden.

**Annahme 2:**  $\overline{\cos(\alpha_l)} \gg \overline{\sin(\alpha_l)}$ ,  $\forall l > 9$  Da für alle  $l > 9$  die Phasen  $\alpha_l$  ab einer zeitlichen Mittelungslänge von ung. 4 Wochen annähernd gleichverteilt sind gilt annähernd  $\overline{\cos(\alpha_l)} \doteq 2/\Pi$  und  $\overline{\sin(\alpha_l)} \doteq 0$ .

**Annahme 3:**  $\rho(A_l)\rho(\alpha_l) \doteq \rho(A_l, \alpha_l)$  Die Reynoldsspannungen sind Korrelationen verschiedener Variablen, die im Allgemeinen statistisch unabhängig sind. Die Korrelationen zweier statistisch unabhängiger stochastischer Zufallsvariablen verschwinden bekanntlich. Dies bestätigt die Datenanalyse. Der Leitern der Gleichung 1  $\overline{A_l \cos(\alpha_l)}$  ist wesentlich größer als die Korrelationen  $\mathcal{R}_{A_l}$ .

Durch Skalenanalyse der Gleichung 1 erhalten wir, bei Vernachlässigung aller Terme niedrigerer Ordnung:

$$\overline{\chi(x,t)} \doteq \sum_{k=0}^{k_0-1} \psi_k(t) \Phi_k(x) + \frac{2}{\Pi} \sum_{k=k_0}^{\infty} \overline{A_k(t)} \Phi_k(x) \quad (2)$$

Die Annahme 3 und die Annahme 2 gelten nicht so exakt, wie die Annahme 1. Die dadurch vernachlässigten Terme  $\widetilde{A}_l' \cos'(\alpha_l)$ ,  $\widetilde{A}_l' \sin'(\alpha_l)$  und  $\widetilde{A}_l \sin(\alpha_l)$  können aufgrund ihrer stochastischen Eigenschaften in zweiter Näherung statistisch behandelt werden.

**Die Amplitudengleichung** Mit den Annahmen 1 bis 3 läßt sich die allgemeine Spektraldarstellung der Vorticitygleichung für  $k_0 = 1$  auf die folgende Gleichung reduzieren.

$$\frac{d\widetilde{A}_k(t)}{dt} \doteq A_k^{lm} (\widetilde{A}_l(t) \widetilde{B}_m(t) + \widetilde{A}_l' \widetilde{B}_m') + B_k^l \widetilde{A}_l(t) + C_k(t) \quad (3)$$

Es ist über alle Indizes, die oben und unten auftreten zu summieren (Einsteinkonvention). Zwei Parametrisierungsprobleme sind in Gleichung 3 nun zu lösen. Die Gleichung enthält im Fall der Vorticitygleichung als zu parametrisierenden Term die Korrelation der Amplitudenabweichungen der Vorticity und der Windgeschwindigkeit. Beide haben stochastische Eigenschaften, so daß die berechtigte Hoffnung besteht, daß eine adäquate Parametrisierung aus der Turbulenztheorie übertragen werden kann. Zur Bestimmung der subskaligen räumlichen Koeffizienten für große  $l$  kann die Eigenschaft ausgenutzt werden, daß die zeitlich geglätteten Amplituden eine sehr glatte Einhüllende niedriger Ordnung haben, die deshalb auch in den subskaligen Bereich extrapoliert werden kann. Die Schließung kann entweder direkt, oder im Rahmen einer Störungsrechnung erfolgen.

Insgesamt scheint das Parametrisierungsproblem in (3) ein wesentlich einfacheres zu sein als das äquivalente für die traditionellen Variablen (siehe [1, Hauschild '97]). Insbesondere ist die Größenordnung der zu parametrisierenden Terme unterschiedlich, wie die folgende Gleichung verdeutlicht.

$$\text{Vorticitygleichung } \frac{\mathcal{L}_\zeta + \mathcal{K}_\zeta + \mathcal{R}_\zeta}{\langle \zeta \rangle \langle \mathbf{V} \rangle} \gg \frac{\widetilde{A}_l' \widetilde{B}_m'}{\widetilde{A}_l(t) \widetilde{B}_m(t)} \text{ Amplitudengleichung} \quad (4)$$

Zum Abschluß möchte ich noch einmal betonen, daß es sich hier um einen Ansatz handelt. Die Gültigkeit der Skalenanalyse muß für weitere Datensätze noch gezeigt werden. Außerdem muß untersucht werden, ob in den linearen Termen und vor allem in den rein zeitabhängigen Antrieben größere Probleme bei der Ableitung zeitlich gemittelter Gleichungen auftreten. Andererseits wurden keine Optimierungen und Anpassungen vorgenommen, so daß erwartet werden kann, daß optimalere Ergebnisse für die vorgestellte Zerlegung erzielt werden können.

Daten	globale, analysierte Daten des ECMWF auf einem sphärischen Gitter $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ alle 6 Stunden	
$\mathcal{F}_x(\chi(x))$	$A(k) = \sqrt{(a_k + b_k)^2}$ Amplituden der Fouriertransformierten von $\chi$ in $x$ -Richtung mit $\chi(x) = \frac{a_0}{2} + \sum_k (a_k \sin \frac{2\pi kx}{L} + b_k \cos \frac{2\pi kx}{L})$ , $L$ : Periodizität von $\chi(x)$ und $\chi(x, t) = \sum_k \psi_k(t) \Phi_k(x)$ , mit $\psi_k(t) = A_k(t) (\sin[\alpha_k(t)], \cos[\alpha_k(t)])$ und $\Phi(x) = (\cos[\frac{2\pi kx}{L}], \sin[\frac{2\pi kx}{L}])$	
$\mathcal{L}_\zeta$	$= \overline{\zeta(x)^{\pm\Delta} \mathbf{V}(x)^{\pm\Delta}} - \overline{\zeta(x)^{\pm\Delta}} \overline{\mathbf{V}(x)^{\pm\Delta}}$ Lorenz-tensor	
$\mathcal{R}_\zeta$	$= \overline{\zeta(x)^{* \pm} \mathbf{V}(x)^{* \pm}}$ Reynolds-tensor	
$\mathcal{K}_\zeta$	$= \overline{\zeta(x)^{* \pm} \mathbf{V}(x)^{\pm\Delta}} + \overline{\zeta(x)^{\pm\Delta} \mathbf{V}(x)^{* \pm}}$ Kreuz-tensor	
$A_k$	$k$ -te Komponente von $\mathcal{F}_\lambda(\zeta)$	$\alpha_k = \arctan[a_k/b_k]$ Phase der $k$ -ten Fouriermode
$B_k$	$(B_{1k}, B_{2k})$ $k$ -te Komponente von $\mathcal{F}_\lambda(\mathbf{V})$	$k, l$ zonale Spektralkoeffizienten
$\overline{F(x)^{\pm\Delta}}$	$= \frac{1}{\Delta x} \int_{x-\Delta x/2}^{x+\Delta x/2} F(x') dx'$ Mittelwert der Glättung	$F(x)^{* \pm} = F(x) - \overline{F(x)^{\pm\Delta}}$
$\widetilde{F}$	$\overline{F(t)^{\pm\Delta}}$ Mittelwert der zeitlichen Glättung	$F' = F(t) - \widetilde{F}$
$\mathbf{V}$	$= (u, v)$ horizontale Windgeschwindigkeit	$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ $z$ -Komp. der Vorticity
$A_k^{lm}$	zeitunabhängiger Operator	$B_k^l$ zeitunabhängiger Operator
$C_k(t)$	„äußere“ Kräfte	

## Literatur

[1] Andreas Hauschild. Zu Defiziten und Auswegen in der Klimavorhersage. *Annalen der Meteorologie*, 34:19–20, 1997.

# Die Bedeutung der Helizität in der Konvektion aus der Sicht der Nambu-Mechanik

S. H. Titz  
Freie Universität Berlin, Institut für Meteorologie  
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin

## 1 Die Nambu-Form der 3D-Wirbelgleichung

Die inkompressible barotrope 3D-Wirbelgleichung der Hydrodynamik lautet:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = \xi \cdot \nabla \mathbf{v} - \mathbf{v} \cdot \nabla \xi = -\nabla \times (\xi \times \mathbf{v})$$

In der Nambu-Theorie, siehe [3], wird sie folgendermaßen formuliert:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\nabla \times \left( \left( \nabla \times \frac{\delta h}{\delta \xi} \right) \times \left( \nabla \times \frac{\delta \mathcal{H}}{\delta \xi} \right) \right)$$

Dabei werden die Funktionalableitungen der Helizität und der Kinetischen Energie verwendet:

$$\frac{\delta h}{\delta \xi} = \mathbf{v} \quad \text{und} \quad \frac{\delta \mathcal{H}}{\delta \xi} = -\mathbf{A}$$

$$h = \frac{1}{2} \int_V dV \mathbf{v} \cdot \xi \quad \text{Helizität}, \quad \mathcal{H} = \frac{1}{2} \int_V dV \mathbf{v}^2 \quad \text{Kinetische Energie}$$

Die beiden integralen Erhaltungsgrößen gehen auf gleichem Niveau in die Gleichung ein. Sie bestimmen gleichermaßen die Dynamik des Wirbelvektors. Die Bedeutung der Helizität in atmosphärischen Strömungen sollte von daher im Bereich der Konvektion genauer untersucht werden.

## 2 Wirbeldynamische Bilanzgleichungen

Die Bilanzgleichung der Helizitätsdichte  $h^*$  lautet bei Barotropie und Inkompressibilität:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h^*}{\partial t} &= \xi \cdot \nabla \frac{1}{2} \mathbf{v}^2 - \mathbf{v} \cdot \nabla h^* - \frac{\xi}{\rho_0} \cdot \nabla p \\ &= -\mathbf{v} \mathbf{v} \cdot \frac{1}{2} (\nabla \xi + \xi \nabla) - \frac{\xi}{\rho_0} \cdot \nabla p \end{aligned} \quad (1)$$

Die Helizität ist eine integrale Erhaltungsgröße.

Das Quadrat des Wirbelvektors in drei Dimensionen ist nicht wie die 2D-Enstrophie erhalten. Das ist an der integralen Bilanzgleichung zu sehen:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V dV \left( \frac{1}{2} \xi^2 \right) = \int_V dV \nabla \cdot (\xi h^* - \mathbf{v} \xi^2) + \int_V dV (\mathbf{v} \times \xi \cdot (\nabla \times \xi)) \quad (2)$$

Die Kaskaden von Helizität und Enstrophie beeinflussen einander im konvektiven Scale.



### 3 Konvektion mit helizitären Strömungen

Folgende Konvektionsphänomene weisen mehr oder weniger helizitäre Strömungen auf:

- In speziellen rotierenden Gewitterstürmen, den sogenannten „Superzellen“ (supercell storms), befindet sich ein helizitärer Mesozyklon.
- Asymmetrische Formen der „squall line“
- Polare Tiefdruckgebiete, die sogenannten „polar lows“)
- Hurricanes (Taifune)

### 4 Stabilisierung von Konvektion durch Helizität

Helizität wirkt sich stabilisierend auf atmosphärische Wirbelströmungen aus, und die Lebensdauer von helizitärer Konvektion wird so erhöht:

- In helizitären Strömungen wird die Dissipation reduziert.
- Helizitäre Geschwindigkeitsfelder im gleichen Scale weisen nur schwache Wechselwirkung auf.
- 3D-Wirbel werden durch gleiche Helizität in verschiedenen Skalen stabilisiert.

### 5 Kaskaden von Helizität und Enstrophie

Bekanntlich weist die Enstrophie in zweidimensionaler Strömung eine Kaskade zu kleineren Scales auf. In drei Dimensionen läßt sich die Frage nach einer möglichen Kaskade der Helizität nicht klar lösen:

- Beim Übergang vom konvektiven zum synoptischen Scale beginnt die Corioliskraft eine Rolle zu spielen. Sie beeinflusst die Wirbeldynamik insofern, als sie zu ihrer Anisotropie beiträgt.
- Es gibt positive und negative Helizität, anders als bei der Enstrophie zum Beispiel. Die Umgebungshelizität der unteren Troposphäre ist – wegen der Ekmanspirale, siehe [4] – praktisch immer positiv. Es können also zum Vergleich mit den tatsächlichen atmosphärischen Konvektionsströmungen nicht beliebige numerische Simulationsergebnisse mit statistischer Anfangsverteilung der Helizität herangezogen werden.
- Die analytischen Betrachtungen einer möglichen Helizitätskaskade mit Hilfe statistischer Theorie haben sich als sehr schwierig herausgestellt.

Im konvektiven Scale kann es zu einer Wechselwirkung der beiden Wirbelerhaltungsgrößen Enstrophie und Helizität kommen.

### Literatur

- [1] Nambu, Y., 1973: Generalized Hamiltonian Dynamics. *Phys.Rev. D*, 7, S. 2405
- [2] Névir, P., 1993a: *Die Hamiltonsche Theorie der Hydrodynamik und ihre Anwendungen in der großräumigen Dynamik der Atmosphäre*. Dissertation, Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin
- [3] Névir, P. und R. Blender, 1993b: A Nambu representation of incompressible hydrodynamics using helicity and enstrophy. *J.Phys. A: Math.Gen.* 26, L1189-L1192
- [4] Titz, S. H., 1998 (voraussichtlich 8/98): *Die Bedeutung der Helizität in der Konvektion aus der Sicht der Nambu-Mechanik als einer verallgemeinerten Hamiltonschen Theorie der Hydrodynamik*, Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin

## Kurzfristprognosen der Temperatur und der Niederschlagswahrscheinlichkeit: NWP-Kombination und Flächeninterpolation

G. Bischof, C. C. Raible, K. Fraedrich und E. Kirk

Meteorologisches Institut, Universität Hamburg,  
Bundesstraße 55, D-20146 Hamburg

Von Seiten der Öffentlichkeit besteht ein großes Interesse an Wetterprognosen im Kürzestfristbereich (bis 24 Stunden). Im Mittelpunkt stehen dabei Vorhersagen der Temperatur und des Niederschlags. In diesem Zeitbereich haben statistische Modelle einen deutlichen Vorteil gegenüber deterministischen Modellen, da der Rechenaufwand gering und die Vorhersage sofort verfügbar ist. Daher wird hier ein multivariates Regressionsmodell zur Vorhersage der Temperatur und ein Markov-Regressionsverfahren zur Prognose der Niederschlagswahrscheinlichkeit (Kirk und Fraedrich, 1998) für einen Vorhersagezeitraum von bis zu 24 Stunden verwendet. Die Niederschlagswahrscheinlichkeit (im folgenden Probability of Precipitation = PoP) eignet sich besonders zur Vorhersage von Niederschlagsereignissen im Kürzestfristbereich, da hiermit gleichzeitig die Information der Unsicherheit quantifiziert wird, die bisher in Floskeln, wie z. B. "strichweise Regen", wiedergegeben wird. Außerdem stellt die PoP ein integrales Maß für den zukünftigen Zeitraum dar und nicht wie bei der Temperatur eine Vorhersage zum Zeitpunkt. Mit Hilfe von Wetterstationsmeldungen (Standard-Synopmeldungen, alle Zeitreihen wurden vom Deutschen Wetterdienst bereitgestellt) werden folgende Vorhersageexperimente analysiert und verifiziert:

Stationsvorhersagen:

Als Beispiel dient die Station Hamburg-Fuhlsbüttel, deren Zeitreihe 46 Jahre mit 6-stündiger Auflösung umfaßt. Als Gütemaß im 15 Jahre umfassenden unabhängigen Verifikationszeitraum dient der "Skill-Score" (*SKILL*):

$$SKILL = \frac{A_{ref} - A}{A_{ref}} = 1 - \frac{A}{A_{ref}}$$

wobei  $A$  ein absolutes Fehlermaß ist, z. B. der root-mean-square-error bei Temperatur- oder der Half-Brier-Score (Brier, 1950) bei Wahrscheinlichkeitsvorhersagen.  $A_{ref}$  ist das entsprechende Fehlermaß eines Referenzmodells, in diesem Fall die Vorhersage des langjährigen Mittels (Klima). Für beide Vorhersageparameter zeigt sich ein deutlicher positiver *SKILL*.

<i>SKILL</i> -Score der Temperaturvorhersage					
Modell	0 Std.	6 Std.	12 Std.	18 Std.	24 Std.
Klima	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Persistenz	0.0	0.44	0.25	0.23	0.21
Multivariate Regression	0.06	0.56	0.43	0.35	0.30
Kombination mit NWP	-	0.57	0.46	0.41	0.38
<i>SKILL</i> -Score der PoP-Vorhersage					
Modell	0 → 6 Std.	0 → 12 Std.	0 → 24 Std.		
Klima	0.0	0.0	0.0		
Persistenz	-0.06	-0.20	-0.71		
Markov-Regression	0.57	0.38	0.29		
Kombination mit NWP	0.50	0.48	0.45		

Dabei ist der *Skill* der Temperaturvorhersage bestenfalls 0.56 und der Niederschlagswahrscheinlichkeit 0.50.

### Kombinationsprognosen:

In einem weiteren Schritt wird die Güte der Stationsvorhersagen mit Hilfe einer linearen Kombination  $\phi_* = a\phi_1 + b\phi_2$  zweier unabhängiger Vorhersagen,  $\phi_1$  und  $\phi_2$ , verbessert (Fraedrich und Leslie, 1987). Dazu werden neben den Vorhersagen der beiden statistischen Modellen auch Vorhersagen des Europamodells (NWP) verwendet, wobei der Datensatz 5 Jahre umfaßt; 2 Jahre dienen dabei als Verifikationszeitraum. Die Koeffizienten werden dabei so bestimmt, daß der Fehler der Kombinationsvorhersage  $\phi_*$  minimal ist. Damit wird die Vorhersagegüte der Niederschlagswahrscheinlichkeit um 33% und der Temperatur um 17% gegenüber der numerischen Wetterprognose (Direct Model Output) verbessert. Der *SKILL*-Score der Kombination gegenüber der Klimavorhersage ist jeweils in der Tabelle angegeben.

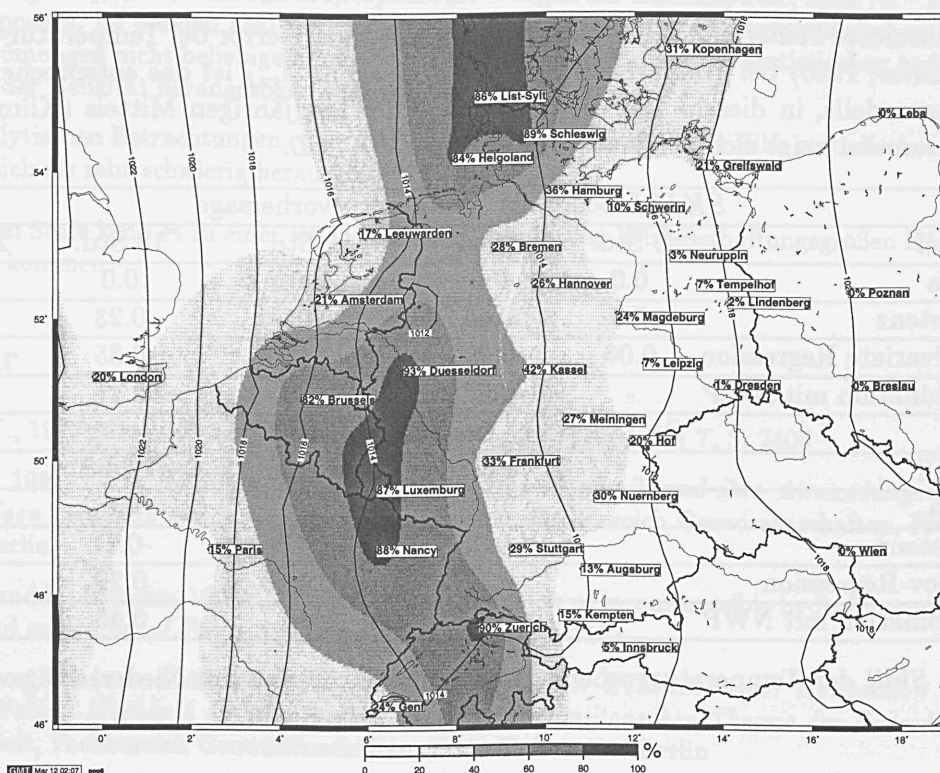
### Flächenvorhersage:

Zur Ableitung einer Flächenvorhersage stehen insgesamt 68 Zeitreihen von Wetterstationen zur Verfügung. An diesen Stationen werden die zwei statistischen Modelle für die Vorhersageparameter angepaßt und mit Hilfe eines Spline-Verfahrens (Smith und Wessel, 1990) auf die Fläche interpoliert. Als Fallbeispiel ist der 12.3.1998 0:00 Uhr (GMT) für die Niederschlagswahrscheinlichkeit in der folgenden Abbildung angegeben. Dies führt zu einem Wettervorhersagesystem für die Temperaturanomalie und die Niederschlagswahrscheinlichkeit, das operationell eingesetzt werden kann. Aktuelle Vorhersagen können unter <http://www.dkrz.de/wetter/prognosen/> im Internet abgerufen werden.

## Literatur

- Brier, G. W. (1950). Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Monthly Weather Review*, **78**, 1-3.
- Fraedrich, K. und Leslie, L. (1987). Combining predictive schemes in short-term forecasting. *Monthly Weather Review*, **115**, 1640-1654.
- Kirk, E. und Fraedrich, K. (1998). Probability of precipitation: Short-term forecasting and verification. *Contrib. Atmos. Phys.*, **72**, 263-271.
- Smith, W. H. F. und Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, **55**, 293-305.

Niederschlagswahrscheinlichkeit  
am 12. 3. 1998 von 1- 7 Uhr



# Der Einsatz von automatisch generierten Textvorhersagen im operationellen Wettervorhersagedienst

Paul Becker  
Deutscher Wetterdienst  
Geschäftsfeld Vorhersagekunden,  
Außenstelle Hamburg  
Bernhard-Nocht-Str. 76, 20359 Hamburg

Michael Illmann  
Meteorologisches Institut der Universität Hamburg  
Bundesstraße 55, 20146 Hamburg

Der Bedarf an Wettervorhersagen in sprachlicher Ausgestaltung ist in den letzten Jahren ständig gestiegen und wird sich in den nächsten Jahren nicht mehr allein durch den Synoptiker bewältigen lassen. Um diesen Bedarf decken zu können, wurde ein Verfahren geschaffen, das es erlaubt, meteorologische Vorhersagedaten automatisch in Wettervorhersagetexte der verschiedensten Art umzuwandeln.

Methodische Grundlage des Vorgehens ist ein Programm, das mögliche Formulierungen für unterschiedliche Wettererscheinungen sinnvoll kombiniert, wobei die Formulierungen als vorformulierte Textbausteine vorgehalten werden. Der derzeit zur Verfügung stehende Sprachumfang entstand durch das mehrjährige systematische Sammeln von in der Wettervorhersage verwendeten Formulierungen und umfaßt momentan mehr als 100 Beschreibungen von Wetterzuständen. Um eine interessante Gestaltung der Texte sicherzustellen, werden für viele gleiche Wetterzustände unterschiedliche Formulierungen bereitgehalten. Durch die Beschränkung auf in der Praxis tatsächlich vorkommende Formulierungen ist auch die Erstellung fremdsprachiger Wettervorhersagetexte mit relativ geringem Aufwand möglich.

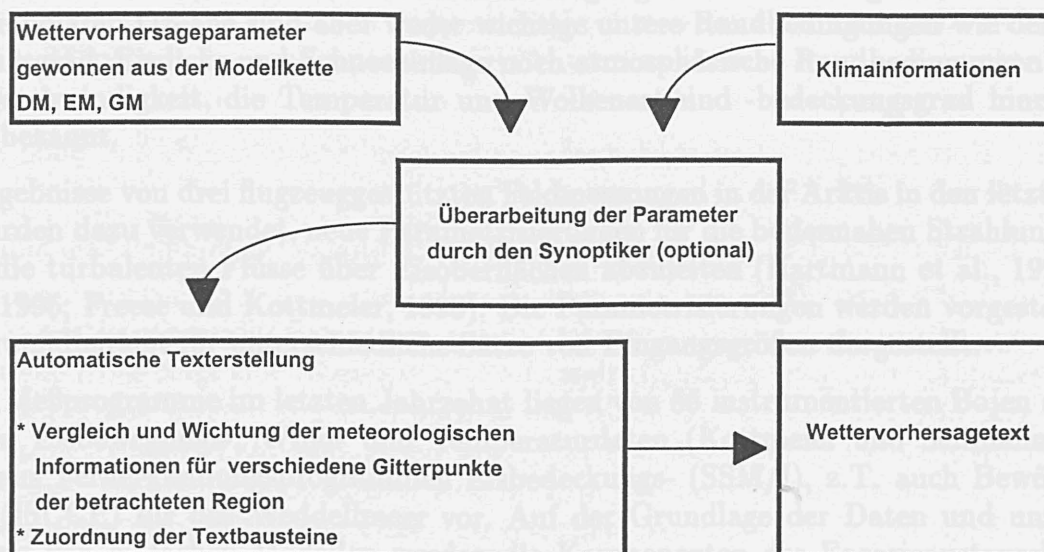


Abb.1: Systematik des vorgestellten Verfahrens zur automatischen Erstellung von Wettervorhersagetexten

Eingangsdaten für die Texterstellung sind ausgewählte Wettervorhersageparameter (Bedeckungsgrad, Wetter, Temperatur, Wind und Regenmenge) aus der Modellkette des Deutschen Wetterdienstes mit dem Globalen Modell (GM), dem Europa Modell (EM) und dem Deutschland Modell (DM) für zwei Termine. Darüberhinaus werden die Temperaturextremwerte des Tages berücksichtigt. Eine Überarbeitung der meteorologischen Eingangsdaten durch den Synoptiker ist möglich. Klimatologische Zusatzinformationen (z.B. das durchschnittliche Temperaturmaximum für den betreffenden Monat) können bei interessanten Wetterlagen automatisch in die Vorhersagetexte eingearbeitet werden.

Die Wichtung der für unterschiedliche Gitterpunkte gewonnenen Informationen stellt bei der automatischen Erstellung von Wetterberichten für größere Regionen ein zentrales Problem dar. Das vorliegende Verfahren erlaubt den Vergleich und die Wichtung der Informationen von bis zu drei Gitterpunkten.

Das hier vorgestellte Verfahren befindet sich derzeit mit mehreren Varianten beim Deutschen Wetterdienst im operationellen und quasioperationellen Einsatz. In einer weiteren Arbeitsstufe wird das Verfahren dahingehend ausgebaut, daß auch komplexe Tagesgänge der wichtigsten Wetterparameter berücksichtigt werden können.

# Messung, Fernerkundung und Modellierung des Energieaustauschs über dem polaren Ozean

Ch. Kottmeier

Institut für Meteorologie und Klimaforschung

Universität Karlsruhe

76128 Karlsruhe

Etwa 8 % der Ozeane sind in mindestens einer Jahreszeit mit Meereis bedeckt. Für diese eisbedeckten Ozeane sind liegen bisher kaum verlässliche Abschätzungen der Wärmeabgabe des Ozeans an die Atmosphäre vor. Meereis reduziert, vor allem wenn es schneebedeckt ist, den Wärmeübergang vom relativen warmen Wasserkörper an die Luft erheblich. Infolgedessen kühlt sich im Winter die bodennahe Luft in der zentralen Arktis und über dem antarktischen Ozean sehr stark ab. Da diese Luft bei Kaltluftausbrüchen eisfreie Ozeanflächen überströmt, treten dort besonders große Wärmeumsätze auf (Hartmann et al., 1997), die auch im globalen Maßstab mit Jahresmittelwerten von mehr als  $100 \text{ W/m}^2$  - zum Beispiel in der Grönlandsee - außer gewöhnlich groß sind. Der Wärmeübergang an die Luft im Bereich von Rinnen und Polynyen ist lokal ebenfalls sehr intensiv und bei der Ableitung von Flächenmittelwerten zu berücksichtigen.

Die zeitliche und räumliche Variation des Energieaustauschs mit der Atmosphäre läßt sich allein durch Messungen über den polaren Ozean nicht vollständig beschreiben. Die Strahlungsflüsse im Kurz- und Langwelligen und der turbulente Austausch an der Oberfläche werden deshalb in Atmosphären-, Meereis- und Ozeanmodellen durch Parametrisierungsbeziehungen berechnet, die je nach Modellauflösung und Anwendung mehr oder weniger vereinfachend sind. Im Prinzip stehen für diese Berechnung numerische Strahlungsübertragungsmodelle und Grenzschichtmodelle zur Verfügung. Die Vorteile der anspruchsvolleren physikalischen Behandlung können aber nur dann zu realistischen Berechnungen der Energieflüsse führen, wenn die Modellrandbedingungen hinreichend genau bekannt sind. Für die polaren Ozeane sind aber weder wichtige untere Randbedingungen wie der Eisbedeckungsgrad, Eisdicke und Schneeauflage noch atmosphärische Randbedingungen wie die Windgeschwindigkeit, die Temperatur und Wolkenart und -bedeckungsgrad hinreichend genau bekannt.

Die Ergebnisse von drei flugzeuggestützten Feldmessungen in der Arktis in den letzten Jahren wurden dazu verwendet, neue Parametrisierungen für die bodennahen Strahlungsflüsse sowie die turbulenten Flüsse über Eisoberflächen abzuleiten (Hartmann et al., 1994; Mai et al., 1996; Freese und Kottmeier, 1998). Die Parametrisierungen werden vorgestellt und die Anwendbarkeit für unterschiedliche Sätze von Eingangsgrößen dargestellt.

Durch Meßprogramme im letzten Jahrzehnt liegen von 55 instrumentierten Bojen auf Eisschollen Eisbewegungs-, Wind- und Temperaturdaten (Kottmeier und Sellmann, 1996) sowie aus Fernerkundungsprogrammen Eisbedeckungs- (SSM/I), z.T. auch Bewölkungsdaten (ISCCP) für das Weddellmeer vor. Auf der Grundlage der Daten und unter Anwendung von einfachen Modellen werden die Komponenten des Energieaustauschs über dem Weddellmeer abgeschätzt. Die Messungen erlauben es, den turbulenten Wärmestrom

durch Rinnen und Polynyen, den Wärmefluß durch dicke Eisschollen und den Energieaustausch im Bereich von küstennahen Polynyen (Markus et al., 1998) detailliert darzustellen. Der Wärmeaustausch erweist sich über zwei Kopplungen auch von ozeanischen Prozessen abhängig: sehr ausgeprägte Gezeitenströmungen im südwestlichen Weddellmeer modulieren den Flächenanteil von Rinnen im Eis und damit den Austausch mit der Atmosphäre (Padman et al., 1998). Im östlichen Weddellmeer können Sturmereignisse bei geringen Deckschichttiefen intensive Wärmezufuhr vom Ozean an die Eisunterseite (McPhee et al., 1998) bewirken. Das winterliche Eiswachstum wird dadurch zeitweise unterdrückt und die Wärmeabgabe von der Eisoberseite an die Luft intensiviert. Es scheint aussichtsreich zu sein, diese Rückkoppelungen zukünftig auch in regionalen Meereis- und Atmosphärenmodellen zu berücksichtigen.

#### Literatur:

Hartmann, J., Kottmeier, Ch., Wamser, C., Augstein, E.: Aircraft measured atmospheric momentum, heat and radiation fluxes over Arctic sea ice, in *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment*. Geophys. Monogr. Ser. 85, edited by O.M. Johannessen, R.D. Muench and J.E. Overland, 443-454, AGU, Washington.

Mai, S., Wamser, C., Kottmeier, Ch.: Geometric and aerodynamic roughness of sea ice. *Bound. Layer Meteorol.*, 77, 233-248, 1996.

Kottmeier, Ch., Sellmann, L.: Atmospheric and oceanic forcing of Weddell Sea ice motion. *J. Geophys. Res.*, 101, C9, 20.809 - 20.824, 1996.

Hartmann, Kottmeier, Ch., Raasch, R.: Boundary layer development and roll vortex structure during a cold air outbreak. *Bound. Layer Meteorol.*, 84, 45-65, 1997.

Markus, T., Kottmeier, C., Fahrbach, E.: Ice formation in coastal polynyas in the Weddell Sea and their impact on oceanic salinity. *AGU Antarctic Research Series*, 74, 273-292, 1998.

Freese, D., Kottmeier, Ch.: Radiation exchange between stratus clouds and polar marine surfaces. *Bound. Layer Meteorol.*, accepted, 1998.

Padman, L., Kottmeier, Ch., Robertson, R.: Tidal ice motion in the Weddell Sea. Submitted to Deep Sea Research, 1998.

McPhee, M., Morison, J., Kottmeier, C.: Ocean heat flux in the central Weddell Sea during winter. Deep Sea Research, accepted, 1998.

# Der Einfluß verschiedener Turbulenzparameterisierungen auf Simulationen des arktischen Klimas mit dem regionalen Modell HIRHAM

C. Abegg<sup>1)</sup>, K. Dethloff<sup>1)</sup>, A. Rinke<sup>1)</sup> und V. F. Romanov<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Potsdam

<sup>2)</sup> Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Rußland

## 1. Einleitung

Modellsimulationen des arktischen Klimas mit dem hochauflösenden regionalen Klimamodell HIRHAM zeigen signifikante Abweichungen der prognostischen Größen von Stationsdaten in der planetaren Grenzschicht (Dethloff et al., 1996). Untersucht werden soll nun, welchen Einfluß verschiedene physikalische Turbulenzparameterisierungen auf Simulationen des arktischen Klimas haben. Dazu werden drei verschiedene Modellversionen verwendet, die sich in der Parameterisierung der physikalischer Prozesse unterscheiden.

## 2. Modellversionen

Es wird das regionale atmosphärische Klimamodell HIRHAM (Christensen et al., 1992) mit einer horizontalen Auflösung von 50 km auf die gesamte Arktis nördlich von 65° N angewendet. Die verwendeten Versionen mit den Parameterisierungen der atmosphärischen Grenzschicht sind:

- ECHAM3 (Roeckner et al., 1992), die eine Monin-Obukhov-Ähnlichkeit für die Prandtl-Schicht mit einem Mischungswegansatz in der restlichen atmosphärischen Grenzschicht verwendet.
- ECHAM4 (Roeckner et al., 1996) mit einer zusätzlichen prognostischen Gleichung für die turbulente kinetische Energie (Schließung 1.5-ter Ordnung).
- eine Version, welche die ECHAM3-Physik verwendet und bei der eine neu implementierte Turbulenzschließung auf der Basis einer Rossby-Zahl-Ähnlichkeit für die gesamte atmosphärische Grenzschicht verwendet wird.

## 3. Ergebnisse

Abbildung 1 zeigt als ausgewähltes Ergebnis die monatsgemittelten Felder der 850 hPa-geopotentiellen Höhe und die monatsgemittelten Felder der Windvektoren in derselben Höhe des Januar 1991 aus Simulationen mit den drei verschiedenen Modellversionen. Zum Vergleich wird weiter die entsprechende Auftragung aus ECMWF-Analysen gezeigt.

Während das Islandtief und die Hochdruckgebiete über Sibirien und Kanada in allen vier Feldern gleich wiedergegeben werden, bilden sich Unterschiede besonders über der Barents- und Grönlandsee sowie über dem zentralen Arktischen Ozean. Die ECMWF-Analysen zeigen eine zyklonale Struktur über dem westlichen Sibirien, welche einen Luftmassentransport vom eisfreien Nordatlantik in die Barentssee auf das sibirische Festland verursacht. Die 850 hPa-geopotentielle Höhe zeigt eine Abgrenzung des Islandtiefausläufers von der zyklonalen Struktur über Sibirien. Diese Zweiteilung wird auch in den Modellläufen mit ECHAM3 und ECHAM4 deutlich. In der Rossby-Zahl-Simulation verschiebt sich das Tief vom sibirischen Festland in die Barentssee. Deutliche Unterschiede sind auch in der wellenförmigen Struktur der Geopotentialfläche über dem Arktischen Ozean zu erkennen. Während die ECHAM3-Simulation im Vergleich zu der ECMWF-Analyse eine Verstärkung der planetaren Welle zeigt, schwächt die Rossby-Zahl-Parameterisierung diese ab.

Der sensible Wärmefluß von der Erdoberfläche in die Atmosphäre, der die Stabilität der atmosphärischen Grenzschicht bestimmt, zeigt im untersuchten Wintermonat sowohl im Lauf mit Rossby-Zahl-Parameterisierung als auch mit der ECHAM4-Version über Land geringere



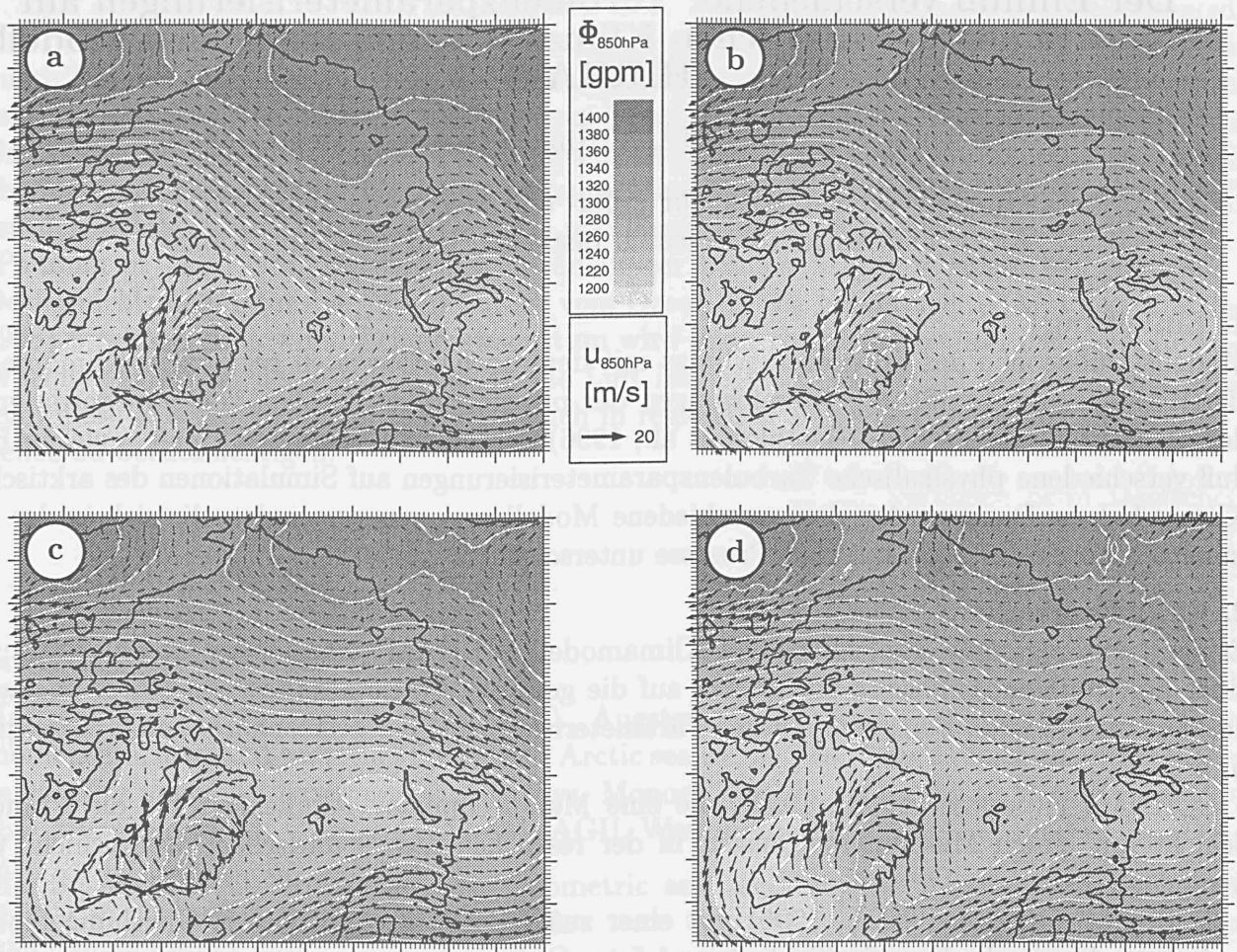


Abbildung 1: Monatsgemittelte 850 hPa-geopotentielle Höhe und Windfeld des Januar 1991 für Simulation mit (a) ECHAM3-, (b) ECHAM4- und (c) Rossby-Modellauf sowie (d) ECMWF-Analysen. Der Abstand der Isolinien des Geopotentials beträgt 20 gpm.

Wärmeflüsse vom Boden in die Atmosphäre als die ECHAM3 Simulation. Die größten Unterschiede zwischen den ECHAM3- und ECHAM4- als auch Rossby-Zahl-Simulationen treten im Winter an der Kante zwischen Meereis und eisfreiem Ozean auf. In der Sommersimulation sind die größten Unterschiede zwischen ECHAM3- und ECHAM4-Modellauf über den kontinentalen Gebieten zu finden.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Wechselwirkung der Atmosphäre mit der Erdoberfläche über die atmosphärische Grenzschicht von besonderer Bedeutung gerade für Simulationen des arktischen Klimas ist. Verschiedene Turbulenzschließungen simulieren deutlich unterschiedliche monatsgemittelte Felder.

#### 4. Literatur

- Christensen, J. H. und E. van Meijgaard (1992): On the construction of a regional atmospheric climate model. DMI Tech. Rep. 92-14, Kopenhagen.
- Dethloff, K., A. Rinke, R. Lehmann, J. H. Christensen, M. Botzet und B. Machenhauer (1996): Regional climate model of the Arctic atmosphere. *J. Geophys. Res.* 101, 23401-23422.
- Roeckner, E et al. (1992): Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution. MPI Rep. 93, Hamburg.
- Roeckner et al. (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. MPI Rep. 218, Hamburg.

# Vergleich von Modellergebnissen des Regionalmodells REMO mit Meßwerten der Knorr-Expedition in der Labradorsee im Februar/März 1997

Rolf Jürrens, Karl Bumke, und Uwe Karger  
*Institut für Meereskunde an der Universität Kiel,  
Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel*

## 1 Einleitung

Zur Untersuchung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Ozean und Meereis im arktischen und subarktischen Ozean wird ein gekoppeltes regionales Modellsystem entwickelt. Das Ozeanmodell besteht aus dem GFDL Modular Ocean Model (MOM), Meereis wird durch ein dynamisch-thermodynamisches Modell nach HARDER *et al.* (1998) mit viskos-plastischer Rheologie berücksichtigt. Die atmosphärische Komponente wird durch das Regionalmodell REMO (JACOB und PODZUN 1997) abgedeckt. Vor der eigentlichen Kopplung ist es jedoch wichtig sicherzustellen, daß jede einzelne Modellkomponente im ungekoppelten Modus möglichst realistische Ergebnisse liefert.

## 2 Modell und Modellgebiet

Das dreidimensionale, hydrostatische Atmosphärenmodell REMO ist eine am Max-Planck-Institut für Meteorologie modifizierte Version des "Europamodells" (EM) (MAJEWSKI 1991) des Deutschen Wetterdienstes. Gegenüber dem EM besteht in REMO jedoch die Möglichkeit, physikalische Parameterisierungen des ECHAM4 - Klimamodells für regionale Klimasimulationen zu verwenden. Für die hier gezeigten Simulationen wurden die Parameterisierungen des EM gewählt. Prognostische Variablen des Modells sind die horizontalen Windkomponenten, Luftdruck an der Erdoberfläche, spezifische Feuchte sowie Wolkenwasser. Die horizontale Auflösung des Finite Differenzen Modells beträgt in den hier vorgestellten Simulationen  $0.5^\circ$  (etwa 56 km). Das Modellgebiet umfaßt den Arktischen Ozean, Nordsibirien, Skandinavien, Mitteleuropa sowie das Kanadische Archipel und den Nordatlantik bis etwa  $40^\circ$  nördlicher Breite. Als Antriebsdaten stehen NCEP/NCAR Reanalysen (KALNAY *et al.* 1996) mit einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden zur Verfügung. Um ein Abdriften des Modells zu vermeiden, wird das Modell im Vorhersagemodus betrieben. Dazu wird jeweils ein Modellauf von 36 Stunden durchgeführt, wobei die Ergebnisse während der etwa sechsstündigen Einschwingphase des Modells ignoriert werden.

## 3 Ergebnisse

Zur Validierung des Atmosphärenmodells wurden unter anderem Daten der Knorr-Expedition in der Labradorsee vom 02.02.97 bis zum 21.03.97 herangezogen. Es stehen kontinuierlich 10 minütige Mittelwerte von oberflächennahen Parametern der Schiffsmessanlage, Radiosondenaufstiege im Abstand von 3 Stunden sowie Niederschlagsmessungen unterschiedlicher Systeme für die Validierung des Regionalmodells zur Verfügung. Die Fahrtroute der RV Knorr im Februar 1997 ist in Abb. 1 in Verbindung mit der mittleren Schnee- bzw. Meereisverteilung dargestellt. Die Fahrt verlief überwiegend entlang der Eiskante. Für den Vergleich mit den Messungen werden die Modellwerte jeweils an der aktuellen Schiffsposition betrachtet.

Die zahlreichen Zyklonen im Gebiet der Labradorsee während des Expeditionszeitraums sind im Luftdruckverlauf des Monats Februar in Abb. 2 deutlich erkennbar. Es zeigt sich hier eine gute Übereinstimmung der Modellergebnisse mit den Schiffsmessungen. Der Mittelwert des Luftdruckes liegt in der Messung bei 997.4 hPa, in der Simulation bei 995.2 hPa. Aufgrund der vorherrschend abeisigen Strömungen kam es während der Expeditionszeitraumes zu starken, meist konvektiven Schneefällen, welche vom Modell gut reproduziert werden. Abbildung 3 zeigt die akkumulierte Niederschlagssumme des Modells im Vergleich mit einer Disdrometermessung und einer Parameterisierung der Niederschlagssummen aus Wetterbeobachtungen nach VERMEHREN (1995). Es zeigt sich auch hier eine bezüglich des Niederschlages gute Übereinstimmung zwischen Messung, Parameterisierung und Simulation.

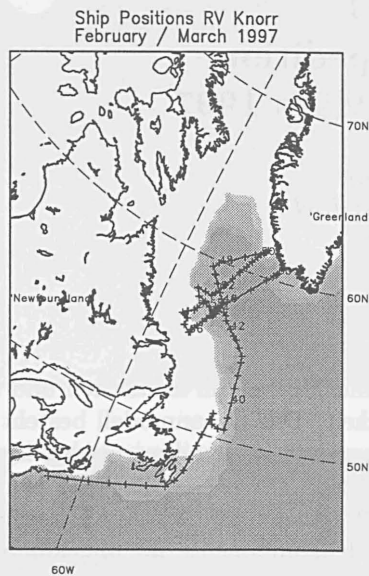


Abbildung 1: Schiffpositionen der RV Knorr im Februar 1997. Weisse Flächen stellen Schnee bzw. Meereisbedeckung dar.

### Luftdruck REMO – RV Knorr

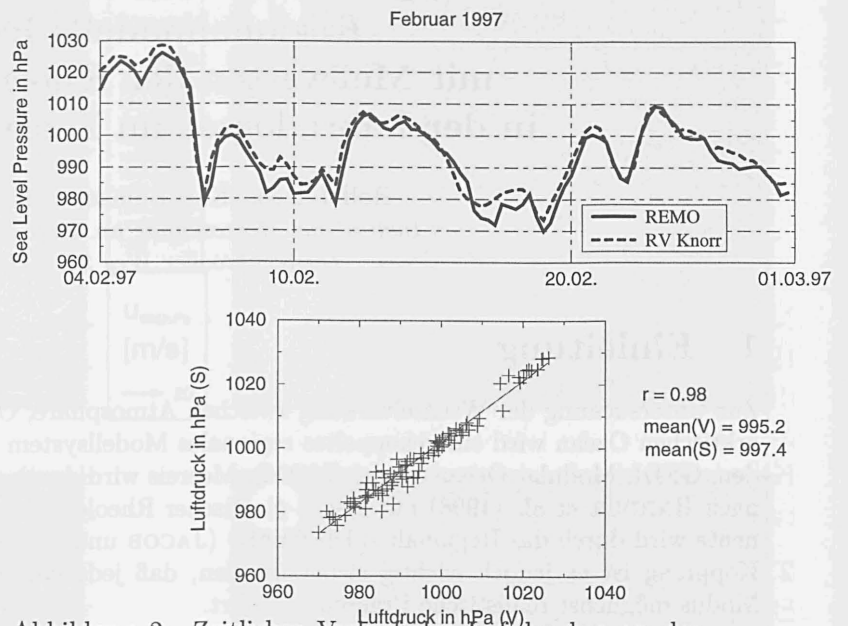


Abbildung 2: Zeitlicher Verlauf des Luftdruckes an der RV Knorr im Februar 1998 verglichen mit REMO (oben). Vergleich von gemessenen und simulierten Luftdruckwerten im Scatterdiagramm (unten).

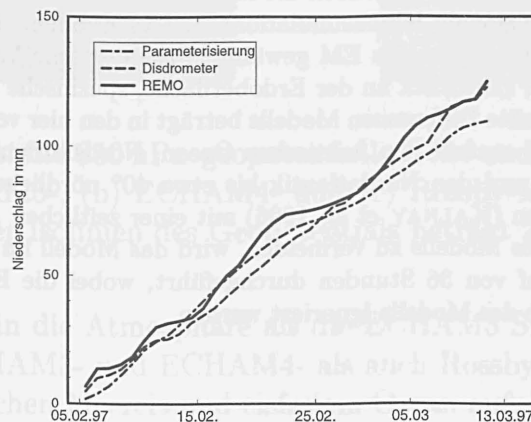


Abbildung 3: Akkumulierte Niederschlagssumme an der RV Knorr im Februar 1998 aus Disdrometermessungen, Parameterisierung und REMO.

## Literatur

- HARDER, M., P. LEMKE und M. HILMER, 1998: Simulation of sea ice transport through fram strait: Natural variability and sensitivity to forcing. *J. Geophys. Res.*, **103**, 5595–5606.
- JACOB, D. und R. PODZUN, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63**, 119–129.
- KALNAY, E., M. KANAMITSU *et al.*, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **77**, 437–472.
- MAJEWSKI, D., 1991: The Europamodell of the Deutscher Wetterdienst. In: ECMWF course "Numerical Methods in Atmospheric Models". Vol. 2, 147–191.
- VERMEHREN, K., 1995: Bestimmung des Niederschlags auf See aus Wetterbeobachtungen. Diplomarbeit, Institut für Meereskunde Kiel.

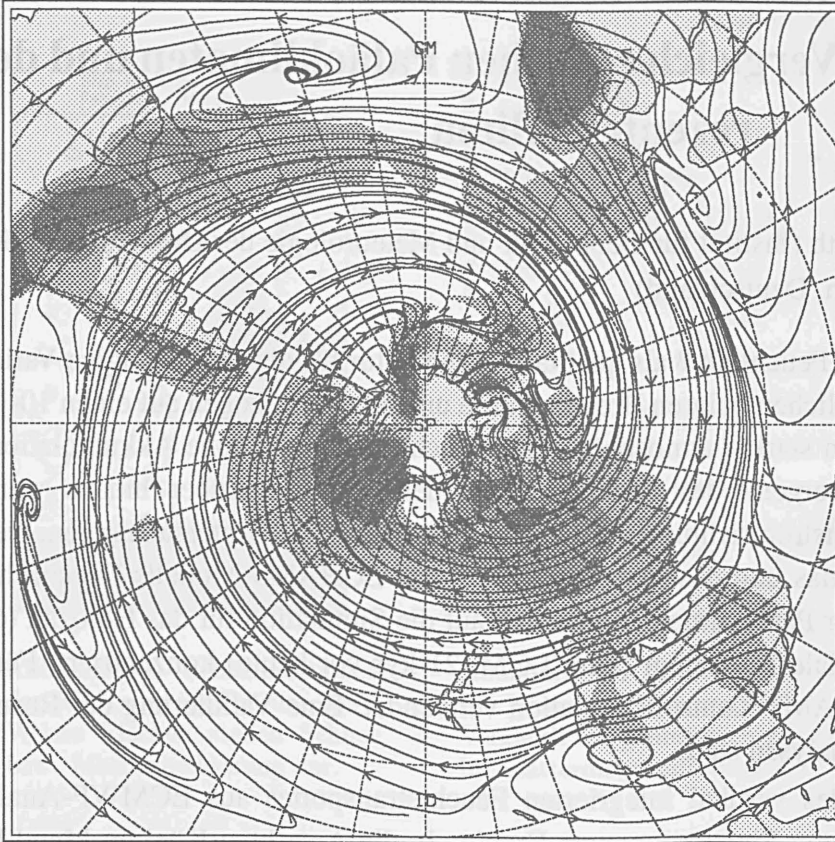
# Herkunftsgebiete, Flüsse und Senken von Feuchte in südlichen Polarregionen: Ein Vergleich zwischen Paläoklimaten und dem rezenten Klima

G. Leckebusch, A. Fink, P. Speth (Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Kerpener Str. 13, D-50923 Köln, Deutschland)

Der polwärtige atmosphärische Feuchtefluß als qualitativer Indikator für die zeitabhängige Variation der Schneeakkumulation in südlichen polaren Breiten wurde untersucht. Bezogen auf einen 10-jährigen Zeitraum wurden Regionen starker atmosphärischer Feuchtesenken (= hohe Akkumulationsraten am Boden) über die Divergenz des Feuchteflusses identifiziert. Darüber hinaus war die interannuale Variabilität der Einströmrichtung der Feuchte Gegenstand der Untersuchungen, welche für Simulationen des Paläoklimas und des rezenten Klimas des ECHAM3-Modells Durchführung fanden. Bei der Betrachtung der Paläoklimate wurde sich auf die Simulation für das Holozän (6 kyr vor heute) und das letzte Glaziale Maximum (kurz LGM, 21 kyr vor heute) konzentriert. Für das heutige Klima wurde die ECHAM3-Kontrollsimulation verwendet. Eine Validierung der Resultate fand mit Hilfe der ECMWF-Analysen statt.

Zehnjährige Südwintermittel des vertikal integrierten Feuchtetransportes aus ECMWF-Analysen zeigen drei Regionen bevorzugten Einströmens von Feuchte in die Antarktis: Königin-Maud-Land (im Bereich des Atlantischen Sektors) und hier insbesondere die südliche Weddellmeer-Küste, Marie-Byrd-Land (im Pazifischen Sektor) und eine schwächere im Bereich des östlichen Wilkesland (im Australischen Sektor). Es läßt sich eine enge Beziehung zur klimatologischen Lage der Tiefdruckgebiete in der atmosphärischen polaren Frontalzone identifizieren. Die Kontrollsimulation für das rezente Klima des ECHAM3 reproduziert die für die Analysen gefundenen Ergebnisse (*vgl. Abbildung 1*), zeigt aber eine etwas abgeschwächte interannuale Variabilität sowohl in Stärke als auch in Richtung des Feuchtetransports. Zusätzlich zu den drei in den Analysen identifizierten Bereichen bevorzugten Einströmens von Feuchte in die Antarktis tritt im Kontrollexperiment der Bereich des Enderby-Lands in Erscheinung (*vgl. Abbildung 1*). Im LGM weisen die Feuchteflüsse eine wesentlich meridionalere Richtung (*vgl. Abbildung 2*) bei allerdings reduzierten totalen Feuchtetransporten gegenüber dem heutigen Klima auf. Die gleichen Akkumulationsstrukturen wie für das rezente Klima werden mit geringeren Werten identifiziert. Die Ergebnisse für die Holozän-Simulation weisen im Vergleich zu dem heutigen Klima nur wenig Veränderungen auf. Im wesentlichen dokumentieren sich Änderungen nur in einer Erhöhung der interannualen Variabilität der Richtung der Feuchteflüsse in die Antarktis.

Aussagen über die Herkunft der in der Antarktis akkumulierten Feuchte werden für die einzelnen Datensätze über die Berechnung von Rückwärtstrajektorien gewonnen. Dazu werden jeweils die Episoden besonders starker bzw. geringer Feuchteakkumulation in den jeweiligen Zielgebieten herangezogen.



**Abb. 1:**

**Kontroll-Experiment**

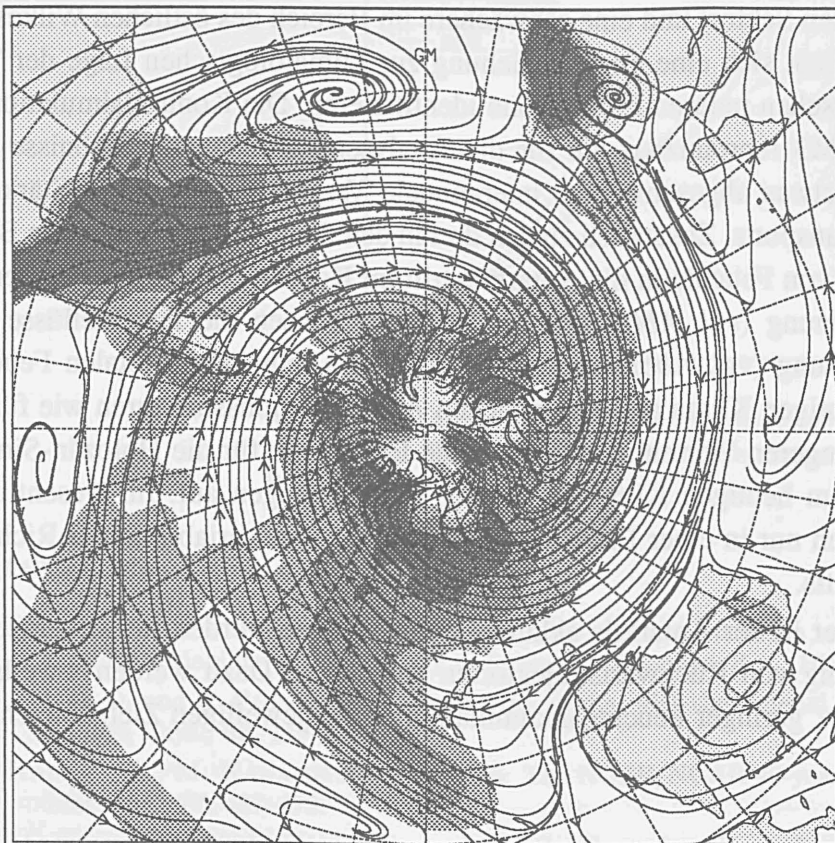
Modelljahre 21-30

Stromlinien des vertikal integrierten Feuchteflusses (SFC-300 hPa)

Mittel über 10 Jahre, JJA

Schattiert unterlegt:

Meridionaler Transport in Prozent des totalen Transportes: 20%, 30%, 40%



**Abb. 2:**

**LGM-Experiment**

Modelljahre 6-15

Stromlinien des vertikal integrierten Feuchteflusses (SFC-300 hPa)

Mittel über 10 Jahre, JJA

Schattiert unterlegt:

Meridionaler Transport in Prozent des totalen Transportes: 20%, 30%, 40%

## Vergleich von beobachteten und modellierten Niederschlags- und Schneehöhen in der Arktis

J. Rapp, T. Fuchs und B. Rudolf

Deutscher Wetterdienst  
Referat FE 22/WZN  
Postfach 10 04 65, 63004 Offenbach/Main

Mit dem Ziel einer umfassenden und möglichst genauen Analyse des Gesamtniederschlags und der Schneehöhe baut das Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN), eingerichtet im Deutschen Wetterdienst, zur Zeit ein Niederschlagsdatenarchiv für das hydrologische Einzugsgebiet der Arktis auf (WMO/WCRP, 1997). Dieses "Arctic Precipitation Data Archive" (APDA) ist Teil der "Arctic Climate System Study" (ACSYS) des Weltklimaforschungsprogrammes (WCRP) und erhält finanzielle Unterstützung aus dem Polarforschungsprogramm der Bundesregierung. Neben der Sammlung und Auswertung von Meßdaten aus früheren internationalen Forschungsprogrammen wird es aktuelle Beobachtungsdaten, Abschätzungen der Niederschlagshöhe aus Satellitenmessungen und Ergebnisse globaler Wettervorhersagemodelle sowie Reanalysen beinhalten. Zunächst wird eine verbesserte Niederschlagsklimatologie angestrebt. Unter Einbeziehung der Daten des globalen Abflußdatenzentrums (GRDC) soll außerdem die arktische Wasserbilanz untersucht werden. Weitere Informationen zu APDA unter <http://www.dwd.de/research/gpcc/acsys>.

Der Aufbau dieses Datenarchivs wird von zwei Hauptproblemen bestimmt: Zum einen von der unzureichenden Stationsdichte konventioneller Messungen des Niederschlags und der Schneehöhe vornehmlich über dem Arktischen Meer und dem Inneren Grönlands. Zum anderen tritt die Problematik einer hohen Meßungenauigkeit auf, da ein mit der Windgeschwindigkeit zunehmender Anteil des zumeist als Schnee fallenden Niederschlags vom Meßgerät nicht aufgefangen wird. Für eine Windgeschwindigkeit, wie sie im Mittel über dem Arktischen Meer anzutreffen ist (ca. 4.4 m/s; Radionov et al., 1996) variieren die Auffangraten der einzelnen nationalen Niederschlagsmesser bei trockenem Schnee zwischen 30 bis 85 % (nach Goodison & Louie in WMO/WCRP, 1997). Vom Boden in die Meßöffnung hineingewehter Schnee verkompliziert die Situation zusätzlich. Es ist deshalb unumgänglich, zu den spärlichen Beobachtungsdaten die Ergebnisse von Wettervorhersagemodellen mit heranzuziehen, da sie den Vorteil haben, Niederschlagsvorhersagen und Schneedichteanalysen für ein regelmäßiges Gitterpunktsystem zu liefern, also ohne größere räumliche Datenlücken.

Vergleiche zwischen der beobachteten und der vom Globalmodell (GM) des Deutschen Wetterdienstes prognostizierten monatlich aufsummierten Niederschlagshöhe lassen erkennen, daß der modellierte den gemessenen Niederschlag in den meisten Fällen deutlich übersteigt (Abb.1). Am Beispiel einer Station im östlichen Sibirien ist der Verlauf der gemessenen und für den nächstgelegenen Gitterpunkt des GM berechneten monatlichen Niederschlagshöhe für die Jahre 1996 und 1997 dargestellt. Deutlich ist der von den Klimanormalwerten (CLINO) her zu erwartende Jahresgang mit Maxima im Juli bzw. August und Minima im Winter und Frühjahr zu erkennen. Allerdings sind die Unterschiede zwischen beobachteten und modellierten Niederschlagshöhen regional sehr variabel, auch wenn der zeitliche Schwankungsverlauf beider Datenarten überraschend gut übereinstimmt. Berücksichtigt man in den Stationsdaten die Korrektur des systematischen Meßfehlers nach Legates (1987), verringert sich in der Regel die Diskrepanz zwischen Beobachtung und Modell. Die Anwendung länderspezifischer und zudem windabhängiger Algorithmen der Auffangrate der Niederschlagssammler (nach Goodison & Louie in WMO/WCRP, 1997) verspricht eine weitere Annäherung der Zahlenwerte. Allerdings sind auch die Modellergebnisse stark fehlerbehaftet.

Der vom GM analysierte Wassergehalt der Schneedecke stimmt teilweise gut mit den beobachteten Werten überein (Abb. 2, Station Gillam Airport), was nicht verwundert, da zur Assimilation des Vorhersagemodells die SYNOP-Meldungen der Schneehöhe benutzt werden. Andererseits ergeben sich auch bemerkenswerte Differenzen: Bei einigen untersuchten Stationen ist in der Realität die Schneedecke früher abgetaut als im Modell (Beispiel: Station Zyryank), wobei diese Phasenverschiebung bis zu zwei Wochen betragen kann. Außerdem ist die Äquivalenz zwischen Schneehöhe (in cm) und Wassergehalt der Schneedecke (in mm) nicht durchgehend anzutreffen. So nimmt zeitweise der Wassergehalt zwar zu, gleichzeitig verändert sich die Schneehöhe aber kaum, was auf eine Verdichtung des Schnees schließen lässt.

Eingehendere Untersuchungen zu diesem Problemkreis erscheinen jedoch erst bei einer Ausweitung der Datengrundlage sinnvoll, was durch die Heranziehung von EZMWF-Reanalyse-Daten für die Zeit seit 1979 realisiert werden soll. Unabhängig von weiteren Untersuchungsergebnissen ist schon gegenwärtig klar, daß die Verknüpfung beobachteter und berechneter Niederschlags- und Schneehöhen zu einem einheitlichen Datensatz zwar prinzipiell möglich ist, aber praktisch nur schwer zu realisieren sein wird.

**Literatur:**

Legates, D.R., 1987: A Climatology of Global Precipitation. Publ. in Climatol., Vol. XL, No 1, Univ. Delaware.

Radionov, V.F., Bryazgin, N.N., Alexandrov, E.I., 1997: The Snow Cover of the Arctic Basin. Technical Report APL-UW TR 9701, Applied Physics Laboratory, Seattle, Washington.

