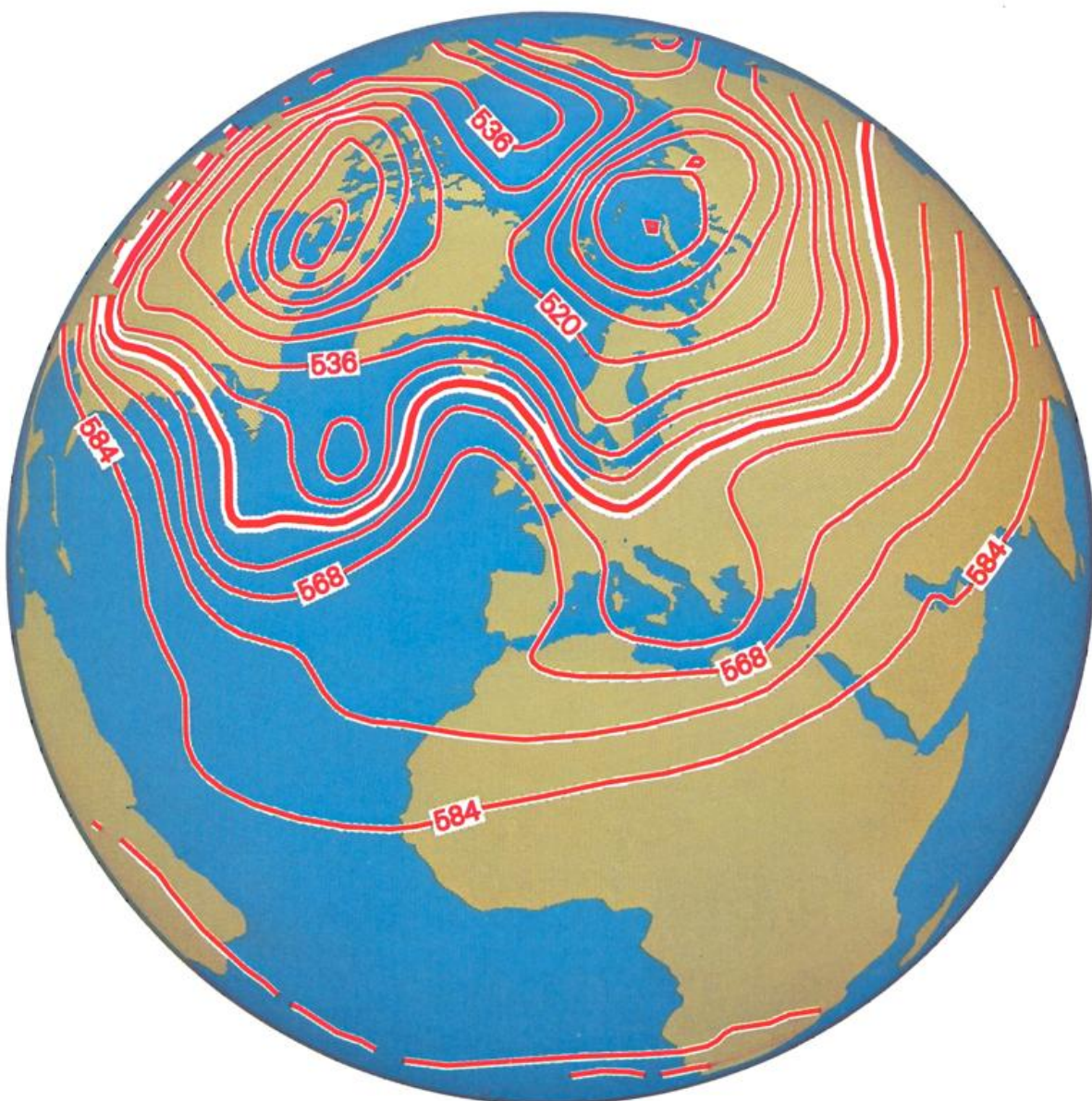


promet

1'84

meteorologische fortbildung

Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW)



Herausgeber

Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter

Dipl.-Met. M. Schlegel

Redaktionsausschuß

Prof. Dr. A. Baumgartner (München)
Prof. Dr. A. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt)
Prof. Dr. H. Hinzpeter (Hamburg)
Prof. Dr. E. Lingelbach (Offenbach)
Prof. Dr. H. Reiser (Offenbach)
Dr. R. Simonis (Neustadt a. d. Weinstr.)
Dr. S. Uhlig (Traben-Trarbach)
Prof. Dr. F. Wippermann (Darmstadt)

Titelbild

Initialisierte Analyse des 500-mb-Höhenfeldes für den 6. 12. 83, 12 GMT. Isolinienabstand 8 dam. Orthographische Projektion zentriert über 0°W, 45°N. (Siehe auch Beitrag 3 in diesem Heft.)
(Erstellt von J. DAABECK und P. O'SULLIVAN)

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes — Zentralamt — Frankfurter Straße 135, 6050 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) DM 32,—, Einzelheft DM 8,50.

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

Druck: Schön & Wetzel GmbH, Offenbacher Landstraße 368, 6000 Frankfurt (Main).

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

14. Jahrgang, Heft 1, 1984

Thema des Heftes:

Das Europäische Zentrum für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW)

(Fachliche Redaktion: L. Bengtsson, Reading)

Beiträge:	Seite
1 L. BENGTSSON Vorgeschichte, Zielsetzung und Aufbau des EZMW	1
2 L. BENGTSSON Die mittelfristige Wettervorhersage	2
3 W. WERGEN Datenassimilation	7
4 M. TIEDTKE Das Vorhersagemodell	16
5 H. BÖTTGER Aspekte der operationellen Arbeit am EZMW	23
6 K. ARPE Analysen- und Vorhersagebewertung	30
Neuerscheinungen	40
Berichtigungen	3. Umschlags.
Anschrift der Autoren	3. Umschlags.
Redaktionelle Hinweise für Autoren	3. Umschlags.

1

L. BENGTSSON

Vorgeschichte, Zielsetzungen und Aufbau des EZMW

1 Vorgeschichte

Nach einem langen Planungsprozeß und einer längeren Vorbereitungsphase wurde das Europäische Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) durch die Unterzeichnung eines Übereinkommens im Oktober 1973 gegründet. Im Jahre 1967 hatte der Europäische Ministerrat verschiedene Möglichkeiten zur Verstärkung der Zusammenarbeit europäischer Länder auf den Gebieten der Wissenschaft und Technologie geprüft und schlug vor, gemeinsame Forschungsanstrengungen in Bereichen wie der längerfristigen Wettervorhersage zu organisieren. Diese Initiative erfolgte, nachdem mehr als zwei Jahrzehnte lang Amerika bei den großen Forschungsprojekten die dominierende Stellung eingenommen hatte. Die Bedeutung der Zusammenarbeit im Rahmen einer organisierten meteorologischen Forschung in Europa wurde bereits im Juli 1951 durch Professor C.-G. ROSSBY in der Zeitschrift „Tellus“¹⁾ mit großem Nachdruck unterstrichen:

„Many of the more significant contributions to meteorology during the last decade have been made by Europeans who have been given the opportunity, for instance in the United States or in other parts of the world, to operate in and on groups capable of responding to stimuli, and equipped with the necessary physical resources. Our task must be to attempt to organize such groups on our continent, to help us tap the talent which now to a large extent is wasted because it is scattered ineffectively over the continent.“

Das Projekt eines Meteorologischen Rechen- und Forschungszentrums oder — wie es damals genannt wurde — EMCC (European Meteorological Computing Centre) fand die aktive Unterstützung der Wetterdienste. Im August 1971 wurde eine umfassende, gründliche und realistische Projektstudie („COST 138/71“) durch den Vorsitzenden der Sachverständigengruppe „Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage“, Dr. E. SÜSSENBERGER, dem Vorsitzenden des „Ausschusses Hoher Beamter für technische und wissenschaftliche Forschung“, Dr. R. BERGER, überreicht. Die erfolgreiche Zusammenarbeit, die zu diesem Bericht und in der Folgezeit zu dessen Realisierung führte, unterstreicht die ausgezeichnete internationale Zusammenarbeit auf dem Gebiet der Meteorologie. Der Gegenstand der Zusammenarbeit war gut gewählt. Die wissenschaftlichen und technischen Probleme im Zusammenhang mit der Erstellung von mittelfristigen Wettervorhersagen sind gewaltig, und die zu einer zufriedenstellenden Lösung dieser Probleme erforderlichen Rechenanlagen übersteigen diejenigen, welche in der Regel auf nationaler Ebene in der Meteorologie verfügbar sind. Die internationale Zusammenarbeit auf diesem Gebiet ist daher eine Notwendigkeit.

¹⁾ Note on Cooperative Research Projects. Tellus 3 (1951) S. 214.

Offensichtlich sind die Vorhersagen um so nützlicher, je länger die Zeiträume sind, für welche sie gelten. Es wurde angenommen, daß zuverlässige Vorhersagen für etwa eine Woche einen Nutzen erbringen würden, der heute für Westeuropa einem Gegenwert von etwa einer Milliarde DM pro Jahr entspricht. Die Ratifizierung des Übereinkommens des Zentrums erfolgte am 1. November 1975. Gegenwärtig sind folgende Mitgliedstaaten Unterhaltsträger des EZMW:

Belgien, Dänemark, Bundesrepublik Deutschland, Finnland, Frankreich, Griechenland, Irland, Italien, Jugoslawien, Niederlande, Österreich, Portugal, Schweiz, Schweden, Spanien, Türkei, Vereinigtes Königreich.

Darüber hinaus besteht seit Dezember 1980 ein Kooperationsabkommen zwischen der Regierung Islands und dem Zentrum.

Dank der Fähigkeiten und Einsatzfreude der Mitarbeiter und durch die aktive Unterstützung seines Rats hat sich das Zentrum rasch zu einer führenden Institution auf dem Gebiet der numerischen Wettervorhersage entwickelt. Der Sitz des Zentrums befindet sich seit 1978 in Shinfield Park, nahe Reading, England. Seinen Routinebetrieb nahm es 1979 auf; die tägliche Erstellung von Vorhersagen begann 1980.

2 Zielsetzungen

Die wichtigsten Zielsetzungen des Zentrums sind:

- Entwicklung numerischer Verfahren für die mittelfristige Wettervorhersage bis zu zehn Tagen
- regelmäßige Erstellung von mittelfristigen Wettervorhersagen zur Abgabe an die Mitgliedstaaten
- Ausführung wissenschaftlicher und technischer Forschungsarbeiten zur Verbesserung der Qualität dieser Vorhersagen
- Sammlung und Speicherung zweckdienlicher meteorologischer Daten
- Bereitstellung eines Teils seiner Rechenkapazität für Forschungsarbeiten in den Mitgliedstaaten
- Mitwirkung bei der Durchführung von Programmen der Weltorganisation für Meteorologie
- Mitwirkung bei der Weiterbildung des wissenschaftlichen Personals der meteorologischen Zentren der Mitgliedstaaten auf dem Gebiet der numerischen Wettervorhersage

3 Aufbau

Das Entscheidungsorgan des Zentrums ist der Rat, dem zwei Vertreter eines jeden Mitgliedstaats angehören. Der Rat wird

durch drei Ausschüsse in wissenschaftlichen, technischen und finanziellen Angelegenheiten unterstützt. Der Rat und seine Ausschüsse treten ein- oder zweimal im Jahr zusammen. Der Rat ernennt den Direktor, der für die Erreichung der Zielsetzungen des Zentrums verantwortlich ist. Ihm unterstehen drei Abteilungen, nämlich Betriebsabteilung, Forschungsabteilung und Verwaltungsabteilung (s. Abb. 1).

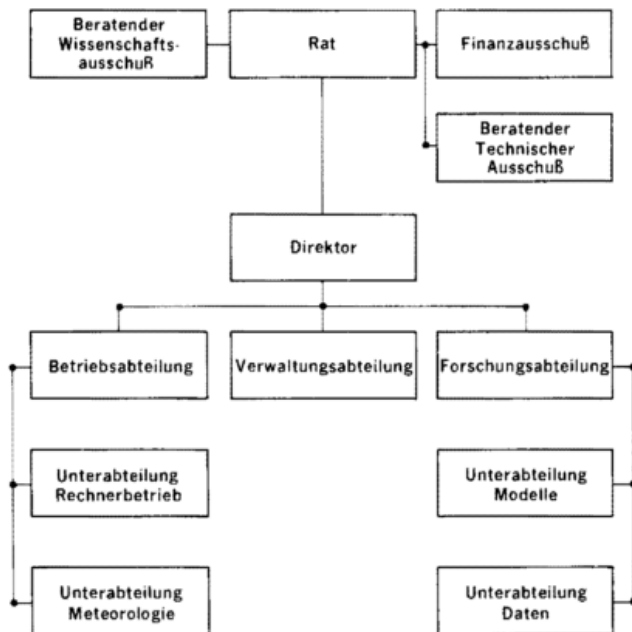


Abb. 1: Der Aufbau des EZMW

Die Kosten des Zentrums werden durch die Mitgliedstaaten entsprechend ihrem Bruttosozialprodukt aufgebracht. Ihre Beiträge in Prozent für die Jahre 1982 bis 1984 enthält Tabelle 1. Die jährlichen Kosten für den Betrieb des Zentrums betragen rund 30 Millionen DM (1984); mehr als 90 Prozent hiervon entfallen auf Personal und Rechenanlagen. Die Mitarbeiter des Zentrums kommen aus allen Mitgliedstaaten. Etwa 25 Prozent der höheren Angestellten sind deutsche Staatsangehörige.

Tab. 1: Prozentuale Verteilung der Beiträge nach Mitgliedstaaten, 1982 bis 1984

Staat	Beiträge in Prozent
Bundesrepublik Deutschland	24,82
Frankreich	18,47
Vereinigtes Königreich	12,43
Italien	10,32
Spanien	5,96
Niederlande	4,96
Belgien	3,62
Schweden	3,59
Schweiz	3,22
Jugoslawien	2,25
Österreich	2,22
Türkei	2,21
Dänemark	2,16
Finnland	1,35
Griechenland	1,27
Portugal	0,69
Irland	0,46

2

L. BENGTTSSON

Die mittelfristige Wettervorhersage

1 Rückblick

In seinem einleitenden Vortrag bei der „Ersten Konferenz über Klimamodell-Bildung“, die 1955 in Princeton stattfand, umriß J. v. NEUMANN die Gesamtstrategie der Modellierung der Atmosphäre und der Wettervorhersage (PFEFFER 1960). Er vertrat die Ansicht, daß die Probleme der Vorhersage zweckmäßigerweise in drei verschiedene Kategorien, je nach dem Vorhersagezeitraum, eingeteilt werden können. Zur ersten Kategorie gehöre die kurzfristige Vorhersage von Bewegungen, die in der Hauptsache vom ursprünglichen Zustand der Atmosphäre abhängen. Die zweite Kategorie erstreckte sich auf die längerfristige Vorhersage von Kennwerten der Bewegungen, die von den ursprünglichen Bedingungen größtenteils unabhängig sind; hierzu gehöre das Problem der Simulation des Klimas. Zwischen diesen beiden Extremen gebe es eine weitere Kategorie von Vorhersagen; hierfür sei es erforderlich, sowohl den ursprünglichen Zustand als auch die externen Antriebskräfte, die schließlich das Gleichgewicht bestimmen, zu untersuchen. Logisch ergäbe sich hieraus die Konsequenz, an diese Probleme in der erwähnten Reihenfolge heranzugehen.

Bereits als von NEUMANN seinen Vortrag hielt, verfolgte man diese Strategie. Die kurzfristige numerische Wettervorhersage hatte mit bahnbrechenden Experimenten, über die CHARNEY et al. (1950) berichtete, begonnen. Eine Beschreibung der ersten numerischen Experimente der allgemeinen Zirkulation wurde sechs Jahre später durch PHILLIPS (1956) veröffentlicht. Weitere Fortschritte auf diesen beiden Gebieten waren jedoch erforderlich, bevor ernsthaft der Versuch gemacht werden konnte, Vorhersagen zu erstellen, die zur dritten, dazwischenliegenden Kategorie gehören. Wie im weiteren Verlauf ersichtlich, gehört zu letzterer die mittelfristige Vorhersage, für welche wir hier einen Zeitraum von einigen Tagen bis zu einer oder zwei Wochen ansetzen.

Die ersten Versuche in der mittelfristigen Wettervorhersage erfolgten Ende der sechziger Jahre, als im Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Princeton, eine Reihe von hemisphärischen Vorhersagen für zwei Wochen durchgeführt wurden (MIYAKODA et al. 1972). Die Ergebnisse dieser Vorhersagen waren ermutigend und erfüllten eine wichtige Funktion als Katalysator. Sie forcierten die Planung und spätere erfolgreiche Anwendung der Ergebnisse des „Ersten Globalen

Experiments im Rahmen des GARP“ (FGGE) in den Jahren 1978 und 1979. Gleichzeitig gingen von ihnen sehr starke Impulse für die Gründung des EZMW aus.

1.1 Die Vorhersagbarkeit der Atmosphäre

Wir wissen, daß die Vorhersage von momentanen Wettersystemen für einen beliebig langen Zeitraum unmöglich ist. Und zwar deswegen, weil die Instabilität der Atmosphäre in bezug auf Störungen kleiner Amplituden, die sich alle nach den gleichen physikalischen Gesetzen entwickeln, zu recht unterschiedlichen Zuständen der Atmosphäre führen kann.

Das vollständige Fehlen einer Periodizität im Verhalten der Atmosphäre ist bereits ausreichender Beweis für die Instabilität (LORENZ 1963). Jedoch läßt sich hieraus noch nicht ersehen, in welchem Maße die Ungewißheit der Vorhersage wächst. Die meisten Abschätzungen der Wachstumsrate beruhten auf numerischen Integrationen von Modellen der Atmosphäre und gingen von zwei oder mehr recht ähnlichen Anfangszuständen aus. Untersuchungen der mittleren quadratischen Abweichung derartiger Vorhersagen, z. B. durch CHARNEY et al. (1966) und SMAGORINSKY (1969) haben gezeigt, daß sich die kleinsten Fehler in drei bis fünf Tagen verdoppeln.

LORENZ hat unlängst (1982) Schätzungen der Vorhersagbarkeit der 500-mb-Fläche angestellt und dabei archivierte Routinevorhersagen des EZMW verwendet. Diese Bewertungen, die anhand des Vergleichs von Vorhersagereihen für den gleichen Tag durchgeführt wurden, jedoch auf unterschiedlichen Anfangszuständen beruhten, haben eine Verdopplungszeit von dreieinhalb Tagen nach dem ersten Tag ergeben. Der tatsächliche Fehlerzuwachs der routinemäßigen Vorhersagen ist schneller und entspricht am fünften Tag einem Unterschied von fast drei Tagen (s. Abb. 1). Dieses Ergebnis läßt vermuten, daß Verbesserungen der Vorhersagen um einige Tage selbst ohne Verbesserung der Eintagesvorhersagen möglich sind.

LORENZ schließt ferner, daß bei einer Verringerung der anfänglichen Fehler um die Hälfte ihres jetzigen Ausmaßes die Vorhersagegüte um etwa zwei Tage weiter erhöht werden kann.

Die Untersuchung der Vorhersagbarkeit durch LORENZ legt nahe, daß die Vorhersagegüte im großskaligen Bereich beträchtlich erhöht werden kann, wenn es gelingt, das globale Beobachtungssystem und die Modelle weiter zu verbessern.

Bei der mittelfristigen Wettervorhersage stellen sich Probleme sowohl hinsichtlich der Daten als auch der Modelle; aus diesem Grunde wurden beträchtliche Anstrengungen und Mittel nicht nur für die Modellierung, sondern ebenfalls für Globalanalysen und die Initialisierung aufgewendet. In diesem Zusammenhang ist es interessant festzustellen, daß in dem ursprünglichen Planungsdokument COST/138/71 davon ausgegangen wurde, daß keine Anfangsanalysen durch das Zentrum erstellt, sondern diese aufgrund von Analysen der Wetterzentren der WMO zusammengestellt werden würden!

Die Planung des ersten mittelfristigen Vorhersagesystems des Zentrums begann unmittelbar mit der Bildung der Planungsgruppe im Jahre 1974. Im folgenden wird beschrieben, welche grundlegenden Probleme zu lösen waren, bevor mittelfristige Vorhersagen erstellt werden konnten.

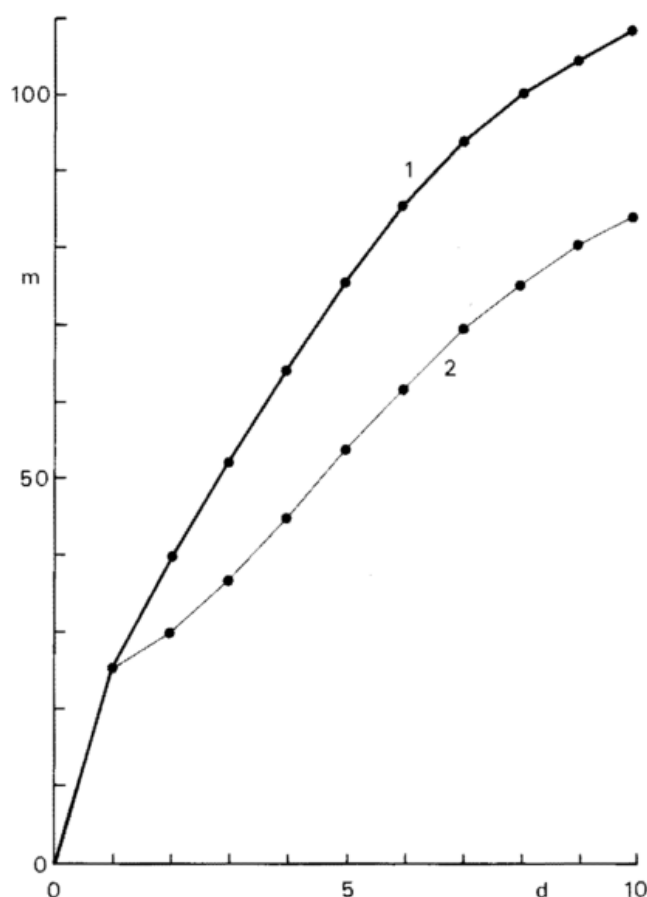


Abb. 1: Die (stark ausgezogene) Kurve 1 veranschaulicht den täglichen Fehlerzuwachs (mittlere quadratische Abweichung) der Routinevorhersagen des Zentrums für die 500-mb-Fläche. Nach Abschätzung durch LORENZ (1982) ergäbe sich die (schwach ausgezogene) Kurve 2, falls vom 1. Tag an ein ideales Modell benutzt werden könnte.

1.2 Aspekte der Forschung

Als das Zentrum im Jahre 1974 seine Forschungsarbeit aufnahm, sah es sich in der mittelfristigen Wettervorhersage zahlreichen Hindernissen gegenüber. Obwohl einige zumindest teilweise überwunden werden konnten, bestehen andere noch weiter. Tabelle 1 enthält einige der damaligen schwierigsten Probleme. Diese entfallen auf fünf Bereiche, nämlich Analyse, Initialisierung, numerische Verfahren, Parametrisierung und Darstellung der Erdoberfläche.

Die beträchtliche Zunahme von nichtsynoptischen Beobachtungsdaten, in der Hauptsache Satellitenbeobachtungen, mit denen in den siebziger Jahren begonnen wurde, erforderte eine kontinuierliche Assimilation bzw. eine diskontinuierliche Assimilation mit hoher zeitlicher Auflösung (mindestens sechs Stunden). Hierzu mußten jedoch Wege gefunden werden, um den hochfrequenten Lärm im Modell zu unterdrücken, welcher aufgrund einer fehlenden geeigneten Initialisierung entstand, bevor der nächste Beobachtungsdatensatz in das Modell eingegeben werden konnte. Anderenfalls hätte sich der Lärmpegel nach und nach bis auf einen Stand erhöht, an dem es nicht mehr möglich gewesen wäre, neue Beobachtungsdaten korrekt zu assimilieren. Das gleichzeitig von MACHENHAUER (1977) und BAER (1977) entwickelte Initialisierungsverfahren auf der Grundlage von Eigenfunktionen, das nicht-

Tab. 1: Problembereiche in der mittelfristigen Wettervorhersage 1974/1975

Analyse

- Analysenverfahren in den Tropen
- Verwendung von nichtsynoptischen Daten
- Verwendung von nichtherkömmlichen Daten
- Automatische Überwachung der Beobachtungen in Gebieten, über welche wenig Daten vorliegen

Initialisierung

- Initialisierung in den Tropen
- Initialisierung der ultra-langen Wellen
- Initialisierung bei Vorhandensein von Gebirgen
- Problem des „Spin-up“

Numerische Verfahren

- Stabilität langfristiger Integrationen
- Gitterdarstellung und Spektraldarstellung
- Gitterdarstellung in Polargebieten
- Semi-implizite Algorithmen
- Rechenaufwand

Parametrisierung

- Turbulente Strömungen
- Strahlung und Wolken
- Wärmebilanz

Darstellung der Bodenoberfläche

- Orographie und Rauigkeit
- Bodenfeuchte und Wärmebilanz der Bodenoberfläche
- Wechselwirkung zwischen Luft und Meer und Darstellung der Ozeane
- Albedo der Bodenoberfläche

lineare Elemente in den Modellgleichungen berücksichtigt, bot eine praktische, dynamisch konsistente Lösung dieses Problems an, zumindest in den mittleren und höheren Breiten. Probleme bestehen jedoch weiter in den Tropen, wo die Auswirkungen von nichtadiabatischen Prozessen berücksichtigt werden müssen. Die von WERGEN unlängst am EZMW durchgeführte Arbeit hat gezeigt, wie diese Prozesse ebenfalls bei der Initialisierung berücksichtigt werden können.

Nichtherkömmliche Daten, wie durch Flugzeuge und Satelliten registrierte Winddaten, müssen sowohl in der Vertikalen als auch in der Horizontalen interpoliert werden. Um dies systematisch ausführen zu können, wurde ein dreidimensionales Analysenverfahren auf der Grundlage der optimalen Interpolation der beobachteten Inkremente nach GANDIN (1968) und LORENC (1981) entwickelt.

Obwohl dieses Verfahren in sich rasch ändernden Strukturen fehlerhaft ist (Benutzung von statistischen Strukturfunktionen), eignet es sich ausgezeichnet zur Analyse von Beobachtungen, die unregelmäßig im Raum verteilt sind und unterschiedliche, jedoch annähernd bekannte Fehlerstrukturen aufweisen. Dieses Verfahren ist ebenfalls von großem Nutzen für die automatische Überwachung von Beobachtungen, die nach dem gleichen Verfahren durchgeführt werden. Obwohl einfache Verfahren für die Bewertung der Genauigkeit der ersten Näherung und somit dazu verwendet werden, das relative Gewicht eines Parameters zu bestimmen, ist weitere Arbeit erforderlich, bevor eine völlig zufriedenstellende Lösung gefunden werden kann.

Trotz des sehr raschen Fortschritts während der Jahre um 1974 auf dem Gebiet der Spektralmodelle nach der Entwicklung eines effizienten Transformationsverfahrens durch ELIASSEN et al. (1970) und ORSZAG (1970) verfügte man nicht über genügend praktische Erfahrung, um sich für ein Spektralmodell für die routinemäßige Benutzung entscheiden zu können und wählte deshalb ein Gitterpunktmodell als erstes Routinemodell. Dieses Modell bewahrte die potentielle Enstrophie für die nicht divergente Zirkulation; ferner wies es eine ausgezeichnete Stabilität bei erweiterten Integrationen auf, wie es SADOURNY (1975) nachwies. Seitdem haben mehrere Wetterdienste Spektralmodelle für die routinemäßige numerische Wettervorhersage verwendet. Eine umfassende Untersuchung durch GIRARD und JARRAUD am EZMW (1982) hat in überzeugender Weise gezeigt, daß ein Spektralmodell dem routinemäßigen Gitterpunktmodell des EZMW bei gleichem Rechenaufwand überlegen ist. Das EZMW hat daher im Jahre 1983 sein Gitterpunktmodell durch ein Spektralmodell ersetzt.

Ein Problem, das bei der Entwicklung des ersten Modells des Zentrums sorgfältig untersucht wurde, betraf die Komplexität bzw. den Grad der Parametrisierung von Prozessen, die durch das Gitter nicht erfaßt werden. Durch MIYAKODA et al. (1977) wurden drei unterschiedliche Ebenen der Parametrisierung, die eine zunehmende Komplexität der Beschreibung der vertikalen turbulenten Flüsse und Konvektion aufwiesen, untersucht. Hierbei ergab sich ein Vorzug für Schließungsbedingungen höherer Ordnung (MELLOR et al. 1974), während ein verfeinertes Verfahren zur Beschreibung der Konvektion (ARAKAWA et al. 1974) nicht den gleichen Vorteil aufwies. Nach einigen Untersuchungen wählte das EZMW ein Verfahren mittlerer Komplexität. Die Parametrisierung der Bodenflüsse und der turbulenten Flüsse beruhte auf der Ähnlichkeitstheorie nach MONIN-OBUKOV bzw. der K-Theorie (Schließung erster Ordnung); zur Beschreibung der Konvektion wurde das Kuo-Schema herangezogen (KUO 1974). LOUIS (1979) hat nachgewiesen, daß dieses Parametrisierungsverfahren bei intensiver Wechselwirkung zwischen Luft und Meer gute Ergebnisse erbringt. Das Verfahren eignete sich ebenfalls dazu, die Struktur der Grenzschicht bei Experimenten durch O'NEILL (LETTAU et al. 1957) sowie anderen ähnlichen Experimenten mit zufriedenstellenden Einzelheiten nachzubilden.

Die Strahlungsprozesse wurden in großen Einzelheiten berücksichtigt, und das Verfahren ist bei großskaliger Wolkenverteilung (als empirische Funktion der relativen Feuchtigkeit und des Drucks) voll interaktiv. Dieses Verfahren hat sich im Gegensatz zu einem nichtinteraktiven Wolken-Strahlungsmodell (Wolken geographisch vorgeschrieben) als brauchbar erwiesen (GELEYN, 1980).

Die physikalischen Prozesse an der Oberfläche und im Boden werden in sehr einfacher heuristischer Weise beschrieben. Im Jahre 1974 galt eine detaillierte Spezifikation der Bodenbedingungen für die mittelfristige Wettervorhersage als unwesentlich, obwohl Untersuchungen, z. B. durch WALKER et al. (1977) die Bedeutung der Bodenfeuchtigkeit für die Neubildung der Niederschläge in den Tropen nachgewiesen hatten. Der Grund hierfür ist in der starken Rückkopplung zwischen Bodenfeuchtigkeit und Niederschlägen aufgrund von Konvektion zu suchen. Dieser Prozeß ist ebenfalls von großer

Wichtigkeit in höheren Breiten im Sommer (ROWNTREE et al. 1978). Insbesondere benötigt die Bodenfeuchtigkeit und somit der Niederschlag beträchtliche Zeit für die Anpassung von einem sehr trockenen Ausgangszustand zu einem normalen bzw. feuchten Zustand. Während dieser Zeiträume, bei denen es sich in den mittleren und höheren Breiten um einige Wochen bzw. bedeutend längere Zeiträume in den Tropen bzw. Subtropen handeln kann, nehmen die Niederschläge beträchtlich ab, und es ergaben sich entsprechende Änderungen der Dynamik infolge eines anderen adiabatischen Antriebs. Aufgrund der starken Einflüsse der ursprünglichen Spezifikation der Bodenfeuchtigkeit bzw. der potentiellen Evapotranspiration ist es absolut unerlässlich, sie von Anfang an zu kennen; ohne Übertreibung könnte gesagt werden, daß es für die mittelfristige Wettervorhersage wahrscheinlich wichtiger ist, die Bodenfeuchtigkeit bzw. die potentielle Evapotranspiration zu kennen als den Wasserdampf der Atmosphäre!

1.3 Operationelle Aspekte

Bei der Erstellung eines operationellen Vorhersagesystems muß eine Anzahl von praktischen bzw. technischen Begrenzungen sorgfältig untersucht werden. In Tabelle 2 sind einige Kriterien zusammengefaßt, die für die Auswahl, Entwicklung und Änderung von Vorhersagemodellen von wesentlicher Bedeutung sind.

Tab. 2: Auswahl- und Änderungskriterien des Modells

Praktisch/operationell

- Zeitbereich (ungefähr 50/1); eine Vorhersage pro Tag
- Stabilität (fehlende Vorhersage/Monat)

Formulierung des Modells

- allgemeine Formulierung
- Klarheit (Einfachheit)
- Minimum an „Tuning“

Aspekte der Programmierung

- Wirksamkeit
- Flexibilität

Aspekte der Qualität

- Objektive Bewertung
- Subjektive Bewertung

In operationeller Hinsicht sahen die Pläne des EZMW vor, daß jeden Tag eine routinemäßige Vorhersage abgegeben wird, die einschließlich sämtlicher routinemäßiger Aspekte (Entschlüsselung, Analyse, Vorhersage, Nachverarbeitung und Verbreitung) in weniger als acht Stunden abgeschlossen sein muß. Hiervon kann eine Zehntage-Vorhersage etwa fünf Stunden in Anspruch nehmen, was bedeutet, daß die Vorhersage etwa 50mal schneller als die Entwicklung des tatsächlichen Wetters erfolgen muß. In Anbetracht der Möglichkeiten der CRAY-1-Rechenanlage wurde die Auflösung des Modells auf etwa 200 km und 15 Flächen in der Vertikalen begrenzt. Das jetzige routinemäßige Spektralmodell hat 16 Flächen in der Vertikalen. Diese Auflösung erlaubt es, die vertikale Struktur der sich entwickelnden Zyklogen und der Grenzschicht genau genug zu beschreiben. Die Auflösung in der Horizontalen ist noch nicht zufriedenstellend. Theoretische und synoptische Untersuchungen deuten darauf hin,

daß eine Auflösung von etwa 100 km besser wäre. Mit der neuen, leistungsfähigeren Rechenanlage CRAY X-MP des Zentrums werden wir nahe an diese Auflösung herankommen.

