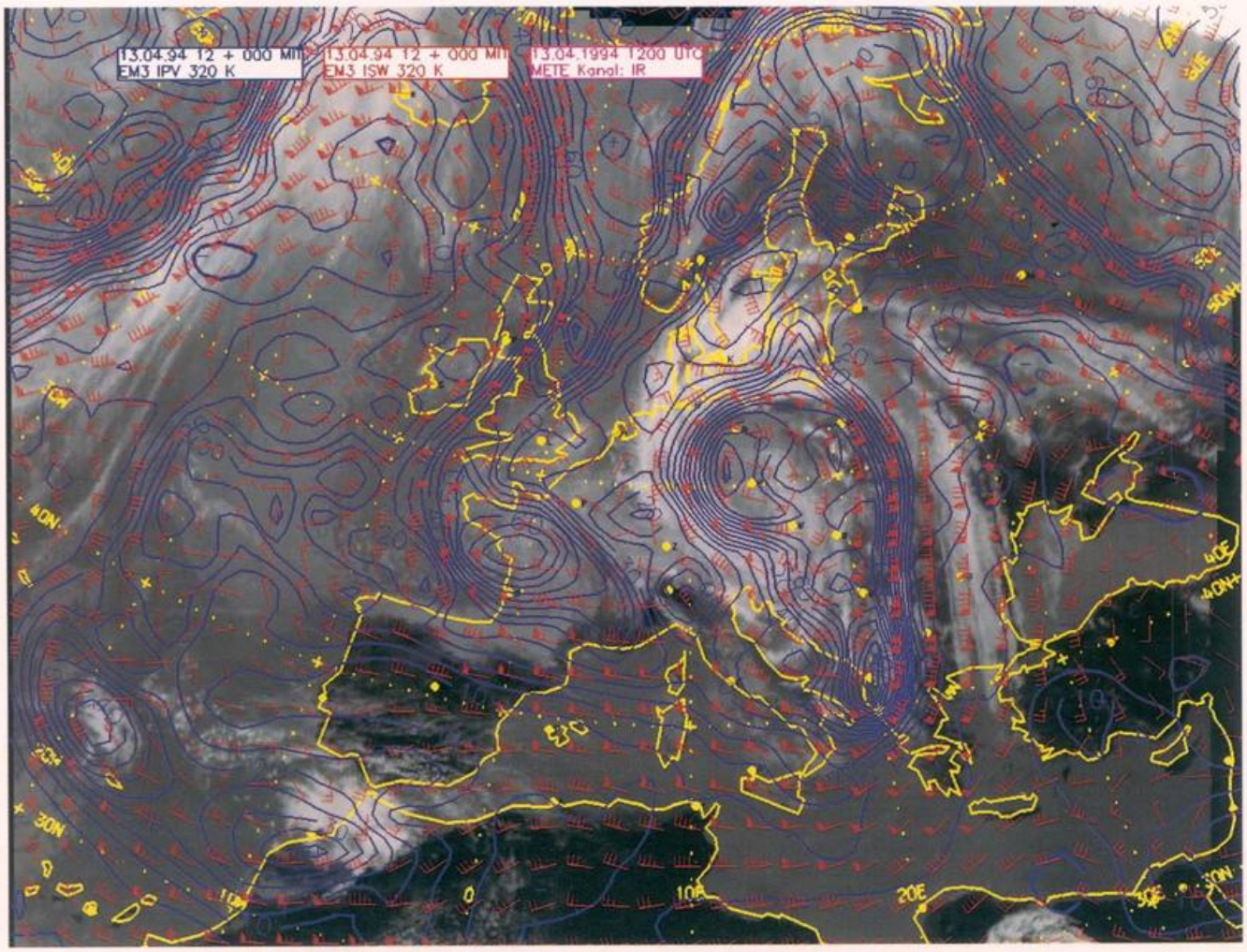
promet
Jahrgang 24
Heft 1/3
meteorologische fortbildung