WMO/WCRP, 1997: Proceedings of the Workshop on the Implementation of the ACSYS-Arctic Precipitation Data Archive (APDA) at the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). WCRP-98 (WMO/TD No. 804), 127 pp.

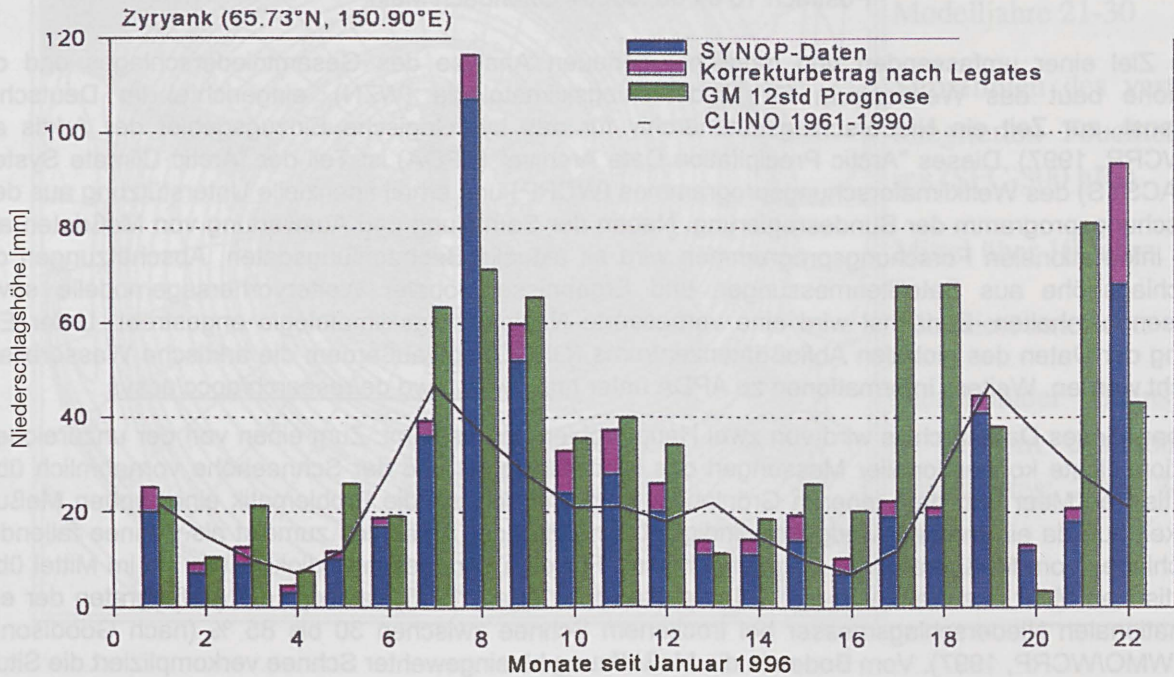


Abb.1: Vergleich zwischen beobachteter und vom Globalmodell des DWD prognostizierter Niederschlagshöhe für die Station Zyryank (im Osten Sibiriens), Januar 1996 - Oktober 1997.

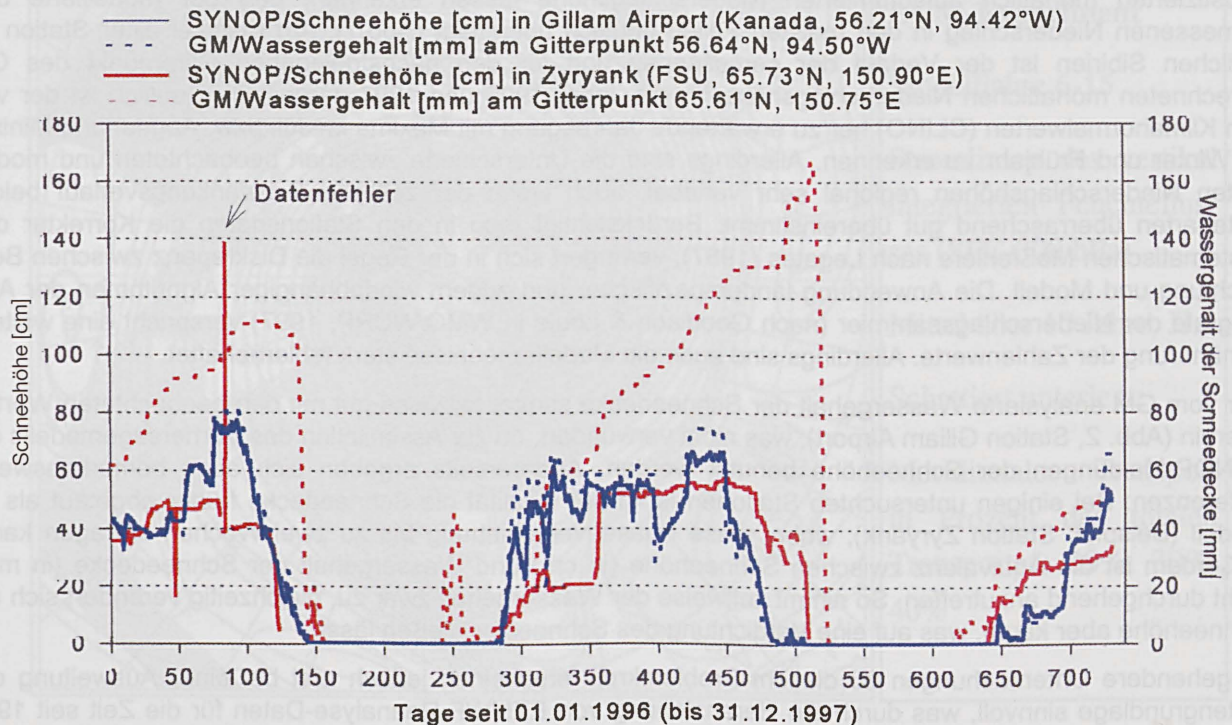


Abb.2: Vergleich zwischen beobachteter und für das Globalmodell des DWD assimilierter Schneedeckenhöhe für zwei Stationen in Sibirien und Kanada, Januar 1996 - Dezember 1997.

# Wolkendetektion mit Satellitendaten in polaren Gebieten

Norbert Schlüter

Institut für Umweltphysik, Universität Bremen, 28334 Bremen

Tel.: 0421 218-2584, 3910; Fax: 0421 218-4555

Wolken beeinflussen das Klima in vielfältigen Mechanismen. Um diese vollständig zu erfassen, ist eine zeitlich und räumlich kontinuierliche Beobachtung nötig. Dieses ist nur mit Satelliten zu erreichen. Viele der verwendeten Wolkenalgorithmen beruhen auf Informationen aus dem sichtbaren und infraroten Spektralbereich. Sie nutzen die Unterschiede in der Temperatur und der Albedo von Wolken bzw. Erdoberfläche (Steffen [1993]). Doch in den für das Klima wichtigen polaren Gebieten sind diese Algorithmen nur bedingt einsetzbar. Die Werte für Albedo und Temperatur der Oberfläche (Schnee, Eis) sind den entsprechenden Werten der Wolken ähnlich und während der Polarnacht sind keine Informationen aus dem sichtbaren Spektralbereich verfügbar.

Der präsentierte Algorithmus benutzt daher zur Wolkendetektion nur die Infrarotdaten des Sensors OLS (*Operational Line Scanner*) der *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP)-Satelliten. Jedoch werden nicht einzelne Pixel mittels fester Schwellenwerte klassifiziert, sondern Bildsegmente aufgrund von Texturinformationen. Dabei ist es wenig sinnvoll, für jedes Pixel die Texturparameter mittels eines festen quadratischen Fensters (z.B.  $25 \times 25$  Pixel) zu berechnen, da bei diesem Vorgehen Grenzen zwischen verschiedenartigen Gebieten verwischt werden. Kleinere Fenster würden dieses Problem vermindern, doch mit ihnen lassen sich die Texturparameter nicht mehr sinnvoll berechnen, da diese aus statistischen Verfahren abgeleitet werden und entsprechend viele ( $> 500$ ) Pixel benötigen. Um nur die Pixel eines Oberflächentyps in die Texturanalyse einzubeziehen, wird das Bild zunächst segmentiert. Das Segmentieren geschieht mit einem *region growing* Verfahren. Diese Segmente sollen nur Pixel einer Klasse beinhalten und eine Mindestgröße aufweisen. Das Segmentieren erfolgt in mehreren Schritten, in denen anstatt des Originalbildes vorverarbeitete Bilder benutzt werden. Die Vorverarbeitung besteht zunächst in der Addition des mit dem Sobeloperator (Kantendetektionsoperator) behandelten Bildes zum Originalbild, wodurch Kanten und heterogene Strukturen verstärkt werden. In dieser Phase werden homogenere Gebiete segmentiert. Dann wird der Einfluß des Sobeloperators schrittweise reduziert und anschließend das Bild geglättet, damit auch heterogenere Gebiete als Segmente erfaßt werden können. Abschließend wird die so erhaltene Maske, in der die Pixel die Nummer ihres Segments zugewiesen bekommen, morphologisch behandelt. Um einzelne nicht zugeordnete Pixel einem Segment zuzuweisen und Lücken zu schließen, erfolgt eine Dilatation. Leicht einsichtig ist dieses Vorgehen bei Meereisgebieten, in denen Eisrinnen aufgrund der höheren Helligkeitstemperatur nicht erfaßt worden sind und so nachträglich zum Segment hinzugefügt werden.

Zu den Segmenten werden Texturparameter berechnet. Texturparameter können als statistischen Größen beschrieben werden, welche die räumliche Verteilung von Grauwerten in einem Bild beschreiben. Zur Berechnung der Texturparameter wird der Summen- und Differenzhistogramm Ansatz (*Sum and Difference Histogram, SADH*) nach Chen et al. [1989] verwendet.

Ein neuronales Netz (*Learning Vector Quantization*) nutzt diese zur Klassifikation. Die Aufgabe der Klassifikation ist es, jedes Segment in eine der Klassen (Wolke, Meereis, offener Ozean und Landeis) einzuordnen. Als Klassifikationsalgorithmus wurde ein neuronales Netz, das *Learning Vector Quantization* (LVQ), gewählt, [Schlüter und Markus, 1996]. Das neuronale Netz lernt mit Hilfe eines Trainingsdatensatzes bestehend aus visuell klassifizierten Bildern. Über polarem Ozean werden die Klassifikationen "offenes Wasser" und "Meereis" anhand der Eiskonzentrationswerte überprüft. Diese werden mit Hilfe des NASA Team Algorithmus (Cavalieri [1992]) aus Helligkeitstemperaturen des passiven Mikrowellensensors *Special Sensor Microwave Imager* (SSM/I) berechnet. Dieser Sensor befindet sich genauso wie das OLS auf den DMSP-Satelliten.



Das Verfahren wurde bisher vorwiegend über dem polaren Ozean (offenes Meer und Meereis) eingesetzt, da die Wolkendetektion über dem antarktischen Kontinent auch für menschliche Beobachter eine anspruchsvolle Aufgabe darstellt. Das Hauptproblem besteht im starken Einfluß der Topographie auf die gemessenen Helligkeitstemperaturen im Infraroten. Zusätzlich treten häufig Temperaturinversionen auf, so daß Wolken sowohl wärmer als auch kälter als die Erdoberfläche sein können. Damit ist die Erstellung eines Trainingsdatensatzes schwierig.

Ein Schritt zur Lösung dieser Probleme stellt ein Verfahren dar, daß die Differenzbilder zweier Infrarotbilder benutzt. Dabei werden Daten von zwei verschiedenen Satelliten (z.B. DMSP F12 und F13) verwendet, da sich die Umlaufbahnen in den polaren Gebieten innerhalb kurzer Zeiträume (10-30min) kreuzen. Im Gegensatz zu Oberflächenpixeln weisen Wolkenpixel dabei signifikante Differenzen auf. Verursacht werden diese durch mehrere Effekte. Durch die im Verhältnis zur Flughöhe (830 km) große Abtaststreifenbreite (3000 km) besitzen die einzelnen Pixel sehr unterschiedliche Einfallswinkel. Dies führt dazu, daß vor allem bei nichthomogenen Wolkenoberkanten verschiedene Bereiche der Wolken gesehen werden. Weiter verursachen hochreichende Wolken, unter großen Einfallswinkel betrachtet, einen Geokodierungsfehler. In beiden Bildern wird die Position der Wolke verlagert, so daß wiederum nichthomogene Wolken in den Differenzbildern einen großen Effekt aufweisen. Außerdem können sich Wolken auf der betrachteten Zeitskala verlagern. Diese Prozesse lassen im Differenzbild Wolkenstruktur auch über dem Kontinent hervortreten. Eine Kombination mit dem im ersten Teil beschriebenen Verfahren könnte zusätzlich einen Ansatz zur Klassifikation von Wolken ermöglichen, da die beschriebenen Effekte bei konvektiven Wolken wesentlich stärker als bei stratiformen sind.

## Literatur

- [1] CHEN, D.W., S.K. SENGUPTA UND R.M. WELCH, Cloud field classification based upon high spatial resolution textural features. Part 2: Simplified vector approaches, *Journal of Geophysical Research* Vol.94, No. D12, 14749-14765, 1989
- [2] CAVALIERI, D., Sea Ice Algorithm, NASA Sea Ice Validation Program for the Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave Imager: Final Report, *NASA Technical Memorandum* 104559
- [3] SCHLÜTER, N. UND T. MARKUS, Cloud masking with satellite infrared images over polar ocean. in *Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, Lincoln, Nebraska, 1996
- [4] STEFFEN, K., R. BINDSCHADLER, G. CASASSA, J. COMISO, D. EPPLER, F. FETTERER, J. HAWKINS, J. KEY, D. ROTHROCK, R. THOMAS, R. WEAVER UND R. WELCH, Snow and ice applications of AVHRR in polar regions: report of a workshop held in Boulder, Colorado, 20 May 1992, *Annals of Glaciology* 17, 1993,1-16

# Kaltluftausbrüche in der Arktis

**B. Brümmer, S. Thiemann, S. Pohlmann**

**Meteorologisches Institut der Universität Hamburg**

Kaltluftausbrüche (KLA) vom arktischen Eis auf das offene Wasser sind wegen des großen Energieaustausches zwischen Ozean und Atmosphäre und wegen der damit verbundenen Neueisbildung und tiefreichenden Konvektion im Ozean klimarelevant. Kaltluftausbrüche sind mit geordneten Wolkenmustern (Wolkenstraßen, Wolkenzellen) in der Atmosphäre verbunden. In statistischen Studien wurden daher die Häufigkeit von KLA und die mit ihnen verbundenen Wärme- und Feuchteflüsse am Eisrand der Barents- und Grönlandsee über einen längeren Zeitraum bestimmt.

Die Grundlage der Untersuchungen bilden sechsstündliche Bodenanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) über einen Zeitraum von acht Wintern (November bis März) der Jahre 1986-1994 und tägliche NOAA-Satellitenfotos über einen Zeitraum von 10 Wintern der Jahre 1985-1995. Der Eisrand zwischen Novaja Semlja im Osten und Jan Mayen im Westen wurde in 14 Teilsegmente unterteilt (Abb. 1). Als Indikator für einen KLA wurde in den EZMW-Daten das Vorzeichen der Windkomponente normal zum Eisrand verwendet und bei den Satellitenfotos das Auftreten geordneter Konvektionsmuster.

In allen 14 Segmenten des Eisrandes treten KLA zu mehr als 50% der Zeit auf (Abb. 1), in der Grönlandsee häufiger als in der Barentssee. Die mittlere Windkomponente normal zum Eisrand zeigt ein ähnliches Verhalten; sie ist im Mittel überall abeisig. Gemittelt über den gesamten atlantischen Sektor der Arktis strömt die Luft in Bodennähe mit ca. 1.2 m/s vom Eis auf das offene Wasser. Das Massenbudget der Arktis wird ausgeglichen durch horizontales Einströmen in den nicht-atlantischen Sektoren und durch vertikales Absinken.

Mit Hilfe der Bulk-Formeln wurden die vertikalen Flüsse am und die horizontalen Flüsse über den Eisrand berechnet. Der vertikale fühlbare Wärmefluß ist maximal am Eisrand der Framstraße; er beträgt dort im Mittel  $140 \text{ W/m}^2$ . Der fühlbare Wärmefluß übersteigt den latenten Wärmefluß um den Faktor zwei, im Gegensatz zu den tropischen Regionen.

Durch die mittlere Strömung wird latente Wärme aus der Arktis exportiert, während die transienten Wirbel Feuchte importieren. Im Bereich der Barentssee, wo die Tiefdruckhäufigkeit größer als in der Grönlandsee ist, übertrifft der transiente Feuchteimport sogar den Feuchteexport durch die mittlere Strömung.

Abbildung 2 zeigt die auf der Auswertung von Satellitenbildern beruhende relative Häufigkeit des Auftretens geordneter Konvektionsmuster. Ein Gürtel maximaler Häufigkeit mit Werten von über 60% zieht sich von der nördlichen Grönlandsee in die Barentssee. Der Anteil straßenförmiger Wolkenstrukturen an den geordneten Konvektionsmustern nimmt mit zunehmender Entfernung vom Eisrand ab.

Die Ergebnisse dieser Studien werden mit in situ Messungen in der Framstraße während der Feldexperimente ARKTIS 1991 und 1993 verglichen.

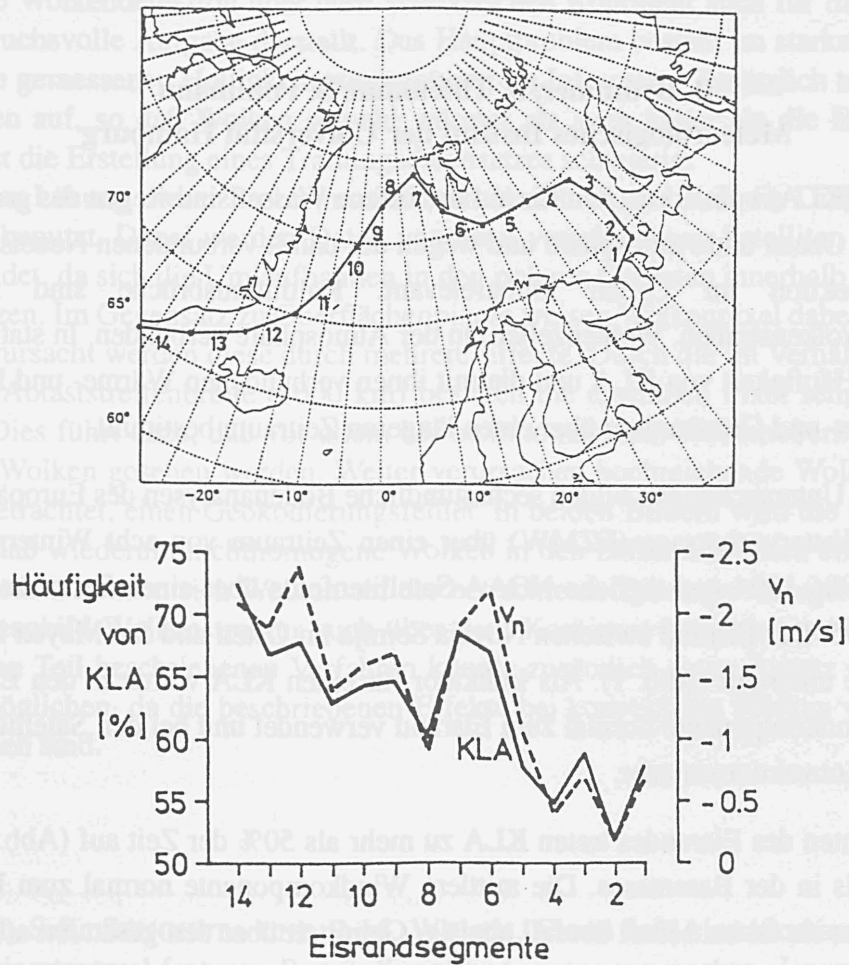


Abbildung 1: Oben: Mittlere Lage des Eisrandes in der Barents- und Grönlandsee während der Wintermonate November bis März in den Wintern 1986/87 bis 1993/94 sowie die Unterteilung in 14 Teilstegmente. Unten: Häufigkeit von Kaltluftausbrüchen (KLA) und mittlere Windkomponente  $v_n$  senkrecht zum Eisrand während der oben genannten acht Winter berechnet aus den sechsstündlichen Bodenanalysen des EZMW.

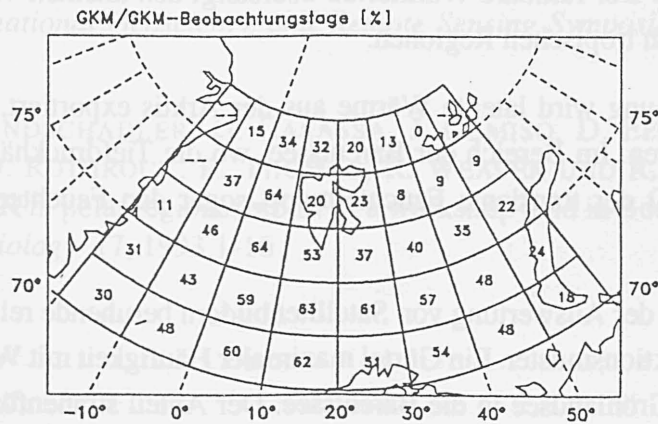


Abbildung 2: Relative Häufigkeit des Auftretens geordneter Konvektionsmuster (GKM) beruhend auf der Auswertung von täglichen NOAA-Satellitenbildern während der Wintermonate November bis März in den Wintern 1985/86 bis 1993/94.

# Untersuchung des Energieaustausches bei stark stabiler Schichtung mittels der Wavelettransformation

D. Handorf<sup>1</sup>, G. Heinz<sup>2</sup> und Th. Foken<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Forschungsstelle Potsdam

Telegrafenberg A43, 14473 Potsdam

<sup>2</sup>Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie  
95440 Bayreuth

Vor ca. 15 Jahren wurde die kontinuierliche Wavelettransformation (WT) eingeführt, um die begrenzte Zeit-Frequenz-Auflösung der Fourier-Transformation (FT) für instationäre Signale zu überwinden. Die Wavelet-Methode transformiert eine gegebene Zeitserie  $f(t)$  durch Faltung mit einer Familie von translatierten und dilatierten Funktionen  $\Psi(t)$  in einen Zeit-Skalen-Raum:

$$T(a, b) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi_{a,b}(t) dt = \frac{1}{a^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt.$$

Das Wavelet  $\Psi_{a,b}(t)$  ist eine Funktion mit begrenzter Energie und verschwindendem Mittelwert. Die Wavelet-Koeffizienten  $T(a, b)$  liefern die Information über den Zeitpunkt  $b$  und die Skala  $a$  eines Ereignisses. Somit bietet die WT einige Vorteile für die Turbulenzforschung (Farge, 1992), da charakteristische Strukturen detektiert und diese lokal untersucht werden können. Durch die Existenz einer Inversionsformel bietet die WT die Möglichkeit des Filterns. Der Energiegehalt einer Funktion auf der Skala  $a$  ist durch die Waveletvarianz  $E(a) = \int_{-\infty}^{\infty} |T(a, b)|^2 db$  gegeben. Der Zusammenhang zwischen  $a$  und der Frequenz  $\omega$  wird durch  $\omega = \omega^0/a$  beschrieben, wobei  $\omega^0$  der Massenschwerpunkt der FT des Mutterwavelets ist. Da die Ergebnisse der WT stark von der Lokalisierung des Wavelets im Zeit- und Frequenzraum abhängig sind, muß dieses Verhalten bei der Interpretation der Ergebnisse unbedingt berücksichtigt werden. In dieser Untersuchung wird das Mexikanische-Hut-Wavelet  $\Psi(t) = (1 - t^2)exp(-t^2/2)$  mit einer guten Lokalisierung im Frequenz-Raum verwendet.

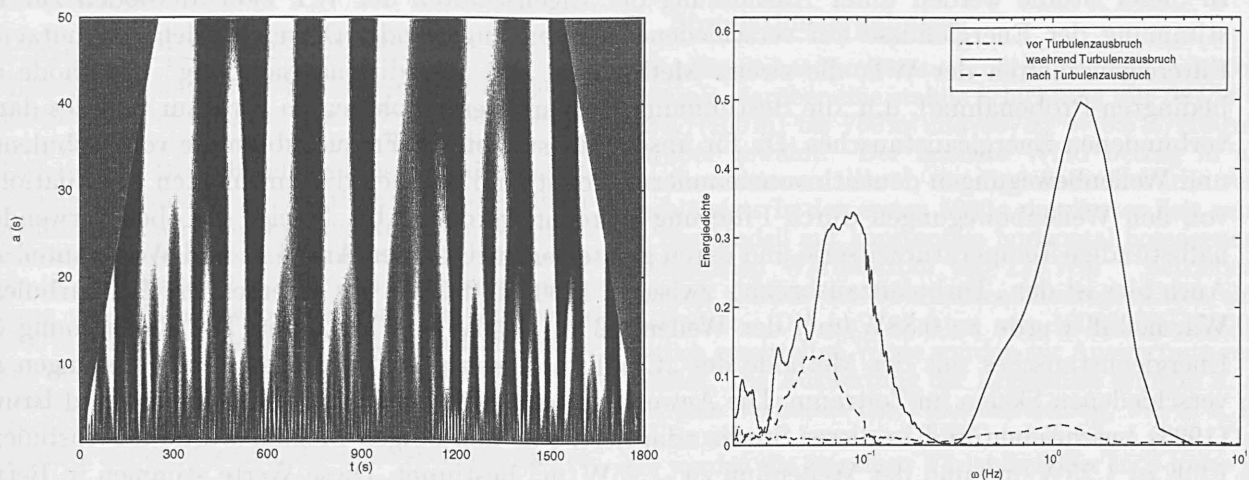


Abbildung 1: WT und lokale WT-Spektren der Temperatur in 4m Höhe, FINTUREX, 1.2.1994, 21.35 bis 22.35 Uhr.

Im folgenden werden Turbulenzmessungen analysiert, die in der antarktischen, stabil geschichteten Grenzschicht (SABL) während des FINTUREX Experimentes 1994 an der Neumayer-Station durchgeführt wurden. In der SABL bilden sich verschiedene turbulente und Wellenstrukturen mit instationärem Charakter aus. Zur Bestimmung des Energieaustausches müssen diese Strukturen zunächst

analysiert werden. Abb. 1 zeigt die WT einer halbstündigen Temperaturzeitserie (s.a. Abb. 2). Die Temperatur wurde in 4m Höhe gemessen, die Schichtung war stark stabil mit einer Brunt-Vaisala Frequenz von 0.34 Hz. Folgende dominierende Muster können detektiert werden: starke turbulente Fluktuationen auf den Skalen von 1s bis 5s zwischen 1100s und 1250s nach einer Periode geringer turbulenter Aktivität, Wellenstrukturen zwischen 450s und 1000s auf den Skalen von 10s bis 50s. Entsprechend weist das Waveletspektrum lokale Maxima bei  $a = 2s$  ( $\omega=0.7\text{Hz}$ ) und  $a = 27s$  ( $\omega=0.05\text{Hz}$ ) auf. Für eine genauere Analyse des Strömungszustandes werden lokale Spektren vor Beginn, während und nach Ende des „Turbulenzausbruches“ berechnet (s. Abb. 1), die eine signifikante zeitliche Änderung der spektralen Verteilung der Energie zeigen. Zunächst ist die Energie auf allen Frequenzen gering, während des „Turbulenzausbruches“ treten zwei ausgeprägte Maxima auf, verursacht durch die starken turbulenten Fluktuationen und durch die sich entwickelnden wellenförmigen Strukturen. Anschließend liegt ein signifikantes Maxima zwischen  $\omega = 0.05 - 0.06\text{Hz}$ . Da die Brunt-Vaisala-Frequenz die größtmögliche Frequenz für Schwerewellen ist, werden diese Wellenbewegungen als Schwerewellen identifiziert.

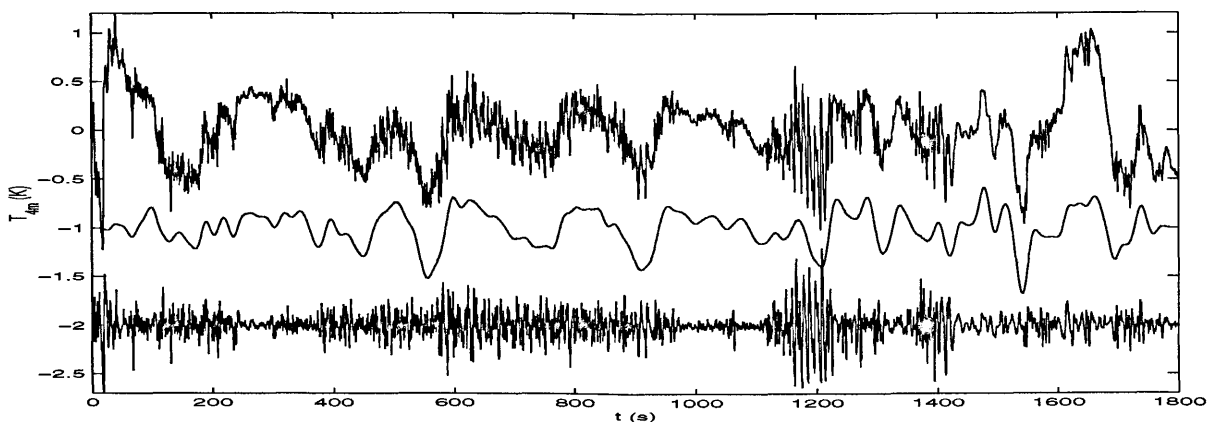


Abbildung 2: Temperaturfluktuationen in 4m Höhe, FINTUREX, 1.2.1994, 21.35-22.35 Uhr (oben), gefilterter turbulenter Teil  $T'$  ( $a < 5s$ ) (unten) und Wellenteil  $T''$  ( $5s < a < 70s$ ) (Mitte).

In dieser Studie werden unter Ausnutzung der Eigenschaften der WT zwei Methoden zur Bestimmung der Energieflüsse auf verschiedenen Skalen angewandt. Die erste Methode nutzt die Filtereigenschaften der WT, die zweite Methode ist das „Conditional sampling“ (Methode der bedingten Probenahme), d.h. die Bestimmung einer mittleren kohärenten Struktur und des damit verbundenen Energieaustausches. Da für unsere Messungen die Frequenzbereiche von turbulenten und Wellenbewegungen deutlich voneinander getrennt sind, können die turbulenten Fluktuationen von den Wellenbewegungen durch Filterung getrennt werden. Abb. 3 zeigt die oben verwendete halbstündige Temperaturzeitserie und deren gefilterten turbulenten Anteil  $T'$  und Wellenanteil  $T''$ . Auch hier ist der „Turbulenzausbruch“ zwischen 1100s und 1250s gut zu erkennen. Der turbulente Wärmefluß wurde zu  $0.88\text{W/m}^2$ , der Wellenfluß zu  $-1.46\text{W/m}^2$  bestimmt. Die Bestimmung des Energieaustausches mit der Methode des „Conditional sampling“ separiert die Bewegungen auf verschiedenen Skalen im Zeitraum. Die Anwendung der WT dafür wurde in Collineau and Brunet (1993) beschrieben und in dieser Studie adaptiert. Für den obigen Meßfall wurde der turbulente Fluß zu  $1.25\text{W/m}^2$  und der Wellenfluß zu  $-1.25\text{W/m}^2$  bestimmt. Diese Werte stimmen in Betrag und Richtung gut mit den oben bestimmten Werten überein. Die beschriebenen Methoden wurden zur Bestimmung der Energiebilanz für weitere Meßfälle des FINTUREX-Experimentes angewandt.

#### Literatur

- Collineau, S., Brunet, Y., 1993: Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy. Part II: Timescales and conditional sampling. *Bound.-Layer-Meteorol.*, 66, 49-73.  
 Farge, M., 1992: Wavelet transforms and their application to turbulence. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 24, 395-457.

# Grobstruktursimulation der atmosphärischen Grenzschicht über partiell mit Meereis bedeckten Wasserflächen

G. Harbusch<sup>1</sup> und S. Raasch

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover

## 1 Einleitung

Die Wechselwirkungen zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und der Eis- bzw. Wasseroberfläche sind im Bereich der antarktischen Meereiszone äußerst komplexer Natur. Verursacht durch die unterschiedlichen Temperaturen von Eis- und Wasseroberflächen kommt es in den oberflächennahen turbulenten Flüssen von fühlbarer und latenter Wärme zu starken Diskontinuitäten, die auf die Struktur und Entwicklung der Grenzschicht einen entscheidenden Einfluß haben. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn die Abmessungen der Oberflächenstrukturen der Grenzschichthöhe entsprechen (SHEN und LECLERC, 1995). Zur detaillierten Untersuchung der Prozesse und zur Bestimmung des durch sie bedingten Energieeintrags in die Grenzschicht bieten sich hochauflösende Grobstruktur-Simulations-Modelle an (LES-Modelle).

Mit Hilfe eines solchen Modells wurde der Einfluß unterschiedlicher Eisbedeckungsgrade und -Muster auf die atmosphärische Grenzschicht systematisch untersucht. Dabei wurden Rechnungen mit kontinuierlicher kosinusförmiger sowie mit diskontinuierlicher, schachbrettförmiger Verteilung unterschiedlicher Wellenlängen des oberflächennahen Wärmestroms durchgeführt. Zusätzlich wurde anhand einer Serie von Simulationen überprüft, durch wieviele Gitterpunkte eine einzelne Eischolle mindestens repräsentiert werden muß, damit die errechnete Lösung unabhängig von der verwendeten Auflösung wird. Dabei wurden bei gleichbleibender Modellgebietsabmessung (jeweils  $2 \times 2 \times 2.75 \text{ km}^3$ ) die horizontalen Gitterweiten zwischen 100 m und 12.5 m variiert. Im letzten Fall beträgt der Kernspeicherbedarf ungefähr 400 Mbyte.

## 2 Das parallelisierte LES-Modell

Das LES-Modell nähert die boussinesq-approximierten Navier-Stokes-Gleichungen, sowie den ersten Hauptsatz der Thermodynamik mit der Methode der finiten Differenzen. Die subskaligen Flüsse werden mittels Schließung 1. Ordnung parametrisiert. Für die Diffusionskoeffizienten wird ein Prandtl-Kolmogorov-Ansatz verwendet. Die Abmessungen des Modellgebietes betragen in allen Fällen  $2 \times 2 \text{ km}^2$  bei einer Vertikalausdehnung von 2750 m, wobei die vertikale Gitterweite ab 1500 m gestreckt wurde. Die seitlichen Randbedingungen sind zyklisch. Eine genauere Beschreibung des verwendeten Modells findet sich z. B. in RAASCH und ETLING (1991) oder in HARBUSCH (1997).

Im Hinblick auf die durchzuführenden speicher- und rechenzeitintensiven Simulationen wurde eine neue parallelisierte Version des numerischen Modells für massiv-parallele Rechner mit verteiltem Speicher (z.B. Cray-T3E) entwickelt. Rechner dieses Typs bieten zur Zeit die besten Kernspeicher- und Rechenzeitressourcen. Die Parallelisierung des Modells erfolgt durch eine zweidimensionale Gebietszerlegung in vertikal stehende Säu-

len und Verteilung der einzelnen Teilgebiete auf die Prozessorelemente (PE's). Durch diese Aufteilung kann auch die rechenintensive Prandtl-Schicht optimal auf die PE's verteilt werden. Darüber hinaus haben so alle Prozessoren identische Aufgaben zu erfüllen und es gibt insbesondere keine Randprozessoren, für die Fallunterscheidungen im Programmcode getroffen werden müßten. Da zur Bildung der horizontalen Differenzenquotienten auf den Randpunkten der Teilgebiete auch die entsprechenden Randpunkte der jeweils direkt benachbarten PE's benötigt werden, ist nach jedem Zeitschritt ein Austausch der auf diesen Gitterpunkten definierten Werte zwischen den PE's erforderlich. Die dazu notwendige Prozessorkommunikation wird mittels MPI realisiert. Für die Lösung der Poissongleichung werden herkömmliche Verfahren herangezogen (d. h. die FFT's werden mit den Cray-Bibliotheksfunktionen SCFFT und CSFFT berechnet). Durch eine geeignete Datentransposition muß dabei jeweils vor der durchzuführenden Transformation dafür gesorgt werden, daß die zu transformierenden bzw. rückzutransformierenden Daten geschlossen auf einem Prozessorelement vorliegen. Wie entsprechende Tests zeigen, skaliert das parallele Modell sehr gut, d. h. die benötigte Rechenzeit für eine gegebene Simulation sinkt nahezu linear mit der Anzahl der eingesetzten Prozessorelemente. Der für die Kommunikation zwischen den Prozessoren benötigte relative Rechenzeitanteil bleibt in der Summe unter 10%. Eine Simulation mit ca.  $2 \times 10^6$  Gitterpunkten benötigt bei einer Rechnung auf 50 PE's etwa 0.8 s pro Zeitschritt, bei einer Simulationszeit von 12000 s und einem Zeitschritt von ca. 0.1 s also etwa 96000 Sekunden Rechenzeit (CPU-Zeit).

## 3 Simulationsergebnisse

Als anfängliches Temperaturprofil wurde eine bis 600 m neutrale, darüber eine stabile Schichtung mit  $\partial\theta/\partial z = 3.3 \text{ K}/(100 \text{ m})$  bis 750 m und  $\partial\theta/\partial z = 0.5 \text{ K}/(100 \text{ m})$  darüber gewählt. Der mittlere Wind betrug in allen Simulationen  $1 \text{ ms}^{-1}$ , die Corioliskraft wurde vernachlässigt. In den ersten 5000 s simulierter Zeit wurde das Modell mit konstantem horizontal homogenem bodennahem Wärmestrom von  $125 \text{ Wm}^{-2}$  betrieben. Danach wurden die Oberflächeninhomogenitäten eingeschaltet. Die im Zeitraum von 10000 bis 12000 s zeitlich gemittelten Werte wurden zur Auswertung verwendet. Die Auswertung der Ergebnisse erfolgte u. a. mit dem Verfahren der Phasenmittelung, wie es z. B. bei SHEN und LECLERC (1995) beschrieben wird. Dabei werden die einzelnen Variablenfelder in  $x$ - oder  $y$ -Richtung gemäß ihrer jeweiligen Phasenlage (bezogen auf die Wärmestromdiskontinuität) gemittelt. Durch die Anwendung dieser Methode wird eine Sekundärzirkulation mit Aufwinden über den Gebieten mit maximalem und Absinken über denen mit minimalem Wärmestrom (vgl. Abb. 1) sichtbar. Das Zirkulationssystem wird durch entsprechende horizontale Ausgleichsströmungen geschlossen. Diese Sekundärzirkulation läßt sich in einem Vergleichslauf mit homogener Oberfläche nicht finden. Die Ergebnisse der Modellrechnungen mit

<sup>1</sup> Guido Harbusch, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Herrenhäuser Str. 2, 30419 Hannover, e-mail harbusch@muk.uni-hannover.de

kontinuierlicher und diskontinuierlicher Wärmestromverteilung stimmen tendenziell dahingehend überein, daß die Ausbildung einer Sekundärzirkulation zwischen den warmen Wasser- und den kalten Eisflächen mit zunehmender Ausdehnung der Inhomogenitäten begünstigt wird. Erklärbar ist dies durch die zunehmende Zeit, die sich eine in Entwicklung befindliche und mit dem mittleren Wind advehierte Konvektionszelle über gleichbleibendem Untergrund befindet, bevor sie über Gebiete veränderter Oberflächeneigenschaften gelangt und dort modifiziert wird. Beispielhaft ist in Abb. 1 das Phasenmittel der Vertikalgeschwindigkeit in  $x$ -Richtung für die Simulationen mit kontinuierlicher und diskontinuierlicher Verteilung maximaler Wellenlänge (1000 m) dargestellt.

Im direkten Vergleich der Konvektionsmuster über den kontinuierlichen und den diskontinuierlichen Oberflächen zeigte sich im Fall der schachbrettförmigen Inhomogenitäten eine Verstärkung der Sekundärzirkulation, was durch höhere Vertikalgeschwindigkeiten, aber auch durch die regelmäßigeren Form der Auf- und Abwindgebiete (vgl. Abb. 1(a) und 1(b)) deutlich wird. Dies ist durch die horizontalen Differenzen im bodennahen Wärmestrom und den damit verbundenen horizontalen Temperaturdifferenzen begründet: Über den beheizten Gebieten bilden sich Warmluftblasen, die dort einen größeren Auftrieb erfahren als diejenigen über den unbeheizten Flächen. Im Mittel resultieren daraus höhere Vertikalgeschwindigkeiten über den Gebieten mit großem Wärmestrom, welche aus Kontinuitätsgründen eine horizontale Ausgleichsströmung nach sich ziehen, verbunden mit Absinkvorgängen über den nicht beheizten Gebieten.

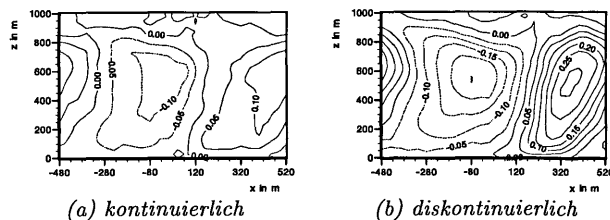


Abb. 1: Phasenmittel der Vertikalwindgeschwindigkeit entlang der  $x$ -Achse,  $\langle w' \rangle_{x,t} / w_*$ , für einen kosinusförmigen (a) und einen schachbrettförmigen Wärmestrom (b) mit Wellenlänge  $L = 1000$  m. Isolinienabstand  $0.05 w_*$ .

Aufgrund des rasch wechselnden Einflusses der Eigenschaften der Oberfläche kann sich in Fällen kleinerer Wellenlängen nur in Bodennähe eine sehr schwach ausgeprägte Sekundärzirkulation aufbauen.

Vergleiche mit den Ergebnissen der Simulation mit homogener Oberfläche zeigen auch in den mittleren Profilen, z. B. dem des Vertikaltransports von turbulenter kinetischer Energie (TKE) (s. Abb. 2(a)) deutliche Änderungen. Diese sind wiederum in den Rechnungen mit diskontinuierlicher Wärmestromverteilung größer als bei den kontinuierlichen Fällen. In der gesamten Grenzschicht übersteigt der vertikale Transport von TKE für die Rechnungen mit großer Wellenlänge der Inhomogenitäten denjenigen der Simulationen mit kleineren Wellenlängen. Die Ergebnisse der letzteren weisen untereinander nur geringe Schwankungen auf. Weiterhin bleibt festzuhalten, daß die am Ende der Simulation beobachtete Grenzschichthöhe mit zuneh-

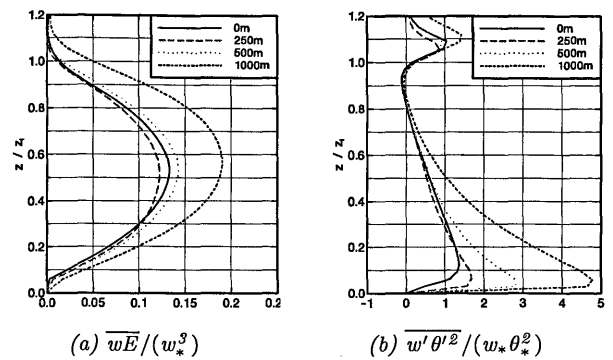


Abb. 2: Horizontal gemittelte (normierte) Profile der Simulationen mit schachbrettförmiger Verteilung der Wellenlängen 1000 m, 500 m, 250 m und homogener Oberfläche.

mender horizontaler Ausdehnung der Inhomogenitäten zunimmt, was wegen des in allen Simulationen mit konstant  $125 \text{ W m}^{-2}$  vorgegebenen mittleren bodennahen Wärmestroms nur auf ein verstärktes Entrainment an der Grenzschichtobergrenze zurückzuführen ist. Dieses verstärkte Entrainment ist ebenfalls eine Folge der stärker ausgeprägten Sekundärzirkulation, was sich daraus ableiten läßt, daß das Phasenmittel des vertikalen Wärmestroms insbesondere über den Aufwindgebieten kleiner (stärker negativ) als im homogenen Fall ist. Dieser Effekt wird im Fall der diskontinuierlichen Inhomogenitäten maximaler Wellenlänge sogar im horizontal gemittelten Profil des vertikalen Wärmetransports sichtbar.

Daß der Einfluß der Oberflächeninhomogenitäten auf die Struktur der konvektiven Grenzschicht mit zunehmender horizontaler Ausdehnung zunimmt, zeigt sich am deutlichsten in den mittleren Profilen der dritten Momente der meteorologischen Variablen, wie zum Beispiel im Vertikalprofil von  $w'\theta'^2$  (Abb. 2(b)). Dieses ist durch die zunehmenden Temperaturvarianzen geprägt, die sich mit anwachsender Wellenlänge in Bodennähe ausbilden.

Es läßt sich zusammenfassend sagen, daß die Oberflächeninhomogenitäten insbesondere dann einen Einfluß auf die Struktur und Entwicklung der konvektiven Grenzschicht haben, wenn ihre Abmessungen in der Größenordnung der Grenzschichthöhe liegen. Diskontinuierliche Inhomogenitäten, wie sie z. B. in der Randzone der arktischen und antarktischen Meereisgebiete vorkommen, verstärken gegenüber einer kontinuierlichen Verteilung des bodennahen Wärmestroms diesen Einfluß noch.

#### Literatur

- Harbusch, G., 1997: *Grobstruktursimulation der atmosphärischen Grenzschicht über partiell mit Meereis bedeckten Wasserflächen*. — Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover.
- Raasch, S., D. Etling, 1991: Numerical Simulation of Rotating Turbulent Thermal Convection. — *Beitr. Phys. Atmosph.*, **3**, 64, 185–199.
- Shen, S., M. Leclerc, 1995: How large must surface inhomogeneities be before they influence the convective boundary layer structure? A case study. — *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1209–1228.

# Untersuchungen zur Bestimmung und Parametrisierung turbulenter Flüsse in der Arktis

M. Hofmann und R. Roth  
Institut für Meteorologie und Klimatologie  
der Universität Hannover

Mit der Hubschrauberschleppsonde HELIPOD sind in den Jahren 1995 und 1996 in der Arktis zwei Meßkampagnen erfolgreich durchgeführt worden. Die Meßflüge fanden von Bord des Forschungsschiffes „Polarstern“ aus statt. Ziel der Messungen war es, Daten zur Bestimmung oberflächennaher turbulenter Flüsse bei verschiedenen Randbedingungen zu sammeln. Wesentlich war dabei vor allem der Einfluß der Windgeschwindigkeit, der Schichtungsstabilität sowie der Oberflächenrauigkeit und der Eiskonzentration.

Die meteorologischen Bedingungen während der Messungen waren vornehmlich durch geringe Windgeschwindigkeiten sowie schwache Temperaturgegensätze zwischen Eis und Atmosphäre gekennzeichnet. Da zudem die Eiskonzentration bei fast allen Messungen nahe 100 % lag und die Schichtung über dem Eis im wesentlichen stabil war, bedeutete dies, daß die turbulenten Flüsse von nur geringem Betrag waren.

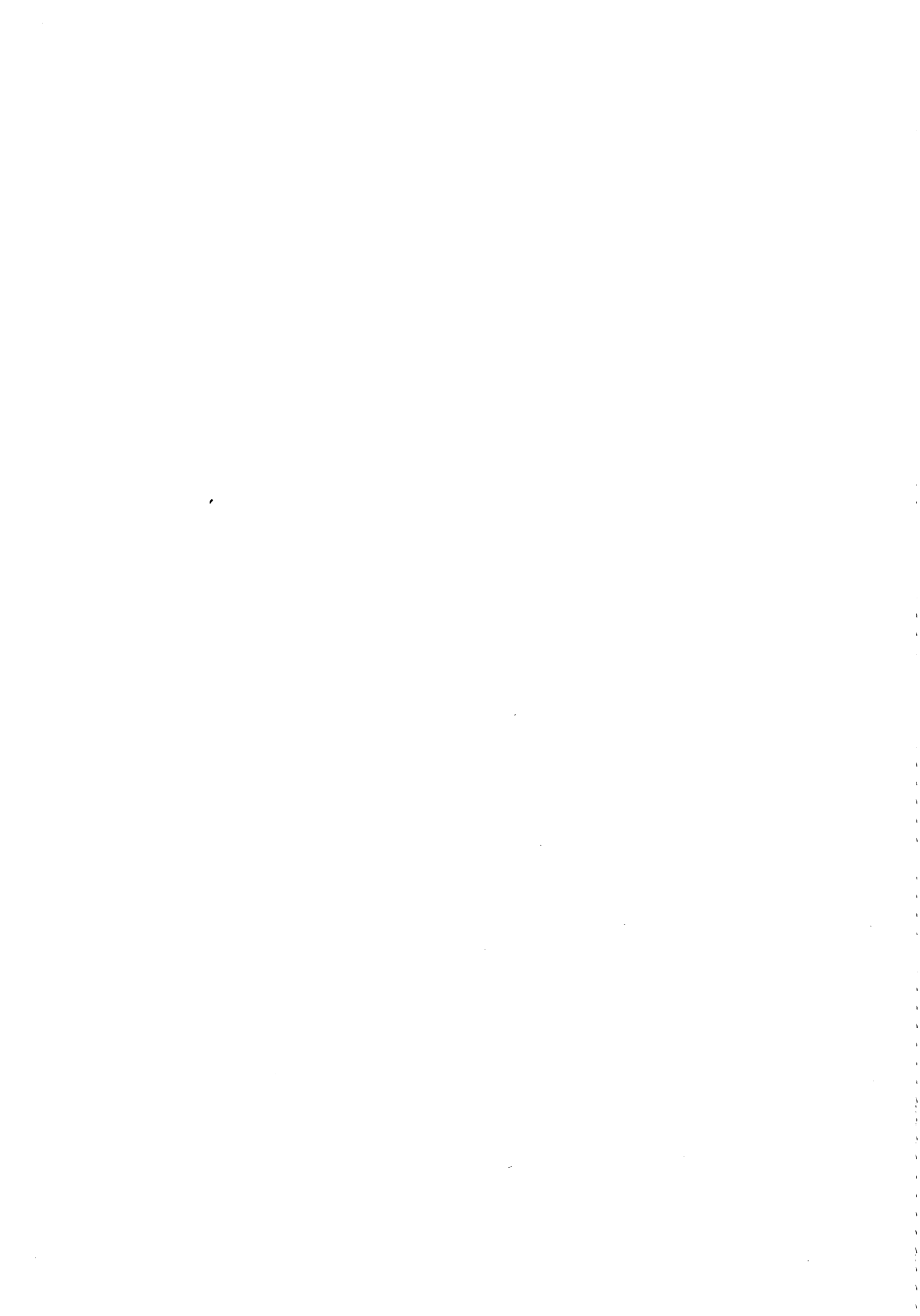
Mit HELIPOD ist es möglich, bestehende Turbulenzparametrisierungen zu verbessern. Zur Verifikation dieser Hypothese werden die Meßergebnisse mit zwei verschiedenen Parametrisierungen verglichen. Zum einen werden die Messungen aus der Prandtl-Schicht der Bulk-Parametrisierung gegenübergestellt, zum anderen werden Daten aus der gesamten stabilen Grenzschicht mit Ergebnissen der lokalen Skalierung verglichen.

Es zeigen sich bemerkenswerte Übereinstimmungen, aber auch Abweichungen, zwischen den Ergebnissen aus Messung und Parametrisierung. Das Konzept der lokalen Skalierung kann bestätigt werden. Dabei ist hervorzuheben, daß die bisherigen Bestätigungen dieses Konzeptes auf Daten beruhen, welche bei wesentlich intensiverem turbulenten Austausch, verbunden mit betragsmäßig größeren turbulenten Flüssen, gewonnen wurden. Das Konzept der lokalen Skalierung kann somit auf schwach turbulente Situationen ausgeweitet werden.

Teilweise bestätigt wird das Bulk-Konzept für die Prandtl-Schicht und hierbei insbesondere die Gültigkeit der Monin-Obhukov-Theorie für schwach stabile Schichtung. Es zeigen sich jedoch Diskrepanzen zwischen Theorie und Messung bei stärker stabiler Schichtung. In jedem Fall bedeutet die Bestimmung von Bulk-Koeffizienten aus fluggestützten Messungen direkt in der hierfür üblichen Referenzhöhe von 10 m schon einen Fortschritt, da auf diese Weise für einen Vergleich mit anderen Messungen oder theoretischen Modellen keine weiteren Annahmen erforderlich sind.

Insgesamt wurden mit HELIPOD-Messungen bestehende Parametrisierungen bestätigt, deren Gültigkeitsbereich teilweise erweitert, aber auch Diskrepanzen zwischen Experiment und Theorie aufgedeckt.





# Ableitung beobachtbarer Meereisrauhigkeitseigenschaften aus einer großskaligen Simulation für das Weddellmeer

Sandra Schuster, Nadja Steiner, Markus Harder, Peter Lemke

Institut für Meereskunde Kiel,  
Abteilung Maritime Meteorologie,  
Düsternbrooker Weg 20,  
24105 Kiel, Deutschland  
Fax: 0431 597 565 876  
<http://www.ifm.uni-kiel.de>  
sschuster@ifm.uni-kiel.de  
Tel.: 0431 597 39 75

Eine quantitative Beziehung zwischen der beobachteten geometrischen Meereisrauhigkeit und der simulierten großskaligen Deformationsarbeit wird bestimmt, um neue Hilfsmittel für die Modellverifikation und eine bessere Darstellung der Meereiskomponente in Klimamodellen zu erhalten. Die Meereisrauhigkeit  $R$  wird als zusätzliche prognostische Variable in ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell mit einer viskos-plastischen Rheologie eingeführt. Sie ist definiert als die akkumulierte Arbeit der internen Kräfte, welche auf ein Eisvolumen wirken. Ein Teil dieser totalen Deformationsarbeit wird mit der potentiellen Energie  $E_{pot}$ , die in den Preßerücken gespeichert wird, gleichgesetzt. Angenommen wird, daß  $E_{pot} = c_R \cdot R$  mit einem Proportionalitätsfaktor von  $c_R = 7,5\%$ . Aus der simulierten Eisrauhigkeit werden beobachtbare Größen wie mittlere Kieltiefen, mittlere Segelhöhen, mittlerer Abstand der Kiele sowie Volumen- und Flächenanteil des deformierten Eises abgeleitet, wobei die Geometrie und die Verteilungsfunktion der Rücken aus Beobachtungen eingehen. Die simulierte Verteilung des rauhen Eises zeigt eine hohe saisonale und interannuale Variabilität, die durch Anomalien des Windfeldes erzeugt wird. Nähere Untersuchungen der räumlich und zeitlich variierenden Felder werden mit Hilfe von empirischen Orthogonalfunktionen durchgeführt.

Vergleiche der simulierten Größen mit Messungen (Echolote auf U-Booten und an Verankerungen, Laseraltimeter an Hubschraubern) zeigen eine gute Übereinstimmung sowohl im Weddellmeer als auch in der Arktis. Zur Zeit entwickelte satellitengestützte Beobachtungen der Meereisrauhigkeit werden größere Datensätze liefern, die dann für die Überprüfung des Modells benutzt werden können. Die Eiskonzentration kann bereits flächendeckend und kontinuierlich mit Satelliten beobachtet werden, jedoch nicht die Eisdicke. Durch die simulierte Eisrauhigkeit und somit die berechneten Segel- bzw. Kieltiefen kann sie jedoch abgeschätzt und mit Eiskernbohrungen, Laseraltimeter- und Sonarmessungen verglichen werden. Der Einfluß der simulierten Meereisrauhigkeit auf Wärme- und Impulsaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre wird ebenfalls untersucht. Mit der Einbeziehung der Meereisrauhigkeit wird eine realistischere Darstellung der Grenzschichtprozesse in den Klimamodellen möglich.

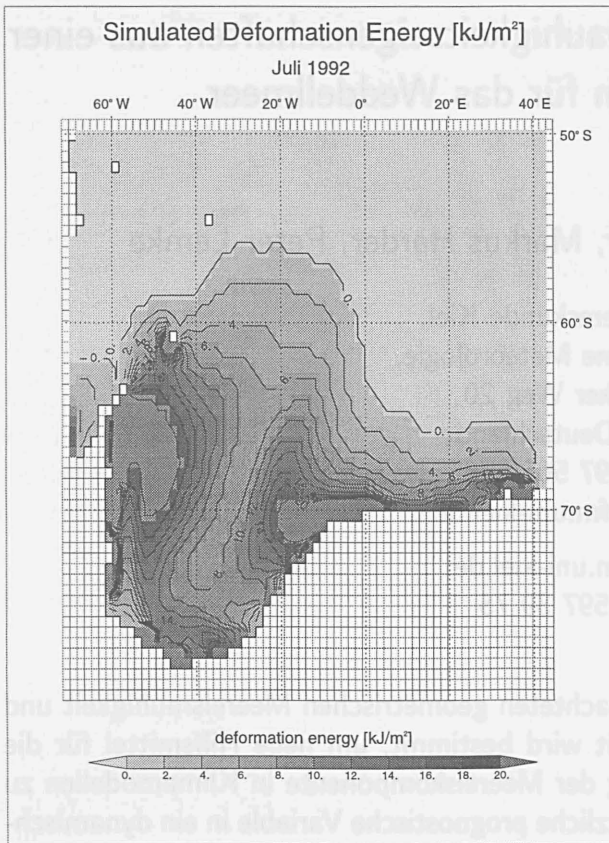


Abbildung 1:  
Rauhigkeit

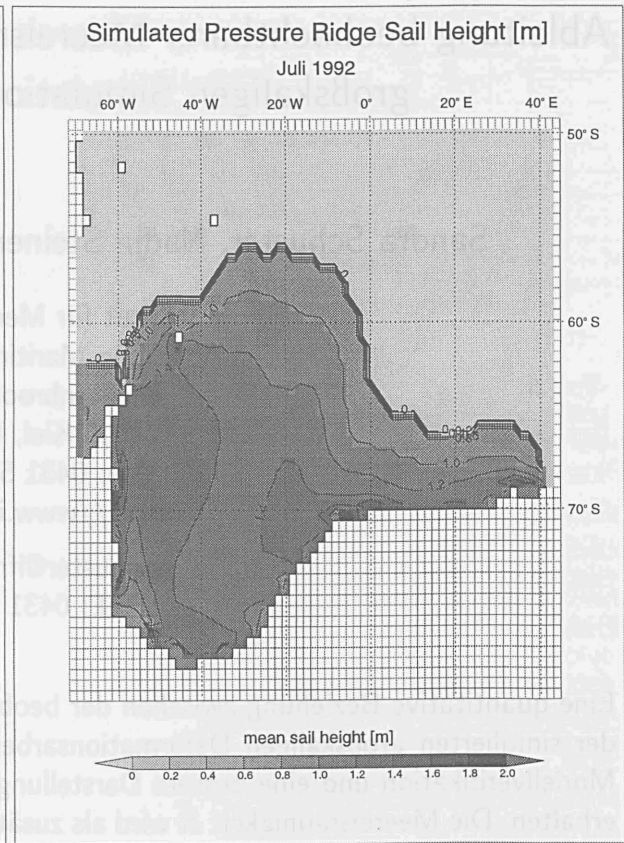


Abbildung 2:  
Segelhöhen

#### Ausgewählte Publikationen zum Thema:

Dierking, W.: Laser profiling of the ice surface topography during the Winter Weddell Gyre Study 1992. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, No. C3, pp. 4807 – 4820, 1995.

Fischer, H.: Vergleichende Untersuchungen eines optimierten dynamisch - thermodynamischen Meereismodells mit Beobachtungen im Weddellmeer. *Berichte zur Polarforschung* 166, pp.130, 1995.

Harder, M., P. Lemke: Modelling the extent of sea ice ridging in the Weddell Sea. *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment*, Geophysical Monograph 85, American Geophysical Union, pp.187 – 197, 1994.

Harder, M.: Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis - Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell. *Berichte zur Polarforschung* 203, pp.127, 1996.

Harder, M.: Roughness, age and drift trajectories of sea ice in large-scale simulations and their use in model verifications. *Annals of Glaciology* 25, pp. 237 – 240, 1997.

Lemke, P., W. D. Hibler, G. Flato, M., Harder, M. Kreyscher: On the improvement of sea-ice models for climate simulations: the Sea Ice Model Intercomparison Project (SIMIP). *Annals of Glaciology* 25, pp. 183 – 187, 1997.

Steiner, N., M. Harder and P.Lemke: Modelling sea ice roughness in the Arctic. *Ice Physics in the Natural and Endangered Environment*. J.Wettlaufer, Ed., NATO ASI Series B: Physics, in press.

# Zum Einfluß meteorologischer und hydrologischer Prozesse auf die sommerliche Meereisverteilung in der Lapteewsee

Bareiss, J.<sup>1</sup>, Eicken, H.<sup>2,3</sup>, Helbig, A.<sup>1</sup>, Martin, T.<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Abt. Klimatologie, Fachbereich Geographie/Geowissenschaften, Universität Trier, 54286 Trier

<sup>2</sup> jetzige Adresse: Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, AK-99775-7320, USA.

<sup>3</sup> Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, 27515 Bremerhaven

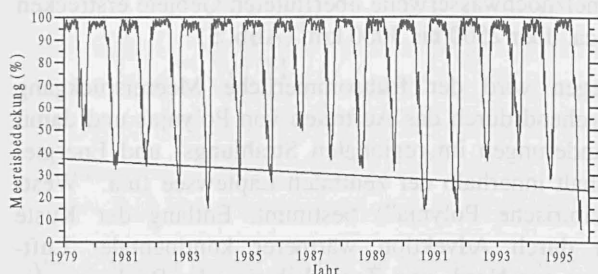
<sup>4</sup> jetzige Adresse: Institut für Meereskunde, Universität Kiel, 24105 Kiel

## 1 Einleitung

Die Arktis bildet im klimatischen System der Erde einen wichtigen Bestandteil hinsichtlich der Vielfalt ihrer Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Kryosphäre und Hydrosphäre. Die Lapteewsee in der sibirischen Arktis mit ihren komplexen Land/Ozean Wechselwirkungen stellt dabei eine einzigartige Schlüsselregion für das Verständnis von Umweltveränderungen dar.

Die aus passiven Mikrowellendaten (Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I)) abgeleitete sommerliche Meereisbedeckung im Arktischen Ozean und in den angrenzenden Randmeeren zeigt einen negativen Trend in den letzten 20 Jahren. Vor allem in den 90er Jahren konnten sehr starke negative Abweichungen der sommerlichen Meereisbedeckung beobachtet werden. Die stärkste Abnahme (0,6% pro Jahr) der sommerlichen Meereisbedeckung weist der ostsibirische Sektor der Arktis (Lapteewsee (**Abb. 1**), Ostsibirische See) auf (Maslanik et al., 1996). Klimamodelle prognostizieren eine Zunahme des Niederschlages in den hohen Breiten mit einer Zunahme der Jahresabflußmenge um fast  $300 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$  (Lins et al., 1991).

Ziel der vorliegenden Studie ist es, den Einfluß hydrologischer und meteorologischer Prozesse auf die sommerliche Meereisverteilung in der Lapteewsee qualitativ und quantitativ zu untersuchen sowie kausale Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Prozessen zu identifizieren.



**Abb. 1:** Zeitlicher Verlauf (Tagesmittel) der Meereisbedeckung in der Lapteewsee von 1979 bis 1995, ferner die lineare Regressionsgerade der sommerlichen minimalen Eisbedeckung.

## 2 Datenmaterial und Methodik

Diese Untersuchung basiert auf ausgewählten hydrologischen, meteorologischen und ozeanographischen Größen des National Snow and Ice Data Center (NSIDC), des Deutschen Wetterdienstes (DWD) sowie des Staatlichen

Russischen Hydrologischen Dienstes. Für die großskaligen Untersuchungen der atmosphärischen Zirkulation sind die globalen Analysen des National Center for Environmental Prediction (NCEP) in einer Auflösung von  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  verwendet worden. Informationen über die regionale Meereisverteilung liefern passive Mikrowellendaten des SMMR auf Nimbus-7 und des SSM/I auf verschiedenen DMSP-Satelliten (räumliche Auflösung  $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ ), erhältlich über das NSIDC. Die gesamte Meereiskonzentration wird mit Hilfe des NASA-Team Algorithmus bestimmt. Zusätzlich werden zur Erfassung küstennaher Meereisprozesse Satellitenbilder des Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR auf NOAA-Satelliten) verwendet, welche aus dem Satellite Active Archive (SAA) der NOAA stammen.

Zur Durchführung statistischer Analysen werden qualitative Kennwerte aus den klimatologischen Größen abgeleitet. Zusätzlich wird versucht, mit Hilfe eines einfachen thermodynamischen Modells den Eisrückgang im unmittelbaren Bereich des Lenadeltas zu simulieren. Das Modell basiert hauptsächlich auf der Weiterentwicklung eines Abfluß-Meereis-Modells von Searcy et al. (1996), welches die Wärmebilanzgleichung nach Maykut (1978) beinhaltet. Das Modell wird, ausgehend von einem klimatologischen Anfangszustand zu Beginn der Oberflächenschmelze in der südöstlichen Lapteewsee (Kalendertag 155), über 70 Tage integriert.