Das Modell muß so konzipiert werden, daß bei den Berechnungen unter keinen Umständen Instabilitäten entstehen. Darüber hinaus muß die Zuverlässigkeit der Rechenanlage und die gesamte Programmstruktur derart sein, daß bei weniger als einer fehlenden Vorhersage pro Monat ein sehr stabiler Routinebetrieb gewährleistet ist. Dieser Bedingung wurde mit einer weiten Marge entsprochen. Die Anzahl der fehlenden Routinevorhersagen ist seit dem Beginn ihrer Erstellung im August 1979 sehr gering. Während der vergangenen 1200 Tage wurden jeden Tag Vorhersagen erstellt!

Bei der Konzeption und Verwaltung von Vorhersagemodellen, die so komplex wie diejenigen des Zentrums sind, ist es sehr wichtig, daß die physikalische Formulierung klar und das Programm eindeutig definiert ist. Von Anfang an hat sich das Zentrum bemüht, die physikalische Formulierung allgemein zu halten und das „Tuning“ auf ein Minimum zu begrenzen. Änderungen des Modells müssen daher zunächst aus dynamischen und physikalischen Gründen gerechtfertigt sein und nicht einfach dadurch, daß eine Änderung schon bessere Ergebnisse erbringen wird. Es ist nämlich äußerst schwierig, anhand einer begrenzten Reihe von numerischen Experimenten allein ein besseres Ergebnis nachzuweisen. Darüber hinaus erhielten im Entwurf einfache Formulierungen den Vorzug vor komplizierteren, es sei denn, offensichtliche Verbesserungen konnten nachgewiesen werden.

Hinsichtlich der Programmierung bestehen Begrenzungen aufgrund der Leistungsfähigkeit der Rechenanlagen und der Flexibilität der Programme. Während die erste Bedingung offensichtlich ist, mag für die zweite eine bestimmte Rechtfertigung erforderlich sein. Das Vorhersagesystem des Zentrums (Datenassimilation und Vorhersagemodell) umfaßt etwa 100 000 Code-Zeilen. Das Zusatzsystem für Vor- und Nachverarbeitung sowie Überprüfung und diagnostische Bewertung ist von ähnlicher Größe. Es versteht sich, daß die Programme gut aufgebaut und dokumentiert sein müssen, wenn ein solches System vollen Nutzen bringen soll. Es gibt umfassende Programmsysteme dieser Art, die nicht effizient benutzt werden können, weil ihre Komplexität ein klares Verständnis, d. h. die „Komplexitäts-Schwelle“, übersteigt. Die sorgfältige Konzeption der Programme des EZMW von Anbeginn hat sich gelohnt, und bisher wurden in den vier-einhalb Jahren des Betriebs des Routinevorhersage-Systems etwa 100 Änderungen vorgenommen. Diese gingen oft mit bedeutenden Änderungen des Modells bzw. des Systems einher und waren einfach durchzuführen. Die Anzahl der Unterstützungsprogramme war sehr gering.

1.4 Ausblick

Wie aus Abbildung 2 ersichtlich, sind die mittelfristigen Wettervorhersagen beträchtlich besser geworden, seitdem vor mehr als zehn Jahren MIYAKODA die allerersten Versuche durchführte. Diese Verbesserungen erfolgen nicht nur dank realistischerer Modelle, sondern ebenfalls aufgrund der beträchtlichen Zunahme der meteorologischen Beobachtungen während dieses Zeitraums. Dies wurde durch Beobachtungssystem-Experimente mit FGGE-Daten nachgewie-

sen, z. B. BENGTTSSON (1983), bei denen sich insbesondere durch Satelliten und Flugzeuge registrierte Daten beträchtlich auf die Vorhersagen im Mittelfristbereich (zwei bis vierzehn Tage) auswirkten. Darüber hinaus erlauben jetzt verbesserte Analysenverfahren, genauere Initialisierung und konsistentere Benutzung der Vorhersagemodelle eine bessere Abschätzung der ersten Näherung.

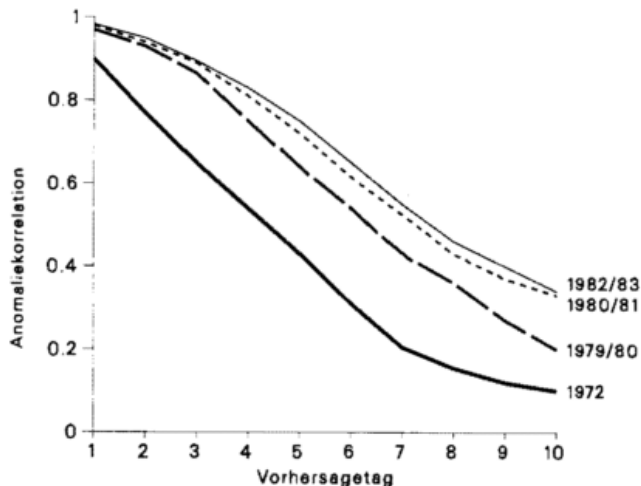


Abb. 2: Anomaliekorrelationskoeffizienten für die EZMW-Vorhersagen der Winter 1982/83, 1980/81 und 1979/80 und für 12 Vorhersagefälle der Januar-Monate 1964 bis 1968 (MIYAKODA et al. 1972).

Wenn man die Zeit bis zum Erreichen von 60 Prozent der Anomaliekorrelation als ungefähres Maß der Vorhersagegüte mit ausreichender Qualität ansetzt, ergibt sich für 1972 bis 1983 eine Verbesserung von 3,5 Tagen auf mehr als 6,5 Tage. Verglichen mit den Ergebnissen des ersten Winters haben sich die Vorhersagen des Zentrums um etwa einen Tag verbessert.

Die Untersuchungen über die Vorhersagbarkeit durch LORENZ und ähnliche Untersuchungen waren und sind noch immer das Grundprinzip der Forschungsstrategie des Zentrums. Das Forschungsprogramm erstreckt sich auf sämtliche Vorhersageprobleme wie objektive Analysen, Datenassimilation und Modellierung in all ihren Aspekten; im folgenden wird dies näher erläutert.

Ob es möglich ist oder nicht, brauchbare Vorhersagen für einen Zeitraum von 10 bis 14 Tagen zu erstellen, wird letzten Endes von der Güte des globalen Beobachtungssystems und unserer Fähigkeit abhängen, die physikalischen Prozesse, welche für Vorhersagen eines solchen Zeitraums von Bedeutung sind, zu verstehen und mathematisch zu formulieren.

Literatur

- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H.: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. *J. Atmos. Sci.* 31 (1974) S. 674—701.
- BAER, F.: Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in non-linear flows. *Beitr. Phys. Atmos.* 50 (1977) S. 350—366.

- BENGTTSSON, L.: Results of the Global Weather Experiment. Lectures presented at the 34th session of the WMO Executive Committee. WMO Nr. 610 (1983).
- CHARNEY, J. G.; FJÖRTOFT, R.; NEUMANN, J.: Numerical integration of the barotropic vorticity equation. *Tellus* 2 (1950) S. 237—254.
- CHARNEY, J. G. et al.: The feasibility of global observations and analysis experiments. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 47 (1966) S. 200—220.
- ELIASSEN, E.; MACHENHAUER, B.; RASMUSSEN, E.: On a numerical method for interpretation of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields. *Inst. f. theoretisk meteorologi, Univ. Kopenhagen; Bericht Nr. 2* (1970).
- GANDIN, L. S.: Objective analysis of meteorological fields. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations (1968).
- GELEYN, J.-F.: Some diagnostics of the cloud/radiation interaction in ECMWF forecasting model. Workshop on radiation and cloud-radiation interaction in numerical modelling, ECMWF (1980) S. 135—162.
- GIRARD, C.; JARRAUD, M.: Short and medium range forecast differences between a spectral and a grid-point model. An extensive quasi-operational comparison. ECMWF Techn. Rep. Nr. 32 (1982).
- KUO, H.-L.: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection in large-scale flow. *J. Atmos. Sci.* 31 (1974) S. 1232—1240.
- LETTAU, H. H.; DAVIDSON, B.: Exploring the atmosphere's first mile. Bd. 2. New York: Pergamon Press (1957) S. 578.
- LORENC, A. C.: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Rev.* 109 (1981) S. 701—721.
- LORENZ, E.: Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus* 34 (1982) S. 505—513.
- LOUIS, J.-F.: A parametric model for vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound. Lay. Meteorol.* 17 (1979) S. 187—202.
- MACHENHAUER, B.: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow-water model with application to normal mode initialization. *Beitr. Phys. Atmos.* 50 (1977) S. 253—271.
- MELLOR, G. L.; YAMADA, T.: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.* 31 (1974) S. 1791—1806.
- MIYAKODA, K.; HEMBREE, G. D.; STRICKLER, R. F.; SHULMAN, I.: Cumulative results of extended forecast experiments. I. Model performance for winter cases. *Monthly Weather Rev.* 100 (1972) S. 836—855.
- MIYAKODA, K.; SIRUTIS, J.: Comparative integration of global models with various parameterized processes of sub-grid scale vertical transports: Description of parameterization. *Beitr. Phys. Atmos.* 50 (1977) S. 445—487.
- ORSZAG, S. A.: Transform method for calculation of vector coupled sums: application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.* 27 (1970) S. 890—895.

- PFEFFER, R. L. (Ed.): Dynamics of climate. New York: Pergamon Press (1960) S. 137.
- PHILLIPS, N. A.: The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 82 (1956) S. 123—164.
- ROWNTREE, P. R.; BOLTON, J. A.: Experiments with soil moisture anomalies over Europe. The GARP Programme on Numerical Experimentation: Research Activities in Atmospheric and Ocean Modelling. WMO/ICSU Rep. Nr. 18 (1978) S. 63.

- SADOURNY, R.: The dynamics of finite difference models of the shallow-water equations. J. Atmos. Sci. 32 (1975) S. 680—689.
- SMAGORINSKY, J.: Problems and promises of deterministic extended range forecasting. Bull. Amer. Meteorol. Soc. 50 (1969) S. 286—312.
- WALKER, J. M.; ROWNTREE, P. R.: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 103 (1977) S. 29—46.

3 W. WERGEN Datenassimilation

1 Einleitung

Der Hauptzweck des am EZMW entwickelten Datenassimilationsverfahrens ist die Bereitstellung von Anfangsdaten für das globale Vorhersagemodell. Daneben werden die Analysen für die Verifikation der Modellergebnisse und für diagnostische Studien benötigt. Außerdem wurden mit diesem Verfahren die Beobachtungen während des „First GARP Global Experiment (FGGE)“ analysiert.

Unter der Analyse versteht man im meteorologischen Sprachgebrauch die Bestimmung einer Variablen als Funktion des Ortes und der Zeit. Wird die Variable als diskrete Funktion an Gitterpunkten benötigt, so stellt die Analyse ein Interpolationsproblem dar, das es erfordert, Werte an den gleichmäßig verteilten Gitterpunkten aus den unregelmäßig verteilten Beobachtungen abzuleiten. Denkbar ist jedoch auch die direkte Bestimmung der Amplituden und Phasen passender Basisfunktionen einer spektralen Entwicklung aus den Beobachtungsdaten.

Asynoptische Beobachtungen, hauptsächlich von Satelliten und Flugzeugen, haben es erforderlich gemacht, das Analysenverfahren auf die zeitliche Dimension auszudehnen. Es lag nun nahe, für die erforderliche zeitliche Extrapolation das beste Verfahren zu nehmen: nämlich das Vorhersagemodell selbst. Daher wurden Methoden entwickelt, die es erlauben, das Modell während einer „Assimilationsphase“ an die durch die Beobachtungen belegte zeitliche Entwicklung der Atmosphäre anzupassen. Dabei wird die Vorhersage entweder kontinuierlich oder in bestimmten zeitlichen Abständen gemäß den Beobachtungsdaten berichtigt.

Das am Zentrum benutzte, sechsstündig intermittierende Assimilationsschema ist in Abbildung 1 dargestellt. Analysen werden für die Termine 00, 06, 12 und 18 GMT erstellt. Dazu werden alle Beobachtungen mit dreistündigem Abstand vom Beobachtungstermin benutzt. Falls möglich, wird eine Korrektur für die Zeitdifferenz angebracht. Analysiert werden das Massen- und Windfeld, das Feuchtefeld, die Temperatur der Meeresoberfläche, der Bodenwassergehalt und die Schneetiefe. Da in dem Analysenverfahren die zahlreichen Abhän-

gigkeiten zwischen den meteorologischen Variablen nur sehr grob berücksichtigt werden können, wird in dem der Analyse folgenden Initialisierungsschritt eine Feinanpassung der verschiedenen Felder vorgenommen. Die sich daran anschließende 6-Stunden-Vorhersage dient als erste Näherung für die nächste Analyse, in der die Vorhersage entsprechend den Beobachtungen korrigiert wird. Der nachfolgende Initialisierungs-Vorhersage-Zyklus führt zum nächsten Analysetermin usw.

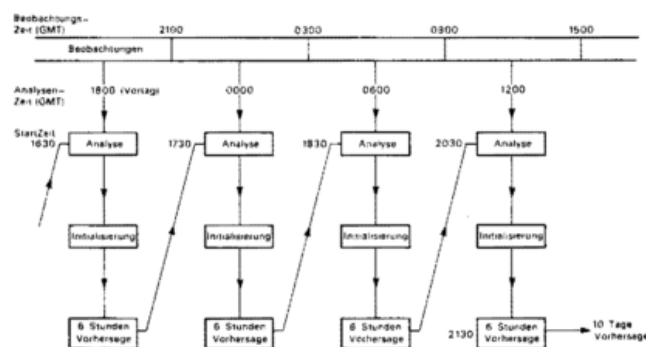


Abb. 1: Das EZMW-Assimilationsverfahren.

Im täglichen Routinebetrieb wird die 1800-GMT-Analyse vom Vortag etwa gegen 16.30 GMT erstellt. Gegen 17.30 wird mit der 00-GMT-Analyse begonnen. Die letzte Analyse des Zyklus (12 GMT) wird gegen 20.30 GMT durchgeführt. Der lange Abstand zu den Beobachtungsterminen ist erforderlich, um den Eingang der Meldungen von der Südhalbkugel sicherzustellen. Nach der Initialisierung der 12-GMT-Analyse wird die 10-Tage-Vorhersage gestartet, die kurz nach 02 GMT komplett vorliegt.

In den nachfolgenden Abschnitten werden das Analysen- und Initialisierungsverfahren näher beschrieben. Für die kurzen 6-Stunden-Vorhersagen wird das gleiche Modell wie auch für die 10-Tage-Vorhersage verwendet.

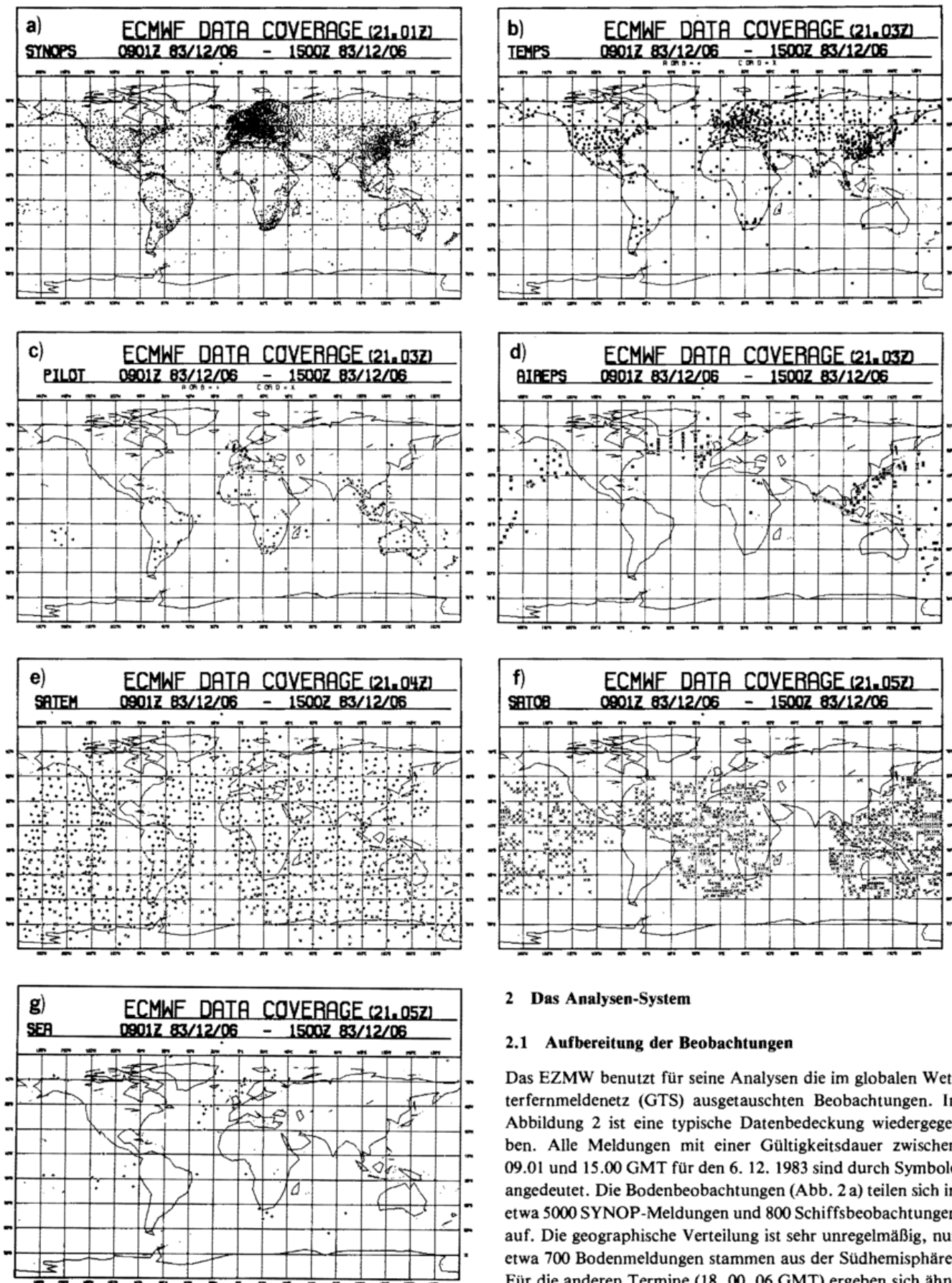


Abb. 2: Datendeckung für den 6. 12. 83, 12 GMT.

2 Das Analysen-System

2.1 Aufbereitung der Beobachtungen

Das EZMW benutzt für seine Analysen die im globalen Wetterfernmeldenetz (GTS) ausgetauschten Beobachtungen. In Abbildung 2 ist eine typische Datenbedeckung wiedergegeben. Alle Meldungen mit einer Gültigkeitsdauer zwischen 09.01 und 15.00 GMT für den 6. 12. 1983 sind durch Symbole angedeutet. Die Bodenbeobachtungen (Abb. 2 a) teilen sich in etwa 5000 SYNOP-Meldungen und 800 Schiffsbeobachtungen auf. Die geographische Verteilung ist sehr unregelmäßig, nur etwa 700 Bodenmeldungen stammen aus der Südhemisphäre. Für die anderen Termine (18, 00, 06 GMT) ergeben sich ähnliche Verteilungen. Vertikalsondierungen (TEMP, Abb. 2 b) zeigen ebenfalls eine unregelmäßige Struktur. Von den etwa 600 Aufstiegen stammen nur ungefähr 50 von der Südhalbkugel. Für die Zwischentermine (06, 18 GMT) liegen nur ca.

30 vollständige Sondierungen vor. Vertikalprofile des Windes (PILOT, Abb. 2c) werden für 12 GMT vorwiegend in der Südhalbkugel vermessen. Zu den Zwischenterminen werden diese Beobachtungen fast nur aus Eurasien gemeldet. Entlang den Flugrouten liegen etwa 400–500 Flugzeugmeldungen (AIREP, Abb. 2d) vor. Ihre zeitliche Verteilung ist recht gleichmäßig. Satelliten liefern die am homogensten verteilten Beobachtungen. Allerdings weisen sie relativ große Meßfehler auf. Da Temperaturberechnungen (SATEM, Abb. 2e) stark von den Strahlungseigenschaften des Erdbodens abhängen, werden diese Daten über Land nur oberhalb der 100-mb-Fläche benutzt. In Abbildung 2e sind durch Kreuze ebenfalls die in Melbourne abgeleiteten Pseudo-Beobachtungen (PAOB) angedeutet. Dies sind Werte, die aus manuell korrigierten Analysen herausgelesen werden. Bei der manuellen Korrektur werden Satellitenbilder benutzt. Die geostationären Satelliten liefern für die Tropen und mittleren Breiten aus Wolkenbewegungen ermittelte Windvektoren (SATOB, Abb. 2f). Über Land können orographische Einflüsse zu einer Unterschätzung der Windgeschwindigkeit führen. Daher werden SATOB-Winde über Land zur Zeit nicht verwendet. Die Zahl der von driftenden automatischen Bojen (SEA, Abb. 2g) abgesetzten Meldungen hat sich in letzter Zeit wieder erhöht (etwa 150).

Bevor die Beobachtungen in eine Datenbank eingebracht werden, werden sie auf interne Konsistenz und auf klimatologische Grenzen hin überprüft. Außerdem wird die Kodierungsform kontrolliert und — falls möglich — korrigiert.

Die Analysenflächen sind die Hauptdruckflächen 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 und 10 mb. Falls Messungen auf Zwischenflächen vorliegen, werden sie zur nächsten Hauptfläche interpoliert. Alle Meldungen gehen nur als Abweichungen von der ersten Näherung (6-Stunden-Vorhersage) in die Analyse ein. Jeder Beobachtung werden, je nach Meßsystem, charakteristische Meßfehler zugeordnet. Weichen Beobachtungen zu sehr von der ersten Näherung ab, werden sie, je nach Größe der Abweichung, mit Prüfkennzeichen versehen. Diese Kennzeichen, eventuell auch von vorangegangenen Tests, werden im gesamten Analysenprozeß mitgeführt und führen beim Zusammenkommen von ausreichenden Verdachtsmomenten zum Verwerfen der Beobachtung. In datenreichen Gebieten werden benachbarte Beobachtungen, die keine neue Information enthalten, zu „Superbeobachtungen“ zusammengefaßt. Schließlich werden die so aufbereiteten Messungen entsprechend den Anforderungen der nachfolgenden Analysenschritte sortiert und abgespeichert.

Der globale Analysenbereich ist in 1146 Unterbereiche aufgeteilt. Jeder dieser Bereiche hat eine Seitenlänge von etwa 660 km. In datenreichen Gebieten wird dieses Volumen in bis zu drei vertikale Einzelbereiche aufgespalten. Um die vorhandenen Computerkapazitäten optimal auszunutzen, wird die Analyse für alle Gitterpunkte innerhalb dieses Volumens gleichzeitig ausgeführt. Bis zu 192 verschiedene Beobachtungen können dabei berücksichtigt werden. In datenarmen Gebieten wird die Suche nach Beobachtungen bis zu etwa 2000 km ausgedehnt. Durch Überlappung der verwendeten Beobachtungen in benachbarten Analysenvolumen und durch eine zusätzliche Glättung werden Unebenheiten an den Rändern ausgeglichen.

Da die Druckflächen der Analyse nicht mit den hybriden Flächen des Vorhersagemodells übereinstimmen, sind vor und nach der Analyse noch vertikale Interpolationen erforderlich. Vor der Analyse wird die Vorhersage auf Druckflächen interpoliert, nach der Analyse werden die Korrekturen vertikal auf die Modellflächen interpoliert und der Vorhersage zugeschlagen.

2.2 Massen- und Windanalyse

Bei der Entwicklung des Analyseverfahrens wurden folgende Gesichtspunkte berücksichtigt: Es mußte global anwendbar sein; es sollte alle zur Verfügung stehende Beobachtungen ausnutzen und es sollte die bekannten Verträglichkeitsbedingungen (z. B. geostrophisches und hydrostatisches Gleichgewicht) berücksichtigen. Außerdem sollte es sich mathematisch sauber formulieren lassen. Der Rechenaufwand sollte in etwa vergleichbar sein mit dem Aufwand für die Vorhersage.

Das am Zentrum schließlich zur Analyse der Windkomponenten und der Druckfelder gewählte Verfahren ist eine dreidimensionale, gekoppelte Erweiterung des von GANDIN (1963) vorgeschlagenen Verfahrens der „Optimalen Interpolation (OI)“. Diese Technik erlaubt es, Beobachtungen mit verschiedenen Fehlerstrukturen mit einer Vorhersage zu kombinieren. Das Verfahren geht von der Annahme aus, daß die gesuchte Abweichung des zu analysierenden skalaren Wertes A^i von der ersten Näherung (Vorhersage) A^v an den gewünschten Gitterpunkten k ausgedrückt werden kann als gewichtetes Mittel der Abweichungen der Beobachtungen A^b von der ersten Näherung A^v an den Beobachtungspunkten n :

$$(A^i - A^v)_k = \sum_{n=1}^N w_{k,n} (A^b - A^v)_n \quad (1)$$

Die noch unbekannten Gewichte $w_{k,n}$ sollen nun so bestimmt werden, daß der quadratische Analysenfehler, gemittelt über eine große Anzahl von Fällen, ein Minimum ergibt. Bei diesem statistischen Konzept nimmt man bewußt in Kauf, daß in Einzelfällen, in denen die Atmosphäre beträchtlich von ihrem statistischen Verhalten abweicht, Fehler in der Analyse unterlaufen können.

Die folgende Ableitung der Gleichung für die Gewichte w folgt LORENC (1981). Zunächst werden normalisierte Abweichungen von der unbekannten exakten Lösung A^e eingeführt.

$$a_n^b = (A_n^b - A_n^e) / E_n^b$$

Dies ist der mit dem geschätzten Beobachtungsfehler E_n^b normalisierte Beobachtungsfehler. Entsprechend werden der Vorhersage- und der Interpolationsfehler definiert.

$$a_n^v = (A_n^v - A_n^e) / E_n^v$$

$$a_k^i = (A_k^i - A_k^e) / E_k^i$$

Mit diesen Ansätzen läßt sich die mit dem geschätzten Vorhersagefehler E_n^b normalisierte Gleichung (1) schreiben als:

$$a_k^i \epsilon_k^i = a_n^v + \sum_{n=1}^N w_{k,n} (a_n^b \epsilon_n^b - a_n^v) \quad (2)$$

ϵ_n^b und ϵ_k^i sind die Verhältnisse von geschätztem Beobachtungs- und Interpolationsfehler zu geschätztem Vorhersagefehler.

$$\epsilon_n^b = \frac{E_n^b}{E_n^v}; \quad \epsilon_k^i = \frac{E_k^i}{E_k^v}$$

Quadratur von (2) und Mittelung über eine große Anzahl von Fällen ergibt:

$$(\epsilon_k^i)^2 = 1 + 2 \sum_{n=1}^N w_{k,n} (\langle a_k^v a_n^b \rangle + \epsilon_n^b - \langle a_k^v a_n^v \rangle) + \sum_{m=1}^N \sum_{n=1}^N w_{k,m} (\langle a_m^v a_n^v \rangle + \epsilon_m^b \langle a_m^b a_n^b \rangle - \epsilon_m^b \langle a_m^b a_n^v \rangle - \langle a_m^v a_n^b \rangle + \epsilon_n^b) w_{k,n} \quad (3)$$

Die spitzen Klammern bedeuten „gemittelt über viele Fälle“. Terme der Form $\langle a_m^b a_n^b \rangle$ sind die Korrelationen der Beobachtungsfehler zwischen Beobachtungspunkten n und m . Im folgenden wird angenommen, daß die Beobachtungsfehler nicht mit den Vorhersagefehlern korreliert sind, d.h. $\langle a_m^b a_n^v \rangle = \langle a_m^v a_n^b \rangle = 0$.

In Matrixschreibweise lautet Gleichung (3):

$$(\epsilon_k^i)^2 = 1 - 2\mathbf{W}_k^T \mathbf{P}_k + \mathbf{W}_k^T \mathbf{M} \mathbf{W}_k \quad (4)$$

$\mathbf{W}_k$ ist der Spaltenvektor der gesuchten Gewichte, $\mathbf{P}_k$ enthält die Korrelationen der Vorhersagefehler $\langle a_k^v a_n^v \rangle$ zwischen Gitter- und Beobachtungspunkten. $\mathbf{M}$ ist die Summe der Korrelationsmatrizen für die Beobachtungsfehler mit den Elementen $\epsilon_m^b \langle a_m^b a_n^b \rangle + \epsilon_n^b$ und für die Vorhersagefehler mit den Elementen $\langle a_m^v a_n^v \rangle$. Diese beiden Matrizen beschreiben wie die Fehler an den Beobachtungspunkten korreliert sind; sie hängen also nicht von den Meßwerten selbst oder von dem zu analysierenden Gitterpunkt ab.

Durch Nullsetzen der ersten partiellen Ableitung des quadratischen Fehlers nach den Gewichten $\frac{\partial (\epsilon_k^i)^2}{\partial w_{k,n}}$ für $n = 1, \dots, N$ erhält man eine notwendige Bedingung für einen Minimalwert von $(\epsilon_k^i)^2$. Dies führt auf ein lineares Gleichungssystem für den Gewichtsvektor $\mathbf{W}_k$. Die Lösung lautet:

$$\mathbf{W}_k = \mathbf{M}^{-1} \mathbf{P}_k \quad (5)$$

Somit ist unser Problem formal gelöst. Durch Einsetzen der Gewichte $\mathbf{W}_{k,n}$ in Gleichung (1) lassen sich die gewünschten Werte von A_k^i berechnen. Die Bestimmung des Gewichtsvektors $\mathbf{W}_k$ erfordert die Invertierung der Matrix $\mathbf{M}$, die jedoch nicht von dem zu analysierenden Gitterpunkt abhängt. Eine einfache Matrixmultiplikation erlaubt es daher, den Wert der Korrektur an jedem Punkt innerhalb des Analysenvolumens zu berechnen, also auch am Beobachtungspunkt selbst. Diese Eigenschaft wird ausgenutzt für eine weitere Datenkontrolle. Falls die Analyse, berechnet für einen Beobachtungspunkt, jedoch ohne diese Beobachtung zu verwenden, zu stark von der Beobachtung abweicht, wird letztere als falsch angesehen.

Bevor mit der Analyse begonnen werden kann, ist es erforderlich, eine Reihe von statistischen Parametern festzulegen, nämlich

- den geschätzten Beobachtungsfehler E_n^b
- den geschätzten Vorhersagefehler E_n^v
- die Korrelationen der Beobachtungsfehler $\langle a_n^b a_m^b \rangle$
- die Korrelationen der Vorhersagefehler $\langle a_n^v a_m^v \rangle$.

Die bisher abgeleiteten Gleichungen gelten in voller Allgemeinheit für beliebige skalare Variablen mit willkürlicher räumlicher Verteilung. Im folgenden werden die erforderlichen Parameter für eine globale, dreidimensionale, gekoppelte Analyse der Massen- und Windfelder spezifiziert.

Für den geschätzten Beobachtungsfehler E_n^b werden die in der Literatur veröffentlichten Angaben über die mittleren quadratischen Meßfehler der einzelnen Instrumente für die meteorologischen Größen Wind, Geopotential und Temperatur benutzt. Diese Werte werden global verwendet, es wird also z. B. zur Zeit nicht zwischen den Fehlern einzelner Radiosondentypen unterschieden. Der geschätzte Vorhersagefehler E_n^v wird mit Hilfe des Interpolationsfehlers ϵ_k^i , der sich nach Gleichung (4) berechnen läßt, modelliert. Die Fehlerverteilung reflektiert daher im wesentlichen die Datenbedeckung der vorhergehenden Analyse. In datenreichen Gebieten ergibt sich so ein kleinerer Fehler der 6-Stunden-Vorhersage als in datenarmen Gebieten. Systematische Fehlerstrukturen des Vorhersagemodells werden nicht berücksichtigt. Die absoluten Werte der Beobachtungs- und Vorhersagefehler gehen nicht in die Analyse ein, lediglich ihr Verhältnis beeinflusst das relative Gewicht der Vorhersage bzw. der Beobachtungen.

Bis auf zwei Ausnahmen werden die Beobachtungsfehler als unkorreliert angesehen. Die erste Ausnahme ist eine vertikale Korrelation der Geopotentialfehler bei Radiosonden; die zweite eine horizontale und vertikale Korrelation der Schichtdickenfehler bei SATEM-Meldungen.

Die dreidimensionalen Korrelationen der Vorhersagefehler $\langle a_n^v a_m^v \rangle$ können prinzipiell aus langen Zeitreihen der Vorhersagefehler an Beobachtungsstationen abgeleitet werden. Dies würde tabellarische Werte der Korrelationen zwischen allen Beobachtungsstationen für alle Variablen erfordern. Da dies nicht praktikabel ist, werden die Korrelationen — basierend auf Untersuchungen für eine beschränkte Anzahl von Stationen — modelliert. Weiterhin bietet sich hier die Möglichkeit, der Analyse die folgenden linearen Verträglichkeitsbedingungen aufzuerlegen:

- Außerhalb der Tropen sollen sich die Korrekturen des Windfeldes mit den Korrekturen des Massenfeldes im geostrophischen Gleichgewicht befinden.
- Die Korrekturen des Windfeldes sollen im Analysenvolumen divergenzfrei sein.
- Temperatur- und Geopotentialkorrekturen sollen sich im hydrostatischen Gleichgewicht befinden.

Die Annahme der Divergenzfreiheit bedeutet, daß die Divergenz nur auf Skalen, die horizontal größer sind als ein Analysenvolumen, korrigiert werden kann.

Alle Korrelationen werden als Produkt einer horizontalen und einer vertikalen Funktion dargestellt. Die vertikalen Korrelationen werden in Tabellenform angegeben. Es wird zwischen Tropen und mittleren Breiten unterschieden. Die außertropischen Werte variieren mit der Jahreszeit.