Wettervorhersagedienst I



promet

Herausgeber
Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter
Dipl.-Met. H.-D. Kirch

Redaktionsausschuß
Prof. Dr. J. Egger (München)
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. H.-W. Georgii (Frankfurt a. M.)
Prof. Dr. H. Graßl (Hamburg)
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
Dr. F. Kasten (Hamburg)
Dipl.-Met. H. Kruse (Traben-Trarbach)
Dr. T. Mohr (Offenbach a. M.)
Dr. E. Müller (Offenbach a. M.)
Dr. J. Neisser (Lindenberg)
Dr. R. Simonis (Langen/Hess.)

Zum Titelbild:

Das Titelbild zeigt ein Beispiel für die Verwendung von Satellitenbilddaten bei der synoptischen Diagnose. Dem Infrarot-Satellitenbild vom METEOSAT überlagert sind Isolinien der potentiellen Vorticity (IPV) auf der Isentropenfläche 320 K sowie die Winde auf dieser Fläche - beides abgeleitet aus dem Output des Europamodells des DWD (s. a. Beitrag 3).

promet erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Zentralamt – Frankfurter Straße 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement DM 44,–, Einzelheft DM 12,–, Doppelheft DM 24,–, Dreifachheft DM 36,–.

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

Druck: Weppert GmbH & Co. KG,
97422 Schweinfurt,
Zehntstraße 17

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

24. Jahrgang, Heft 1/3, 1995

Thema des Heftes:
Wettervorhersagedienst I
(Fachliche Redaktion: M. Kurz)

Inhalt Seite

In eigener Sache 1

Zur Einführung 1

1 M. KURZ
Methoden der synoptischen Diagnose 2

2 M. JAENEKE
Nutzung numerischer Produkte bei der regionalen und lokalen Sturm- und Orkanvorhersage 28

3 W. BENESCH, Th. BÖHM, U. SCHUBERT
Spezielle Verfahren zur Auswertung von Satellitenbildern für Nowcasting und Kürzestfristvorhersagen 43

4 M. JAENEKE
Der Radarverbund des Deutschen Wetterdienstes als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose 55

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1993 73

Buchbesprechungen - Neuerscheinungen 77, 83

Nachtrag zu '100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam' (D. Spänkuch) 80

Hinweis zur Buchbesprechung 'Handbook of Meteorological Forecasting of Soaring Flight' 83

Vorausschau Tagungen 83

Thema des Heftes: Wettervorhersagedienst I

Zur Einführung

Dieses Heft und die beiden Folgehefte sind einem der Hauptanwendungsbereiche innerhalb der Meteorologie gewidmet, nämlich der operativen Wettervorhersage, so wie sie gegenwärtig im Deutschen Wetterdienst (DWD) durchgeführt wird. Bereits vor 13 Jahren war dies, was die zentrale Komponente betrifft, das Thema eines PROMET-Doppelhefts (1/2 1982), so daß für den Leser ein Vergleich möglich ist und die vielfältigen Entwicklungen auf diesem Gebiet sichtbar werden. Durch die Verfügbarkeit leistungsfähiger Arbeitsplatzrechner und Workstations und die Entwicklung entsprechender Software ist vor allem die Ausweitung der Ausschöpfung der numerischen Vorhersagemodelle in Richtung Diagnose, aber auch Prognose zu nennen. Gegenwärtig steht im DWD ein umfassendes System zur Verfügung, das aus dem Modell-Output entweder direkt oder über den Weg der statistischen Interpretation Hilfen für die lokale Vorhersage der Wetterparameter bereitstellt. Zur besseren Präsentation und Bearbeitung sowohl der Beobachtungsdaten als auch der Vorhersageinformation wurde im zentralen synoptischen Dienst das „Interaktive Graphische System (IGS)" ausgebaut und an den regionalen Dienststellen das „Meteorologische Applikations- und Präsentationssystem (MAP)" eingeführt. Über den Warndienst und die normale Kundenversorgung mit Wettervorhersagen für Kürzest-, Kurz- und Mittelfrist gibt es inzwischen Spezialdienstleistungen wie das „Straßenzustands- und Wetterinformationssystem (SWIS)", eine weltweite Schiffsroutenberatung sowie Spezialprodukte für die Präsentation in den Medien. All diesen Aspekten sind Einzelbeiträge in den verschiedenen Heften gewidmet. Ein spezieller Beitrag beschäftigt sich mit den Zielen, Methoden und Ergebnissen der Prognoseprüfung im DWD.