## 3 Ergebnisse (Auswahl) und Diskussion

Innerjährliche Veränderungen in den Randmeeren sind von einer Reihe von Prozessen wie kontinentaler Süßwasser- und Sedimenteintrag, Auftreten küstennaher Polynjas und von regionalklimatischen Besonderheiten bestimmt.

Die in die Lapteewsee entwässernden sibirischen Flüsse (Lena, Jana, Anabar, Olenjok und Khatanga) weisen ein nival geprägtes Abflußregime auf. Nach dem Einsetzen der Schneeschmelze im mittelsibirischen Bergland (Mitte Mai) beginnt der Flußeisaufbruch am Pegel Kiusiur im Mittel (1961-1987) am Kalendertag 149 (29. Mai). Das Maximum der Frühjahrshochwasserwelle erreicht im Mittel (1979-1990) am Kalendertag 158 (7. Juni) mit einem mittleren Durchfluß von  $134 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  Kiusiur. Der Jahresabfluß der in die Lapteewsee entwässernden Flüsse beträgt im langjährigen Mittel (1954-1987) ca.  $700 \text{ km}^3$ . Davon entfallen alleine 75% auf die Lena (**Abb. 2**). Beinahe 90% des kontinentalen Festlandabflusses eignet sich in den Monaten Mai bis Oktober. Für das

Zeitintervall 1979-1990 fällt ein leichter Rückgang des Abflusses an allen Flüssen auf. Der Abfluß der Lena zeigt im Mai dagegen einen positiven Trend, in den Monaten Juni bis August negative Trends.

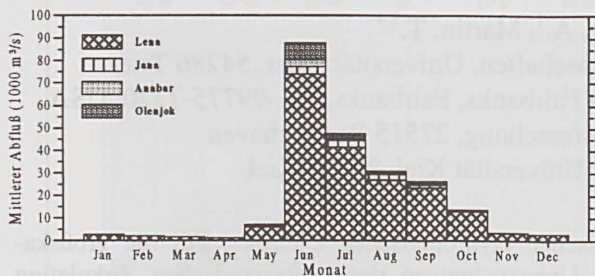


Abb. 2: Mittlerer monatlicher Abfluß (1961-1987) sibirischer Flüsse.

Die meteorologischen Bedingungen werden sehr stark durch das kontinentale Klima Asiens geprägt. Positive Lufttemperaturen setzen sich in der südöstlichen Laptewsee im Mittel ab dem Kalendertag 142 (22. Mai) durch. Die positiven Tagesgradsummen während der Ablationsphase (Mai-Juli) an der Station Tiksi (71.6N, 128.9E) erreichen im Mittel (1979-1990) 312,6 °C ( $\sigma = 85,9$  °C). In Zentral- und Nordsibirien ist ein positiver Trend des Jahresmittels der Lufttemperaturen zu verzeichnen. Diese Erwärmung könnte durch die Abnahme der Schneebedeckung in Sibirien und damit einer Senkung der Oberflächenalbedo verursacht sein.

Die Meeresbeckung in der Laptewsee weist einen sehr stark saisonal geprägten Jahresgang auf (Abb. 3). Dabei beginnt der Aufbruch des Festeises in der Laptewsee im Mittel (1979-1990) am Kalendertag 163 (12. Juni), ein erstes Minimum wird ungefähr 14 Tage später erreicht. Im Mittel steigt die Meereisbedeckung bis zum Tag 185 (4. Juli) erneut bis auf 80% an. Das Minimum der sommerlichen Meereisbedeckung wird am Tag 251 (8. September) erreicht.

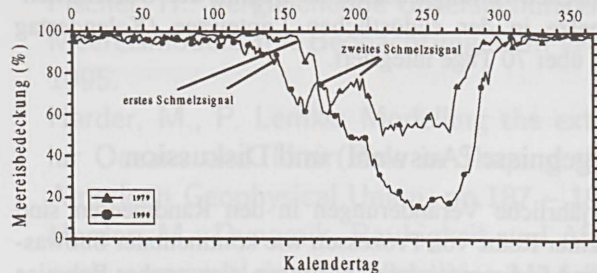


Abb. 3: Zeitlicher Verlauf der Meereisbedeckung in der Laptewsee in den Jahren 1979 und 1990.

Für die statistischen Auswertungen ist zu beachten, daß dieses erste in den passiven Mikrowellendaten beobachtete Schmelzsignal nicht auf Überflutungen des Küstenfesteises oder ähnliche Prozesse durch Flußwasser zurückzuführen ist, sondern auf Schmelzprozesse und das Ansteigen des Flüssigwassergehaltes innerhalb der dem Meereis auflagernden Schneedecke. Dadurch kommt es zu einer drastischen Verringerung des Emissionsvermögens und damit zu einer fälschlicherweise zu niedrig berechneten Meereiskonzentration. An der Schnee/Meereis-Grenzfläche kommt es vermutlich durch erneutes Gefrieren des hindurchsickernden Schmelzwassers zur Bildung einer dünnen Eiskruste ("superimposed ice"), welche wiederum eine Zunahme der emittierten Strahlung

im Mikrowellenbereich verursacht. Ein weiterer Grund, daß dieses erste Schmelzsignal ein Artefakt ist, belegt die räumliche Auswertung der Fernerkundungsdaten (Abb. 4). Die Abnahme der Meereiskonzentrationen ereignet sich auch an flußfreien Küstenabschnitten oder in Gebieten der zentralen Laptewsee, wo definitiv keine Überflutungen der Meereisdecke durch kontinentale Flußwasser möglich sind.

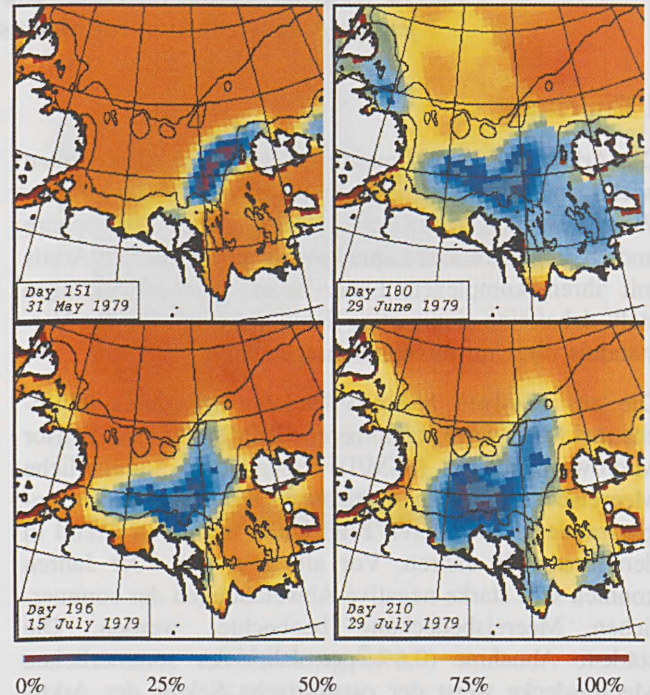


Abb. 4: Räumliche Verteilung der gesamten Meereiskonzentration (ein- und mehrjähriges Eis) in der Laptewsee an ausgewählten Tagen 1979. Die schwarzen Linien kennzeichnen die 20 m und 200 m Isobathen.

Die statistischen Auswertungen, Modellergebnisse sowie die Auswertung der Fernerkundungsdaten zeigen, daß das Frühjahrshochwasser und der Witterungsverlauf allein für den großskaligen Rückgang der Meereisdecke innerhalb der Laptewsee unbedeutend sind. Lediglich Gebiete im unmittelbaren Bereich der Ausflußzonen der Flüsse (v.a. vor dem nordöstlichen Lenadelta) lassen oben aufgeführte Wechselwirkungen erkennen. Die von der Schmelzhochwasserwelle überfluteten Gebiete erstrecken sich ca. über 2500 bis 3000 km<sup>2</sup> (Abb. 5).

Dagegen wird der frühsummerliche Meereisrückgang weitgehend durch das Auftreten von Polynjas und damit Veränderungen im regionalen Strahlungs- und Energiehaushalt innerhalb der zentralen Laptewsee (u.a. "West-Neusibirische Polynja") bestimmt. Entlang der Küste kann durch Advektion wärmerer kontinentaler Luftmassen aus Nord- und Zentralsibirien der Rückgang der Meereisdecke beschleunigt werden.

Der Wärmeeintrag (Mai bis Ende Juni) durch die wiederkehrende Polynja zwischen dem Lenadelta und den Neusibirischen Inseln beträgt nach Zakharov (1966) im langjährigen Mittel  $1,49 \times 10^{16}$  kJ. Diese Energiezufuhr reicht aus, ca. 128 km<sup>3</sup> Eis bzw. eine Fläche von ca. 64000 km<sup>2</sup> einer 2 m dicken Festeisdecke abzuschmelzen. Der maximale Wärmeeintrag durch das Flußwasser vor dem nordöstlichen Lenadelta im Zeitraum 1979-1990 beträgt

lediglich 13,6% des mittleren Energiegewinns durch die West-Neusibirische Polynya.

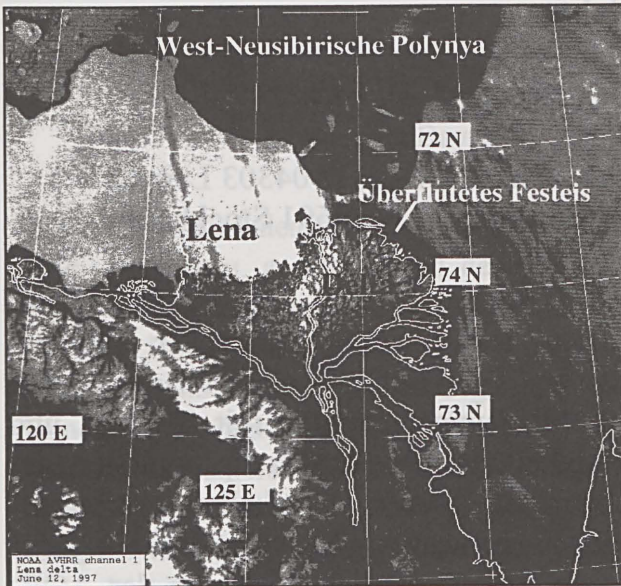


Abb. 5: AVHRR-Bild (Kanal 1) des Lenadeltas am 12. Juni 1997. Die Aufnahme zeigt das küstennahe überflutete Festeis vor den Ausflüßzonen der Deltakanäle (Bildausschnitt: 495 km x 495 km).

Synoptische Analysen der bodennahen Luftdruckverteilung im Zeitraum 1979 bis 1990 zeigen die enge Koppelung des Meereisrückgangs (Beginn der Oberflächen-schmelze, Eisdrift) mit der atmosphärischen Zirkulation und dem regionalen Windfeld. Beispielsweise ist der negative lineare Trend der sommerlichen Meereisbedeckung mit einem vermehrten Durchzug von Tiefdruckgebieten in die sibirische Arktis, und damit vorherrschenden Winden aus südlichen Richtungen, verbunden (Abb. 6).

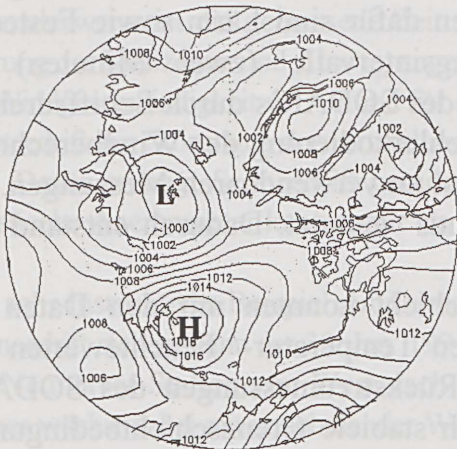


Abb. 6: Mittlerer täglicher Luftdruck auf Meeressniveau (SLP) über der Arktis für den Zeitraum 10. bis 14. Juni 1979. Abstand der Isobaren 2 hPa.

#### 4 Schlußfolgerungen

Untersuchungen im Bereich der Laptevsee zeigen, daß der Einfluß sibirischer Flüsse auf die frühsummerliche und sommerliche Meereisbedeckung regional begrenzt ist, obwohl beispielsweise die Lena mit einem durchschnittlichen Jahresabfluß von 523 km<sup>3</sup> zu den größten Flüssen gehört, die in den Arktischen Ozean entwässern.

Die frühsummerlichen Schmelzhochwasser der Lena sind v.a. für die Deltaregion und Teile der südöstlichen Laptevsee von Bedeutung. Das Auftreten und die Größe der Polynyas innerhalb der Laptevsee sowie der Meereisimport aus dem Arktischen Ozean und den angrenzenden Randmeeren sowie der Export dorthin bestimmen dagegen die sommerliche Meereisverteilung weitaus stärker. Es ist bei den Interpretationen der Zeitreihen und der Modellergebnisse zu berücksichtigen, daß die Dynamik des Meereises nur unzureichend erfaßt ist. Dynamische Prozesse führen zur windgetriebenen Eisdrift, sowie zur Deformation von Eisfeldern, was bei Interpretationen von Anomalien in der Eisausdehnung berücksichtigt werden muß. Hier bieten neue Verfahren in der Interpolation von Fernerkundungsdaten im Frequenzbereich von 85 GHz, (räumliche Auflösung 12,5 km x 12,5 km), Möglichkeiten, die Eisdynamik bei der klimatologischen Analyse von Langzeitdaten weitaus stärker zu erfassen.

#### 5 Danksagung

Die Arbeit wurde mit Unterstützung des Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMBF) durchgeführt. Wir danken Prof. V. Vuglinski (Staatlicher Russischer Hydrologischer Dienst) für die Bereitstellung russischer hydrologischer Daten.

#### 6 Literaturauswahl

Bareiss, J., Eicken, H., Helbig, A., Martin, T. (1998, in Vorbereitung): Impact of river discharge and regional climatology on the decay of sea ice in the Laptev Sea during spring and early summer.

Lins, H.F., Shiklomanov, I.A., Stakhiv, E.Z. (1991): Impacts on hydrological and water resources, In: Jäger, J., Ferguson, H.L. (eds.), Climate change: Science, impacts, policy, Cambridge University Press, Cambridge, 87-97.

Maslanik, J.A., Serreze, M.C., Barry, R.G. (1996): Recent decreases in Arctic summer ice cover and linkages to atmospheric circulation anomalies, Geophys. Res. Lett., 23 (13), 1677-1680.

Searcy, C., Dean, K., Stringer, W. (1996): A river-coastal sea ice interaction model: Mackenzie River delta, J. Geophys. Res., 101, (C4), 8885-8894.

Zakharov, V.F. (1966): The role of flaw leads off the edge of fast ice in the hydrological and ice regime of the Laptev Sea, Academy of Sciences of the USSR, 6 (1), 815-821.

## SODAR-Messungen zur Charakterisierung der arktischen, planetaren Grenzschicht

R. Dubois\*, H. Schimang\*, J. Heintzenberg\*, C. Leck\*\*

\*Institut für Troposphärenforschung e.V., Permoserstraße 15, D-04303 Leipzig

\*\*Department of Meteorology, University of Stockholm, S-10691 Stockholm

Das mobile Doppler-SODAR „MODOS“ des IfT kam während der „Arctic Ocean Expedition 96“ (AOE-96) im Sommer 1996 auf dem schwedischen Eisbrecher „ODEN“ zum Meßeinsatz. Eine Charakterisierung der arktischen Grenzschicht mit der Bestimmung von Windfeldern, Turbulenz, Vertikalwinden und Mischungsprozessen mit SODAR und weiteren meteorologischen Messungen war Bestandteil des Atmosphärenprogramms der AOE-96. Für die richtige Interpretation der Spurenstoff- und Partikelkonzentrationsmessungen auf dem Schiff sind diese Informationen notwendig. Die Untersuchung der Partikelentstehung in der arktischen Atmosphäre war eine wesentliche Aufgabe des AOE-96-Forschungsprogramms. Die Bedeutung turbulenter Mischungsprozesse für die Partikelbildung sollte geklärt werden. Die meteorologische Messungen wurde für zehn Aufenthalte des Eisbrechers von 11 bis 32 Stunden Dauer im Juli und August 1996 zwischen 70°N und 87°N bei mittleren Windgeschwindigkeiten auf dem Schiff von 2 bis 13 m/s ausgewertet.

Auf Grund der Zielstellung und der Meßeigenschaften des SODAR-Geräts kam ein spezielles Meßprogramm zum Einsatz. Es besteht in der Wiederholung einer zeitlichen Folge von drei verschiedenen Höhenbereichen mit entsprechenden Mittelungszeiten für die SODAR-Sondierung von 25 m bis 610 m. Für die Qualitätssicherung der SODAR-Daten wurden umfangreiche Arbeiten notwendig, weil eine schlechte Datenqualität im Vergleich zu anderen SODAR-Standorten vorhanden ist. Ursachen dafür sind Lärm sowie Festechos vom Schiff und die z.T. sehr kurzen Mittelungsintervalle (zwei Minuten) der Windmessungen. Der zeitweise nicht ortsfeste Standort des SODAR's durch Schiffsdrehung machte eine Datenkorrektur erforderlich. Die strenge Fehlerkodierung der Windberechnung des SODAR-Gerätes erzeugt einen relativ großen Verlust an verwendbaren Messungen. Für die Datenselektion wurde der „Weber-Würtz-Algorithmus“ genutzt. Dadurch entstand eine 20% bis 60% bessere Datenverfügbarkeit.

Veränderungen der sommerlichen, arktischen Grenzschicht konnten mit den Daten der meteorologischen Station an Bord des Eisbrechers, den Temperatur-/ Feuchtwerten von Radiosondenaufstiegen und mit den kontinuierlichen Rückstreumessungen des SODAR's beobachtet werden. Es gab sowohl konvektive als auch stabile Grenzschichtbedingungen während der Messungen, die jeweils mit einem Beispiel dokumentiert werden. Der beobachtete Wechsel von Bewölkung und Sonneneinstrahlung am Meßort konnte mit Änderungen der Inversionsschichthöhe aus den kontinuierlichen Rückstreumessungen des SODAR's sowie mit Temperaturwerten von einzelnen Radiosondenmessungen korreliert werden. Ausgewählte Ereignisse mit starkem Anstieg der in wenigen Metern Höhe gemessenen Partikelkonzentrationen (im Bereich der ultrafeinen, d.h. 5-18 nm und kleinen Aitkenpartikel, d.h. 21-60 nm) weisen auf den wahrscheinlichen Zusammenhang von Partikelentstehung in Folge der Durchmischung feucht/kalter Luft der Bodenschicht mit warm/trockener Luft (Warmluftadvektion) in der Entrainmentschicht hin.

# Bestimmung der Schneedrift mittels Ultraschallanemometern

Th. Foken

Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, 95440 Bayreuth

Während des Turbulenzexperimentes FINTUREX im Jan./Febr. 1994 an der Neumayer-Station (Foken, 1996) wurden u. a. Messungen der drei Windkomponenten und der akustischen Temperatur mit Ultraschallanemometern vom Typ Kaijo-Denki DAT 310/Probe A (Hanafusa et al., 1982) in 2 m, 4,5m und 12 m Höhe durchgeführt. Bei der Anwendung eines Despiking-Programms wurde festgestellt, daß die akustische Temperatur im Gegensatz zu den anderen Meßgrößen bereits bei relativ niedrigen Windgeschwindigkeiten ( $> 5$  m/s) Spikes aufwies. Diese wurden der einsetzenden Schneedrift zugeordnet. Das unterschiedliche Verhalten der Windkanäle wurde dem Funktionsprinzip des Ultraschallanemometers angerechnet. Die Windgeschwindigkeit  $u$  wird aus der Zeit bestimmt, die das Schallsignal zur Überwindung der Meßstrecke  $d$  benötigt;  $t_1$  und  $t_2$  sind dabei die Laufzeiten in beide entgegengesetzte Richtungen:

$$u = \frac{d}{2} \left( \frac{1}{t_1 + \Delta t} - \frac{1}{t_2 + \Delta t} \right) \quad (1)$$

Die akustische Temperatur kann aus der Schallgeschwindigkeit  $c$  bestimmt werden:

$$c = \frac{d}{2} \left( \frac{1}{t_1 + \Delta t} + \frac{1}{t_2 + \Delta t} \right) \quad (2)$$

Normalerweise ist die gemessene Zeit nicht gestört und  $\Delta t = 0$ . Im Falle von Schneedrift kann eine Störung der Meßzeiten und  $\Delta t \gg t_{1,2}$  angenommen werden. Damit folgt aus Gleichungen (1) bzw (2) für die Windgeschwindigkeit  $u \rightarrow 0$  und für die Schallgeschwindigkeit  $c \rightarrow d/\Delta t$ . Es ist somit sehr schwer, Schneedrift aus Störungen der vertikalen Windgeschwindigkeit festzustellen, da im Mittel ohnehin  $w=0$  gilt. Dafür erzeugt Schneedrift gerade bei der akustischen Temperatur signifikante Spikes und das akustische Anemometer kann somit als Schneedriftdetektor verwendet werden..

Als sehr instruktives Beispiel zur Demonstration des Effekts, daß Spikes in sehr enger Beziehung zu Schneedrift stehen, kann der 30. Jan. 1994 dienen. An diesem Tag überquerte eine kleine meso-Zyklone die Neumayer-Station von West nach Ost mit starken Ostwinden  $>10$ m/s. Die Zahl der ermittelten Spikes wächst dabei mit zunehmender Windgeschwindigkeit und abnehmender Meßhöhe. Es wurde ein typisches exponentielles Gesetz für die Abhängigkeit der Partikelkonzentration (Zahl der Spikes,  $N_s$ ) von der Windgeschwindigkeit gefunden:

$$N_s = a \cdot e^{b \cdot u} \quad (3)$$

Die Werte sind mit  $r = 0,8$  relativ hoch korreliert. Für sehr hohe Windgeschwindigkeiten ( $>18$  m/s) kann eine Sättigung mit Schneepartikeln angenommen werden. Das Beispiel wird in Abb. 1 illustriert. Die Ergebnisse sind in sehr guter Übereinstimmung mit denen von Schmid (1982), der auch eine exponentielle Abhängigkeit der Schneepartikel mit der Höhe feststellte.



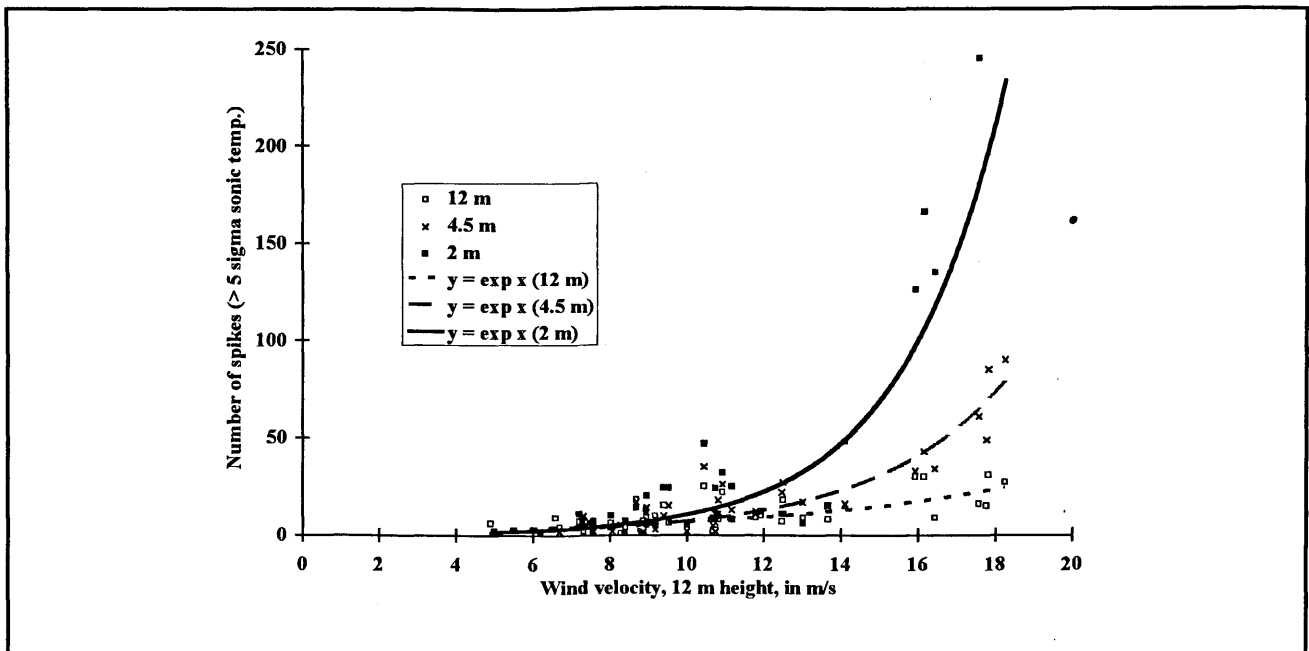


Abb 1: Abhängig der Anzahl der Spikes von der Windgeschwindigkeit für drei Meßhöhen am 30. Jan. 1994 (Neumayer-Station, Antarktis)

Mit dieser Methode wurden östliche Windrichtungen (übliche Anströmrichtungen der Zastrugi) und westliche Windrichtungen untersucht. Bei westlichen Windrichtungen trat die Schneedrift erst bei höheren Windgeschwindigkeiten auf. Bei niedrigeren wurde nur eine bodennahe Drift festgestellt. Offensichtlich mußte durch die bodennahe Drift die Form der Zastrugi derart verändert werden, bis der Widerstand am Boden so niedrig war, daß Schneedrift einsetzen konnte. Dieser Effekt konnte durch eine Bestimmung des Rauigkeitsparameters aus dem Windprofil nicht festgestellt werden.

Die Bedeutung dieser Untersuchungen liegt nicht in der scheinbaren Möglichkeit, Ultraschallanemometer als Partikelzähler zu verwenden. Es konnte aber gezeigt werden, daß Partikel sich eindeutig als Spikes abbilden. Während bei der Einstreckenmessung der Schallgeschwindigkeit ein sicheres Erkennen der Störung möglich ist, ist dies bei der Windmessung nicht gegeben. Moderne Meßgeräte, die die Schalltemperatur aus Messungen in mehreren Meßstrecken bestimmen, zeigen kaum noch Spikes. Das Nichterkennen von Spikes in der Windmessung des Kaijo-Denki und bei modernen Geräten kann aber leider nicht als fehlerfreie Messung gewertet werden!

**Danksagung:** Die Arbeit entstand während der Tätigkeit des Autors an den Meteorologischen Observatorien des Deutschen Wetterdienstes in Potsdam und Lindenberg.

Literatur:

- Foken, Th., 1996: Turbulenzexperiment zur Untersuchung stabiler Schichtungen. Berichte zur Polarforschung, No. 188, 74-78
- Hanafusa, T, Fujitani, T., Kobori, Y., Mitsuta, Y., 1982: A new type sonic anemometer-thermometer for field operations. Papers in Meteorol. & Geophys., **33**, 1-19
- Schmid, R. A., 1982: Vertical profiles of wind speed, snow concentration, and humidity in blowing snow. Boundary-layer Meteorol., **23**, 223-246.

# Der Einfluß von Preßeisrücken auf die bodennahe Luftschicht

T. Garbrecht, C. Lüpkes, C. Wamser

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
27568 Bremerhaven, Deutschland

## 1. Das Experiment

Während der Expedition ARK XII im Spätsommer 1996 in den Arktischen Ozean wurde mit Hilfe der Turbulenzmeßanlage (TMS) des FS POLARSTERN die Wirkung eines etwa 4.5 m hohen Preßeisrückens auf die bodennahe Grenzschicht der Atmosphäre vermessen. Der mehrere 100 m lange (und damit nahezu zweidimensionale) Rücken bildete die leeseitige Begrenzung einer Eisscholle, an die sich eine größere Wasserfläche (Polynya) anschloß. Der bodennahe Wind war nahezu senkrecht zur Rückenachse und vom Eis zum Wasser gerichtet (siehe Abb. 1).

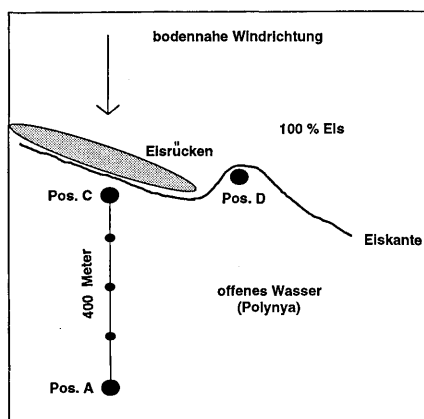


Abbildung 1: Skizze des Experimentes.

Die TMS besteht aus 5 Ultraschallanemometern (USAT-3) und 5 PT-100 der Firma METEK, die jeweils in Höhen zwischen 3.8 und 20 m am Bugkran der Polarstern angebracht waren, so daß auf einer Strecke von 400 m im Lee des Rückens die mittleren und turbulenten Größen des Windvektors und der Lufttemperatur gemessen werden konnten. Eine Messung über dem Eis seitlich des Rückens repräsentiert die ungestörte Anströmung der Luft. Diese Werte

werden als Referenz betrachtet.

Die gesamte Meßzeit von 2 Stunden wurde in 6 Teilintervalle von jeweils 15 Minuten mit unterschiedlichen Abständen zum Preßeisrücken unterteilt, die Daten einer Bandpaßfilterung von 0.01 bis 2 Hz unterzogen, um die Überlagerung großskaliger Effekte sowie vereinzelt auftretender Schwingungen des Mastes zu eliminieren.

Die Messung erfolgte bei neutraler Schichtung sowie unter nahezu stationären Bedingungen.

## 2. Ergebnisse

### a. Das mittlere Windfeld

Das mittlere Windfeld (Abb. 2) weist oberhalb des Rückenkamms eine Beschleunigung um etwa 25 Prozent gegenüber den Werten der ungestörten Anströmung auf.

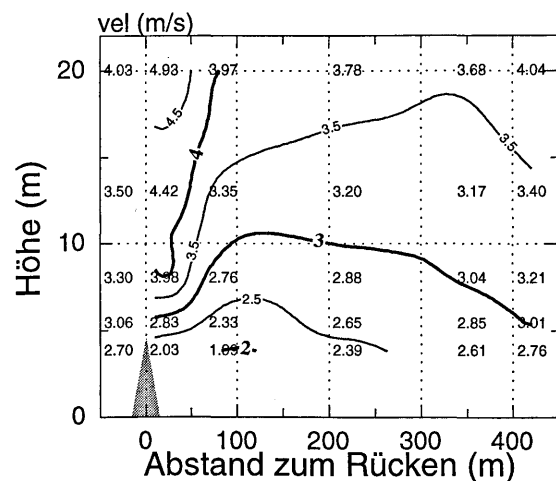


Abbildung 2: Isolinien der Windgeschwindigkeit. Die Werte der linken Seite entsprechen der ungestörten Anströmung.

Dieses 'speed-up' erreicht sein Maximum in der Meßhöhe von 13 Metern. Im Lee des Rückens werden - bedingt durch den

Abschattungseffekt - zunächst geringere Windgeschwindigkeiten als in vergleichbaren Höhen der Anströmung gemessen. Erst in einer Entfernung von etwa 400 Metern erreicht die Windgeschwindigkeit wieder die Werte der Anströmung.

Die Deformation des Windfeldes entspricht qualitativ den Ergebnissen zahlreicher Windkanaluntersuchungen (z.B. Arya und Shipman, 1981).

### b. Das turbulente Windfeld

Am Kamm des Rückens wird eine intensive Turbulenz angeregt, deren spektrales Maximum bei einer Periode von ca. 5 Sekunden (Wellenlänge ca. 20 Meter) liegt. Die tur-

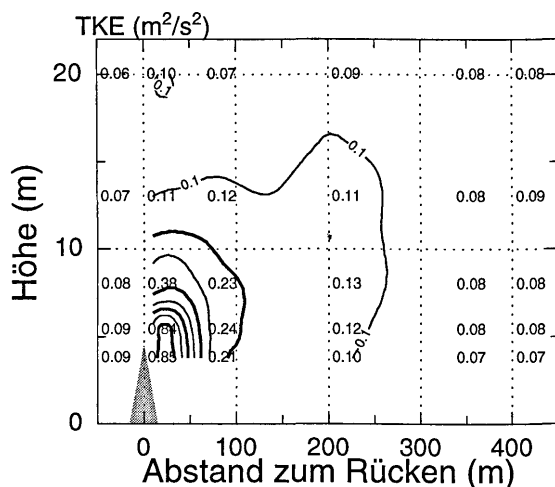


Abbildung 3: Wie Abb. 2; hier für die TKE

bulente kinetische Energie (TKE, Abb. 3) weist in der Nähe des Rückens ein deutlich ausgeprägtes Maximum mit etwa zehnfachen Werten im Vergleich zur Anströmung auf. Dieses Maximum schwächt sich mit zunehmendem Abstand ab und verschiebt sich zunehmend nach oben. Die interne Grenzschicht mit erhöhter Turbulenz, die sich im Lee des Rückens ausbildet, hat eine horizontale Erstreckung von etwa 250 Metern, ihre Höhe wächst nach einem Potenzgesetz mit dem Abstand zum Eisrücken. Ein ähnliches Bild zeigt sich in den Abbildungen für die Schubspannungsgeschwindigkeit sowie die Varianz der Vertikalbewegung.

### 3. Interpretation

Die Messungen erlauben, die Wirkung eines Eisrückens sowohl auf die mittlere als auch auf die turbulente Struktur der bodennahen Luftschicht und damit den Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Meereis bzw. Ozean zu beschreiben. Im betrachteten Fall reicht der horizontale Einfluß eines einzelnen Rückens auf die bodennahe Schicht über das 50-fache seiner Höhe hinaus (Aspektverhältnis  $x/H > 50$ ). Dieser Wert ist etwa doppelt so hoch wie es eine oft zitierte Näherung von Hanssen-Bauer und Gjessing (1988) an Messungen von Nägeli (1946) erwarten ließe.

Die Kenntnis von Abschattungsprozessen und Impulsflüssen im Lee von Eisrücken und -schollen ist nötig, um Wechselwirkungsprozesse zwischen Atmosphäre und eisbedecktem Ozean in gekoppelten Atmosphären-Meereismodellen besser beschreiben zu können.

### 4. Literatur

**Arya S.P.S., Shipman M.S., 1981:**

*An experimental investigation of flow and diffusion in the disturbed boundary layer over a ridge: 1) mean flow and turbulence structure.*

Atmospheric Environment 15, 1185 - 1194

**Hanssen-Bauer I., Gjessing Y.T., 1988:**

*Observations and model calculations of aerodynamic drag on sea ice in the Fram Strait.*

Tellus 40 A, 151 - 161

**Nägeli W., 1946:**

*Weitere Untersuchungen über die Windverhältnisse im Bereich von Windschutzstreifen.*

Mitteilungen d. Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen 24, 659 - 737

## Vergleich der Variabilität der Meereiseigenschaften in Satellitenbeobachtungen und Simulationen

Markus Harder, Michael Hilmer, Peter Lemke, Thomas Martin, Cordula Meyer

Sandra Schuster, Nadja Steiner, Stefan Voß, Mieke Windmüller

*Institut für Meereskunde Kiel, Abt. Meteorologie, Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel*

Kontakt: mharder@ifm.uni-kiel.de

<http://www.ifm.uni-kiel.de/me/SIMIP/simip.html>

Tel. 0431 597 3873

Fax 0431 597 565 876

Die Modifikation der Flüsse zwischen Atmosphäre und Ozean in meereisbedeckten Regionen hängt stark von den Eiseigenschaften (Bedeckungsgrad, Eisdicke) ab. Variationen der Wind- und Temperaturfelder auf saisonalen bis dekadischen Zeitskalen erzeugen eine hohe Variabilität in den Eigenschaften der Eisdecke und den damit zusammenhängenden Wärme- und Strahlungsflüssen. Flächendeckende, kontinuierliche Beobachtungen aus Satellitenmessungen liegen zwar für den Eisbedeckungsgrad, aber bislang kaum für die Eisdicke vor. Eine indirekte Information über die Eisdicke kann jedoch aus Messungen satellitengestützter passiver Mikrowellensensoren (SMMR, SSM/I) gewonnen werden, die im Bedeckungsgrad eine Unterscheidung zwischen den beiden Eistypen einjähriges und mehrjähriges Eis, die sich typischerweise in ihrer Dicke unterscheiden, treffen. Ebenso kann die Eisrauhigkeit, die mit Fernerkundungsmethoden sowie mit Echoloten auf ozeanographischen Verankerungen und U-Booten beobachtet werden kann, als zusätzliche Größe zur Verifikation der Modelle eingesetzt werden.

Wir untersuchen die satellitenbeobachteten Konzentrationen ein- und mehrjährigen Eises in der Arktis für die Winter der Jahre 1979 bis 1995, berechnen Anomalien und räumliche Muster der Variabilität (u. a. mit EOFs) und korrelieren diese mit den Anomalien der Wind- und Temperaturfelder aus den NCEP/NCAR-Reanalysen. Ein statistisch signifikanter Zusammenhang wird insbesondere zwischen Windfeld und räumlicher Variabilität der Eiseigenschaften festgestellt.

Um die physikalischen Grundlagen dieses Zusammenhangs zu untersuchen, wird ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell mit diesen Wind- und Temperaturfeldern für den Zeitraum 1958–1997 angetrieben. Das simulierte Eisalter wird zur Charakterisierung des Eistyps verwendet. Die Simulationsergebnisse werden mit den gleichen statistischen Methoden analysiert wie die Satellitenbeobachtungen.

Die durch windgetriebene Advektion hervorgerufenen Anomalien der Eiseigenschaften einzelner Jahre werden vom Modell gut reproduziert. Das Modell zeigt einen engen Zusammenhang zwischen simulierter Eisdicke und simuliertem Eisalter. Letzteres zeigt wiederum eine hohe Korrelation mit den Satellitenbeobachtungen der Bedeckungsgrade ein- bzw. mehrjährigen Eises. Diese Ergebnisse belegen, daß die passiven Mikrowellendaten eine langfristige, flächendeckende Beobachtung mit der Eisdicke korrelierter Eiseigenschaften ermöglichen.

Analoge Untersuchungen der Variabilität der Meereisdecke werden anhand der Größe Eisrauhigkeit durchgeführt. Steiner et al. (1998) haben erfolgreich die simulierte großskalige Eisrauhigkeit

(Harder, 1996) mit der beobachtbaren geometrischen Rauzigkeit des Meereises verknüpfen können. Die in Entwicklung befindlichen Fernerkundungsmethoden zur Beobachtung der Eisrauigkeit werden so ihrer Anwendung in der Verifikation von Klimasimulationen zugeführt.

Die "klassischen" Größen zur Beschreibung der Meereiseigenschaften (Eisdicke und -drift, eisbedeckte Fläche) haben ebenfalls einen erheblichen Aufschwung in der aktuellen Forschung erhalten. Zum einen ermöglichen die Reanalysen der atmosphärischen Daten von NCEP/NCAR Simulationen über nunmehr rund 40 Jahre, was Untersuchungen der Variabilität auch auf dekadischen Zeitskalen erlaubt (Hilmer, 1997; Windmüller, 1997). Zum anderen eröffnen neue Fernerkundungsmethoden die Möglichkeit, auch die Eisdrift (z. B. Thomas Martin, Martin Kreyscher) und die Eisdicke (Seymour Laxon et al.) flächendeckend von Satelliten aus zu beobachten und zur Modellverifikation einzusetzen.

In diese Forschung fließt eine Vielzahl internationaler und nationaler Aktivitäten ein. Das *Sea Ice Model Intercomparison Project* (SIMIP) der *Arctic Climate System Study* (ACSYS) des *World Climate Research Programme* (WCRP) trägt einen wesentlichen Anteil der internationalen Koordination. Wissenschaftlich relevante Beiträge steuern unter anderem der *Sonderforschungsbereich 460* der Universität Kiel, das BMBF-Verbundprojekt *Fernerkundung von Meereiseigenschaften und -prozessen* (FEME), das EU-Projekt SEALION und das WCRP *Antarctic Ice Thickness Project* bei.

#### **Ausgewählte Publikationen zum Thema:**

Harder, Markus und Peter Lemke: Modelling the extent of sea ice ridging in the Weddell Sea, in: *The polar oceans and their role in shaping the global environment*, Geophysical Monograph 25, American Geophysical Union, pp. 187--197, 1994.

Harder, Markus: Dynamik, Rauzigkeit und Alter des Meereises in der Arktis -- Numerische Untersuchungen mit einem großskaligen Modell, *Berichte zur Polarforschung* 203, pp. 127, 1996.

Harder, Markus: Roughness, age and drift trajectories of sea ice in large-scale simulations and their use in model verifications, *Annals of Glaciology* 25, pp. 237-240, 1997.

Harder, Markus, Peter Lemke und Michael Hilmer: Simulation of Sea Ice Transport Through Fram Strait – Natural Variability and Sensitivity to Forcing, *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, Vol. 103, No. C3, pp. 5595-5606, 1998.

Hilmer, Michael: Numerische Untersuchungen des Einflusses atmosphärischer Antriebsfelder in Simulationen der Grenzfläche Atmosphäre-Eis-Ozean in der Arktis, Diplomarbeit am Institut für Meereskunde, Abteilung Meteorologie, an der Universität Kiel, 1997.

Kreyscher, Martin, Markus Harder und Peter Lemke: First results of the Sea Ice Model Intercomparison Project (SIMIP), *Annals of Glaciology* 25, pp. 8-11, 1997.

Lemke, Peter, William D. Hibler III, Gregory M. Flato, Markus Harder und Martin Kreyscher: On the improvement of sea ice models for climate simulations: the Sea Ice Model Intercomparison Project, *Annals of Glaciology* 25, pp. 183-87, 1997.

Steiner, Nadja, Markus Harder und Peter Lemke: Modelling sea ice roughness in the Arctic, in: *Ice physics in the natural and endangered environment*, J. Wettlaufer (Hrsg.), NATO ASI series B: physics, 1998, in Druck.

Windmüller, Mieke: Untersuchung von atmosphärischen Reanalysedaten im Weddellmeer und Anwendung auf ein dynamisch-thermodynamisches Meereismodell, Diplomarbeit am Institut für Meereskunde, Abteilung Meteorologie, an der Universität Kiel, 1997.

# Regional hochaufgelöste Simulationen über der Arktis

A. Rinke und K. Dethloff

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Forschungsstelle Potsdam

Ergebnisse globaler Klimasimulationen zeigen, daß Klimaänderungen einen ausgesprochen regionalen Charakter zeigen. Aufgrund der groben horizontalen Auflösung der globalen Klimamodelle sind diese regionalen Strukturen jedoch nicht statistisch signifikant.

Hier wird mit einem regionalen Klimamodell der Arktis (Dethloff et al., 1996, Rinke et al., 1997) erstmalig gezeigt, daß es möglich ist, die mittlere Klimatologie und die interannuelle Variabilität realistisch zu simulieren. Dazu wird ein Ensemble von 6 Januar Simulationen der Jahre 1990 -1995 über der Arktis durchgeführt. Es wird das regionale atmosphärische Klimamodell HIRHAM mit einer horizontalen Auflösung von 50 km benutzt. HIRHAM enthält die physikalischen Parametrisierungen des globalen Zirkulationsmodells ECHAM4 (Christensen et al., 1996). Für den seitlichen und unteren Randantrieb des Modells werden ECMWF Analysen benutzt.

Abbildung 1 zeigt die geografischen Strukturen des monatsgemittelten Bodendruckes und der 500 hPa geopotentiellen Höhe des Januar Ensembles. Der Vergleich der Simulation mit ECMWF Datenanalysen zeigt, daß das Modell die monatsgemittelten Verteilungen sehr gut beschreibt. Über dem zentralen arktischen Ozean ist der simulierte Bodendruck bis zu 3 hPa größer als in den ECMWF Analysen. Abbildung 2 vergleicht die beobachtete interannuelle Variabilität der 500 hPa Höhe für das Januar Ensemble mit dem Modellfehler in dieser Variablen. Hohe Werte der Standardabweichung sind verbunden mit Höhenanomalien aufgrund transienter Zyklonen und sind ein Indikator verstärkter synoptischer Aktivität in diesem Gebiet. Konsistent mit den Beobachtungen treten Maxima im Nordatlantik und in der zentralen Arktis auf. Die beobachtete Standardabweichung (maximal ca. 120 m) ist signifikant größer als der mittlere Modellfehler (maximal 20 m). Somit können mit den Modellsimulationen interannuelle Variationen in der Arktis beschrieben werden. Lüthi et al. (1996) zeigten dies erstmalig für mittlere Breiten.

## Literatur

- J. H. Christensen, O. B. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard, M. Botzet: The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. DMI Scientific Report 96-4 (1996), Copenhagen, 51 pp.
- K. Dethloff, A. Rinke, R. Lehmann, J. H. Christensen, M. Botzet, B. Machenhauer: Regional climate model of the Arctic atmosphere. *J. Geophys. Res.* 101 (1996), 23401-23422.
- Luethi, D., A. Cress, H. C. Davies, C. Frei, C. Schaer, Interannual variability and regional climate simulations, *Theor. Appl. Climatol.* 53 (1996), 185-209.
- A. Rinke, K. Dethloff, J. H. Christensen, M. Botzet, B. Machenhauer: Simulation and validation of Arctic radiation and clouds in a regional climate model, *J. Geophys. Res.* 102 (1997), 29833-29847.

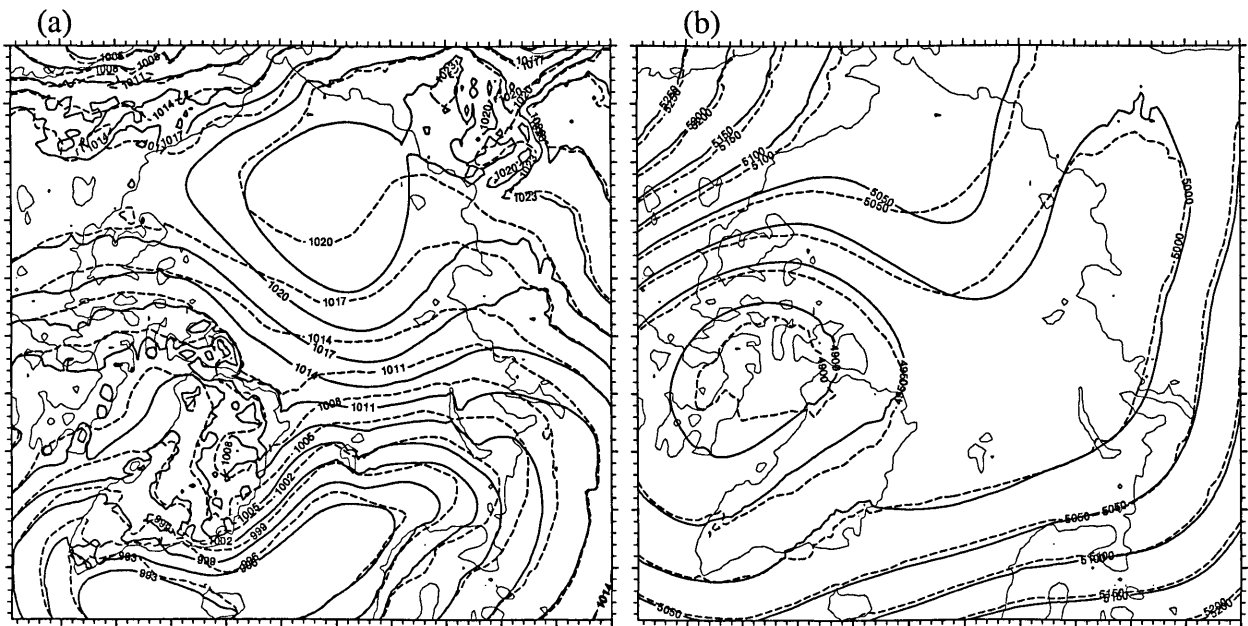


Abb. 1: Geografische Verteilungen (a) des monatsgemittelten Bodendruckes [hPa] und (b) der 500 hPa Höhe [m] des Januar Ensembles. Die simulierte Felder sind als durchgezogene und die Beobachtung als gestrichelte Linien gezeigt.

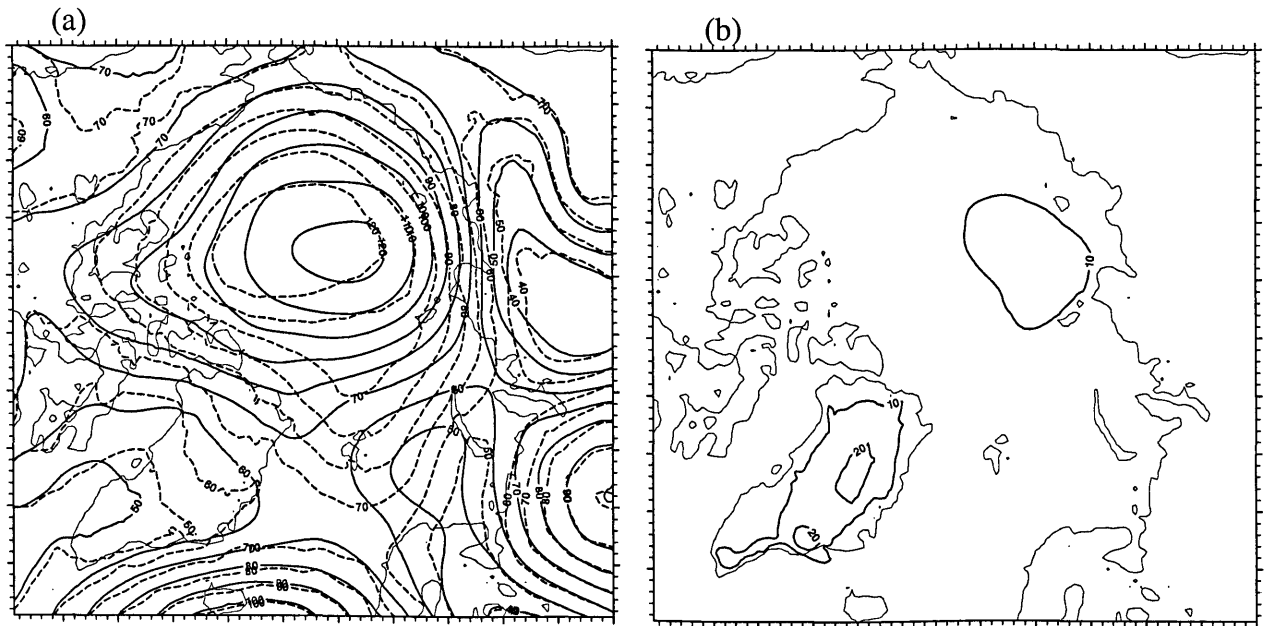


Abb. 2: 500 hPa Höhe [m] des Januar Ensembles, (a) Standardabweichung, wobei simulierte Felder mit durchgezogenen und die Beobachtung als gestrichelte Linien gezeigt sind, (b) mittlerer Ensemble Modellfehler.

# Zyklonenhäufigkeit in der Arktis

**S. Thiemann, B. Brümmer, H. Hoerber, A. Kirchgässner**  
**Meteorologisches Institut der Universität Hamburg**

Zyklonen stellen in der Arktis das stärkste synoptische Wettersignal dar. Ziehen sie vom offenen Wasser der Grönlandsee oder der Barentssee auf das Eis, so sind mit ihnen erhebliche Änderungen in der Bewölkung und in der Struktur der atmosphärischen Grenzschicht über dem Eis verbunden. Zyklonen brechen das Meereis auf und haben insbesondere im Bereich der Framstraße Auswirkungen auf den Eisexport aus der Arktis.

Mit Hilfe der sechsständlichen Bodenanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) für die Wintermonate (November bis März) der Jahre 1986/87 bis 1990/91 wurde die Zyklonenhäufigkeit im Gebiet nördlich von  $60^\circ$  N untersucht. Die horizontale Auflösung der verwendeten Daten beträgt  $1.125^\circ$ . Das Auswerteverfahren besteht im ersten Teil aus einer automatischen Analyse der Bodendruckfelder mit Hilfe eines Isolinienprogramms zur Lokalisierung der Zyklonen und im zweiten Teil aus einer Handanalyse zum Wiederauffinden derselben Zyklone in aufeinanderfolgenden Wetterkarten zur Bestimmung der Zyklonenzugbahn. Mit diesem, zumindest im zweiten Teil, recht zeitaufwendigen Verfahren konnten auch kleine Zyklonen und Abspaltungen von Hauptzyklonen erfaßt werden. Vergleiche mit einem vollautomatischen Verfahren zeigten, daß bei vollautomatischen Verfahren insbesondere die Trajektorienbestimmung oftmals ein Problem ist.

Es wurden Untersuchungen bezüglich des Kerndrucks, der Lebensdauer und der Zuggeschwindigkeit der Zyklonen durchgeführt. Für regionale Diversifizierungen wurde das Untersuchungsgebiet in Quadrate mit 300 km Kantenlänge unterteilt. Abbildung 1 zeigt die Anzahl der Tiefdruckgebiete in den jeweiligen Quadraten im fünfjährigen Untersuchungszeitraum.

Ein wesentliches Ergebnis der Statistik über die Wintermonate ist, daß die Grönlandsee, die Barentssee und weiter östlich nachfolgend die Kara- und Laptevsee Gebiete mit deutlich erhöhter Zyklonenhäufigkeit in der Arktis sind. Minimale Tiefdruckhäufigkeit ist im östlichen Teil Sibiriens und über Alaska vorhanden. Im Nordwesten Grönlands fallen zwei Quadrate mit deutlich herausragender Tiefdruckhäufigkeit auf; die Ursache hierfür ist nicht geklärt. Nicht auszuschließen ist, daß es sich um ein EZMW-Modellanalyseartefakt handelt, da sich die Tiefdruckgebiete auf nur wenige Modellgitterpunkte innerhalb dieser Quadrate konzentrieren.

Innerhalb des Untersuchungsgebietes nördlich von  $60^\circ$  N wurden in den 25 ausgewerteten Wintermonaten mit 3024 sechsständlichen Terminen insgesamt 15005-mal Tiefdruckgebiete analysiert, d.h. pro Termin etwa fünf Tiefdruckgebiete. Die 15005 Zyklonenanalysen gehörten zu 2413 verschiedenen Tiefdruckgebieten, von denen 529 nur an einem Termin im Untersuchungsgebiet auftraten. Für den Untersuchungszeitraum wurde weder innerhalb der einzelnen Winter noch über den gesamten 5 Jahres-Zeitraum ein signifikanter Trend in der Zyklonenhäufigkeit festgestellt.





# Lokalskalige Grenzschichtphänomene in polaren Meereisgebieten: Datenübersicht und exemplarische Ergebnisse von In-Situ-Messungen mit der Hubschrauberschleppsonde HELIPOD

C. Wode, M. Glandorf, M. Hofmann, R. Roth

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover,  
Herrenhäuser Straße 2, D-30419 Hannover  
cwode@mbbox.muk.uni-hannover.de

## 1. Zusammenfassung

Neben zahlreichen weiteren Einsätzen in Inland, Ausland und Übersee wurde die Hubschrauberschleppsonde HELIPOD (cf. Tagungsbeiträge von HOFF et al., WODE et al.) in den Jahren 1994, 1995 und 1996 insbesondere während der *Polarstern*-Fahrtabschnitte ARK-X/1, ARK-XI/2 und ARK-XII zu In-situ-Messungen in arktischen Meereisgebieten eingesetzt. Dabei wurden insgesamt ca. 30 erfolgreiche Meßflüge durchgeführt.

Das gewonnene Datenmaterial (ca. 10 GByte binär) wurde bislang im wesentlichen fallstudienartig ausgewertet. Ähnlich wie bei HILDBRAND [1988] wird nun im Rahmen einer Diplomarbeit [GLANDORF, 1998/1999] erstmals eine systematische Übersicht über alle polaren HELIPOD-Meßflüge erstellt und dabei zugleich auch umfassende Information über die verfügbaren Sekundärdaten gegeben. In dem Beitrag werden exemplarische Auszüge aus dieser Arbeit präsentiert.

## 2. Literatur

- HILDEBRAND, P.H.,  
Flux and sounding data from the NCAR King Air aircraft during HAPEX, NCAR Tech. Note NCAR/TN-319 + STR, 386 pp., 1988.
- HOFMANN, M., C. WODE, and R. ROTH,  
First field experiments in the Arctic with the helicopter-borne measurement system HELIPOD, überarbeitete Fassung, eingereicht bei Meteorol. Z., N.F. im Juli 1997.
- MUSCHINSKI, A., and C. WODE,  
First in-situ evidence for co-existing sub-meter temperature and humidity sheets in the lower free troposphere, angenommen bei J. Atmos. Sci. am 18.12.1997.
- ROTH, R., M. HOFMANN und C. WODE,  
Bestimmung des geostrophischen Windes mittels Inversionsverfahren aus HELIPOD-Messungen in der Arktis, eingereicht bei Meteorol. Z., N.F. im Januar 1998 [a].
- ROTH, R., M. HOFMANN, G. GROSS, and C. WODE,  
Geostrophic wind, gradient wind, thermal wind, and the vertical wind profile — an exemplary analysis within the planetary boundary layer over Arctic sea ice, wird eingereicht bei Meteorol. Z., N.F. im Frühjahr 1998 [b].
- WODE, C. und R. ROTH,  
HELIPOD — ein hubschraubergestütztes meteorologisches Meßsystem, Abschlußbericht zu dem BMFT-Fördervorhaben 07 KFT 74, Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, 145 pp., Januar 1996.
- WODE, C., R. ROTH, and M. SCHÜRMAN,  
The helicopter-borne sensor package HELIPOD — Features and capabilities of a new turbulence measurement system for meteorological research, Proc. Second Intl. Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition, San Francisco/CA, USA, II-483–II-491, 24–27 June 1996.
- WODE, C., and C. WAMSER,  
High resolution meteorological turbulence measurements above sea ice and open water areas, Ber. z. Polarforschung (Reports on Polar Research) 197('96) (The Expedition ARKTIS XI/2 of RV "Polarstern" in 1995), Bremerhaven, 10–16, 1996.

# Zeitliche Änderung atmosphärischer Variablen an der Neumayer-Station

Gert König-Langlo

Alfred-Wegener-Institut  
für Polar- und Meeresforschung  
27515 Bremerhaven

Beim Aufbau der deutschen Antarktischforschungsstation Neumayer (70°S, 8°W) wurde ein Meteorologie-Observatorium eingerichtet und in den folgenden Jahren sukzessiv erweitert. Das kontinuierliche Meßprogramm umfaßt synoptische Wetterbeobachtungen (seit 1981), umfangreiche Strahlungs- und Mastmessungen (seit 1982), sowie Radiosondenaufstiege (seit 1983). Die 1985 begonnenen Ozonsondierungen der Georg-Forster-Station (71°S, 12°O) wurden 1992 nach Neumayer verlegt und nahezu unterbrechungsfrei fortgesetzt.

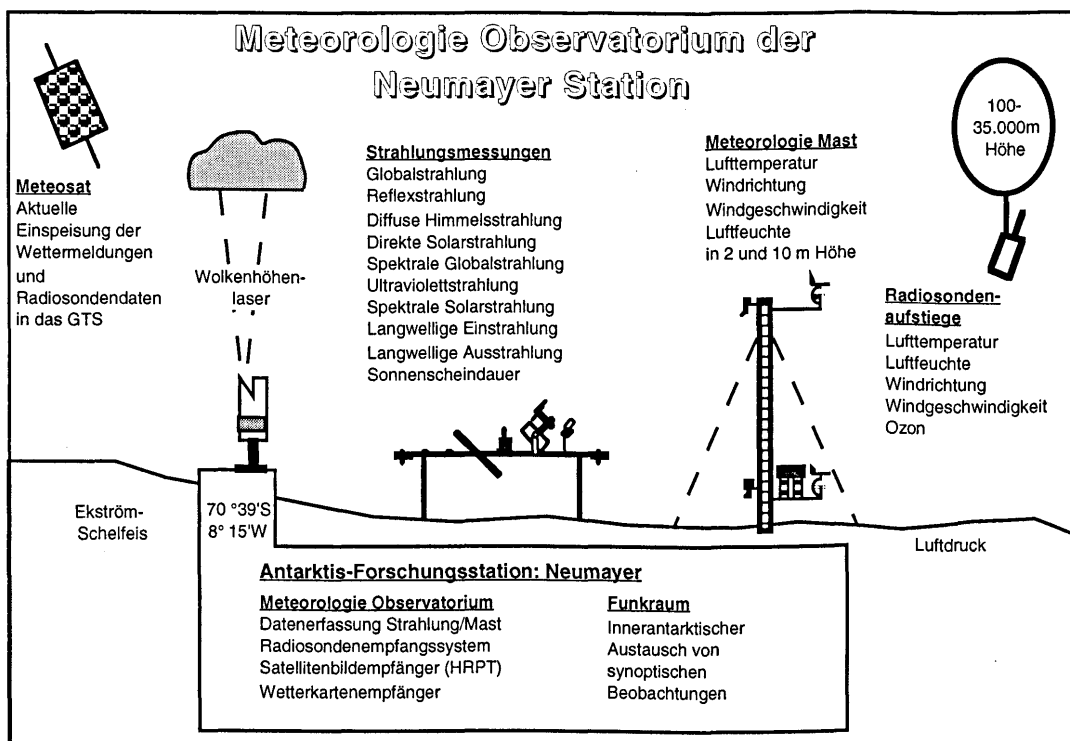


Abb. 1: Meteorologisches Observatoriumsprogramm an der Neumayerstation

Der vollständige Datensatz wurde am Alfred-Wegener-Institut innerhalb eines relationalen Datenbankmodells zusammengetragen. Alle Messungen wurden mit identischen Methoden validiert und homogenisiert. Die Zeitreihen überschreiten die Länge einer Dekade, sind weitgehend lückenlos und von hoher Qualität.

In dieser Arbeit wird die Variabilität meteorologischer Parameter auf der Zeitskala bis zu einer Dekade untersucht. Die Untersuchung stützt sich auf die Zeitreihen der Neumayer-Station, die als repräsentativ für antarktische Schelfeisregionen angesehen werden können. Ziel dieser Untersuchung ist es, die Variabilität von klimarelevanten Größen aus Eisbohrkernen, Satellitenmessungen oder Modellrechnungen verifizieren und besser interpretieren zu können.

# Auswirkung verschiedener Parametrisierungen in einem mesoskaligen Modell auf die Simulation von Niederschlägen in der Kölner Bucht

M. Sogalla, M. Kerschgens

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln,  
Kerpener Str. 13, D-50923 Köln

Bei Niederschlagsereignissen ist die nasse Deposition eine Hauptsenke atmosphärischer Spurenstoffe, welche maßgeblich durch lokale Niederschlagsraten bestimmt wird. Die modellgestützte Prognose von Spurenstoffkonzentrationen in Niederschlags-situationen ist daher auf die realistische Modellierung lokaler Niederschlagsraten angewiesen. Mesoskalige Modelle benötigen hierzu geeignete Parametrisierungsverfahren der niederschlagsbildenden Prozesse.

Im Vorhaben werden die Auswirkungen verschiedener Modellierungsverfahren für die Bodenfeuchte, die niederschlagsbildenden mikrophysikalischen Prozesse in Wolken und die Feuchtkonvektion untersucht. Als Basis dient das im Rahmen von WiTraK (**W**indfeld-**T**ransport und **K**limatologieprogramm) an der Universität zu Köln betriebene prognostische mesoskalige Modell FOOT3DK (**F**low **O**ver **O**rographically **S**tructured **T**errain - **3D** Köln Version). Das Modell kann mit Ergebnisfeldern des Deutschlandmodells des Deutschen Wetterdienstes angetrieben werden und liefert im Rahmen eines Mehrfach-Nestingverfahrens Strömungsfelder mit einer horizontalen Auflösung zwischen 4 km und 500 m (Brücher, 1997).

Für das Vorhaben wurde FOOT3DK um ein prognostisches Bodenfeuchtemodell (Noilhan und Planton, 1989) und ein Parametrisierungsschema der feuchten Konvektion auf der Grundlage des Tiedtke (1989)-Massenflussschemas erweitert. Der Betrieb auf der Mesoskala erforderte substantielle Anpassungen des Schemas. Insbesondere ist für die o.g. Modellauflösungen zu berücksichtigen, daß Konvektionsereignisse teils als subskalige Prozesse dargestellt werden müssen, teils aber auch als skalige Phänomene auftreten. Für die Anwendung in FOOT3DK wird deswegen die Feuchtkonvektion in Abhängigkeit von einer frei wählbaren räumlichen Skala oberhalb der Modellauflösung parametrisiert. Diese Technik ermöglicht einen kontrollierten Übergang zwischen parametrisierter Darstellung und expliziter Simulation der Konvektion. Als weitere Anpassung an den Anwendungsbereich wird die Zeitabhängigkeit konvektiver Entwicklungen approximativ berücksichtigt. Die Parametrisierung der Bildungsprozesse für skaligen Niederschlag stützt sich wahlweise auf verschiedene Schemata unterschiedlicher Komplexität.