Die horizontale Korrelationen werden als homogen und isentrop betrachtet, d. h. sie hängen weder von der geographischen Lage noch von der Richtung ab. Die Abhängigkeit der Geopotential-Korrelation von der Entfernung folgt einer Gauß-Funktion mit einer Halbwertsbreite von 700 km (Funktion $z-z$ in Abb. 3). Aus den auferlegten Verträglichkeitsbedingungen (Geostrophie, Divergenzfreiheit) ergeben sich die Masse-Wind- und Wind-Wind-Korrelationen automatisch. Da die Geopotential-Geschwindigkeitspotential-Korrelationen verschwinden sollen, lassen sie sich alle über Geopotential-Stromfunktion-Korrelationen herleiten. Diese Korrelation wird mit 95% ihres geostrophischen Wertes ange-

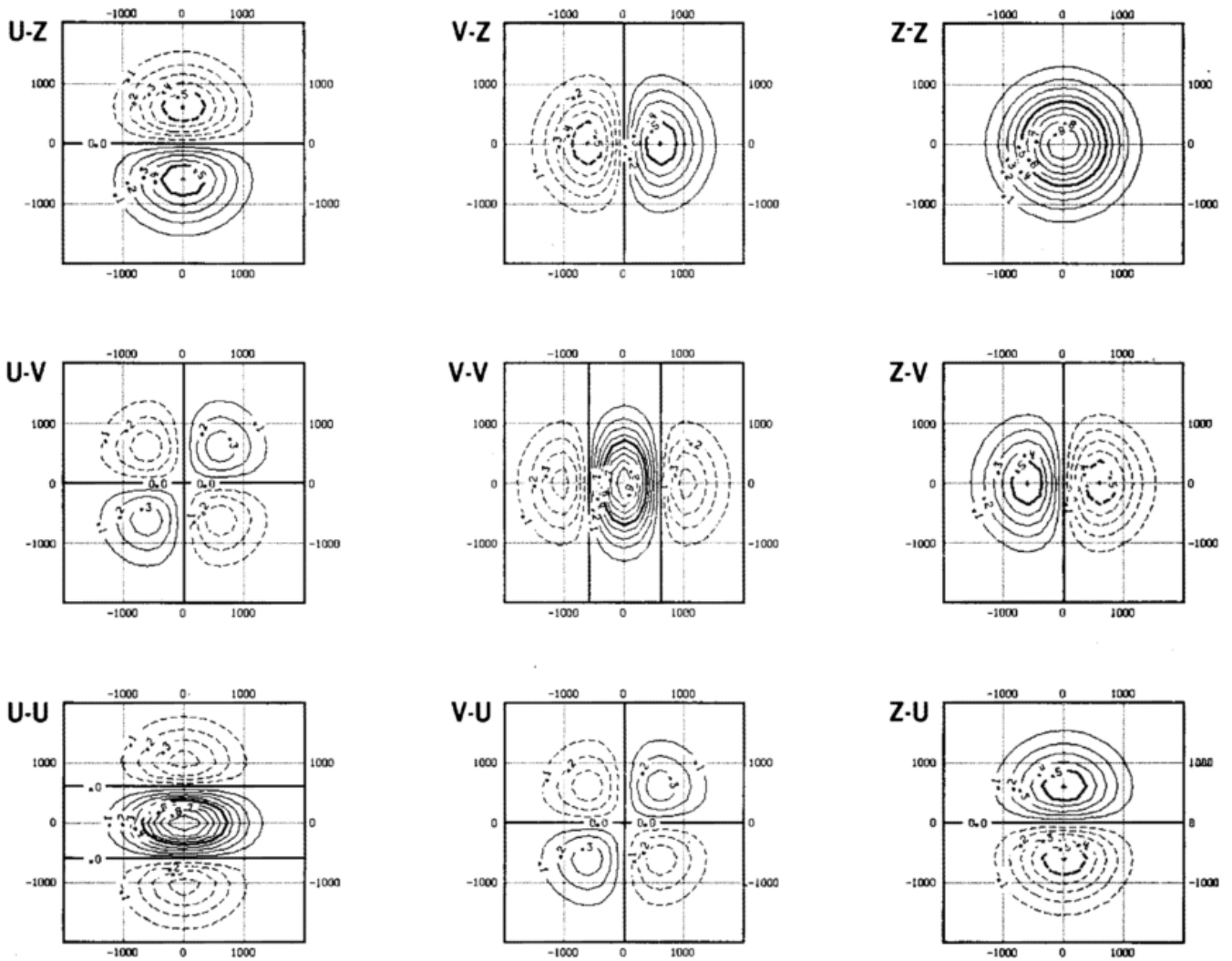


Abb. 3: Modellerte Höhen- und Windkorrelationen als Funktion der Entfernung.

setzt. Dies erlaubt die Einbeziehung von ageostrophischen Korrekturen, wie etwa in ausgeprägten Höhenrücken und Trögen, sofern sie durch Beobachtungen belegt sind. Abbildung 3 zeigt die so hergeleiteten Korrelationen für alle Kombinationen der zonalen und meridionalen Windkomponenten u und v und des Geopotentials z . Die u - u - und die v - v -Korrelationen weisen eine ausgeprägte Ausdehnung der Korrelation in Strömungsrichtung auf. Quer zur Strömungsrichtung wird für Entfernungen von mehr als 600 km bereits eine Umkehrung der Strömung erwartet. Mit Annäherung an die Tropen wird die Windanalyse von der Massenanalyse entkoppelt, so daß die gemischten Korrelationen am Äquator verschwinden.

Der dreidimensionale, gekoppelte Charakter des Verfahrens erlaubt es prinzipiell, aus einer Bodenmeldung, einer Temperatur- und Windmessung von Satelliten aus ein dreidimensionales Bild vom Strömungs- und Druckfeld zu entwerfen. Anders als z. B. eine Aufbauanalyse ist es auch in der Lage, Informationen aus höheren Schichten schon bei der Analyse tieferliegender Flächen zu berücksichtigen.

Als Beispiel ist in Abbildung 4 die Massen- und Windanalyse der 500-mb-Fläche für den 6. 12. 83, 12 GMT gezeigt. Die Strömung wird charakterisiert durch einen Höhenrücken über dem westlichen Atlantik und eine Austrogung mit Aufspalten der Jetachse über Mitteleuropa. Über dem östlichen Mittel-

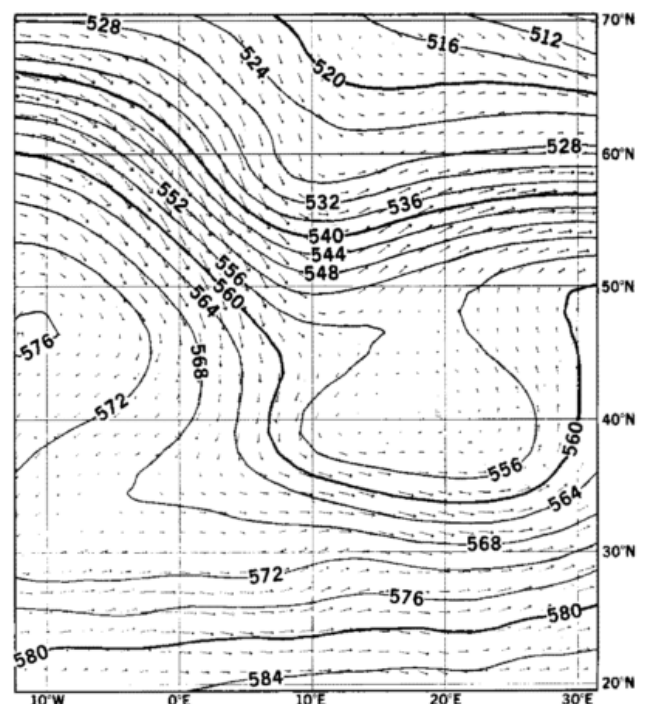


Abb. 4: Beispiel einer Analyse des 500-mb-Massen- und Windfeldes für den 6. 12. 83, 12 GMT (s. a. Titelbild).

meer deutet sich ein abgeschlossenes Höhentief an. Auffällig sind die analysierten, stark ageostrophischen Winde beiderseits der Trogachse. Weitere Einzelheiten dieser Analyse werden im Abschnitt über die Initialisierung beschrieben.

2.3 Feuchteanalyse

Die Feuchte wird unabhängig von den übrigen Variablen mit einem einfachen, zweidimensionalen Verfahren analysiert. Die analysierte Größe ist das zwischen den Analysenflächen integrierte Mischungsverhältnis. Oberhalb der 300-mb-Fläche wird ein linearer Abfall der relativen Feuchte bis zur Tropopause angenommen, darüber wird das Mischungsverhältnis konstant gehalten. Für die Feuchteanalyse werden nur die Radiosondenmeldungen und aus Bodenbeobachtungen abgeleitete Feuchtwerte benutzt. Als erste Näherung dient wiederum eine 6-Stunden-Vorhersage. Das Analysenverfahren beruht auf einer zweidimensionalen, entkoppelten Version von Gleichung (1). Die Gewichte $w_{k,n}$ werden jedoch nicht nach der OI-Methode berechnet, sondern als Funktion der Entfernung $r_{k,n}$ zwischen Beobachtungs- und Analysenpunkt und des Verhältnisses zwischen geschätzten Beobachtungs- und Vorhersagefehler ϵ_n^b vorgegeben.

$$w_{k,n} = \frac{d_{k,n}/[1 + (\epsilon_n^b)^2 - d_{k,n}^2]}{1 + \sum_j d_{k,j}/[1 + (\epsilon_j^b)^2 - d_{k,j}^2]} \quad (6)$$

$$d_{k,n} = e^{-0.5 \left(\frac{r_{k,n}}{r_0} \right)^2}$$

Der Normierungsfaktor r_0 beträgt 250 km in der untersten Analysenschicht und wächst auf 350 km für die oberste Schicht an. Die Formulierung (6) minimiert den Analysenfehler für isolierte Beobachtungen, ist auch in datenreichen Gebieten anwendbar und ist einfach zu berechnen. Der Einfluß der Feuchteanalyse ist in den Tropen am größten, wo sie insbesondere die hochreichende Konvektion beeinflusst. In mittleren Breiten ist die Feuchte-Vorhersage meist von guter Qualität, so daß die Analyse das Feuchtefeld wenig ändert.

2.4 Analyse der Bodenparameter

Die Oberflächentemperatur der Meere wird vom „National Meteorological Centre (NMC)“ in Washington auf einem $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter analysiert und im GTS verbreitet. Diese Werte werden am Zentrum mit bi-cubischen Splines auf das erforderliche Gitternetz interpoliert.

Die Analyse des Bodenwassergehalts benutzt die gemeldeten Niederschlagswerte und einen Verdunstungswert, der mit dem im Modell verwendeten Parameterisierungsverfahren berechnet wird. Das Analysenverfahren beruht auf gewichteten Mitteln, ähnlich wie in der Feuchteanalyse. Diese Methode wird ebenfalls für die Analyse der Schneetiefe benutzt. Eingangsdaten sind gemeldete Schneetiefen und aus synoptischen Bodenbeobachtungen abgeleitete Werte.

3 Initialisierung

Nachdem das Analysenverfahren die Anfangswerte für die prognostischen Variablen des Modells bereitgestellt hat, ist man im Prinzip in der Lage, die Vorhersage zu starten. Wie Abbildung 5 zeigt, wird das Ergebnis allerdings recht enttäuschend sein. Der vorhergesagte Bodendruck an diesem willkürlich gewählten Gitterpunkt zeigt unrealistische,

schnelle Schwankungen. Wenn jedoch die Vorhersage von der initialisierten Analyse gestartet wird, verhält sich das Modell wesentlich realistischer. Dieses Problem ist nicht etwa ein spezielles Merkmal des EZMW-Vorhersagesystems, sondern es tritt bei allen ungefilterten Vorhersagemodellen auf. Die unrealistischen Schwankungen, die auch in anderen Feldern wie z. B. der Vertikalgeschwindigkeit sichtbar werden, hätten erhebliche Konsequenzen für die Datenassimilation. Ein wesentlicher Bestandteil jeder Analyse ist die Datenprüfung. Wenn nun die Vorhersage durch unerwünschte, hochfrequente Schwankungen verfälscht ist, kann das leicht zu ungerechtfertigtem Verwerfen oder Akzeptieren von Beobachtungen führen. Eine in dieser Weise verschlechterte Analyse wird zu einer schlechteren Vorhersage führen usw.

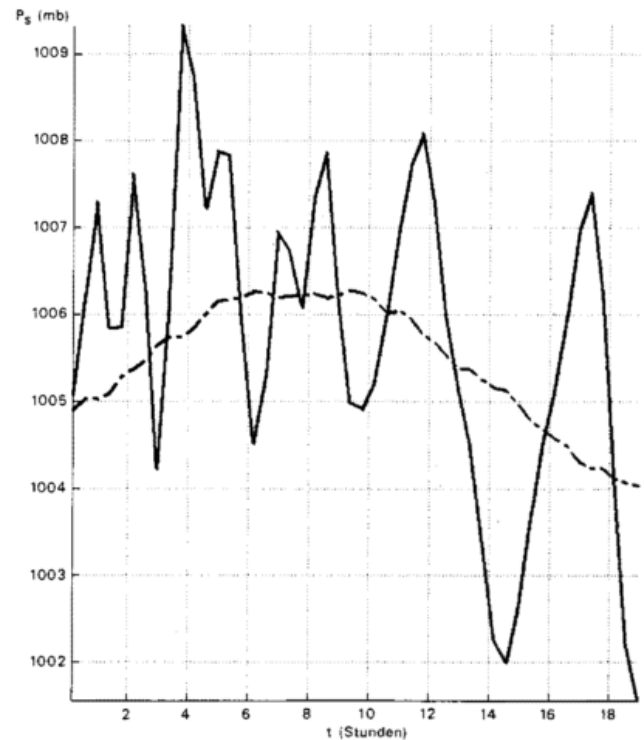


Abb. 5: Zeitlicher Verlauf des Bodendrucks am Gitterpunkt „London“. Vorhersage mit initialisierter Analyse ist durchgezogen, mit nicht-initialisierter Analyse gestrichelt eingetragen.

Der Grund für das unrealistische Verhalten der Vorhersage ohne Initialisierung sind im Modell laufende Trägheits-Schwerewellen. Vereinfachend gesehen entsprechen sie den Wellen, die von einem Stein ausgehen, den man in einen Teich geworfen hat. Trägheits-Schwerewellen sind in der Atmosphäre stets vorhanden. Ohne sie können wichtige Prozesse, wie z. B. die geostrophische Anpassung von Massen- und Windfeld, nicht beschrieben werden. Deshalb ist es auch wichtig, sie in Vorhersagemodellen mitzuführen. Allerdings muß man sicherstellen, daß ihre Anfangsamplituden realistisch sind. Zu große Anfangsamplituden, die zu den in Abbildung 5 gezeigten Problemen führen, haben drei Ursachen:

- Fehlerhafte Beobachtungen, die in der Datenprüfung nicht aufgespürt wurden.
- Unzureichende Berücksichtigung von Verträglichkeitsbedingungen zwischen Massen- und Windfeld in der Analyse.
- Unzulänglichkeiten in der Modellformulierung.

Der Prozeß der Adjustierung der Anfangsamplituden der Trägheits-Schwerewellen nennt man „Initialisierung“. Die erforderlichen Bedingungen waren lange Zeit nicht streng formulierbar. Das am Zentrum erstmals operationell benutzte „Normal Mode“-Konzept erlaubt jedoch eine physikalisch geschlossene Formulierung für ein dreidimensionales, globales, hochauflösendes Modell mit detaillierter Parameterisierung physikalischer Prozesse.

„Normal Modes“ sind die freien Bewegungen eines schwingungsfähigen Systems. Ein typisches Beispiel ist eine Gitarrensaite, die, wenn einmal angeregt, in eine für diese Saite charakteristische Weise schwingt. Daher werden diese Schwingungen auch Eigenschwingungen genannt. Die Oberflächenwellen auf einem Teich sind ein anderes Beispiel. Die Eigenschwingungen der Atmosphäre lassen sich in zwei Gruppen aufteilen: die synoptisch wichtigen Rossby-Wellen und die Trägheits-Schwerewellen. Wie bei einer schwingenden Saite ergeben sich diese Wellen als Eigenlösungen der linearisierten Modellgleichungen, die sich symbolisch schreiben lassen als:

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = \mathbf{L} \mathbf{X} + \mathbf{N}(\mathbf{X}) \quad (7)$$

$\mathbf{X}$ bedeutet hier einen sehr langen Spaltenvektor, der alle prognostischen Modellvariablen für das Wind- und Massenfeld enthält. Für ein Modell mit K Flächen und M horizontalen Freiheitsgraden (entweder Anzahl der Gitterpunkte oder Anzahl der mitgeführten Wellen) beträgt seine Länge $3 K M$. Für das gegenwärtige operationelle Modell mit 16 Flächen und T63 Auflösung ergibt sich ein Wert von nahezu 200 000. $\mathbf{L}$ ist eine quadratische Matrix entsprechender Größe, in der Zeile i die linearen Beiträge aller Variablen zur zeitlichen Änderung eines Elementes x_i beschreibt. $\mathbf{N}$ enthält alle nicht-linearen Terme. Die Berechnung der Eigenschwingungen erfordert die Bestimmung der Eigenwerte und Eigenvektoren der Matrix $\mathbf{L}$. Für eine Linearisierung um einen Grundzustand in Ruhe läßt sich das Problem in einem vertikalen und in einen horizontalen Anteil aufspalten. Die sich so ergebende vertikale Strukturmatrix entspricht der im semi-impliziten Differenzenverfahren benutzten Matrix.

Abbildung 6a zeigt die ersten drei Eigenvektoren dieser vertikalen Strukturmatrix. Der erste, auch „extern“ genannte Vektor beschreibt den barotropen Anteil. Der zweite vertikale „Mode“ wechselt das Vorzeichen in der Nähe der Tropopause. Der dritte Eigenvektor ist wichtig für die Beschreibung tropischer Zirkulationssysteme. Der vertikale „Mode“ k hat $k-1$ Vorzeichenwechsel. Mit wachsender Ordnung k verlagert sich der Bereich größter Amplituden zum unteren Rand hin.

Nach Abspaltung der vertikalen Abhängigkeit lassen sich die Modellgleichungen als eine Folge von Flachwassergleichungen schreiben. Die Rolle der mittleren Tiefen wird jedoch von den Eigenwerten der vertikalen Strukturmatrix übernommen, die deswegen auch „äquivalente“ Tiefen heißen. Jedes horizontale Eigenwertproblem läßt sich durch zonale Fourier-Transformationen auf ein meridionales Eigenwertproblem reduzieren. Dessen Eigenvektoren beschreiben die Meridionalstruktur der Rossby- und Trägheits-Schwerewellen.

Die Horizontalstruktur einer externen Rossby-Welle mit der zonalen und meridionalen Wellenzahl 1 ist in Abbildung 6b

wiedergegeben. In höheren Breiten ist sie gekennzeichnet durch ein angenähertes geostrophisches Gleichgewicht. Für die Extra-Tropen läßt sich zeigen, daß das durch die Rossby-Modes beschriebene Regime mit der quasigeostrophischen Theorie übereinstimmt, allerdings mit korrekter Berücksichtigung der Breitenabhängigkeit des Coriolisparameters. Ein interessantes Merkmal von „Normal Modes“ ist die auch in den Tropen definierte Koppelung zwischen Massen- und Windfeld. Ein Beispiel der für die Initialisierung wichtigen Trägheits-Schwerewellen ist in Abbildung 6c gezeigt. Die ageostrophische Struktur fällt unmittelbar auf. In den Tropen ist die Strömung sehr divergent.

Die zu den Eigenvektoren gehörenden Eigenwerte sind die freien Frequenzen ν der Wellen. Die Periode der in Abbildung 6b gezeigten Rossby-Welle beträgt 4,7 Tage, die der Trägheits-Schwerewelle in Abbildung 6c jedoch nur 12,7 Stunden. Die höheren vertikalen „Modes“ weisen sehr geringe „äquivalente Tiefen“ auf. Daher ergeben sich für die horizontalen Eigenlösungen nur relativ niedrige Frequenzen für die Trägheits-Schwerewellen. Diese „Modes“ brauchen deshalb bei der Initialisierung nicht mehr berücksichtigt zu werden. Im Routinebetrieb werden am Zentrum nur die ersten fünf vertikalen „Modes“ initialisiert. Die bisher geschilderte Berechnung der Eigenschwingungen ist nur einmal erforderlich; die Ergebnisse werden abgespeichert und in allen nachfolgenden Initialisierungen benutzt.

Der erste Schritt im Initialisierungsprozeß selbst ist die Bestimmung der Amplituden der schnellen Trägheits-Schwerewellen, wie sie sich aus der Analyse ergeben. Mathematisch gesehen wird die Analyse auf die Trägheits-Schwerewellen projiziert.

$$\mathbf{X}_0 = \mathbf{M} \mathbf{Y}_0 \quad (8)$$

$\mathbf{X}_0$ enthält die bekannten (analysierten) Werte der prognostischen Variablen. $\mathbf{Y}_0$ ist der gesuchte Vektor der Amplituden der „Normal Modes“. In der Matrix $\mathbf{M}$ sind die Eigenvektoren von $\mathbf{L}$ spaltenweise zusammengefaßt. $\mathbf{Y}_0$ gibt also an, welche Amplituden die Rossby- und die Trägheits-Schwerewellen haben. Da zu starke Aktivität letzterer im Modell unerwünscht ist, liegt der Gedanke nahe, ihre Amplituden zu Null zu setzen, ohne die Amplituden der Rossby-Wellen zu verändern. Dies ist das Prinzip der linearen „Normal Mode“-Initialisierung. Für ein lineares Modell stellt das ein perfektes Verfahren dar. In einem nichtlinearen Modell ist diese Bedingung jedoch nicht ausreichend, da die Summe der nicht-linearen dynamischen und physikalischen Prozesse zur erneuten Anregung von Schwerewellen führt. Im folgenden wird die Bedingung für eine nichtlineare Initialisierung hergeleitet. Einsetzen von (8) in Gleichung (7) ergibt:

$$\frac{d}{dt} \mathbf{M} \mathbf{Y} = \mathbf{L} \mathbf{M} \mathbf{Y} + \mathbf{N} \quad (9)$$

Multiplikation von links mit der Inversen von $\mathbf{M}$ ergibt:

$$\frac{d}{dt} \mathbf{Y} = \mathbf{M}^{-1} \mathbf{L} \mathbf{M} \mathbf{Y} + \mathbf{M}^{-1} \mathbf{N} \quad (10)$$

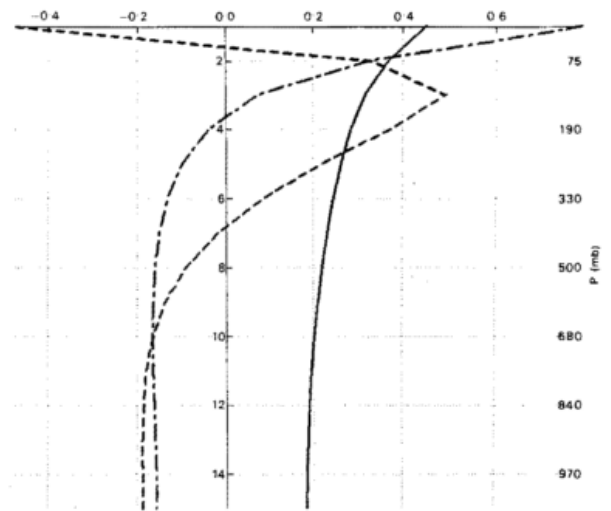
Die Ähnlichkeitstransformation $\mathbf{M}^{-1} \mathbf{L} \mathbf{M}$ führt $\mathbf{L}$ auf ihre Spektralmatrix $\mathbf{S}$ zurück, die nur noch die Eigenwerte von $\mathbf{L}$ in der Hauptdiagonalen enthält. Daher läßt sich (10) in Komponentenform schreiben:

$$\frac{dy_i}{dt} = \nu_i y_i + n_i \quad (11)$$

Dies sind die Modellgleichungen in „Normal Mode“-Form. Es ist ein System von entkoppelten, gewöhnlichen Differentialgleichungen. Der Term n_i beschreibt die Projektion der nichtlinearen Terme auf den „Mode“ i . Um eine Anregung von Schwerewellen durch die nichtlinearen Terme zu vermeiden, liegt es nahe zu fordern (MACHENHAUER 1977):

$$\nu_i y_i = -n_i \quad (12)$$

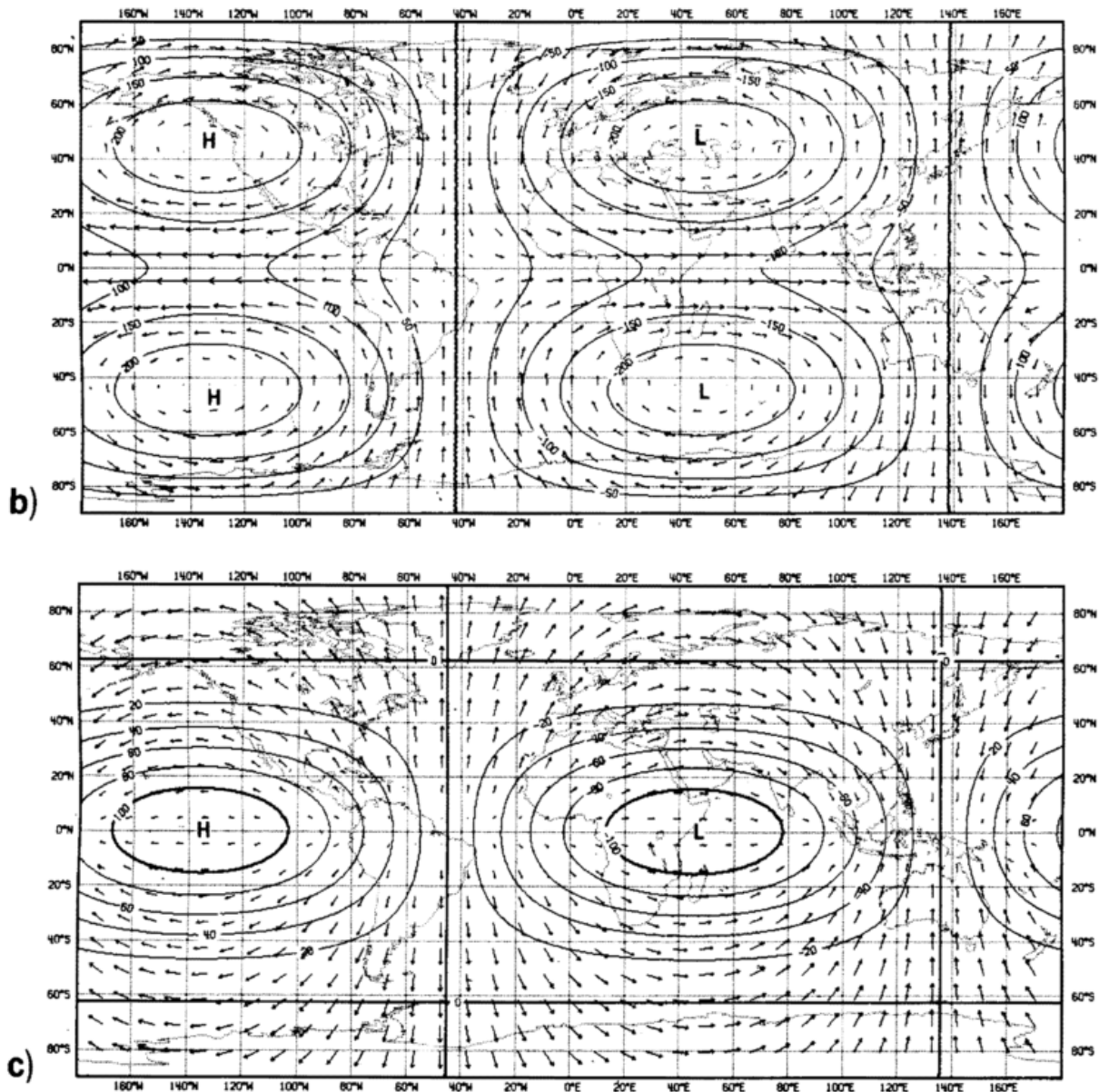
d. h. für die Trägheits-Schwerewellen sollen sich die linearen und die nichtlinearen Tendenzen exakt kompensieren; die zeitlichen Tendenzen verschwinden also anfänglich für diese Wellen. Die synoptisch wichtigen Rossby-Wellen werden von dieser Bedingung nicht berührt.



a)

Abb. 6: Beispiele für die Horizontal- und Vertikalstruktur atmosphärischer Eigenschwingungen.

a) Vertikalstruktur der ersten drei vertikalen „Modes“. b) Horizontalstruktur des Massen- und Windfeldes für eine externe Rossby-Welle. c) Horizontalstruktur einer externen Trägheits-Schwerewelle.



Gleichung (12) stellt ein System von nichtlinearen algebraischen Gleichungen dar, das iterativ gelöst werden kann. Zwei Iterationen genügen. Der Iterationsprozeß besteht im wesentlichen aus der Berechnung der nichtlinearen Terme, was etwa mit einem Modell-Zeitschritt vergleichbar ist. Die Initialisierung selbst besteht nur aus einfachen Matrixmultiplikationen. Im operationellen Ablauf benötigt der gesamte Prozeß etwa 17 CPU-Sekunden auf der CRAY X-MP.

Physikalisch kann man sich den Vorgang der Initialisierung ungefähr wie folgt vorstellen: Zunächst wird das Modell für einen Zeitschritt integriert. Dabei werden alle Prozesse berücksichtigt, also auch Krümmungseffekte, Horizontal- und Vertikaladvektion sowie Kondensations- und Strahlungsvorgänge. Wenn sich nun ergibt, daß sich die Modellvariablen während dieses Zeitschrittes unrealistisch schnell ändern, wird geprüft, ob diese schnellen Änderungen durch Trägheitsschwerewellen verursacht werden. Ist dies der Fall, wird auf eine Unverträglichkeit in der Analyse geschlossen. Bei der nun folgenden geringfügigen Änderung der Analyse wird immer nur der Anteil berührt, der nicht durch Rossby-Wellen beschrieben werden kann. Grundsätzlich kann sowohl das Massen- wie auch das Windfeld abgeändert werden. Die relativen Anteile sind konsistent mit den Aussagen der geostrophischen Anpassungstheorie. Nach der Initialisierung befinden sich alle Felder in einem nichtlinearen, globalen, dreidimensionalen Gleichgewicht, das eine „lärmsfreie“ Integration des Vorhersagemodells sicherstellt. Auf zusätzliche künstliche Dämpfungsmaßnahmen kann daher völlig verzichtet werden. Die Initialisierung beeinflusst hauptsächlich die divergenten Windkomponenten und den Bodendruck. Typische Werte für Initialisierungsänderungen sind 1 bis 2 m/s für die divergenten Winde in der oberen Troposphäre

und 1 mb für den Bodendruck. Gelegentlich findet man jedoch isoliert viel höhere Werte, die dann unweigerlich auf grob falsche Beobachtungen hinweisen, die trotz zahlreicher Kontrollen ihren Weg bis in die Analyse gefunden haben.

Der Effekt des Analyse-Initialisierungs-Zyklus auf die Vertikalgeschwindigkeit ist in Abbildung 7 dargestellt. Die 6-Stunden-Vorhersage (links), die als erste Näherung für die Analyse diente, zeigt großräumige Hebung auf der Trogvorderseite (s. auch Abb. 4). Dieses Maximum ist durch den Analysen-Initialisierungs-Zyklus erhalten geblieben (Abb. 7, rechts). Im östlichen Mittelmeerraum und über Nordafrika ist das Vertikalbewegungsfeld jedoch erheblich korrigiert worden. Geringe Änderungen finden sich auch über der Nordsee. Die Analyse und die Initialisierung sind also prinzipiell in der Lage, zur Korrektur des schwierig zu handhabenden divergenten Windfeldes beizutragen.

Literatur

Die folgende Zusammenstellung enthält neben den im Text zitierten Originalarbeiten auch weitere Übersichtsartikel.

GANDIN, L. S.: Objective analysis of meteorological fields. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations 1968. 242 S.

LÖNNBERG, P.: The ECMWF analysis system. Proceedings of ECMWF seminar/workshop on „Interpretation of numerical weather prediction products“. EZMW 1983. S. 1–30.

LÖNNBERG, P.; HOLLINGSWORTH, A.: Meteorological data analysis. Meteorological training course, Lecture Note No. 2.2 (1984), 83 S.