Trotz aller Fortschritte in den numerischen Methoden und der zum Teil automatisierten Ableitung der Vorhersageprodukte ist zur verantwortungsvollen Durchführung des Wettervorhersagedienstes nach wie vor die Steuerung durch den Menschen – den Meteorologen oder Wetterberater – erforderlich. Dabei kommt es – genau wie schon vor 13 Jahren ausgeführt – vor allem auf die Synopse, die Zusammenschau an, in der die Modellergebnisse interpretiert, mit den fortlaufend eingehenden Beobachtungsdaten verglichen, gewertet und notfalls natürlich auch korrigiert werden, wenn Fehler im Modell-Lauf sichtbar werden. Deshalb enthält dieses erste Heft Beiträge zu den Verfahren, die diese Synopse ausmachen, einmal in allgemeiner Form sowie speziell für die regionale Sturm- und Orkanvorhersage. Der dritte Beitrag dieses Hefts stellt die Bedeutung der Satellitendaten für synoptische Anwendungen heraus, während im letzten Beitrag dieses Hefts die Daten des Radarverbunds des DWD als unverzichtbares Hilfsmittel der Prognose stärkerer konvektiver Phänomene gewürdigt werden.

M. Kurz

In eigener Sache

Zuletzt erschien der Jahrgang 23, Heft 1-4, der Zeitschrift Promet. Seitdem ist ein Jahr vergangen, in dem die Zeitschrift aus redaktionellen Gründen nicht herausgegeben werden konnte. Mit diesem Heft über den Wettervorhersagedienst beginnt der Jahrgang 24, der ebenfalls aus vier Nummern bestehen wird.

Aus redaktionellen Gründen wird in Zukunft die Jahrgangzählung nicht mehr an das Kalenderjahr gekoppelt. Jeder Jahrgang besteht weiterhin aus 4 Heften, bzw. aus einer geringeren Anzahl Doppelheften, die nun aber in unregelmäßiger Folge erscheinen können. Die Häufigkeit des Erscheinens der Zeitschrift hängt vom Eingang der Manuskripte und von der Personalsituation bei der Schriftleitung ab.

Abonnenten erhalten in Zukunft ihre Rechnung mit dem ersten Heft eines Jahrgangs, der nun auch mitten im Kalenderjahr beginnen kann.

H.-D. Kirch

M. KURZ

1 Methoden der synoptischen Diagnose

1 Einleitung

Der moderne Wettervorhersagedienst wird zum großen Teil durch numerische Verfahren und den Einsatz von Modellen bestimmt. Sie liefern sowohl Analysen als auch Vorhersagen der erforderlichen Basisfelder wie Bodendruck oder Geopotential, aber in Gestalt des "Direct Model Output" auch Parameter wie Niederschlag oder 2m-Temperaturen, die direkt für die Abfassung von Wettervorhersagen genutzt werden können. Durch geeignete Anschlußverfahren können aus dem Output Produkte für nahezu alle Nutzeranforderungen abgeleitet werden, und durch rechenstarke Workstations und ausgeklügelte Displaysysteme werden der Präsentation der Produkte neue Horizonte erschlossen.