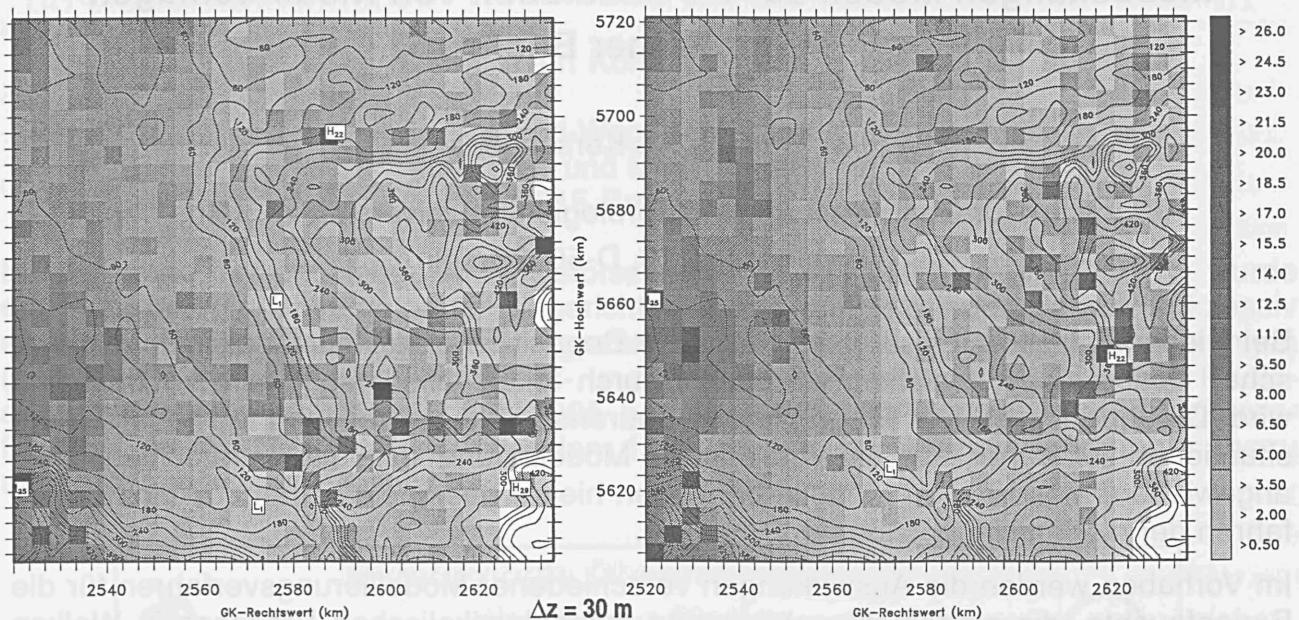
Als Untersuchungszeitraum dient eine Niederschlagsperiode im August 1997 in der Kölner Bucht. Diese wird durch das kombinierte Auftreten von stratiformen und konvektivem Niederschlag geprägt. Exemplarisch ist in *Abb. 1* der von FOOT3DK in zwei Skalierungsvarianten des Konvektionsantriebs simulierte Gesamtniederschlag für den 28.08.1997 bei einer horizontalen Modellauflösung von 4 km wiedergegeben. Auf dieser Auflösungsstufe wird die Simulation der Niederschläge durch das Konvektionsschema erheblich verbessert. So wird der an diesem Tag hinter einer Kaltfront aufgetretene Schauerniederschlag erst durch die Konvektionsparametrisierung hinreichend erfaßt.

## Akkumulierter Niederschlag [mm] für den 28.08.97 aus FOOT3DK

a) Konvektionsantrieb auf 4 km-Skala

b) Konvektionsantrieb auf 16 km-Skala

P [mm]



**Abb.1** Akkumulierter Gesamtniederschlag (Summe aus skaligem und konvektivem Niederschlag) in der Kölner Bucht für den 28.08.97 nach 24 h Simulationszeit bei Verwendung der skalenvariablen Konvektionsparametrisierung **a)** Mit Konvektionsantrieb auf 4 km-Skala **b)** Mit Konvektionsantrieb auf 16 km-Skala. Die Simulationen wurden mit 4 km horizontaler Modellauflösung und genestet in DM-Daten als übergeordnetem Antrieb durchgeführt. Zusätzlich ist die FOOT3DK-Orographie dargestellt.

*Abb. 1* verdeutlicht die Auswirkungen der unterschiedlich gewählten Skalen für den konvektiven Antrieb auf die Niederschlagssimulation. Diese konzentrieren sich hauptsächlich auf orographisch stärker gegliederte Regionen. Während Niederschlagsmaxima in *Abb. 1a* (Konvektionsantrieb auf 4 km-Skala) z.B. eher im Siegtal (im rechten unteren Bildteil) und den Randbereichen der rechtsrheinischen Mittelgebirge auftreten, werden durch den Konvektionsantrieb auf einer Skala von 16 km (*Abb. 1b*) auch die inneren Regionen des Bergischen Landes ergiebig beregnet. Die Gebietsmittel der simulierten Niederschläge weichen hingegen nicht wesentlich voneinander ab.

Die Simulationen werden für weitere Nestingschritte unter Erweiterung und Optimierung der Niederschlagsschemata und des Nestingverfahrens fortgeführt. Zur eingehenden Validierung der Simulationen werden Radar-Niederschlagsmessungen herangezogen.

### Literatur

Brücher, W; 1997: Numerische Studien zum Mehrfachnesting in einem nicht-hydrostatischen Modell. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Heft 119, 115 S.

Noilhan, J. and Planton, S.; 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549

Tiedtke, M.; 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1779-1800

# Numerische Modellierung topographisch induzierter hochreichender konvektiver Wolken

Nikolai Dotzek

Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
Forschungszentrum Karlsruhe / Universität Karlsruhe  
Postfach 3640, 76021 Karlsruhe

Fon: 07247-82-2805, Fax: 07247-82-4742, E-mail: dotzek@imk.fzk.de

Am Beispiel der Oberrheinregion wird gezeigt, wie mithilfe des dreidimensionalen, nichthydrostatischen mesoskaligen Atmosphärenmodells KAMM (Adrian und Fiedler, 1991), das mit einer geeigneten Wolkenphysik-Parametrisierung angereichert wurde, die Entstehung und Entwicklung konvektiver Wolken über komplexer Topographie durch numerische Simulationen studiert werden kann. Die behandelten Fälle konzentrieren sich auf Schauer- und Gewitterereignisse, welche in der betrachteten Region im Sommerhalbjahr das größte Schadenspotential und den größten Einfluß auf den Wasserhaushalt haben.

Da am Institut für Meteorologie und Klimaforschung operationelle Beobachtungen der Niederschlagsverteilung in der Oberrheinregion vorliegen (Bodenmeßnetz und C-Band Doppler Niederschlagsradar), ergibt sich die interessante Möglichkeit, die Ergebnisse der Modellierungen typischer Wetterlagen mit den in großer Zahl zur Verfügung stehenden Daten zu vergleichen. Dabei hat sich die Anfertigung von synthetischen, aus den Modelldaten gewonnenen „Radarbildern“ als ein sehr effektives Mittel zur Beurteilung der Simulationen erwiesen. Ein Beispiel für eine solche Simulation und die anschließende Aufbereitung als Radarbilder findet man in den Abbn. 1–3.

In diesem Fall wurde der Lebenszyklus einer einzelnen Schauerzelle studiert, wie sie an Tagen mit tiefer Konvektion oft zu beobachten ist. Hierfür wurde im Bereich des Nord-Elsaß eine Blase feuchtwarmer Luft mit Zentrum in 1500 m AGL vorgegeben. Die thermische Schichtung und der höhenkonstante WSW-Wind mit 5.6 m/s dieses modellierten Tages unterstützten nur flache Konvektion. Daher sollten sich neben dem Schauer nur Cumuluswolken bilden, die keinen Niederschlag bringen. Die Simulation wurde zum Zeitpunkt 12:00 LST auf einem  $256 \times 256 \text{ km}^2$  großen Gebiet gestartet. Die Höhe der Modellatmosphäre betrug 18 km, das  $65^3$ -Gitter wies vertikal Maschenweiten von 10 m am Boden bis etwa 400 m am Modelloberrand auf, horizontal 4 km.

Von den simulierten Feldern der Hydrometeore Wolkenwasser, Wolkeneis und Niederschlagsteilchen wurden sogenannte MAX\_CAPPI-Darstellungen der Radarreflektivität  $Z$  in dBZ angefertigt. Diese Bilder stellen im Aufriß und zwei Seitenrissen die jeweils höchsten Werte von  $Z$  dar und erlauben einen detaillierten Einblick in die dreidimensionale Dynamik der Konvektion. Die Abb. 1 zeigt die MAX\_CAPPI nach 20 min

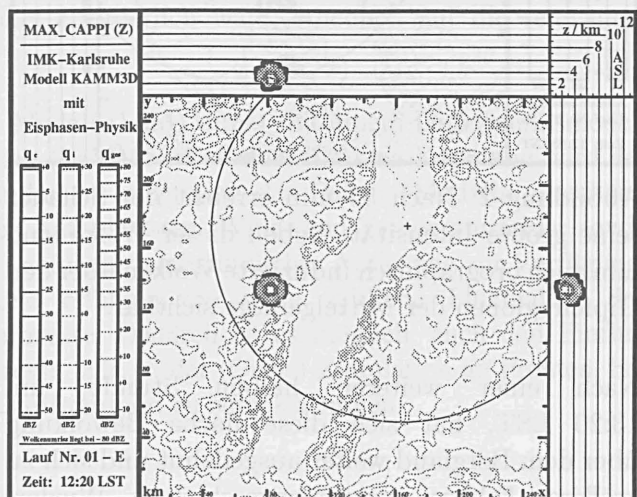


Abbildung 1: MAX\_CAPPI ( $Z$ ) 20 min nach Modellstart. Man erkennt die Topographie der Oberrheinregion sowie den 120 km Gesichtskreis des Karlsruher C-Band Doppler-Radars. Die junge Schauerzelle im Nord-Elsaß wurde durch eine Warmluftblase initiiert. Orographische Wolken sind zu diesem Zeitpunkt noch nicht erkennbar.

simulierter Zeit, entsprechend 12:20 LST. Aus der anfänglichen  $\Theta_e$ -Blase über dem Nord-Elsaß hat sich eine intensive kleine Schauerzelle gebildet, die mit der vorgegebenen WSW-Strömung in die Zaberner Senke hineinzieht. Als Vergleichsmaß wurde noch der 120 km Gesichtskreis des C-Band Doppler-Radars im Forschungszentrum Karlsruhe (+) mit dargestellt. Die Schauerzelle, von der neben der Gesamtreflektivität aller Hydrometeore auch der Wolkenumriß zu sehen ist, zieht eine Bahn, die anhand von Radardaten als typisch beschrieben werden kann.

Die Abb. 2 zeigt die Situation um 12:50 LST. Der Schauer hat nun seine stärkste Intensität erreicht und regnet sich mit Reflektivitäten über 50 dBZ aus. Stärkere Reflektivitäten über 30 dBZ reichen bis in Höhen von knapp 8 km hinauf. Die Wolkenobergrenze liegt bei 9 km. Zusätzlich sieht man die Umrisse flacher Cumuli über den Mittelgebirgen, die sich zunächst auf die Gipfelregionen konzentrieren. Dies ist im Einklang mit Beobachtungen (Banta, 1990) über bergigem Gelände.

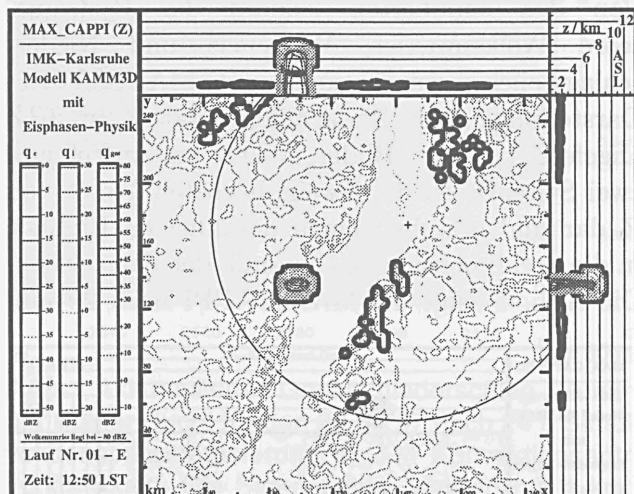


Abbildung 2: Nach 50 min erreicht der Schauer seine größte Intensität. Neben dieser Wolke sind nun auch orographisch induzierte Wolken über den Gipfelregionen der Mittelgebirge sichtbar.

Nach einer weiteren halben Stunde, um 13:20 LST, hat sich diese flache Bewölkung über dem Bergland weiter ausgedehnt und sich zu größeren Feldern zusammengeschlossen. Wiederum sind die Gipfelregionen bevorzugt, und dann vor allem die Luvseiten der Geländeerhebungen. Von der Schauerzelle ist zu diesem Zeitpunkt nur noch ein kleiner vereister Rest in etwa 5 km Höhe am Ostrand des Rheingrabens vorhanden. Die maximalen Reflektivitäten erreichen nur noch gut  $-10$  dBZ. Wie erwartet haben sich bei der vorgegebenen Wettersituation weder die Cumuli über den Bergregionen zu Niederschlagswolken entwickelt, noch kam es durch den Schauer zu einer nennenswerten Böenfront, die ihrerseits in Wechselwirkung mit der Topographie sekundäre Konvektionsbewölkung hätte auslösen können.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Simulation tiefer Konvektion über komplexer Topographie mit dem KAMM-Modell erfolgreich möglich ist. Die sich ergebenden Wolkenverteilungen und Zugbahnen von Schauer- und Gewitterzellen sind realistisch. Besonders hilfreich

ist die gezeigte Darstellungsform synthetischer MAX\_CAPPI (Z) Bilder, die direkt mit echten Radarbildern von typischen Wetterlagen verglichen werden können.

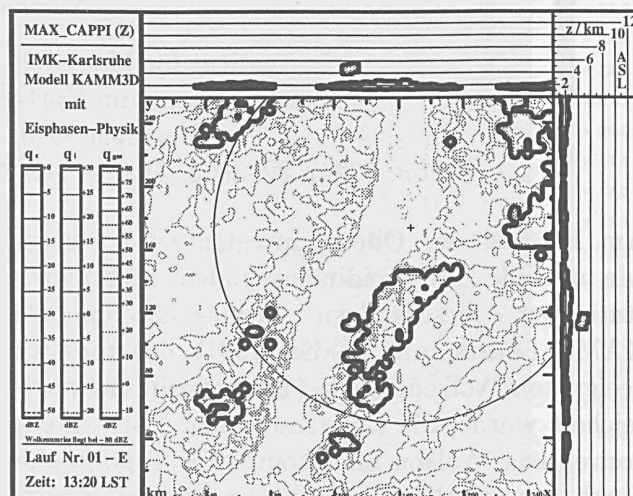


Abbildung 3: Nach 80 min ist vom Schauer nur noch ein kleiner Amboß in etwa 5 km Höhe vorhanden. Die orographischen Wolken bleiben bei dieser Schichtung der Atmosphäre stabil und bilden keinen Niederschlag.

Dabei haben die künstlich erzeugten Bilder mehrere Vorteile: sie zeigen auch die Lage von Wolken an, was einem C-Band Doppler-Radar nicht möglich ist; die räumliche Auflösung ist im gesamten Modellgebiet gleich, und es gibt keine Störungen wie z. B. Bodenechos oder Abschattungseffekte. Bei einer realistischen Simulation einer bestimmten Wettersituation kann daher das Modell die Analyse der Radardaten ergänzen und vervollständigen. Eine weitere Anwendung ist die Simulation einzelner, extremer Unwetter, die durch Radar- und andere Messungen gut dokumentiert sind (Hannesen et al., 1998).

## Literatur

- [1] Adrian G., F. Fiedler, 1991: Simulation of unstationary wind and temperature fields over complex terrain and comparison with observations. — *Contr. Atmos. Phys.* **64**, 27–48.
- [2] Banta R. M., 1990: The role of mountain flows in making clouds. — In: Blumen W. (Hrsg.), *Atmospheric processes over complex terrain*. Meteorol. Monogr. **23**(45), 229–284.
- [3] Hannesen R., N. Dotzek, H. Gysi, K. D. Beheng, 1998: Case study of a tornado in the Upper Rhine valley. — *Meteorol. Z.*, N. F. **7**, im Druck.

# Abschätzung des Transportbeitrages zur Ozonbelastung mit Hilfe eines an ein Eulersches Strömungsmodell gekoppelten Lagrange - Modells

## Vergleich von direkter ('online') und nachträglicher ('offline') Kopplung

Andreas Becker, Eberhard Schaller

Lehrstuhl für Umweltmeteorologie  
BTU Cottbus, Postfach 101344  
03013 Cottbus

### 1. Motivation

Um den Transportbeitrag zur Ozonbelastung einer bestimmten Zielregion (z.B. Berlin) abschätzen zu können, ist es wichtig, die Transportwege und -zeiten der in die Zielregion transportierten Luftmassen zu kennen, weil damit bekannt ist, welche Emittenten von Ozonvorläufersubstanzen ( $\text{NO}_x$  und VOC) zur Vorbelastung des Zielgebietes beitragen. Zur Beschreibung dieser Einflußgrößen wird - anders als bei der 'klassischen' Eulerschen Modellierung, bei der aus einem bekannten Emissionskataster die Immissionsverteilung berechnet wird - vom Untersuchungsgebiet ausgegangen und die Frage nach den relevanten Emissionsgebieten (Quellen/Senken - Beziehungen) gestellt. Damit kann der sehr hohe Aufwand, der zur Erstellung eines kompletten Emissionskatasters erforderlich wäre, erheblich auf die relevanten Emissionsgebiete reduziert werden.

Hierzu ist ein am Lehrstuhl entwickeltes Lagrange - Modell (LaM) direkt mit einem Gitterpunktsmodell (hier die EURAD-Version von MM5) gekoppelt worden (LaMM5). Bei einer direkten Kopplung wird der Partikeltransport im Lagrange-Modell parallel zur zeitlichen Integration des Euler - Modells gerechnet. Damit stehen die für das Lagrange - Modell benötigten Antriebsdaten (Wind- und Temperaturfelder sowie deren Varianzen und turbulenten Zeitskalen) mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zur Verfügung. Die im Lagrange - Modell betrachteten Luftpakete erfahren die volle zeitliche Fluktuation des Strömungsfeldes und der turbulenten Vermischungsprozesse. Dadurch ist es möglich, auch den Einfluß kleinräumiger und/oder kurzzeitiger mesoskaliger Prozesse, z.B. in der (Quer-) Zirkulation an Fronten, bei der Bildung von Konvektionszellen etc., auf den Schadstofftransport zu berücksichtigen

### 2. Modellskizze

Das Modellsystems LaMM5 wurde gemäß den Kriterien von Thomson (1987) formuliert und weist folgende Eigenschaften/Besonderheiten auf:

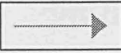
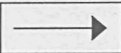
- Zur Berechnung der turbulenten Zeitskalen und der Fluktuationen der turbulenten Geschwindigkeitsanteile der Partikel wird eine Schließung zweiter Ordnung verwendet (Mellor und Yamada, 1982). Diese erfordert zumindest, daß die turbulente kinetische Energie und die Varianz der potentiellen Temperatur in MM5 prognostisch gerechnet werden, und somit auch an der Schnittstelle zwischen MM5 und dem LaM zur Verfügung stehen.
- Als Verbesserung zu einem Großteil der bisher existierenden LaM's wird der zusätzliche, durch die Partikeltemperatur erzeugte, Partikelauftrieb sowohl bei der Emission als auch beim Transportvorgang berücksichtigt. Dies geschieht über die Erweiterung der Markovketten im LaM um eine Kette für die Temperatur der emittierten Partikel.
- die Kopplung zwischen dem LaM und MM5 kann wahlweise direkt (online) oder nachträglich (offline) erfolgen. Der Vortrag wird einen Vergleich der beiden Kopplungen zeigen.

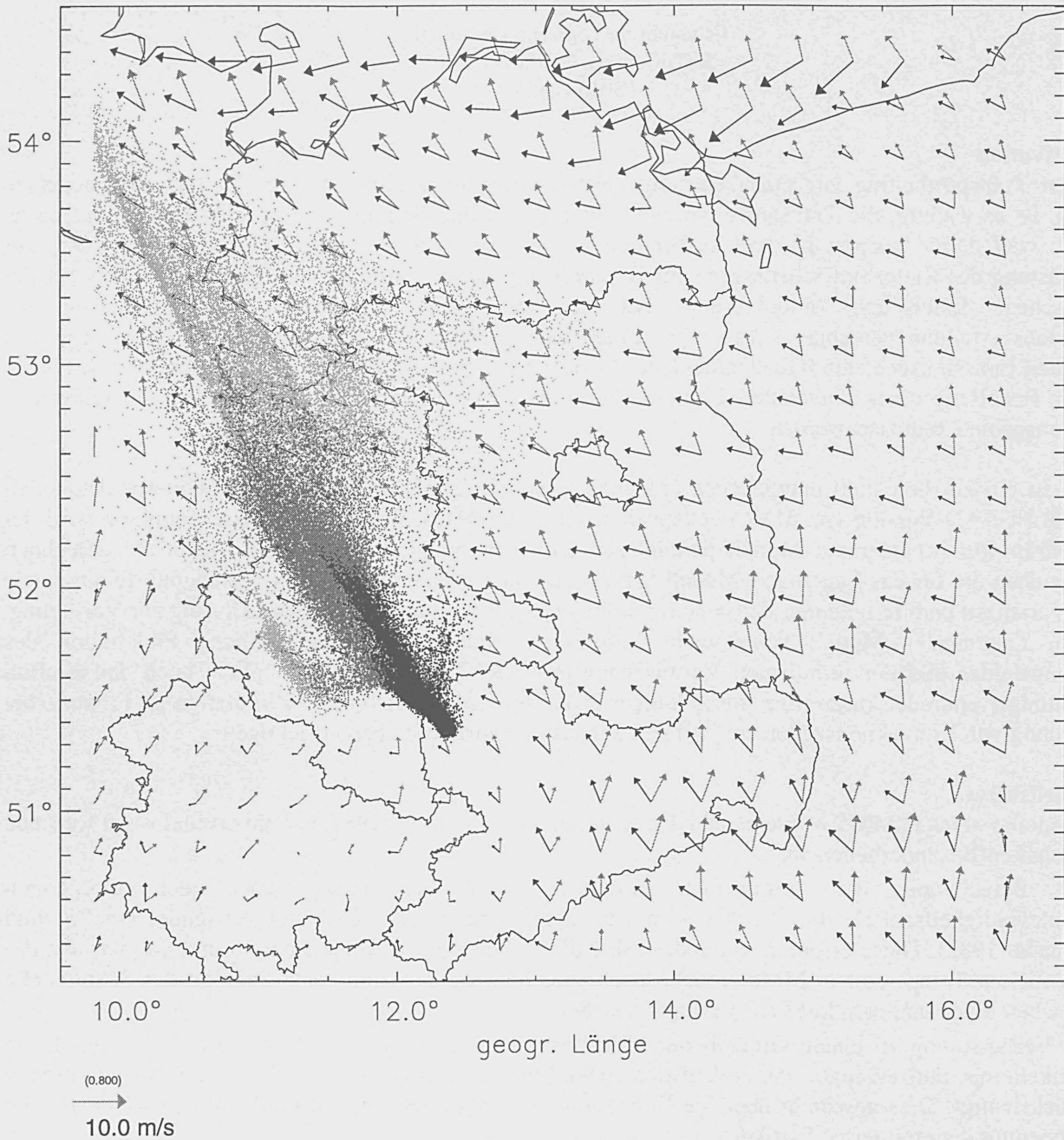
### 3. Ergebnisse

Die in Abb. 1 illustrierte Beispielsimulation für eine Episode im Sommer 1994 über den neuen Bundesländern zeigt zum einen die laterale Streuung der Partikel stromabwärts, zum anderen das Ausbilden verschiedener Transportpfade (einer Richtung Hamburg, der andere zum Harz). Diese resultieren in dieser Episode stärker aus der vertikalen Scherung (siehe Vektorpfeile in Abb.1) als aus der zeitlichen Änderung



des Windfeldes. Simulationen für andere Episoden zeigen aber, daß es wichtig ist, das Windfeld in möglichst hoher räumlicher *und* zeitlicher Auflösung zu erfassen, um alle Transportpfade zu realisieren.

- 
1994 JUL.25 14:00:00 (u,v)-Windfeld
z=1019m
- 
1994 JUL.25 14:00:00 (u,v)-Windfeld
z=35m



**Abb.1:** Partikelpositionen nach 16 Stunden Emission aus dem Raum Leipzig (Startzeit: 25. Juli 1994, 10 UTC) aufgeteilt in drei Altersklassen (Graustufe der Partikel wechselt alle 320 Min.). Ferner sind an jedem vierten Gitterpunkt von MM5 ( $\Delta x = \Delta y = 6$  km) die Vektoren des Horizontalwindes für 14 UTC in der ersten (schwarz) und der sechsten Schicht (grau, Schichtmitten in 35 und 1019 m) angezeigt. Zur Orientierung wurden zusätzlich die Grenzen der neuen Bundesländer und die Küste eingezeichnet.

**Literatur**

Mellor G.L. und Yamada, T., 1982: 'Development of a Turbulence Closure Model for Turbulent Flows'. *Rev. Geophys. Space Phys.* **20**, 851-875.  
 Thomson, D.J. 1987: 'Criteria for the Selection of Stochastic Models of Particle Trajectories in Turbulent Flows'. *J. Fluid. Mech.* **180**, 529-556.

## LLM - ein wesentliches Teilprojekt des DWD - Projektes LITFASS

H.-J. Herzog, U. Schubert, G. Vogel

Deutscher Wetterdienst, Potsdam

Im Rahmen von LITFASS (vgl. DMT-Beitrag von BEYRICH) wird gleichberechtigt neben dem Meßschwerpunkt zur Bestimmung turbulenter Flüsse in Bodennähe über heterogenem Gelände ein dreidimensionales hochauflösendes Simulationsmodell eingesetzt, welches in spezifischer Weise unmittelbaren Bezug auf verfügbare Messungen nimmt. Als Simulationsgebiet wurde ein ca. 20kmx20km-Areal ausgewählt, in dem das Observatorium Lindenberg mit seiner einzigartigen Meßkapazität liegt. Die Datengrundlage für die Modellrechnungen bilden Ergebnisse von Kampagnen und besonders ein in und um Lindenberg zunehmend gegebener Dauermeßbetrieb.

Der vorliegende Beitrag begründet anhand von Modellrechnungen auf der Basis von Realdaten die Konzipierung des Simulationsmodells und demonstriert den aktuellen Entwicklungsstand. Für das Vorhaben wurde entschieden, von den nichthydrostatischen, kompressiblen Gleichungen des Lokal-Modells (DOMS 1997) auszugehen. Diese sind derart allgemein formuliert, daß sie auch ihre Anwendung in der Mikroskala rechtfertigen und somit den harten Kern des LITFASS-Lokal-Modells (LLM) ausmachen. Das LLM-Rechengitter hat in der Horizontalen 195x195 Gitterpunkte mit einer Maschenweite von 96.5m. Gemäß der Zielsetzung des LITFASS-Projektes, die turbulenten Flüsse in Bodennähe explizit zu bestimmen, wurde der LLM-Oberrand vorsorglich bei 3000m angenommen und in der Vertikalen eine sehr hohe Gitterauflösung vorgegeben. Der externe, instationäre Modellantrieb erfolgt am seitlichen und oberen Rand mit Hilfe einer speziellen Källberg-Relaxationstechnik bzw. einer "Rayleigh"-Dämpfung. Ursprünglich war der laterale Antrieb durch Deutschland-Modell(DM)-Daten vorgesehen. Anhand eines Fallbeispiels vom 14.06.97 wird aber gezeigt, daß dieses Konzept aufzugeben ist, weil sich nicht allein Unzulänglichkeiten eines sehr großen Skalensprunges zwischen DM-Feldern und internem LLM-Modellregime negativ auswirken, sondern primär schon DM-Vorhersagefehler an sich für die Aufgabenstellung nicht toleriert werden können. Als Alternative zum Antrieb durch Modellnestung wird daher das Konzept des LLM-Antriebes durch Meßdaten proklamiert. Die Steuerung durch Messungen - so wird angenommen - führt den Prozeßverlauf des Modells am nächsten an die Wirklichkeit heran. Diese realisierte Vorgehensweise ist mit der notwendigen Annahme einer hinreichenden Repräsentativität der antreibenden Meßdaten an der seitlichen, oberen und auch der unteren Modellberandung verbunden. Dabei wird eine hochauflösende physiographische Beschreibung der prägenden Unterlage vorausgesetzt. Für den lateralen und "oberen" Antrieb wird ein von unterschiedlichen Meßverfahren (Windprofiler, Sodar, Radiosonde, Mikrowellen-Radiometer-Profiler, Infrarotspektrometer etc.)

abgeleitetes vertikales Datenprofil in genügend hoher zeitlicher Folge bestimmt und für die LLM-Integration verwertet.

Als energetisch entscheidender Antrieb von der Unterlage her erweist sich die wirklichkeitsnahe Vorgabe der Strahlungsbilanz und des Niederschlages am Erdboden. Das Modellkonzept besteht in diesem Punkt darin, diese Größen nicht modellintern zu berechnen, da die bodennahen turbulenten Flüsse sehr sensitiv auf Modellfehler im Wechselwirkungsmechanismus zwischen Wolken, Strahlung, und Bodenfeuchtigkeit reagieren. Statt dessen wird, eingebettet in das komplexe LITFASS-Programm, konsequent auf vorhandene Strahlungsmessungen (fallweise ergänzt durch Satellitenmessungen) und auf Niederschlagsmessungen (unterstützt durch RADAR-Daten) zurückgegriffen. Durch praktikable Verfahren werden hieraus ihre Feldverteilungen am Boden für die LLM-Läufe bestimmt.

Der Vortrag vermittelt den gegenwärtigen Entwicklungsstand auf der Grundlage der umrissenen LLM-Konzeption und soll von diesem Standpunkt aus die untrennbare Zusammengehörigkeit von Messung und Modellsimulation demonstrieren. Dabei werden LLM-Läufe gezeigt, die auf Messungen über dem Lindenberg-Gebiet basieren.

## Simulation des Abflusses auf kleinen und großen Raumskalen

H.-T. Mengelkamp, G. Kiely\*, K. Warrach, C. Ruhe

GKSS Forschungszentrum, Institut für Atmosphärenphysik, D-21502 Geesthacht

\*University College Cork, Irland

Die Energie- und Wasserbilanz am Erdboden wird in atmosphärischen Modellen durch Landoberflächenschemata beschrieben, deren Parameterisierungsansätze für den vertikalen Austausch aus Messungen auf der lokalen Skala („Turmmessungen“) abgeleitet sind. Auf dieser kleinen Skala lassen sich alle Terme der Energie- und Wasserbilanzgleichung bestimmen bis auf den horizontalen Wassertransport an der Erdoberfläche und im Boden, der als Residuum der Wasserbilanzgleichung nur als integrale Größe über einem Gebiet ermittelt werden kann, dessen Ausfluß z.B. an einem Pegel registriert wird. Ein Gebiet, für das Abflußmessungen repräsentativ sind, wird in der Regel ein Teil eines Flußeinzugsgebietes sein, für das Informationen z.B. über die Verdunstung oder die Speicherung von Wasser im Boden nicht vorliegen. Die Validierung eines Landoberflächenschemas muß deswegen ein iterativer Prozess sein mit Datensätzen auf unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen.

Das Landoberflächenschema SEWAB (Surface Energy and Water Balance, Mengelkamp et al., 1997) beschreibt die Austauschprozesse zwischen dem Erdboden und der Atmosphäre unter Berücksichtigung von teilweise bewachsenen Boden und einer Vegetationsschicht. Im Erdboden werden die Diffusionsgleichungen für Wärme und Feuchte auf einem Gitter mit mehreren Schichten (üblicherweise 6 oder 7) gelöst. Zur Berücksichtigung von hydrologischen Prozessen wurde SEWAB erweitert um Ansätze für den Oberflächenabfluß auf unterschiedlichen räumlichen Skalen (Infiltration und Wasserspeicherung an der Oberfläche, Abfluß durch Sättigungsüberschuß, Konzept der variablen Infiltrationskapazität). Der Zwischenabfluß wird als linearer Speicherabfluß beschrieben mit unterschiedlichen Zeitkonstanten in den verschiedenen Schichten. Der Grundwasserabfluß wird in eine schnelle und langsame Komponente aufgeteilt, um die unterschiedlichen Zeitskalen hydrologischer Prozesse auch bezüglich der räumlichen Auflösung berücksichtigen zu können. Beim Infiltrationsprozess wird unterschieden zwischen der Infiltration durch Mikro- oder Makroporen, und bei der Drainage können durch eine tiefenabhängige hydraulische Konduktivität bei Sättigung unterschiedliche Bodenhorizonte berücksichtigt werden.

Neben den atmosphärischen Antriebsgrößen wurden die Bodenfeuchte, der Grundwasserspiegel und der Abfluß für eine etwa 14.5 ha große Wiesenfläche im südlichen Teil Irlands gemessen über einen Zeitraum von 6 Monaten. Das Bodenprofil ist charakterisiert durch eine 5 cm Humusschicht über einem feinsandigen A Horizont bis etwa 20 cm Tiefe gefolgt von einem grobsandigen B Horizont. Der Grundwasserspiegel schwankt zwischen 2 m Tiefe im oberen Bereich und etwa 50 cm im unteren Bereich der leicht geneigten Versuchsfläche. Die Daten liegen als 20 minütige Mittelwerte vor. In der Abb. 1 sind der Niederschlag und der gemessene und berechnete Abfluß aufgetragen. Während der Basisabfluß bezüglich Menge und Zeitpunkt eine gute Übereinstimmung zwischen Messungen und Simulationen zeigt wird die Menge des schnellen Oberflächenabflusses für einige Regenereignisse ungenau berechnet.

Der Abfluß aus dem Oberlauf der Warthe bis zur Pegelstation „Sieradz“ wurde für 25 Gitterzellen von 18x18 km<sup>2</sup> Größe mit dem Landoberflächenschema SEWAB für einen Zeitraum von 2 Jahren berechnet und mit einem horizontalen Transportschema durch das Flußsystem bis zum Pegel transportiert (Abb. 2). Der Vergleich zwischen berechneten und beobachteten Werten zeigt größere Abweichungen während der Schneeschmelze und insbesondere in den Sommermonaten eine höhere Sensibilität des berechneten Abflusses bezüglich der Niederschlagsereignisse. Letzteres wird zurückgeführt auf die unterschiedliche räumliche Repräsentanz der Niederschlagsmessungen bei konvektiven Wetterlagen.

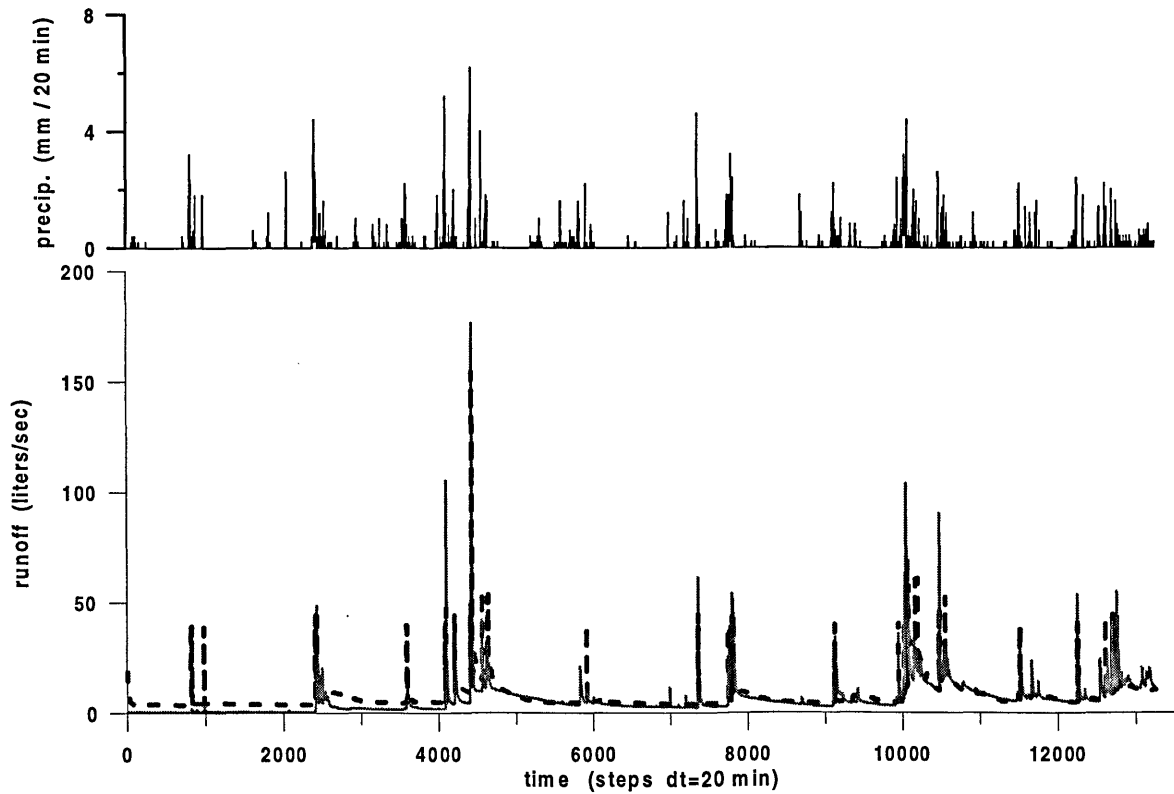


Abb. 1: Abfluß gemessen (durchgezogen) und berechnet (gestrichelt) und der Niederschlag für den Zeitraum 1. Juli bis 31. Dezember 1997 auf der Wiesenfläche in Irland

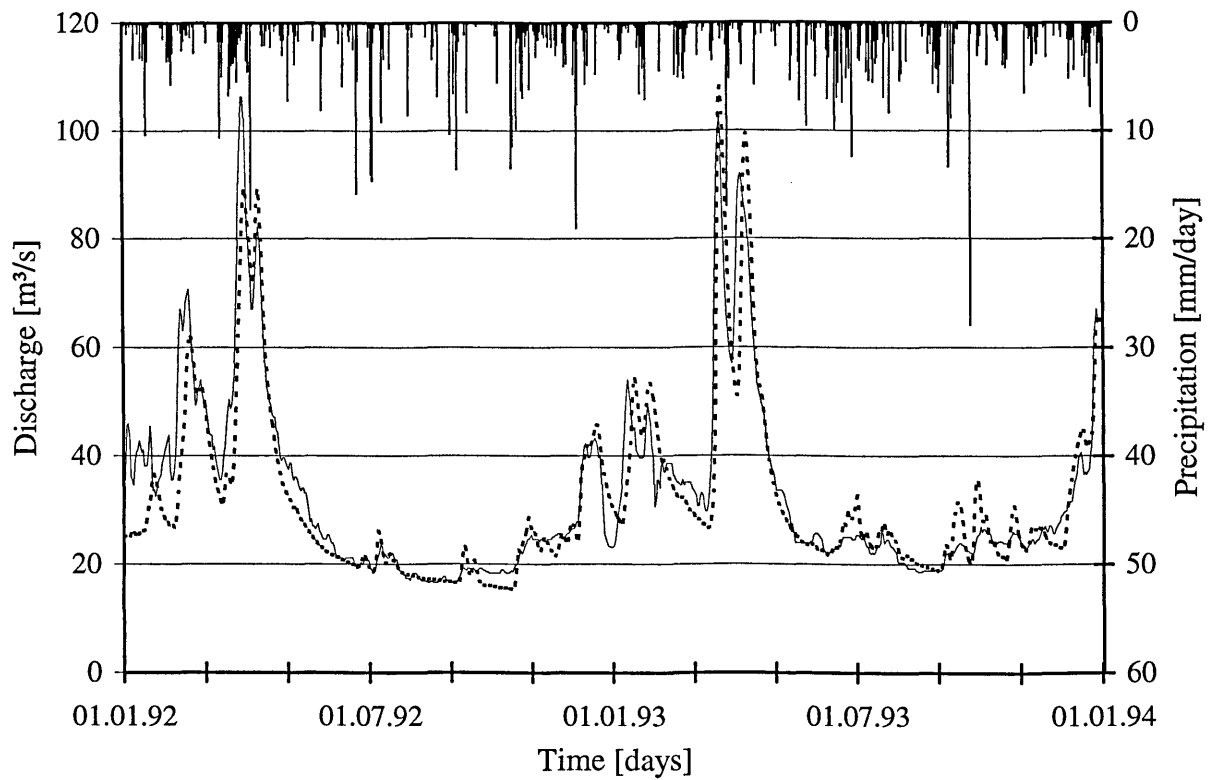


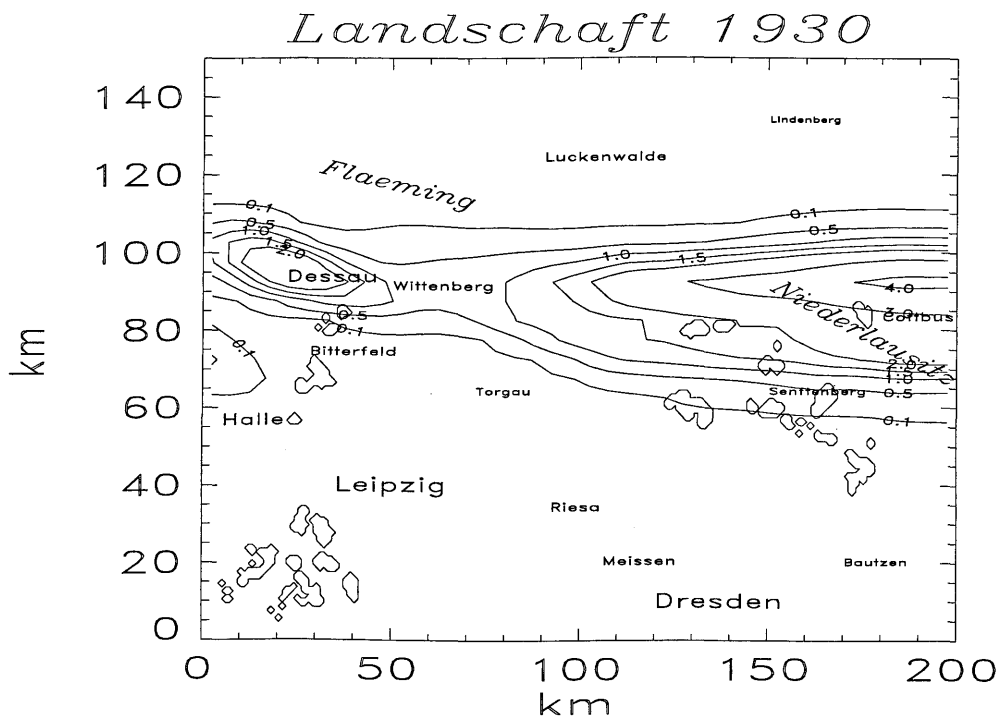
Abb. 2: Abfluß gemessen (durchgezogen) und berechnet (gepunktet) und der Niederschlag für das Einzugsgebiet der Warthe bis Sieradz.

# Potentielle Einflüsse von Landnutzungsänderungen: Eine regionale Modellstudie

Nicole Mölders

LIM - Institut für Meteorologie, Universität Leipzig,  
Stephanstraße 3, 04103 Leipzig

Im Zeitraum von 1930 bis 1986 änderte sich die Landschaft Nordsachsens und Südbrandenburgs beträchtlich durch das Trockenlegen von Sümpfen und Feuchtgebieten, durch den Übergang von Klein- auf Großtagebaue, die zunehmende Urbanisierung, die Umwandlung von Truppenübungsplätzen (Heide) in land- oder forstwirtschaftlich genutzte Flächen, die Rekultivierung und das Fluten von kleinen Tagebauen, das Abholzen und Aufforsten von Wäldern sowie durch veränderte landwirtschaftliche Aktivitäten. Numerische Simulationen, die sich nur durch die Verwendung der Landnutzung - nämlich der von 1930 und 1986 - unterscheiden, wurden mit der Leipziger Version des nicht-hydrostatischen meteorologischen Modells GESIMA für einen typischen konvektiven Tag im Frühjahr durchgeführt, um die Auswirkung auf die Wechselwirkung *Evapotranspiration-Wolken-Niederschlag* zu untersuchen.



**Abb. 1** Über 24h akkumulierter Niederschlag (mm) für die Simulation mit der Landschaft von 1930. Die dicken Linien repräsentieren die Lage der Großtagebaue 1986.

Generell treten signifikante Differenzen (90 % oder bessere statistische Signifikanz) in den Wolken- und Niederschlagspartikeln, der Bodenfeuchte und in der Vertikalkomponente des Windvektors auf. Letztere beeinflussen stark die Pfade der Wolken- und Niederschlagsbildung durch die Wechselwirkung *Wolkenmikrophysik-Dynamik*. Von diesen signifikanten Differenzen sind diejenigen der Wolken- und Niederschlagspartikeln nicht an die Orte der Landnutzungsänderung gebunden. Nimmt man die Wolken- und Niederschlagspartikel aus, so differieren die Gebietstagesmittelwerte der berechneten Zustandsvariablen kaum. Die berechneten bodennahen Temperatur- und Feuchteverteilungen können sich aber gebietsweise merklich unterscheiden. Merkbliche und teilweise signifikante Unterschiede in den berechneten Bodentemperaturen und -feuchten, den Flüssen

sensibler und latenter Wärme sowie den Vertikalwindkomponenten treten dort auf, wo sich die Landnutzung auf kleinem Raum merklich ändert. Durch die Landnutzungsänderungen ist i.a. die Unterlage trockener als die der Landschaft von 1930, weshalb über die Rückkopplung *Evapotranspiration-Wolken-Niederschlag* der Niederschlag abnimmt und sich ein anderes, heterogeneres Niederschlagsmuster ergibt (vgl. Abb. 1 und 2).

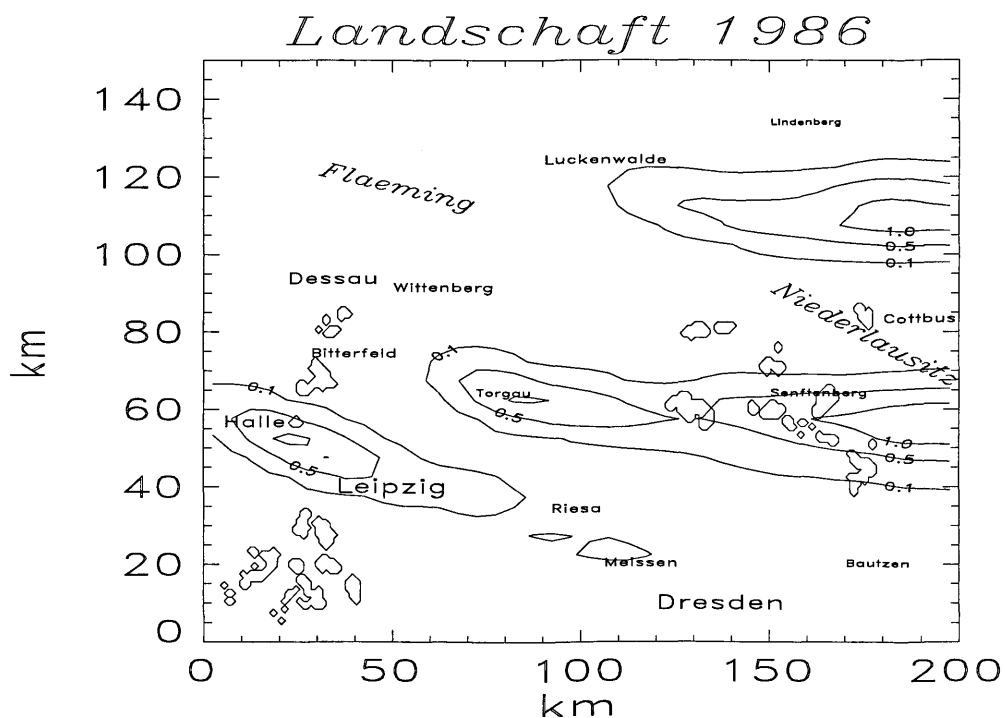


Abb. 2 Wie Abb. 1 aber für die Simulation mit der Landschaft von 1986.

Zahlreiche Sensitivitätsstudien wurden durchgeführt, bei denen in der Landschaft von 1986 entweder ein Landnutzungstyp ersetzt oder mehrere Landnutzungstypen durch nur einen Landnutzungstyp ersetzt wurden, um die Wechselwirkungen der Prozeßkette *Evapotranspiration-Wolken-Niederschlag* systematisch zu studieren. Während die Urbanisierung das lokale Wetter weniger signifikant beeinflusst, bewirken die Großtagebaue die größten Abweichungen über und im Lee der Landnutzungsänderung gegenüber der Referenzlandschaft von 1986 ohne Tagebaue. Weitere Sensitivitätsstudien, bei denen in der Landschaft von 1986 mehrere Landnutzungstypen durch zwei unterschiedliche Landnutzungstypen (akkumulierte Landnutzungsänderung) ersetzt wurden, zeigen, daß sich die durch die Landnutzungsänderung bewirkten Prozesse sowohl gegenseitig verstärken als auch einander entgegenwirken können. Lokale Landnutzungsänderungen können sich u.U. auch im Fernfeld durch veränderte Advektion von Wasserdampf und Wärme auswirken. Für die Auswirkungen von Landnutzungsänderung sind von Bedeutung:

- die in der Umgebung der Landnutzungsänderungen dominierenden Landnutzungstypen [1],
- die Lage der wesentlichen Muster der Landschaft im Hinblick auf die Richtung des bodennahen Winds [1],
- die Art der Landnutzungsänderung [s. auch 2] sowie
- die Entfernung der verschiedenen Landnutzungsänderungen voneinander.

Literatur

[1] Mölders, N., 1998. In: Raabe, A. et al., Meteor. Arbeiten aus Leipzig III, Wiss. Mitt., 9, 35-54.  
 [2] Mölders, N., U. Strasser, K. Schneider, W. Mauser, A. Raabe, 1997. Contrib. Atmos. Phys. 70: 173-187.

# Numerische Untersuchungen zum Austausch von Impuls, sensibler Wärme und Masse zwischen Atmosphäre und hoher Vegetation

Gerhard Kramm<sup>1</sup>, Ralph Dlugi<sup>2</sup>, Hans Müller<sup>3</sup>, Kyaw Tha Paw U<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Postfach 10 13 10, Leipzig

<sup>2</sup>Kreutweg 18, 82234 Weßling

<sup>3</sup>Dr. Wigger-Straße 1, 82467 Garmisch-Partenkirchen

<sup>4</sup>University of California, Department of Land, Air and Water Resources,  
151 Hoagland Hall, Davis, CA. 95616, U.S.A.

Der mechanische und thermische Zustand der atmosphärischen Grenzschicht (ABL) sowie der thermische und hydrologische Zustand des Erdbodens werden in mannigfacher Weise durch den Austausch von Impuls, sensibler Wärme und Masse (Wasserdampf, CO<sub>2</sub> usw.) zwischen Atmosphäre und hoher Vegetation beeinflusst. Infolge der vom Blattwerk stark geprägten Strahlungsprozesse ändern sich im Vergleich zum unbedeckten Erdboden die Energie- und Wasserbilanzen an der Erdoberfläche drastisch, was sich insbesondere in den Änderungen der Oberflächentemperaturen und -feuchten sowie des Wärmeaustauschs und der Evaporation des Bodenwassers niederschlägt. Außerdem nimmt die Vegetation einen beträchtlichen Teil des Bodenwassers über das Wurzelwerk auf, der via Evapotranspiration der Atmosphäre zugeführt wird. Die Evapotranspiration wiederum wird von der stomatären Leitfähigkeit kontrolliert und limitiert, die ihrerseits von der photosynthetisch aktiven Strahlung (PAR), der Temperatur des Blattwerks, dem Feuchtepotential, dem Wasserdampfdefizit sowie dem CO<sub>2</sub>-Angebot abhängt. Da die Blattflächendichte im allgemeinen mit der Höhe variiert, sind diese Größen höhenabhängig. Infolge der im Vergleich zum unbedeckten Erdboden höheren aerodynamischen Rauigkeit und veränderten Oberflächentemperaturen des Blattwerks und des Erdbodens sowie der veränderten Verdunstung des Bodenwassers durch Evaporation und Evapotranspiration und der sich daraus ergebenden unterschiedlichen Anfeuchtung der Luft beeinflusst die hohe Vegetation den Turbulenzzustand der ABL wesentlich, was sich wiederum auf den Transfer von Impuls, sensibler Wärme und Masse auswirkt. Innerhalb des Bestands wird ein großer Teil des Impulses in Form von Druckkräften auf die Vegetation übertragen, so daß der Impulsfluß im Bestand stark mit der Höhe variiert. Die Flüsse von sensibler Wärme und Masse variieren ebenfalls sehr stark mit der Höhe (einschließlich der Richtungsänderung), so daß die häufig verwendeten Fluß-Widerstandsbeziehungen, die auf der Höheninvarianz der Flüsse beruhen, zur Berechnung des Wärme- und Massentransfers im Bestand grundsätzlich nicht zulässig sind. Da im Bestand sowohl 'zero-gradient'- als auch 'counter-gradient'-Transporte zu beobachten sind (*Denmead und Bradley, 1985*), ist die Parametrisierung der turbulenten Flüsse im Sinne einer Schließung erster Ordnung ebenfalls nicht zulässig. Hier kommen nur Turbulenz-Modelle, die auf der Schließung höherer Ordnung (HOC) (*Meyers und Paw U, 1986, 1987*), der 'large eddy simulation (LES)'-Technik (*Shaw und Schumann, 1992*) oder der 'transilient turbulent theory (TTT)' (*Inclán et al., 1996*) beruhen, in Betracht. Für Klimasimulationen mag die Schließung anderthalbfacher Ordnung einen akzeptablen Kompromiß darstellen (siehe *Ziemann, 1998*).

Typische Ergebnisse von numerischen Untersuchungen zum Austausch von Impuls, sensibler Wärme und Masse zwischen Atmosphäre und hoher Vegetation mit stark höhenvariabler Blattflächendichte werden vorgestellt und an Hand von Meßergebnissen bewertet. Das bei diesen Untersuchungen verwendete HOC-Modell ist eine weiterentwickelte Version des HOC-Modells nach *Meyers und Paw U (1986, 1987)*, das um einen Modul zur Simulation des Transfers von Wärme und Wasser im Erdboden nach *Kramm (1987)* erweitert wurde. Einige der Modellergebnisse, die für Laubwald mit unterschiedlichen Blattflächendichten (LAD) und -indizes (LAI) hergeleitet wurden (siehe *Kramm et al., 1998*), sind in den Abbn. 1-3 dargestellt. Diese LAD-Funktionen wurden auch von *Shaw und Schumann (1992)* verwendet. Die Simulationsergebnisse veranschaulichen, daß sich die Vertikalprofile der Mittelwerte (Momente erster Ordnung) von horizontaler Windgeschwindigkeit ( $U$ ) und CO<sub>2</sub>-Konzentration ( $[CO_2]$ ) sowie der 'eddy'-Flüsse (Momente zweiter Ordnung) von Impuls, sensibler Wärme, Wasserdampf und CO<sub>2</sub> als Folge der Änderung der LAD-Funktion und somit des LAI-Wertes von LAI = 2 zu LAI = 5 sehr stark ändern. Die Simulationsergebnisse belegen außerdem, daß weder Fluß-Widerstandsansätze noch Fluß-Gradientbeziehungen zur Berechnung des Wärme- und Massentransfers innerhalb hoher Pflanzenbestände zulässig sind. Weder ist die Bedingung der Höheninvarianz dieser 'eddy'-Flüsse erfüllt, was die in den Abbn. 2 und 3 dargestellten Vertikalprofile der 'eddy'-Flüsse von sensibler Wärme, Wasserdampf und CO<sub>2</sub>, drastisch veranschaulichen, noch kann der positiv-definite Charakter



der zugehörigen 'eddy'-Diffusionskoeffizienten generell garantiert werden; denn wie in Abb. 3 am Beispiel des CO<sub>2</sub> dargestellt, treten im Bestand 'zero-gradient'- und 'counter-gradient'-Transporte in Erscheinung.

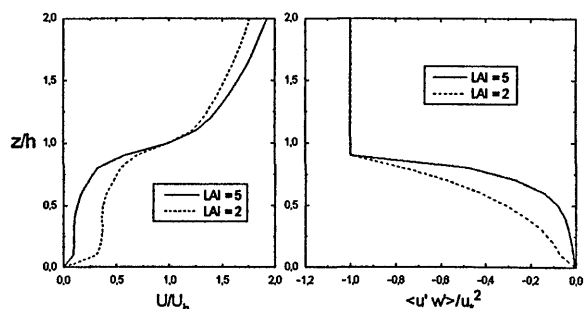


Abb. 1: Berechnetes Vertikalprofil der mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit  $U$ , normiert mit  $U_h = U(z = h)$ , sowie Reynoldsschen Schubspannung,  $\langle u'w' \rangle$ , normiert mit  $u_*^2$  für zwei verschiedene Blattflächenindizes (LAI) (nach Kramm et al., 1998).

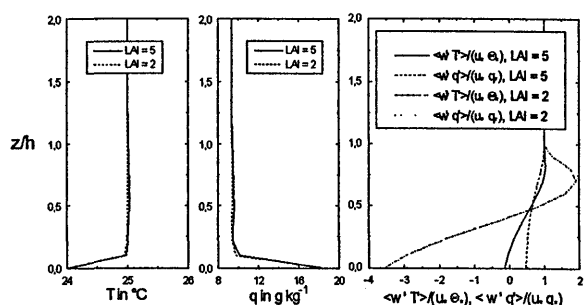


Abb. 2: Berechnete Vertikalprofile der mittleren Temperatur, der mittleren spezifischen Feuchte sowie der normalisierten 'eddy'-Flüsse von sensibler Wärme,  $\langle w'T' \rangle / (u_* \Theta_*)$ , und Wasserdampf,  $\langle w'q' \rangle / (u_* q_*)$ , für zwei verschiedene LAI-Werte (nach Kramm et al., 1998).

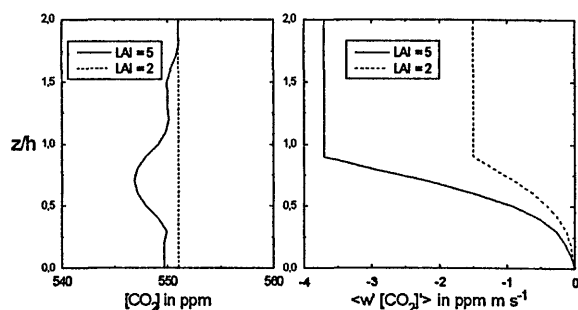


Abb. 3: Berechnete Vertikalprofile der mittleren Konzentration und des 'eddy'-Flusses von CO<sub>2</sub> für zwei verschiedene LAI-Werte (nach Kramm et al., 1998).

Ergebnisse der Momente höherer als zweiter Ordnung können nur mit HOC- und LES-Modellen hergeleitet werden. Solche Ergebnisse werden ebenfalls vorgestellt und an Hand von Meßergebnissen bewertet.

#### Literaturverzeichnis:

- Denmead, O.T., Bradley, E.F., 1985: In: Hutchison, B.A., Hicks, B.B. (eds.), *The Forest-Atmosphere Interaction*. D. Reidel, Dordrecht/ Boston/Lancaster, 421-442.
- Inclán, M.G., Forkel, R., Dlugi, R., Stull, R.B., 1997: *Boundary-Layer Meteorol.* **79**, 315-344.
- Kramm, G., 1987: IABG-Bericht B-TD 9004/01.
- Kramm, G., Meixner, F.X., Dlugi, R., Schröder, P., Paw U, K.T., 1998: *Lecture Notes in Earth Sciences* (submitted).
- Meyers, T., Paw U, K.T., 1986: *Boundary-Layer Meteorol.* **37**, 297-311.
- Meyers, T.P., Paw U, K.T., 1987: *Agric. Forest Meteorol.* **41**, 143-163.
- Shaw, R.H., Schumann, U., 1992: *Boundary-Layer Meteorol.* **61**: 47-64.
- Ziemann, A., 1998: *Meteorol. Z., N.F.* (in press).

# Helizitätsdynamik und Anwendung in der Modellierung

R. Cieszelski

SIM - Sächsisches Institut für Meteorologie

Olbricht Str. 14 a

04157 Leipzig

## Theorie

Eine neue Klasse von TKE-Parameterisierungsschemata wird hergeleitet. Bei ihr werden die Erhaltung der kinetischen Energie und der Helizität berücksichtigt und Energie- und Helizitätsflüsse zwischen mesoskaligem und subskaligem-turbulenten Bereich zugelassen. In der volumengemittelten Navier-Stokes-Gleichung wird die Reynoldstensordivergenz/konvergenz nach Lautenschlager et al.(1988) parameterisiert. Als Turbulenzgleichungen wird eine TKE-Gleichung nach Mellor et al. (1974) verwendet und eine Gleichung für die turbulente Helizität hergeleitet. Das resultierende Gleichungssystem lautet für flache Konvektion:

$$\begin{aligned}
 (1) \quad \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} &= - \underbrace{\nabla \cdot (\vec{V} \otimes \vec{V})}_{(1)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \nabla p^*}_{(2)} + \underbrace{g \frac{\Theta_v^*}{\Theta_{v,0}^0}}_{(3)} - \underbrace{2\vec{\omega}_e \times \vec{V}}_{(4)} - \underbrace{\nu \Delta \vec{V}}_{(5)} - \underbrace{\nabla e}_{(6)} + \underbrace{\alpha \vec{\zeta}}_{(7)} - \underbrace{\beta \nabla \times \vec{\zeta}}_{(8)} + \underbrace{\gamma \Delta \vec{\zeta}}_{(9)}, \\
 (2) \quad \alpha &= l_\alpha \frac{h}{\sqrt{e}}, \quad \beta = l_\beta \sqrt{e}, \quad \gamma = -l_\gamma^3 \frac{h}{\sqrt{e}}, \quad e =: \frac{1}{2}(\vec{v}' \cdot \vec{v}'), \quad h =: \overline{(\vec{v}' \cdot \vec{\zeta}')}, \quad \vec{\zeta}' =: \nabla \times \vec{v}'. \\
 (3) \quad \Delta \pi^* &= \frac{\nabla \cdot}{\Theta_{v,0}} \left[ -\nabla \cdot (\vec{V} \otimes \vec{V}) + g \frac{\Theta_v^*}{\Theta_{v,0}} \vec{k} - \nabla e + \alpha \vec{\zeta} + \beta \Delta \vec{V} + \gamma \Delta \vec{\zeta}' \right], \\
 (4) \quad \frac{\partial \Theta_v}{\partial t} &= - \underbrace{\nabla \cdot (\vec{V} \Theta_v)}_{(1)} - \underbrace{\frac{\nabla \cdot \vec{S}}{\rho_0 c_p}}_{(2)} + \underbrace{k_h \Delta \Theta_v}_{(3)}. \\
 (5) \quad \frac{\partial e}{\partial t} &= - \underbrace{\nabla \cdot (e \vec{V})}_{(1)} - \underbrace{\vec{R} \cdot (\nabla \otimes \vec{V})}_{(2)} + \underbrace{\nabla \cdot [l_1 \sqrt{e} (2 \nabla e + \nabla \cdot \vec{R})]}_{(3)} - \underbrace{\frac{e^{\frac{3}{2}}}{l_3}}_{(4)} + \underbrace{\sigma_e}_{(5)}, \\
 (6) \quad \frac{\partial h}{\partial t} &= - \underbrace{\nabla \cdot (h \vec{V})}_{(1)} - \underbrace{2 \vec{\Sigma}^{as} \cdot (\nabla \otimes \vec{V})}_{(2)} - \underbrace{\vec{R} \cdot (\nabla \otimes \vec{\zeta}')}_{(3)} + \underbrace{\nabla \cdot (e \vec{\zeta}')}_{(4)} + \dots \\
 &\quad + \underbrace{\nabla \cdot [l_2 \sqrt{e} (\nabla h + 2 \nabla \cdot \vec{\Sigma}^{as})]}_{(5)} - \underbrace{\nabla \cdot [c_2 \sqrt{e} (\nabla e - \nabla \cdot \vec{R})]}_{(6)} - \underbrace{\frac{2 \sqrt{e} h}{l_4}}_{(7)} + \underbrace{\sigma_h}_{(8)}, \\
 (7) \quad \vec{R} &= l_0 \sqrt{e} [(\nabla \otimes \vec{V}) + (\nabla \otimes \vec{V})^T] - \frac{2}{3} e \vec{I}, \\
 (8) \quad \vec{\Sigma} &= (\alpha + \gamma \Delta) [(\nabla \otimes \vec{V})^T + (\nabla \otimes (\vec{\omega}_e \times \vec{r}_e))^T] - \beta (\nabla \otimes \vec{\zeta}')^T + \frac{1}{3} h \vec{I}.
 \end{aligned}$$

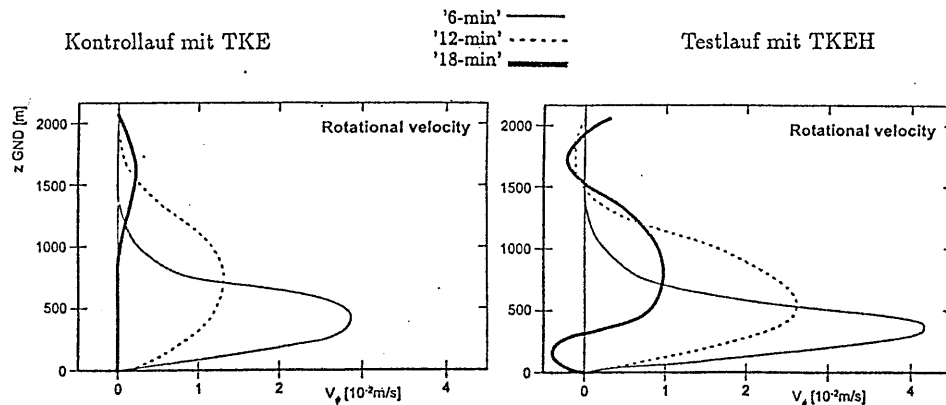
In der Impulsgleichung (1) beschreiben die Terme (6) bis (9) den parameterisierten Impulsaustausch. Term (6) umfaßt die Divergenz/Konvergenz turbulenter kinetischer Energie (e) als Impulsenke/quelle. Terme (7) bis (9) entspringen der Reihenentwicklung der Reynoldstensordivergenz nach dem mittleren Wirbelvektor ( $\vec{\zeta}'$ ) mit den Entwicklungskoeffizienten  $\alpha, \beta$  und  $\gamma$ . Als neue Größe tritt die volumengemittelte turbulente Helizität (h) auf, die letztlich in den

Produkten mit den Feldableitungen der mittleren Vorticity die Impulsflußbeiträge und Richtungen mitbestimmt. Die Poisson-Gleichung (3) dient der Sicherstellung der Divergenzfreiheit im numerischen Modell. Die Gleichung der virtuellen potentiellen Temperatur (4) gilt für Konvektion ohne Wolkenbildung. In der Gleichung für die TKE (5) bedeutet  $\vec{R}$  den Reynoldstensor und  $\otimes$  das Tensorprodukt. In der Gleichung für die turbulente Helizität (6) tritt zusätzlich der antisymmetrische Wirbelflußtensor  $\vec{\Sigma}^{ab}$  auf. In beiden Turbulenzgleichungen bezeichnen  $l_i$  spezifische Längenskalen. Die Parameterisierung der beiden Tensoren (Gleichungen (7 und 8) basiert auf Lautenschlager (1986). Die Terme  $\sigma_{...}$  umfassen die in erster Näherung vernachlässigten Quellterme (Auftriebsarbeit, Arbeit der Druckkräfte und Umlagerungen durch Coriolisdrehmomente). Die Lösungen der Turbulenzgleichungen bestimmen die Flußrichtung und Stärke der parameterisierten Reynoldstensordivergenz Terme (6) bis (9) in Gleichung (1).