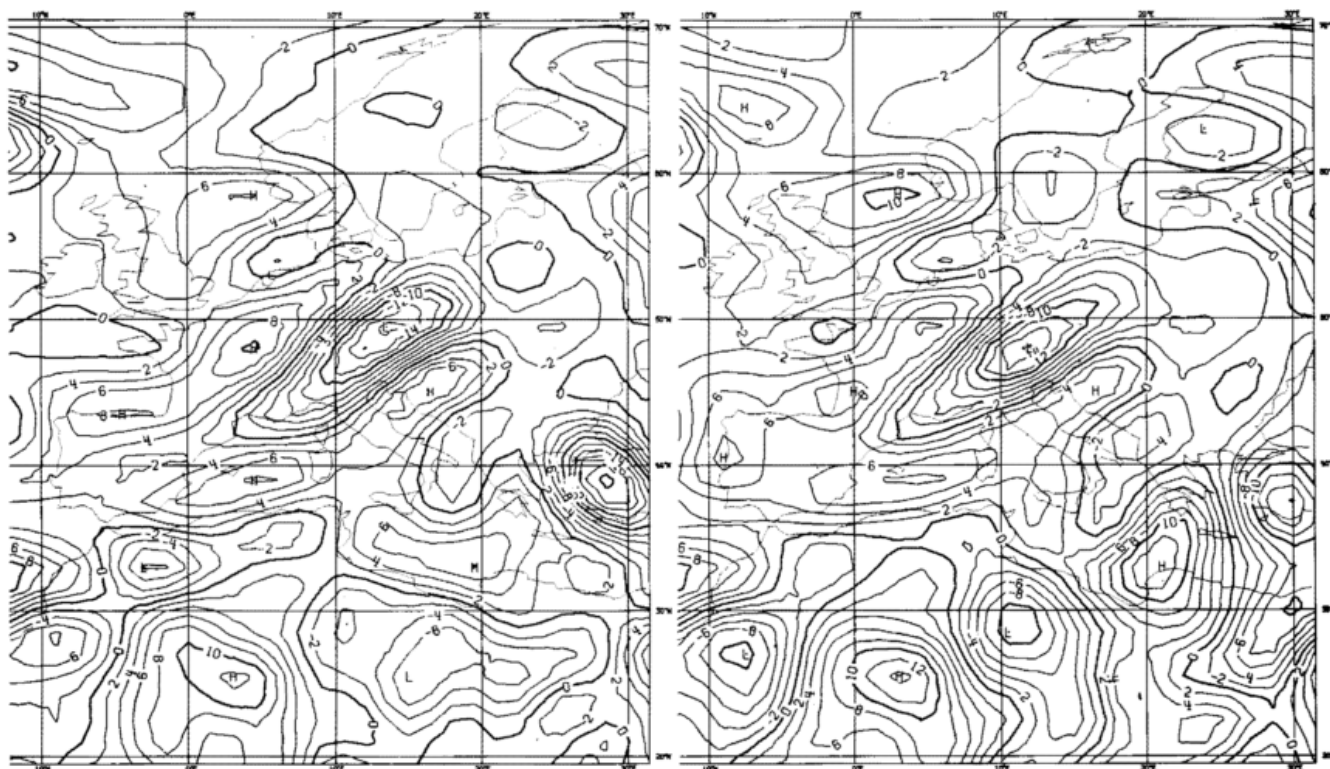


Abb. 7: Vertikalgeschwindigkeit (mb/h) in der 500-mb-Fläche, für die Vorhersage (links) und die initialisierte Analyse (rechts), gültig für den 6. 12. 83, 12 GMT.

LORENC, A. C.: A global three-dimensional multivariate statistical interpolation scheme. *Monthly Weather Rev.* 109 (1981) S. 701—721.

MACHENHAUER, B.: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with application to normal mode initialization. *Beitr. Phys. Atmos.* 50 (1977) S. 259—271.

RESEARCH MANUAL 1: ECMWF Data Assimilation, Scientific Documentation. 103 S. (Erhältlich vom EZMW.)

WERGEN, W.: Initialisation. *Proceedings of ECMWF seminar/workshop on „Interpretation of numerical weather prediction products“*. EZMW 1983. S. 31—57.

WERGEN, W.: Initialisation. *Meteorological training course*, Lecture note No. 2.3 (1984) 42 S.

4 M. TIEDTKE Das Vorhersagemodell

1 Einleitung

Das Vorhersagemodell des Europäischen Zentrums ist ein rein deterministisches Modell, bei dem die hydro-thermodynamischen Gleichungen numerisch integriert werden. Hinsichtlich seiner Struktur unterscheidet es sich deshalb nur wenig von Modellen, mit denen man Kurzfristvorhersagen (Vorhersagezeit von 2—3 Tagen) erstellt. Unterschiede bestehen jedoch bezüglich der Komplexität der Modellphysik und der Größe des Integrationsgebietes. Zur Modellphysik ist zu vermerken, daß kurzfristige Änderungen der atmosphärischen Strömung im wesentlichen durch die Umverteilung von kinetischer und potentieller Energie im Zusammenhang mit dem Auftreten von barokliner und barotroper Instabilität bestimmt werden. Der Erfolg von Kurzfristmodellen hängt deshalb in erster Linie davon ab, diese Umwandlungsprozesse möglichst genau zu simulieren. Über längere Zeitintervalle gewinnen jedoch irreversible Prozesse (Produktion und Dissipation von Energie) zunehmend an Bedeutung, so daß die Modellphysik in Modellen zur Mittelfristvorhersage zwangsläufig umfangreicher, aber damit auch rechenintensiver wird. Das Vorhersagemodell des EZMW ist in dieser Hinsicht eher einem Zirkulationsmodell vergleichbar als einem Kurzfristmodell. Bezüglich des Integrationsgebietes ist zu bedenken, daß der Einflußbereich für das an einem bestimmten Ort auftretende Wetter mit Vergrößerung des Vorhersagezeitraumes schnell anwächst. Während die Wetterentwicklung in Mitteleuropa bis zu zwei Tagen in den meisten Fällen nur durch Vorgänge im Europäisch-Atlantischen Raum bestimmt wird, kann sich der Einfluß der Südhemisphäre in Europa bereits innerhalb einer Woche bemerkbar machen. Das Modell des EZMW erfaßt aus diesem Grund den gesamten Globus.

2 Modellgleichungen

Im folgenden wollen wir die wichtigsten physikalischen Eigenschaften des Modells an Hand der Modellgleichungen illustrieren. Die Modellgleichungen (1) bis (6) basieren auf den Bilanzgleichungen für Impuls, Wärme, Wasserdampf, der Zustandsgleichung für ideale Gase und der statischen Grundgleichung. Hierbei sind bereits die zwei grundsätzlichen Annahmen gemacht worden, daß Luft sich wie ein ideales Gas verhält und daß alle Zustandsänderungen im hydrostatischen Gleichgewicht verlaufen, was für großräumige Bewegungen mit sehr guter Näherung zutrifft. Die letzte Annahme erlaubt es uns auch, die Gleichungen im p -System, d. h. mit dem Druck p als Vertikalkoordinate zu formulieren. Die Gleichun-

gen verknüpfen die zeitlichen Änderungen der Zustandsgrößen Wind, Druck, Temperatur, Dichte und Feuchte mit den *reversiblen* Prozessen wie Advektion und Energieumformungen (gegeben durch die Terme auf der linken Seite der Gleichungen und den *irreversiblen* Prozessen in Verbindungen mit Strahlungstransfer, Phasenumwandlungen und subskaligen Transporten (Terme auf der rechten Seite der Gleichungen). Die Existenz der subskaligen Terme beruht, wie in Promet 1'72 ausgeführt wurde, auf der für die numerische Integration notwendigen Diskretisierung der Gleichungen, wobei die abhängenden Veränderlichen entweder in einem räumlichen Gitternetz oder mit Hilfe endlicher Reihenentwicklungen nach orthogonalen Funktionen (z. B. Kugelflächenfunktionen) dargestellt werden. Die Gleichungen (1) bis (6) stellen das Grundgerüst dar, von dem wir im folgenden ausgehen, wenn wir die wichtigsten Annahmen zur Simulation der reversiblen und irreversiblen Prozesse diskutieren.

Hydrodynamische Bewegungsgleichung

$$\frac{\partial \mathbf{v}_H}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v}_H + \nabla_H \phi + f \mathbf{k} \times \mathbf{v}_H = -g \frac{\partial \mathbf{r}}{\partial p} + \mathbf{F}_M \quad (1)$$

Erster Hauptsatz der Thermodynamik

$$c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T \right) - \alpha \omega = Q + L(C - E) - g \frac{\partial H}{\partial p} + c_p F_T \quad (2)$$

Kontinuitätsgleichung

$$\nabla_H \cdot \mathbf{v}_H + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (3)$$

Wasserdampf-Bilanzgleichung

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla q = -(C - E) - g \frac{\partial W}{\partial p} + F_q \quad (4)$$

Zustandsgleichung idealer Gase

$$p - R_g T_v = 0 \quad (5)$$

Statische Grundgleichung

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} + \frac{1}{\rho} = 0 \quad (6)$$

Die verwendeten Symbole haben folgende Bedeutung:

T, p, ρ	Temperatur, Druck, Dichte
$\mathbf{v}$	3 dim. Geschwindigkeitsvektor
ω	$= \frac{dp}{dt}$
$\mathbf{v}_H$	horizont. Geschwindigkeitsvektor
q	Wasserdampfgehalt (spez. Feuchte)
T_v	$= T (1 + 0.6077 q)$ virtuelle Temperatur
α	$= \frac{1}{\rho}$
f	$= 2\Omega \sin \varphi$ (Coriolisparameter)
Φ	$= gz$ (Gravitationspotential)
g	Gravitation
$\mathbf{k}$	vertikaler Einheitsvektor
R	Gaskonstante trockener Luft
L	Kondensationswärme
c_p	spez. Wärme trockener Luft bei konstantem Druck
t	Zeit
$\bar{\tau}$	vertikaler Impulsfluß durch subskalige Bewegungen
H	vertikaler Fluß fühlbarer Wärme durch subskalige Bewegungen
W	vertikaler Fluß von Wasserdampf durch subskalige Bewegungen
Q	Strahlungsbedingte Wärmequelle
$\mathbf{F}_M, \mathbf{F}_T, \mathbf{F}_q$	Änderungen der Geschwindigkeit, Temperatur, Feuchte durch subskalige Transporte in horizontaler Richtung
C, E	Kondensations-, Verdunstungsrate

3 Simulation der reversiblen Prozesse

Zur numerischen Lösung des Gleichungssystems (1) bis (6) führen wir ein Raum-Zeit-Gitter ein. Die Zustandsgrößen sind dann nicht mehr kontinuierlich in Raum und Zeit definiert, sondern nur noch an den diskreten Stützpunkten des Gitters, und die Differentialquotienten werden in geeigneter Weise durch Differenzenquotienten approximiert.

3.1 Vertikale Diskretisierung

Der vertikale Aufbau der Atmosphäre wird im Modell z. Z. durch 16 Schichten beschrieben. Die unterste Schicht liegt direkt dem Erdboden auf und folgt unmittelbar dem Verlauf der Modellorographie. Aus Gründen der Zweckmäßigkeit führen wir deshalb die neue Vertikalkoordinate

$$\sigma = p/p_s \quad (7)$$

anstelle von p ein. Das Intervall $0 \leq p \leq p_s$ geht damit über in $0 \leq \sigma \leq 1$ und die Randbedingungen für die generalisierte Vertikalgeschwindigkeit lauten

$$\dot{\sigma} = 0 \quad \text{für } \sigma = 1 \text{ und } \sigma = 0$$

Durch die Einführung der neuen Vertikalkoordinate modifizieren sich allerdings die Modellgleichungen. Die Kontinuitäts-

gleichung (3) geht über in eine Tendenzgleichung für den Bodendruck

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} + \nabla_H \cdot (p_s \mathbf{v}_H) + \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s \dot{\sigma}) = 0 \quad (3')$$

und der Geopotentialgradient in (1) spaltet sich in zwei Terme auf

$$(\nabla_H \Phi)_p - (\nabla_H \Phi)_\sigma + RT (\nabla_H \ln p_s)_\sigma \quad (8)$$

In der Nähe von Gebirgen kann diese Aufspaltung zu großen Fehlern (Verstümmelungsfehlern) führen, insbesondere in der Stratosphäre. Um diese Fehler möglichst klein zu halten, verwenden wir seit April 1983 ein gemischtes Koordinatensystem, in dem ein kontinuierlicher Übergang von σ -Koordinaten im unteren Teil der Atmosphäre zu p -Koordinaten in der Stratosphäre stattfindet (Abb. 1) entsprechend der Beziehung

$$\eta = \alpha \frac{p}{p_0} + \beta \cdot \sigma \quad (9)$$

wobei α und β höhenabhängige Parameter sind, die den Bedingungen

$$\left. \begin{array}{l} \alpha = 1 \\ \beta = 0 \end{array} \right\} \quad \text{für } p = 0$$

und

$$\left. \begin{array}{l} \alpha = 1 \\ \beta = 0 \end{array} \right\} \quad \text{für } p = p_s$$

unterliegen.

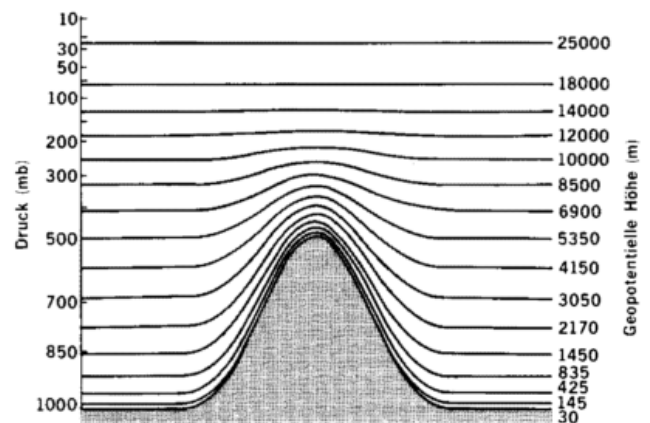


Abb. 1: Vertikale Verteilung der 16 Modellflächen (η -Koordinaten).

Die Verteilung der Variablen ist aus Abbildung 2 ersichtlich. In der Mitte der Schichten sind die Variablen u, v, T, q definiert und auf den Rändern $\dot{\sigma}$ und Φ . Die Dicke der Schichten ändert sich mit der Höhe und ist geringer im unteren Teil der Troposphäre als in der freien Atmosphäre. Die feinere Auflösung nahe der Erdoberfläche wurde im Hinblick auf eine realistischere Beschreibung der Struktur der bodennahen Grenzschicht gewählt. Die vertikale Aufgliederung der Atmosphäre durch 16 Schichten erscheint relativ genau gemessen an anderen Vorhersagemodellen. In vielen Fällen ist sie dennoch unzureichend, wie z. B. zur Beschreibung und insbesondere

Lokalisierung der Tropopause und des Jets. Die Diskretisierung erfolgt schließlich in der üblichen Weise durch zentrierte Differenzenquotienten; d. h. der Vertikaltransport einer Größe A (stellvertretend für u, v, T, q) wird approximiert durch

$$\sigma \frac{\partial A}{\partial \sigma} \rightarrow \frac{1}{2} \left(\dot{\sigma}_{k+1/2} \frac{A_{k+1} - A_k}{\Delta \sigma_{k+1/2}} + \dot{\sigma}_{k-1/2} \frac{A_k - A_{k-1}}{\Delta \sigma_{k-1/2}} \right) \quad (10)$$

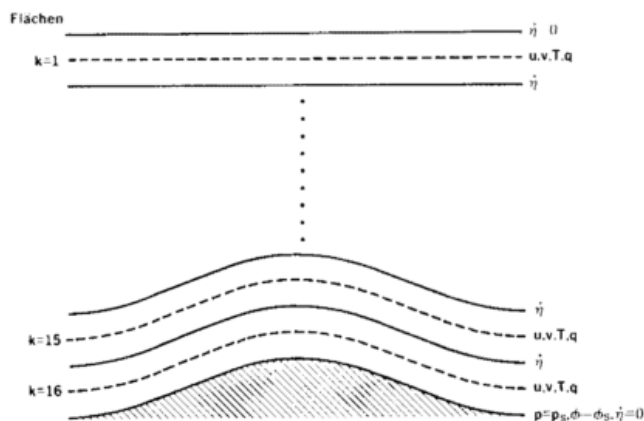


Abb. 2: Verteilung der Variablen auf den Modellflächen.

3.2 Horizontale Diskretisierung

Die Diskretisierung der Gleichungen in horizontaler Richtung erfolgte bis April 1983 im Rahmen eines Gittermodells und erst neuerdings unter Verwendung einer Spektralmethode. Da das Gittermodell weiterhin im „Limited Area Modell“ des Zentrums verwendet wird, fügen wir eine kurze Beschreibung des Gittermodells bei.

(a) Gittermodell

Die Gitterpunkte sind regelmäßig auf Längen- und Breitenkreisen im Abstand von 1.875° verteilt. Die Variablen sind einem Vorschlag von ARAKAWA und LAMB (1976) folgend zum Teil unmittelbar an diesen Gitterpunkten und zum Teil dazwischen definiert (s. Abb. 3). Dieses Gitter bietet gegenüber anderen den Vorteil

- (I) einer realistischen Simulation der geostrophischen Adaptationsprozesse und
- (II) einer bequemen Formulierung sogenannter Enstrophie erhaltender Differenzenschemata.

Die Erhaltung der Enstrophie (= Quadrat der Vorticity) ist wichtig im Hinblick auf den „aliasing Fehler“. Dieser Fehler wird dadurch verursacht, daß durch die nichtlinearen Prozesse Wellen im kurzwelligen Spektralbereich angeregt werden, die im Gitter nicht mehr aufgelöst werden und deshalb fälschlicherweise als längere Wellen interpretiert werden, wodurch es am kurzwelligen Ende des Modell-Spektrums zur Anhäufung von Energie kommt, was zu numerischer Instabilität führen kann. Enstrophieerhaltende Schemata beseitigen zwar nicht das Problem der fiktiven spektralen Energieflüsse, sie verhindern jedoch weitgehend das Auftreten numerischer Instabilität.

Ein spezielles Problem im Zusammenhang mit diesem regelmäßigen Gitter entsteht in der Nähe der Pole, wo die Gitterpunkte in Ost-West-Richtung sehr dicht zusammenrücken. Zur Vermeidung von sehr kleinen Zeitschritten und damit einem entsprechend großen Rechenaufwand werden deshalb die kurzen Wellen in höheren Breiten während der Vorhersage ständig gedämpft.

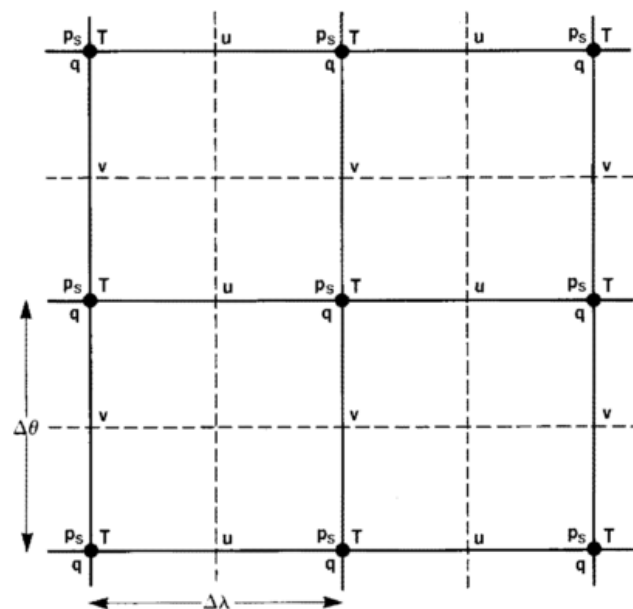


Abb. 3: Horizontale Verteilung der Variablen im Gittermodell.

(b) Spektralmodell

Die Entwicklung spektraler Techniken ist auf dem Gebiet der numerischen Wettervorhersage in den vergangenen zehn Jahren stark vorangetrieben worden und ist z. Z. bereits in den Vorhersagemodellen verschiedener Wetterdienste verwirklicht (Australien, Kanada, USA, Frankreich). Auch beim Europäischen Zentrum ist eine spektrale Version des Vorhersagemodells entwickelt worden und in einer Serie von Vorhersagen, die parallel zu den operationellen Vorhersagen durchgeführt wurden, erprobt worden. Die Auswertung dieser Vorhersagen zeigte eine deutliche Überlegenheit der spektralen Version gegenüber der Gitterpunktsversion und führte deshalb zu einer Ablösung des Gittermodells im April 1983. Die erzielten Verbesserungen der Vorhersagen führen wir im wesentlichen auf folgende Vorteile gegenüber Differenzmethoden zurück:

- (I) genauere Approximation horizontaler Ableitungen. Diese Eigenschaft betrifft vor allem die Verlagerung von Störungen, die in Gittermodellen aufgrund des „Verstümmelungsfehlers“ verlangsamt ist.
- (II) Vermeidung des „aliasing Fehlers“ bei der Berechnung quadratisch nichtlinearer Terme.

Auch in anderer Hinsicht ergaben sich Vorteile: z. B. ist die Einführung semi-impliziter Methoden weniger umständlich und das obengenannte Polproblem im Zusammenhang mit der Verdichtung der Gitterpunkte tritt in spektralen Modellen nicht auf. Da u und v wegen der Singularitäten an den Polen nicht wohl definierte Variablen sind, verwenden wir anstelle

der Impulsgleichungen die Gleichungen für Vorticity und Divergenz.

Die spektrale Modellversion ist nicht ein spektrales Modell im eigentlichen Sinn, da die Rechnungen teils im Wellenraum, teils im Gitterpunktraum durchgeführt werden. Im Gitterpunktraum berechnen wir die nichtlinearen Terme und alle irreversiblen Prozesse mit Ausnahme der Horizontaldiffusion und im Wellenraum (Kugelflächenfunktionen) die linearen Terme, die Horizontaldiffusion und die zeitliche Extrapolation. Die dabei notwendigen Transformationen zwischen Wellen- und Gitterpunktraum sind schematisch in Abbildung 4 dargestellt. Die Gitterpunkte liegen dabei wie im Gitterpunktmodell auf Längen- und Breitenkreisen. Im Vergleich zur reinen spektralen Methode ist diese Transformationsmethode bei gleicher Genauigkeit weitaus billiger.

Um das Prinzip dieser Transformationsmethode zu veranschaulichen, betrachten wir die einfache nichtlineare Gleichung

$$\frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} = 0 \quad (11)$$

Die Funktionen A und u können wir im Intervall ($0 \leq x \leq L$) entweder durch

(a) ihre Gitterpunktswerte

$$A = A_i(x_i)$$

oder durch

(b) die Linearkombination von periodischen Funktionen mit geeigneten Amplituden

$$A = \sum_{k=-\infty}^{\infty} \alpha_k e^{ikx} \quad (12)$$

darstellen. Die Amplituden α_k sind eindeutig durch die Verteilung von A im Raum bestimmt.

$$\alpha_k = \frac{1}{L} \int_0^L A e^{-ikx} dx \quad (13)$$

Die Beziehungen (12) und (13) sind unsere Transformationsbeziehungen zwischen Gitter- und Wellenraum.

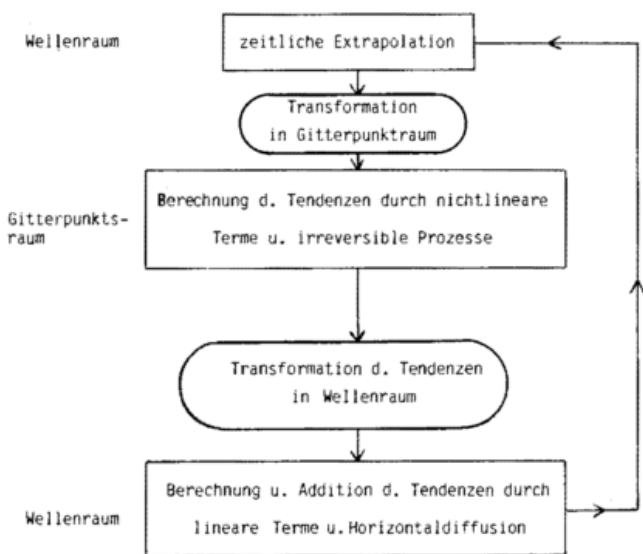


Abb. 4: Schematische Darstellung der Rechnungen im spektralen Modell mit der Transformationsmethode.

Zur Integration transformieren wir (11) in den Wellenraum und erhalten damit Gleichungen für die zeitlichen Tendenzen aller Wellenamplituden

$$\frac{\partial \alpha_k}{\partial t} + \frac{1}{L} \int_0^L u \frac{\partial A}{\partial x} e^{-ikx} dx = 0 \quad (11a)$$

Der nichtlineare Transportterm $u \frac{\partial A}{\partial x}$ läßt sich nun wegen der Transformationsbeziehung (12) im gesamten Integrationsbereich exakt durch

$$u \frac{\partial A}{\partial x} = -u \sum_{k=-\infty}^{\infty} ik \alpha_k e^{ikx} \quad (14)$$

angeben.

Im Vorhersagemodell haben wir natürlich nur eine endliche Anzahl von Punkten und Wellen. Die Berechnung des nichtlinearen Terms in (11a) läuft dann auf eine einfache Quadratur hinaus. Dazu wird zunächst an allen Gitterpunkten das Produkt $u \frac{\partial A}{\partial x}$ nach (14) berechnet und anschließend die Summation (11a) mit Hilfe der Trapezregel ausgeführt. Die Quadratur ist für jede beliebige Verteilung von u und A genau, sofern die Stützpunkte zur Berechnung der Summe gleichmäßig verteilt sind und eine Mindestanzahl von Stützpunkten (nämlich $3K-1$) verwendet wird, die durch die Gesamtzahl der mitgeführten Wellenkomponenten (K) zur Beschreibung von u und A bestimmt ist. Die Methode wird in zonaler wie in meridionaler Richtung angewendet. In zonaler Richtung verwenden wir trigonometrische Funktionen und in meridionaler Richtung Legendresche Polynome. Zur exakten Berechnung der Terme in Verbindung mit meridionalen Ableitungen müssen die Punkte auf sogenannten Gauß'schen Breitenkreisen liegen, die nicht exakt äquidistant sind.

Im Gitterpunktraum verwenden wir die gleiche Horizontalauflösung wie im Gittermodell ($\Delta\lambda = 1.875^\circ$) und im Wellenraum führen wir maximal wegen der oben genannten Bedingungen 63 Komponenten in zonaler und meridionaler Richtung mit.

3.3 Zeitliche Diskretisation

Die zeitliche Diskretisation der Differentialgleichungen wurde fast ausschließlich nach rechenökonomischen Gesichtspunkten entwickelt und wird deshalb hier nur kurz erörtert. Das anerkannte Ziel ist, den Rechenaufwand möglichst gering zu halten, was nur bei Verwendung relativ großer Zeitschritte möglich ist. Explizite Differenzenverfahren wie z. B. das Leapfrog-Verfahren lassen aus Gründen der numerischen Stabilität nur sehr kleine Zeitschritte zu und deshalb wird im EZMW-Modell ein sogenanntes semi-implizites Verfahren verwendet, das einen vier- bis fünfmal größeren Zeitschritt zuläßt. Da die Länge des Zeitschritts in Modellen durch die sich am schnellsten fortpflanzenden Gravitationswellen bestimmt ist, werden in praxi nur diese schnellen Gravitationswellen implizit behandelt, während die synoptischen Wellen (Rossby-Wellen) nach wie vor explizit behandelt werden.

Das Prinzip des semi-impliziten Verfahrens läßt sich am besten anhand der einfachen Advektionsgleichung

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -c_1 \frac{\partial A}{\partial x} - c_2 \frac{\partial A}{\partial x} \quad (15)$$

demonstrieren, wobei c_1 und c_2 zwei unterschiedlich große

konstante Verlagerungsgeschwindigkeiten sein sollen (stellvertretend für den synoptischen und den Graviationswellenanteil). Für eine periodische Welle der Wellenzahl k wird (15) zu

$$\frac{\partial \alpha_k}{\partial t} = -ikc_1\alpha_k - ikc_2\alpha_k \quad (16)$$

Der erste Term wird explizit, der zweite implizit behandelt. Die diskretisierte Form von (16) ist dann

$$\begin{aligned} & \frac{\alpha_k(t + \Delta t) - \alpha_k(t - \Delta t)}{2\Delta t} \\ &= -ikc_1\alpha_k(t) - ikc_2 \frac{\alpha_k(t + \Delta t) + \alpha_k(t - \Delta t)}{2} \end{aligned} \quad (16a)$$

Der implizite zweite Term auf der rechten Seite ist, wie man leicht zeigen kann, bedingungslos, d.h. für jede beliebige Zweitschrittlänge, stabil, während der zentrierte erste Term nur stabil ist, sofern das Courant-Friedrich-Levy-Kriterium

$$\Delta t \leq \frac{1}{kc_1}$$

erfüllt ist.

In der praktischen Verwirklichung der semi-impliziten Methode werden alle nichtlinearen Terme und die irreversiblen Terme explizit behandelt, während die Terme, die die Graviationswellen beschreiben (Druckgradient, Divergenzterm) implizit behandelt werden. Für den impliziten Teil ist eine elliptische Gleichung vom Helmholtztyp zu lösen, was im Gittermodell mit einem beträchtlichen, im spektralen Modell jedoch nur mit einem geringen Rechenaufwand verbunden ist.

4 Simulation irreversibler Prozesse

In numerischen Vorhersagemodellen treten irreversible Prozesse in zwei Formen auf:

- (1) als eigentliche diabatische Prozesse in Verbindung mit dem Strahlungstransfer, Phasenumwandlungen des Wasserdampfes und molekularer Diffusion und
- (2) als subgridskalige Flüsse von Impuls, fühlbarer Wärme und Wasserdampf.

Letztere ergeben sich aus der Tatsache, daß in Modellen als Folge der Diskretisierung der Gleichungen nicht das volle Spektrum, sondern nur ein Teilspektrum der atmosphärischen Prozesse, nämlich der großräumige Anteil, mitgeführt werden kann. Das hat zur Folge, daß Prozesse wie z. B. die Energiekaskade (Transport von kinetischer Energie von größeren gridskaligen Wirbeln zu kleineren Wirbeln) nicht explizit enthalten sind, sondern nur als bestimmte Quellterme in den großskaligen Gleichungen auftreten. In einem Gitterpunktmodell erscheinen diese Terme als Korrelationen zwischen den Abweichungen $u' v'$ von den vorausgesagten Mittelwerten u und v über die Gittervolumina. Das Problem ist deshalb, diese Terme in Abhängigkeit von den bekannten großskaligen Parametern des Modells auszudrücken (Parametrisierungsproblem). Dabei müssen turbulente und konvektive Prozesse wegen ihrer unterschiedlichen Erscheinungsformen getrennt behandelt werden. Turbulente Prozesse spielen eine vorrangige Rolle in der planetarischen Grenzschicht für den Austausch von Impuls, fühlbarer Wärme und Wasserdampf zwi-

schen Erdoberfläche und Atmosphäre, während Cumulus-Konvektion den vertikalen Austausch von Impuls, Wärme und Feuchte über größere Schichten besorgt.

Strahlungsflüsse

Strahlung beeinflusst die atmosphärische Zirkulation auf zweierlei Weise:

- (1) durch Absorption von solarer und Emission von thermischer Strahlung innerhalb der Atmosphäre, die lokale Temperaturänderungen bewirken.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p} Q = \frac{1}{c_p \varrho} \frac{\partial (S - F)}{\partial z}$$

(S = solarer abwärts gerichteter Nettostrahlungsfluß, F = terrestrischer aufwärts gerichteter Nettostrahlungsfluß)

- (2) durch Absorption von solarer Strahlung am Erdboden, die zur Verdunstung von Wasserdampf und zur Erhöhung der Erdbodentemperatur und damit für den turbulenten Wärmestrom verfügbar ist. Über die Verdunstung von Wasserdampf beeinflusst die Strahlung den gesamten hydrologischen Zyklus.

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist noch nicht klar, mit welcher Genauigkeit Strahlungsprozesse in mittelfristigen Vorhersagemodellen parametrisiert werden müssen. Für mittelfristige Änderungen der atmosphärischen Zirkulation ist vermutlich der unter (2) genannte Prozeß von primärer Bedeutung, da er über die Energiebilanz am Boden direkt die Entwicklung großräumiger Störungen beeinflusst, während die unter (1) genannten Effekte mehr den mittleren Zustand der Atmosphäre beeinflussen und damit vor allem für die Simulation der allgemeinen Zirkulation und des Klimas in Zirkulations- und Klimamodellen wichtig sind. Die Parametrisierung der Strahlung im EZMW-Modell erfolgt unter diesem Gesichtspunkt und die Wolken-Strahlungswechselwirkung wird deshalb vorrangig behandelt.

Um den Rechenaufwand in erträglichen Grenzen zu halten, berechnen wir die Strahlungseinflüsse nicht monochromatisch, sondern in fünf Teilintervallen des Spektrums (zwei im kurzwelligen und drei im langwelligen Bereich). Für jeden dieser fünf Spektralbereiche berechnen wir die aufwärts und abwärts gerichteten Strahlungseinflüsse und gegebenenfalls die direkte parallele Sonnenstrahlung. Die Absorption durch Gase wird dabei durch empirische Transmissionsfunktionen sowie mit Hilfe von Bandmodellen erfaßt und die übrigen Effekte mit Hilfe von mittleren Absorptions- und Streufunktionen. Eingangsparameter für die Rechnung sind die Modellparameter Druck, Temperatur, Feuchte und Wolkenbedeckung und die externen Parameter Bodenalbedo, Solarkonstante und die Konzentrationsverteilung von CO_2 , O_3 und Aerosol. Aus diesen Parametern bestimmen wir zunächst, wie sich die Strahlungsflüsse bei ihrem Weg durch die Modellschichten ändern (unter der Annahme homogener optischer Eigenschaften), wobei noch zwischen bewölkt und wolkenfreiem Gebiet unterschieden wird. Die vertikale Verteilung der Strahlungsflüsse resultiert dann durch Lösung eines linearen Gleichungssystems, in dem die Effekte aller Modellschichten und die Randbedingungen an der unteren und oberen Grenze der Atmosphäre berücksichtigt werden.

Dem großen Einfluß der Wolken wird dadurch Rechnung getragen, daß die Strahlungsrechnungen in allen Schichten für den wolkenfreien und den bewölkten Teil getrennt durchgeführt werden. Dennoch erwächst aus der Wolkenparametrisierung die größte Fehlerquelle bei der Berechnung der Nettostrahlungsflüsse. Zum einen sind die optischen Eigenschaften der Wolken nicht hinreichend bekannt und zweitens wird die geometrische Konfiguration von Wolkenfeldern nur sehr vereinfacht dargestellt und ist darüber hinaus in numerischen Vorhersagemodellen nur ungenügend bekannt. Im derzeitigen Modell des EZMW wird die Gesamtbewölkung bzw. deren Bedeckungsgrad als Funktion der im Modell vorhergesagten relativen Feuchte ausgedrückt.