### Anwendung

Das Gleichungssystem wurde in Zylinderkoordinaten diskretisiert um dann- angepaßt an die Säulenstruktur der meisten atmosphärischen Wirbel- als Fixpunktmodell eingesetzt zu werden. Als ein Beispiel werden die Simulationsergebnisse eines rotierenden Thermischlauches verglichen. Beim Kontrolllauf wurde die herkömmliche Diffusionsparameterisierung mit der TKE-Gleichung realisiert, wobei kinetische Energie ausschließlich von der mittleren Strömung zum Turbulenzregime fließt und letztlich dissipiert. Beim Testlauf mit der neuen TKEH-Parameterisierung hingegen konnte kinetische Energie im Turbulenzregime gehalten werden bzw. die mittlere Strömung anfachen. Abbildung 1 zeigt dazu drei zeitlich nacheinander aufgezeichnete Vertikalprofile der Rotationströmungskomponente. Man erkennt, daß die neue TKEH Parameterisierung die Rotation länger erhält, wie es von qualitativen Untersuchungen (Lugt 1989) her zu fordern ist. Man kann daraus folgern, daß generell dreidimensionale Strömungsstrukturen stabiler simuliert werden können, wenn sie elastisch mit der hier verwendeten TKEH-Parameterisierung an ihre selbsterzeugten Felder der TKE und der turbulenten Helizität gekoppelt werden.

Abbildung 1.



### Literatur

- Cieszelski, R., 1992: *Turbulenzmodellierung für Strömungen mit Helizität*, GKSS-Forschungszentrum Geesthacht GmbH, externer Bericht GKSS 92/E/12 und Dissertation an der Universität Hamburg.
- Cieszelski, R., 1994: *Diffusion of pollutants by helical vortices with subgrid turbulence*, Computational Mechanics Publication, Air Pollution II, Vol.1, Computer Simulations, edited by J.M.Baldasano et al., 172-182.
- Cieszelski, R., 1998: *Studies on Turbulence Parameterisations for flows with helicity*, submitted to Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics.
- Cieszelski, R., 1998: *A case study of Rayleigh-Bénard Convection with clouds*, accepted at Boundary Layer Meteorology 2.98.
- Heimann, D., 1986: *A Simple Numerical Model of Thermals and Cumulus Convection*, Swiss Aero-Revue 2/86, 26-34.
- Lautenschlager, M., 1986: *Turbulenzparameterisierung in Strömungen mit Helizität*, Dissertation an der Universität Hamburg.
- Lautenschlager, M., Eppel, D., Thacker, W.-C., 1988: *Subgrid-Parameterization in Helical Flows*, Beiträge zur Physik der Atmosphäre 61,2, 87-97.
- Lugt, H. J., 1989: *Vortex Breakdown in Atmospheric Columnar Vortices*, Bulletin of the American Meteorological Society 70, 12, 1526-1537.
- Mellor, G.-L., Yamada, T., 1974: *A Hierachy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers*, Journal of Atmospheric Sciences 31, 1791-2006.
- Lord Rayleigh, John William Strutt, 1916: *On Convective Currents in a Horizontal Layer of Fluid, when the Higher Temperature is on the under Side*, Phil. Mag., Series 6, 32, 529-546. Reprinted in Saltzman, B. (ed.), 1962: *Selected Papers on the Theory of Thermal Convection, with special application to the earth's planetary atmosphere*, Dover Publications, Inc., New York, U.S.A., 3-20.

## Das Nichthydrostatische Modell LM des DWD

J. Steppeler, G. Doms, U. Schättler  
DWD, Offenbach  
Frankfurterstr 135

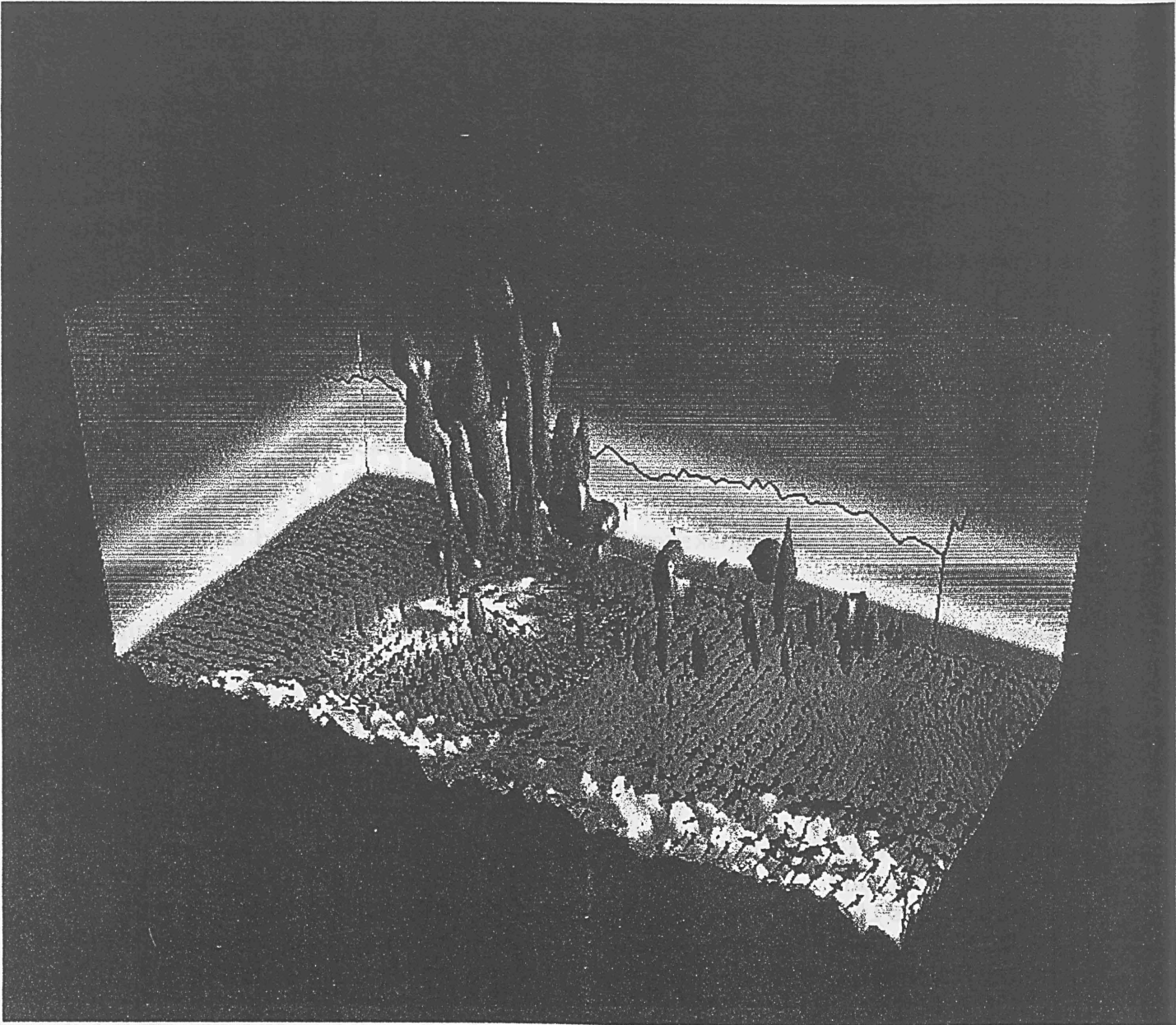
Das Lokal-Modell (LM) des DWD ist ein nichthydrostatisches Modell basierend auf der split-expliziten (Klemp-Wilhelmson) Zeitintegrationsmethode. In der ersten Version des LM werden die physikalischen Prozesse wie im Deutschland-Modell DM parametrisiert. Das LM soll für Zwecke der numerischen Wettervorhersage bis zu einer Skala von 2.5 km im Jahre 2002, im Klimagutachtenmodus und für wissenschaftliche Fragestellungen (z. B. LES) angewendet werden. Das LM erlaubt die Benutzung beliebiger zeitkonstanter vertikaler Koordinaten, wie Gal-Chen, Sigma-Referenz oder als Tabelle eingelesene z-Werte für die Modellflächen. Durch die implizite Behandlung des Schwerewellentems wird erreicht, daß das LM auch für größere Maschenweiten von mehr als 10 km etwa die gleiche numerische Effizienz wie die Eulersche Version des hydrostatischen Modells DM hat.

Folgende Neuentwicklungen sind in Arbeit und werden derzeit getestet:

- Eine explizite Prognose von Wolkeneis
- Eine explizite Behandlung der Niederschlagsphase einschließlich einer Berücksichtigung der horizontalen Verdriftung des Niederschlages
- Die Entwicklung eines kleinskaligen Analyseverfahrens basierend auf der Nudging-Methode
- Eine Parametrisierung der Grenzschichtturbulenz basierend auf einer expliziten Prognose der turbulenten kinetischen Energie
- Ein neues Bodenmodell basierend auf dem agrarmeteorologischen Modell AMBETI
- Ein neues split-explizites Zeitintegrationsverfahren nach Wicker/Doms

Bislang wurden Tests des LM im Vorhersagemodus mit den horizontalen Maschenweiten 2.8 km, 7 km und 14 km durchgeführt. Es ist geplant, Ende 1999 eine operationelle Version des LM mit 7km zu haben, und Ende 2002 soll eine Version mit  $dx = 2.5\text{km}$  operationell werden. Anfangs- und Randdaten sind bei den Experimenten noch aus Vorhersagen des DM interpoliert, obwohl ein eigenes Analysensystem für das LM in Arbeit ist. Die Ergebnisse der Experimente werden diskutiert, vor allem in Hinblick auf eine mögliche explizite operationelle Vorhersage von frontaler Zirkulation und Konvektion.

Figur 1 zeigt eine Vorhersage vom 21.7.1992 00 nach 19h mit der Maschenweite  $dx = 2.8\text{km}$  für ein Gebiet in der Nähe von Karlsruhe. Das LM erzeugt mehrere Konvektionszellen in diesem gut dokumentierten konvektiven Fall. Details der Positionierung und des Zeitablaufes können in diesem Modellauf, dessen Anfangswerte aus Deutschland-Modelldaten interpoliert worden sind, nicht erfaßt werden. Dennoch erschienen die Zellen realistisch.



Figur 1: Vorhersage vom 21.7.1992 + 19hfür ein Modellgebiet in der Nähe von Karlsruhe. Wolkenwasser, Oberflächentemperaturen und Winde werden gezeigt.

## Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis im Bereich mittelgroßer Polynjas

Gerit Birnbaum

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven

Selbst im Winter sind die Polarmeere nicht vollkommen mit Eis bedeckt. Immer wieder treten langgezogene Rinnen oder größere, nahezu eisfreie Flächen, sog. Polynjas, im Packeis auf. Diese bilden sich z.B. bei starken Stürmen über den Polarmeeren oder in der Nähe von Küsten, wo ablandige Winde das Meereis auf den Ozean hinaus treiben. Wie sich offene Wasserflächen, das Meereis und die Atmosphäre in Polarregionen gegenseitig beeinflussen, läßt sich sehr gut mit gekoppelten Modellen untersuchen.

Am Alfred-Wegener-Institut wurde das in Zusammenarbeit mit der Universität Hamburg entwickelte nicht-hydrostatische Atmosphärenmodell METRAS [Schlünzen et al., 1996] mit einem mesoskaligen, dynamisch-thermodynamischen Meereismodell gekoppelt [Birnbaum, 1998]. Dieses Modellsystem wurde hauptsächlich für Regionen konzipiert, in denen die Variabilität der Meereisbedeckung auf dem Ozean räumlich und zeitlich sehr hoch ist. Insbesondere betrachtet es Prozesse relativ detailliert, die in nur teilweise mit Meereis bedeckten Gebieten eine große Rolle spielen. Zu diesen gehören neben den Polynjas vor allem die Übergangsbereiche zwischen dem offenen Ozean und der Packeisregion, welche als Eisrandzonen bezeichnet werden.

Sowohl in den Eisrandzonen als auch in den Polynjas sind die einzelnen Eisschollen meist von offenen Wasserflächen umgeben. Somit übt die atmosphärische Strömung nicht nur eine Reibungskraft auf die Schollenoberflächen, sondern auch eine Druckkraft auf die Schollenseitenflächen aus. Der Gesamtwiderstand des Meereises ist also die Summe des Oberflächen- und des Formwiderstands. Letzterer wird in vielen Atmosphären- und Meereismodellen vernachlässigt. Wie Abb. 1 zeigt, wird unter dieser Annahme der Impulsaustausch an der meereisbedeckten Ozeanoberfläche insbesondere bei Eiskonzentrationen um 50% erheblich unterschätzt. Im Atmosphärenmodell METRAS werden die bodennahen turbulenten Flüsse mit Hilfe eines Flußmittelungsverfahrens bestimmt, welches um die Berechnung des Formwiderstands des Meereises erweitert wurde. Dazu wurde ein Ansatz von Hanssen-Bauer und Gjessing [1988] so verallgemeinert, daß auch nichtneutrale thermische Schichtungen in der Bodenschicht bei der Berechnung des Formwiderstands berücksichtigt werden können. Erst bei Anwendung dieses erweiterten Flußmittelungsverfahrens stehen die berechneten Impulstransporte über den inhomogenen Meereis-Wasser-Oberflächen in guter Übereinstimmung mit Feldmessungen.

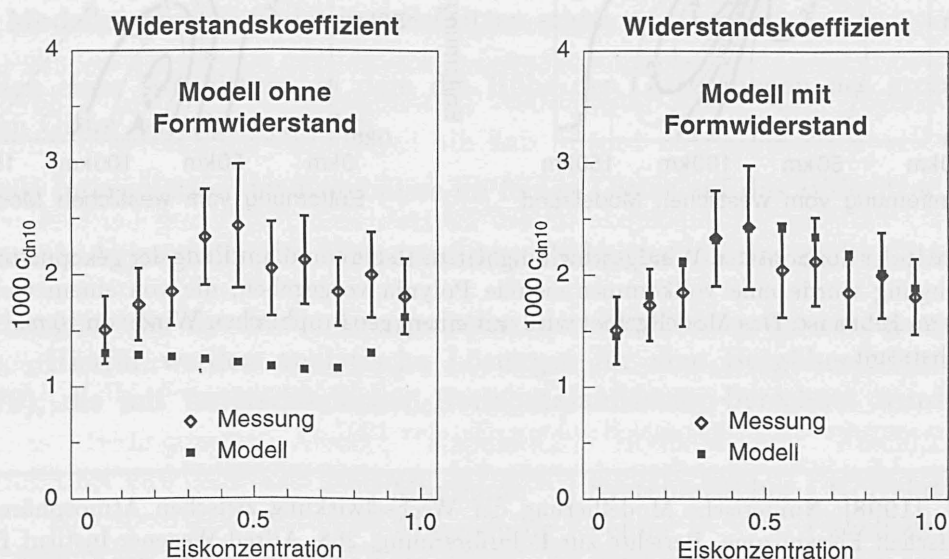


Abbildung 1: Aus Messungen und diagnostisch aus Modellergebnissen abgeleitete mittlere Widerstandskoeffizienten  $c_{dn10}$  für Meereis-Wasser-Oberflächen in Abhängigkeit von der Eiskonzentration. Die Widerstandskoeffizienten sind auf neutrale thermische Schichtung und 10 m Höhe bezogen. Die Modellrechnungen wurden sowohl ohne als auch mit Berücksichtigung des Formwiderstands des Meereises durchgeführt.

Polynjas, deren horizontale Erstreckung von wenigen Kilometern bis zu einigen Hundert Kilometern reichen kann, gehören zu den Gebieten, in denen die Wärmeabgabe des meereisbedeckten Ozeans an die Atmosphäre besonders groß ist. Im Winter kann die über eine Polynja strömende Luft zwischen  $-30^{\circ}\text{C}$  und  $-40^{\circ}\text{C}$  kalt sein, die Temperatur der Wasseroberfläche liegt jedoch bei ca.  $-1.8^{\circ}\text{C}$ . Bei solch großen Temperaturunterschieden treten extrem große Wärme- und Impulstransporte über der Polynja auf. Modellrechnungen für eine mittelgroße Polynja mit einem Durchmesser von 60 km zeigen, daß aufgrund der sehr hohen Wärmeabgabe des Ozeans die Strömungsverhältnisse über und im Lee der Polynja stark beeinflusst werden. Wie Abb. 2 (Anfangszustand) entnommen werden kann, entwickelt sich ein räumlich inhomogenes Windfeld. Dieses ist durch eine Zunahme der Windgeschwindigkeit über der Polynja und eine starke Reduktion der bodennahen Windgeschwindigkeit im Lee der Polynja charakterisiert. Aufgrund der unterschiedlichen bodennahen Windgeschwindigkeiten bildet sich ein räumlich inhomogenes Driftgeschwindigkeitsfeld des Meereises in der Umgebung der Polynja aus. Es kommt zu einer Verlagerung der Polynja. Gleichzeitig wird ihre horizontale Ausdehnung kleiner. Wie Abb. 2 (nach 3 Tagen Simulation) zeigt, schwächt sich dadurch ihr Einfluß auf die atmosphärische Strömung ab, und das Windfeld homogenisiert sich allmählich. Einen ähnlichen Effekt auf das Windfeld hat auch das Zufrieren einer Polynja. Wird die Polynja nicht durch einen Wärmefluß aus dem Ozean offen gehalten, dann führt die Abkühlung der Ozeanoberfläche durch atmosphärischen Wärmeentzug zu einer erheblichen Neueisbildung. In einem zweiten Modellexperiment bildete sich innerhalb von 3 Tagen eine über weite Teile der Polynja 5 cm bis 30 cm dicke Eisdecke. Diese dünne Neueisschicht reduziert den Wärmetransfer vom Ozean in die Atmosphäre in solch hohem Maße, daß die bodennahe Windgeschwindigkeit im Lee der Polynja bedeutend anwächst.

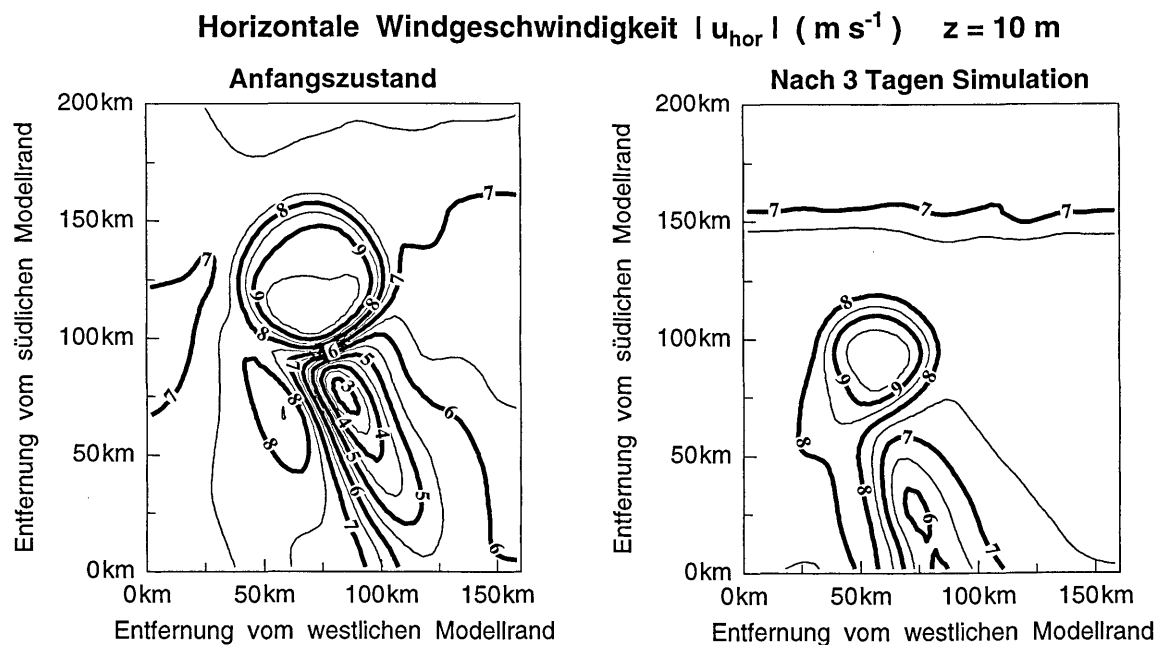


Abbildung 2: Betrag der horizontalen Windgeschwindigkeit zu Beginn und am Ende der gekoppelten Simulation. Als Anfangsbedingung wurde eine vollkommen eisfreie Polynja vorgegeben, die von einem Gebiet mit 80% Eiskonzentration umgeben ist. Das Modellgebiet wird mit einem geostrophischen Wind von  $10 \text{ ms}^{-1}$  von Norden nach Süden durchströmt.

## Literatur

- Birnbaum, G. [1998]:** Numerische Modellierung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Meereis in der arktischen Eisrandzone. Berichte zur Polarforschung, 268, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 161 S.
- Hanssen-Bauer, I. und Y.T. Gjessing [1988]:** Observations and model calculations of aerodynamic drag on sea ice in the Fram Strait. Tellus, 40A, 151-161.
- Schlünzen, K.H., K. Bigalke, C.-J. Lenz, C. Lüpkes, U. Niemeier und K. v. Salzen [1996]:** Concept and realization of the mesoscale transport and fluid model 'METRAS'. Technischer Bericht METRAS Tech. Rep. 5, Meteorologisches Institut, Universität Hamburg, 131 S.

# Die Zuverlässigkeit von Ergebnissen hochauflösender, nichthydrostatischer Regionalmodelle

Silke Dierer, K. Heinke Schlünzen

Meteorologisches Institut, Zentrum für Meeres- und Klimaforschung  
Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg  
e-mail: dierer@dkrz.de, schlunzen@dkrz.de

## Einleitung

Die Ergebnisse numerischer Modelle sind von der im Modell verwendeten horizontalen Auflösung abhängig. Daher sollte die Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber der Horizontalauflösung untersucht werden, wenn Simulationen in einem Modellgebiet stattfinden, in dem das Modell bisher nicht angewendet wurde (Schlünzen, 1997). Eine geänderte Auflösung kann zu Änderungen von horizontalen Gradienten meteorologischer Größen, der Landnutzung oder der Orographie führen. Hierdurch kann es zu einer veränderten Entwicklung atmosphärischer Phänomene kommen. Damit die Modellergebnisse als zuverlässig betrachtet werden können, sollten die Modellergebnisse mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung einander ähnlich sein. Ein Vergleich von Modellergebnissen mit unterschiedlicher Auflösung kann mit Hilfe des im folgenden vorgestellten Aggregationsschemas stattfinden. Die Anwendung des Aggregationsschemas wird anhand von Testrechnungen mit dem mesoskaligen Transport- und Strömungsmodell METRAS (Schlünzen et al., 1996) vorgestellt.

## Aggregationsschema

Eine geänderte Horizontalauflösung kann zu einem veränderten Verlauf der Orographie im Modell führen. Somit kann sich die Höhe der Gitterebenen unterscheiden, selbst wenn in den Modellrechnungen die gleiche vertikale Auflösung verwendet wurde. Diese mögliche Änderung wird in dem hier vorgestellten Aggregationsschema berücksichtigt. Die Aggregation der höher aufgelösten Modellergebnisse findet in 3 Schritten statt:

- Erstellen eines Hilfsgitters, in dem die Höhe der Gitterebenen des groben Gitters im feineren Gitter berechnet werden.
- Vertikale Interpolation der Ergebnisse im feinen Gitter auf das Hilfsgitter
- Horizontale Aggregation der Werte auf dem Hilfsgitter auf das grobe Gitter

Die Abweichungen, die durch die Interpolation der Ergebnisse verursacht werden, werden abgeschätzt. Hierfür werden analytische Lösungen für eine Bergüberströmung (Lilly und Klemp, 1979), die mit unterschiedlicher Horizontalauflösung berechnet wurden, verglichen

	Maximale Abweichung	Systematischer Fehler	Korrelationskoeffizient
Ost-West-Windkomponente	0.24 m/s	$2,6 * 10^{-3}$ m/s	1.00
Vertikale Windkomponente	0.04 m/s	$2,2 * 10^{-4}$ m/s	1.00
Temperatur	0.1 K	$5,3 * 10^{-4}$ K	1.00

Tabelle 1: *Durch die Interpolation verursachte Abweichungen*



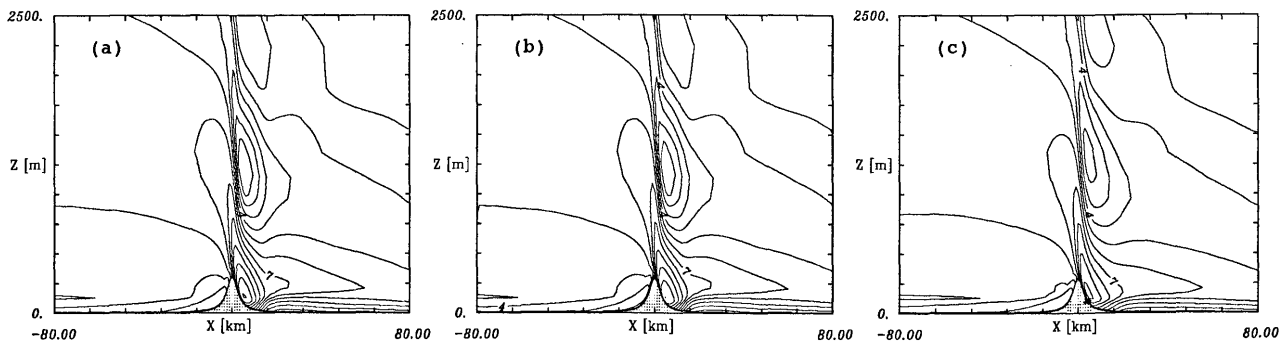


Abbildung 1: *u-Komponente des Windes in den Ergebnissen auf dem feinen Gitter (a), als aggregierte Werte (b) und in den Ergebnissen auf dem groben Gitter (c), Bergüberströmung bei stabiler Schichtung, Anströmgeschwindigkeit 5 m/s. Isolinien von -5 m/s bis 14 m/s, Isolinienabstand 1 m/s*

(Tabelle 1). In den Modellergebnissen dreidimensionaler Modelle können die Unterschiede, die sich durch die unterschiedliche Auflösung ergeben, durch nichtlineare Effekte anwachsen. Um die Ähnlichkeit der Modellergebnisse zu sichern, sollte die systematische Abweichung das 100-fache des aus dem Vergleich der analytischen Lösungen abgeleiteten Wertes nicht überschreiten und der Korrelationskoeffizient nicht unter 0.9 sinken.

## Ergebnisse

Die Ergebnisse des Modells METRAS, mit dem Simulationen entsprechend der analytischen Lösung für die Bergüberströmung durchgeführt wurden, zeigen eine hohe Ähnlichkeit zwischen den Ergebnissen auf dem feinen Gitter (1 km Gitterweite), als aggregierte Werte und auf dem groben Gitter (Abbildung 2). Die systematische Abweichung zwischen aggregierten Werten und der Lösung auf dem groben Gitter liegt für die Ost-West-Windkomponente, den Vertikalwind und die Temperatur jeweils eine Größenordnung unter der vorgegebenen maximalen Abweichung. Der Korrelationskoeffizient ist jeweils größer als 0.98 (Dierer, 1997), so daß das grobe Gitter als der Modellanwendung angemessen betrachtet werden kann. Es wurden weitere, hier nicht dargestellte Testrechnungen mit dem Modell METRAS durchgeführt. Die Testrechnungen zeigen, daß die Ergebnisse mit unterschiedlicher Horizontalauflösung bei neutraler und stabiler Schichtung auch bei unterschiedlicher Topographie gut übereinstimmen, während Unterschiede in der horizontalen Auflösung bei labiler Schichtung (z.B. Seewindzirkulation) zu deutlichen Abweichungen führen können.

## Literatur

- Dierer, S. (1997): Evaluierung des mesoskaligen Transport- und Strömungsmodells METRAS. Diplomarbeit, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Hamburg, Oktober 1997.
- Lilly, D.K.; Klemp, J.B. (1979): The effects of terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves. *J. Fluid Mech.*, 95, pp. 241 - 262.
- Schlünzen, K.H. (1997): On the validation of high-resolution atmospheric mesoscale models. *J. Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, in print, pp. 16.
- Schlünzen, K.H.; Bigalke, K.; Lenz, C.-J.; Lüpkes, C.; Niemeier, U.; von Salzen, K. (1996): Concept and Realization of the Mesoscale Transport and Fluid Model 'METRAS'. METRAS Technical Report, 5, Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Dezember 1995.

# Sensitivitätsstudien für das Bowen-ratio

K. Friedrich, N. Mölders und G. Tetzlaff

Institut für Meteorologie

Universität Leipzig

04109 Leipzig

Das Bowen-ratio,  $\beta$ , ist das Verhältnis von sensiblem (H) und latentem Wärmefluß (LE). Der sensible Wärmefluß heizt lokal die Luft über dem Erdboden auf und trägt somit zur Ausbildung einer planetaren Grenzschicht bei. Der latente Wärmefluß transportiert den freigesetzten Wasserdampf in die freie Atmosphäre. Der Wasserdampf wird mit dem Wind stromabwärts transportiert, kondensiert in räumlichen und zeitlichen Abstand vom Ort der Wasserdampffreisetzung zu unterschiedlichen Wolkenformen und kann Niederschlag bilden. Ist die Strahlungsbilanz bekannt und für den Bodenwärmestrom ein Wert ermittelbar, ist mit Kenntnis des Bowen-ratios der komplette 1D-Oberflächenwärmehaushalt bekannt. Berechnet wird das Bowen-ratio wie folgt:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{K_H C_P \frac{dT}{dz}}{K_Q L \frac{dq}{dz}} \approx \frac{C_P \frac{dT}{dz}}{L \frac{dq}{dz}} = \frac{C_P (T_1 - T_2)}{L(q_1 - q_2)} \quad [1]$$

Bei der Berechnung des fühlbaren Wärmeflusses (H) ist T die Temperatur in der Höhe z,  $C_P$  die Wärmekapazität bei konstantem Druck und  $K_H$  der turbulente Diffusionskoeffizient für Wärme, der von der horizontalen Windgeschwindigkeit, der aerodynamischen Rauigkeitslänge der Oberfläche, der Meßhöhe und der Stabilität bzw. Instabilität der Atmosphäre abhängt. Der latente Wärmefluß (LE) setzt sich zusammen aus der latenten Kondensationswärme L, der relativen Feuchte q (kg/kg) sowie dem turbulenten Diffusionskoeffizienten für Wasserdampf  $K_Q$ , der analog zu  $K_H$  von den gleichen physikalischen Eigenschaften der Atmosphäre abhängt. Wenn die untere Schicht der Atmosphäre sich in einem stabilen oder neutralen Gleichgewicht befindet, wird angenommen, daß die turbulenten Diffusionskoeffizienten von Wärme und Feuchte gleich sind. Daraus ergibt sich die Vereinfachung der Gleichung [1].

Meist taucht das Bowen-ratio als klimatischer Wert auf, um das Verhältnis von Verdunstungs- und Wärmeflüssen in dem jeweiligen Gebiet abschätzen zu können. In dieser Studie wird nun die Sensitivität verschiedener Parameter, die direkt von sensiblem und latentem Wärmefluß abhängen (wie Lufttemperatur und spezifische Feuchte) und indirekten Größen, die auf den Wärme- und Feuchtefluß wirken (wie Bodentemperatur, Albedo, Bodenfeuchte, Kapillarität des Bodens, Temperaturdiffusion und Wärmekapazität des Bodens) untersucht. Dabei wurden bei konstanten atmosphärischen Bedingungen Albedo, Kapillarität, Bodenfeuchte, Rauigkeitslänge und Wärmekapazität über ihre natürliche Schwankungsbreite variiert (Tab. 1). Anschließend führten wir bei veränderten atmosphärischen Bedingungen (im speziellen Bodentemperatur, spezifische Feuchte und Lufttemperatur) die gleichen Sensitivitätsstudien für Albedo, Bodenfeuchte, Rauigkeitslänge, Kapillarität und Wärmekapazität durch.

Dabei wurde das Bodenmodul der Leipziger Version des nicht-hydrostatischen mesoskalischen Modells GESIMA (Geestachter Simulationsmodell der Atmosphäre, KAPITZA, EPPEL 1992) ausgekoppelt. Der oberflächennahe Wärme- und Wasserdampffluß wird in dimensionslosen

ausgekoppelt. Der oberflächennahe Wärme- und Wasserdampffluß wird in dimensionslosen Diffusionskoeffizienten ausgedrückt, die parametrisch bestimmt werden. Für die Berechnung der Bodenfeuchte wird eine sogenannte 'force restore' Methode verwendet. Die Bodentemperatur und der Bodenwärmefluß werden mit einer Diffusionsgleichung bestimmt. Die Simulationen wurden für einen Frühsommertag mit einer Nettostrahlung von 770 W/m<sup>2</sup>, einer Lufttemperatur von 22 °C und einem geostrophischen Wind von 4 m/s aus West durchgeführt.

Wie in Abbildung 1 zu sehen ist, korreliert die Abhängigkeit der Variablen z.B. stark mit dem vorgegebenen Bodenprofil. So nimmt mit sinkender Bodentemperatur die Anzahl der abhängigen Variablen ab. Die Albedo und die Wärmekapazität des Bodens zeigen sogar eine lineare Abhängigkeit. Dabei nehmen Albedo, Bodenfeuchte, Wärmekapazität und Kapillarität mit steigender Bodentemperatur ab und Temperaturdiffusion mit steigender Bodentemperatur zu.

Parameter	Schwankungsbreite	Schrittweite
Albedo	0.15 - 0.4	Δ0.01
Bodenfeuchte [m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup> ]	0.01 - 1.0	Δ0.01
Kapillarität [kg/(m <sup>3</sup> *s)]	0.01 - 0.09	Δ0.01
Temperaturdiffusion [*10 <sup>-6</sup> m <sup>2</sup> /s]	0.10 - 1.0	Δ0.05
Wärmekapazität [*10 <sup>6</sup> J/(K*m <sup>3</sup> )]	1.0 - 5.0	Δ0.1

Tab. 1: Schwankungsbreite der veränderten Parameter dargestellt in Abb. 1.

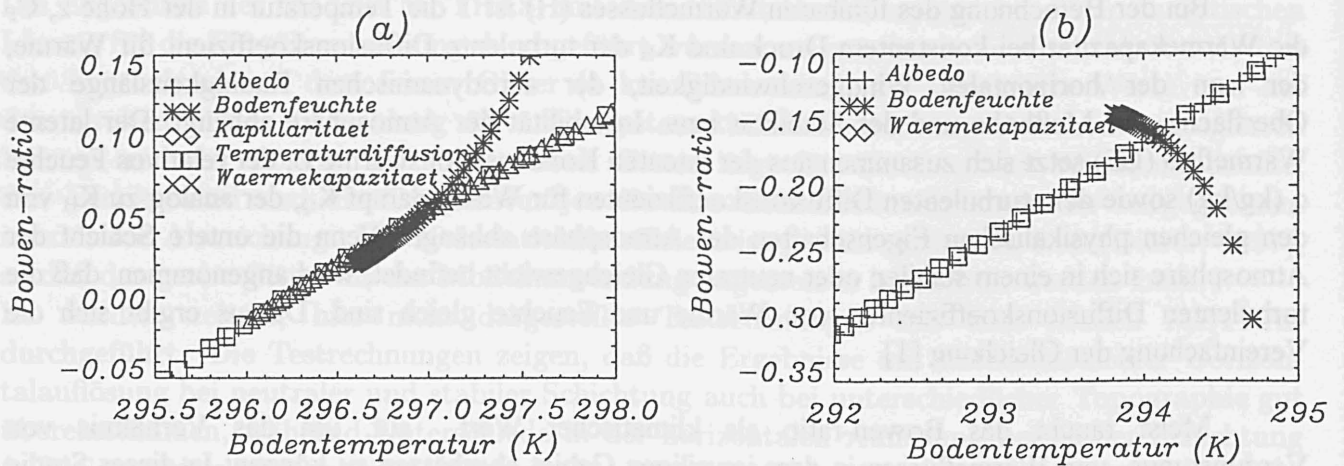


Abb. 1: Abhängigkeit des Bowen-ratios von der Bodentemperatur der oberen Schicht bei verändertem Albedo, Bodenfeuchte, Temperaturdiffusion, Wärmekapazität und Kapillarität des Bodens (Tab. 1). Dabei wurde das Bodenmodul mit unterschiedlichen Bodenprofilen initialisiert (a) T(z=0m)=292.9K, T(z=0.03m)=292.5K, T(z=0.08m)=291.5K, T(z=0.30m)=290.5K, T(z=1.0m)=289.9K (b) T(z=0m)=288.9K, T(z=0.03m)=288.4K, T(z=0.08m)=287.5K, T(z=0.30m)=286.5K, T(z=1.0m)=285.8K

## Literatur

Kapitza, H. und D.P. Eppel, 1995: The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA. Part II: Parameterizations and Applications. *Beitr. Phys. Atmosph.* **68**, 15-41

# Hong Kong: Komplexe Verhältnisse in Südostasien

## Schritte zur mesoskaligen Transportmodellierung in einer subtropischen Region

Ulrike Niemeier

Institut of Environmental Studies and Sustainable Development  
University of Science and Technology, Clear Water Bay, Hong Kong

### Einleitung

Hong Kong, am Südostufer des Perldeltas gelegen, gehört zu einer Region mit dem höchsten Wirtschaftswachstum der Welt. Damit verbunden ist eine hohe Bevölkerungsdichte und viel Industrie, was hohe Emissionen und Luftverschmutzung mitbringt. Am Perl Delta liegen neben Hong Kong mit seinen 6.5 Millionen Einwohnern noch weitere große Städte wie Guangzhou (Kanton), Shenzhen oder Macao. Anders als der nördliche Teil des Deltas, eine sehr fruchtbare Ebene, ist die Topographie Hong Kongs sehr komplex, was sicher neben der kulturellen Vielfalt mit einer Mischung aus westlicher und östlicher Kultur auch zur touristischen Aktraktivität der Stadt beiträgt. Von den etwa 1000 m<sup>2</sup> des Territoriums sind nur gut 25% bewohnt, da 75% mit steilen, bis zu 1000 m hohen Bergen bedeckt ist. Diese Topographie, ergänzt durch die Lage am Meer, tiefe Buchten und subtropisch bis tropisches Klima macht Hong Kong auch aus meteorologischer Sicht interessant, denn es bilden sich umfangreiche Land-Seewindsysteme aus, die zu komplexen Strömungsmustern führen.

### Ergebnisse

Mit dem mesoskaligen, nichthydrostatischen Transport- und Strömungsmodell METRAS (Schlünzen et al, 1996) und dem darin integrierten photochemischen Reaktionssystem CHEMSAN (Renner et al. (1993), Niemeier (1997)) wurden Simulationen der Wind- und Strömungsfelder um Hong Kong durchgeführt. Das Modellgebiet ist in Abbildung 1 markiert, die Gitterweite betrug 1.5 km. Simuliert wurde der 18. November 1994, ein klarer Herbsttag mit Temperaturen um 25 ° C, Luftfeuchtigkeit um 70% und einer Wassertemperatur von 24.5 ° C.

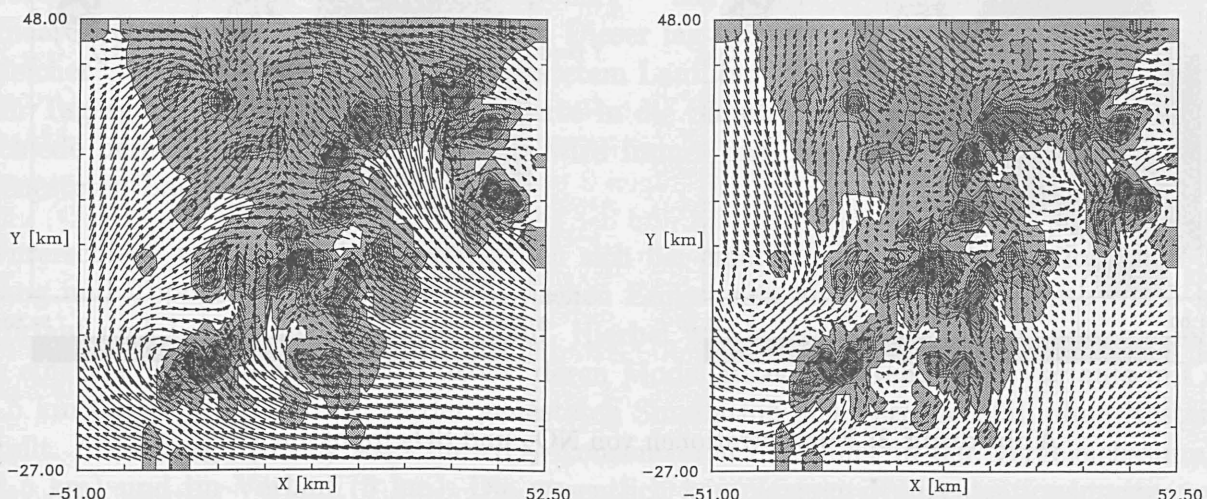
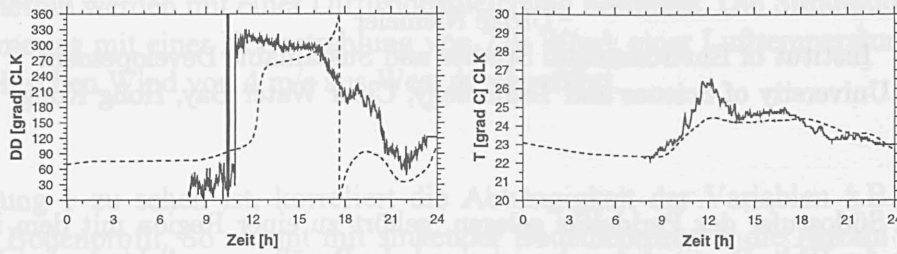


Abbildung 1: Windfelder um Hong Kong um 15h und 21h in 10 m über Grund

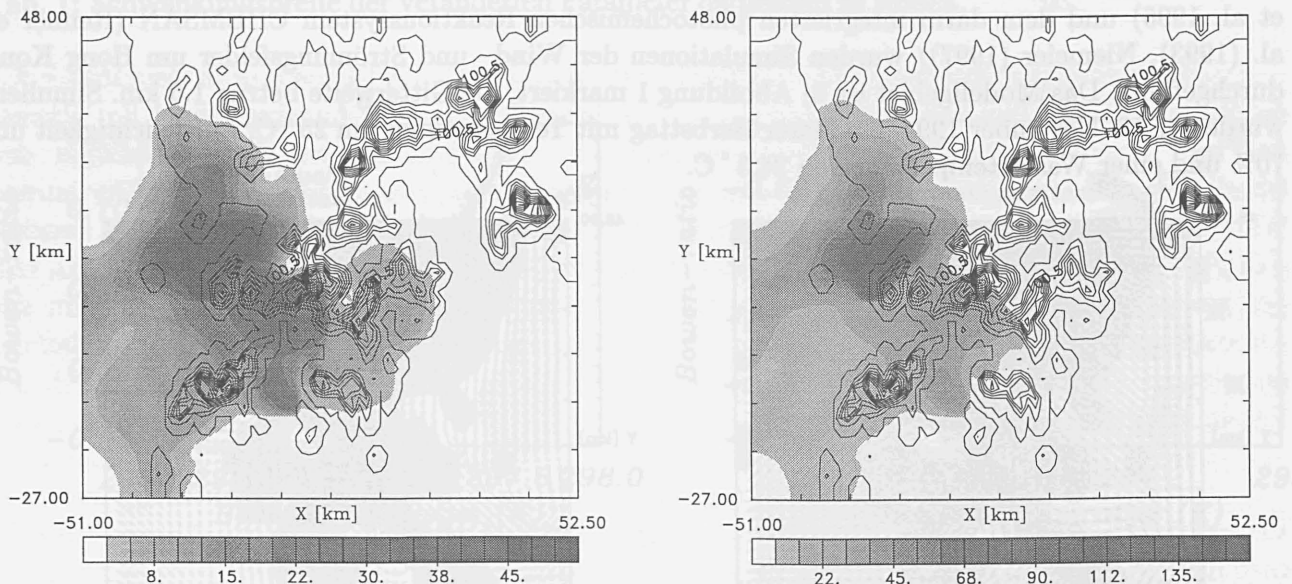
Abbildung 1 zeigt das Windfeld um 15h und 21h in Bodennähe. Durch die wärmere Landfläche bilden sich tagsüber in jeder Bucht eigene Seewindsysteme, die zudem durch Bergeffekte verstärkt werden. So entsteht z.B. in Lee der Insel Lantau (im Südwesten des Modellgebietes) eine Rückströmung, wodurch sich über der Insel kräftige Aufwinde ausbilden. Um 21h haben sich dagegen die Windsysteme umgestellt, es dominieren Bergwinde, verstärkt durch Landwind. Die Windrichtung dreht daher vielfach bis zu 180°, so daß der Wind nicht mehr in die Bucht hinein, sondern hinaus strömt. Ein Vergleich mit Messungen zeigt, daß diese Windsysteme durchaus realistisch sind (Abb. 2, Meßpunkt am neu-

en Flughafen nördlich von Lantau). Auch andere Meßpunkte zeigen gute Übereinstimmung mit dem Modellergebnissen.



**Abbildung 2:** Meßergebnisse (—) und Modellergebnisse (- -) der Windrichtung (links) und Temperatur (rechts) im Norden der Insel Lantau.

Abbildung 3 zeigt die  $\text{NO}_2$  und  $\text{SO}_2$  Konzentration um 15h. Die ergebnisse sind durch die Emissionen aus zwei größten Kraftwerken bestimmt, eines im Westen Hong Kongs, den Schiffs- und Straßenverkehr. Da nur Emissionen für Hong Kong vorliegen, ist der Einfluß der Emissionen Shenzhens, gleich hinter der Grenze gelegen, nicht simuliert worden. Insgesamt sind die  $\text{NO}_x$  Konzentrationen hoch, da die Zusammensetzung der Emissionen durch den hohen Anteil des Schiffsverkehrs, mit geringen VOC Emissionen aber hohen  $\text{NO}$  und  $\text{SO}_2$  Emissionen, gegenüber Europa unterscheidet und eines der Kraftwerke zu den größten der Welt zählt.



**Abbildung 3:** Konzentrationen von  $\text{NO}_2$  und  $\text{SO}_2$  [ppb] um 15h

### Literatur

- Niemeier, U. (1997) Modellierung chemischer Umsetzungen in einem hochauflösenden mesoskaligen Modell — Bestimmung realitätsnaher Randwerte, Dissertation, Universität Hamburg, *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung* 28, Reihe A, pp 161.
- Renner, E. and Rolle, W. and Helmig, D. (1993) Comparison of computed and measured photooxidant concentrations at a forest site, *Chemosphere* 27, 881-898.
- Schlünzen K. H., Bigalke, K., Lüpkes C., Niemeier, U. and Salzen, K.v. (1996) Concept and Realization of the Mesoscale Transport- and Fluid-Model 'METRAS', Meteorological Institute, University of Hamburg, *METRAS Tech. Rep.* 5, pp.150.

# Seitliche Randbedingungen für Spurenstoffe: Einflüsse des Nestens auf berechnete Konzentrationen

U. Niemeier

Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg

## Einleitung

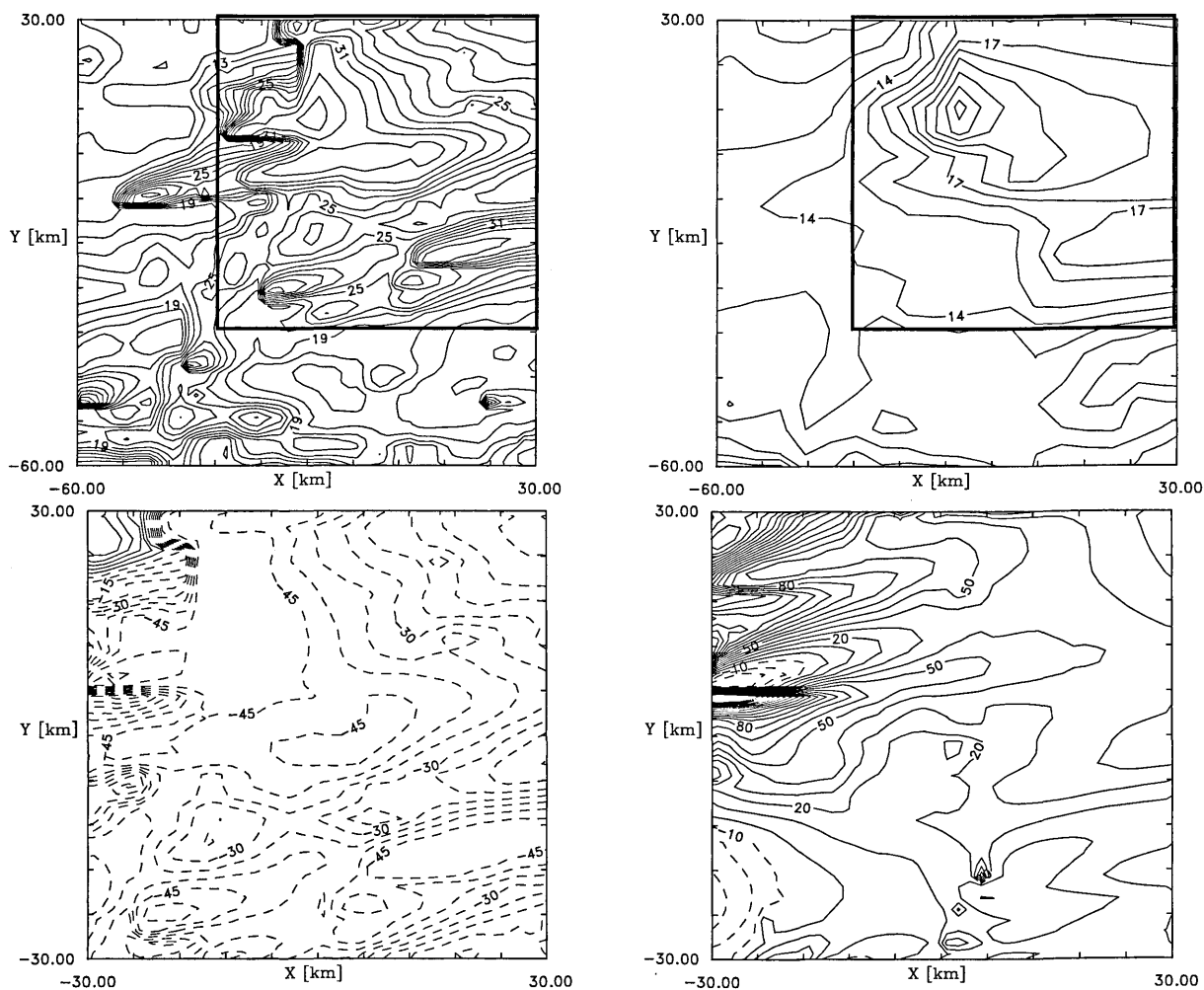
Bei hochauflösenden Mesoskala- $\gamma$  und Mesoskala- $\beta$  Modellen, deren Modellgebiet nur einen kleinen Ausschnitt Europas überdeckt, entstehen Probleme bei der Erfassung des Transportes von Spurenstoffen über die Ränder des Modellgebietes. Die Konzentrationen im Gebietsinneren werden nicht nur von den lokalen Emissionen beeinflusst, sondern auch von denen in Luv des Modellgebietes, da dort emittierte Stoffe über die Modellränder in das Modellgebiet transportiert werden. Dadurch kommt den seitlichen Randbedingungen der Spurenstoffe am Einströmrand eine besondere Bedeutung zu. Eine mögliche Randbedingung für Spurenstoffe ist das Nesten, indem am Einströmrand regelmäßig neue Werte vorgegeben werden. In einem Vergleich verschiedener Randbedingungen ergab Nesten die realitätsnahesten Ergebnisse (Niemeier, 1997), dennoch haben auch hier die Randwerte Einfluß auf die berechneten Konzentrationen. Die Studie wurden mit dem mesoskaligen nichthydrostatischen Transport- und Strömungsmodell METRAS durchgeführt (Schlünzen et al, 1996), in welches das photochemische Reaktionssystem CHEMSAN integriert ist (Renner et al., 1993).

## Ergebnisse

Untersucht wurde der Einfluß der räumlichen und zeitlichen Auflösung der Randwerte, sowie der Meteorologie durch z.B. andere Windfelder in der genesteten Simulation. Die zeitliche Auflösung, also wie häufig aktuelle Randwerte vom vorhergehenden Vorlauf neu vorgegeben werden — dazwischen wird linear interpoliert — hat besonders tagsüber, wenn schnelle nicht-lineare Prozesse ablaufen, einen Einfluß. Dieser lag in einer sehr idealisierten Simulation mit gleicher Gitterweite in Vorlauf und genestetem Lauf, bei 2%. Wird zusätzlich Topographie und ein Tagesgang der meteorologischen Werte in die Simulation einbezogen, so lagen die Unterschiede bereits bei bis zu 70%. Hierbei wird immer das Ergebnis des Vorlaufes mit dem des genesteten Laufes verglichen.

Unterschiede von mehr als 100% ergaben sich bei einer idealisierten Simulation ohne Tagesgang und Topographie aber mit realistischen Emissionen und einer Gitterweite von 5 km im Vorlauf und 1.5 km im genesteten Lauf. Hierbei wurde der Einfluß der Randwerte mit Hilfe einer Vergleichssimulation ermittelt, deren Modellgitter das Gebiet des Vorlaufes mit einem 1.5 km Gitter abdeckt, also zu der genesteten Simulation den Vergleichsfall ohne Nesten darstellt. Abbildung 1(oben) zeigt die  $\text{NO}_2$ -Konzentration berechnet in der Vergleichssimulation (1.5 km) und im Vorlauf (5 km). Die wesentlich komplexeren Konzentrationsmuster werden besonders durch die wesentlich bessere Auflösung der Punktquellen hervorgerufen. Gleichzeitig sind aber im Vergleichsfall die Konzentrationen höher und entsprechend zeigt der Vergleich der Ergebnisse der Vergleichssimulation mit der genesteten Simulation um im Mittel etwa 30% niedrigere Konzentrationen in der genesteten Simulation. Dieser Unterschied wird nur durch die zu niedrige Konzentration auf den Rändern bewirkt, wodurch gering belastete Luftmassen in das Modellgebiet hineintransportiert werden. Abbildung 1 (unten) zeigt die Differenzen für  $\text{NO}_2$  und  $\text{SO}_2$ . Für  $\text{SO}_2$  sind die Konzentrationen im genesteten Lauf dagegen überwiegend höher.

Diese Ergebnisse zeigen, daß der Unterschied in der Gitterweite, der ein Nesten eigentlich nur



**Abbildung 1:** Oben: Konzentrationen von  $\text{NO}_2$  in der Vergleichssimulation mit einer Gitterweite von 1.5 km (links) und in dem Vorlauf (Gitterweite 5 km) (rechts). Das schwarze Quadrat markiert das genestete Gebiet. Isolinien betragen 2 ppb bzw 1 ppb. Unten: Konzentrationsunterschied zwischen der Vergleichssimulation und der genesteten Simulation für  $\text{NO}_2$  (links) und  $\text{SO}_2$  (rechts).

sinnvoll macht, einen bedeutenden Einfluß auf die simulierten Konzentrationen hat. Daher sollte auch für Spurenstoffe dieser Unterschied nicht zu groß sein, da anderenfalls die Ergebnisse zu ungenau werden.

### Literatur

- Niemeier, U. (1997) Modellierung chemischer Umsetzungen in einem hochauflösenden mesoskaligen Modell — Bestimmung realitätsnaher Randwerte, Dissertation, Universität Hamburg, *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung* 28, Reihe A, pp 161.
- Renner, E. and Rolle, W. and Helmig, D. (1993) Comparison of computed and measured photooxidant concentrations at a forest site, *Chemosphere* 27, 881-898.
- Schlünzen K. H., Bigalke, K., Lüpkes C., Niemeier, U. and Salzen, K.v. (1996) Concept and Realization of the Mesoscale Transport- and Fluid-Model 'METRAS', Meteorological Institute, University of Hamburg, *METRAS Tech. Rep.* 5, pp.150.

# Untersuchungen zur Deposition von Luftbeimengungen in komplexen Waldbeständen mittels numerischer Simulationen

Ulrike Pahl und Günter Groß

Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover  
Herrenhäuser Str. 2 , 30419 Hannover

## 1 Einleitung

Für die Konzentrationsverteilung von Spurenstoffen spielt die Deposition an Pflanzenbeständen eine entscheidende Rolle, da Pflanzen infolge ihrer großen Depositionsfläche eine hohe Filterwirkung besitzen und somit zur Reduktion der Konzentration in der Atmosphäre beitragen. Damit ist jedoch auch die Gefahr der hohen Belastung dieser Depositionsfläche gegeben.

Insbesondere Waldbestände, die sich durch ihre strukturierte Oberfläche, ihre Inhomogenitäten im Bereich des Kronenraumes, aber auch durch Variabilitäten bedingt durch Waldlichtungen und Waldkanten auszeichnen, sorgen für eine stark inhomogene Konzentrationsverteilung.

Um den Einfluß derartiger Inhomogenitäten auf die Deposition mit Hilfe eines numerischen Modells zu untersuchen, sind advektive Prozesse – auch in der Horizontalen – nicht mehr vernachlässigbar, so daß eine dreidimensionale Betrachtungsweise bei der Abschätzung der trockenen Deposition in dieser Skala als notwendig anzusehen ist.

## 2 Das Mikroskalenmodell TreeMo

Es wurde ein dreidimensionales, nicht-hydrostatisches numerisches Mikroskalenmodell entwickelt, welches die Verteilung von Windgeschwindigkeit und Turbulenz – zwei meteorologische Größen, die entscheidend die Verteilung von Luftbeimengungen in der Atmosphäre bestimmen – in komplexen Waldbeständen prognostiziert. Für diese berechneten stationären Strömungs- und Turbulenzverhältnisse werden mit Hilfe eines angekoppelten Eulerschen Ausbreitungsmodells die dreidimensionale Verteilung der Konzentration von (zunächst) chemisch konservativen Spurenstoffen sowie deren Deposition an Pflanzen und Erdboden berechnet.

Im Folgenden werden die Ergebnisse einer Simulation zur Ausbreitung eines passiven Tracers an einer Baumgruppe vorgestellt. Waldbestände werden in TreeMo über die Vorgabe einer

dreidimensionalen Blattflächendichteverteilung berücksichtigt. In diesem Fall wurden innerhalb eines Modellgebietes von 127 m x 53 m einzelne Bäume unterschiedlicher Form, Höhe und Blattflächendichte zufällig verteilt. Die Baumgruppe wurde in Richtung der positiven x-Achse angeströmt, und die Ausbreitung des Tracers erfolgte flächenhaft vom Einströmrand des Modellgebietes her. Das Modell wurde mit einer horizontalen Maschenweite von 1 m betrieben. Das Gitter war in vertikaler Richtung gestreckt, mit einer hohen Auflösung (1 m) in Bodennähe. Die Anzahl der vertikalen Rechenflächen betrug 50.

## 3 Ergebnisse einer Modellsimulation

Die bodennahe horizontale Strömung weist bei der vorgegebenen Bestandskonstellation eine sehr komplexe Struktur auf (Abb. 1 oben). Die maximalen Depositionsraten treten an den der freien Anströmung zugewandten Stirnseiten der Bäume auf (Abb. 1 unten). Hier gelangt der Tracer strömungsgeführt mit hoher Konzentration in das Blattwerk, und infolge der durch die Bäume erzeugten lokalen Turbulenzerhöhung in diesem Bereich, kommt es zu entsprechend hohen Ablagerungen.

Ein Großteil der Luftbeimengung wird jedoch um die Baumgruppe herumgeführt, so daß auch an den strömungszugewandten Seiten der weiteren Bäume relativ hohe Depositionsraten vorzufinden sind.

Diese Simulationsergebnisse zeigen, daß hohe Pflanzenbestände aufgrund ihrer vertikalen Mächtigkeit, Bestandscharakteristik und hohen aerodynamischen Rauigkeit die Strömungsverhältnisse nachhaltig beeinflussen und damit auch Auswirkung auf die Verteilung der Depositionen am Bestand zeigen.

Die präsentierte Arbeit wird vom BMBF im Rahmen des Troposphärenforschungsprogrammes unter dem Projektkennzeichen TFS/LT2 D1 gefördert.



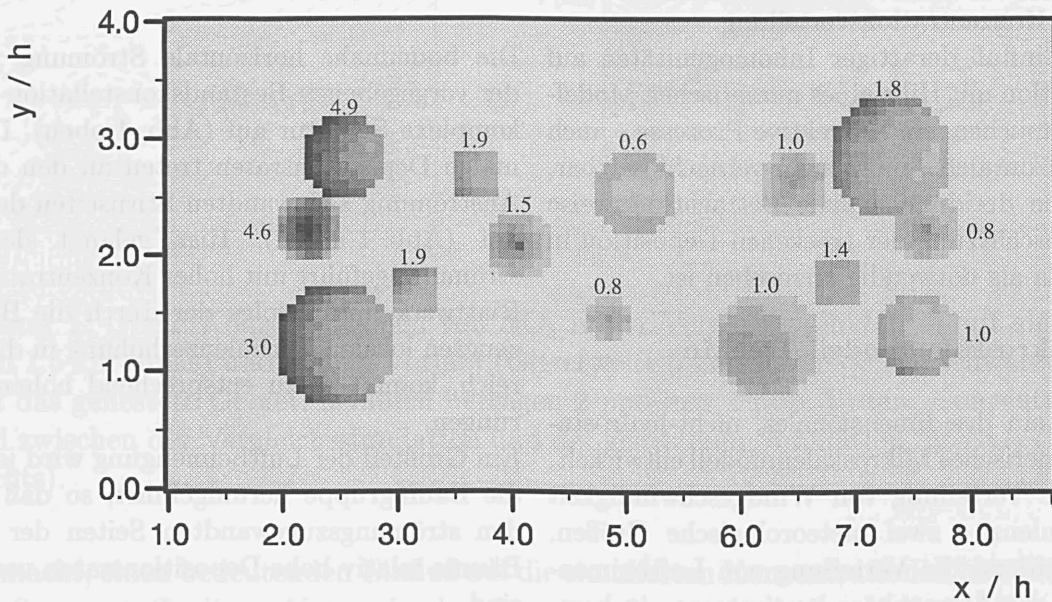
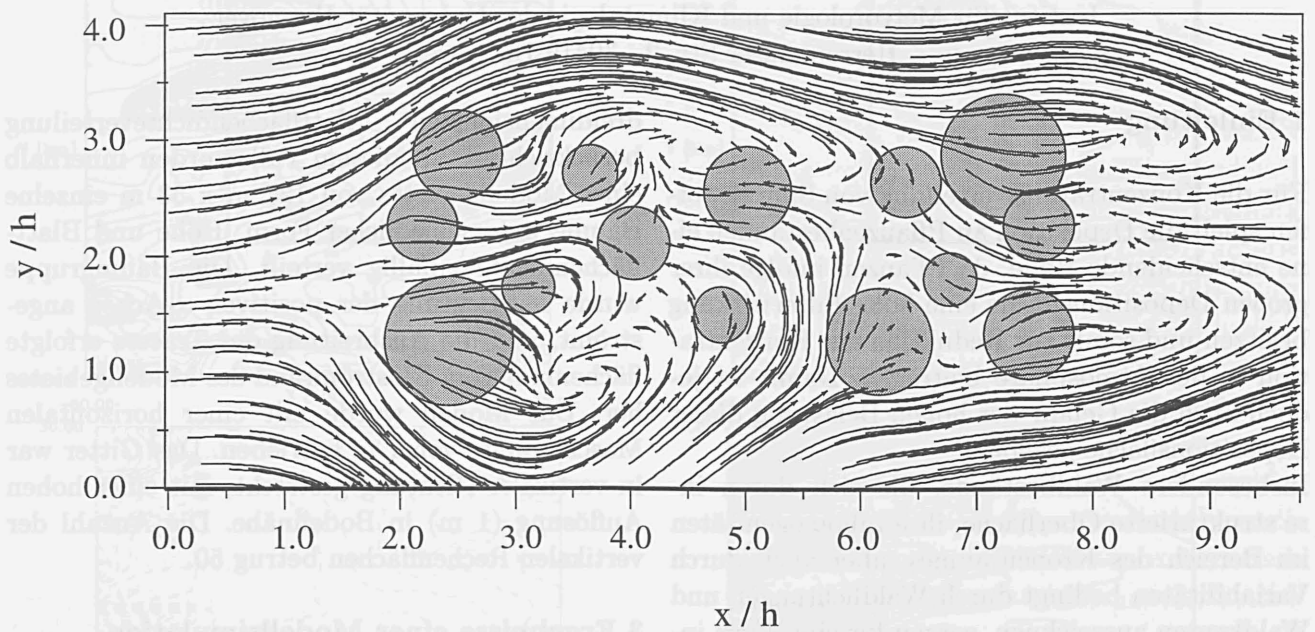


Abbildung 1: *oben*: Horizontalschnitt der bodennahen Strömung in 0.5 m über Grund, dargestellt durch Trajektorien. *unten*: Horizontale Verteilung der normierten Depositionrate am Bestand. Die Intensität der Grautönung gibt die vertikal gemittelte normierte Depositionsrate an (Min.: 0.0 %, Max.: 13.7 %). Die Zahlenwerte geben jeweils die für das Gesamtvolumen der einzelnen Bäume gemittelten normierten Depositionsraten in % an. Die Achseneinteilungen sind mit der mittleren Bestandshöhe  $h$  normiert.

# Wolkenuntersuchungen mit dem mesoskaligen Modell GESIMA und Parallelisierungsansätze

Martin Simmel und Nicole Mölders

Institut für Meteorologie (LIM), Universität Leipzig  
Stephanstraße 3, 04103 Leipzig

## Einführung

Bei der Wolkenbildung sind Prozesse von der atomar-molekularen bis hin zur globalen Skala beteiligt. Die subskaligen Prozesse (also die, die sich durch das verwendete Gitter nicht explizit berechnen lassen) müssen in einem numerischen Modell parameterisiert werden. Eine Verbesserung der Wolkenbeschreibung läßt sich demnach dadurch erreichen, daß man Prozesse, die in einem Modell parameterisiert werden, einer expliziten Behandlung zugänglich macht (dies kann z. B. durch eine feinere Gitterauflösung erreicht werden) und/oder eine Parameterisierung einführt, die die Prozesse genauer beschreibt. Beides ist im allgemeinen mit einer Erhöhung des Rechenaufwands verbunden.

Dieser Schritt wird beim Wechsel von globalen zu regionalen Modellen vollzogen. Regionale Modelle sind zur Wolkenuntersuchung sehr gut geeignet, da sie (im Gegensatz zu globalen Modellen) manche der Prozesse, die in globalen Modellen parameterisiert sind, explizit beschreiben können, sowohl was die räumliche als auch was die zeitliche Auflösung angeht.

## Das Wolkenmodul

Für die Untersuchungen wird das Wolkenmodul von Mölders et al. (1997) verwendet. Die an den mikrophysikalischen Umwandlungen in der Wolke beteiligten Felder sind Wasserdampf, Wolkenwasser, Regenwasser und zwei Eisklassen (Eis und Graupel). Die Klasse Eis reicht von Wolkeneis bis zu leicht bereiftem Graupel des hexagonalen Typs, Graupel umfaßt alle kugelförmigen Eispartikel. Die folgenden mikrophysikalischen Umwandlungsprozesse werden im Modell berücksichtigt: Kondensation und Deposition von Wasserdampf, Evaporation von Wolken- und Regenwasser, Sublimation von Eis und Graupel, Bereifung der Eiskristalle und des Graupels durch Wolkenwasser, Gefrieren von Regentropfen zu Graupel, Konversion von Eiskristallen zu Graupel, Bildung von Regenwasser durch Autokonversion, Akkretion und Schmelzen und schließlich die Sedimentation von Regen, Eiskristallen und Graupel. Für einen Temperaturbereich unterhalb des Gefrierpunkts wird in einer Mischwolke bei Koexistenz von Flüssigwasser und Eis gerechnet.

Eine Weiterentwicklung des Moduls durch die Einführung weiterer Eisklassen oder eine komplexere Parameterisierung etwa des Schmelzprozesses ist geplant. Beides erhöht den Rechenaufwand beträchtlich.

## Ansätze zur Parallelisierung

Wolkenmodule sind im allgemeinen so aufgebaut, daß nur die mikrophysikalischen Umwandlungsprozesse am Gitterpunkt selbst und vertikaler Transport in einer Säule (z. B. Niederschlag vom Gitterpunkt oberhalb) betrachtet werden. Dies macht sie einer Parallelisierung sehr leicht zugänglich, da die Strategie der horizontalen Gebietszerlegung angewandt werden kann, ohne daß ein Austausch von Daten zwischen benachbarten Gitterpunkten nötig ist. Dem steht ein großer Nachteil entgegen: Wolken sind oft sehr heterogen über das Integrationsgebiet verteilt;

bei einer statisch gleichen Aufteilung des Integrationsgebiets führt dies dazu, daß die einzelnen Prozessoren unterschiedlich viel rechnen und aufeinander warten müssen (so im Deutschlandmodell des DWD, Schättler und Krenzien, 1997). Da man a priori nicht sagen kann, wo im Integrationsgebiet die Wolken auftreten werden, läßt sich diese Lastimbalance nicht durch eine statisch ungleiche Aufteilung beseitigen. Eine dynamische Lastbalancierung bietet demnach ein großes Potential, die parallele Performance deutlich zu steigern.

Eine vergleichbare Struktur wie Wolkenmodule zeigen andere Modellteile, die ebenfalls die sog. Physik beschreiben, wie etwa Strahlung oder Chemie. Für das Wolkenmodul entwickelte dynamische Lastbalancierungsstrategien können also auch auf diese Gebiete übertragen werden.

Um die Portabilität auf verschiedene parallele Architekturen (Workstation-Cluster, Massivparallele Systeme) zu gewährleisten, wird das 1994 als Standard zur parallelen Programmierung vereinbarte Message Passing Interface (MPI) verwendet.

## Literatur

- N. MÖLDERS, G. KRAMM, M. LAUBE, A. RAABE, 1997: On the influence of bulk-parameterization schemes of cloud microphysics on the predicted water-cycle-relevant quantities — a case study. *Meteorol. Z.*, **6**, 21–32.
- U. SCHÄTTLER AND E. KRENZIEN, 1997: The parallel 'Deutschland-Modell' — A message-passing version for distributed memory computers. *Parallel Computing*, **23**, 2215–2226.

## Ein dekadischer Eigenmode des Nordatlantiks im Hamburg Large Scale Geostrophic (LSG) Modell

Helmuth Haak und Uwe Mikolajewicz  
Max-Planck-Institut für Meteorologie  
Bundesstr. 55  
D-20146 Hamburg  
email: haak@dkrz.de

Eine Eigenschwingung auf dekadischer Zeitskala tritt im Hamburg LSG-Modell in bestimmten Regionen des Nordatlantiks auf. Das LSG-Modell wurde während der Experimente an ein Energie-Bilanzmodell der Atmosphäre gekoppelt. Die Oszillation hat eine Periode von etwa 15 Jahren und zeigt sich in verschiedenen Modellparametern, wie z.B. Temperatur, Salzgehalt und den Wärmeflüssen. Ihre maximale Amplitude befindet sich in der Labradorsee, andere Meeresgebiete des Nordatlantiks, wie z.B. die Grönland-Island-Norwegensee, scheinen nur auf die Prozesse in der Labradorsee zu reagieren.

Die Oszillation besteht in ihrem Kern aus zwei Phasen, die sich ständig abwechseln. In der ersten Phase bringt winterliche Konvektion in der Labradorsee den oberen Kilometer der Wassersäule zu weitgehend homogener Temperatur und homogenem Salzgehalt. Die ganze Wassersäule wird dabei abgekühlt und ihr Salzgehalt verringert, bis die Konvektion stoppt. Die zweite Phase ist durch eine stabile Schichtung charakterisiert. Die Oberflächenschicht ist dabei sehr kalt und salzarm, die darunterliegende Schicht ist wärmer und salziger. Diese Schichtung baut sich durch die Advektion von warmem, salzigem Atlantikwasser unterhalb der Oberfläche auf. In erster Näherung verlaufen die Isopyknen in der Labradorsee horizontal, die Isothermen und Isohalinen dagegen eher vertikal. Vom Atlantik zur inneren Labradorsee hin nehmen die Temperatur und der Salzgehalt deutlich ab, was einen starken Temperatur- und Salzgehaltsgradienten entlang eines Dichtehorizontes erzeugt. Die Wassereigenschaften können sich durch seitliche Advektion rapide ändern, während das Signal in der Dichte klein bleibt.

Um den Mechanismus der Oszillation zu verstehen, wurde ein 1D Boxmodell entwickelt, das die wesentlichen Eigenschaften eines Gitterpunktes in der Labradorsee beinhaltet. An der Oberfläche wurden gemischte Randbedingungen formuliert (Restoring auf die Temperatur, Flux beim Frischwasserfluß). Eine Eigenschaft dieser Randbedingungen ist, daß Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche gedämpft werden, Salzgehaltsanomalien jedoch nicht. Das Boxmodell wurde numerisch und analytisch gelöst. Dabei existieren zwei stationäre Lösungen, die von den äußeren Parametern des Modells abhängen: (a) eine Lösung mit permanenter Konvektion, (b) eine Lösung mit permanenter Advektion ohne Konvektion. Innerhalb bestimmter Parameterbereiche der äußeren Randbedingungen werden beide Lösungen instabil. In diesem Fall schwingt das System, die konvektive und die advektive Phase werden abwechselnd durchlaufen (Abb. 1). Die generellen Eigenschaften der Schwingung dieses Boxmodells und des Antriebsmechanismus, sowie die Oszillation im LSG-Modell scheinen einander zu entsprechen. Der Mode wird jeweils durch das mittlere Klima (bzw. durch die äußeren Parameter) und die Natur der Randbedingungen getragen.

## Die Oszillation im Boxmodell

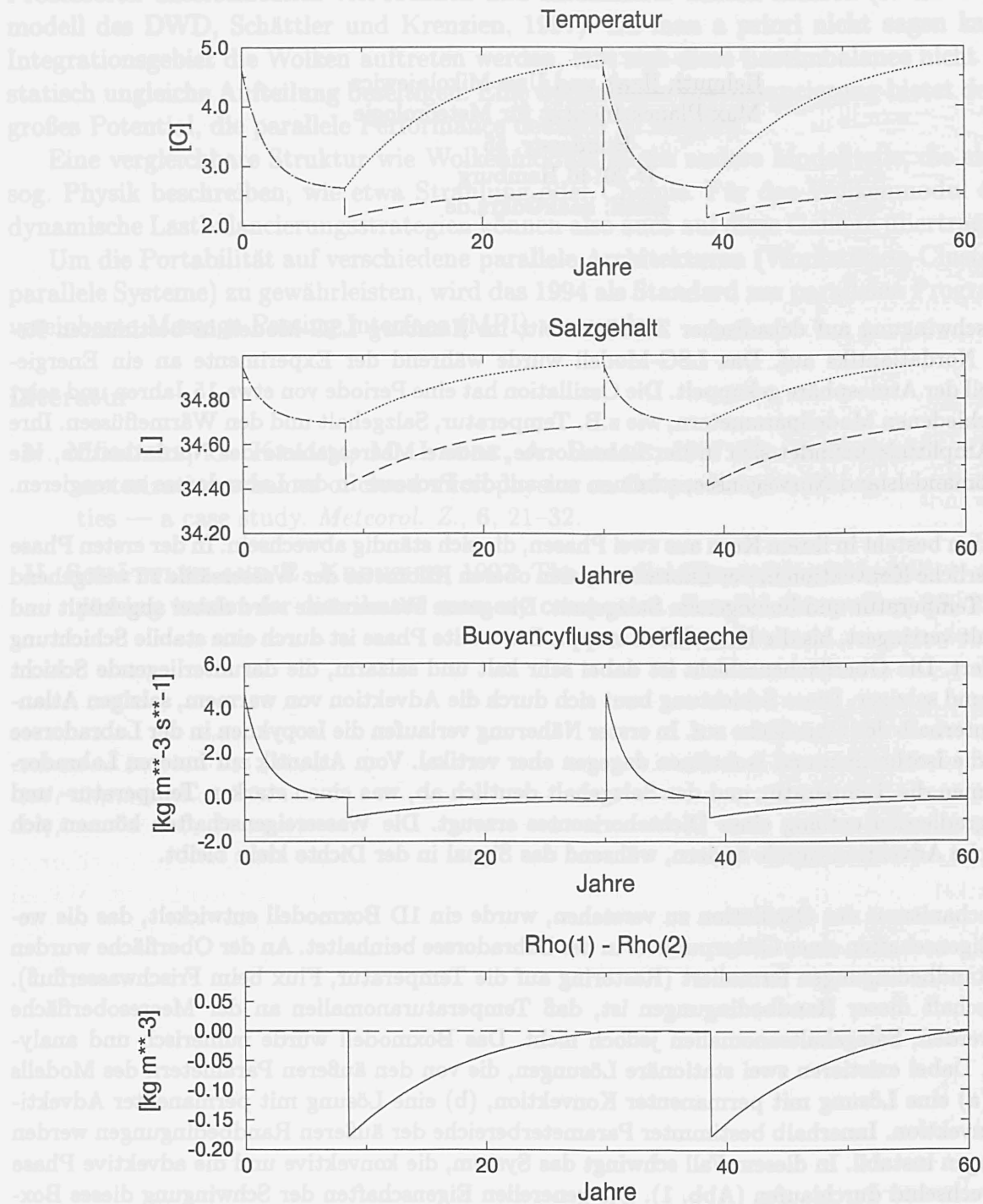


Abbildung 1: Die Abbildung zeigt die Temperatur und den Salzgehalt im Verlauf der konvektiven und der advektiven Phase der Oszillation. Bei Konvektion ist die Wassersäule homogen gemischt, die Temperatur und der Salzgehalt verringern sich, bis eine kritische Umkipptemperatur unterschritten wird. Der „buoyancyflux“ an der Oberfläche wird Null, die Konvektion endet und die Advektion beginnt. Die Schichtung ist nun stabil, Schicht 1 (gestrichelt) ist von Schicht 2 (gepunktet) „abgekoppelt“. Abkühlung und Frischwasserfluß machen Schicht 1 sehr kalt und wenig salzig. Das upwelling von warmem, salzigen Wasser aus dem tiefen Ozean läßt T und S langsam ansteigen, die Dichte in Schicht 2 bleibt dabei konstant. Die Dichte von Schicht 1 steigt langsam an, bis die Wassersäule instabil wird und Konvektion erneut einsetzt.

## Dekadische Klimavariabilität im Nordatlantik

Thomas Jung, Eberhard Ruprecht und Michael Hilmer

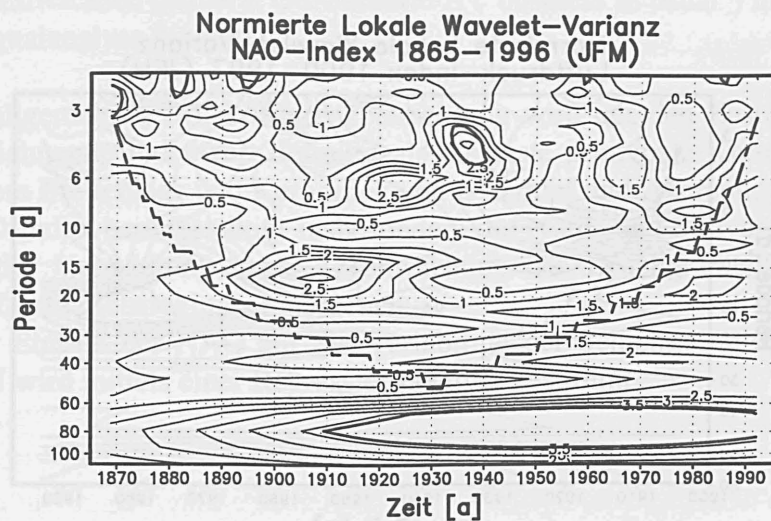
Institut für Meereskunde

Düsternbrooker Weg 20, D-24105 Kiel, Germany

e-mail: tjung@ifm.uni-kiel.de

Dekadische Variabilität wird in den einzelnen Klimakomponenten Atmosphäre, Ozean und Meereis beobachtet (z.B. Deser und Blackmon 1993). Es ist bisher jedoch nicht klar, ob es eine Kopplung zwischen den Komponenten auf dieser Skala gibt, und ob die Nordatlantische Oszillation (NAO) an dekadischer Klimavariabilität beteiligt ist.

Die NAO stellt das dominante atmosphärische Signal im Nordatlantik dar. Mit Hilfe der Wavelet-Analyse wurde untersucht, ob der NAO-Index (Hurrell 1995) der Wintersaison (JFM) signifikante dekadische Variabilität aufweist. Die kontinuierliche Wavelet-Analyse (z.B. Torrence und Compo 1998) ist ein Verfahren, mit dem die Varianz des NAO-Index als Funktion der Periode und der Zeit *lokalisiert* werden kann. Während des Zeitraums 1865–1996 ist im dekadischen Band (11–16 Jahre) keine signifikante Variabilität zu erkennen (Abb. 1). Von 1900–1920 und 1975–1996 liegt die Varianz zwar über dem Hintergrundrauschen, ist jedoch nicht signifikant. Das stärkste Signal findet sich auf interdekadischer Zeitskala, wenngleich die Zeitreihe für quantitative Aussagen zu kurz ist. Die beobachtete Persistenz der NAO von Winter zu Winter (McCartney, persönliche Mitteilung) ist auf den interdekadischen Anteil zurückzuführen. Interannuale und dekadische Variabilität der NAO scheint ihren Ursprung in interner Variabilität der Atmosphäre zu haben.

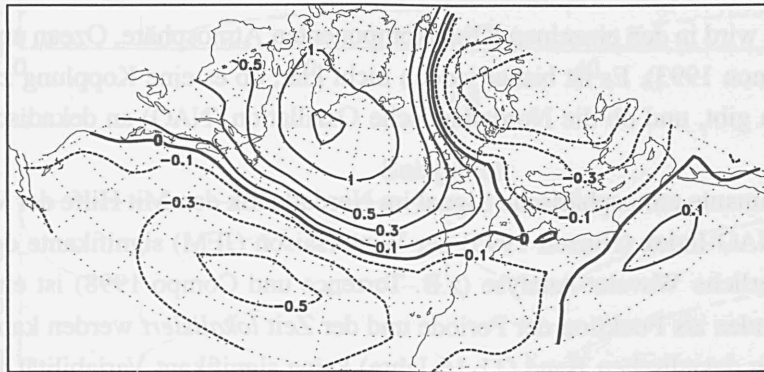


**Abb. 1:** Normierte Wavelet-Varianz des Winter NAO-Index (Hurrell 1995) für den Zeitraum 1865–1996. Varianzen größer als 1.0 liegen oberhalb des Hintergrundrauschens. 95% Konfidenz-Niveau (durchgezogen und fett). Varianzen außerhalb des Cone of Influence (gestrichelt und fett) werden durch Randeffekte beeinflusst.

Die SST östlich von Neufundland zeigt dekadische Variabilität, wobei ca. 2 Jahre nach einer großen Eisausdehnung in der Labrador-See anomal kalte SSTs beobachtet werden (Deser und Blackmon 1993; Jung et al. 1998). Das Muster der assoziativen Luftdruckanomalien (Abb. 2) weist deutliche Unterschiede zum NAO-Dipol auf. Über Europa ist ein drittes Aktionszentrum zu erkennen, das zusammen mit der positiven Luftdruckanomalie südlich von Grönland für anomal nördliche Winde über der Grönlandsee sowie Teilen der Arktis sorgt, die zu einem hohen Eisexport in die Grönlandsee führen. Dieses Luftdruckmuster ist im Gegensatz zur NAO in der Lage, arktisches Meereis über Salzgehaltsanomalien an dekadischer Klimavariabilität im Nordatlantik teilhaben zu lassen (Jung et al. 1998).

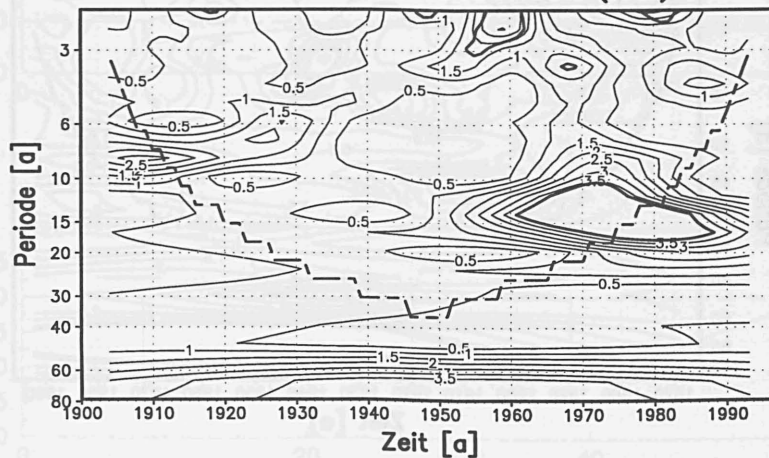
Das Luftdruckmuster in Abb. 2 wurde mit Daten von 1950–1995 abgeleitet, seine Variabilität wurde dann für den längeren Zeitraum 1900–1997 untersucht. Die lokale Wavelet-Varianz eines Luftdruckindex für das Muster in Abb. 2 zeigt, daß sich signifikante dekadische Variabilität auf die Zeit nach 1950 beschränkt (Abb. 3). Ein vergleichbares Ergebnis wurde für die SST in Schlüsselregionen dekadischer Variabilität gefunden. Dekadische Variabilität, so wie sie in zahlreichen Studien beschrieben wird, scheint also ein zeitabhängiges Phänomen zu sein, das möglicherweise durch längerperiodische Variabilität (Thermohaline Zirkulation?) moduliert wird.

**Dekadisches Luftdruckmuster**



**Abb. 2:** Assoziatives Regressionsmuster für den Luftdruck (hPa). Der Luftdruck an jedem Gitterpunkt wurde auf den normierten SST-Index (SST östlich von Neufundland) regressiert. Die Analyse basiert auf tiefpaßgefilterten Daten für den Zeitraum 1950–1995.

**Normierte Lokale Wavelet-Varianz  
Luftdruck-Index 1900–1997 (JFM)**



**Abb. 3:** Normierte Wavelet-Varianz des Winter Luftdruck-Index (Differenz der normierten Luftdruckanomalien über dem subtropischen Nordatlantik und südlich von Grönland; Vgl. Abb. 2) für den Zeitraum 1900–1997.

### Literatur

- Deser, C., und M.L. Blackmon, 1993: Surface Climate Variability over the North Atlantic Ocean during Winter: 1900–1989. *J. Climate* (3), 1743–1753.
- Hurrell, J.W., 1995: Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation Regional Temperatures and Precipitation. *Science* (269), 676–679.
- Jung, T., S.K. Gulev, und E. Ruprecht, 1998: Is sea ice an important participant in North Atlantic decadal climate variability? *Nature* (submitted).
- Torrence, C., und G.P. Compo, 1998: A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Am. Meteor. Soc.* (79), 61–78.

# Räumliche und zeitliche Struktur der Nordatlantik-Oszillation in Analysedaten des Deutschen Wetterdienstes und Modelldaten

A. Hense und H. Paeth

Meteorologisches Institut  
Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn  
53121 Bonn

## 1 Daten und Methodik

Die Signalanalyse nordhemisphärischer Schichtmitteltemperaturen 500 / 1000 hPa liefert im Zuge der 'optimal fingerprint' - Methode nach Hasselmann (1993) ein statistisch signifikantes und möglicherweise treibhaus-induziertes Klimasignal (Hense & Paeth 1997), welches in seiner räumlichen Ausprägung große Ähnlichkeiten zu den Temperaturanomalien aufweist, die im nordatlantisch-eurasischen Sektor mit einer positiven Phase der Nordatlantik-Oszillation (NAO) korreliert sind.

Um der Frage nachzugehen, ob dieses Klimasignal vollständig auf die Nordatlantik-Oszillation zurückzuführen oder eher einem verstärkten Treibhauseffekt zuzuschreiben ist, wird die raum-zeitliche Struktur der NAO in Analysedaten des Deutschen Wetterdienstes, verfügbar seit 1880, und in diversen Modelldaten des gekoppelten Klimamodells ECHAM-3/LSG in Hamburg mit jeweils unterschiedlichen externen Antriebsszenarien verglichen. Dabei liegt das Hauptaugenmerk auf einem Szenariolauf der sogenannten NEIN-Simulationen (New Early Industrial), der als transienter Modelllauf konstante CO<sub>2</sub>-Zuwächsen gemäß IPCC-Szenario A ("business as usual") integriert und ebenfalls als Basis für die Signalanalyse fungiert.

Alternativ zu der allgemeinen Druckdifferenzbetrachtung wird der den Zustand der Nordatlantik-Oszillation kennzeichnende Indexwert definiert als die erste prinzipale Komponente aus den vier Zeitreihen für mittlere Breitenlage und Kerndruck von Islandtief und Azorenhoch (Glowienka-Hense 1990). Dieser NAO-Index berücksichtigt insbesondere die Nord- und Südverschiebung der Drucksysteme, die mit der Verstärkung bzw. Abschwächung des Druckgradienten und dem jeweils charakteristischen Zirkulationsregime einhergehen.

Der raum-zeitliche Einfluß der NAO auf die Variabilität der Schichtmitteltemperatur im Bereich nördlich von 55 ° N wird mittels einer Regressionsanalyse bestimmt.

## 2 Ergebnisse

Die Trendmuster der Schichtmitteltemperatur 500 / 1000 hPa, die mit dem aktuell zu beobachtenden positiven NAO-Zustand in Höhe der doppelten Standardabweichung korreliert sind, weisen eine maximale Erwärmung über dem nördlichen Rußland und ein Abkühlungsmaximum über der Davisstraße auf. Der entsprechende Einfluß der NAO auf die Gesamtvariabilität des Temperaturfeldes beläuft sich auf 30 bis 55 %. Entscheidend ist dabei die Tatsache, daß sich die Trendmuster wie Varianzanteile in DWD-Analysedaten und treibhaus-induzierten NEIN-Modelldaten weitgehend kongruent darstellen und gleichzeitig die räumliche Ausprägung des Klimasignals widerspiegeln.

Diese Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Klimamodell zeigt sich auch in den entsprechenden Zeitreihen des NAO-Index' (Abb. 1). Während die Jahresmittelwerte des NAO-Index' einer hohen interannuellen Variabilität unterliegen, läßt sich auf Basis der tiefpassgefilterten Werte eine augenfällige Zeitreihenkonformität zwischen den beiden Datensätzen beobachten, die seit ca. 1930 den



## NAO-Index des CO<sub>2</sub>-Szenario-Laufes: Jahresmittelwerte

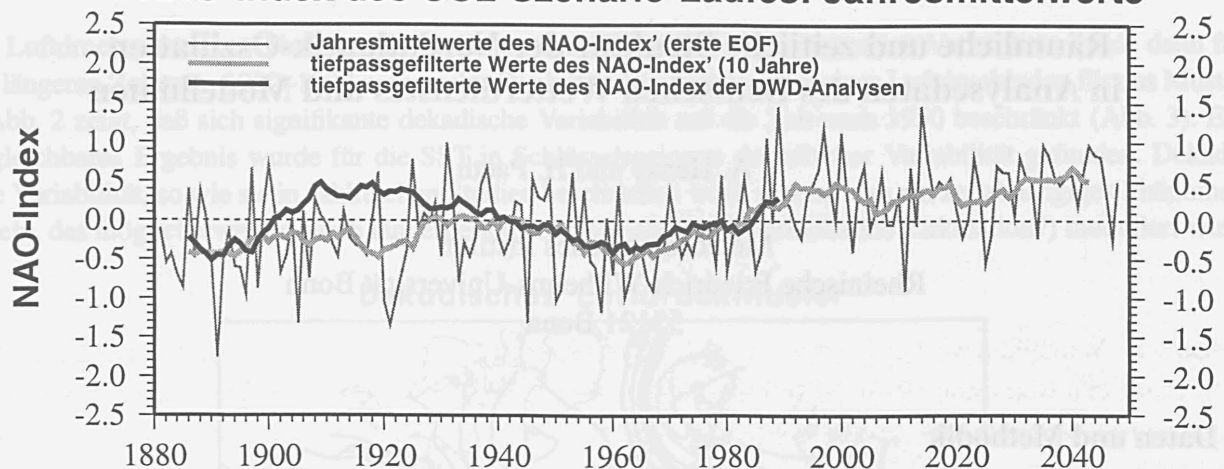


Abb. 1: Jahresmittelwerte und tiefpaßgefilterte Werte des NAO-Index' : NEIN-Simulation ( CO<sub>2</sub>-Szenario A, IPCC ) des ECHAM-3/LSG und DWD-Analysedaten im Vergleich

Übergang zu der ausgeprägten negativen Phase der Sechziger und den prägnanten Phasenübergang zum aktuell stark positiven Zustand der NAO umfaßt. Darüberhinaus prognostiziert der Szenariolauf die Persistenz der positiven NAO-Phase bis 2049.

Bei einem Beobachtungszeitraum von weniger als 120 Jahren und einer interdekadischen Variabilität auf Zeitskalen von bis zu 50 Jahren beinhaltet die vorliegende Betrachtung jedoch nur zwei bis drei Realisierungen dieser klimatologischen Zustandsänderungen der NAO. Von daher ist es nicht auszuschließen, daß die über annähernd 70 Jahre zu beobachtende erstaunlich realistische Reproduktion der NAO im Modell auf den zufällig ausgewählten Anfangsbedingungen der Simulation beruht.

Um die Verlässlichkeit dieser Resultate ansatzweise beurteilen zu können, werden weitere Modelldatensätze des ECHAM-3/LSG mit anderen externen Einflußszenarien hinzugezogen und auf ihre Übereinstimmung mit der realen NAO überprüft.

Dabei zeigt sich, daß auch für unterschiedliche Einflußfaktoren und sogar für den Kontrolllauf ohne externe Parameter eine realistische NAO vom Hamburger Klimamodell simuliert wird. Dennoch läßt sich anhand einer Regressionsanalyse der tiefpaßgefilterten NAO-Indizes von 1930 bis 1995 nachweisen, daß lediglich der NEIN-Lauf mit dem CO<sub>2</sub>-Forcing neben den NAO-Phasen auch die Amplituden der extremen NAO-Zustände adäquat reproduziert. Die übrigen Modellläufe unterschätzen die NAO-Amplituden und die daraus resultierende beobachtete Klimavariabilität im atlantisch-eurasischen Großraum deutlich.

Weiteren Aufschluß über den Zusammenhang der NAO in Szenarioläufen und Beobachtungen sollen drei zusätzliche Realisierungen des ECHAM-3/LSG liefern, die bei jeweils unterschiedlichen Anfangsbedingungen dem gleichen externen Treibhauseintrieb unterliegen wie die originale NEIN-Simulation. Darüberhinaus soll die jüngste Version des Hamburger Klimamodells ECHAM-4/OPYC mit höherer horizontaler Auflösung und andersartigem Ozeanmodell ermöglichen, die Abhängigkeit der aufgezeigten NAO-Analogie vom verwendeten Klimamodell zu untersuchen.

Letztlich wird angestrebt, das Klimasignal aus dem 'optimal fingerprint' im Hinblick auf die potentiell konkurrierenden natürlichen und anthropogenen Einflußmechanismen zu überprüfen.

### Literatur

- Glowienka-Hense, R. (1990): The North Atlantic Oscillation in the Atlantic-European SLP. *Tellus* 42 A, 497- 507.  
 Hasselmann, K. (1993): Optimal fingerprints for the detection of time dependent climate change. *J. Climate* 6, 1957-1971.  
 Hense, A., H. Paeth (1997): Signalanalyse der Temperatur der freien Atmosphäre nördlich von 55 ° N. *Annalen der Meteorologie* 34, 27-28.

# Niederfrequente Fluktuationen der NAO im gekoppelten Zirkulationsmodell ECHAM4/OPYC3

M. Christoph

Max-Planck-Institut für Meteorologie, 20146 Hamburg.

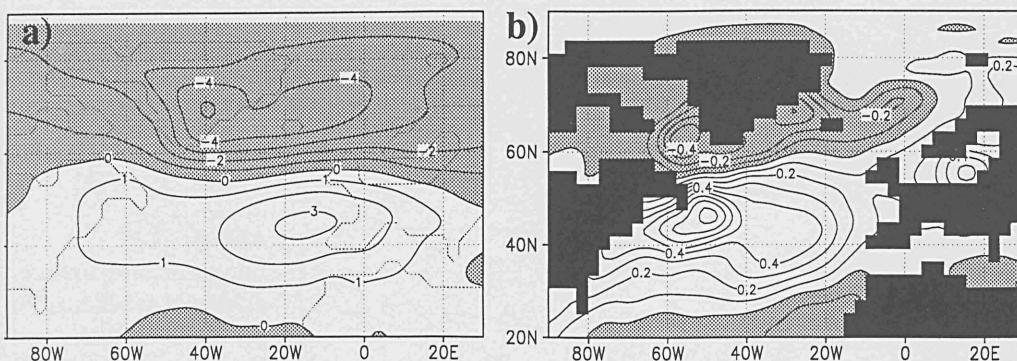
U. Ulbrich

Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, 50923 Köln.

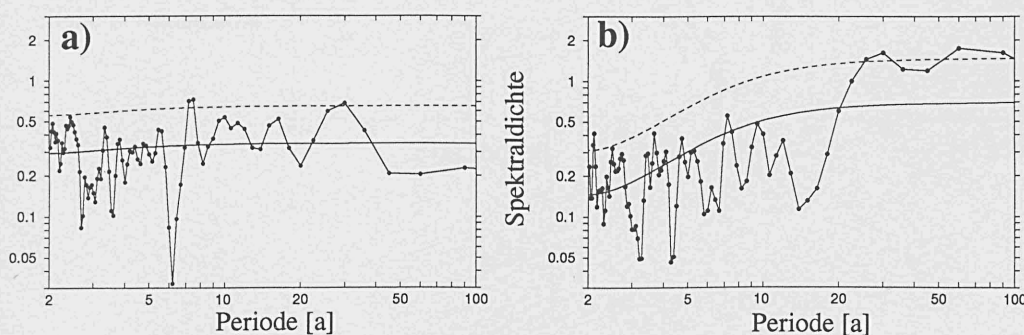
E. Roeckner

Max-Planck-Institut für Meteorologie, 20146 Hamburg.

Dekadische Variabilität der Nordatlantischen Oszillation (NAO) wird im 300-jährigen Kontrolllauf des gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodells ECHAM4 (T42, L19) + OPYC3 mit einer Periode von ca. 30 Jahren simuliert. Die Oszillation offenbart sich in realistischer und konsistenter Weise sowohl in atmosphärischen wie ozeanischen Parametern (Abb. 1). Während jedoch das Energiedichtespektrum der Meeresoberflächentemperatur (SST) in den Variabilitätszentren im wesentlichen als *rot* charakterisiert ist, zeigt die Zeitserie des NAO-Index dagegen *weißes* Verhalten (Abb. 2).



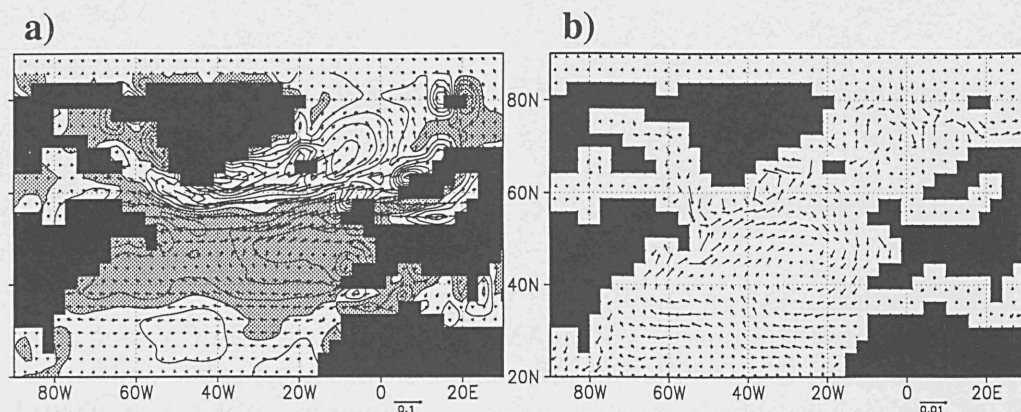
**Abb. 1:** Komposittdifferenz ( $NAO^+ - NAO^-$ ) 10 Jahre tiefpaßfilterter Zeitreihen a) des Luftdrucks auf Meereshöhe [hPa], b) der SST [K].



**Abb. 2:** Energiedichtespektrum a) des NAO-Index, b) der SST östlich von Neufundland.

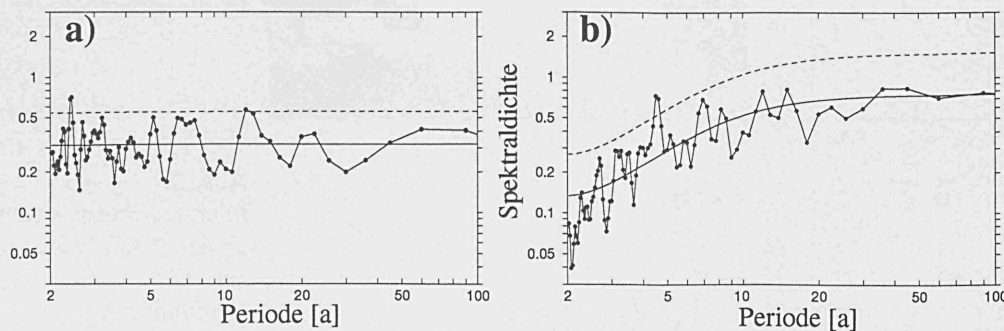
Untersuchungen des Modells auf gekoppelte Mechanismen ergaben Hinweise auf die Existenz eines in der Literatur beschriebenen Prozesses, bei dem niederfrequente Fluktuationen der Wirbelstärke der tangentialen Schubspannung eine zentrale Rolle spielen. Die anomale Massenkonvergenz in der Ekman-schicht des zentralen Nordatlantiks während einer positiven NAO Phase (Abb. 3a) führt zur Ausbildung eines meridionalen Druckgradienten und damit zu erhöhter Strömungsgeschwindigkeit im Bereich des subtropischen Wirbels (Abb. 3b). Nordwärts gerichtete

Transporte wärmeren und salzreicheren Wassers mit dem Golfstrom erscheinen mit einer Verzögerung von etwa 5 Jahren nach einem positiven NAO Extremum, möglicherweise verursacht durch die Trägheit des Ozeans. Ein weiterer möglicher Mechanismus könnte auf der Wechselwirkung zwischen Kryosphäre und Atmosphäre beruhen. Meereis und die damit assoziierten Wärme-flüsse am Boden zeigen Sensitivität auf Schwankungen der NAO im Bereich westlich von Grönland mit einer zeitlichen Verzögerung von 3-6 Jahren.



**Abb. 3:** Komposittdifferenz a) der tangentialen Schubspannung (Pfeile) [Pa] und des Ekman induzierten vertikalen Massentransports (Konturlinienabstand =  $0.2 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ), b) der Meeresoberflächenströmung [ $\text{m s}^{-1}$ ].

Die Bedeutung der Ozeandynamik für das Auftreten niederfrequenter Variabilität der NAO wird anhand einer 400-jährigen Vergleichssimulation mit einem gekoppelten Deckschichtozeanmodell diskutiert. Die mit der dekadischen NAO assoziierten Muster atmosphärischer Größen weisen starke Übereinstimmungen in beiden Läufen auf, die dominante Zeitskala ist jedoch auf ca. 12 Jahre verkürzt. Es erscheint bemerkenswert, daß das Deckschichtmodell auch ohne Ozeanströmungen die Spektren der Meeresoberflächentemperatur und des NAO-Index (Abb. 4) in ähnlicher Weise reproduziert wie bei gekoppeltem tiefem Ozean (Abb. 2).



**Abb. 4:** Energiedichtespektrum a) des NAO-Index, b) der SST östlich von Neufundland im Deckschichtozeanmodell.

# Numerische Untersuchungen der Meereisvariabilität in der Arktis unter Verwendung der NCEP/NCAR-Reanalysedaten von 1958-1996

Michael Hilmer, Markus Harder und Peter Lemke

Institut für Meereskunde  
Düsternbrooker Weg 20, D-24105 Kiel, Germany  
e-mail: mhilmer@ifm.uni-kiel.de

Die globale Ozeanzirkulation wird größtenteils durch thermohaline Prozesse in den hohen Breiten angetrieben. Diese werden durch Süßwasserflüsse, z.B. Niederschlag/Verdunstung und Schmelzen/Gefrieren von Meereis, an der Meeresoberfläche dominiert. Modellstudien zeigen [Rahmstorf, 1994], daß schon kleine Störungen der Süßwasserflüsse ausreichen, um die ozeanische Konvektion regional zu unterdrücken und somit den ozeanischen Wärmetransport und das Klima des Nordatlantiks zu verändern. Einen bedeutenden Süßwasserfluß stellt dabei der Export von arktischem Meereis in den Nordatlantik, verbunden mit nachfolgendem Schmelzen, dar.

Die Variabilität des arktischen Meereises wurde mit einem dynamisch-thermodynamischen Meereismodell [Harder et al., 1998] untersucht, welches mit einem Zeitschritt von einem Tag über 39 Jahre integriert wurde. Als atmosphärischer Antrieb dienten tägliche Felder der 2m-Lufttemperatur und des 2m-Windes aus Daten des NCEP/NCAR-Reanalyseprojektes [Kalnay et al., 1996]. Aus dem Produkt von Eisdicke und Eisdriftgeschwindigkeit wurde der Volumentransport von Meereis durch die Framstraße und östlich von Spitzbergen (Gesamtexport) in den Nordatlantik berechnet. Die simulierte Eisdicke und der Eisvolumentransport durch die Framstraße zeigen dabei gute Übereinstimmung mit Beobachtungen.

Abbildung 1a zeigt die Zeitserie der Jahresmittel des simulierten Gesamtexports von Meereis in die Grönland/Island/Norwegen-See (GIN-See). Der Mittelwert (1958–1996) beträgt 0.114 Sv und liegt in der Größenordnung des Süßwassereintrags durch den Amazonas. Jahresmittel des Eisexports variieren mit ca. 20 % um diesen Mittelwert, wobei ein Großteil der Varianz bei Perioden von 6–7 Jahren auftritt. Die größten Exporte wurden in den Jahren 1968 mit 0.175 Sv und 1995 mit 0.157 Sv simuliert und sind auf Anomalien des Windfeldes zurückzuführen.

Berücksichtigt man die geringere Dichte und den geringeren Salzgehalt von Meereis im Vergleich zu Meerwasser, so entspricht die Eisexportanomalie in 1968 einer Anomalie des Süßwasserexports von ca. 1500 km<sup>3</sup>/Jahr. Für das Auftreten der sog. "Großen Salzgehaltsanomalie" 1968 [Dickson et al., 1988] im nördlichen Nordatlantik wurde eine Süßwasseranomalie von 2000 km<sup>3</sup>/Jahr abgeschätzt. Zieht man einen zusätzlich zum Eisexport stattgefundenen Export von flüssigem Süßwasser aus der Arktis in Betracht, so entspricht die Eisexportanomalie von 1968 ungefähr diesem Wert. Die anomale Driftrichtung des Meereises in 1968 verursachte neben dem Transport von dickerem Eis aus der Region nördlich von Grönland durch die Framstraße auch einen erhöhten südwardigen Transport östlich von Spitzbergen, was zusätzlich zur positiven Anomalie des Eisexports auch zu einer großen, positiven Anomalie in der Eisbedeckung der GIN-See führte (Abb. 1b).

Regressionsanalysen der Eisexportzeitserie und der jährlichen Anomalien des Bodenluftdruckfeldes zeigen, daß der Gesamteisexport aus der Arktis eine lineare Abhängigkeit zu einem anomalen Tief

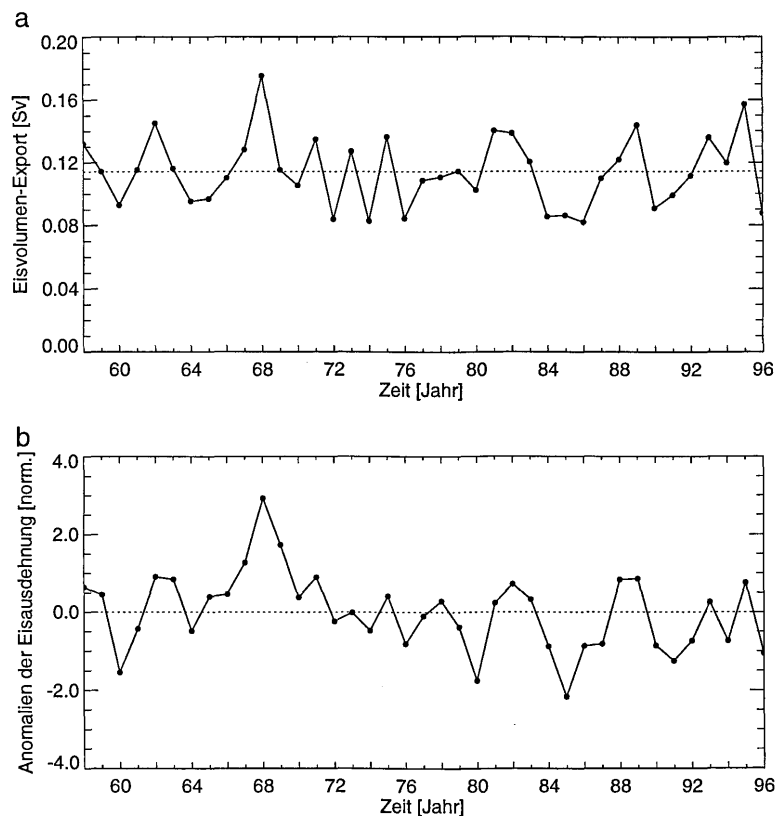


Abbildung 1: a) Jahresmittelwerte des Gesamt-Eisvolumenexports in Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) aus der Arktis in die Grönland/Island/Norwegen-See (GIN-See). b) Anomalien der jährlichen Eisausdehnung in der GIN-See (normiert mit der Standardabweichung).

über der Barents See/Kara See und einem anomalen Hoch über Grönland durch das daraus resultierende Windfeld zeigt. Betrachtet man längere Zeitskalen (d.h. Tiefpaßfilterung der Zeitserien), so wird das Muster der assoziierten Luftdruckanomalien von dem anomalen Hoch über Grönland dominiert. Die Simulationsergebnisse zeigen (Abb. 1a), daß hohe Eisexporte, wie z.B. in 1968, keine Einzelfälle sind. So entspricht z.B. die Eisexportanomalie von 1995 ca. 70 % der Anomalie von 1968 und könnte damit zu einer neuen Salzgehaltsanomalie im nördlichen Nordatlantik führen.

### Literatur:

- Dickson, R.R., J. Meinke, S.A. Malmberg and A.J. Lee, The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968–1982. *Progress in Oceanography*, 20, 103–151, (1988)
- Harder, M., P. Lemke and M. Hilmer, Simulation of the sea ice transport through Fram Strait: Natural variability and sensitivity to forcing. *J. Geophys. Res.*, 103, 5595–5606, (1998)
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, No. 3, 437–470, (1996)
- Rahmstorf, S., Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model., *Nature*, 372, 82–85, (1994)

## **Dekadische Variabilität auf dem Nordwesteuropäischen Schelf**

**J. Sündermann**

Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg,  
Institut für Meereskunde, 22529 Hamburg

Zeitreihen der Oberflächentemperaturen und -salzgehalte sowie anderer hydrographischer Parameter an acht Positionen des Nordwesteuropäischen Schelfes zeigen interannuale Variabilität mit Perioden von Jahren bis Dekaden. Die deutlichsten Signale jenseits des Jahresganges liegen etwa bei 8 und bei 17 Jahren. Die Aufzeichnungen sind allerdings zu kurz, um langfristige Trends oder sprunghafte Wechsel zwischen verschiedenen Gleichgewichtszuständen eindeutig zu identifizieren.

Erklärungen für die dekadische Variabilität auf dem Schelf können sich prinzipiell auf die äußere Anregung und/oder die interne Dynamik des Systems stützen. Analysen berechneter Wassertransporte sprechen gegen einen signifikanten advektiven Einfluß aus dem Nordatlantik. Demgegenüber ist die Übertragung dekadischer Moden vom Ozean auf den Schelf durch die Atmosphäre (Wind, Wärme, Niederschlag) sehr wahrscheinlich. Hohe Korrelationen mit dem Nordatlantischen Oszillationsindex (NAOI) sprechen für diesen Mechanismus.

Das gekoppelte System Nordsee-Ostsee könnte aber auch eigene Variabilität im Bereich einiger Jahre entwickeln.



# Untersuchung von Randstromtransporten im subpolaren Nordatlantik

Dagmar Kieke und Monika Rhein

Institut für Meereskunde  
Düsternbrooker Weg 20, D-24105 Kiel, Germany  
e-mail: dkieke@ifm.uni-kiel.de

Der tiefe nördliche bzw. westliche subpolare Randstrom beeinflusst durch den Transport von u.a. Wärme maßgeblich die großräumige thermohaline Zirkulation. Daher ist eine genaue Beschreibung seiner Wege und Quantifizierung seiner Transporte wichtig für die Erfassung von klimatisch- möglicherweise auch anthropogen-bedingter Variabilität. Aus diesem Grund wurden am Institut für Meereskunde Kiel auf der Grundlage von historischen CTD- und Schöpferdaten geostrophische Transporte des tiefen Randstromes im Bereich der Labradorsee, der Irmingersee und des Neufundlandbeckens berechnet (Gesamtzeitraum: 1955 - 1997). Hierbei wurde für alle vorhandenen Schnitte eine einheitliche Methodik verwendet.

Ausgehend von einer Wassermassenanalyse wurden drei Dichteschichten unterschieden, innerhalb derer das Labradorsee-Wasser (LSW), das Gibbs-Bruchzonen-Wasser (GFZW) sowie das Dänemark-Strassen-Overflow-Wasser (DSOW) zu finden sind. Die Isopyknen  $\sigma_{\theta} = 27.75$ ,  $\sigma_{\theta} = 27.79$  und  $\sigma_{\theta} = 27.89$  dienen dabei als Grenze. Die betrachteten Wassermassen werden aus ihren Entstehungsgebieten mit dem tiefen Randstrom in südlichere Gefilde transportiert. Demzufolge steht der Anteil dieser drei Wassermassen am tiefen baroklinen Transport im Mittelpunkt der Untersuchungen.

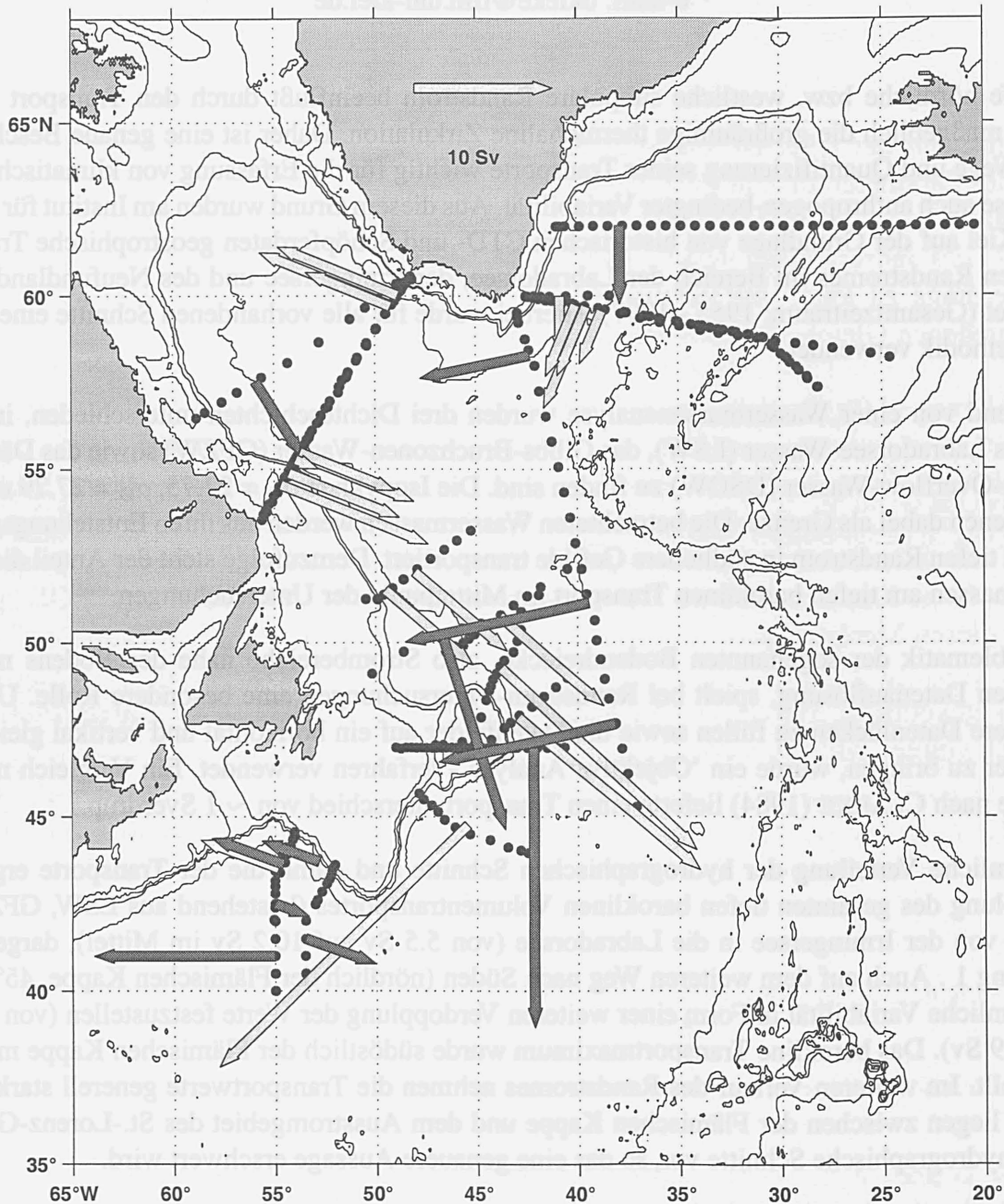
Die Problematik der sogenannten Bodendreiecke, also Strombereiche nahe des Bodens mit einer schlechten Datenauflösung, spielt bei Randstrom-Untersuchungen eine besondere Rolle. Um diese und andere Datenlücken zu füllen sowie die Datenfelder auf ein horizontal und vertikal gleichmäßiges Gitter zu bringen, wurde ein 'Objektive Analyse'-Verfahren verwendet. Ein Vergleich mit einer Methode nach CLARKE (1984) lieferte einen Transportunterschied von  $\sim 1$  Sverdrup.

Die räumliche Verteilung der hydrographischen Schnitte und damit die der Transporte ergab eine Verdopplung des gesamten tiefen baroklinen Volumentransportes (bestehend aus LSW, GFZW und DSOW) von der Irmingersee in die Labradorsee (von 5.5 Sv auf 10.2 Sv im Mittel), dargestellt in Abbildung 1. Auch auf dem weiteren Weg nach Süden (nördlich der Flämischen Kappe,  $45^{\circ}$ W) war eine räumliche Variabilität in Form einer weiteren Verdopplung der Werte festzustellen (von 9-10 Sv auf 17-19 Sv). Das barokline Transportmaximum wurde südöstlich der Flämischen Kappe mit 25 Sv festgestellt. Im weiteren Verlauf des Randstromes nehmen die Transportwerte generell stark ab. Allerdings liegen zwischen der Flämischen Kappe und dem Ausstromgebiet des St.-Lorenz-Golfs nur wenige hydrographische Schnitte vor, so das eine genauere Aussage erschwert wird.

Neben der räumlichen wurde auch die zeitliche Variabilität untersucht. Dies geschah u.a. anhand von Daten aus dem Bereich der Südspitze von Grönland im Zeitraum 1955-1997. Hier zeigt sich auf den ersten Blick, daß im Bereich 50er bis Ende 70er Jahre eine Transportzunahme von 4 Sverdrup auf 9 Sverdrup zu verzeichnen ist, während der Transport bis Mitte der 90er Jahre einen abnehmenden Trend bis  $\sim 6$  Sverdrup aufweist. Das qualitative Verhalten wurde auch von BACON (1997) gezeigt. Zu beachten ist jedoch die unterschiedliche Datenqualität, die im Falle der horizontal und vertikal schlecht aufgelösten Schöpferdaten aus den 50er-70er Jahren einen Fehler von bis zu 2.5 Sverdrup



verursacht. Da die Position der Schnitte nicht identisch ist (radiale Lage südlich Grönlands), muß anscheinend auch ein räumlicher Trend berücksichtigt werden, der eine Bewertung der Bedeutung dieser Transportänderungen erschwert. Eine Zeitreihe der 1990er Jahre, berechnet rein aus CTD-Daten entlang der WOCE-Linie AR7W (Labradorsee), zeigt eine signifikante Transportabnahme von ca. 10 Sverdrup auf 5 Sverdrup.



**Abb. 1:** Räumliche Variabilität des tiefen baroklinen Randstromtransports im westlichen subpolaren Nordatlantik, 1983-1996. Die Berechnung der Transporte erfolgte zwischen  $\sigma_{\theta} = 27.75$  und dem Meeresboden. Dunkelgraue Pfeile beziehen sich auf Daten aus den 1980ern, während hellgraue Pfeile für Werte aus den 1990ern stehen. Jeder Pfeil gibt den Transportwert einer einzigen Reise an.

# Schwankungen der thermohalinen Zirkulation in Modellen des Atlantiks mit unterschiedlicher horizontaler Auflösung

Carsten Eden  
Institut für Meereskunde  
Düsternbrooker Weg 20  
24105 Kiel

René Redler, Claus W. Böning, Joachim Dengg und Christian Dieterich  
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Am Handelshafen 12  
27570 Bremerhaven

Analysen der Temperaturen der Ozeanoberfläche der letzten 90 Jahre zeigen dekadische und interdekadische Schwankung im Nordatlantik, welche mit der Nordatlantischen Oszillation korreliert sind. Die Änderungen der atmosphärischen Zirkulation besonders im subpolaren Nordatlantik bedingen Schwankungen der Tiefenzirkulation, welche direkt mit Temperatur- und Salzgehaltsänderungen an der Oberfläche verbunden sind.

Sensitivitätsstudien mit hochauflösenden Modellen haben gezeigt, daß die quantitative Simulation und die Variabilität der thermohalinen Zirkulation des Weltozeans sowie ihre Rolle bei langfristigen Klimaschwankungen oder abrupten Klimaänderungen maßgeblich von Antriebs- und Ausbreitungsmechanismen kleinräumiger Natur gesteuert werden. Die Mechanismen der Schwankungen der thermohalinen Zirkulation und ihre Rolle in der Klimavariabilität sind aber noch weitgehend ungeklärt.

Globale Modelle zur Simulation des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre, sind auf Grund ihrer noch recht geringen räumlichen Auflösung nicht in der Lage, diese kleinskaligen Mechanismen adäquat zu berücksichtigen. Insbesondere gilt dies für die Prozesse, welche für die Erneuerung der Tiefen- und Bodenwassermassen in den subarktischen und antarktischen Regionen des Atlantischen Ozeans sorgen, sowie die Ausbreitung dieser Wassermassen und der damit verbundene interhemisphärische Transport in schmalen, bodenintensivierten Randströmen. Im einzelnen sind dies

- das Überströmen dichten Wassers aus dem arktischen Ozean durch die engen Passagen zwischen Grönland und den Shetland-Inseln,
- das Entrainment benachbarter Wassermassen in diese Stromsysteme,
- die Wellenausbreitung entlang der Kontinentalabhänge und die Wechselwirkung zwischen Topographie und Randströmen,

Um die Frage der Auswirkung dieser Prozesse auf das Gesamtsystem systematisch zu untersuchen, wurde eine Hierarchie von Modellen entwickelt: Basis dieser Modelle bildet ein hochauflösendes Modell des Atlantischen Ozeans mit einer mittleren horizontalen Auflösung von  $\frac{1}{5}^\circ$  zur Durchführung von Rechnungen über einige Dekaden. Für Prozeßstudien stehen darauf aufbauende regionale Teilmodelle des subpolaren Nord- und Südatlantiks sowie des äquatorialen Atlantiks zur Verfügung. Für Untersuchungen integraler Effekte über längere Zeiträume dient eine Version des Atlantikmodells mit einem  $\frac{4}{3}^\circ$  Gitter.

Sensitivitätsstudien zeigen, daß eine verbesserte Parametrisierung von Strömungsprozessen in der Bodengrenzschicht nach Beckmann und Döscher (1997) – insbesondere die Darstellung des

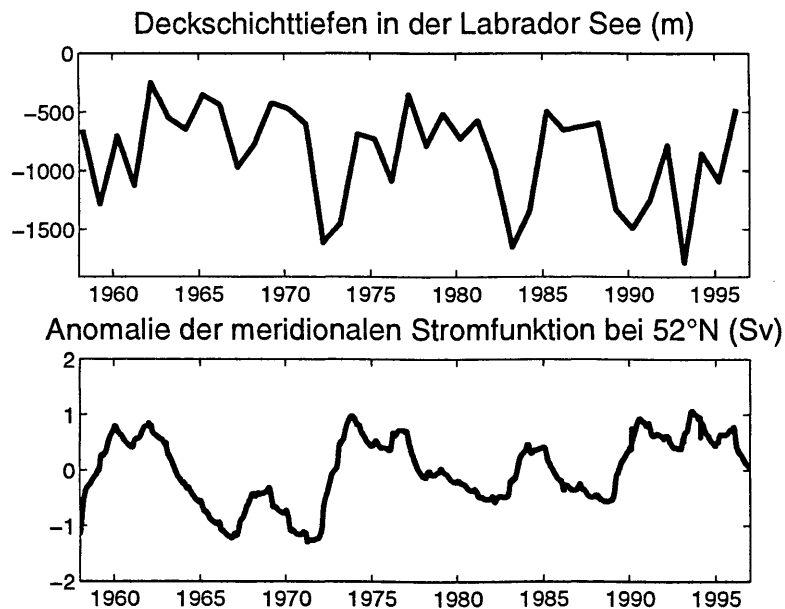


Abbildung 1: Mittlere Deckschichttiefe in der zentralen Labradorsee gegen Ende des Winters (oben) und Anomalien der meridionalen Stromfunktion (unten) bei 52° N in 1200 m Tiefe aus einem Lauf des  $\frac{4}{3}^\circ$  Modells angetrieben mit beobachteten Wärme- und Frischwasserflüssen. Es besteht eine Korrelation von 0.67 bei einer Phasenverschiebung von einem Jahr (Deckschichttiefe führt).

hangabwärts strömenden dichten Wassers aus dem Europäischen Nordmeer – eine realistische Simulation der Wassermassenverteilung im tiefen Ozean ermöglicht.