4.2 Kondensationsprozesse

Wolken beeinflussen nicht nur die solare und terrestrische Strahlung, sondern tragen auch durch die bei Kondensation und Verdunstung auftretenden Energieumsetzungen zu Änderungen des thermischen Zustandes der Atmosphäre bei. Im Energiehaushalt der Atmosphäre stellt die in den Wolken freiwerdende latente Wärme den größten Posten der Wärmezufuhr dar (80%). Diese Energiezufuhr ist nicht nur für die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre von Bedeutung, sondern kann, wie numerische Vorhersageexperimente gezeigt haben, die atmosphärische Strömung schon in Zeiträumen von einigen wenigen Tagen erheblich beeinflussen. Dies betrifft vor allem die zeitliche Entwicklung von tropischen und außertropischen Zyklonen. Die Parametrisierung von Kondensationsprozessen und im weiteren Sinne des gesamten hydrologischen Zyklus gehört deshalb zu den wichtigsten Problemen der mittelfristigen Wettervorhersage. Leider ist dieses Problem heute noch weitgehend ungelöst, und zwar vor allem wegen der Komplexität der beteiligten dynamischen und wolkenphysikalischen Prozesse. Bildung und Auflösung von Wolken sind an Vertikalbewegungen sehr unterschiedlicher horizontaler und vertikaler Ausdehnung gebunden (z. B. thermische Konvektion in Cumulus- und Cumulonimbus-Wolken, erzwungene Konvektion an orographischen Hindernissen, frontales Aufgleiten etc.). Vorbedingung für eine erfolgreiche Wolkenparametrisierung ist deshalb eine realistische Simulation der dynamischen Prozesse in Modellen. In derzeitigen Modellen ist dies nur zum Teil gewährleistet, am wenigsten für die subskaligen Prozesse, die entweder nur in parametrisierter Form existieren oder gänzlich vernachlässigt werden. Auch das EZMW-Modell ist in dieser Hinsicht noch sehr unvollständig. Es werden nur Wolken in Verbindung mit

- (I) großräumigem Aufgleiten und
- (II) hochreichender Konvektion

berücksichtigt. Die Existenz mikrophysikalischer Kondensationsprozesse wirft weitere Probleme auf. Zum einen sind diese noch nicht vollständig erforscht und zweitens ist z. Z. noch unklar, welche Bedeutung den einzelnen Prozessen für die Wetterentwicklung zukommt. Von den verschiedenen Prozessen — Kondensation, Tröpfchenwachstum, Niederschlagsbildung, Gefrieren, Schmelzen etc. — werden deshalb in Modellen im allgemeinen nur Kondensation von Wasserdampf und Evaporation von Regen parametrisiert.

(a) Großräumige Kondensationsprozesse

Auch im EZMW-Modell werden lediglich Kondensation von Wasserdampf und Verdunstung von Niederschlag berücksichtigt. Die Parametrisierung der Kondensation erfolgt dabei mit Hilfe einfacher Prinzipien. Ausgehend von der Annahme, daß in der Atmosphäre immer genügend Kondensationskerne vorhanden sind, tritt Kondensation auf, sobald die Feuchte ihren Sättigungswert überschreitet. Die Kondensationsrate läßt sich dann mühelos aus der sich während eines Zeitschrittes gebildeten Übersättigung errechnen und Temperatur und Feuchte werden so modifiziert, daß sie einem gesättigten Zustand entsprechen. Sind T^* und q^* die am Ende eines Zeitschrittes ermittelten Werte bei Übersättigung, dann erhält man für die endgültigen Werte im gesättigten Zustand

$$T = T^* + \frac{L}{c_p} C \Delta t$$

$$q = q^* - C \Delta t$$

wobei die Kondensationsrate C durch

$$C = \frac{q^* - q_{\text{sat}}}{1 + \frac{L}{c_p} \frac{dq_{\text{sat}}}{dT}}$$

gegeben ist, q_{sat} der Sättigungswert bei der Temperatur T^* ist, und dq_{sat}/dT durch die Clapeyron'sche Gleichung bestimmt ist.

Das obige Kondensationskriterium beinhaltet, daß das gesamte Gittervolumen gesättigt sein muß, bevor es zur Wolkenbildung kommen kann. Dieses Kriterium ist sehr eng, vor allem in Anbetracht der relativ großen Dicke der Modellschichten (~ 100 mb in der mittleren Troposphäre). Schichtwolken von geringerer Mächtigkeit als der Gitterabstand werden im Modell ignoriert. Des weiteren wird angenommen, daß das gesamte kondensierte Wasser augenblicklich als Niederschlag ausfällt. Beim Fall durch ungesättigte Schichten kann es teilweise wieder verdunsten, wobei die Verdunstungsrate einem Parametrisierungsvorschlag von KESSLER (1969) folgend nur von der Niederschlagsintensität P und dem Sättigungsdefizit abhängt

$$E = (q_{\text{sat}} - q)\sqrt{P}$$

Der am Boden ankommende Niederschlag ist dann

$$P = \frac{1}{q_w} \int_0^{p_s} (C - E) \frac{dp}{g}$$

(q_w = spezifische Dichte des Wassers).

(b) Cumulus Konvektion

Cumulus-Wolken sind die einzigen subskaligen Wolken, die im Modell vorkommen können. Ihre Parametrisierung erfolgt mit Hilfe der von KUO (1974) entwickelten Methode. Obwohl dieses Schema ursprünglich nur zur Parametrisierung von hochreichender Konvektion in tropischen Wirbelstürmen entwickelt wurde, findet es heute weitverbreitete Anwendung in globalen Modellen. KUOs Parametrisierungsannahme basiert im wesentlichen auf der CISK-Theorie (Conditional Instability of the Second Kind), derzufolge Cumulus-Konvektion in tropischen Störungen durch die Konvergenz von Feuchte vor-

nehmlich innerhalb der Grenzschicht gespeist wird. Die Zufuhr von Feuchte in eine Säule durch seitliche Transporte und durch den turbulenten Wasserdampftransport vom Erdboden in die Atmosphäre beträgt pro Zeiteinheit

$$I = - \int_0^{p_s} \nabla_H \cdot (\mathbf{v}q) \frac{dp}{g} + W_s$$

Wieviel Wolken durch diese Zufuhr von Feuchte innerhalb einer Säule produziert werden, folgt dann aus einfachen energetischen Betrachtungen, indem wir den Wolkenenergieüberschuß und die Zufuhr von latenter Wärme vergleichen. Der Energieüberschuß der Wolken gegenüber der Umgebung beträgt pro Einheitsfläche

$$P = [c_p(T_c - T) + L(q_c - q)] \cdot \frac{dp}{g}$$

wobei T_c und q_c den Zustand in den Wolken (Feuchtadiabate) bezeichnen. Nur ein kleiner Bruchteil a der Fläche kann durch die Feuchtezufuhr mit Wolken bedeckt werden entsprechend der Energiebedingung

$$a \cdot P = L \cdot I$$

KUOs Schema wird schließlich vervollständigt durch die weitere Annahme, daß die so generierten Wolken sich augenblicklich wieder auflösen und damit ihren Überschuß an Energie an die Umgebung abgeben. Die entsprechenden Änderungen der Temperatur und der Feuchte sind daher

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a (T_c - T)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = a (q_c - q)$$

Im Modell verwenden wir eine modifizierte Version, in der statt des Parameters a zwei unterschiedliche Parameter, nämlich einer für Temperatur und einer für die Feuchte, definiert werden. Die Vorteile von KUOs Schema liegen im wesentlichen in der einfachen physikalischen Konzeption hinsichtlich der Wechselwirkung von Konvektion und Umgebung. In jüngster Zeit häufen sich allerdings die Zweifel an dem Konzept, daß Cumulus-Wolken in der von KUO postulierten Weise die Umgebung beeinflussen.

4.3 Turbulente Transporte

Turbulente Transporte beeinflussen die großräumige Strömung vor allem vermöge ihrer dominierenden Rolle in der Grenzschicht, wo die vertikalen Transporte von Impuls, fühlbarer Wärme und Wasserdampf zwischen dem Erdboden und der Atmosphäre hauptsächlich turbulenter Natur sind. Die Berechnung dieser turbulenten Flüsse geschieht in numerischen Vorhersagemodellen im allgemeinen nach einer der beiden folgenden Methoden. In der ersten wird die Struktur der Grenzschicht durch mehrere Modellflächen explizit aufgelöst. Im zweiten Fall wird die Grenzschicht als Ganzes parametrisiert, wobei das Vertikalprofil der Flüsse vorgegeben wird (z. B. als lineares Profil mit verschwindenden Flüssen an der Obergrenze), so daß die Flüsse nur in einem Niveau z. B. am Erdboden gerechnet werden müssen. Die zweite Methode wird oft aus rechenökonomischen Gründen gewählt, obwohl sie in verschiedenen Situationen (z. B. unter nicht-

stationären Bedingungen und in niederen Breiten) fragwürdig ist. Im EZMW-Modell wird deshalb die erste Methode verwendet. Bei der Parametrisierung unterscheiden wir zwischen der direkt dem Boden aufliegenden Prandl-Schicht und der gesamten Atmosphäre darüber. Die *Prandl-Schicht* ist im Modell durch die unterste Schicht (vom Boden bis zur untersten Modellfläche bei $h = 30$ m) repräsentiert. Die Parametrisierung der turbulenten Flüsse basiert auf der MONIN-OBUKHOV'schen Ähnlichkeitstheorie, die eine funktionelle Abhängigkeit der turbulenten Flüsse von den vertikalen Gradienten von Geschwindigkeit, Temperatur und Feuchte, von der Höhe h und der Bodenrauigkeit sowie einer dimensionslosen Kombination externer Parameter (der statischen Stabilität und der vertikalen Windscherung) angibt. Im Modell verwenden wir

$$\overline{\tau}_s = \rho |\mathbf{v}_h| c_d \left(\frac{h}{z_0}, \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \frac{\partial |\mathbf{v}|}{\partial z} \right) \mathbf{v}_h$$

$$H_s = c_p \rho |\mathbf{v}_h| c_H \left(\frac{h}{z_0}, \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \frac{\partial |\mathbf{v}|}{\partial z} \right) (\Theta_h - \Theta_s)$$

$$W_s = \rho |\mathbf{v}_h| c_q \left(\frac{h}{z_0}, \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \frac{\partial |\mathbf{v}|}{\partial z} \right) (q_h - q_s)$$

wobei der Widerstandskoeffizient C_d und die Wärme- bzw. Feuchteübergangszahlen C_H und C_q analytische Ausdrücke dieser Parameter sind, die die Beobachtungsdaten näherungsweise approximieren.

Oberhalb der Prandl-Schicht erfolgt die Parametrisierung im Rahmen der Austauschtheorie, wonach turbulente Prozesse in erster Linie ausgleichend auf die bestehenden räumlichen Unterschiede der mittleren Felder wirken. Die turbulenten Flüsse werden deshalb durch die vertikalen Gradienten der gridskaligen Felder in Verbindung mit turbulenten Diffusionskoeffizienten ausgedrückt:

$$\overline{\tau} = \rho K_u \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z}$$

$$H = c_p \rho K_H \frac{T}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z}$$

$$W = \rho K_q \frac{\partial q}{\partial z}$$

Dabei hängen die turbulenten Diffusionskoeffizienten selbst wieder von dem großräumigen thermischen und dynamischen Zustand sowie einer für die turbulenten Bewegungen charakteristischen Länge (Mischungsweglänge) ab:

$$K = \left(\frac{1}{l_0} \right)^2 f \left(\frac{\partial |\mathbf{v}|}{\partial z}, \frac{g}{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial z} \right)$$

Da über die funktionale Abhängigkeit aus Beobachtungsdaten nur wenig bekannt ist, verwenden wir dieselbe analytische Beziehung wie für die Prandl-Schicht. Zur Berechnung der turbulenten Flüsse von fühlbarer Wärme und Wasserdampf müssen Temperatur und Feuchte direkt am Boden bekannt sein. Über See verwenden wir analysierte Wassertemperaturen, die während der Vorhersage zeitlich konstant gehalten werden. Die zeitliche Änderung der *Bodentemperatur* über Land ermitteln wir aus einer Wärmebilanzgleichung, indem für eine dünne Bodenschicht von vorgegebener Wärmekapazität der Wärmeaustausch mit der Atmosphä-

re und den tiefen Bodenschichten berücksichtigt wird:

$$c_s \frac{\partial T_s}{\partial t} + \sigma_B T_s^4 - F - (1 - A)S_s + H_s + L \cdot W_s + L_s M + B = 0$$

(c_s = thermische Kapazität des Bodens, σ_B = Stefan-Boltzmann Konstante, A = Albedo, S_s = solare Einstrahlung, F = abwärtsgerichtete langwellige Strahlung, L_s = Schmelzwärme, M = Schneeschmelze, B = Bodenwärmestrom).

Die Bodenfeuchte diagnostizieren wir aus dem vorhandenen *Bodenwassergehalt* bzw. der Schneebedeckung, die ebenfalls mit Hilfe von Bilanzgleichungen prognostiziert werden, indem die Zufuhr bzw. Abgabe in Verbindung mit Niederschlag, Evaporation, Schneeschmelze, Oberflächenabfluß und Versickerung berücksichtigt werden.

Horizontaldiffusion

Die Parametrisierung von turbulenten Flüssen in Verbindung mit horizontalen Transporten in der freien Atmosphäre erfolgt in numerischen Modellen vor allem unter dem Gesichtspunkt der numerischen Stabilität. Infolge der Nichtlinearität der hydrodynamischen Gleichungen besteht ein ständiger Transport von Energie zwischen den verschiedenen Spektralbereichen, der, wie oben bereits erwähnt wurde, durch die Abhackung des Spektrums gestört wird und eine Anhäufung von kinetischer Energie am Ende des Spektrums, d. h. bei den kleinsten noch aufgelösten Wellenlängen, verursacht, was zu numerischer Instabilität führen kann. Durch die Horizontaldiffusion wird in Modellen diese kinetische Energie am Ende des Spektrums ersatzweise dissipiert. Im EZMW-Modell verwenden wir eine lineare Diffusion vierter Ordnung

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = -k \nabla^2 (\nabla^2 \chi)$$

Diese ist in ihrer Wirkung sehr selektiv, d. h. die kurzen Wellen werden stark gedämpft, während die langen Wellen praktisch unberührt bleiben.

5

H. BÖTTGER

Aspekte der operationellen Arbeit am EZMW

1 Einleitung

Zu den wichtigsten Zielsetzungen des Zentrums gehört die „regelmäßige Erstellung von mittelfristigen Wettervorhersagen zur Abgabe an die Mitgliedstaaten“. Die pünktliche und zuverlässige Berechnung der täglichen Analysen und der zehntägigen Vorhersagen ist daher die Hauptaufgabe der Betriebsabteilung am Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) in Reading. Seit Beginn der routinemäßigen Prognosen im August 1979 sind die Vorhersagen regelmäßig erstellt worden. Verspätungen im operationellen Zeitplan konnten in sehr engen Grenzen gehalten werden. Damit wurde die ursprünglich geforderte Zuverlässigkeit bei der Herausgabe der Vorhersagen bei weitem erfüllt (s. Beitrag 2 von L. BENGTSOON).

Die reibungslose Abwicklung der operationellen Tätigkeiten am Zentrum wird ermöglicht durch das zuverlässige Arbeiten

Literaturzitate zur Modellbeschreibung

- BAEDE, A. P. M.; JARRAUD, M. J.; CUBASCH, U.: Adiabatic formulation and organisation of the ECMWF's spectral model. ECMWF Techn. Rep. No. 15 (1979) S. 1—40.
- BURRIDGE, D. M.; HASELER, J.: A model for medium range weather forecasting. ECMWF Techn. Rep. No. 4 (1977).
- TIEDTKE, M.; GELEYN, J.-F.; HOLLINGSWORTH, A.; LOUIS, J.-F.: ECMWF model parameterization of sub-grid scale processes. ECMWF Techn. Rep. No. 10 (1979) S. 1—45.

Weitere Literaturzitate

- ARAKAWA, A.; LAMB, V.: Computational design of the UCLA general circulation model. Methods in Computational Physics 17 (1977).
- ECMWF-SEMINARS: On the treatment of the boundary layer in numerical weather prediction. ECMWF 1976.
- ECMWF-SEMINARS: The parameterization of the physical processes in the free atmosphere. ECMWF 1977.
- MACHENHAUER, B.: The spectral method. Numerical methods used in atmospheric models. WMO/ISCU GARP Publ. Ser. No. 17 (1979), Vol. 2.
- KESSLER, E.: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. Meteorol. Monogr. 10 (1969) S. 1—84.
- KUO, H. L.: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. J. Atmos. Sci. 31 (1974) S. 1232—1240.

der Rechenanlagen, für deren Betrieb, Planung und Entwicklung die Unterabteilung Rechenzentrum verantwortlich ist. Die Unterabteilung Meteorologie überwacht den Dateneingang und die Qualität der Beobachtungen, überprüft die Güte der Analysen und Vorhersagen und ist für die Archivierung und Aussendung der Produkte des Zentrums verantwortlich.

Die Rechenanlage bildet einen wesentlichen Bestandteil des Zentrums. Ihre historische Entwicklung und die Pläne für die kommenden Jahre wurden von HOFFMANN (1983) kürzlich dargelegt. Darauf soll im Abschnitt 3 eingegangen werden.

In den darauf folgenden Abschnitten werden die täglichen Routineaufgaben am EZMW beschrieben. Einige Gesichtspunkte zur Anwendung der Vorhersagen und die Kommunikation zwischen dem Zentrum und den Wetterdiensten in den Mitgliedstaaten werden abschließend behandelt.

2 Die Rechenanlagen des EZMW

Das EZMW verfügt über eine der leistungsfähigsten Rechenanlagen, die weltweit für meteorologische Zwecke zur Verfügung stehen. Nachdem während der ersten operationellen Phase des Zentrums bis 1982 die Rechnerkonfiguration im wesentlichen unverändert geblieben war, bahnten sich 1983 größere Erneuerungen an, die sich an den Bedürfnissen der Meteorologen orientierten. Die Einführung des neuen Vorhersagesystems mit größerer horizontaler und vertikaler Auflösung, geplant für 1984/1985, kann nur erreicht werden, wenn bereits frühzeitig während der Modellentwicklung die entsprechenden Rechenkapazitäten zur Verfügung stehen.

Schon für 1984 ließ sich ein Bedarf vom 2^{1/2}-fachen einer Cray-1A vorausberechnen. Höher auflösende numerische Modelle der Atmosphäre führen ferner zu einem beträchtlichen Anwachsen der Datenmenge, die zwischen den Rechnern des Zentrums transferiert, in Datenbanken gespeichert und zugänglich gemacht werden muß. Es war klar, daß die beiden CYBER 175, Modell 131 und 170-835, die zudem auch als Ein- und Ausgaberechner für die CRAY dienten, diesem Datendurchsatz nicht mehr gewachsen sein würden.

Man entschloß sich daher am EZMW, eine Rechnerkonfiguration aufzubauen, die aus einzelnen Bauelementen besteht und von einem „Hochgeschwindigkeitsdatenverbundsystem“ zusammengehalten wird. In der derzeitigen Anlage (Abb. 1) werden an der CRAY X-MP die Analysen und Vorhersagen durchgeführt. Die CYBER 835 und 855 dienen zum Aufbereiten von Daten, zum Vorbereiten graphischer Darstellungen, zum Archivieren und zum Zugriff zu den archivierten Daten. Die letzten beiden Aufgaben wird in naher Zukunft die IBM 4341 übernehmen. Die Steuerung der graphischen Ausgabestationen, farbige Bildschirme, HEWLETT-PACKARD Penplotter und Rasterplotter sollen von der VAX 11/750

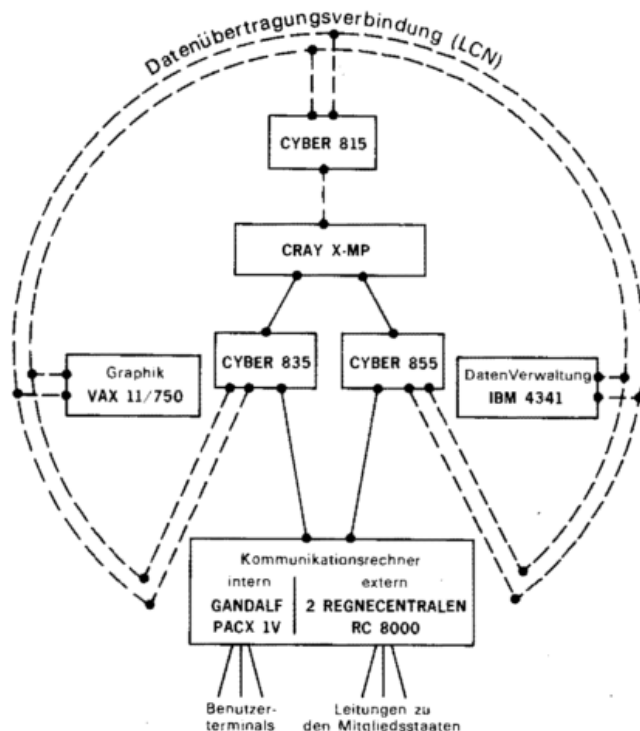


Abb. 1: Bestehende (durchgezogen) und geplante (gestrichelt) Rechnerkonfiguration am EZMW.

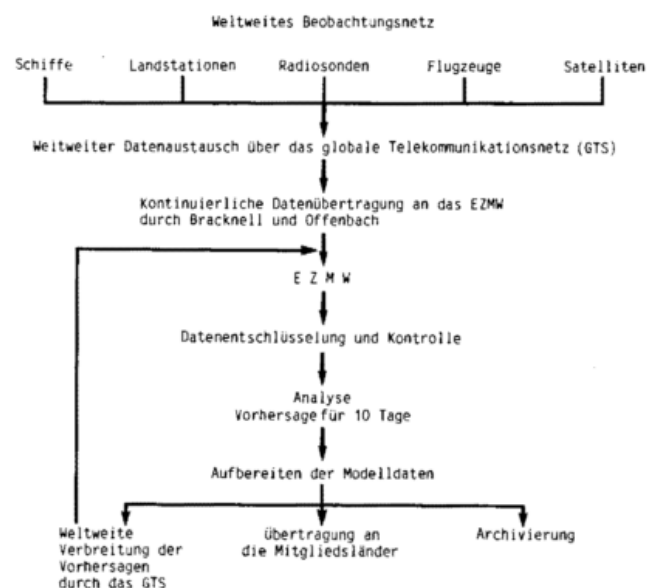
übernommen werden. Einzelheiten zu den einzelnen Rechnern der Anlage sind aus Tabelle 1 ersichtlich. Das Kernstück der neuen Anlage ist die CRAY X-MP, ein schneller Vektorrechner, der geeignet ist, die am Zentrum anfallenden Rechenoperationen und größeren Datenmengen zu bewältigen. Die CRAY ist ausgerüstet mit zwei Zentraleinheiten mit je 13 parallel arbeitenden segmentierten Funktionseinheiten, einer Speicherkapazität von 2×10^6 Worten und einer zusätzlichen Speichereinheit mit einer Kapazität von 16×10^6 Worten. Die beiden Cyber-Anlagen verfügen ihrerseits über weitere Speicherplätze von zusammen 10^6 Worten.

Tab. 1: Beschreibung der Rechner des EZMW

Rechner	Geschwindigkeit	Zentralspeicher	Plattenspeicher
CRAY X-MP	$9,5 \times 10^{-9}$ Sec. Zykluszeit 300-500 Mio Instruktionen pro Sekunde	2 Mio Worte ≅ 16 Megabyte 16 Mio Worte Zusatz-Festkörperspeicher 128 Megabyte 64 Bit Wortlänge	6.6 Gigabyte
CYBER 835	3,5 Mio Instruktionen pro Sekunde	512 K Worte ≅ 4 Megabyte 60 Bit Wortlänge	Verfügbar für beide CYBER 15 Gigabyte
CYBER 855	8 Mio Instruktionen pro Sekunde	512 K Worte ≅ 4 Megabyte 60 Bit Wortlänge	
IBM 4341		8 Megabyte	5 Gigabyte Ausbau auf 12,6 Gigabyte geplant
VAX 11/750		6 Megabyte	0,25 Gigabyte
RC 8000		384 Kilobyte	$2 \times 0,033$ Gigabyte

3 Ablauf der operationellen Arbeit am EZMW

Die tägliche Routine am EZMW umfaßt von der Dateneinsammlung bis zur Aussendung der Vorhersagen an die Mitgliedstaaten eine Anzahl von Schritten, die in dem folgenden Diagramm schematisch dargestellt sind.



3.1 Dateneingang und Überprüfung

Die Datensammlung erfolgt über ein weltweites Fernmelde-netz (Global Telecommunication System der WMO), wobei zur Sicherheit zwei parallele Datenflüsse von der Regionalzentrale in Bracknell des UKMO (United Kingdom Meteorological Office) und vom DWD in Offenbach empfangen werden. Alle für den globalen Austausch bestimmte Daten sowie die regionalen Daten für die Region VI (Europa) und Sonderdaten (wie etwa die Analysen der Meeresoberflächentemperaturen vom Nationalen Meteorologischen Zentrum in Washington) werden über den Fernmelderechner empfangen und der Entschlüsselung und ersten Qualitätskontrollen zugeführt. Im Raum der Betriebsabteilung wird der diensthabende Meteorologe in graphischer Form über alle eingegangenen Daten informiert. Verstümmelte Meldungen können von Hand verbessert werden. Dabei wird versucht, in kritischen Regionen mit geringer Datendichte eine Verbesserung zu erzielen.

Die Qualität der Beobachtungsdaten ist von entscheidender Bedeutung für die Güte der Analyse und der Vorhersage. Vor Einspeisung der Daten in das Beobachtungsarchiv werden daher verschiedene Qualitätskontrollen durchgeführt, wie etwa die Überprüfung der internen Konsistenz und der Einhaltung klimatologisch sinnvoller Grenzwerte. Voraussetzung für die Erstellung mittelfristiger Vorhersagen ist die globale Analyse atmosphärischer Zustände, die den höchsten Qualitätsansprüchen genügt. Wie in den Beiträgen von WERGEN und ARPE in diesem Heft angedeutet, ist es daher für das Zentrum von entscheidender Bedeutung, alle weltweit verfügbaren Beobachtungsdaten rechtzeitig und möglichst frei von Kodierungs- und Übermittlungsfehlern zu erhalten. Das EZMW überwacht daher systematisch das globale Beobachtungsnetz. Monatliche Statistiken geben Auskunft über die Pünktlichkeit des Dateneinganges und die Qualität der Daten. Im Vergleich mit der Analyse werden die systematischen Radiosondenfehler beim Geopotential und beim Wind für die einzelnen Stationen erfaßt. Zur weiteren Kontrolle werden Zeitreihen der Beobachtungen dieser Stationen auf ihre interne Konsistenz überprüft. Wenn immer möglich, werden die zuständigen Stellen auf gefundene Fehler hingewiesen. Schon manch eine Verbesserung im weltweiten Beobachtungssystem konnte auf diese Art erreicht werden.

3.2 Der Zeitplan von Analyse und Vorhersage

Das Zentrum bemüht sich, täglich die pünktliche Erstellung der Vorhersage und die Übermittlung der errechneten Vorhersagewerte an die Mitgliedstaaten zu erreichen. In Abbildung 1 des Beitrages von WERGEN ist der schematische Ablauf des Analyse- und Vorhersagebetriebs und der angestrebte Zeitplan dargestellt. Die siebentägige Vorhersage steht den Mitgliedsländern gegen 01.30 GMT zum Abruf zur Verfügung. Der DWD in Offenbach ruft die Produkte des Zentrums kontinuierlich während der Nacht ab. Die Vorhersage für Tag 7 trifft gegen 04.30 GMT ein. In Einzelfällen können Abweichungen vom operationellen Zeitplan auftreten.

Bis zur täglichen Analyse des 12-GMT-Termins vergeht eine fast achtstündige Zeitspanne vom Beobachtungstermin bis zur Benutzung der Daten. Für andere Termine ist die Zeitspanne noch größer und reicht bis zu 27 Stunden. Damit wird eine

weltweit einmalige Ausnutzung des globalen Beobachtungsnetzes erreicht, da auch Daten, die mit großer Zeitverzögerung übermittelt werden, noch verwendet werden können. So werden beispielsweise Bodendruckwerte des australischen Wetterdienstes in Melbourne für die Analyse der Südhemisphäre miteinbezogen. Die Daten werden in Australien in semi-objektiver Weise unter Benutzung von Satellitenbildern gewonnen und erreichen das Zentrum vielfach mehr als sieben Stunden nach dem Beobachtungstermin. Der größte Teil der Boden- und Höhenmeldungen erreicht das Zentrum bereits wenige Stunden nach dem Termin (s. Abb. 2), allerdings sind die letzten 10% der Beobachtungen für die weltweite Datenbedeckung sehr entscheidend, da sie zumeist aus Gegenden stammen, die ohnehin nur dünn mit Meldungen bedeckt sind. Als Beispiel hierzu seien die Ozeane genannt. Selbst nach Beginn der numerischen Analyse gehen noch weitere Beobachtungen ein, die nun nicht mehr berücksichtigt werden können. Meldungen von Schiffen gehen häufig verloren, da die Beobachtungen zwar durchgeführt werden, aber eine Absetzung der Meldungen über Funk, insbesondere zur Nachtzeit, erst mit einer großen Verspätung erfolgt.

Für eine optimale Wettervorhersage wird eine weltweit termingerechte Verbreitung der Daten angestrebt. Dabei gilt es, auch Lücken und Probleme aufzuspüren, die ohne Zweifel in dem globalen Fernmeldenetz (GTS) vorhanden sind.

3.3 Aufbereitung der Modelldaten

Nach Beendigung der numerischen Modellvorhersagen werden die Daten zur weiteren Verwendung durch die Benutzer am Zentrum und in den Mitgliedstaaten und für die Archivierung aufbereitet. Zunächst einmal müssen alle Daten von den Modellflächen auf Standarddruckflächen interpoliert werden. Dies ist ein für alle Benutzer der Zentrumsdaten wichtiger Schritt. Die vertikale Interpolation auf Standarddruckflächen garantiert eine Kontinuität in der Präsentation der Analysen- und Vorhersagedaten für die Mitgliedstaaten. Der Routinebetrieb wird von Modelländerungen nicht betroffen. Anschließend müssen die Analyse- und Vorhersagefelder für die Versendung an die nationalen Dienste und die Benutzung im Zentrum, beispielsweise für die graphische Darstellung, in ein geeignetes Format gebracht werden. Das spektrale Modell liefert die Vorhersagedaten für die freie Atmosphäre in Form von Koeffizienten (Gewichten) der Kugelfunktionen. Die Bodenfelder werden im Modell auf einem Gaußschen Gitter bearbeitet. Dieses Gitter ist die mathematisch optimale Form für die Umrechnung aus dem spektralen Bereich in einen diskreten Gitterpunktsbereich auf der Kugel. Weitere Details hierzu werden in dem Beitrag von TIEDTKE behandelt.

Für eine Versendung der Modellergebnisse an die Mitgliedstaaten sind sowohl die Gewichte der Kugelfunktionen als auch die Gaußschen Gitterpunktsfelder unpraktisch. Alle Daten werden daher in neue Formate gebracht, in denen die Modellergebnisse für die Versendung an die Mitgliedstaaten und weltweit über das GTS-Netz ausgesendet werden. Die nationalen Dienste erhalten derzeit die Felder auf einem Gitter von 1.5 x 1.5 oder 3 x 3 Grad Maschenweite, während das GTS-Netz mit einem international üblichen 5 x 5 Grad Gitter bedient wird.

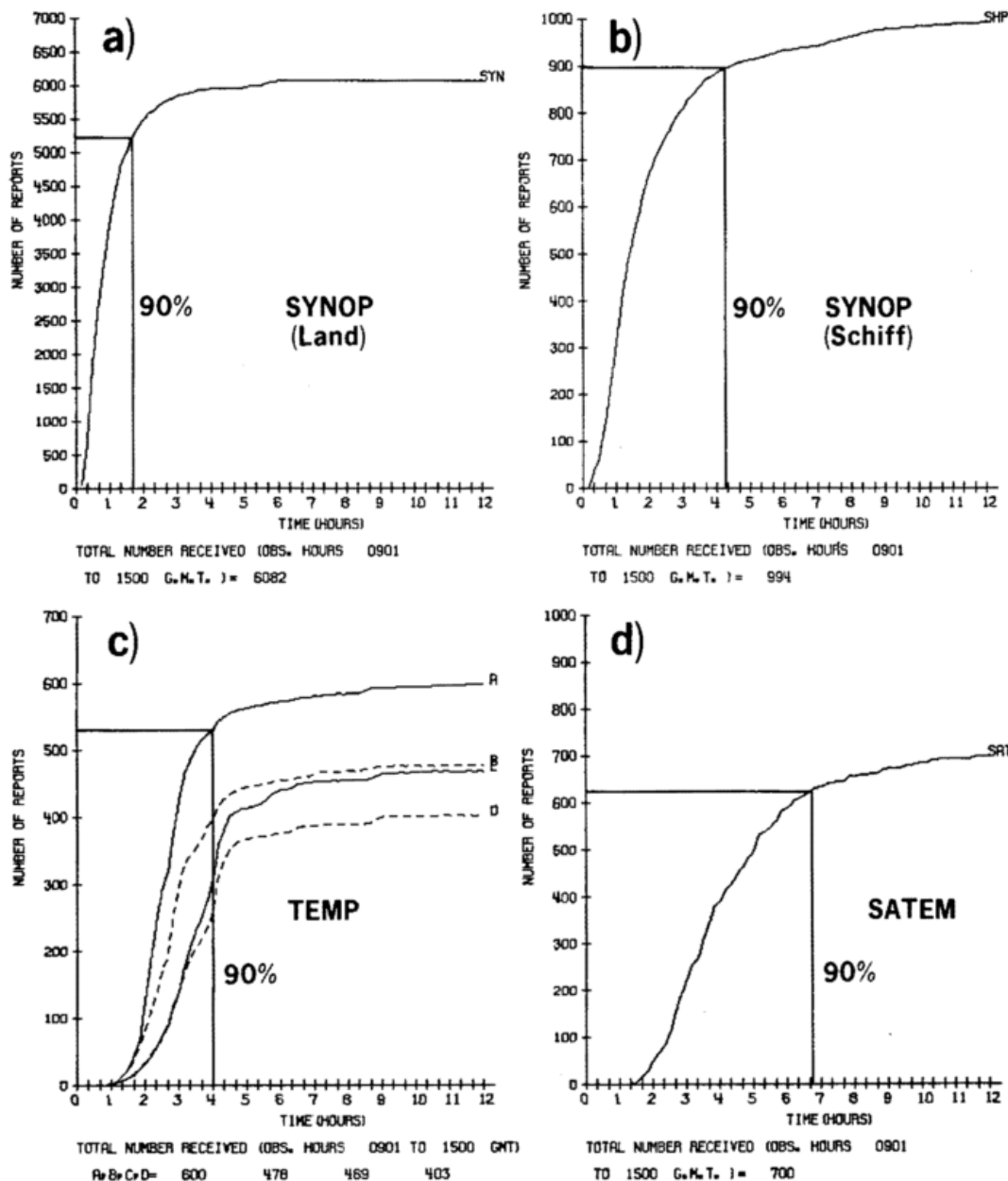


Abb. 2:
 Anzahl von Meldungen
 als Funktion der Ein-
 gangszeit in Stunden
 nach dem Beobach-
 tungstermin, für synop-
 tische Bodenmeldungen
 von Landstationen (a)
 und von Schiffen (b),
 für Radiosonden-
 aufstiege (c) und für
 Temperatursondierun-
 gen von Satelliten (d),
 jeweils für 12 GMT.