Weiterhin werden die Auswirkungen des atmosphärischen Antriebs untersucht. Hierzu wird das  $\frac{4}{3}^\circ$  Modell zusätzlich zu den sonst benutzten mittleren Flüssen mit Wärme-, Frischwasser und Impulsflußanomalien aus den Reanalysedaten des NCEP der Jahre 1958-1997 (Kalnay et al., 1996) angetrieben. Hier hat sich gezeigt, daß ein Modell mit einem variablen thermohalinen Antrieb eine deutliche Sensitivität der thermohalinen Zirkulation gegenüber Konvektionstiefen in der Labradorsee aufweist. Abb. 1 zeigt die Änderungen der Deckschichttiefe gegen Ende des Winters, die recht gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Sie sind korreliert mit Änderungen des vertikalen Massentransportes im subpolaren Nordatlantik mit Schwankungen in den Amplituden von bis zu 10%.

Es zeigt sich, daß in diesem Modell bei den hier benutzten Frischwasserrandbedingungen allein der Wärmefluss in der Labradorsee für die Zirkulationsschwankung bestimmend ist. Experimente mit alleinigen Impulsflußanomalien zeigen eine sehr viel stärkere und hochfrequentere Variabilität in der horizontalen wie auch in der vertikalen Zirkulation.

#### Literatur :

Beckmann A. und R. Döscher, 1997: A Method for Improved Representation of Dense Water Spreading over Topography in Geopotential-Coordinate Models, *Journ. Phys. Oceanogr.*, **27**, 581 – 591

Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **77**, 437 – 471

## Untersuchungen zur Genauigkeit der Ergebnisse von Wolkenmodellen

Gerhard Kramm<sup>1</sup>, Klaus D. Beheng<sup>2</sup> und Nicole Mölders<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Postfach 10 13 10, Leipzig

<sup>2</sup>Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH/Universität Karlsruhe,  
Institut für Meteorologie und Klimaforschung,  
Postfach 3640, 76021 Karlsruhe

<sup>3</sup>LIM Institut für Meteorologie, Universität Leipzig,  
Stephanstraße 3, 04103 Leipzig

Ergebnisse der Untersuchungen zur Genauigkeit von Wolkenmodellen, die auf Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen erster Ordnung der Form (z.B. Milford et al., 1995)

$$y_i(\mathbf{p}', t) = y_i(\mathbf{p}, t) + \sum_{j=1}^m \frac{\partial y_i}{\partial p_j} (p_j' - p_j) \quad (1)$$

beruhen, werden vorgestellt und diskutiert. Hierin sind  $y_i$  die zu prognostizierende Größe,  $\mathbf{p}$  der Vektor der Parameter und  $p_j'$  die aufgeprägte Störung von  $p_j$ .

Im Mittelpunkt der Betrachtungen steht der Wolkenmodul von Mölders (siehe Mölders et al., 1995, 1997), der auf einer parametrisierten Wolkenmikrophysik basiert und zwischen Wasserdampf, Wolken- und Regenwasser, Eis und Graupel unterscheidet. Ziel der Untersuchungen ist es, den von den empirischen Parametern sowie unterstellten Größenverteilungen der Hydrometeore herrührenden Unsicherheitsgrad des prognostizierten Gesamtergebnisses abzuschätzen, die in den Parametrisierungen der wolkenphysikalischen Prozesse wie Kondensation und Deposition von Wasserdampf, Sublimation und Evaporation von Wolken- und Regenwasser, Riming der Eiskristalle durch Wolkenwasser, Bildung von Regenwasser durch Autokonversion und Akkretion, Sedimentation von Regenwasser, Eis und Graupel usw. verwendet werden. Um die Unsicherheit in  $y_i$  hinsichtlich der Unsicherheit von  $p_j$  sinnvoll abzuschätzen, wird folgender Ansatz verwendet (z.B. Milford et al., 1995):

$$\sigma_{y_{ij}}^2 = \sigma_{p_j}^2 \left( \frac{\partial y_i}{\partial p_j} \right)_p^2 \quad (2)$$

### Literaturverzeichnis:

- Milford, J.B., Yang, Y.-J., Stockwell, W.R., 1995: Uncertainties in chemical mechanisms for urban and regional scale oxidant modeling. In: Ranzieri, A.J., Solomon, P.A. (eds.), *Proc. Regional Photochemical Measurement and Modeling Studies*. A&WMA, Pittsburgh, PA, 1372-1385.
- Mölders, N., Laube, M., Kramm, G., 1995: On the parameterization of ice microphysics in a mesoscale  $\alpha$  weather forecast model. *Atmospheric Research* **38**, 207-235.
- Mölders, N., Kramm, G., Laube, M., Raabe, A., 1997: On the influence of bulk parameterization schemes of cloud microphysics on the predicted water cycle relevant quantities - a case study. *Meteorologische Zeitschrift, NF*, **6**, 21-32.

## Flußbestimmung über und innerhalb hoher Pflanzenbestände zum Vergleich mit vertikal hochauflösenden SVAT – Modellen

M. Zelger, G. Inclan und R. Dlugi

Arbeitsgruppe Atmosphärische Prozesse, Romanstr. 42a, 80639 München

Die Strömung im Volumen oberhalb und innerhalb hoher Pflanzenbestände zeichnet sich dadurch aus, daß sie Charakteristika einer Mischungsschicht besitzt, die von denen der bodennahen Prandtl - Schicht signifikant abweichen. Für die Beschreibung des Impuls-, Energie- und Stoffaustausches zwischen diesem Volumen und der darüber liegenden atmosphärischen Grenzschicht bedarf es deshalb anderer Ansätze, als sie bisher in Meso-Scale Modellen zur Beschreibung des Systems „Boden-Vegetation-Atmosphäre“ Verwendung finden. Derartige „SVAT“ Modelle eignen sich je nach ihrem Detaillierungsgrad prinzipiell zur Vorhersage der Flußdichten („Flüsse“) und weiteren Parametern wie Wassergehalt des Bodens, Pflanzenwassergehalt oder Oberflächentemperatur. Die Einflüsse pflanzenphysiologischer, bodenphysikalischer und atmosphärischer Prozesse auf die Impuls-, Energie und Stofftransporte lassen sich experimentell verifizieren, wenn zeitlich und räumlich aufgelöste Messungen aller kontrollierender Parameter und Größen vorliegen.

Die verschiedenen Modelle zur Beschreibung der Austauschprozesse zwischen Pflanzenbeständen und der atmosphärischen Grenzschicht nutzen Schließungsansätze höherer Ordnung (HOC) (z.B. Meyers and PawU, 1986, 1987) oder die „Transilient – Turbulence Theory (TTT) (z.B. Inclan et al., 1996; He et al., 1997). Zur Beurteilung, wie genau sich die mittleren Größen, die höheren Momente des turbulenten Strömungsfeldes, ihre Ableitungen, die TKE und die Elemente der Transilient – Matrix bestimmen lassen, wurden Ergebnisse aus Experimenten in Waldgebieten aufbereitet (z.B. Zelger et al., 1997; Schween et al., 1997). Für den Vergleich von Experiment und Modell werden Übereinstimmungen bei den Feldern mittlerer Größen und deren Ableitungen als hinreichende und die höherer Momente (Varianzen, Kovarianzen, Schiefe, ...) und deren Ableitungen als notwendige Bedingung angesehen. Darüber hinaus werden weitere Kriterien zur Charakterisierung der Meßbedingungen und der Genauigkeit, mit der die Kenngrößen des turbulenten und skaligen Austausches bestimmt sind, zum Vergleich herangezogen (z.B. Foken und Wichura, 1995; Zelger et al., 1997). Als Beispiel wird die TKE-Bilanz behandelt, da sie für HOC- und TTT - Modelle sowie die Charakterisierung von Austauschprozessen (z.B. forced – und free-convection) von großer Bedeutung ist.

Foken, Th. und B. Wichura, 1995: Tools for quality assessment of surface – based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 78, 83 – 105.

He, Y et al., 1997: A non local closure model of turbulent transport in and above tree canopies. In : 12<sup>th</sup> AMS Symposium on Boundary Layers and Turbulence, Vancouver, p 206 – 207.

Inclan, M. G., R. Forkel, R. Dlugi, R.B. Stull (1996): Application of transilient turbulent theory to study interactions between the atmospheric boundary layer and forest canopies. *Boundary Layer Meteorology*, 79, 315-344

Zelger, M., J. Schween, R. Reuder, T. Gori, K. Simmerl, R. Dlugi (1997): The BEMA Project: Turbulent transport, characteristic length and time scales above and within the BEMA-Forest site at Castelporziano, Italy. *Atmos. Environment*, 31, No SI, 217-227

# Genauigkeit meteorologischer Messungen zur Bestimmung des Energie- und Stoffaustausches über hohen Pflanzenbeständen

Th. Foken

Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, 95440 Bayreuth

Hohe Pflanzenbestände beeinflussen in erheblichem Maße die Eigenschaften der atmosphärischen Bodenschicht (Prandtl-Schicht). Sie führen zur Ausbildung einer sehr mächtigen rauhen Unterschicht, in der die Ähnlichkeitsbeziehungen der Bodenschicht in der Regel nicht gelten. Unter windschwachen und stabilen Bedingungen ist sogar eine völlige Entkopplung des Pflanzenbestandes von den darüber befindlichen Atmosphärenschichten möglich.

Üblicherweise werden Gradientansätze zur Bestimmung des Energie- und Stoffaustausches verwendet. Da diese Gradienten erst in einem relativ großem Abstand vom Pflanzenbestand gemessen werden können, sind sie bereits sehr klein. Auf die Größe des Gradienten hat das turbulente Windfeld (ausgedrückt durch die Schubspannungsgeschwindigkeit), die Stabilität der Schichtung und unter Berücksichtigung der Verschiebungshöhe ( $d$ ) das Verhältnis der obersten und untersten Meßhöhe (Bowen-ratio-Methode: zwei Meßhöhen),  $m=(z_2-d)/(z_1-d)$  einen merklichen Einfluß. Für die Untersuchung wurden die beiden Extreme ( $m=1,25$ : Wald;  $m=8$ : niedrige Vegetation; nur zwei Meßhöhen) bezüglich der Meßhöhenverhältnisse betrachtet.

Zur Abschätzung der noch meßbaren Energie- und Depositionsflüsse erfolgt eine Bearbeitung des Parametrisierungsmodells nach Skeib und Richter (1984). Die in den Abb. 1 angegebenen Auswertungen für Wald in Abhängigkeit von der Schubspannungsgeschwindigkeit ( $u_*$ ) und der Stabilität ( $z/L$ ) liefern einen Parameter, der unter der Voraussetzung, daß der Gradient  $\Delta_N = \Delta_c = 1$  ist, als normierter Fluß  $F_N$  bezeichnet werden kann. Das Diagramm läßt somit die Flußbestimmung nach der Beziehung

$$F_c = F_N \cdot \Delta_c \quad (1)$$

zu, wobei  $F_N = f(u_*, z/L, z_2, z_2/z_1, d)$  eine komplizierte Modellfunktion ist. Setzt man für  $\Delta_c$  den minimalen auflösbaren Gradienten, bei dem der Fluß noch mit 20 % Genauigkeit bestimmbar ist und der sich aus der minimalen Empfindlichkeit des Meßgerätes  $\pm c_{\min}$  ergibt, so kann man den minimal bestimmbar Fluß ermitteln.

$$F_{c,\min} = F_N \cdot \Delta_{c,\min} = F_N \cdot 10 c_{\min} \quad (2)$$

In Tab. 1 wird für neutrale Schichtung und zwei Unterlagentypen dieser minimal meßbare Fluß aufgezeigt. Es ist dabei offensichtlich, daß für 'Starkwindbedingungen' ( $u_* = 0,6$  m/s) die Gradienten trotz eines hohen Flusses so gering werden, daß der Fluß nicht mehr im üblichen Fehlerbereich auflösbar ist. Die Unterschiede zwischen niedriger und hoher Vegetation (bedingt durch den Parameter  $m$ ) sind beachtlich.

Es zeigt sich, daß man Gradientmessungen über hohen Pflanzenbeständen nur mit einer relativ geringen Genauigkeit durchführen kann. Der Ausweg, die Anwendung der eddy-correlation-Methode, ist zumindest beim Stoffaustausch nur sehr eingeschränkt möglich. Die Anwendung dieser Technik setzt weiterhin voraus, daß eine sehr sorgfältige Datenprüfung erfolgt (Foken und Wichura, 1996), da beim typischem Auftreten kohärenter Strukturen über hoher Vegetation diese Messungen erheblich gestört

werden. Vielfach wird es nur möglich sein, den Stoffaustausch zu modellieren, wobei es dann darauf ankommt, diese Modelle für Stoffen, die gegenüber dem untersuchten Stoff vergleichbaren Eigenschaften besitzen (möglichst Wasserdampf oder Ozon), zu validieren. Zur Einschätzung der Güte derartiger Validierungen sind die hier gegebenen Abschätzungen in vollem Umfang gültig.

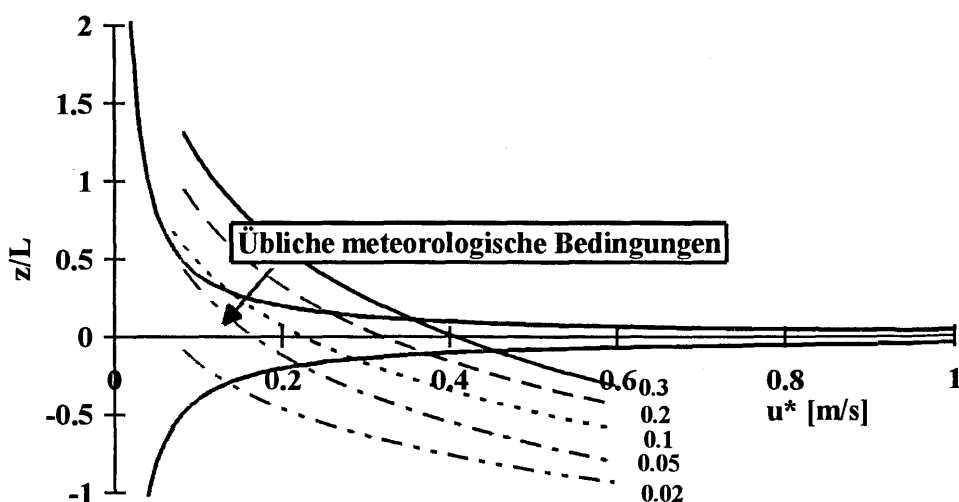


Abb. 1: Noch meßbare Depositionsflüsse  $F_N$  über hoher Vegetation ( $m = 1,25$ ) in Abhängigkeit von der Stabilität und der Schubspannungsgeschwindigkeit

Tab. 1: Minimal bestimmbare Flüsse für verschiedene Gaskomponenten und fühlbarer Wärmestrom Maßeinheiten:  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  bzw.  $\mu\text{g}/\text{s}\cdot\text{m}^2$  Wert liegt über dem typischen Fluß

Gas	$c_{\min}$	$\Delta_{\min}$	niedr. Veg. $m=8, z/L=0$		hohe Veg. $m=1,25, z/L=0$	
			$u_* = 0,2 \text{ m/s}$	$u_* = 0,6 \text{ m/s}$	$u_* = 0,2 \text{ m/s}$	$u_* = 0,6 \text{ m/s}$
NO	0,0625	0,625	0,0312	0,0937	0,0625	0,312
NO <sub>2</sub>	0,096	0,96	0,048	0,144	0,096	0,48
O <sub>3</sub>	1,0	10,0	0,5	1,5	1,0	5,0
fühlb. Wärme	0,05 K	0,5 K	25 W/m <sup>2</sup>	75 W/m <sup>2</sup>	40 W/m <sup>2</sup>	120 W/m <sup>2</sup>

**Danksagung:** Die Arbeit wurde durch das Umweltbundesamt im Rahmen des F+E-Vorhabens 10402818 gefördert.

Literatur:

Foken, Th., Wichura, B., 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. Agric. & Forest Meteorol., 78, 83-105  
 Skeib, G., Richter, S. H., 1984: Praktische Anwendung voll normierter universeller Funktionen für das turbulente Stromfeld in der bodennahen Luftschicht. Z. Meteorol., 34, 247-252

# Qualitätskontrolle mikrometeorologischer Messungen

Th. Foken<sup>1)</sup>, D. Handorf<sup>2)</sup>, S. H. Richter<sup>3)</sup>, B. Wichura<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Universität Bayreuth, Abt. Mikrometeorologie, 95440 Bayreuth

<sup>2)</sup> Alfred-Wegener-Institut, Telegrafenberg, 14473 Potsdam

<sup>3)</sup> Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium, 15864 Lindenberg

Mikrometeorologische Meßprogramme werden in zunehmendem Maße nicht mehr nur kampagnenartig, sondern häufig als mehrjährige Dauermessungen durchgeführt. Der Personalaufwand zur Kontrolle dieser z. T. erheblichen Datenmengen ist beachtlich, da vielfältige Einflußfaktoren zu Meßergebnissen führen können, deren Richtigkeit nur mit fachlicher Sachkenntnis einschätzbar sind. Dabei sind Programme der Qualitätssicherung und -kontrolle nicht grundsätzlich verschieden zu denen bei klassischen meteorologischen Beobachtungen (Shearman, 1992). In Erweiterung dieser Methoden werden jedoch bei der Qualitätskontrolle mikrometeorologischer Messungen weitere meteorologische Meßgrößen einbezogen. Um die Arbeit von Experten zur Datenkontrolle auf ein Mindestmaß zu beschränken, wird eine Hierarchie von Qualitätstests vorgeschlagen, mit der eine Vielzahl von Einflußfaktoren durch entsprechende Algorithmen abgeschätzt werden können.

Durch den *Fehlwertetest* werden Meßwerte ausgeschlossen, die unrealistisch sind. Neben einfachen elektrischen Tests (Geräteausfälle, Gerätestörungen und Probleme bei der Signalübertragung) zählen dazu Plausibilitätstests zu den Meßwerten. So muß eine Windgeschwindigkeit von 0,0 m/s beispielsweise mit einer nicht definierten Windrichtung (Calme) korrespondieren (DeGaetano, 1997). Bei einer Vielzahl meteorologischer Größen lassen sich die Meßwerte innerhalb vorgegebener und zeitlich veränderlicher Schwellwerte testen. Ein bereits gut entwickeltes System wurde für Strahlungsmessungen erarbeitet (Gilgen et al., 1994), bei dem beispielsweise die atmosphärische Gegenstrahlung Werte zwischen der langwelligigen Strahlung eines schwarzen und eines grauen Körper bei Verwendung der Temperatur in 2 m Höhe annehmen muß.

*Meteorologische Test* beinhalten Vergleiche mit dem typischen Verhalten der entsprechenden Größen. Diese Tests sind in jedem Fall vom Meßort abhängig und können bei extremen Wetterereignissen auch negativ ausfallen, so daß dann eine Überprüfung durch einen Spezialisten notwendig wird. Typische Tests sind Vergleiche mit klimatologischen Werten über die zeitliche Veränderlichkeit eines Parameters zwischen zwei Messungen (DeGaetano, 1997). Damit können Sprünge in den Meßwerten festgestellt werden. Weiterhin kann die Andauer konstanter Meßwerte überprüft werden, um Blockierungen der Meßwertgeber oder Trennung von Meßwertgeber und Datenverarbeitung zu erkennen. Die notwendigen Werte müssen in der Regel durch die durchzuführenden Messungen erst ermittelt werden, so daß diese Tests erst nach einer längeren Entwicklungsphase voll wirksam sein können. In meteorologische Tests können auch andere Parameter einbezogen werden. Beispielsweise ist es möglich, die zeitliche Veränderlichkeit der Windgeschwindigkeit und -richtung zwischen zwei Messungen auch mit zeitlichen Druckänderungen zu überprüfen.

Die klassische Form eines *Testmodells* ist die Identifikation von Fehlmessungen aus der numerischen Analyse von Wettermeldungen in einem größeren Gebiet. Es kann sinngemäß auch für gleichartige mikrometeorologische Messungen in einem beschränkten Gebiet angewandt werden. Es können dazu Schwellwerte festgelegt werden, innerhalb derer die Messungen liegen müssen bzw. die Meßwerte



werden durch Interpolationsschemata miteinander verglichen. Bei der Messung vertikaler Gradienten in der Atmosphäre können für den bodennahen Bereich Modelle zur Energieaustauschbestimmung und für Turmmessungen exponentielle Näherungsprofile herangezogen werden. Für Messungen des Energie- und Stoffaustausches müssen Testverfahren, mit denen auch die Voraussetzungen für die Anwendbarkeit entsprechender Meßverfahren getestet werden können, verwendet werden. Beispielsweise können Messungen des Wind-, Temperatur- und Feuchtegradienten in der bodennahen Luftschicht approximiert werden und mit Modellfunktionen der Monin-Obukhov'schen Ähnlichkeitstheorie verglichen werden. Aus merklichen Abweichungen kann beispielsweise auf mögliche interne Grenzschichten geschlossen werden und der Höhenbereich für die Ableitung von Flüssen eingeschränkt werden (Foken et al., 1997)

In zunehmenden Maße werden zeitlich hochauflösende Meßgeräte für mikrometeorologische Messungen, speziell zur Bestimmung von Flüssen, eingesetzt. Dabei werden am häufigsten Ultraschallanemometer verwendet. Soweit nur die mittlere Windgeschwindigkeit und -richtung gemessen werden, gelten obige Ausführungen analog. Für die Messung fluktuierender Größen (turbulenter Flüsse) ist die Anwendung zusätzlicher Methoden notwendig, um die Voraussetzungen für die Bestimmung turbulenter Größen auf Grund der Gesetzmäßigkeiten der atmosphärischen Turbulenz zu überprüfen. Dazu gehören die Überprüfung der Stationarität und charakteristischer Eigenschaften der atmosphärischen Turbulenz, wie der Varianz-Fluß-Ähnlichkeit (Foken und Wichura, 1996).

Komplexe Verfahren der Qualitätskontrolle (mit Ausnahme bei Strahlungsmessungen), die eine anschließende Kennzeichnung der Daten mit einer Klassifikation der Datenqualität ermöglichen, sind noch in der Entwicklung. Die vorliegende Studie soll zum Austausch über Testmethoden und zur Entwicklung einheitlicher Testverfahren beitragen.

**Danksagung:** Die Autoren danken den Mitarbeitern der Meteorologischen Observatorien Potsdam und Lindenberg, die die Entwicklung oben genannter Tests begannen und Mitarbeitern und Studenten der Universität Bayreuth, die an ihrer Weiterentwicklung arbeiten.

#### Literatur:

- DeGaetano, A. T., 1997: A quality-control routine for hourly wind observations. *J. Atmos. & Ocean. Technol.*, **14**, 308-317.
- Foken, Th., Wichura, B., 1996: Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric. & Forest Meteorol.*, **78**, 83-105.
- Foken, Th., Jegede, O. O., Weisensee, U., Richter, S. H., Handorf, D., Görsdorf, U., Vogel, G., Schubert, U., Kirzel, H.-J., Thiermann, V., 1997: Results of the LINEX-96/2 Experiment. DWD, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse, Nr. 48, 75 pp.
- Gilgen, H., Whitlock, C. H., Koch, F., Müller, G., Ohmura, A., Steiger, D., Wheeler, R., 1994: Technical plan for BSRN data management. World Radiation Monitoring Centre (WRMC), Technical Report, No. 1, 51-55.
- Shearman, R. J., 1992: Quality Assurance in the observations area of the Meteorological Office. *Meteorol. Mag.*, **121**, 212-216.

# Über die Genauigkeit von mikrometeorologischen Verfahren zur Bestimmung des Austauschs von Spurenstoffen zwischen Atmosphäre und Biosphäre

Gerhard Kramm<sup>1</sup>, Franz X. Meixner<sup>2</sup>, Ralph Dlugi<sup>3</sup>, Peter Schröder<sup>4</sup>, Kyaw Tha Paw U<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Postfach 10 13 10, Leipzig

<sup>2</sup>Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz, Abteilung Biogeochemie

<sup>3</sup>Kreutweg 18, 82234 Weßling

<sup>4</sup>GSF-Research Center, Institute for Plant-Pathology, Building 57,  
Ingolstädter Landstraße 1, 85764 Oberschleißheim

<sup>5</sup>University of California, Department of Land, Air and Water Resources,  
151 Hoagland Hall, Davis, CA. 95616, U.S.A.

Die trockene Deposition spielt als Senke im Massenbudget von Spurengasen und Aerosolpartikeln in der bodennahen Luftschicht eine wichtige Rolle. Sie trägt wesentlich zur Reinigung dieser Luftschicht bei und wird deshalb auch zu den Selbstreinigungsmechanismen der Atmosphäre gerechnet. Für die Vegetation und den Erdboden sowie für die Gewässer bedeutet der atmosphärische Massenverlust allerdings eine Belastung, die - so muß man auf Grund der vielen beobachtbaren irreparablen Schäden vermuten - einen wesentlichen Beitrag zur Zerstörung unserer natürlichen Umgebung leistet. Vielmehr als die Aufstellung des atmosphärischen Spurenstoffbudgets erfordert deshalb die Erforschung der Schadwirkungen die Quantifizierung des atmosphärischen Spurenstoffeintrags. Die Ergebnisse von simultan durchgeführten mikrometeorologischen und luftchemischen Messungen (z.B. *Nestlen et al.* 1993) sowie Bodenkammermessungen (z.B. *Meixner*, 1994) weisen allerdings darauf hin, daß für eine Reihe von Spurenstoffen der Untergrund (Vegetation, Erdboden usw.) nicht nur als Spurenstoffsенке, sondern auch als -quelle in Betracht kommt. Folglich dürfen zur Bestimmung des Austauschs von Spurenstoffen zwischen Atmosphäre und Biosphäre nur solche Verfahren herangezogen werden, die eine Bestimmung dieses Austauschs nach *Betrag* und *Richtung* gewährleisten.

Über Flächen von mehreren Hektaren Größe kann eine adäquate Bestimmung dieses Stoffaustauschs nur mit mikrometeorologischen Verfahren vorgenommen werden. Hierzu zählen die *direkten* Meßverfahren wie 'eddy covariance'- und 'conditional sampling'-Methoden sowie die *indirekten* Verfahren wie 'relaxed conditional sampling'- und 'variance'-Methoden. Ferner existieren noch mikrometeorologische Modellverfahren, die ebenfalls der Gruppe der indirekten Verfahren zugeordnet werden. Hierzu zählen die einfach zu handhabenden aerodynamischen Profil- und modifizierten Bowen-'ratio'-Methoden sowie die komplexeren SVAT-Schemata (SVAT = 'soil-vegetation-atmosphere-transfer') für niedrige Vegetation und die komplexen Turbulenz-Modelle, die auf der Schließung höherer Ordnung, der LES-Technik oder der 'transient turbulence theory' basieren, für höhere Vegetation. Alle diese mikrometeorologischen Verfahren beruhen darauf, daß gewisse Kriterien (z.B. Stationaritätskriterium) erfüllt sowie die üblicherweise verwendeten Näherungen (z.B. 'constant flux'-Approximation) und - im Falle der indirekten Verfahren - auch die verwendeten Parametrisierungsansätze zulässig sind.

Im Rahmen einer Studie wurden nun Untersuchungen zur Genauigkeit der zuvor aufgelisteten mikrometeorologischen Meß- und Modellverfahren zur direkten und indirekten Bestimmung des Spurenstoffaustauschs zwischen Atmosphäre und Biosphäre durchgeführt, die auf Fehlerfortpflanzungsrechnungen sowie Sensitivitäts- und Unsicherheitsanalysen beruhen (*Kramm et al.*, 1998a, *Kramm et al.*, 1998b). Typische Ergebnisse dieser Studie werden vorgestellt und bewertet. Dabei wird zwischen der Präzision der Verfahren und der Repräsentanz der damit erzielten Ergebnisse unterschieden. Auf etwaige systematische Fehler wird besonders hingewiesen.

Während dieser Studie wurde u.a. die 'relaxed conditional sampling (RCS)'-Methode bewertet. Diese Methode, deren Bewertung hier als Beispiel dienen soll, beruht auf einem Parametrisierungsansatz zur Bestimmung der vertikalen Spurengasflußkomponente, der von Businger und Oncley (1990) vorgeschlagen wurde. Er entspricht im Prinzip einer Schließung anderthalbfacher Ordnung. An Stelle des ursprünglichen Parametrisierungsansatzes, der die Varianz der Vertikalgeschwindigkeit sowie einen empirisch zu bestimmenden Parameter enthält, wurde folgende Gleichung verwendet:

$$F_i = \overline{w' c_i'} \cong \frac{c_i^+ - c_i^-}{\Theta^+ - \Theta^-} \frac{H}{c_p \rho} = \frac{c_i^+ - c_i^-}{q^+ - q^-} \frac{Q}{\rho} \quad (1)$$

Diese wurde mit Hilfe des Bowen-'ratio'-Ähnlichkeitsprinzips hergeleitet (Kramm et al., 1998b). Hierin sind  $F_i$  der Spurengasfluß,  $H$  der sensible Wärmefluß,  $Q$  der Wasserdampffluß,  $\rho$  die Luftdichte,  $c_i$  die Partialdichte des Spurengases,  $c_p$  die spezifische Wärme bei konstantem Druck,  $\Theta$  die potentielle Temperatur und  $q$  die spezifische Feuchte. Die bedingte Probenahme bei aufwärtsgerichtetem Vertikalwind ( $w$ ) wird mit '+' und diejenige bei abwärtsgerichtetem Vertikalwind wird mit '-' bezeichnet. Die Berechnung des mittleren relativen Fehlers  $\delta F_i/F_i$  der Flußbestimmung beruht auf dem Fehlerfortpflanzungsgesetz

$$\frac{\delta F_i}{F_i} = \left\{ \left( \frac{\delta H}{H} \right)^2 + \left( \frac{\delta \Delta c_i}{\Delta c_i} \right)^2 + 2 \left( \frac{\delta \Theta}{\Delta \Theta} \right)^2 \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

wobei  $\Delta c_i = \overline{c_i^+} - \overline{c_i^-}$  und  $\Delta \Theta = \overline{\Theta^+} - \overline{\Theta^-}$ . Die Größe  $\delta \Delta c_i$  ist der absolute Fehler mit der  $\Delta c_i$  im Falle der *Differentialmeßtechnik* bestimmt werden kann.

Die in Abb. 1 dargestellten Ergebnisse wurden für  $\text{CO}_2$  an Hand der Meßdaten von Oncley et al. (1993) hergeleitet. Bei der Fehleranalyse wurden folgende Werte verwendet:  $\delta \Delta c_i = 0.3 \text{ mg m}^{-3}$  (Oncley et al., 1993) und  $\delta \Theta = 0.02 \text{ K}$ . Der mittlere relative Fehler der Wärmeflußmessung wurde mit 15 %, 20 % und 25 % angenommen. Wie Abb. 1 zeigt, rangiert der mittlere relative Fehler des mit der RCS-Methode bestimmten  $\text{CO}_2$ -Flusses von 17 % bis zu 60 % für  $\delta H/H = 15\%$  und von 26 % bis zu 63 % für  $\delta H/H = 25\%$ , wobei natürlich die größten  $\delta F_i/F_i$ -Werte im Falle der kleinsten  $|\Delta c_i/\delta \Delta c_i|$ -Verhältnisse auftreten.

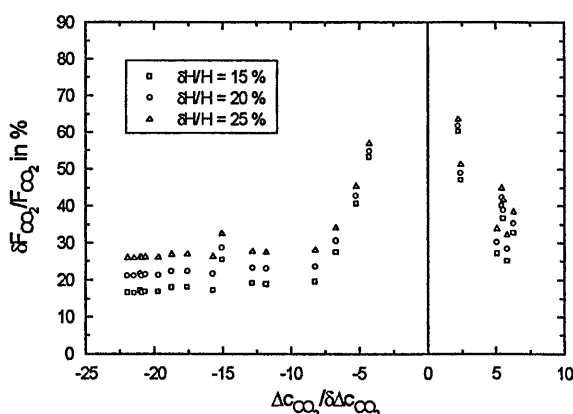


Abb. 1: Mittlerer relativer Fehler  $\delta F_i/F_i$  der RCS-Methode in Abhängigkeit von  $\Delta c_{\text{CO}_2}/\delta \Delta c_{\text{CO}_2}$  (from Kramm et al., 1998b).

Diese Ergebnisse belegen, daß die relative Genauigkeit der RCS-Methode im Vergleich zu anderen mikrometeorologischen Methoden wie der modifizierten Bowen-'ratio'-Methode weniger zufriedenstellend ist. Die RCS-Methode stellt keine Alternative zur 'eddy covariance'-Methode dar. Nur die Ergebnisse der 'eddy covariance'-Methode dürfen zur Evaluation von Modellergebnissen herangezogen werden.

#### Literaturverzeichnis:

- Businger, J.A., Oncley, S.P., 1990: *J. Atmos. Oceanic Technol.* 7, 349-352.  
 Kramm, G., Meixner, F.X., Dlugi, R., Schröder, P., Paw U, K.T., 1998a: *Lecture Notes in Earth Sciences* (submitted).  
 Kramm, G., Beier, N., Dlugi, R., Müller, H., 1998b: *Beitr. Phys. Atmosph.* (in press).  
 Meixner, F.X., 1994: *Nova Acta Leopoldina* NF 70 (Nr. 288), 299-348.  
 Nestlen, M., Müller, H., Meixner, F., 1993: In: Borell, P.M., et al. (eds.), *Photo-Oxidants: Precursors and Products*, SPB Academic Publishing bv., The Hague, The Netherlands, 727-731.  
 Oncley, S.P., Delany, A.C., Horst, T.W., Tans, P.P., 1993: *Atmos. Environ.* 27A, 2417-2426.

# Troposphärisches Ozon über Mitteleuropa

W. Fricke

Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium  
Albin-Schwaiger-Weg 10, 82383 Hohenpeißenberg

Die Ozonkonzentrationen in der Troposphäre werden durch verschiedene Quellen und Senken bestimmt: Einmischung aus der Stratosphäre, Deposition am Boden, Bildung und Abbau durch photochemische Prozesse aus anthropogenen und natürlichen Vorläufersubstanzen, sowie Umverteilung durch Vertikal- und Horizontaltransport innerhalb der Troposphäre. Bei der Interpretation von Ozonmessungen sind also meteorologische und chemische Einflußgrößen in gleicher Weise zu berücksichtigen. Die Bedeutung von Ozon besteht vor allem darin, daß es vor dem kurzwelligen Anteil der solaren UV-Strahlung schützt, ein Treibhausgas ist und bei erhöhten Konzentrationen schädliche Wirkungen auf Biosphäre und Menschen hat.

In Bodennähe liegen die Jahresmittel der Ozonkonzentrationen an den rund 300 Meßstellen in Deutschland im Durchschnitt bei  $45 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Sie sind an ländlichen Stationen höher als an städtischen und bei gleicher Höhe über dem Meer auf Bergen höher als in Tälern. Überlagert ist eine Konzentrationszunahme mit der Höhe über dem Meeresspiegel, da der Boden im Mittel eine Senke für Ozon darstellt: In 1500 m Höhe betragen die Jahresmittelwerte bereits  $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . Die jährlichen Maxima liegen an den meisten Stationen zwischen 200 und  $250 \mu\text{g}/\text{m}^3$ .

Die Zusammenhänge verschiedener meteorologischer Parameter mit der Ozonkonzentration sind oft aufschlußreich. So sind Tage mit Werten über  $180 \mu\text{g}/\text{m}^3$  in Deutschland überdurchschnittlich häufig mit Wind aus östlichen bis südlichen Richtungen verbunden. Dies ist auf die oftmals mit solchen Windrichtungen gekoppelten sommerlichen Hochdruckwetterlagen zurückzuführen, die günstige Bedingungen für das Entstehen hoher Ozonkonzentrationen bieten. Andererseits wird die Luft mit zunehmender Ozonkonzentration bevorzugt aus Gebieten herantransportiert, wo hohe Emissionen von ozonbildenden Stickstoffoxiden und flüchtigen organischen Verbindungen (VOC) emittiert werden. Die höchsten Ozonkonzentrationen werden in ländlichen Gebieten meist nicht bei schwachem Wind, sondern bei Geschwindigkeiten um 5 m/s beobachtet, d.h. sie werden nicht lokal gebildet, sondern herantransportiert. Mit weiter zunehmender Windgeschwindigkeit nehmen die Schwankungen der Ozonkonzentrationen ab und werden damit zunehmend repräsentativ für die Hintergrundwerte in der unteren Troposphäre.

Ebenso wie aus den Jahresschwüngen, die neben dem natürlichen Frühjahrsmaximum ein Sekundärmaximum im Sommer zeigen, läßt sich aus den Wochenschwüngen der anthropogene Einfluß auf die Ozonbildung erkennen. Die Wochenschwüngen sind allerdings oft nur sehr schwach ausgeprägt, weil Ozon als Sekundärsubstanz nur verzögert und gedämpft auf die Emissionsunterschiede von Stickstoffoxiden und VOC zwischen Werktagen und Wochenenden reagiert.

Langjährige Ozone Trends in Ballungsgebieten spiegeln häufig nur lokale Veränderungen wider und ergeben daher in Deutschland kein einheitliches Bild. Aussagekräftiger sind Messungen in ländlichen Gebieten mit geringen NO-Konzentrationen oder auf Bergstationen. Am Hohenpeißenberg sind die bodennahen Ozonkonzentrationen seit Beginn der Messungen im Jahr 1971 von rund 60 auf  $80 \mu\text{g}/\text{m}^3$  angestiegen. Bei Zugrundelegen eines linearen Trends entspricht dies

einer Zunahme von  $8 \mu\text{g}/\text{m}^3$  pro Dekade. Die Ozonmaxima - die mehr der regionalen Ozonbildung zuzuordnen sind - stiegen während dieses Zeitraums nicht an, so daß dieser Trend vor allem auf eine Zunahme der Grundbelastung (also der Hintergrundkonzentrationen) zurückzuführen ist.

Analysen von Rückwärtstrajektorien zeigen, daß Ozonkonzentrationen in ländlichen Gebieten Deutschlands am besten mit Stickoxidemissionen korrelieren, die etwa ein bis drei Tage zurückliegen. Da die mittlere Transportgeschwindigkeit von Luft bei Ozonkonzentrationen über  $180 \mu\text{g}/\text{m}^3$  in Deutschland etwa 200 km pro Tag beträgt, sollten Minderungsmaßnahmen für einen Ort somit in einem Umkreis von größenordnungsmäßig 600 km vorgenommen werden, um effektiv zu sein. Dies verdeutlicht, daß lokale kurzzeitige Minderungsmaßnahmen nur marginalen Erfolg haben können.

Die Emissionen an ozonbildenden Stickstoffoxiden sind in Deutschland bis Ende der siebziger Jahre angestiegen, stagnierten während der achtziger Jahre und sanken bis 1995 um rund ein Drittel. In der westlichen Nachbarländern gab es keine wesentlichen Änderungen bei diesen Emissionen, lediglich in Polen und Tschechien gingen sie in den neunziger Jahren in ähnlichem Umfang zurück. Die ebenfalls für die Ozonbildung wichtigen Emissionen von VOC waren in Deutschland bis 1990 relativ konstant und sind seitdem ebenfalls um etwa ein Drittel zurückgegangen. Mögliche Auswirkungen dieser Emissionsänderungen sind durch meteorologische Einflüsse maskiert. So hat seit 1988 eine Reihe von milden Wintern mit guter Durchmischung der Luft dazu beigetragen, daß die Ozonwerte in dieser Jahreszeit höher waren als während der Jahre zuvor. Zusätzlich begünstigten die gehäuft aufgetretenen warmen und sonnenscheinreichen Sommer seit Beginn der neunziger Jahre erhöhte Ozonkonzentrationen. Eine Interpretation von Ozontrends im Hinblick auf die Auswirkungen von Emissionsminderungen ist folglich erst nach Herausrechnung der relevanten meteorologischen Einflußgrößen sinnvoll.

Die Ozonsondierungen über dem Hohenpeißenberg zeigen seit dem Beginn 1967 in der freien Troposphäre in Höhen zwischen 2 und 8 km einen ansteigenden Trend, seit Mitte der achtziger Jahre einen leichten Rückgang, seit 1994 wieder einen Anstieg. Insgesamt ergibt sich über diesen Zeitraum ein (linearer) Trend von 15% pro Dekade. Da der Konzentrationsrückgang nach 1985 in 8 km Höhe stärker ausgeprägt ist als in der unteren Troposphäre, ist die Ursache hierfür weniger in Bodennähe zu suchen. In Frage kommen sowohl Veränderungen bei den atmosphärischen Transport- und Austauschprozessen, als auch Auswirkungen von gestiegenen Flugzeugemissionen. In der Stratosphäre wird ein kontinuierlicher Rückgang der Ozonkonzentrationen von 3.3% pro Dekade beobachtet, dem schwankende dynamische Einflüsse und Auswirkungen von Vulkanausbrüchen überlagert sind. Der Gesamtzongehalt der Atmosphäre über Mitteleuropa ist (wegen des dominierenden Anteils an stratosphärischem Ozon) seit 1968 um 3% pro Dekade zurückgegangen, was eine Zunahme der UV-B-Strahlung vor allem im Frühjahr bewirkt hat: Am Hohenpeißenberg hat sich nach neuesten Abschätzungen in den vergangenen 30 Jahren die Intensität der UV-B-Strahlung bei 300 nm Wellenlänge in den April-Monaten bei einer Zenitdistanz von  $40^\circ$  an sehr klaren Tagen verdoppelt.

In den kommenden Jahren wird die Hintergrundkonzentration von Ozon in der Troposphäre in dem Ausmaß weiter steigen, mit dem die Emissionen von ozonbildenden Substanzen auf der Nordhemisphäre zunehmen. In Europa sollen die  $\text{NO}_x$ - und VOC-Emissionen aufgrund der ECE-Protokolle um 30% gesenkt werden. Dies läßt einen leichten Rückgang der Häufigkeit und Andauer hoher Ozonkonzentrationen in Mitteleuropa erwarten. Wie oft die Sommersmog-episoden in den einzelnen Jahren auftreten, wird auch weiterhin von der jeweiligen Häufigkeit sommerlicher Hochdrucklagen abhängen.

# Simulation einer Photo-Oxidantien-Episode im Sommer 1994 im Großraum Berlin; Prozeßorientierte Analyse von Spurenstoffverteilungen

J. Tippke<sup>1</sup>, M. Memmesheimer<sup>1</sup>, H.J. Jakobs<sup>1</sup>, H.Feldmann<sup>1</sup>, M. Weber<sup>1</sup>, A. Ebel<sup>1</sup> und B. Wickert<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln, Projekt EURAD, Aachenerstr. 201 - 209, 50931 Köln

<sup>2</sup> Institut für Energiewirtschaft und Rationelle Energieanwendung, Universität Stuttgart, Heßbrühlstr. 49a, 70565 Stuttgart.

## Einleitung

Im Rahmen des Feldexperimentes BERLIOZ, das die Verfolgung der Abluftfahne Berlins bis ins Umland und die Analyse aller ozonbildenden Prozesse zur Aufgabe hat, wurden begleitende modellgestützte Untersuchungen mit dem EURAD-Modellsystem vorgenommen. Vorrangiges Ziel dieser Kampagne ist die Verbesserung der Sommersmogvorhersage durch ein detaillierteres Prozeßverständnis einhergehend mit einer umfassenderen Abschätzung von Kontrollmaßnahmen zur Vermeidung von Sommersmog.

## Modellbeschreibung

Das EURAD-Modellsystem (Europäisches Ausbreitungs- und Depositionsmodell) ist ein komplexes dreidimensionales Eulersches Modell, das die Bildung, den Transport, die Umwandlung und die Deposition von Schadstoffen in der Atmosphäre beschreibt. Im wesentlichen besteht es aus drei Hauptkomponenten: dem Mesoskaligen Meteorologischen Modell, Version 5 (Grell et al., 1994), dem EURAD Emissionsmodell EEM (Memmesheimer et al., 1991) und dem Chemie-Transportmodell CTM2 (Hass, 1991). Für den aktuellen Fall wurden mit Hilfe des Nestung-Verfahrens Simulationen auf 4 verschiedenen horizontalen Gitterweiten durchgeführt, nämlich für die Regionen Mitteleuropa ( $54 \times 54 \text{ km}^2$ ), Deutschland ( $18 \times 18 \text{ km}^2$ ), den Neuen Bundesländern ( $6 \times 6 \text{ km}^2$ ) und dem Großraum Berlin ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ). Die Wetterlage während des Simulationszeitraumes (21.-30.7.1994) war gekennzeichnet durch eine ausgeprägte Hochdruckwetterlage über Mitteleuropa, starke Sonnenstrahlung, hohe Temperaturen und absinkenden Luftbewegungen in weiten Teilen der Modellregion. Damit verbunden war eine verstärkte Photosmog-Bildung über Deutschland, die zur Auslösung des Ozonalarmes in Hessen führte.

## Methode

Die prozeßorientierte Analyse der Modellergebnisse untersucht den Beitrag der verschiedenen Terme der Kontinuitätsgleichung zu den Budgets von Photo-Oxidantien wie Ozon und PAN in verschiedenen Höhenschichten.

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -\frac{\partial u C_i}{\partial x} - \frac{\partial v C_i}{\partial y} - \frac{\partial w C_i}{\partial z} + \left(\frac{\partial C_i}{\partial t}\right)_{turb} + P_i - L_i + S_i + \left(\frac{\partial C_i}{\partial t}\right)_{clouds} \quad (1)$$

Die betrachteten Prozesse sind die horizontale und vertikale Advektion, kleinskalige Turbulenz (nur die vertikale Komponente wird betrachtet), trockene Deposition am unteren Rand, chemische Produktions- und Verlustterme, Wolkenprozesse (vertikale Umverteilung, Auswaschen und Naßphasenchemie) und Emissionen (Flüsse in die Modellregion oder interne Quellen).

Abbildung 1 zeigt das Budget für Ozon für den Raum Berlin am 25.7.1994. Am 25.7.1994 dominierten im Großraum Berlin südöstliche Anströmrichtungen, eine für diese Region und Jahreszeit typische Wetterlage. Der dominante Term innerhalb der betrachteten 24 Stunden ist

**25.07.94 --- O3 Budget**  
**Raum Berlin (Ausgangsgebiet: N1) --- Angaben in Tonnen O3**

Schicht	Gasphase Chemistry	Turbulente Diffusion	Wolken-effekte	Horizontale Advektion	Vertikale Advektion	Total
1949 m		-1,4 ↓			0,3 ↑	
12-15 6073 m	7,4	1,1 ↓	0,0	-1390,5	-16,8 ↓	-1398,8
8-11 1818 m	-16,1	5,6 ↑	0,0	-186,1	325,2 ↑	128,6
2-7 70 m	348,8	-130,3 ↓	0,0	304,8	-328,5 ↓	194,8
1 0 m	-1,7	5,8 ↓ dry dep: -119,2	0,0	-22,7	19,8 ↓	1,2
1-15	338,4	-117,8	0,0	-1294,5	-0,3	-1074,2

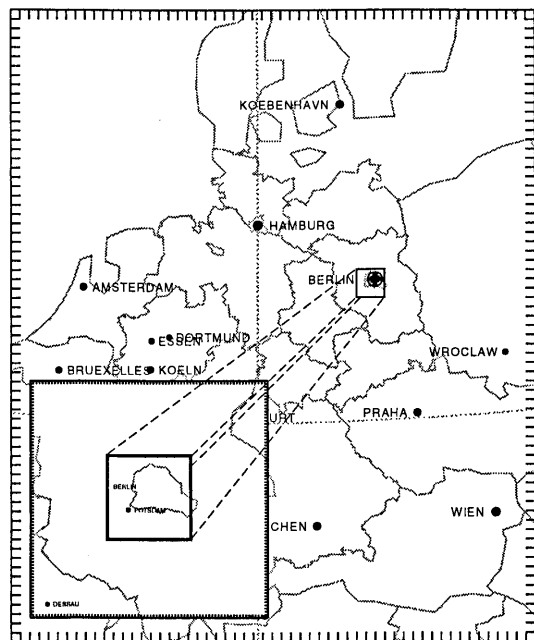


Abbildung 1: Budget für Ozon für die Berlin-Box im Nest 1. Dargestellt ist die Änderung der Masse von Ozon gemäß der verschiedenen Terme der Kontinuitätsgleichung für verschiedene Höhenschichten integriert vom 25.7.1994, 0 UTC bis zum 25.7.1994, 23 UTC.

die horizontale Advektion für die Modellschichten oberhalb von 6000 m. Dies hat seine Ursache in den großräumigen Absinkbewegungen über Mittel- und Osteuropa in den vorangegangenen Tagen, die zu einer Erhöhung der Ozonkonzentration in den oberen Schichten der Troposphäre führten. Chemische Produktion findet vor allem innerhalb der PBL statt und somit natürlich in den Regionen, in die die Vorläufersubstanzen von  $O_3$  ( $NO_x$  und  $VOC$ ) emittiert werden.

Bei detaillierterer Analyse tritt die Bedeutung der Reservoir-Schicht für die tageszeitlichen Variationen von Photo-Oxidantien durch konvektive Durchmischung infolge einsetzender Sonneneinstrahlung klar zutage (Memmesheimer et al., 1997). Über diese Untersuchungen hinaus wurden auch Vergleiche der Modellergebnisse mit Messungen durchgeführt.

### Danksagung

Diese Untersuchung wurde durchgeführt im Rahmen des Troposphären-Forschungsschwerpunktes (TFS) des BMBF. Die EURAD Gruppe bedankt sich für Unterstützungen durch das RRZK der Universität zu Köln, dem DWD in Offenbach, dem FZ Jülich (ICG2, ICG3, ZAM) und G. Smiatek am IfU in Garmisch-Partenkirchen.

### Referenzliste

Grell, G.A., J. Dudhia, D.R. Stauffer: A description of the Fifth-Generation PENN State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR., 138 pp., 1994.

Hass, H: Description of the EURAD Chemistry-Transport-Model Version 2 (CTM2), Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln, Hrsg. A. Ebel, F.M. Neubauer, P. Speth, Heft Nr. 83, 1991.

Memmesheimer, M., J. Tippke, A. Ebel, H. Hass, H.J. Jakobs, M. Laube: On the use of EMEP emission inventories for European scale air pollution modeling with the EURAD model. Proceedings of the EMEP workshop on Photooxidant Modelling for Long-Range Transport in Relation to Abatement Strategies, Berlin, 16.-19. April 1991, S. 307-324.

Memmesheimer, M., M. Roemer, A. Ebel: Budget calculations for ozone and its precursors: seasonal and episodic features based on model simulations, J. Atmos. Chem., 28, p. 283-317, 1997.

# Das Ozonbildungspotential von Kohlenwasserstoffen

E.-P. Röth, S. Erxleben, R. Ruhnke\*, R. Zellner

Institut für Physikalische und Theoretische Chemie  
Universität GH Essen, 45117 Essen

In der unteren Atmosphäre nimmt die Ozonkonzentration seit einigen Jahrzehnten stetig zu. Da dieser Zustand aufgrund der toxischen Wirkung des Ozons und wegen seiner Klimawirksamkeit als bedrohlich anzusehen ist, müssen Anstrengungen unternommen werden, die anthropogenen Einflüsse, die zu dem Konzentrationsanstieg führen, zu minimieren. Dazu müssen die wesentlichen Vorläufersubstanzen des Ozons identifiziert und in ihrer Auswirkung quantifiziert werden. Ein geeignetes Maß für diese Quantifizierung ist das Ozonbildungspotential (OBP) der einzelnen Vorläufersubstanzen.

Das OBP von Kohlenwasserstoffen in der Troposphäre wird sowohl durch stoffspezifische, innere Parameter als auch durch äußere Einflußgrößen bestimmt. Zu den ersteren zählt die Reaktivität der Luftkomponente, bei den meisten Kohlenwasserstoffen ist dies ihre Reaktion mit Hydroxylradikalen. Bei diesem oxidativen Abbau entstehen organische Peroxide, die unmittelbar in die troposphärische Ozonchemie eingreifen. Je größer die Abbaugeschwindigkeit der Kohlenwasserstoffe ist, umso mehr Ozon wird pro Zeiteinheit erzeugt.

Ein weiterer innerer Parameter des OBP ist der Abbaumechanismus der flüchtigen organischen Verbindungen. Je mehr Peroxide im Verlauf der Kohlenwasserstoffoxidation gebildet werden können, umso häufiger kann durch diese Substanzen NO zu NO<sub>2</sub> konvertiert werden. Hierbei ist zu beachten, daß im Verlauf der Reaktionen auf jeder Stufe des Abbaus Peroxide gebildet werden, wobei die Möglichkeit zur Peroxidbildung auch vom Verzweigungsgrad der organischen Verbindung abhängt.

Zu den äußeren Parametern der Ozonbildung gehören die meteorologischen Größen, wie Temperatur oder Sonnenintensität und Sonnenscheindauer. Hinzu kommt die Durchmischung und, in geringerem Maße, der Luftdruck. Diese meteorologischen Parameter werden durch die Kenngröße OBP nicht erfaßt, da sich das

---

\*) jetzt: Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Forschungszentrum Karlsruhe



Ozonbildungspotential allein auf die chemischen Aspekte der Ozonbildung beschränkt. Zu diesen äußeren Einflußgrößen gehört jedoch auch die Konzentration eines Kohlenwasserstoffs im Verhältnis zur chemischen Zusammensetzung der Luft. Daher muß das OBP für eine Vielzahl von Luftzusammensetzungen bestimmt werden. Dabei wird besonderer Wert gelegt auf die Konzentrationen, die für die Bundesrepublik Deutschland typisch sind.

Ziel der Charakterisierung einzelner flüchtiger organischer Verbindungen durch umgebungsspezifische Ozonbildungspotentiale ist es, optimale Reduktionsstrategien bezüglich der jeweiligen Hauptverursacher der anthropogen bedingten Ozonbildung zu entwickeln. Über die Ergebnisse der Berechnung des OBP für unterschiedliche Randbedingungen wird berichtet. Dabei wird aufgezeigt, in welchem Bereich das OBP eines einzelnen Kohlenwasserstoffs variieren kann und wie das OBP verwendet wird, um die regional unterschiedlichen Hauptverursacher der Ozonbildung zu identifizieren.

Im Zusammenhang mit dem OBP steht die Anwendung von Ozon-Isoplethendiagrammen für die Entwicklung von Strategien zur Vermeidung von Ozonsmog. Auch diese Isoplethendiagramme hängen von der regional und saisonal unterschiedlichen Zusammensetzung der Luft in Bezug auf die organischen Gase und die Katalysatoren der Ozonbildung, den Stickoxiden, ab. Dies wird anhand einiger Beispiele erläutert.

# Reduktion von chemischen Reaktionsmechanismen für die Gasphasenchemie der Troposphäre

D. Poppe und O. Schöps

Institut für Atmosphärische Chemie  
Forschungszentrum Jülich  
52425 Jülich

Konzentrationen von Spurengasen in der Troposphäre werden durch Emissionen, atmosphärischen Transport und durch chemische Umwandlungen beeinflusst. Die meisten Spurenstoffe gelangen in gasförmiger Form in die Atmosphäre, wo sie durch chemische Reaktionen in wasserlösliche Produkte überführt werden können, die leicht durch trockene und nasse Deposition aus der Atmosphäre entfernt werden können. Die Chemie der Spurengase ist daher ein wesentlicher Teil numerischer Modelle, die zeitliche Entwicklung und die räumliche Verteilung von Spurengasen bestimmen.

Reaktionssysteme, die detailliert das chemische Geschehen erfassen, enthalten zuviele Reaktionen und Verbindungen, um für operationelle Zwecke verwendet werden zu können. Die Analyse der Ergebnisse numerischer Simulationen zeigt jedoch, daß häufig nur eine kleine Zahl von Reaktionen und folglich ein reduzierter Satz von Verbindungen nennenswerte Beiträge zu bestimmten Problemen liefern. Zum Beispiel sind die Reaktionen der organischen Peroxyradikale in der freien Troposphäre vernachlässigbar, weil die Mischungsverhältnisse der Kohlenwasserstoffe klein sind, durch deren Abbau die Peroxyradikale entstehen. In der belasteten planetaren Grenzschicht spielen die Reaktionen von HO<sub>2</sub> mit den organischen Peroxyradikalen und deren Permutationsreaktionen wegen des erhöhten NO-Mischungsverhältnisses nur eine geringe Rolle.

Hier wird deshalb ein Verfahren vorgeschlagen, das eine Reduktion eines detaillierten Reaktionssystems für die Gasphasenchemie der Troposphäre nach objektiven Kriterien mit einem quantitativen Fehler hinsichtlich des Ausgangsmechanismus durchführt. Die Reduktionskriterien hängen von den Zielsetzungen des Chemie- und Transportmodells, in das das Chemiemodul eingebettet ist, sowie vom Modellgebiet ab.

Das Verfahren basiert auf der Analyse von Umsätzen aller Reaktionen, die für ein gegebenes Szenario von meteorologischen Parametern aus den Konzentrationen längerlebiger Spurengase abgeleitet werden können. Die Konzentrationen kurzlebiger Verbindungen werden in einer stationären Näherung bestimmt. Auf diese Weise lassen sich für alle Reaktionen realistische Umsätze bestimmen. Es wird ein Monte-Carlo-Verfahren benutzt, um die räumlich und zeitlich variable Spurengasverteilung und die meteorologischen Bedingungen im gesamten Modellgebiet zu erfassen. Da die Abhängigkeit der Umsätze von diesen Größen stetig und in der Regel schwächer als linear ist, reichen Ensemble von tausend Szenarien aus, um die Relevanz von Reaktionen zu erfassen.

Eine Reaktion  $i$  ist entbehrlich, wenn für alle Szenarien ihr Umsatz  $F_i$  verglichen mit dem Umsatz  $F_s$  von Schlüsselreaktionen oder -prozessen klein ist.

$$F_i < \varepsilon F_s$$

Schlüsselprozesse sind die photolyseinduzierte Bildung von Hydroxylradikalen für die Tagchemie und der Abbau von Kohlenwasserstoffen durch O<sub>3</sub> und NO<sub>3</sub> für die nächtliche Chemie.

Der Parameter  $\varepsilon$  steuert die Größe der Abweichung zwischen dem reduzierten und dem Ausgangsmechanismus. Er ist durch ein trial-and-error Verfahren, das erfahrungsgemäß schnell konvergiert, so festzulegen, daß der reduzierte Mechanismus den Genauigkeitsanforderungen

genügt, die sich aus der Aufgabenstellung für das Chemie- und Transportmodell ergeben, in das der Mechanismus eingefügt werden soll. Andere Ansätze verwenden eine Empfindlichkeitsanalyse auf die zu modellierenden Konzentrationen und Prozesse, um die hierfür relevanten Reaktionen zu identifizieren. Diese Untersuchungen haben gezeigt, daß solche Verfahren ähnlich reduzierte Reaktionsmechanismen liefern.

Ergebnisse wurden für die Reduktion der Gasphasenchemie RADM2 des nordamerikanischen Regional Acid Deposition Model gewonnen. Der Mechanismus RADM2 umfaßt 157 Reaktionen und 64 Verbindungen und eignet sich für die chemische Modellierung von Reinluftgebieten wie auch von erheblich belasteten Luftmassen. Für den Fall einer schwach belasteten Troposphäre findet man, daß eine Verkleinerung auf 75 Reaktionen und 44 Verbindungen mit Abweichungen zum RADM2 für OH von weniger als 1 % und für die Nettoproduktion von Ozon mit weniger als 2 % in der schwach belasteten Troposphäre möglich ist.

Die Permutationsreaktionen der organischen Peroxyradikale ( $\text{RO}_2$ ) werden vollständig entfernt, ebenso ein Teil der Radikalverluste durch Reaktionen von  $\text{HO}_2$  mit  $\text{RO}_2$  (Tabelle 1).

*Tabelle 1: Zusammenfassung der Reduktion von RADM2 aufgeschlüsselt nach Reaktionstypen. Für RADM2 ist die Zahl der Reaktionen, für den reduzierten Mechanismus die Zahl der entfernten Reaktionen angegeben. (KW bezeichnet Kohlenwasserstoffe und auch teiloxidierte Verbindungen wie Aldehyde und Ketone)*

Reaktionen	RADM2	reduzierter RADM2
Photolyse	21	-9
OH + KW	23	-9
$\text{O}_3$ + KW	4	-1
$\text{NO}_3$ + KW	10	-9
$\text{NO} + \text{RO}_2$	15	-5
$\text{HO}_2 + \text{RO}_2$	16	-5
$\text{RO}_2 + \text{R}'\text{O}_2$	34	-34
andere	34	-10

Es wurden auch zeitabhängige Rechnungen mit einem nur die Chemie untersuchendes Boxmodell durchgeführt für die Szenarien LAND (unbelastete untere Troposphäre), FREE (unbelastete obere Troposphäre) und BIO (biogen belastete planetare Grenzschicht) (Kuhn et al., 1998), die die Auswirkungen der Reduktion für einen Zeitraum von 5 Tagen untersuchen. Die Abweichungen zum Referenzmechanismus für die Tagesgänge der Mischungsverhältnisse für Ozon, OH, PAN und die Peroxide sowie HCHO bleiben mit bis zu 5 % sehr klein im Vergleich zu den sonstigen Unsicherheiten eines Chemie- und Transportmodelles.

Die Rechenzeiterparnis beträgt etwa 40 % allein für die Berechnung der Reaktionsumsätze sowie der chemischen Produktions- und Destruktionsterme.

#### Referenz:

M. Kuhn, P.J.H. Builtjes, D. Poppe, D. Simpson, W.R. Stockwell, Y. Andersson-Sköld, A. Baart, M. Das, F. Fiedler, O. Hov, F. Kirchner, P.A. Makar, J.B. Milford, M.G.M. Roemer, R. Ruhnke, A. Strand, B. Vogel, H. Vogel : Intercomparison of the gas-phase chemistry of several chemistry and transport models, Atmos. Environ., **32**, 693-709, 1998.

# Interpretation von DOAS-Daten unter Berücksichtigung der lokalen meteorologischen Bedingungen im urbanen Raum am Beispiel Graz

A. Gobiet, D. Baumgartner, M. Mayer, R. Maderbacher, H. Pietsch und E. Putz

Institut für Meteorologie und Geophysik  
Karl-Franzens-Universität Graz  
Halbärthgasse 1, A - 8010 Graz

## 1. Einleitung:

Von Juli 1996 bis Februar 1997 führte das Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Graz permanente Messungen der Luftschadstoffe  $\text{NO}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{O}_3$  und  $\text{HCHO}$  mit einem bistatischen Langpfad-DOAS-System (Differenzielle Optische Absorptionsspektroskopie) durch [1], [2]. Der Meßstrahl lag in einer durchschnittlichen Höhe von 70 m über Grund und erstreckte sich über eine Länge von 3,7 km über das Zentrum der Stadt.

DOAS liefert nicht wie die üblichen Meßverfahren das Mischungsverhältnis eines Spurenstoffes an einem Punkt, sondern den Mittelwert in einer Luftsäule von üblicherweise 100 bis einigen 1000 Metern Länge. Dadurch werden die gewonnenen Daten für einen größeren Bereich repräsentativ, geben aber keine kleinräumigen Variationen wieder. Da die Mischungsverhältnisse der oben genannten Schadstoffe starke vertikale Gradienten aufweisen, muß die Höhe der Meßstrecke über Grund in die Interpretation der Daten miteinfließen. Ziel dieser Arbeit ist es, durch Vergleiche der DOAS-Daten mit Daten aus einem permanenten Meßnetz, das aus Stationen in und um Graz besteht, Informationen über die vertikale Verteilung von Ozon und die an Ozonproduktion und -abbau beteiligten Prozesse bei unterschiedlichen meteorologischen Bedingungen zu gewinnen. Außerdem soll festgestellt werden, ob und unter welchen Bedingungen die mit dem DOAS-System gemessenen Ozonmischungsverhältnisse den Werten am Boden entsprechen.