3.4 Übertragung der Analysen und Vorhersagen an die Mitgliedsländer

Über 8000 lokale Felder werden während des täglichen Analyse- und Vorhersagelaufs für die Archivierung und Versendung an die Mitgliedstaaten vorbereitet. Sie sind im EZMW-Bulletin Nr. M31/1(2) aufgeführt. Die globalen Felder für den Boden und für 12 Standarddruckflächen bis 50 mb werden für die ersten 96 Stunden der Vorhersage in 6-Stunden-Intervallen und danach alle 12 Stunden aufbereitet. Gemäß den individuellen Anforderungen der Mitgliedsländer werden sie als Gitterpunktswerte verschlüsselt über gesonderte Datenfernmeldeleitungen verbreitet. Die Versendung der Vorhersagefelder in die Mitgliedsländer erfolgt mit unterschiedlicher Geschwindigkeit und hängt von der Kapazität der Übermittlungsleitungen ab. Es dauert daher bis in die frühen Morgenstunden, ehe die Vorhersagefelder allen Wetterdiensten vollständig zur Verfügung stehen. Neben den vom Zentrum angebotenen Standardgebieten können die Mitgliedstaaten auch Felder für einen von ihnen ausgewählten geographischen

Bereich anfordern, die dann beispielsweise ohne weitere Bearbeitung graphisch dargestellt oder als Anfangsfelder für nationale feinmaschige Vorhersagemodelle benutzt werden können.

Das EZMW vermag umgehend auf Änderungswünsche im Übermittlungskatalog für jedes Land zu reagieren und kann daher auf die Bedürfnisse im Betriebsablauf der Mitgliedstaaten kurzfristig eingehen. Außer den Standardvorhersagefeldern stehen auch eine Reihe von experimentellen Produkten zur Verfügung. Bei diesen handelt es sich im wesentlichen um Parameter aus der Grenzschicht des Modells, wie der Temperatur in 2 m über der Bodenoberfläche, dem Wind in Bodennähe, aber auch den Niederschlagsmengen und der Bewölkung, die Beiprodukte der Parametrisierung der physikalischen Prozesse im Modell bilden. Ferner sind alle Vorhersagen von Tag 8 bis Tag 10 als experimentelle Produkte erhältlich. Es wird den nationalen Wetterdiensten empfohlen, diese Vorhersagedaten nur versuchsweise im Routinebetrieb einzusetzen, sie auf ihre Brauchbarkeit zu untersuchen und dem Zentrum darüber zu berichten.

Seit 1982 wird eine begrenzte Anzahl von Vorhersageprodukten, wie die Höhe der 500- und 1000-mb-Fläche, bis Tag 5 für die Nordhemisphäre und Tag 4 für die Südhemisphäre über das UK Meteorological Office in Bracknell und den Deutschen Wetterdienst in Offenbach in das GTS weltweit eingesteuert. Windvorhersagen für die Tropen werden bis Tag 2 der Vorhersage verbreitet. Die Produkte des Zentrums spielen inzwischen eine wesentliche Rolle auch im Betriebsablauf in vielen außereuropäischen Ländern, u. a. in Australien, Neuseeland, China, Indien und den USA. Gerade bei den Vorhersagediensten auf der Südhemisphäre bilden die mittelfristigen Prognosen des EZMW oft die einzige Informationsquelle, auf die sich der Meteorologe zum Abfassen seiner Wetterberichte für diesen Vorhersagebereich stützen kann. Das Zentrum wurde in der Vergangenheit verschiedentlich aufgefordert, auch für die Südhalbkugel die Vorhersagen bis Tag 5 zu verbreiten. Nachdem die Auswertung von Experimenten mit einer modifizierten Modellorographie gerade für die Südhemisphäre eine, wenn auch nur leichte, Verbesserung der Prognosegüte ergab, wurde mit Einführung dieser Änderung am 1. Februar 1984 auch die Verbreitung der Vorhersagen über das globale Fernmeldenetz bis Tag 5 für beide Halbkugeln aufgenommen.

Tab. 2: Das Analysen- und Vorhersagearchiv des EZMW

1. Globale Bodenfelder

Analysen:

für 00, 06, 12, 18 GMT

Vorhersagen:

H + 12, H + 24, . . . H + 240 Stunden (in 12-Stunden-Intervallen). Die Ausgangszeit H der Vorhersage ist derzeit 12 GMT.

Parameter:

Bodendruck

Bodentemperatur

Bodenfeuchtigkeit

Schneehöhe

* groß-skaliger Niederschlag

* konvektiver Niederschlag

* Schneefall

* Reibungsdissipation

* sensibler Wärmetransport

* latenter Wärmetransport

* Bodenschubspannung

* Strahlungsbilanz am Boden

* Strahlungsbilanz an der Obergrenze der Atmosphäre

u, v Komponente des Windes in 10 m Höhe

Temperatur in 2 m Höhe } ab 1. Dez.

Taupunkt in 2 m Höhe } 1980

Bedeckungsgrad

Gitternetz:

global, Längen- und Breitenintervall

1.875 zu 1.875 Grad. Seit 20. April 1983 das in N-S-Richtung leicht abweichende Gaußsche Gitter.

Zeitraum:

ab 1. August 1979

3.5 Archivierung

Archiviert werden die globalen Fehler in Form der originalen Modelldaten, also die Gewichte der Kugelfunktion für die freie Atmosphäre und die Gaußschen Gitterpunkte für die Bodenfelder. Allerdings wird zuvor die vertikale Interpolation auf die Standarddruckflächen durchgeführt. Neben den Analysen und Vorhersagen werden auch die Beobachtungsdaten, wie sie über das globale Fernmeldenetz empfangen werden, archiviert. Falls Beobachtungen in der Qualitätskontrolle beanstandet oder im Analyseverfahren zurückgewiesen werden, sind die Daten im Archiv entsprechend gekennzeichnet. Die Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der in den Archiven des EZMW enthaltenen Analyse- und Vorhersagefelder. Die Datenbanken des Zentrums stehen den Mitgliedsländern zur freien Benutzung zur Verfügung. Sie werden häufig als Grundlagenmaterial für die Forschung benutzt. Zugang zu den Archiven ist erleichtert durch eine umfassende Benutzerprogramm-bibliothek (GETDATA, beschrieben im EZMW Meteorological Bulletin M1.9/1).

Das europäische Archiv stellt für das Gebiet 33° bis 73°N und 27°N bis 45°E ein Teilarchiv der globalen Datenbank dar und geht zurück bis zum 1. März 1981. Die Analysen- und

2. Globale Felder der freien Atmosphäre

Analysen:

für 00, 06, 12, 18 GMT

Vorhersagen:

für H + 12, H + 24, . . . H + 240 Stunden (in 12-Stunden-Intervallen). Die Ausgangszeit H der Vorhersage ist derzeit 12 GMT.

Parameter:

u, v Komponenten des Windes

Vertikalgeschwindigkeit

Temperatur

Mischungsverhältnis

(bis April 1982)

geopotentielle Höhe

relative Feuchte

Vorticity

Divergenz

} (ab April 1982)

Niveaus:

1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30⁺

Gitternetz:

Daten sind archiviert in Form von Koeffizienten der Kugelfunktionen mit einer Genauigkeit von 80 Koeffizienten für die Analyse und 40 Koeffizienten für die Vorhersage. Mit Einführung des spektralen Modells am 20. April 1983 wurde die Genauigkeit für die Vorhersage und Analysen auf 63 Koeffizienten vereinheitlicht.

Zeitraum: (+)

ab 1. August 1979

* nur Vorhersagen

+ nur Analyse

(+) von August 1979 bis Juli 1980 werden Vorhersagen nur an fünf Tagen in der Woche, sonntags bis donnerstags, erstellt.

Vorhersagefelder einschließlich der Beobachtungen von allen verfügbaren Beobachtungssystemen sind darin für den Raum Europa und Teile des östlichen Nordatlantik enthalten. Für die ersten 96 Stunden der Vorhersage sind die Daten in sechsstündigen Vorhersageschritten im europäischen Archiv enthalten. Für den Benutzer aus den Mitgliedstaaten, der sich für Daten aus Europa oder gar nur aus dem Bereich seines eigenen Landes interessiert, stellt dieses Archiv eine leicht und sehr effizient zugängliche Datenquelle dar. Als Vorteil für den Benutzer erweist sich die Abspeicherung der Boden- und Höhenfelder in einem einheitlichen Gitternetz von 1.5 Grad Maschenweite. Dieses Gitter wurde für das europäische Archiv auch bei Modelländerungen beibehalten, wodurch sich eine zusätzliche Aufbereitung der Archivdaten durch den Benutzer erübrigt. Für viele operationelle Entwicklungs- und Forschungsaufgaben ist die Genauigkeit der Gitterpunktswerte im europäischen Archiv ausreichend, doch gilt es dabei zu beachten, daß eine Interpolation der originalen Gitterpunktswerte des Modells zu Veränderungen im betrachteten Feld führt. Als Beispiele seien genannt die Abschwächung von Gradienten oder eine, wenn auch nur minimale, Verschiebung der Extremwerte.

4 Die Anwendung der numerischen Vorhersagen

Das EZMW übermittelt täglich seine numerischen Wettervorhersagen an die siebzehn Mitgliedsländer. Dabei handelt es sich um vorausberechnete großräumige Druck-, Temperatur- und Feuchtigkeitsverteilungen sowie die dazugehörigen Strömungsverhältnisse. Die vorhergesagten großskaligen Wettersysteme müssen zum Zweck der lokalen und regionalen Wettervorhersage weiter interpretiert werden. Das Wetter ist schon im Bereich von wenigen 10 Kilometern und einigen Stunden unterschiedlich, und weder die Dichte des Beobachtungsnetzes noch die verfügbaren Rechenkapazitäten werden es zur Zeit oder in absehbarer Zukunft zulassen, daß mit globalen hydrodynamischen Modellen das Wetter direkt vorhergesagt werden kann. Mesoskalige Modelle mit hoher horizontaler und vertikaler Auflösung liefern für begrenzte Gebiete numerische Vorhersagen, die bereits lokal beeinflusste Wettererscheinungen darstellen können. In einigen Mitgliedsländern werden diese mesoskaligen Modelle routinemäßig eingesetzt. Dabei werden die numerischen Vorhersagen des Zentrums als Rand- und Anfangswerte benutzt.

Bis zur Herausgabe einer Wettervorhersage an den Benutzer, wie z. B. an die Öffentlichkeit über Presse und Rundfunk oder an Abnehmer mit besonderen Bedürfnissen, wie die Bau- oder Energiewirtschaft, ist noch ein weiterer Schritt erforderlich, nämlich die Interpretation der numerischen Vorhersagen. Zwei mögliche Wege können hierbei begangen werden (BENGTSOON 1981). Bei der subjektiven Interpretation benutzt der Meteorologe seine Erfahrung und Kenntnisse über die Entwicklung der großräumigen Temperatur- und Strömungsverhältnisse und ihre Auswirkung auf die lokale Wetterentwicklung. In vielen Wetterdiensten ist die synoptische Interpretation bereits weitgehend objektiviert. Der österreichische Wetterdienst benutzt beispielsweise ein umfangreiches diagnostisches Programm, das, auf die vom EZMW vorhergesagten Felder angewandt, zusätzliche Information über Intensität von Wettersystemen und die Wetterwirksamkeit von Fronten liefert. Diese Diagnostik ist zum Teil

vom meteorologischen Dienst der Niederlande in De Bilt übernommen worden.

Für die statistische Interpretation werden am häufigsten die Methoden der linearen Regression benutzt. Für verfügbare Datenreihen werden lineare Beziehungen zwischen den für einen bestimmten Termin vorherzusagenden Wetterelementen und analysierten und vorhergesagten Modelldaten ermittelt. Mit Hilfe der prognostischen Gleichungen läßt sich eine objektive lokale Wettervorhersage aus den Modellprognosen ableiten (GLAHN u. LOWRY 1972; STRÜNING 1981; v. PANDER 1982). Auch Beobachtungen werden bei diesem Verfahren häufig verwendet, um dem Persistenzverhalten des Wetters Rechnung zu tragen. Ferner läßt sich in den Regressionsgleichungen in objektiver Weise die großskalige Vorhersage mit der lokalen Klimatologie und den lokalen orographischen Einflüssen verknüpfen. Das Eintreffen bestimmter Wettererscheinungen wie Gewitter, Niederschlag in fester Form oder Frost läßt sich quantitativ erfassen und in prozentualen Wahrscheinlichkeiten ausdrücken, die in zunehmendem Maße als Eingabegrößen für Entscheidungsmodelle benötigt werden.

Der Meteorologe sollte das Ergebnis der statistischen Interpretation nicht blindlings übernehmen. Deren Qualität hängt u. a. auch von der Güte der großskaligen dynamischen Vorhersage ab. Es hat sich gezeigt, daß Meteorologen mit ihrer Erfahrung und ihren Kenntnissen über typisches Modellverhalten die statistische Vorhersage im Mittel verbessern können. Es ist daher für den Benutzer von numerischen Produkten wichtig, sich über die Stärken und Schwächen des jeweiligen Modells ein Bild zu verschaffen.

Das EZMW veröffentlicht regelmäßig seine Vorhersageberichte (Forecast Reports), denen man die systematischen Modellfehler und die Güte der Vorhersage für verschiedene Parameter und Niveaus, für Jahreszeiten zusammengefaßt, entnehmen kann. In internen Einzelveröffentlichungen (Technical Memorandum), die alle in den Bibliotheken der nationalen Dienste erhältlich sind, wird über das synoptische Verhalten des Modells berichtet (u. a. AKYILDIZ 1982).

Das Zentrum stellt den Mitgliedsländern ausschließlich die numerischen Produkte des Modells zur Verfügung. Eine Interpretation zum Zweck der lokalen oder regionalen Wettervorhersage wird nicht durchgeführt. Wohl aber verfolgt das Zentrum die Aktivitäten in den Mitgliedsländern und versucht, die nationalen Dienste in der Anwendung und der Interpretation der numerischen Vorhersagen zu unterstützen.

In einem gemeinsamen Projekt der Betriebsabteilung und der Forschungsabteilung wurde 1982 eine Arbeitsgruppe gebildet, deren Aufgabe es war, ein Programmpaket zu schaffen, das sowohl eine Überprüfung der numerischen Vorhersagen gegen lokale Wetterbeobachtungen erlaubt als auch die Entwicklung lokaler Wettervorhersagen mit statistischen Methoden ermöglichen sollte. Der Datenzugang wurde durch die Schaffung des oben erwähnten europäischen Archivs wesentlich erleichtert. Der Benutzer kann für einzelne Stationen den gesamten Vorgang einer Entwicklung prognostischer Vorhersagegleichungen bis zur Überprüfung und Anwendung auf unabhängige Daten durchführen. Das Programmpaket und Beispiele seiner Anwendung sind in den Beiträgen zum Seminar über „Die Interpretation numerischer Wettervorhersagen“ beschrieben, das 1982 am EZMW in Reading abgehalten wurde.

Vom Zentrum werden diese Verifikations- und Interpretationsprogramme zur Überprüfung der Vorhersageparameter aus der Grenzschicht des Modells mit Beobachtungen benutzt. Die Felder der freien Atmosphäre werden mit den Analysen verglichen. Prognostizierte Größen wie der Niederschlag, Temperatur und Wind in Bodennähe oder die Bewölkung, die sich aus der im Modell verwendeten Parametrisierung der physikalischen Prozesse ergeben, sind entweder stark von der Modellformulierung abhängig oder überhaupt nicht aus der Analyse verfügbar, so daß eine echte Kontrolle nur gegen synoptische Beobachtungen möglich ist.

bleme mit den Produkten des EZMW. Diesen Berichten läßt sich entnehmen, daß die experimentellen Produkte in zunehmendem Maße von den Meteorologen in den Mitgliedstaaten als zusätzliche Hilfsmittel neben den traditionsgemäß verwendeten Karten der großräumigen Druck- und Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre bei der Abfassung der lokalen und regionalen Vorhersage geschätzt werden. Daher werden am EZMW vor Modelländerungen die Auswirkungen auf die Felder in der Grenzschicht des Modells an Hand der lokalen Verifikation überprüft.

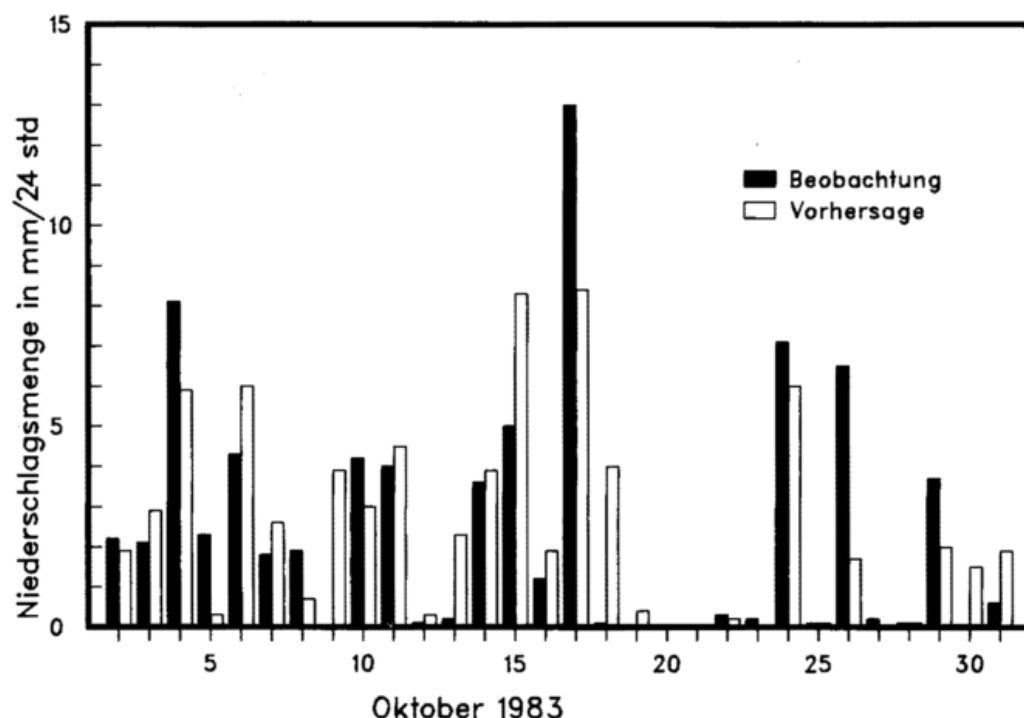


Abb. 3:
48stündige Vorhersage und Beobachtung des Niederschlags in mm/24h für Südschweden im Oktober 1983. Die Vorhersage wurde über vier Gitterpunkte und die Beobachtung über die verfügbaren Stationen gemittelt.

Die Abbildung 3 zeigt eine solche Verifikation für den Niederschlag im Raum Südschweden. Dargestellt sind die Zeitreihen für die 24stündigen Niederschlagsmengen im Oktober 1983 zusammen mit den entsprechenden Prognosen, gültig am Tag 2 der Vorhersage. Das beobachtete Flächenmittel wurde näherungsweise aus den verfügbaren synoptischen Meldungen bestimmt. Die Vorhersage wurde über die vier nächstliegenden Gitterpunkte vermittelt. Die Prognose für den Oktober 1983 enthielt sicherlich brauchbare Hinweise auf die zu erwartende Niederschlagsaktivität über Südschweden. Die lokale Niederschlagsvorhersage in der Nähe einer Station direkt aus dem großräumigen Gebiet abzuleiten, ist kaum möglich, da bei der Niederschlagsbildung atmosphärische Prozesse auf kleinen Gebieten eine Rolle spielen, die vom Modell nicht mehr aufgelöst werden können. Die örtlich zu erwartende Niederschlagsmenge oder die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Niederschlag kann durch die zusätzliche Anwendung statistischer Methoden ermittelt werden.

5 Kontakte mit den Mitgliedsländern

Die meteorologischen Verbindungsleute (Meteorological Contact Points), meist erfahrene Meteorologen, die selber die Vorhersagen des EZMW im Dienst verwenden, berichten dem Zentrum regelmäßig über die Erfahrungen und auch Pro-

Das Zentrum führt in regelmäßigen Abständen Besuche bei den Mitgliedstaaten durch, um meteorologische Seminare abzuhalten und mit den Mitarbeitern der nationalen Dienste die Anwendung der Vorhersagedaten des EZMW und die dabei gesammelte Erfahrung zu erörtern. In diesem Jahr findet die zweite Runde solcher Besuche statt. Es hat sich gezeigt, daß der Erfahrungsaustausch für beide Seiten förderlich ist.

Externe Benutzer der Rechenanlagen werden von den jeweiligen, für ihr Land zuständigen Beratern des Rechenzentrums bei ihren Problemen mit den Rechnern und dem Datentransfer unterstützt. Das Zentrum hält auch regelmäßig Kurse zur Benutzung der Rechenanlagen sowohl am EZMW als auch in den Mitgliedsländern ab.

In eigenen Publikationen versucht das Zentrum, die Mitgliedsländer über seine Aktivitäten zu unterrichten und auf Neuerungen aufmerksam zu machen. Der *Newsletter* erscheint jeden dritten Monat und enthält Übersichtsartikel und Kurznachrichten aus dem Bereich der Forschung, dem meteorologischen Betriebsablauf und vom Rechenzentrum. Die Mitarbeiter der Wetterdienste können sich im Newsletter rasch und zuverlässig über Planung und Einführung von Modelländerungen und über alles Wissenswerte für die externe Benutzung der Rechenanlagen informieren.

Die *Meteorological Bulletins* des EZMW enthalten eine Beschreibung der Produkte des Zentrums und der Archive. Sie geben Hinweise zur Anwendung und Qualität der Vorhersage und erläutern die vom Zentrum angebotenen Gitternetze und Kodierungsverfahren, die bei der Übertragung der Daten zur Verfügung stehen.

Sowohl der Newsletter als auch die *Meteorological Bulletins* sind in den Bibliotheken der nationalen Dienste oder von den Meteorological Contact Points erhältlich.

Schlußbemerkung

In den Jahren 1984 und 1985 ist mit wesentlichen Änderungen des Analysen- und Vorhersageverfahrens im EZMW zu rechnen. Der Tagesgang wurde am 1. Mai 1984 in das Modell eingebaut. Anfang 1985 wird der Übergang zu einem Modell mit höherer horizontaler Auflösung erfolgen und die neue Kodierung für das Datenassimilationsverfahren wird ebenfalls noch in 1985 eingeführt. In enger Zusammenarbeit mit der Forschungsabteilung wird die Betriebsabteilung für einen reibungslosen Übergang bei Einführung dieser wesentlichen Schritte in der Entwicklung des EZMW-Modells sorgen. Dabei gilt es auch, der ständig anwachsenden Flut von Beobachtungs- und Modelldaten Rechnung zu tragen und geeignete Verfahren zu entwickeln, um eine leistungsfähige Übertragung der Daten an die Mitgliedsländer und eine effiziente Archivierung und Benutzung der Archive anbieten zu können.

Schließlich sei noch auf ein Projekt hinzuweisen, das das EZMW in Zusammenarbeit mit der WMO durchführt und 1984 zum Abschluß bringen wird:

Das Europäische Zentrum wird 1984 auf fünf Jahre operationeller Arbeit zurückblicken können. In diesem Zeitraum wurde auch eine sehr umfassende Datenbank globaler Analysen und Vorhersagen am Zentrum aufgebaut, die von großem Wert für viele Bereiche der meteorologischen Entwick-

lungs- und Forschungstätigkeit nicht nur in Europa geworden ist. Das EZMW ist im Begriff, in immer stärkerem Maße in die Rolle eines globalen Datenzentrums hineinzuwachsen. In Zusammenarbeit mit der WMO werden derzeit am Zentrum Archivbänder erstellt, die für die Jahre 1981 bis 1983 globale Analysen auf ausgewählten Druckflächen sowie alle Bodenmeldungen von Landstationen enthalten. Dieses Datenmaterial wird auf wenigen Magnetbändern enthalten sein. Nach Abschluß des Projekts können die Daten vom Zentrum angefordert werden. Die Bänder werden dann kopiert und gegen eine nominelle Gebühr versandt. Auch die Auswahl von Teilgebieten auf der Erde wird möglich sein. Die Datensammlung kann z.B. für die Entwicklung von prognostischen Gleichungen zur lokalen Wettervorhersage unter Benutzung der Perfect Prog Methode sehr nützlich werden, doch lassen sich bereits andere Verwendungen in der meteorologischen Forschung erkennen.

Literatur

- AKYILDIZ, V.: A synoptic analysis of cyclones in ECMWF analyses and forecasts for the winter seasons of 1980-81 and 1981-82. ECMWF Technical Memorandum 1983.
- BENGTTSSON, L.: The weather forecast. Pure and appl. Geophys. 119 (1981) S. 515—537.
- GLAHN, H. R.; LOWRY, D. A.: The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecasting. J. appl. Meteorol. 11 (1972) S. 1203—1211.
- HOFFMANN, G.-R.: The ECMWF Second Generation Computer System: Background and expectations. Paper presented at the 18th Session of the Council of ECMWF, November 1983.
- v. PANDER, R.: Ortsbezogene statistische Modellinterpretation. Promet 1/2'82 (1982) S. 49—53.
- STRÜNING, J. O.: Statistische Verfahren zur objektiven Vorhersage meteorologischer Größen. Promet 4'81 (1981) S. 27—31.

6

K. ARPE

Analysen- und Vorhersagenbewertung

1 Einleitung

Um eine Vorhersage zu erstellen, muß zunächst der Zustand der Atmosphäre beschrieben werden. Anschließend wird dann die weitere Entwicklung der atmosphärischen Zirkulation durch ein numerisches Modell simuliert. Die hierfür notwendigen Verfahren wurden bereits diskutiert. Ein wesentliches Problem der Analyse ist die ungleichmäßige Verteilung und Repräsentativität von Beobachtungsdaten. Im zweiten Abschnitt wollen wir daher untersuchen, wie genau beim heutigen Stand der Methoden die Atmosphäre analysiert werden kann. Es wird dabei auch gezeigt werden, in welchem Umfang Ungenauigkeiten in den Analysen die Vorhersagen beeinflussen können.

Bei der Beschreibung des Modells zur Simulation der Atmosphäre wurde bereits darauf hingewiesen, daß die Kosten für die Berechnungen uns Grenzen in der Approximation der Gleichungen auferlegen. Es gibt aber auch Prozesse in der

Atmosphäre, die wir noch zu ungenau kennen und für die keine exakten Gleichungen existieren. Diese Unzulänglichkeiten des Modells führen zu Vorhersagefehlern, die wir im dritten Abschnitt beschreiben werden.

Wir werden uns auf die regelmäßig auftretenden, systematischen Fehler konzentrieren. Soweit möglich, werden eventuelle Ursachen und Zusammenhänge zwischen verschiedenen Formen der systematischen Fehler aufgezeigt.

2 Analysengenauigkeit

Die Güte der Analysen hängt einmal von der Genauigkeit, Repräsentativität und Dichte der Beobachtungsdaten und zum anderen von der Güte der Analysenmethode ab. Die Datensätze, die für das Erste Globale GARP-Experiment (FGGE) erstellt wurden, sind detaillierter, vollständiger und genauer als Datensätze, die für den Routinebetrieb zur Ver-

rügung stehen. Sie stellen daher eine gute Basis dar, um die Qualität von Analysen zu testen. Sogenannte „Observing System Experiments“ helfen uns, den Einfluß verschiedener Meßdaten auf die Analysen zu testen, indem man einige der bekannten Daten bei der Analyse ausschließt und die dadurch auftretende Unterschiede in den Analysen weiter untersucht.

Wir werden sehen, daß auch die Analysenmethode einen starken Einfluß auf die Analysenqualität hat. Ein Vergleich von Analysen verschiedener Wetterzentralen kann Schwächen in dem einen oder anderen System hervorheben, die es gilt zu korrigieren. Ein wichtiger Gesichtspunkt dabei ist der Einfluß der Analysenfehler auf die Güte der mittelfristigen Wettervorhersage.

2.1 Beobachtungsdaten

Für die Analyse meteorologischer Felder steht eine weite Palette von Meßdaten zur Verfügung, die recht unterschiedlich in ihrer Genauigkeit, Repräsentativität und Beobachtungsdichte sind. Keiner der zur Verfügung stehenden Datensätze ist dabei ideal für die Analyse meteorologischer Daten für numerische Wettervorhersage, denn die Datenbeschaffung ist recht teuer und dient daher mehreren Verwendungszwecken. Die wohl immer noch wertvollsten Meßdaten werden mit Radiosonden erstellt. Sie erreichen eine Genauigkeit von 1 °C für die Temperatur, 10% für die relative Feuchte und 3 m/s für die Windkomponenten. Die Radiosonden liefern ein sehr genaues vertikales Profil dieser Variablen, die aber leider nur den augenblicklichen Zustand eines sehr kleinen Raumes wiedergeben und somit Schwankungen enthalten können, die für die großskalige Zirkulation unbedeutend sind. Auch ist die geographische Verteilung dieser Beobachtungsstationen meist unzureichend. Im Beitrag von WERGEN wird eine repräsentative Verteilung von Beobachtungsdaten gezeigt. Um eine typische Zyklone mit einem Radius von 1000 km mit Radiosonden zu beschreiben, brauchte man Stationen im Abstand von ca. 500 km. Eine solche Dichte wird nur in mittleren Breiten auf den Kontinenten erreicht, in den Tropen und in der Südhemisphäre, besonders über den Meeren ist die Stationsdichte völlig unzureichend. Im Bereich südlich von 10 °N stehen weniger als 100 Radiosonden zur Verfügung.

Weitere recht genau gemessene Daten sind die manuellen Bodenbeobachtungen an Landstationen und von Schiffen und automatische Beobachtungen von Flugzeugen, Bojen und Landstationen. Aber auch diese Daten, obwohl weit zahlreicher, weisen eine sehr unterschiedliche geographische Verteilung auf und haben den Nachteil, keine vertikale Struktur wiederzugeben.

Eine mehr gleichmäßige Verteilung von Beobachtungsdaten wird bei der Nutzung der Satellitendaten erreicht. Durch Messung der Strahlung in engen Frequenzbereichen ist es möglich, vertikale Profile der Temperatur in der Atmosphäre über dem ganzen Globus zu erhalten, jedoch nur mit einer Genauigkeit von ca. 2 °C. Ein besonders schwerwiegender Nachteil ist es, daß diese Fehler häufig systematisch über großen Gebieten auftreten und dadurch kaum zu erkennen sind.

Durch Verfolgung von Positionen von Wolkensystemen in Satellitenbildern in regelmäßigen zeitlichen Abständen läßt

sich die Windgeschwindigkeit abschätzen. Auch diese Daten sind mit 5 bis 10 m/s-Fehler wesentlich ungenauer (häufig mit zu geringen Geschwindigkeitswerten) als entsprechende Radiosondendaten, liefern jedoch Informationen über den tropischen Ozeanen, wo sonst keine anderen Daten zur Verfügung stehen.

Die Aufgabe des Analysenverfahrens ist es, aus all diesen Daten, jedes mit seinen eigenen Unzulänglichkeiten, einen einheitlichen Datensatz zu erstellen.

2.2 Unterschiede in den Analysen

Bei idealen Beobachtungsdaten sollte die Methode der Analyse eine untergeordnete Rolle spielen, in Abbildung 1 sehen wir jedoch, daß sich im Mittel über ein Jahr die Analysen der 500-mb-Flächen des EZMW und des amerikanischen Wetterdienstes erheblich unterscheiden. Über den Ozeanen und in der Nähe des Nordpols sind die Unterschiede im quadratischen Mittel größer als 20 m. In demselben Zeitraum unterschieden sich die Analysen vom DWD und EZMW sogar noch stärker (JÄRVENOJA, 1982). Diese Unterschiede beruhen nicht nur auf Unterschieden in den Analysenmethoden, sondern können auch durch unterschiedliche Verfügbarkeit von Daten beeinflusst sein. Experimente über einen kürzeren Zeitraum, in denen verschiedene Analysenmethoden dieselben Beobachtungsdaten benutzen, ergaben ähnliche Fehlerverteilungen, jedoch mit kleineren Amplituden (HOLLINGSWORTH et al., 1984). Statistische Datenassimilationsverfahren liefern nicht nur die analysierten Felder selbst, sondern auch ihre wahrscheinlichen Fehler. Solche Fehlerverteilungen weisen eine große Ähnlichkeit mit der hier gezeigten Verteilung auf.

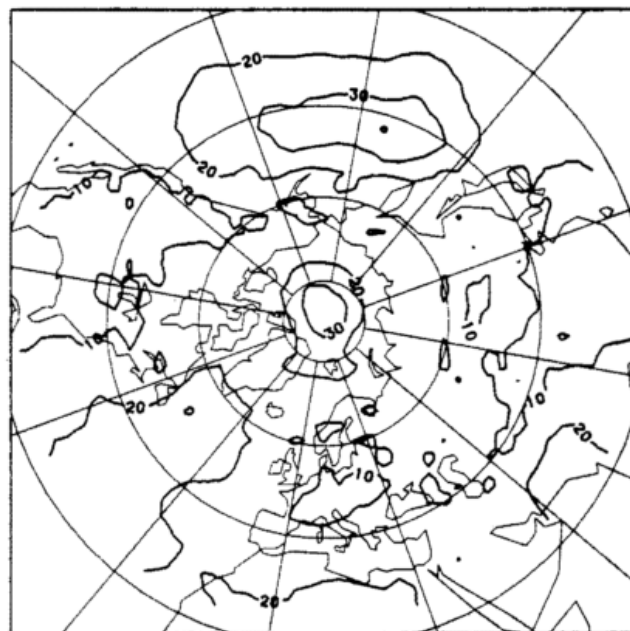


Abb. 1: Mittlere quadratische Abweichungen im 500-mb-Höhenfeld zwischen Analysen des EZMW und des amerikanischen Wetterdienstes (NMC) während FGGE (von JÄRVENOJA, 1982). Isolinienabstand 10 m.

Abbildung 2 zeigt ein Beispiel für den Einfluß von Beobachtungssystemen auf die Analysen. Die Berücksichtigung oder Vernachlässigung von Satelliten- und Flugzeugdaten

führt im Mittel zu Abweichungen im 500-mb-Höhenfeld von bis zu 56 m auf der Nordhemisphäre und bis zu 108 m auf der Südhemisphäre. Wir werden später untersuchen, ob die zusätzliche Information durch Satelliten auch zu einer Verbesserung der Analysen führt; zunächst stellen wir nur fest, daß die Analysen unterschiedlich sind.

Die Benutzung eines Vorhersagemodells erlaubt es, Information aus datenreichen in datenarme Gebiete zu extrapolieren. In datenarmen Gebieten ist daher die Qualität des Vorhersagemodells für die Analyse von entscheidender Bedeutung. Aber auch sonst, z. B. bei der Qualitätskontrolle der Beobachtungsdaten, kann die Güte des Vorhersagemodells wichtig sein (HOLLINGSWORTH et al. 1984).

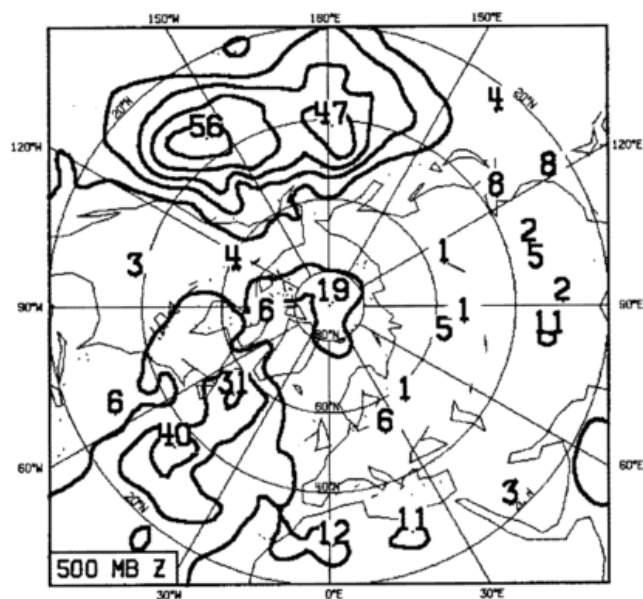


Abb. 2: Mittlere quadratische Abweichungen im 500-mb-Höhenfeld zwischen Analysen aufgrund aller verfügbaren Beobachtungsdaten und unter Ausschluß aller Satelliten- und Flugzeugdaten für die Zeit vom 9. zum 18. November 1979 (von UPPALA, pers. Mitteilung). Isolinienabstand 10 m.

2.3 Der Einfluß der Analysenqualität auf Vorhersagen

Nur selten ist es möglich zu entscheiden, welche der unterschiedlichen Analysen richtig ist. Führt man Vorhersagen durch, die auf unterschiedlichen Analysen als Anfangsfelder beruhen, so kann die Qualität der Vorhersagen als Maß für die Güte der Analysen gelten. HOLLINGSWORTH et al. (1984) fanden dabei, daß gewisse Analysenunterschiede für kurzfristige Vorhersagen und andere für mittelfristige Vorhersagen wichtig sein können.

An einem Beispiel wird in Abbildung 3 der Einfluß der Analysen auf eine mittelfristige Wettervorhersage erläutert. Zwei Analysen für denselben Termin unterschieden sich über dem östlichen Pazifik, da sich die vorhandenen Daten (eine Radiosonde, mehrere Temperaturprofile von Satelliten, einige Wolkendriftwinde und wenige Windmessungen von Passagierflugzeugen) widersprachen. Die Analysenverfahren mußten eine Auswahl aus den angebotenen Beobachtungsdaten treffen. Je nach der Wahl ergaben sich im 500-mb-Höhenfeld großräumige Unterschiede von mehr als 10 m. In Abbildung 3 wird anhand einer Serie von Differenzkarten des 300-mb-Höhenfeldes dargestellt, wie sich die anfänglichen Unter-

schiede im Laufe der Vorhersage fortpflanzen. Im Differenzfeld entsteht eine Wellenfront, die entsprechend der Energie-Dispersions-Beziehung von ROSSBY nach Osten wandert. Die Amplitude dieses Wellenpakets ändert sich anfangs nur wenig, verdoppelt sich zum vierten Tag und verdoppelt sich noch einmal zum sechsten Tag. Die Differenzen zwischen beiden Vorhersagen wachsen besonders stark an, wenn das Wellenpaket über dem Atlantik auf ein baroklin instabiles Gebiet trifft. Nach 7 Tagen sind die Unterschiede in diesem Gebiet so groß, daß sich die Vorhersagen synoptisch voneinander unterscheiden. Dieses Beispiel zeigt, wie sich anfänglich geringe Analysenunterschiede während einer Vorhersage verstärken können und daß dieses in einer großen Entfernung vom Ursprungsort geschehen kann.

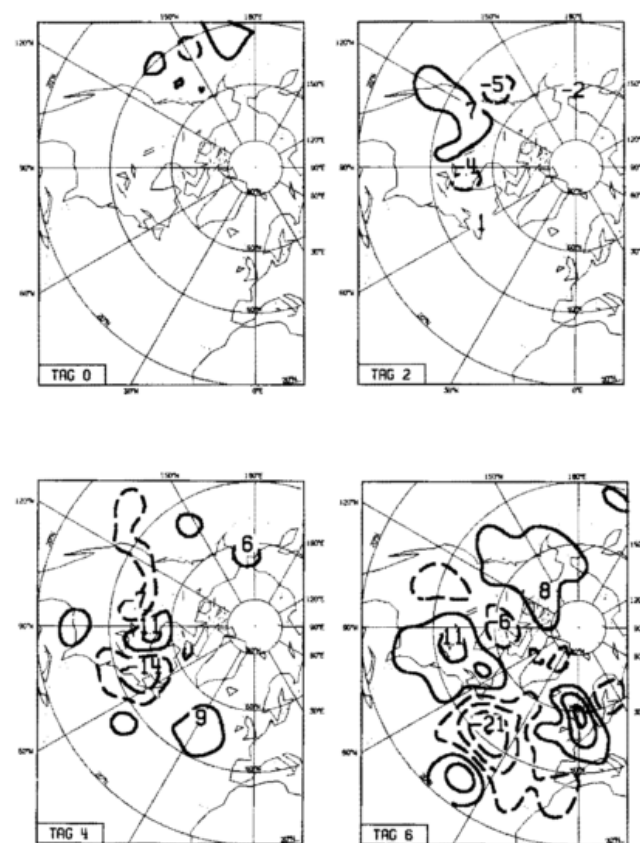


Abb. 3: Differenzen im 300-mb-Höhenfeld zwischen zwei Vorhersagen auf Grund von Analysenmethoden, die Beobachtungsdaten in der Nähe des Wetterschiffes P unterschiedlich bewerteten (von HOLLINGSWORTH et al., 1984). Isolinien bei 3, 9, 15 und 21 Dekametern.

Anhand der Tabelle 1 soll gezeigt werden, wie die Vorhersagegüte von der Güte des Analyseverfahrens abhängt. Hierzu vergleichen wir Vorhersagen aufgrund von Analysen mit dem EZMW-Verfahren, wie es 1980 routinemäßig benutzt wurde, mit Vorhersagen für dieselben Termine aufgrund von Analysen mit dem EZMW-Verfahren von 1982. Man erkennt eine Verbesserung bei den schlechten Vorhersagen und eine Verschlechterung der besten Vorhersage. Das vorliegende Ensemble ist zu klein, um eine signifikante Aussage darüber machen zu können, ob das neuere Analyseverfahren bessere Ergebnisse liefert, man kann aber erkennen, daß das Analyseverfahren die Vorhersagegüte beeinflusst.

Tab. 1: Mittlerer quadratischer Fehler des 500-mb-Höhenfeldes zwischen 20 ° und 82 ° N für die 5-Tagesvorhersage

	1980	1982	Analysen
17. 2. 79 00 Z	97	87	
18. 2. 79 00 Z	97	92	
18. 2. 79 12 Z	84	85	
19. 2. 79 12 Z	71	81	
Mittel	88	86	

Anhand der Tabelle 2 wird der Einfluß verschiedener Beobachtungssysteme auf die Vorhersagequalität gezeigt. Es wurden Analysen mit demselben Analysenverfahren auf Grund einer unterschiedlichen Auswahl von Beobachtungsdaten erstellt. In Abbildung 2 wurde bereits als Beispiel ein Feld mittlerer quadratischer Abweichungen zwischen solchen Analysen gezeigt. Diese Analysen wurden anschließend als Ausgangsdaten für einige 10-Tagesvorhersagen benutzt. Auf beiden Hemisphären ist die Vorhersagequalität deutlich höher, wenn alle verfügbaren Beobachtungsdaten für die Analysen benutzt werden. Der totale Verlust der Radiosonden- oder der Satellitendaten führt zu einer klaren Abnahme der Vorhersagegüte. Der Einfluß der Radiosonden ist in der Südhemisphäre nur gering, da es dort nur wenige Stationen gibt. Für die Nordhemisphäre führt erst der Verlust von Satelliten- und Flugzeugdaten zu ähnlichen Reduktionen der Vorhersagegüte wie der Verlust von allen Radiosondendaten.

Tab. 2: Zeitspanne, während der die Vorhersage nützliche Information enthält. Es ist die Zeit bis zum Unterschreiten des 60%-Niveaus beim Anomalie-Korrelations-Koeffizienten angegeben (BENGTSSON 1983). Einheiten: Tage.

	Nord-hemisphäre	Süd-hemisphäre
Alle FGGE-Daten	7.0	5.5
FGGE ohne Satellitendaten	7.0	3.5
FGGE ohne Satelliten- und ohne Flugzeugdaten	5.5	3.5
FGGE ohne Radiosondendaten	5.7	4.7

3 Güte und Schwächen des Vorhersagemodells

Die meisten Modelle für die numerische Wettervorhersage werden laufend verbessert, und das gilt auch für das EZMW-Modell. Die Verbesserungen seit 1979 in der 3-Tagesvorhersage für eine Auswahl von Routinemodellen ist in Abbildung 4 anhand der mittleren quadratischen Fehler des 500-mb-Höhenfeldes dargestellt. Zu einem sieht man einen Jahreszyklus in den Fehlern. Im Winterquartal, wenn die Zirkulation am stärksten ist und große Schwankungen aufweist, findet man die größten Fehler. Zum anderen findet man eine mittlere Abnahme von 2—5 m zwischen 1979 und 1982. Alle Modelle zeigen denselben Trend.

Die Fehler des EZMW-Modells sind meistens um 5 bis 10 m geringer als die der anderen Wetterdienste. Dieses Ergebnis ist kaum erstaunlich, da das Modell des EZMW eine höhere vertikale und horizontale Auflösung hat, die subskaligen Prozesse vollständiger berücksichtigt werden und zwischen Beobachtungstermin und Analyse ein längerer Zeitraum ver-

streicht, um auch spät eintreffende Beobachtungsdaten zu berücksichtigen. Die ersten beiden Punkte sind möglich, weil dem EZMW eine schnellere Rechenmaschine zur Verfügung steht als den meisten anderen Wetterdiensten, und es kann mit seiner Analyse länger als andere warten, weil die Produkte nicht für die Kurzfristvorhersage zur Verfügung stehen müssen.

Die besseren 3-Tagesvorhersagen des EZMW sind daher auch von geringerer praktischer Bedeutung als die Abbildung 4 vermuten läßt. Sie steht nämlich dem Wetterberater erst mit 12 Stunden Verspätung zur Verfügung (der genaue Zeitplan wurde im Beitrag von BÖTTGER beschrieben). Bessere Kurzfristvorhersagen sind jedoch notwendig, um im mittelfristigen Bereich annehmbare Vorhersagen zu erzielen.

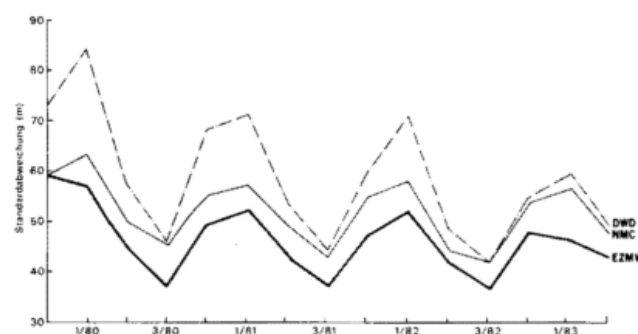


Abb. 4: Standardabweichung des 500-mb-Höhenfeldes der 3-Tagesvorhersagen des DWD, NMC und des EZMW seit 1979. Es sind vierteljährliche Mittelwerte dargestellt (von LANGE u. HELLSTEN, 1984).

Die in Abbildung 4 dargestellten Gütemaßzahlen sind vierteljährliche Mittelwerte, und in Abbildung 5 wollen wir untersuchen, wie groß die Schwankungen solcher Gütemaßzahlen von Tag zu Tag sind. In Abbildung 5 sind die Anomalie-Korrelations-Koeffizienten für den November 1983 für die Vorhersagezeitspannen von 1, 3, 5 und 7 Tagen dargestellt. Vom 10. bis 20. November wurden sehr gute Vorhersagen erstellt (große Werte), anschließend sank die Qualität stark ab und am Ende des Monats waren die Vorhersagen für den 5. Tag von geringerer Qualität als die Vorhersagen für den 7. Tag in der Mitte des Monats. Das 60%-Niveau ist besonders gekennzeichnet, da es häufig als Grenzkriterium für die Brauchbarkeit der Vorhersage benutzt wird. Nach diesem Kriterium würde die Vorhersage vom 28. November über den 4. Tag hinaus unbrauchbar sein. Dieses Kriterium wurde auch in den Experimenten benutzt, die in Abschnitt 2.3 beschrieben wurden.

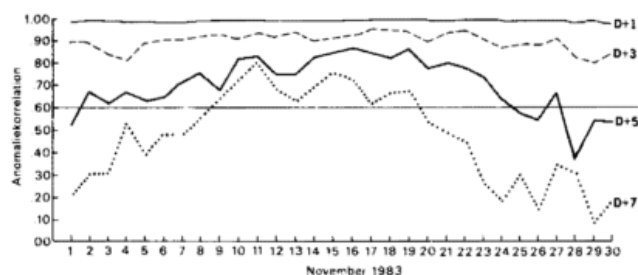


Abb. 5: Tägliche Anomalie-Korrelations-Koeffizienten des 500-mb-Höhenfeldes in den EZMW-Vorhersagen für den 1., 3., 5. und 7. Tag nördlich von 20 ° N im November 1983.

Man darf ein solches Kriterium nicht zu wörtlich nehmen, besonders wenn man einzelne Vorhersagen betrachtet, anhand von Abbildung 6 und 7 soll aber veranschaulicht werden, daß dieses Gütemaß mit einer subjektiven Beurteilung der Vorhersage in Einklang steht. Abbildung 6 zeigt die Vorhersage vom 11. November 1983, die in Abbildung 5 als besonders gut beschrieben wird. Die Vorhersage für den 4. Tag weist einen Anomalie-Korrelations-Koeffizienten von 86% auf. Ein Vergleich zwischen Analyse und Vorhersage für diesen Tag bestätigt, daß die 500-mb-Höhenfelder in vielen Einzelheiten übereinstimmen. Auch die Vorhersage für den 7. Tag mit einem Anomalie-Korrelations-Koeffizienten von 80% weist noch große Übereinstimmungen zwischen beiden Feldern auf, obwohl schon mehrere Details fehlerhaft vorhergesagt wurden. Man kann ohne weiteres diese Vorhersage für den 7. Tag als brauchbar bezeichnen.

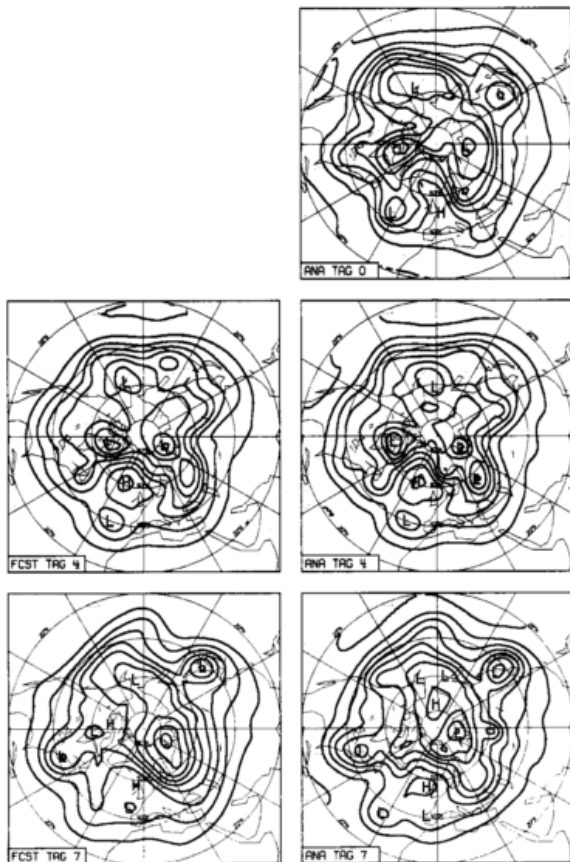


Abb. 6: 500-mb-Höhenkarte der Vorhersage vom 11. November 1983. Es werden die Ausgangssituation und die Vorhersage mit den verifizierenden Analysen für den 4. und 7. Tag dargestellt. Isolinienabstand 120 m.

Als Beispiel für eine schlechte Vorhersage zeigt Abbildung 7 die Vorhersage vom 28. November mit einem Anomalie-Korrelations-Koeffizienten von 69% für den 4. Tag und 43% für den 7. Tag. Am 4. Tag sind die groben Strukturen noch richtig wiedergegeben aber in vielen Einzelheiten fehlerhafter als in der 7-Tagesvorhersage im vorherigen Beispiel, z. B. fehlt der Kaltlufttropfen über dem Mittelmeer. In der Vorhersage für den 7. Tag sind auch die groben Strukturen ungenau vorhergesagt, und man kann diese Vorhersage, wenigstens wenn man den augenblicklichen Zustand der Atmosphäre betrachtet, als unbrauchbar bezeichnen, was

auch auf Grund des niedrigen Anomalie-Korrelations-Koeffizienten (weniger als 60%) zu erwarten ist.

Beide verifizierenden Analysen in den Abbildungen 6 und 7 weisen über Europa ein blockierendes Hoch auf, das aber nur am 11. November vorhergesagt wurde. Es wäre von entscheidendem Vorteil, wenn der Wetterberater schon im voraus Hinweise hätte, mit welcher Wahrscheinlichkeit eine Vorhersage eintreffen würde. Diese können durch objektive statistische Untersuchungen (z. B. MOS, s. EZMW Seminar 1982) oder durch die Erfahrung der Synoptiker gewonnen werden. Ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden hier vorgestellten Vorhersagen ist, daß das blockierende Hoch in der Vorhersage vom 11. November bereits in der Analyse vorhanden war, während es sich in dem anderen Fall erst entwickelte. Man darf diesen Fall jedoch nicht einfach verallgemeinern und weitere Untersuchungen sind noch notwendig.

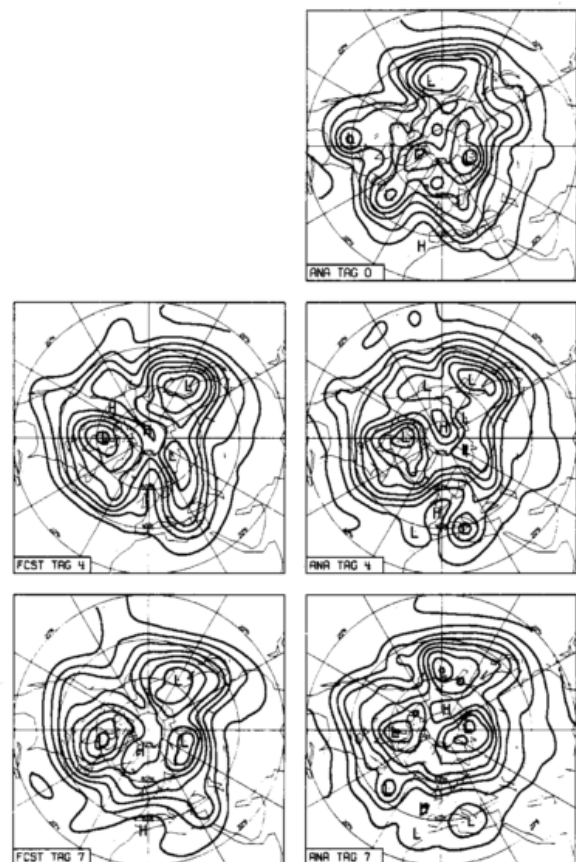


Abb. 7: 500-mb-Höhenkarte der Vorhersage vom 28. November 1983. Es werden die Ausgangssituation und die Vorhersage mit den verifizierenden Analysen für den 4. und 7. Tag dargestellt. Isolinienabstand 120 m.

In den hier beschriebenen Beispielen waren die Vorhersagen für die ganze Nordhemisphäre gleichmäßig gut oder schlecht, häufiger findet man regional recht unterschiedliche Vorhersagegüten. So findet man gerade für Europa häufig ungenauere Vorhersagen als für die USA. Dieses hängt einmal mit der besonderen Variabilität der atmosphärischen Zirkulation über Europa aber auch mit der geographischen Verteilung eines systematischen Modellfehlers zusammen, der besonders die Vorhersagen für Europa beeinflusst. Dieser Fehler, der auch in Modellen anderer Wetterzentralen zu finden ist (s. LANGE u. HELLISTEN 1984) wird im nächsten Abschnitt näher untersucht.

3.1 Modellfehler in den zeitlich gemittelten Feldern

Wir beginnen die Beschreibung des Fehlers der zeitlich gemittelten Felder mit der Darstellung des Windfehlers. In Abbildung 8 sind die analysierten zonalen Mittel des zonalen Windes für die Monate Dezember, Januar und Februar zusammen mit dem Fehler der mittleren 10-Tagesvorhersagen dargestellt. Der dominierende Fehler ist eine Zunahme der Ostwinde (Abnahme der Westwinde) in der oberen tropischen Troposphäre. Dieser und andere Fehler in den Tropen, die hier nicht gezeigt werden, wachsen sehr schnell an und können auch zu den Fehlern in den mittleren Breiten beitragen. Es gibt mehrere Spekulationen für die Ursache der systematischen Fehler in den Tropen. Die Parametrisierung der Konvektion ist sicherlich ein bedeutender Faktor, aber wir sind noch weit von einer Lösung entfernt.

Eine interessante Struktur im Fehlerfeld des mittleren zonalen Windes findet man im Bereich des subtropischen Strahlstromes. Oberhalb ist der vorhergesagte Wind verstärkt und unterhalb leicht abgeschwächt. Dieses bedeutet eine Aufwärtsverschiebung des Jetkerns. Der Windfehler ist geostrophisch balanciert und geht mit einer Aufwärtsverschiebung der Tropopause einher, die weiter unten behandelt werden wird. Dieser Fehler ist typisch für viele andere Modelle (s. TENENBAUM 1982).

In Abbildung 8 findet man weiterhin eine Zunahme des mittleren Westwinds zwischen 35°N und 55°N sowie zwischen

40°S und 50°S und eine Abnahme in den übrigen Breitenzonen. Dieser Fehler weist eine leichte Zunahme mit der Höhe auf und kann als eine Polwärtsverschiebung des Subtropenjets im Modell interpretiert werden. Da er viele Verbindungen mit anderen Fehlern erkennen läßt, werden wir noch häufiger darauf zurückkommen.

Es wird hier nur der Fehler für den nordhemisphärischen Winter gezeigt, da im Winter die systematischen Fehler am deutlichsten zu Tage treten und wir uns auf die Nordhemisphäre konzentrieren wollen, die wesentlichen Merkmale des systematischen Fehlers findet man aber auf beiden Hemisphären. Das Fehlerfeld des mittleren zonalen Windes für die Monate Juni, Juli und August ist fast identisch mit dem in Abbildung 8 gezeigten, jedoch am Äquator gespiegelt, während das Windfeld selbst eine viel größere Asymmetrie aufweist.

Bevor wir den Fehler im Windfeld weiter untersuchen, werden wir in Abbildung 9 und 10 die geographische Verteilung der mittleren Zirkulation betrachten. In Abbildung 9 ist das mittlere 500-mb-Höhenfeld aller 10-Tagesvorhersagen und der verifizierenden Analysen für den Winter dargestellt. In den Vorhersagen ist die Zirkulation zonal ausgerichtet als in den Analysen, besonders nördlich von 40°N . Der Trog über dem östlichen Kanada aber auch die Rücken über dem östlichen Atlantik und über Alaska sind abgeschwächt. Die Abschwächung beider Rücken geht mit einer verringerten Trennung des subtropischen und polaren Jetstromes einher.

Die Differenz zwischen beiden Feldern der Abbildung 9 ist in der unteren Karte der Abbildung 10 wiedergegeben. Die dominierende Struktur ist ein Dipol mit zu niedrig vorhergesagten Höhen über Mitteleuropa sowie über Alaska und dem nördlichen Pazifik.

Auch diese Fehlerstruktur findet man in Vorhersagen anderer Wetterzentralen. Sie ist nicht auf das 500-mb-Niveau beschränkt, sondern gilt für alle Flächen mit wachsenden Amplituden in großen Höhen. Im 1000-mb-Höhenfeld sind noch kleinräumige, zum Teil orographisch bedingte Strukturen überlagert, die mit zunehmender Höhe immer geringer werden.

In dem dargestellten Mittelwert wurden 180 Termine berücksichtigt, jedoch reichen schon kleinere Zeiträume aus, um ähnliche Fehlerstrukturen zu erhalten. Dieser Fehler wächst mit der Vorhersagelänge fast linear bis zu den hier gezeigten Werten für den 10. Tag an. Wird die Vorhersage über 10 Tage hinaus weitergeführt, so stellt sich nach ca. 20 Tagen ein Gleichgewicht ein, mit Abweichungen von klimatologischen Mittel über Europa und Alaska von 160 bzw. 190 m. Jede einzelne Vorhersage, die weit genug in die Zukunft integriert wurde, meist bis zu 50 Tagen, wies gegen Ende diesen Fehler auf.

Durch Korrektur einzelner Vorhersagen mit einem mittleren Fehlerfeld, abhängig von der Jahreszeit, dem Niveau und dem Vorhersagezeitraum, ist es möglich, die Gütemaßzahlen zu verbessern, wie weit dieses auch zu einer Verbesserung der endgültigen Vorhersage führt, ist schwer abzuschätzen (EZMW Seminar 1982). Die Ursache dieses Fehlers ist noch unbekannt, wir wissen aber, daß er mit zunehmender horizontaler Auflösung verstärkt wird. Seit Bestehen des EZMW wird daran gearbeitet, die Ursachen zu erforschen. Viele kleine

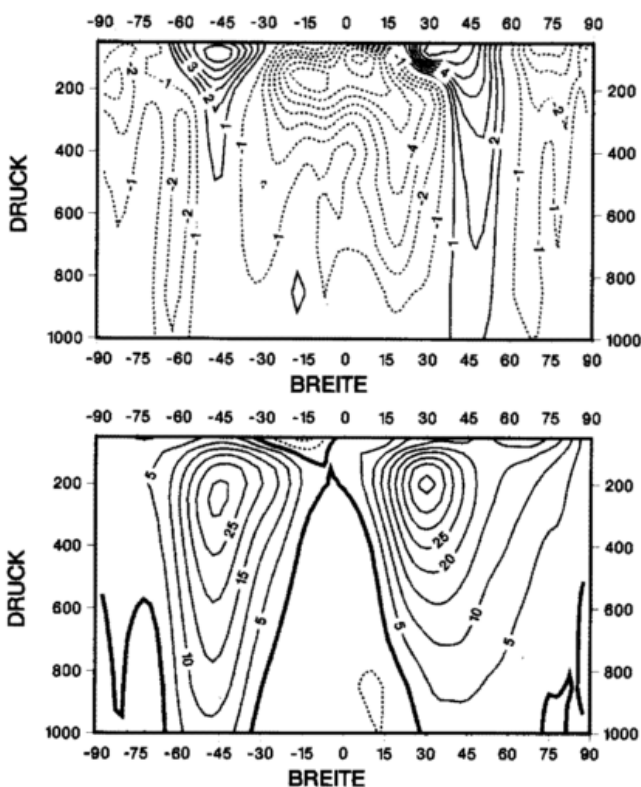


Abb. 8: Zonales Mittel des zonalen Windes für die Monate Dezember, Januar und Februar in der Zeit von Dezember 1981 bis Februar 1983.

Unten: Werte aus den Analysendaten (Isolinienabstand 5 m/s).

Oben: Differenzen zwischen den 10 Tagesvorhersagen und den Analysen (Isolinienabstand 1 m/s, die Nulllinie wurde unterdrückt).

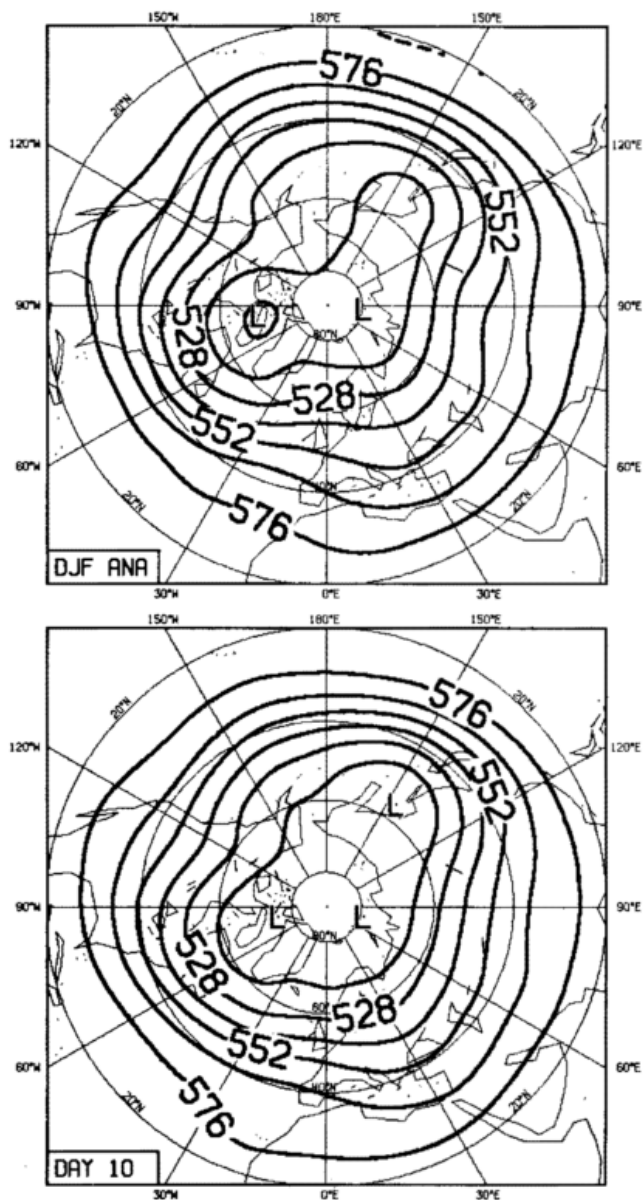


Abb. 9: Mittleres 500-mb-Höhenfeld während der Winter 1981/82 und 1982/83. Isolinienabstand 80 m.
Oben: Analysen
Unten: Vorhersagen für den 10. Tag.