## 2. Datenmaterial:

Zum Vergleich mit den DOAS-Daten (mittlere Seehöhe: 440 m) wurden zwei Stationen des permanenten Meßnetzes herangezogen:

Die Station *Graz-West* (370 m) liegt ca. in der Mitte zwischen Sender und Empfänger des DOAS-Systems 70 m unter der Meßstrecke in verbaulichem Gebiet.

Die Station *Platte* (661 m) steht auf der Kuppe eines mit Wiesen und Wäldern bedeckten Berges nordöstlich des Stadtzentrums.

Zur Parametrisierung der Durchmischung der Grenzschicht wurden anhand von Temperatur- und Winddaten in zwei Höhen einer Station im Süden von Graz (*Eurostar*, 340 m bzw. 395 m) für die gesamte Meßperiode Ausbreitungsklassen gemäß ÖNORM M9440 [3] berechnet.

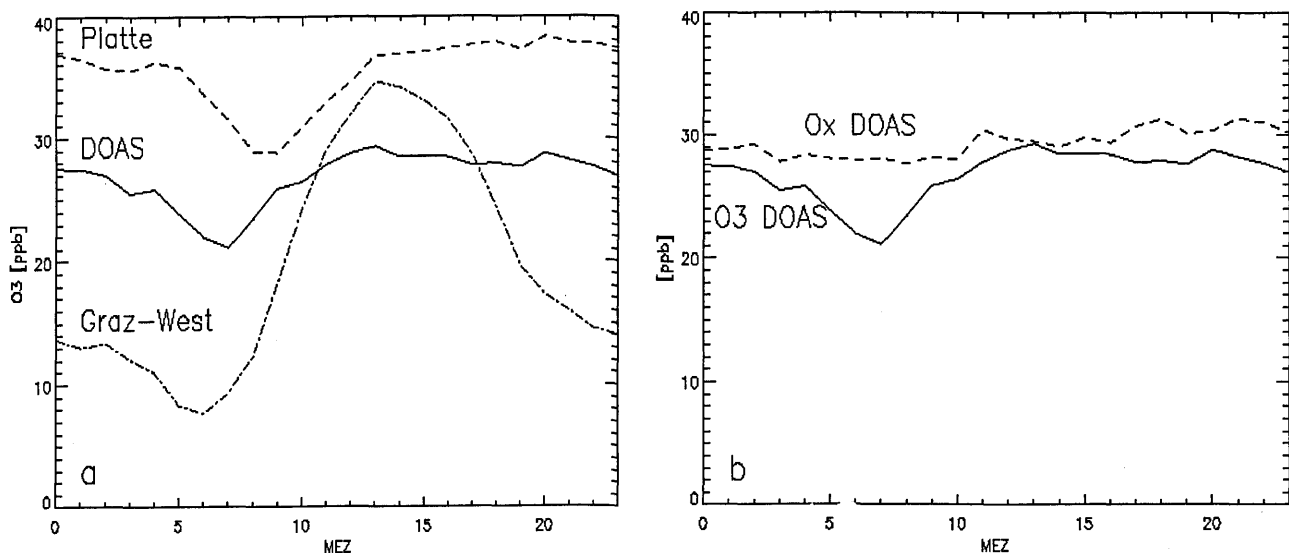


Abb.1: Meßperiode Juli bis Oktober 96. a: Mittlere Tagesgänge der Ozon-Mischungsverhältnisse der Stationen Graz-West, DOAS und Platte. b: Mittlere Ozon- und  $\text{O}_x$ -Mischungsverhältnisse entlang der DOAS-Meßstrecke

### 3. Erste Ergebnisse:

Der Vergleich der mittleren Tagesgänge der Ozonmischungsverhältnisse (Abb.1a) der Periode Juli bis Oktober 1996 zeigt deutlich, daß schon 70 m über Grund der nächtliche Ozonabbau wesentlich weniger effektiv ist als am Grund. Das Ozonmischungsverhältnis der Station Graz-West zeigt einen ausgeprägten Tagesgang: Geringe Werte in der Nacht, ein Minimum um 6 Uhr, wenn die NO-Emissionen des morgendlichen Kfz-Verkehrs ansteigen, und ein Maximum um 13 Uhr MEZ. Der Mittelwert beträgt 20 ppb, der höchste gemessene Wert liegt bei 74 ppb.

Der Tagesgang entlang der DOAS-Meßstrecke verläuft wesentlich flacher und auch nachts bleiben die hohen Nachmittagswerte erhalten. Trotz geringerer Maxima (der höchste gemessene Wert beträgt 60 ppb) ist das mittlere Mischungsverhältnis (27 ppb) höher als an der Station Graz-West. Das Minimum am Morgen (7 Uhr), ist ausschließlich auf das Ansteigen der Mischungsschichthöhe und das dadurch erhöhte NO-Mischungsverhältnis in der Höhe der Meßstrecke zurückzuführen. Da bei der Reaktion von Ozon mit NO pro abgebauten Molekül Ozon ein Molekül NO<sub>2</sub> entsteht, läßt sich diese Behauptung auch ohne Kenntnis des NO-Mischungsverhältnisses durch die Betrachtung der Summe aus O<sub>3</sub> und NO<sub>2</sub> (= O<sub>x</sub>) belegen. Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, zeigt das mittlere O<sub>x</sub>-Mischungsverhältnisse keinerlei Tagesgang. Ein ähnliches Verhalten, allerdings mit ca. 10 ppb höheren Werten und einem Minimum um 9 Uhr, zeigt die wesentlich höher gelegene Station Platte.

Der Vergleich der Daten der Station Graz-West mit den DOAS-Werten bei unterschiedlichen Ausbreitungsklassen, ergibt übereinstimmende mittlere Ozonmischungsverhältnisse bei Ausbreitungsklasse 2 (labil) und zunehmende Differenzen in Richtung höherer DOAS-Werte bei den stabileren Klassen. Bei Klasse 7 (stark stabil) ist schließlich das mittlere Mischungsverhältnis entlang der DOAS-Meßstrecke um 14 ppb höher als der entsprechende Wert der Station Graz-West. Diese Werte sind allerdings mit großen Standardabweichungen behaftet und treffen im Einzelfall nicht unbedingt zu.

### 4. Diskussion und Ausblick:

Die Analyse der DOAS-Daten anhand von Ausbreitungsklassen könnte eine Methode liefern um festzustellen, unter welchen Bedingungen die DOAS-Werte den Ozon-Mischungsverhältnissen am Boden entsprechen. Da für die Bestimmung von repräsentativen Ausbreitungsklassen in Graz zu wenig Daten zur Verfügung stehen, ist die Nützlichkeit dieser Methode im Einzelfall sehr beschränkt. In Weiteren sollen die DOAS-Daten daher auch unter Berücksichtigung der synoptischen Verhältnisse untersucht werden. Für die Zwecke der urbanen Luftgüteüberwachung ist es allerdings empfehlenswert, Meßstrecken in geringerer Höhe zu wählen.

Die DOAS-Messungen wurden in Graz ab Oktober 1997 auf einer kürzeren Meßstrecke fortgesetzt, wobei zusätzlich zu dem Standardspurenstoffen auch monozyklische aromatische Kohlenwasserstoffe gemessen werden.

### 5. Danksagung:

Der steiermärkische Landesregierung, Fachabteilung Ia, und dem Amt für Umweltschutz der Stadt Graz sei für ihre finanzielle Unterstützung und die zur Verfügung gestellten Daten des Luftgüteüberwachungsnetzes herzlich gedankt.

### Literatur:

- [1] D. Baumgartner, A. Gobiet, M. Mayer, R. Maderbacher, H. Pietsch, and E. Putz: Improving the air pollution monitoring system in Graz, Austria by additional DOAS measurements. Proceedings zu EUROTRAC-2 Symposium 98. Noch nicht erschienen.
- [2] Platt, U.: Differential Optical Absorbtion Spectroscopy (DOAS). In: M. W. Sigrist (Hrsg.), Monitoring by Spectroscopic Techniques. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1994
- [3] Fachnormenausschuß Luftreinhalteung: Ausbreitung von luftverunreinigenden Stoffen in der Atmosphäre. ÖNORM M9440. Österreichisches Normungsinstitut, Wien, 1996

**Eine Zeitreihe des atmosphärischen Carbonylsulfid (OCS) am Taunus Observatorium  
von 1993 bis 1998**

**H. Bingemer, H.-W. Georgii, U. Schmidt, U. Bartell und X. Xu**

**Institut für Meteorologie und Geophysik  
Johann Wolfgang Goethe - Universität  
Georg Voigt - Str. 14, 60325 Frankfurt am Main**

Carbonylsulfid ist - bezogen auf die Gesamtmenge im atmosphärischen Reservoir - die bedeutendste gasförmige Schwefelverbindung in der Erdatmosphäre und ein wichtiges Quellgas für das stratosphärische Schwefelsäure-Aerosol (Junge-Schicht). Die globale Bilanz des OCS sowie mögliche anthropogene Einflüsse darin sind nur ungenügend bekannt. Assimilation von OCS durch Landpflanzen wird als bedeutendste Senke angesehen. Am Taunus Observatorium der Universität Frankfurt/M am Kleinen Feldberg im Taunus (815 m ü. NN) wurde OCS seit 1993 in ca. 7500 Luftproben gaschromatographisch mit flammenphotometrischer Detektion gemessen. Die Windrichtungsverteilung des OCS-Mischungsverhältnis zeigt für stabil geschichtete Atmosphäre signifikante OCS-Maxima im Sektor 45°-135°, die auch mit hohen CS<sub>2</sub>-Konzentrationen koinzidieren und wahrscheinlich anthropogen verursacht sind. Die bereinigte OCS - Verteilung zeigt ein ausgeprägtes saisonales Signal mit minimaler OCS-Konzentration im Sommer. Phase und Amplitude des Signals werden in Bezug zur Stärke und zum Zeitverhalten der assimilatorischen und der photochemischen Senke (Reaktion mit OH) des atmosphärischen OCS diskutiert und mit CO<sub>2</sub> verglichen. Bei Jahresmittelwerten zwischen 397 ppt OCS und 406 ppt OCS (Fehler d. Mittelwertes 1.6-3.9 ppt) ist ein signifikanter Trend des atmosphärischen OCS nicht nachweisbar.



# Bildung von N<sub>2</sub>O in der reaktiven Löschung von NO<sub>2</sub>\* und NO<sub>3</sub>\* durch N<sub>2</sub>:

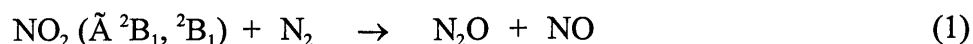
## Bestimmung der Quantenausbeuten und der atmosphärischen Quellstärken

Werner Kummer und Reinhard Zellner

Institut für Physikalische und Theoretische Chemie  
Universität GH Essen, 45117 Essen

Trotz seiner geringen Konzentration ist N<sub>2</sub>O ein wichtiges Spurengas in der Atmosphäre. Es ist ein Treibhausgas und die bedeutendste Quelle für ozonzerstörendes NO<sub>x</sub> in der Stratosphäre. Die klassische Chemie des N<sub>2</sub>O kann die Diskrepanz zwischen den bisher bekannten Quellen, dem beobachteten Trend und dem Abbau in der Stratosphäre nicht erklären. Weiterhin kann die beobachtete Anreicherung des schweren Isotops nur unter Berücksichtigung von zusätzlichen atmosphärischen Quellen oder Senken erklärt werden [1].

In dieser Arbeit wurden die Quantenausbeuten der N<sub>2</sub>O-Bildung in der reaktive Löschung von NO<sub>2</sub> ( $\tilde{A} \ ^2B_1, \ ^2B_2$ ) und NO<sub>3</sub> ( $\tilde{A} \ ^2E'$ ),

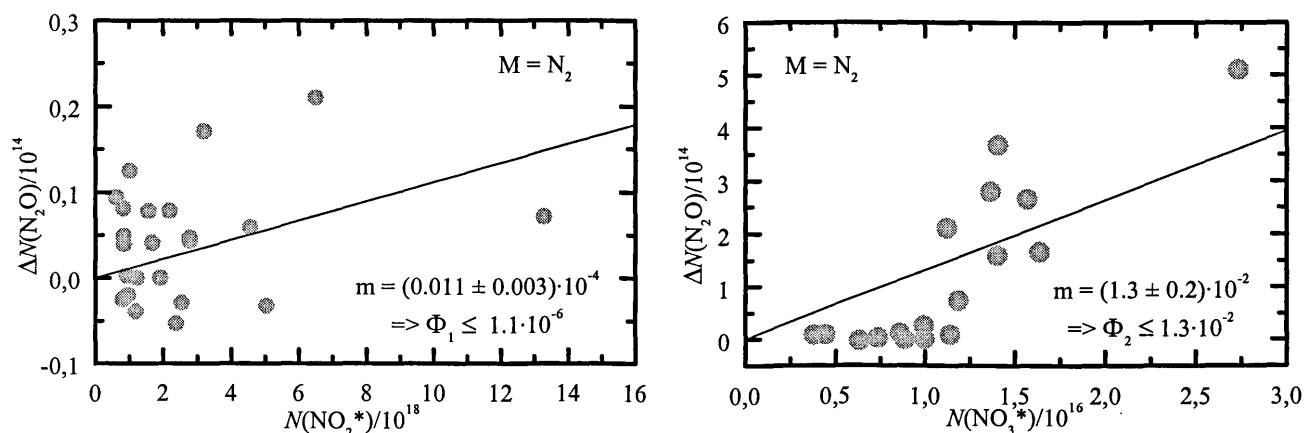


bei 298 K bestimmt. Die Experimente wurden in einem Photoreaktor durchgeführt, in dem es möglich ist *in-situ* die elektronisch angeregten Spezies zu erzeugen und das Reaktionsprodukt nachzuweisen. Zur elektronischen Anregung wurde ein Excimer-Laser gepumpter Farbstofflaser verwendet. Die Analytik des N<sub>2</sub>O im pbb-Bereich wurde mit einem Diodenlaserspektrometer durchgeführt.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß eine eindeutige Korrelation der gebildeten N<sub>2</sub>O-Teilchenzahl mit der Teilchenzahl der angeregten NO<sub>2</sub> und NO<sub>3</sub>-Moleküle nicht möglich ist (siehe Abb. 1.). Weiterhin wurde eine Bildung von N<sub>2</sub>O auch in Gegenwart von anderen Badgasen als N<sub>2</sub> beobachtet. Ein mögliche Erklärung ist die heterogene Konversion von NO<sub>2</sub> zu N<sub>2</sub>O auf der Reaktorwand [2]. Für die Reaktionen (1) und (2) wurden oberen Grenzen für die Quantenausbeuten von  $\Phi_1 \leq 1,1 \cdot 10^{-6}$  und  $\Phi_2 \leq 1,3 \cdot 10^{-2}$  bestimmt. Ein Vergleich mit den bisherigen Ergebnissen zeigt, daß die Quantenausbeuten im Fall des NO<sub>2</sub>\* signifikant kleiner sind. In der Arbeit von Zellner et al. [3] wurde, mit einem experimentell ganz unterschiedlichen Ansatz, eine Quantenausbeute von  $\Phi = (4,0 \pm 2,0) \cdot 10^{-4}$  bestimmt. Durch das Ausfrieren der Produkte und die anschließende



gaschromatographische Analyse könnte es zu einer heterogenen  $N_2O$ -Produktion gekommen sein. Im Fall des  $NO_3^*$ -Experimentes zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit den bisherigen Ergebnissen von Zellner et al. [3]. Diese Reaktion wurde ebenfalls von Maric et al. [4] untersucht. Sie führten die beobachtete  $N_2O$ -Bildung auf heterogene Reaktionen im Reaktor zurück. Es wurden Quantenausbeuten im Bereich zwischen  $0,6 \% \leq \Phi \leq 206 \%$  bestimmt.



**Abb. 1.** Gebildete  $N_2O$ -Teilchenzahl in Abhängigkeit der  $NO_2^*$  und der  $NO_3^*$ -Teilchenzahl im Badgas Stickstoff

Zur Berechnung der atmosphärischen Quellstärken wurde ein eindimensionales photochemisches Modell verwendet. Die Berechnungen zeigen, daß die Reaktionen (1) und (2) zu einer atmosphärischen Produktion von 0,8 bzw. 2,3 Tg  $N_2O$  / Jahr führen.  $N_2O$  wird hauptsächlich in der unteren Stratosphäre produziert, wo es auch sehr effektiv photolysiert wird. Für Höhen oberhalb von 30 km wurde eine maximale Erhöhung der  $N_2O$ -Konzentration von 2% für die reaktive Löschung von  $NO_2^*$  und von bis zu 4,5 % für die Löschung von elektronisch angeregtem  $NO_3$  berechnet.

- [1] Prasad S.S. (1997), Potential Atmospheric Sources and Sinks of Nitrous Oxide 2. Possibilities from excited  $O_2$ , "embryonic"  $O_3$ , and optically pumped excited  $O_3$ , J. Geophys. Res., accepted
- [2] Becker K.H., Kleffmann J., Kurtenbach R., Wiesen P. (1995), Mechanistic Study of the Heterogeneous Conversion of  $NO_2$  on Acid Surfaces into HONO and  $N_2O$ , Faraday Discuss., **100**, 121 - 127
- [3] Zellner R., Hartmann D., Rosner I. (1992),  $N_2O$  Formation in the Reactive Collisional Quenching of  $NO_3^*$  and  $NO_2^*$  by  $N_2$ , Ber. Bunsenges. Phys. Chem, **96**(3), 385 – 390
- [4] Maric D., Burrows J.P., Moortgat G.K. (1992), A Study of the Formation of  $N_2O$  in the Reaction of  $NO_3$  ( $A^2E'$ ) with  $N_2$ , J. Atmos. Chem., **15**, 157 – 169
- [5] Röth E-P.(1986), Description of a One-Dimensional Model for Atmospheric Chemistry, Berichte der Kernforschungsanlage Jülich, Jül-2098

# Einfluß der Ozonschichtdicke auf Photolysefrequenzen und Ozonproduktion

Renate Forkel, Georg Grell, William Stockwell

Institut für Atmosphärische Umweltforschung  
Kreuzeckbahnstr. 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen

## 1. Einleitung

Die Ozonschichtdicke weist sowohl eine räumliche als auch eine starke zeitliche Variabilität auf. Unterschiedliche Werte der Ozonsäule können die Bildung von Photosmog beeinflussen, da der Wert der Ozonschichtdicke für die Photolysefrequenzen von Ozon und weiteren Spurengasen wie z.B. HCHO eine wesentliche Einflußgröße ist. Um den Einfluß der Ozonschichtdicke auf die Bildung von Photosmog zu untersuchen, wurden Modellrechnungen mit dem dreidimensionalen gekoppelten Meteorologie-Chemie-Modell MCCM durchgeführt.

## 2. Modellbeschreibung

Grundlage des Modells MCCM ist das mesoskalige Meteorologiemodell MM5 (Grell et al., 1994), das um den Transport von Spurenstoffkonzentrationen und chemische Umwandlungsraten erweitert wurde. Die chemischen Umwandlungsraten werden mit dem Gasphasenchemiemodell RADM2 (Stockwell et al., 1990) berechnet. Für die Berechnung der Photolysefrequenzen wurde das Photolysemodell von Madronich (Madronich, 1987) mit dem Meteorologie-Chemie-Modell gekoppelt, so daß aktuell berechnete Werte von Temperatur, Wolkenwassergehalt und Ozonkonzentration in der Troposphäre als Input für das Photolysemodell verwendet werden. Zur Bestimmung der Gesamtozonschichtdicke können TOMS-Daten verwendet werden.

## 3. Ergebnisse

Um den Einflusses des stratosphärischen Ozons auf die Photochemie in der Troposphäre zu untersuchen, wurden Modellrechnungen für eine mehrtägige Schönwetterperiode im Juli 1994 durchgeführt, während der in Teilen Deutschlands erhöhte Ozonkonzentrationen beobachtet wurden. Als Referenzfall für die vorgenommenen Untersuchungen wurde von einer Ozonsäule von 350 DU im gesamten Modellgebiet ausgegangen, was in etwa den aktuellen Werten über Deutschland zum betrachteten Zeitraum entspricht. Eine Verringerung der Ozonschichtdicke um 100 Dobson-Einheiten - eine Schwankung, die im Bereich einiger Tage durchaus auftreten kann - führt beispielsweise in wolkenfreien Gebieten zu einer um etwa 50 % erhöhten Ozonphotolyse (Abbildung 1).

Die durchgeführten Modellrechnungen ergaben einen signifikanten Einfluß des Ozonsäulengehaltes auf die Photolyse von Ozon und demzufolge auf die Produktion von OH. Aufgrund dessen treten im Fall der niedrigeren Ozonschichtdicke in, bzw. im Lee von Gebieten mit starken  $\text{NO}_x$ - und Kohlenwasserstoffemissionen um bis zu 15 ppb erhöhte Ozonkonzentrationen auf, was im betrachteten Fall 13 % entspricht (Abbildung 2). In Gebieten mit schwächeren NO-Emissionen ergaben sich dagegen trotz der erhöhten Photolyse bei 250 DU niedrigere Ozonkonzentrationen in Bodennähe als bei 350 DU. Für die realen Gesamtozongehalte während der betrachteten Episode wurden Konzentrationen des troposphärischen Ozons berechnet, die über Deutschland dem Fall mit 350 DU in etwa entsprachen.

J(O<sub>3</sub>) difference (1/min) 26.7.94 14h  
dobs250 - dobs350 (MM5/MCCM)

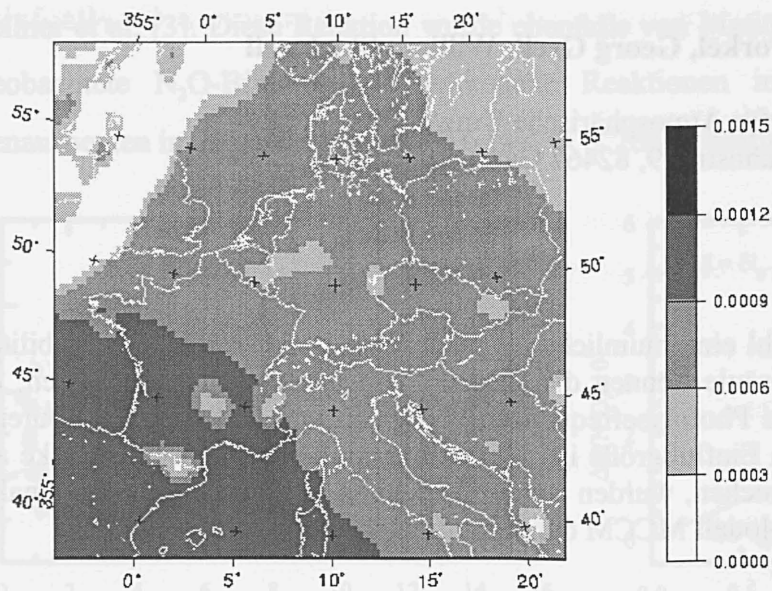


Abbildung 1: Differenzen der Photolysefrequenzen für die Reaktion  $O_3 \rightarrow O^1D$  um 13 Uhr für eine Ozonschichtdicke von 250 DU im Vergleich zum Fall 350 DU am 26.7.1994.

Surface ozone difference (ppm) 26.7.94 14h  
dobs250 - dobs350 (MM5/MCCM)

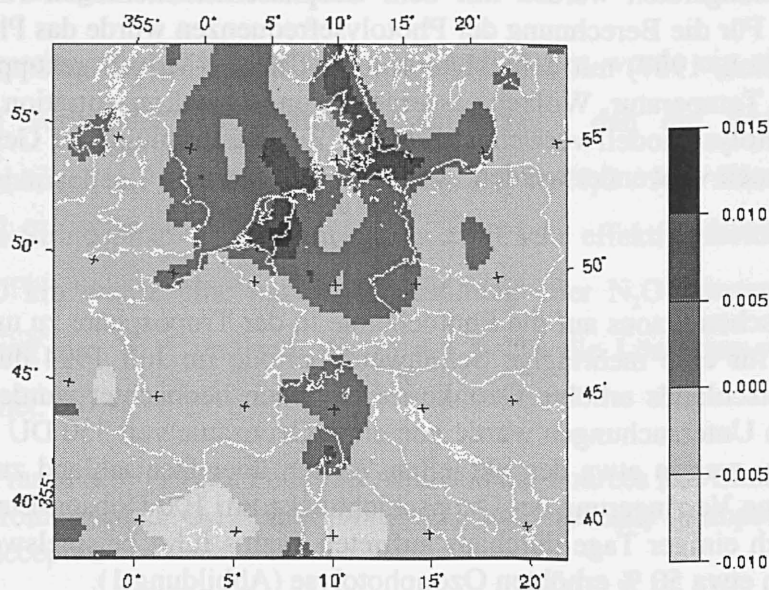


Abbildung 2: Differenzen der modellierten bodennahen Ozonkonzentrationen um 14 Uhr am 3. Tag einer sommerlichen Schönwetterperiode für den Fall Ozonschichtdicke von 250 DU im Vergleich zum Fall 350 DU.

#### 4. Literatur

Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: A description of the Fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech Note TN-398 + STR, 122pp.

Stockwell, W. R., Middleton, P., Chang, J. S., and Tang, X., 1990: The second generation regional acid deposition model chemical mechanism for regional air quality modeling. *J. Geophys. Res.*, 95, 16343-16367.

Madronich, S., 1987: Photodissociation in the atmosphere, 1, Actinic flux and the effects of ground reflections and clouds, *J. Geophys. Res.* 92, 9740-9752.

# "Messungen von Wasserstoffperoxid - Ein Beitrag zur Charakterisierung der limitierenden Faktoren bei der Ozonproduktion"

St. Gilge, D. Kley\* und A. Volz-Thomas\*

Deutscher Wetterdienst, Meteorologisches Observatorium, Albin-Schwaiger-Weg 10,  
82383 Hohenpeißenberg

\*: Forschungszentrum Jülich GmbH, Institut für Chemie der belasteten Atmosphäre; 52425 Jülich

Im Zusammenhang mit den luftchemischen Messungen an der GAW-Globalstation Zugspitze/Hohenpeißenberg werden am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg zentrale luftchemische Fragestellungen wie z.B. zur Oxidationskapazität der Atmosphäre, zur Partikelbildung aus der Gasphase und zu den limitierenden Faktoren bei der troposphärischen Ozonbildung bearbeitet. Die hier dargestellten Messungen und Ergebnisse beruhen auf früheren Arbeiten des 1. Autors: Im Rahmen des EUROTRAC-Projektes TOR (Tropospheric Ozone Research) wurden vom Institut für Chemie der belasteten Atmosphäre des Forschungszentrums Jülich von 1989 bis 1996 Messungen wichtiger troposphärischer Spurengase an der Feldmeßstation Schauinsland (47°54' N, 7°48' E, 1220m ü.NN.) bei Freiburg durchgeführt. Ein wichtiges Ziel dieses Projektes war es, die Wirkungszusammenhänge, die zur troposphärischen Ozonbildung führen, zu verstehen und Reduktionsstrategien vorzuschlagen, um photochemische Smogepisoden zu verhindern.

Eine der Grundfragen bei den Minderungsstrategien betrifft die Vorläufersubstanzen: Sollen die Stickoxide ( $\text{NO}_x$ ) oder die Kohlenwasserstoffe (VOC) reduziert werden, um die Ozonproduktion bestmöglich zu verringern? Beide Substanzklassen werden in der Atmosphäre unterschiedlich schnell abgebaut, wobei die Substanzklasse, die in geringerer Menge verfügbar ist, die Geschwindigkeit der Ozonproduktion bestimmt: In Quellnähe, also vor allem *in Städten*, bei sehr viel  $\text{NO}_x$  und im Vergleich dazu relativ wenig VOC, reagieren die beim Kohlenwasserstoffabbau entstehenden  $\text{HO}_2$ -Radikale sofort mit NO weiter zum Ozon, so daß die  $\text{HO}_2$ -Konzentration in der Luft gering bleibt: Die Ozonbildung ist *VOC-limitiert*.  $\text{NO}_x$  wird in der Atmosphäre aber rascher abgebaut als die Kohlenwasserstoffe, so daß in Quellferne, also *in ländlichen Gebieten*, wenig  $\text{NO}_x$  aber noch relativ viel VOC's vorhanden sind. Dort können zwar sehr viele  $\text{HO}_2$ -Radikale entstehen, die aber wegen des inzwischen geringen Angebots an NO nur langsam Ozon bilden: die Ozonproduktion ist  *$\text{NO}_x$ -limitiert*. In diesen  $\text{NO}_x$ -limitierten Gebieten reagieren die  $\text{HO}_2$ -Radikale in Ermangelung des Reaktionspartners NO nun mit sich selber; es entsteht Wasserstoffperoxid ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ). In Quellferne (bei wenig  $\text{NO}_x$ ) ist somit die  $\text{H}_2\text{O}_2$ -Bildung gegenüber der Ozonbildung begünstigt. Folglich sollte das  $\text{H}_2\text{O}_2/\text{Ox}$ -Verhältnis ( $\text{Ox}=\text{O}_3+\text{NO}_2$ ) im Verlaufe der photochemischen Alterung der Luftmassen zunehmen.

Mit Hilfe von zeitabhängigen, chemischen Boxmodellrechnungen mit einem für die Meßstation Schauinsland typischen Konzentrationsbereich der relevanten Spurenstoffe kann gezeigt werden, daß die  $\text{NO}_x$ -Limitierung der Ozonproduktion am Anstieg des  $\text{H}_2\text{O}_2/\text{Ox}$ -Verhältnisses im Verlaufe der chemischen Alterung der Luftmassen erkannt werden kann.

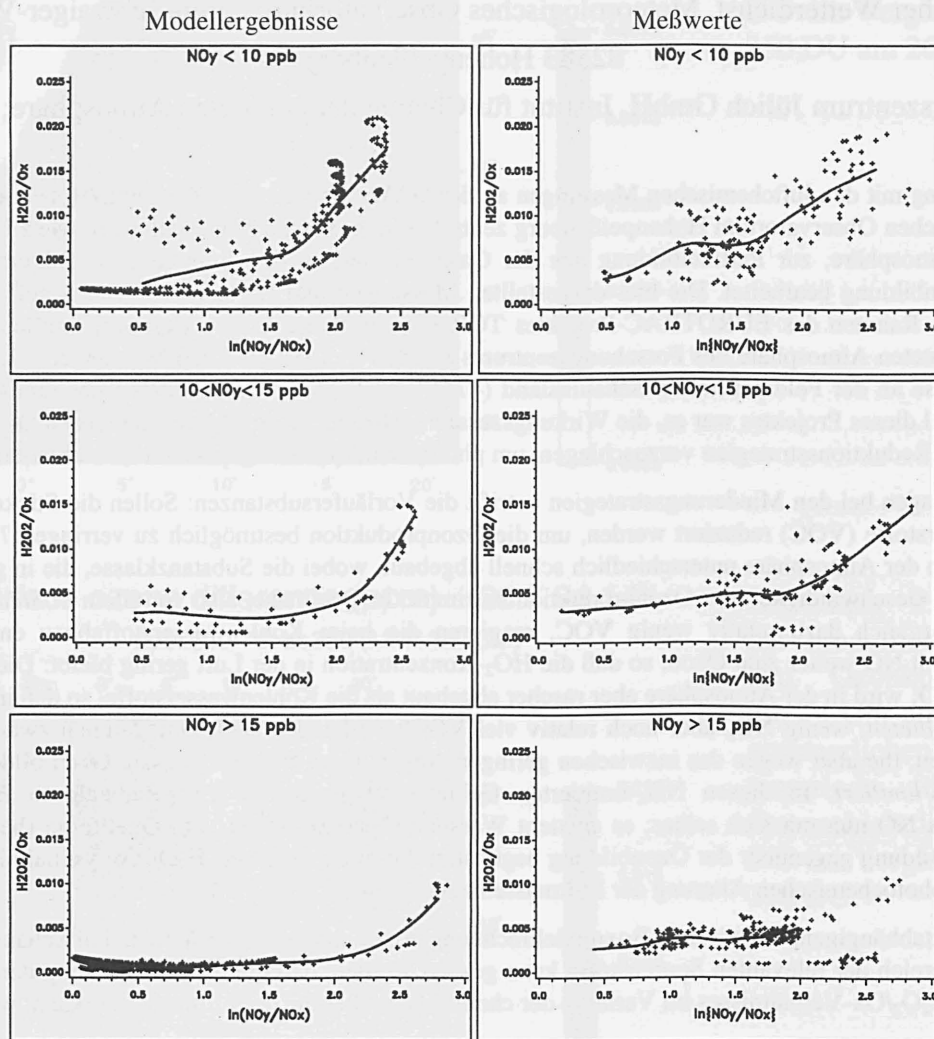
Um diesen Sachverhalt in den Meßdaten wiederzufinden, müssen die Daten aussortiert werden, bei denen das Wasserstoffperoxidmischungsverhältnis durch heterogene Prozesse beeinflusst sein könnte. Das geschieht anhand der Globalstrahlung: Nur Perioden, die einen ungestörten Verlauf in der Globalstrahlung zeigen, werden für die weitere Interpretation berücksichtigt. Desweiteren, werden nur Episoden betrachtet, bei denen die Produktion photochemisch erzeugter Spurenstoffe ihre Verluste übertrifft, da dann die gemessenen Konzentrationen - in erster Näherung - den Produktionsraten entspricht. An der Station Schauinsland ist das im Sommer am Tage für nordwestliche Windrichtungen der Fall, da dann Luftmassen, beeinflusst durch frische anthropogene Emissionen von der Stadt Freiburg (ca. 10 km entfernt) und dem Rheingraben, zur Meßstation transportiert werden.

Gemäß obiger Annahme sollte das  $\text{H}_2\text{O}_2/\text{Ox}$ -Verhältnis im Verlaufe der photochemischen Alterung der Luftmassen zunehmen. Die zeitliche Entwicklung der  $\text{H}_2\text{O}_2$ -Produktion läßt sich aber an nur einer Station nicht verfolgen. Da jedoch Luftmassen mit unterschiedlichem Grad der Abreaktion den Meßort erreichen, kann statistisch eine "quasizeitliche Abfolge" erfaßt werden. Deshalb wird der Begriff des "chemischen Alters" definiert: Die Stickoxide werden vornehmlich als NO emittiert und stehen im Gleichgewicht mit  $\text{NO}_2$ . Durch oxidativen Abbau werden sie zu photochemisch inaktiven Spezies ( $\text{HNO}_3$ ,  $\text{NO}_3^-$  usw.) konvertiert. Maßgeblich dabei ist die Reaktion:  $\text{NO}_2 + \text{OH} \rightarrow \text{HNO}_3$ . Unter der Annahme, daß  $\text{NO}_y$  ( $\text{NO}_y = \text{NO} + \text{NO}_2 + \text{HNO}_3 + 2 \cdot \text{N}_2\text{O}_5 + \text{HNO}_2 + \text{PAN} + \text{Alkylnitrate} + \dots$ ) die ursprünglich in die Luftmasse injizierte Menge an  $\text{NO}_x$  wiedergibt ( $[\text{NO}_y] = [\text{NO}_x]_0$ ) gilt:

$$\frac{d[\text{NO}_2]}{dt} \approx \frac{d[\text{NO}_x]}{dt} = k \cdot [\text{OH}][\text{NO}_x] \quad \Rightarrow \quad \ln \frac{[\text{NO}_y]}{[\text{NO}_x]} = k \int_0^t [\text{OH}] dt$$

Somit stellt der Ausdruck  $\ln(\text{NO}_y/\text{NO}_x)$ , im folgenden als "chemisches Alter" bezeichnet, ein gutes Maß für den Grad der Abreaktion einer Luftmasse dar, da er in erster Näherung die "OH-Dosis" wiedergibt, der die Luftmasse ausgesetzt war. Stickoxide und Kohlenwasserstoffe werden primär über OH abgebaut.

In der Abbildung ist das Verhältnis der am Schauinsland gemessenen  $\text{H}_2\text{O}_2$ - und  $\text{O}_x$ -Konzentrationen in Abhängigkeit des chem. Alters der Luftmassen für drei verschiedenen Belastungszustände ( $\text{NO}_y$ -Konz.) dargestellt :



$\text{H}_2\text{O}_2/\text{O}_3$ -Verhältnis in Abhängigkeit des chemischen Alters, sortiert nach verschiedenen  $\text{NO}_y$ -Klassen.

+ : Ergebnis nach einem Zeitschritt der Modellsimulationen bzw. 10-Min.-Mittel der Meßwerte  
 — : Spline-Interpolation      Linke Spalte: Modellergebnisse, rechte Spalte: Meßwerte

Die Analyse der Meßdaten ergibt, daß das  $\text{H}_2\text{O}_2/\text{O}_3$ -Verhältnis mit zunehmendem Luftmassenalter in Abhängigkeit von der  $\text{NO}_y$ -Konzentration zunimmt. Somit kann gefolgert werden, daß die Ozonproduktion in Luftmassen, in denen die  $\text{NO}_y$ -Konzentration weniger als 10 ppb beträgt, im Mittel schon  $\text{NO}_x$ -limitiert ist, bevor sie den Meßort Schauinsland erreichen. Für Luftmassen mit einer  $\text{NO}_y$ -Konzentration zwischen 10 und 15 ppb setzt die  $\text{NO}_x$ -Limitierung der Ozonproduktion im Verlaufe des Überstreichens des Meßortes Schauinsland ein. Für noch höhere  $\text{NO}_y$ -Konzentrationen (>15 ppb) deutet sich eine  $\text{NO}_x$ -Limitierung der  $\text{O}_3$ -Produktion für hohe Luftmassenalter an.

Diese Analyse wurde für Meßdaten aus solchen Luftmassen durchgeführt, die noch vor kurzer Zeit (2-3 Stunden) anthropogenen Emissionen ausgesetzt waren. Daraus kann gefolgert werden, daß für Luftmassen, die aus den übrigen Windsektoren an die Meßstation Schauinsland antransportiert werden, mit Sicherheit eine  $\text{NO}_x$ -Limitierung der Ozonproduktion vorliegt. Das ist im Einklang mit der kürzeren Lebensdauer der Stickoxide gegenüber der mittleren Lebensdauer der Kohlenwasserstoffe. Weiterhin kann gefolgert werden, daß ländliche Gebiete, die weiter als der Schauinsland von möglichen Emssionsorten entfernt sind, sich ebenfalls im  $\text{NO}_x$ -limitiertem Regime der Ozonproduktion befinden. Das trifft für die überwiegende Fläche Deutschlands zu.

Am Meteorologischen Observatorium Hohenpeißenberg soll nach erfolgtem Aufbau des notwendigen Instrumentariums ein ähnlicher Ansatz verfolgt und interpretiert werden.

# Stickoxidproduktion durch Blitze - die Experimente LINOX und EULINOX

H. Höller, H. Huntrieser, U. Finke, M. Hagen, U. Schumann, H. Schlager, P. Meischner,  
R. Marquardt, Ch. Feigl, G. Uhlemann

Institut für Physik der Atmosphäre, DLR-Oberpfaffenhofen

Als Vorläufersubstanzen des Ozons spielen die Stickoxide ( $\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$ ) eine wichtige Rolle bei der Untersuchung von Klimafragen. Die lokale Ozonproduktion hängt stark von der lokalen  $\text{NO}_x$ -Konzentration ab. Die wesentlichen Quellen von  $\text{NO}_x$  in der mittleren und oberen Troposphäre sind konvektive Transporte aus der Grenzschicht, die Erzeugung durch Blitze in Gewittern, Transporte aus der Stratosphäre und Flugzeugemissionen. Abschätzungen der durch Blitze erzeugten Stickoxide sind mit großen Unsicherheiten behaftet. Angaben zur globalen Erzeugung variieren zwischen 1 und 220 Tg Stickstoff pro Jahr.

Fragen der  $\text{NO}_x$ -Erzeugung durch Blitze wurde im Rahmen des lokalen Experimentes LINOX (Lightning produced  $\text{NO}_x$ ) im Juli 96 im süddeutschen Raum untersucht (Abb. 1). Mit dem Forschungsflugzeug FALCON der DLR wurde eine Vielzahl von Gewitterwolken im Amboß durchflogen. Mischungsverhältnisse von  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{O}_3$  und  $\text{CO}_2$  wurden neben den meteorologischen Grundgrößen gemessen. Gleichzeitig wurden die Gewitter mit dem Doppler-Polarisationsradar POLDIRAD erfaßt. Information über die Blitztätigkeit konnte mit Hilfe des LPATS (Lightning Positioning and Tracking System) Netzes der Bayernwerke erhalten werden.

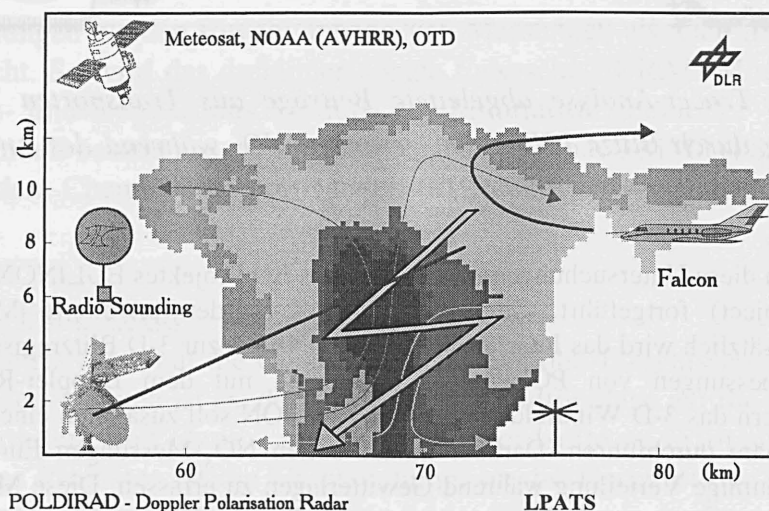


Abb. 1 Schematische Darstellung des LINOX Experimentkonzeptes.

Die wesentlichen Ergebnisse lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

- Im Gewitteramboß sind, im Vergleich zur Umgebung der Wolke, wesentlich höhere  $\text{NO}_x$ -Werte festzustellen. Sie liegen aber im Bereich der auch am Boden zu beobachtenden Konzentrationen (3-4 ppbv Mischungsverhältnis). Es treten deutliche Maxima in der  $\text{NO}_x$ -Zeitreihe auf, die Struktur wird umso unruhiger, je näher der Flugweg an den registrierten Blitzen vorbeiführt. Auch einzelne Blitze waren in ihrer  $\text{NO}$ -Charakteristik erkennbar (vgl. Abb. 2).
- Zieht man das gleichzeitig gemessene  $\text{CO}_2$  als Tracer für die Grenzschichtluft heran, so kann man den Beitrag der Blitze zum Gesamt  $\text{NO}_x$ -Mischungsverhältnis zwischen 1/3 und 2/3 angeben (vgl. Abb. 3).

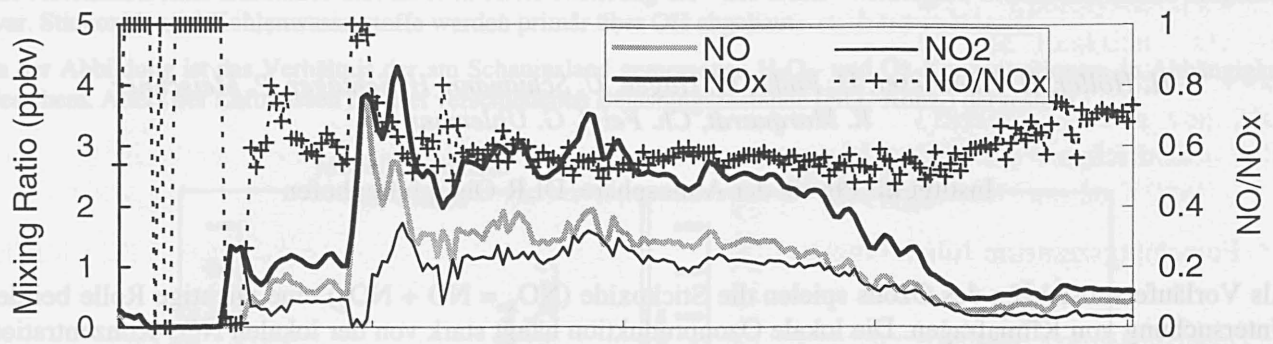


Abb. 2 Mischungsverhältnisse von  $\text{NO}$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{NO}_x$ , sowie des Verhältnisses  $\text{NO}/\text{NO}_x$  während eines Amboßdurchfluges am 23. 7. 98.

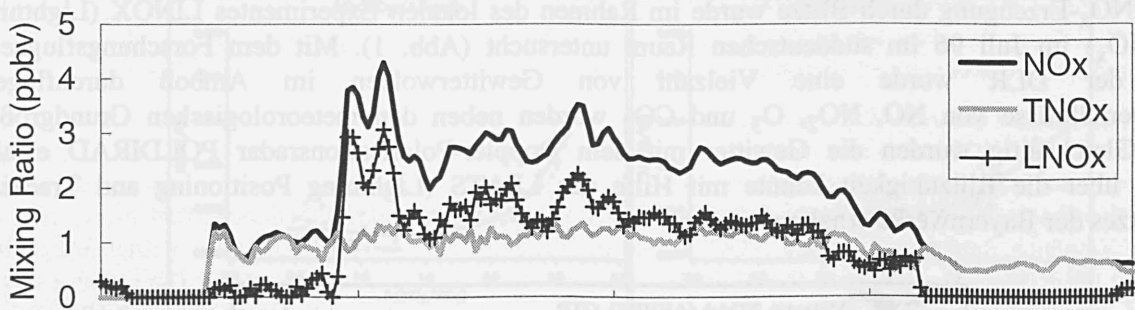


Abb. 3 Aus einer Tracer-Analyse abgeleitete Beiträge aus Transporten  $\text{TNO}_x$  und aus der Erzeugung durch Blitze  $\text{LNO}_x$  zum gesamten  $\text{NO}_x$  während des Amboßdurchfluges am 23.7.98 entsprechend Abbildung 2.

Im Sommer 98 werden diese Untersuchungen im Rahmen des EU Projektes EULINOX (European Lightning Nitrogen Oxides Project) fortgeführt. Gegenüber LINOX werden erweiterte Meßmöglichkeiten zur Verfügung stehen. Zusätzlich wird das Interferometer von ONERA zur 3-D Blitzregistrierung beteiligt sein. Dual-Doppler Windmessungen von POLDIRAD zusammen mit dem Doppler-Radar des DWD am Hohenpeißenberg liefern das 3-D Windfeld. Neben der FALCON soll zusätzlich eine Do-28 Messungen in der unteren Troposphäre durchführen. Darüber hinaus sollen  $\text{NO}_x$ -Messungen Europaweit durchgeführt werden um die großräumige Verteilung während Gewitterlagen zu erfassen. Diese Messungen dienen zum Vergleich mit Chemie-Transportmodellen wie sie innerhalb von Wettervorhersagemodellen verwendet werden (NILU, KNMI). Ziel ist die Verbesserung der Parameterisierung der durch Blitze erzeugten Stickoxide. Mesoskalige Modellierungen der  $\text{NO}_x$ -Erzeugung und Verteilung mit möglichst guter Auflösung der Gewitter sind ebenfalls geplant (MM5).

# Simulation einer Föhn-Episode mit dem EURAD-Modell als Beitrag zum VOTALP-Projekt

H. Feldmann<sup>1</sup>, P. Seibert<sup>2</sup>, M. Memmesheimer<sup>1</sup>, J. Tippke<sup>1</sup>, A. Ebel<sup>1</sup>

1) EURAD-Projekt, Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität Köln, Deutschland

2) Institut für Meteorologie und Physik, Universität für Bodenkultur, Wien, Österreich

## Einleitung

Das VOTALP-Projekt (Vertical Ozone Transport in the Alps) befaßt sich mit den verschiedenen Aspekten der Ozonbelastung des Alpenraums. An diesem EU-Projekt sind Arbeitsgruppen aus verschiedenen Ländern aus dem Alpenraum beteiligt. Die Fragestellungen der nunmehr abgeschlossenen ersten Phase von VOTALP sind:

- Wie beeinflussen stratosphärische Intrusionen die Ozon-Konzentration im Bereich der Alpengipfel?
- Welche Rolle spielt die Advektion verschmutzter Luft in die Alpen, zum Beispiel während Föhn-Episoden?
- Wie ist die Wirkung der vertikalen Austausch-Prozesse zwischen der Luft in einem Alpentäl und der freien Troposphäre auf die Ozon-Konzentrationen in beiden Bereichen?
- Wie wichtig ist die lokale Produktion von Photooxidantien in Alpentälern?

Alle diese Fragestellungen werden sowohl anhand von Messungen als auch mit Hilfe von Modellrechnungen untersucht. So wird das dreidimensionale Eulersche EURAD-Modellsystem (Europäisches Ausbreitungs- und Depositions Modell) zur Simulation spezieller VOTALP-Episoden eingesetzt. Dieses Modell besteht aus dem Meteorologischen Modell MM5 (PSU/NCAR Mesoscale Modell Version 5), dem Chemie-Transport-Modell (EURAD-CTM) und dem EURAD-Emissions-Modell (EEM).

## Das VOTALP Föhn-Experiment

Dieser Beitrag konzentriert sich auf die Untersuchung eines Föhn-Ereignisses. Die Episode fand im Mai 1997 statt. Ziel der Arbeiten ist es, den Einfluß einer Südföhnlage auf die Verteilung von Spurenstoffen - insbesondere von Ozon - auf der Alpennordseite zu erforschen. Eine wichtige Aufgabenstellung des Projektes ist die Untersuchung, ob die Herkunft der Luftmassen, die am Nordrand der Alpen ankommen in der freien Troposphäre liegt oder in der Reservoirschicht über der Po-Ebene. Dazu wurden Beobachtungsdaten entlang einer Traverse über die Alpen von der Po-Ebene über den Brenner bis nach Bayern gewonnen. Das Hauptuntersuchungsgebiet ist der Innsbrucker Raum. Es wurden Fugzeugmessungen, Lidar und Sodar, Ballon-Aufstiege und Ozonsondierungen durchgeführt. Die Messungen fanden zwischen dem 4. und 6. Mai 1997 statt. Mit dem EURAD-Modell wurde der Zeitraum vom 2. Mai bis zum 7. Mai simuliert. Die Meteorologie- und die Chemie-Transport-Simulationen erfolgten mit dem sogenannten Nesting - d.h. es wurde auf mehreren Gittern mit zunehmender Auflösung (54 km, 18 km, 6 km) gerechnet.

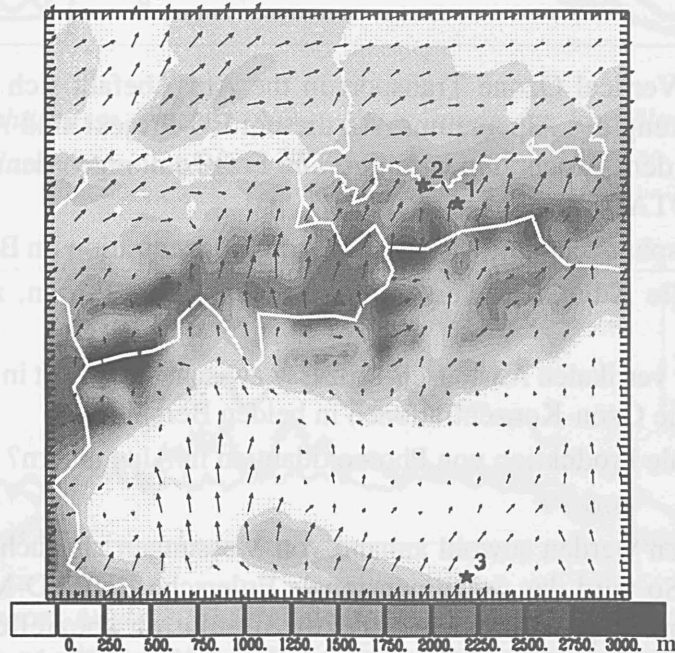
Vor der Entstehung des Südföhns kam es im Bereich der Po-Ebene zu hohen Ozon-Konzentrationen (3./4. Mai). Der Durchbruch des Föhns im Inntal erfolgte am 5. Mai. Die Episode wurde durch mehrere Frontendurchgänge beeinflusst. Zu Beginn der Episode stiegen die Ozon-Konzentrationen im Raum Innsbruck an, um im weiteren Verlauf abzusinken.

Die Messungen im Raum Innsbruck zeigen geringe vertikale Gradienten in der Ozonverteilung im

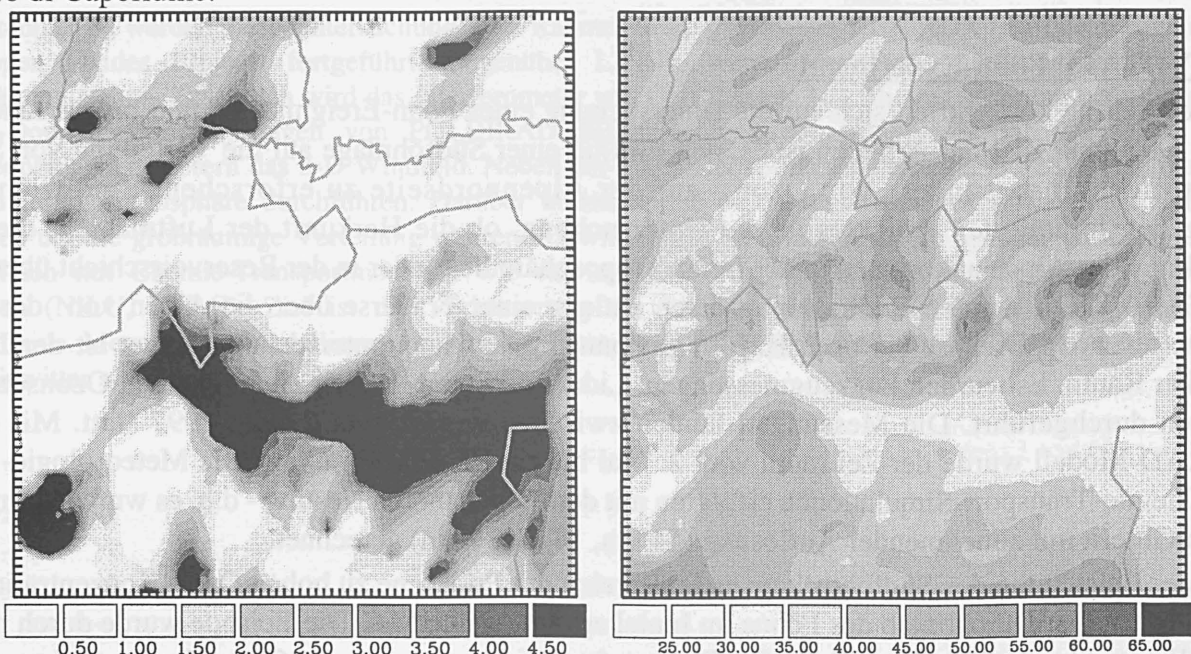


Inntal während des Föhnereignisses. Dies zeigt die starke vertikale Durchmischung der unteren Atmosphäre während dieser Periode, was die Identifikation der Herkunftregion erschwert. Neben Advektion aus der freien Troposphäre, scheint zumindest am 5. Mai, zu Beginn der Föhnphase, auch verschmutzte Luft naxh Innsbruck transportiert zu werden.

Das Absinken der Ozonkonzentration im Lauf der Episode ist ein großräumiger Prozeß, der nicht nur auf Innsbruck und Umgebung beschränkt ist, sondern auch südlich der Alpen beobachtet wurde. In der Po-Ebene bewirkte die Wetterlage die Akkumulation von primären Spurenstoffen - wie den Stickoxiden - wohingegen Ozon abgebaut wurde.



**Abb. 1:** EURAD NEST2-Gebiet. Topographie [m] (Graustufen) und Horizontalwind [m/s] in der untersten Modellschicht am 5. Mai 1997, 12 UTC. Meßstationen: 1) Innsbruck, 2) Zugspitze, 3) St. Pietro di Capofiume.



**Abb. 2:** EURAD NEST2-Gebiet. Konzentration von Spurenstoffen in der untersten Modellschicht (ca. 75 m). Linke Seite: NO<sub>x</sub> [ppb]; rechte Seite: O<sub>3</sub> [ppb]. Zeit: 5. Mai 1997, 12 UTC.

# EINE MODELLHIERARCHIE FÜR DIE UNTERSUCHUNG VON METEOROLOGISCHEN UND CHEMISCHEN PROZESSEN IN DER ATMOSPHERE

S. E. Bauer, B. Langmann und D. Jacob  
Max-Planck-Institut für Meteorologie  
D-20146 Hamburg  
susanne.bauer@dkrz.de

## MOTIVATION

Die globale, regionale und lokale Modellhierarchie ECHAM - REMO - GESIMA wird entwickelt, um eine verbesserte Modellierung von Photooxidantien durch simultane Berechnung von meteorologischen und chemischen Prozessen zu erhalten. Durch 'on-line' Chemie-Simulationen erhält man eine genauere Bestimmung der Advektion, Diffusion und Deposition der chemischen Spurenstoffe und somit eine realistischere Verteilung der Stoffe in der Atmosphäre.

Ein besonderes Interesse besteht darin, Sommersmog Episoden zu untersuchen, da die Häufigkeit solcher Ereignisse in den letzten Jahren zugenommen hat.

## MODELLE

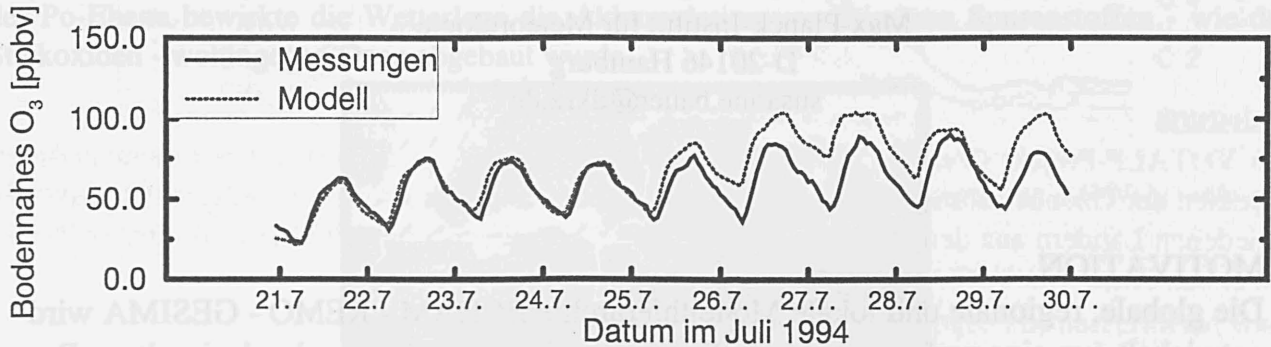
Das komplette Modellsystem ECHAM-REMO-GESIMA mit 'on-line' Chemie ist in der Entwicklung. Das regionale Modell REMO und das nicht-hydrostatische Modell GESIMA verfügen über den RADMII Gasphasen Chemie-Mechanismus. Die Modelle sind meteorologisch und chemisch 'one-way' ineinander genested. Das regionale Modell REMO wird in zwei unterschiedlichen horizontalen Auflösungen verwendet, über dem Gebiet Europa und Deutschland. Die Stadt Berlin und das brandenburgische Umland werden mit dem lokalen Modell GESIMA fokussiert.

## SIMULATION

Die Simulation einer Sommersmog Episode im Juli 1994 wurde mit den mesoskaligen Modellen REMO in  $1/2^\circ$  und  $1/6^\circ$  horizontaler Auflösung und GESIMA in  $4\text{km} \times 4\text{km}$  Auflösung durchgeführt. Besonders die bodennahen Spurenstoffverteilungen sind stark von der Modellauflösung abhängig. Abbildung 1 zeigt einen Vergleich der bodennahen Ozonkonzentrationen gemittelt über Deutschland, zwischen der REMO  $1/2^\circ$  Simulation und beobachteten Ozonkonzentrationen aus UBA Messungen. Während der ersten vier Tagen dieser Episode stimmen Simulation und Messung im Mittel sehr gut überein. Die Überbestimmung des Ozons an den folgenden Tagen könnte auf eine zu schwach bestimmte Deposition oder hohe Emission von biogenen Substanzen zurückgeführt werden.

Insgesamt bildet die REMO 1/2° Simulation eine gute Ausgangsbasis für die detailliertere Simulationen mit den höherauflösenden Modellen.

Abb. 1: Beobachtete (durchgehende Linie) und simulierte (gestichelte Linie) Ozonkonzentrationen in ppbv als Mittel über 24 Messstationen in Deutschland bzw. den entsprechenden Gitterboxen.



#### AUSBLICK:

- Weitere Analyse und Validierung der Sommersmog Episode 1994 mit dem mesoskaligen Modellsystem
- Studien zur Untersuchung der Wirkung der dynamischen Prozesse auf die Verteilungen der einzelnen Spurenstoffe
- Klima- und Emissions-Szenarien basierend auf dem globalen Modell ECHAM

# Modellstudien zur Chemie der Tropopausenregion mittlerer Breiten: Die Rolle heterogener Reaktionen auf und in Sulfataerosolen

J. Hendricks, E. Lippert, H. Petry und A. Ebel

Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln,  
EURAD, Aachener Str. 201-209, D-50931 Köln, e-mail: jh@geo.uni-koeln.de

Heterogene Reaktionen auf und in Sulfataerosolen wurden in zahlreichen Untersuchungen der vergangenen Jahre als besonders wichtig für die Chemie des stratosphärischen Ozons erkannt. Thema des vorliegenden Beitrags ist es, die Bedeutung derartiger heterogener Reaktionen für den Spurenstoffhaushalt, insbesondere des Ozons, der Tropopausenregion mittlerer Breiten darzulegen. Dies ist u.a. dadurch motiviert, daß Ozon in dieser Höhenregion seine maximale Wirksamkeit als Treibhausgas erreicht. Weiterhin können Abwärtstransporte aus der Tropopausenregion das Ozonbudget der mittleren und unteren Troposphäre wirksam beeinflussen.

Die Untersuchungen wurden mit Hilfe eines Chemie-Boxmodells und mit dem dreidimensionalen mesoskaligen EURAD-Modellsystem durchgeführt. Zur Behandlung heterogener Chemie wurden die Modelle dahingehend modifiziert, daß auf und in Sulfataerosolen stattfindende heterogene Umwandlungen verschiedener Stickstoff-, Chlor- und Bromverbindungen für die Bedingungen der Tropopausenregion simuliert werden können. Mit den so modifizierten Modellen wurden Simulationen zur Wirkung der heterogenen Reaktionen während unterschiedlicher realer Episoden durchgeführt. Es wurden sowohl jahreszeitliche Variationen als auch die Folgen von Veränderungen der Aerosolbelastung der Tropopausenregion untersucht. Die Modellergebnisse wurden u.a. mit Hilfe von Bilanzrechnungen analysiert, wobei insbesondere die Ozonbilanz der Tropopausenregion betrachtet wurde.

Die Modellstudien zeigen, daß heterogene Chemie für den Spurengashaushalt der Tropopausenregion von großer Bedeutung ist. Die berücksichtigten heterogenen Umwandlungen bewirken sowohl in der untersten Stratosphäre als auch in der oberen Troposphäre eine effektive Transformation von  $\text{NO}_x$  in  $\text{HNO}_3$ . Dies hat eine deutliche Reduzierung des  $\text{NO}_x/\text{NO}_y$ -Verhältnisses (Denoxifizierung) zur Folge. Die heterogenen Reaktionen haben einen wirksamen Einfluß auf den  $\text{HO}_x$ -Haushalt des Tropopausenbereiches und verursachen eine Umverteilung von Chlor- und auch von Bromverbindungen. Als Folge dieser Effekte kommt es in der gesamten Tropopausenregion zu einer Verminderung des  $\text{O}_3$ -Mischungsverhältnisses. Die modellierten Auswirkungen der heterogenen Reaktionen sind in der untersten Stratosphäre in der Regel stärker ausgeprägt als in der oberen Troposphäre.

Weiterhin wurden im Rahmen der numerischen Simulationen die Auswirkungen heterogener Reaktionen auf die Effekte des Unterschall-Flugverkehrs untersucht. Die Modellrechnungen zeigen, daß die Lebensdauer von  $\text{NO}_x$ -Emissionen des Luftverkehrs in der Tropopausenregion durch das Einwirken der heterogenen Chemie reduziert wird. Die emissionsbedingte  $\text{O}_3$ -Produktion wird jedoch bei Berücksichtigung der heterogenen Umwandlungen in den meisten betrachteten Fällen, insbesondere in der untersten Stratosphäre, deutlich erhöht.

## Literatur:

Hendricks, J., Modellstudien zur Bedeutung heterogener Reaktionen auf und in Sulfataerosolen für die Photochemie der Tropopausenregion mittlerer Breiten, *Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln*, herausgegeben von A. Ebel, M. Kerschgens, F. M. Neubauer und P. Speth, ISSN 0069-5882, 122, 285 pp., Köln, 1997.