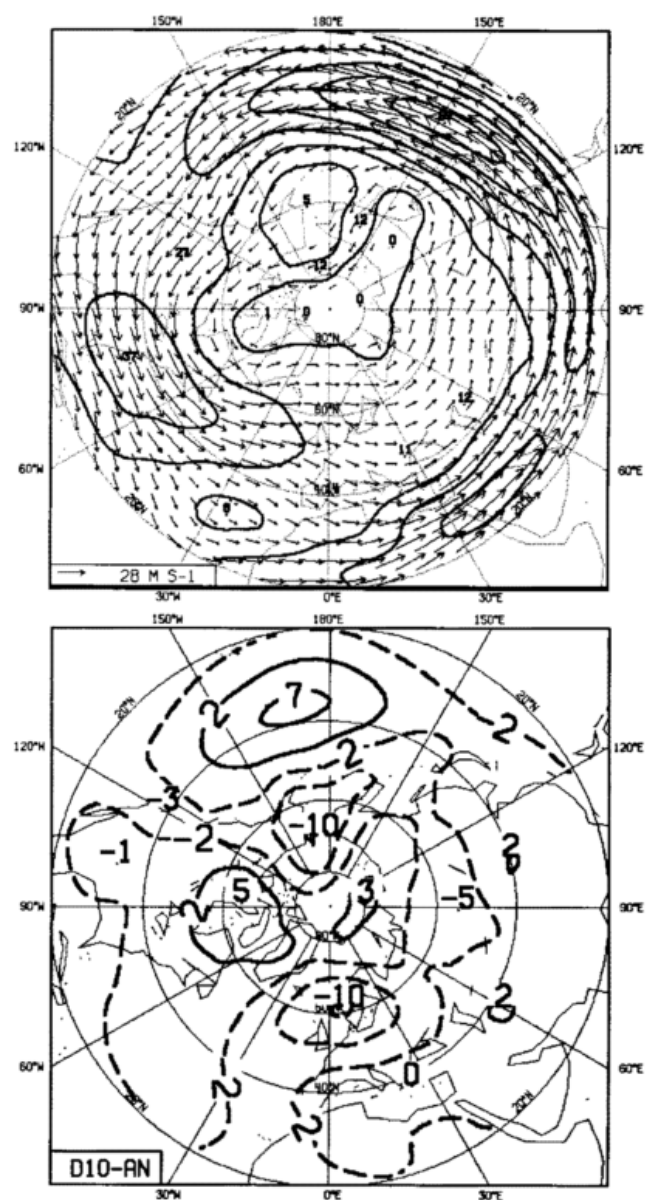


Abb. 10: Unten: Mittlerer Unterschied im 500-mb-Höhenfeld zwischen den Vorhersagen für den 10. Tag und den verifizierenden Analysen (Differenz der Karten in Abbildung 9). Isolinienabstand 20 m.
Oben: Analysiertes mittleres 300-mb-Windfeld für dieselben Wintermonate. Isotachenabstand 10 m/s.

Verbesserungen im Modell und im Analysenverfahren, aber auch die Einführung einer neuen Orographie haben zu einer Reduzierung der Amplituden dieses Fehlers geführt. HOLLINGSWORTH et al. (1980) zeigten noch mittlere Fehler über Europa und Alaska von über 300 m. Weitere Verbesserungen scheinen durch eine erneute Veränderung der Modell-orographie (WALLACE et al. 1983) und durch eine realistischere Parametrisierung der Cumuluskonvektion möglich.

Die Fehlerverteilung des 500-mb-Höhenfeldes kann auch benutzt werden, um die geographische Verteilung des Windfehlers abzuschätzen. Dem Fehler im Geopotentialfeld entspricht ein geostrophischer Wind, der zyklonal um die Zentren der negativen Abweichung weht. Für den Breitenbereich 35°N bis 60°N resultiert daraus eine Zunahme des Westwindes in den Vorhersagen über Mitteleuropa und dem nördlichen Pazifik. Die in Abbildung 8 beschriebene Zunahme der Westwinde im zonalen Mittel in diesem Breitenbereich resul-

tiert also aus zwei geographisch eng begrenzten Gebieten. Ein Vergleich mit der mittleren Verteilung des Windes im 300-mb-Niveau (Abb. 10, oben) zeigt, daß diese Zunahme der Westwinde in Gebieten erfolgt, in denen nur schwache Winde analysiert wurden. Nördlich der Zentren mit stärkster Reduzierung des 500-mb-Höhenfeldes ergibt sich eine Abnahme der Westwinde in den Vorhersagen; die Zweige des Polarjets nördlich der Beringstraße und über Skandinavien werden in der Vorhersage abgeschwächt.

Es wurde bereits oben erwähnt, daß die mittleren Felder im Wind- und im Höhenfeld eng gekoppelt sind, und es wurde auch auf Verbindungen mit dem Temperaturfeld hingewiesen, nämlich eine Aufwärtsverschiebung sowohl der Tropopause als auch des Subtropenjets. In Abbildung 11 wird dieser Fehler mit Hilfe von mittleren Temperaturprofilen in verschiedenen geographischen Breiten veranschaulicht. In allen Profilen

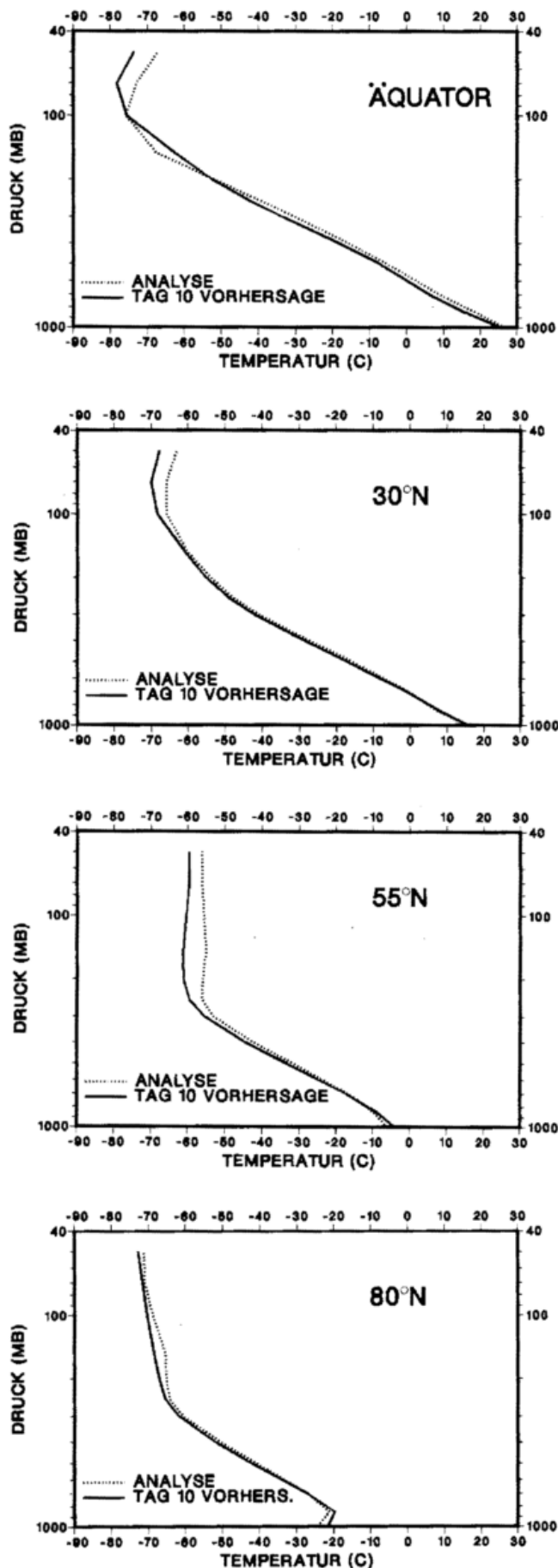


Abb. 11: Mittlere Temperaturprofile in den Analysen und Vorhersagen für den 10. Tag für ausgewählte Breitenkreise im Winter.

ist zu erkennen, daß das Temperaturminimum (Tropopause) in den Vorhersagen in einem höheren Niveau erreicht wird als in den Analysen, am deutlichsten am Äquator. Weiterhin finden wir, daß die Tropopause im Modell schwächer ausgeprägt ist als in der Analyse. Die Aufwärtsverschiebung der Tropopause geht mit der Abkühlung der Stratosphäre bis zu 6°C einher. Diese Abkühlung wird wahrscheinlich durch eine unzureichende Parametrisierung der Strahlungsflüsse verursacht.

In polaren Gebieten und in den gemäßigten Breiten wird die untere Troposphäre in den Vorhersagen erwärmt. Zusammen mit der Abkühlung in der Stratosphäre führt dieses zu einer Abnahme der statischen Stabilität. Wir werden auf die Bedeutung dieser Labilisierung später zurückkommen.

Die Temperaturfehler in der unteren Troposphäre wollen wir mit Abbildung 12 genauer untersuchen. Es ist der mittlere Fehler der 850-mb-Temperatur im Sommer und Winter dar-

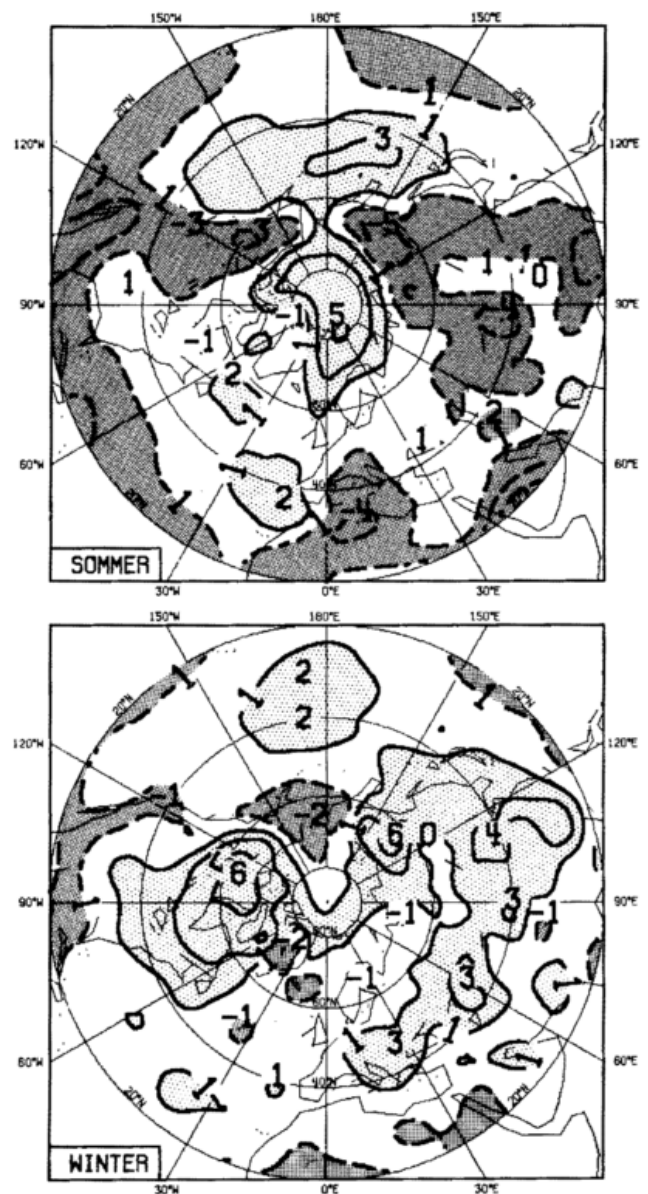


Abb. 12: Mittlere Unterschiede im 850-mb-Temperaturfeld zwischen Vorhersagen für den 10. Tag und den verifizierenden Analysen im Winter (unten) und Sommer (oben). Isolinienabstand 2°C .

gestellt. Die Erwärmung in der unteren Troposphäre, die wir gerade im zonalen Mittel erkannt hatten, ist offensichtlich im Winter auf dem Bereich der Kontinente beschränkt. Eine Intensivierung des Austausches zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre könnte zu Verbesserungen dieses Fehlers führen. Auch die überwiegend zu niedrig vorhergesagten Temperaturen über den Kontinenten im Sommer unterstützen diese Vermutung. Eine Verstärkung des Austausches zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre könnte durch eine Änderung der Parametrisierung dieser Prozesse erreicht werden, aber auch durch die Einführung der Tagesganges im Sonnenstand.

3.2 Systematische Fehler in der Vorhersage transienter Phänomene

Da die mittlere Zirkulation der Atmosphäre die Bewegung und Entwicklung von Zyklonen und baroklinen Wellen beeinflusst, müssen wir auch systematische Fehler in transienten Systemen erwarten. In Abbildung 13 wird dieses anhand einer Häufigkeitsverteilung von Zyklonen veranschaulicht. Während sechs Wintermonaten hat AKYILDIZ (1984) untersucht, wie häufig Tiefdruckzentren in den verschiedenen Gebieten analysiert und vorhergesagt werden. Die Darstellung für die Analysen gibt die mittlere Zugbahn der Zyklonen von südlich Neufundlands zur Norwegischen See wieder. In Übereinstimmung mit der oben genannten Zonalisierung der mittleren Zirkulation finden wir in der Darstellung für die 10-Tagesvorhersagen auch eine Zonalisierung der Zyklonen-zugbahn. In den Analysen traten im Bereich der Nordsee und Dänemarks weniger als zwei Tiefdruckgebiete auf, während sich die Anzahl in den Vorhersagen vervierfacht hat, d. h., daß die Zyklonen im Modell weiter nach Osten wandern. Ein

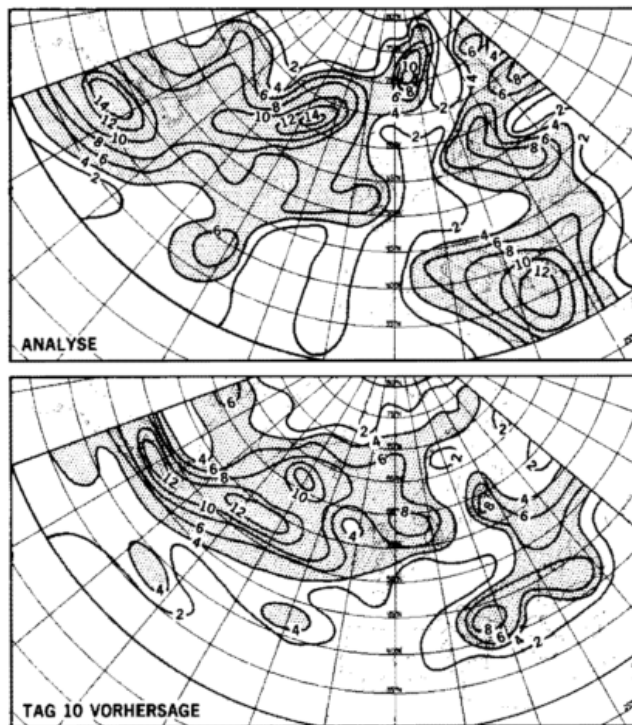


Abb. 13: Häufigkeitsverteilung von Zyklonenzentren (relative Minima im 1000-mb-Höhenfeld) in Feldern von 10° Länge x 5° Breite in den Vorhersagen für den 10. Tag und den verifizierenden Analysen während der Winter 1980/81 und 1981/82 (von AKYILDIZ, 1984).

weiterer typischer Fehler, der auch im Beispiel der Abbildung 7 auftrat, ist die zu geringe Häufigkeit von Zyklonen über dem Mittelmeer.

Man findet auch Modellfehler, bei denen ein Zusammenhang zwischen mittlerer und transients Strömung nicht leicht erkennbar ist. Abbildung 14 zeigt, wie schnell sich Zyklonen in den Vorhersagen und in den Analysen vertiefen oder auffüllen. Da für diesen Vergleich nur Zyklonenentwicklungen berücksichtigt werden können, die im Modell und in der Analyse ähnlich vertiefen, ist diese Statistik auf kurzfristige Vorhersagen beschränkt. Es zeigt sich, daß von 23 Fällen mit Vertiefungen nur 12 richtig vorhergesagt wurden, während sich einer zu schnell und 10 zu langsam vertiefen. Experimente mit einer extremen Zyklonenentwicklung (SIMMONS 1981) deuten an, daß diese Fehler durch eine Erhöhung der horizontalen Auflösung im Modell verringert werden kann. Auch beim Auffüllen der Zyklonen findet man häufig zu langsame Entwicklungen.

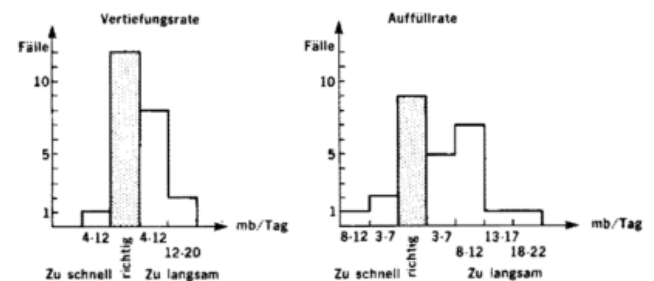


Abb. 14: Vergleich der Geschwindigkeiten, mit denen sich Zyklonen in den Vorhersagen und Analysen vertiefen (links) und auffüllen (rechts) (von AKYILDIZ, 1984).

KLINKER und CAPALDO (1984) versuchten, das Verhalten der transienten Strömung systematisch zu untersuchen, indem sie für lange Datenreihen die Beiträge zur zonalen und zeitlichen Varianz analysierten. In Abbildung 15 werden die Quadrate der Amplituden der hochfrequenten, baroklinen Wellen in den Vorhersagen für den dritten Tag mit denen der verifizierenden Analyse verglichen. Auffällig ist eine Verstärkung der Varianzen in der Breitenzone zwischen 35°N und 50°N und eine Abschwächung nördlich und südlich dieser Zone. Ein Vergleich mit dem Fehler im mittleren Zonalstrom (Abb. 8) läßt große Ähnlichkeiten erkennen. Die

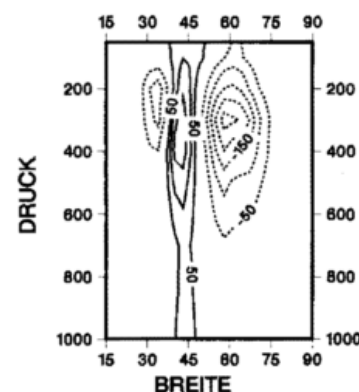


Abb. 15: Unterschiede zwischen den Varianzen des Höhenfeldes der hochfrequenten baroklinen Wellen zwischen den Vorhersagen für den 3. Tag und den verifizierenden Analysen im Winter 1980/81 (von KLINKER u. CAPALDO, 1984).

baroklinen Wellen sind an die Polarfront gekoppelt und eine Zonalisierung dieser Front geht offensichtlich mit einer Konzentration der baroklinen Wellen auf einem schmalen Breitenbereich einher. Dieses stimmt auch mit den Schlüssen aufgrund der Abbildung 13 überein.

In der oberen Troposphäre (Abbildung 15) nehmen im Mittel die Varianzen ab, während sie in der unteren Troposphäre zunehmen. Diese vertikale Struktur im Fehler können wir in Zusammenhang mit Fehlern im zeitlich gemittelten Temperaturfeld bringen. In Abbildung 11 wurde auf eine Abnahme der statischen Stabilität in der unteren Troposphäre hingewiesen, die aufgrund der Theorie der baroklinen Wellen mit einer Intensivierung der baroklinen Wellen in der unteren Troposphäre im Zusammenhang stehen kann. Die vorwiegende Abschwächung der baroklinen Wellen im Tropopausenniveau könnte mit der Abflachung der Tropopause in Verbindung stehen, aber notwendige Experimente, um dieses zu zeigen, stehen noch aus.

Neben den Amplituden der baroklinen Wellen ist auch deren vertikale und horizontale Struktur von großer Bedeutung. In Abbildung 16 werden die vertikalen Achsen der Wellentröge in den 3-Tagesvorhersagen mit denen in den Analysen für eine einzelne Welle verglichen. Der wesentliche Fehler in der Vorhersage ist eine zu starke Vorwärtsneigung der Temperaturwelle mit der Höhe. Dieser Fehler ist besonders stark in der unteren Troposphäre. Aufgrund der Theorie der baroklinen Wellen geht eine solche stärkere Vorwärtsneigung mit einer Intensivierung dieser Wellen einher und könnte mit der bereits beschriebenen Zunahme der Amplituden dieser Wellen in der unteren Troposphäre in Verbindung stehen. Hier wird nur der Fehler für eine einzelne Welle gezeigt, man findet ihn jedoch in fast allen hochfrequenten baroklinen Wellen.

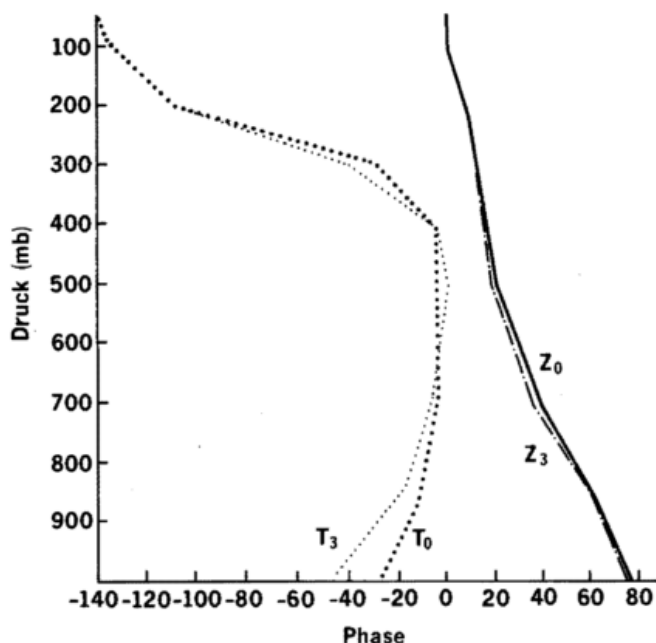


Abb. 16: Mittlere vertikale Phasenstruktur der Wellen mit der Wellenzahl 6 und der Periode 5.3 Tage relativ zueinander. Die Phasen der Temperatur- und Höhenfelder in den Vorhersagen für den 3. Tag und in den verifizierenden Analysen im Winter 1980/81 werden miteinander verglichen (von KLINKER u. CAPALDO, 1984).

Das gilt auch für den Fehler der in Abbildung 17 gezeigten horizontalen Achsenneigung im 500-mb-Höhenfeld. Die Achsenneigung südlich von 45°N ist in der Vorhersage größer als in den Analysen. Unter geostrophischen Bedingungen ist die Achsenneigung proportional zum groß-turbulenten meridionalen Impulsfluß. Eine Zunahme der Achsenneigung südlich von 45°N bedeutet daher auch eine Zunahme des Impulsflusses. Da die Divergenz des Impulsflusses ein wichtiges Glied in der Haushaltsgleichung für den zonal gemittelten Wind ist, ergibt sich wieder eine Verbindung zwischen Fehlern in der zeitlich gemittelten Zirkulation und Fehlern in der transienten Strömung. Die Unterschiede in der horizontalen Achsenneigung lassen eine erhöhte Konvergenz des turbulenten Impulsflusses im Bereich um 45°N und eine erhöhte Divergenz weiter südlich erkennen, eine Verteilung, die mit der in Abbildung 8 beschriebenen Fehlerstruktur des mittleren Zonalstromes in Einklang steht.

Wenn man die Haushaltsgleichung für den mittleren zonalen Wind betrachtet, liegt der Schluß nahe, daß die Änderung in der Struktur der baroklinen Wellen für den Fehler im mittleren Zonalstrom verantwortlich ist. Man kann aber auch anders herum argumentieren, nämlich daß durch den Fehler im mittleren Zonalstrom die Wellen verzerrt werden, d. h. sie werden im Modell südlich von 35°N relativ gebremst und nördlich davon beschleunigt. Dadurch entsteht eine größere Achsenneigung. Ursache und Wirkung können nicht voneinander getrennt werden, und dieses Problem tritt häufig bei diagnostischen Untersuchungen des systematischen Fehlers des Modells auf.

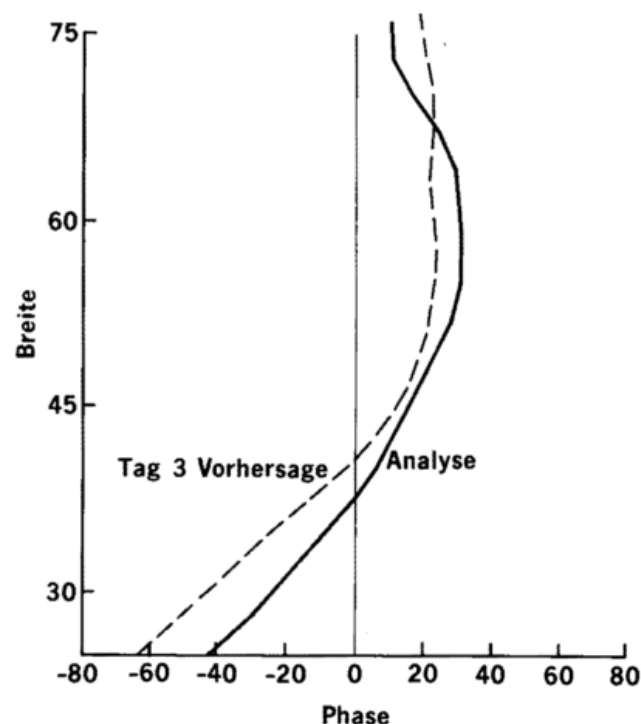


Abb. 17: Breitenabhängigkeit der Trogachsen der Wellen mit der zonalen Wellenzahl 6 und der Periode 5.3 Tage in 500-mb-Höhenfeld relativ zueinander. Vorhersagen für den 3. Tag werden mit den verifizierenden Analysen verglichen.

4 Schlußbetrachtung

Es wurden die Verfügbarkeit und die Genauigkeit von Beobachtungsdaten, die Probleme, diese Daten zu einer einheitlichen Beschreibung der Atmosphäre zu vereinigen, und die Schwierigkeiten, eine Vorhersage aufgrund dieser Anfangsfelder durchzuführen, diskutiert. Alle diese Schritte tragen zu Ungenauigkeiten in den Vorhersagen bei und es ist daher wichtig, das schwächste Glied in dieser Kette von Aufgaben zu kennen, um die Anstrengung auf die Korrektur des wichtigen Problems zu konzentrieren. ARPE et al. (1984) kommen zu dem Schluß, daß im Vorhersagebereich von 2—5 Tagen das Modell den Hauptbeitrag zu den Vorhersagefehlern liefert, daß jedoch nach 5 Tagen die Analysengenauigkeit entscheidend an Bedeutung gewinnt. Wenn es gelingen sollte, den Fehler der Modelle zu halbieren, würden auch im kürzeren Vorhersagebereich die Analysenfehler an Bedeutung zunehmen. Die in diesem Beitrag gezeigten systematischen Fehler basieren auf Vorhersagedaten mit dem Gitterpunktmodell des EZMW. Vorläufige Vergleiche mit Daten des Spektralmodells, das seit April 1983 routinemäßig eingesetzt wird, zeigen aber keine wesentlichen Unterschiede.

Literatur

- ECMWF Seminar proceedings on interpretation of numerical weather prediction products, 13—17 September 1982.
- AKYILDIZ, V.: A synoptic analysis of cyclones in the ECMWF analyses and the forecasts for the winter seasons of 1980—81, 1981—82. (Zur Veröffentlichung in Tellus eingereicht.)
- ARPE, K.; HOLLINGSWORTH, A.; LORENC, A.; TRACTON, M. S.; UPPALA, S.; KALLBERG, P.: The response of numerical weather prediction systems to FGGE level II-b data. Pt. II: Forecast verifications and implications for predictability. (Zur Veröffentlichung im Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. eingereicht.)
- BENGTSSON, L.: Operational requirements of long-range forecasting. The WMO/CAS JSC Expert Study Meeting on long-range forecasting, Princeton, 1—4 December 1982. WMO Programme on short, medium, and long range weather prediction research, 1983. 11 S.
- HOLLINGSWORTH, A.; ARPE, K.; TIEDTKE, M.; CAPALDO, M.; SAVIJÄRVI, H.: The performance of a medium-range forecast model in winter — impact of physical parameterizations. Monthly Weather Rev. 108 (1980) S. 1736—1773.
- HOLLINGSWORTH, A.; LORENC, A.; TRACTON, M. S.; ARPE, K.; CATS, G.; UPPALA, S.; KALLBERG, P.: The response of numerical weather prediction systems to FGGE level II-b data. Pt. I: Analyses. (Zur Veröffentlichung im Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. eingereicht.)
- JÄRVENOJA, S.: An intercomparison of different numerical 500 mb height analyses in the northern hemisphere for the FGGE year. Department of Meteorology, Univ. Helsinki, Rep. No 22 (1982) 23 S.
- KLINKER, E.; CAPALDO, M.: Systematic errors in the baroclinic waves of the ECMWF model. ECMWF Techn. Rep. No. 40 (1984) 86 S.
- LANGE, A.; HELLSTEN, E.: Results of the WMO/CAS NWP Data study and intercomparison project for forecasts for the northern hemisphere in 1983. WMO program on weather prediction research, short- and medium-range weather prediction research publication series. (Eingereicht zur Veröffentlichung.)
- SIMMONS, A. J.: Current problems in medium range forecasting at ECMWF. In: Proceedings of the ECMWF Seminar on problems and prospects in long and medium range weather forecasting (1981) S. 113—140.
- TENENBAUM, J.: Integrated and spectral energetics studies of the GLAS general circulation model. Monthly Weather Rev. 110 (1982) S. 962—980.
- WALLACE, J. M.; TIBALDI, S.; SIMMONS, A. J.: Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 109 (1983) S. 683—717.

Neuerscheinungen

- BAUMGARTNER, A.; REICHEL, E.; WEBER, G.
Der Wasserhaushalt der Alpen. München, Wien: Oldenbourg 1983. 343 S. u. Kartenteil. ISBN 3-486-27251-9.
- GRACE, J.
Plant-atmosphere relationships. London, New York: Chapman and Hall 1983. 92 S. ISBN 0-412-23180-8.
- LEWIS, J. S.; PRINN, R. G.
Planets and their atmospheres. Origin and evolution. Orlando/FL u.a.: Academic Press 1984. VII, 470 S. (= Internat. Geophys. Ser. 33). ISBN 0-12-446580-3.

- SALTZMAN, B. (Ed.)
Theory of climate. Proc. of a Sympos. ... 200. Anniversary Acad. Sci. Lisbon, Oct. 12—14, 1981, Lisbon, Portugal. New York, London u.a.: Academic Press 1983. XII, 505 S. (= Advances in Geophys. 25). ISBN 0-12-018825-2.
- SULMAN, F. G.
Short- and longterm changes in climate. Vol. 1.2. Boca Raton/FL: CRC Press 1982. 163 S. XV, 168 S. ISBN 0-8493-6420 (Vol. 1), 0-8493-6421-3 (Vol. 2).
- DE WISPELAERE, C. (Ed.)
Air pollution modeling and its application II. New York, London: Plenum Press 1983. XI, 873 S. (= NATO Challenges in Modern Society, Vol. 3) ISBN 0-306-41115-6.

Im VDI-Verlag in Düsseldorf sind u.a. folgende VDI-Richtlinien erschienen (E = Entwurf):

- VDI 3782, Bl. 3 (E): Ausbreitung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre. Berechnung der Abgasfahnenüberhöhung. (Sept. 1983)
- VDI 3783, Bl. 1 (E): Ausbreitung luftfremder Stoffe. Ausbreitung von störfallbedingten Freisetzungen — Sicherheitsanalyse. (Nov. 1983)
- VDI 3784, Bl. 1 (E): Ausbreitung von Emissionen aus Naturzug-Naßkühltürmen. Beurteilung von Kühlturमासwirkungen. (Dez. 1983)
- VDI 3786, Bl. 6: Meteorologische Messungen für Fragen der Luftreinhaltung. Trübung der bodennahen Atmosphäre. (Okt. 1983)

(Zu beziehen vom Beuth Verlag, Berlin und Köln)

Berichtigungen

Heft 1/2 '83 (Statistische Methoden der Klimatologie) s. Beilage

Heft 3/4 '83, 2. und 3. Umschlagseite:

Es muß heißen: PETZOLDT
(statt PAETZOLD)

S. 49, 2. Sp., Abschn. 1.2.2:

Setze „3 Mobile Meßzüge“ unter Abschn. 1.2.1

S. 54 u. 55: Bilder 2 und 4 sind um 180° zu drehen.

S. 64, 3. Sp., 17 Z. v. o.: Es muß heißen:
Leitbibliothek (statt Leihbibliothek)

Anschrift der Autoren

Dr. L. Bengtsson

Dr. W. Wergen

Dr. M. Tiedtke

Dr. H. Böttger

Dr. K. Arpe

European Centre for Medium
Range Weather Forecasts
Shinfield Park

Reading, Berkshire RG29AX, England

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

Promet dient der Fortbildung von Meteorologen und Wetterberatern. Die Beiträge zum „Thema des Heftes“ sollen den neuesten Stand des zu behandelnden Spezialgebietes auf wissenschaftlicher Basis, jedoch in einer verständlichen und anschaulichen Weise darstellen.

2 Äußere Form des Manuskriptes

2.1 Text

Einseitig auf durchnummerierten DIN-A4 Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, 1 1/2zeilig, ca. 60 Anschläge/Zeile und 30 Zeilen/Seite.

2.2 Gliederung

Numerierung der Haupt- und Unterabschnitte nach dem Dezimalsystem (1, 1.1, 1.2 ..., 2, 2.1, 2.2 usw.).

2.3 Abbildungen, graphische Darstellungen

Kontrastscharfe und reproduktionsfähige Vorlagen (Fotos mit Hochglanz,

Strichzeichnungen mit schwarzer Tusche und klarer Beschriftung). Legenden zu den Abbildungen auf besonderem Blatt beifügen.

2.4 Formeln, Gleichungen

Auf das Notwendige beschränken, deutlich lesbar mit fortlaufender Numerierung in runden Klammern am rechten Textrand.

2.5 Tabellen

Nur im notwendigen Umfang, klar und übersichtlich, ggf. auch als Abbildungen.

2.6 Literaturzitate

Literaturhinweise im Text: ... MÜLLER (1980) ... oder ...(MÜLLER 1980) ...

Literaturverzeichnis:

— Autoren in alphabetischer Reihenfolge. Herausgeber werden durch den Zusatz: „Hrsg.“ gekennzeichnet.

— Zeitschriftenaufsatz:

KURZ, M.: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch. 35 (1982) Nr. 1, S. 21—30.

— Buch:

SCHÖNWIESE, C. D.: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag 1980.

3 Korrekturen

Autoren, die das „Thema des Heftes“ behandeln, erhalten Fahnenabzüge ihres Beitrages zur Korrektur. Die Umbruchkorrekturen werden von der Hauptschriftleitung durchgeführt.

4 Belegexemplare, Fortdrucke

Autoren des Hauptthemas erhalten je 5 Belegexemplare des betreffenden Heftes, Autoren von Kurzmitteilungen (3spaltige Texte) je 1 Heft. Zusätzliche Exemplare können gegen Erstattung der Fortdruckkosten bei der Rücksendung der Korrekturen bestellt werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten an:

Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung „promet“
Frankfurter Straße 135
6050 Offenbach