Die Qualität der durch die numerische Wettervorhersage erzeugten Produkte ist zumindest für den Kurzfristzeitraum so hoch, daß die Versuchung besteht, den Model Output direkt und unkritisch zu nutzen. Derjenige, der so vorgeht, wird allerdings nach kürzerer oder längerer Zeit eine Serie von Fehlprognosen erleben. Denn immer noch gibt es Prozesse wie die Konvektion, die von den operationell eingesetzten Modellen nur unbefriedigend simuliert werden, und gibt es Einzelfälle barokliner Wellen, die sich stärker entwickeln als vorhergesagt (oder umgekehrt), von den Abweichungen im lokalen Scale ganz abgesehen.

Eine solche Erfahrung könnte zum anderen Extrem verleiden, nämlich den Modellvorhersagen überkritisch zu begegnen und sie evtl. zu ignorieren, insbesondere in Fällen, wenn vom Modell neue, überraschende und scheinbar unverständliche Entwicklungen simuliert werden. Im Ergebnis würde es dadurch abermals zu vermeidbaren Fehlern in der Vorhersage kommen.

Beide Vorgehensweisen sind natürlich falsch. Richtig ist vielmehr, die numerischen Produkte einer physikalisch korrekten Interpretation zu unterziehen, zu versuchen sie zu bewerten, sie mit Hilfe der jeweils aktuellsten Daten sorgfältig zu überwachen, um dann alternative Vorhersagen zu formulieren, wenn in diesen Daten signifikante Abweichungen vom aktuellen Modell-Lauf sichtbar werden.

Für diese schwierige Aufgabe genügt es nicht, daß der im Vorhersagedienst eingesetzte Meteorologe oder Berater den Aufbau und die Physik der operationell eingesetzten Modelle mit ihren Möglichkeiten, aber auch Begrenzungen kennt. Es ist vielmehr notwendig, daß für ihn die Möglichkeit besteht, tagtäglich die numerisch simulierten Prozesse zumindest qualitativ nachvollziehen zu können, d. h. die Modellsimulation nicht als undurchschaubares Werk einer "Black Box" hinzunehmen, sondern zumindest für den synoptischen Größenordnungsbereich weitestgehend „verstehen" zu können. Dafür sind geeignete diagnostische Hilfsmittel erforderlich.

Die synoptische Diagnose muß natürlich beim jeweils aktuellen Zustand ansetzen. Für ihn stehen neben den konventionellen Beobachtungen und den numerischen Analysen Satelliten- und Radardaten zur Verfügung, die physikalisch sinnvoll in die Diagnose integriert werden müssen. Diese Daten erlauben andererseits eine quasi kontinuierliche Überwachung sowohl des Wetters als auch des aktuellen Modell-Laufs in Gebieten, aus denen keine oder nur wenige Beobachtungen zur Verfügung stehen.

Die diagnostischen Hilfsmittel sind darüber hinaus geeignet, im nachhinein den physikalischen Hintergrund von Fehlvorhersagen besser zu verstehen.

2 Konventionelle quasigeostrophische Diagnose

2.1 Diagnostische Gleichungen

Ausgehend von der quasigeostrophischen Vorticitygleichung

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right) = - \mathbf{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f) - f_0 \nabla_p \cdot \mathbf{v} \qquad (1)$$

erhält man eine Korrelation zwischen lokalzeitlichen Vorticityänderungen durch Advektion und/oder Divergenzeffekte und der Verteilung der lokalzeitlichen Geopotentialänderung. Ein relatives Maximum von Potentialfall (anstieg) ist gekoppelt entweder mit positiver (negativer) Vorticityadvektion und/oder horizontaler Konvergenz (Divergenz). Man kann somit zyklogenetische und antizyklogenetische Effekte definieren als lokalzeitliche Zunahme (Abnahme) der Vorticity gekoppelt mit relativ starkem Potentialfall(anstieg).

Für die Neubildung zyklonaler Vorticity ist offensichtlich Konvergenz, für die Neubildung antizyklonaler Vorticity Divergenz erforderlich. Das Gleiche gilt für Intensitätsänderungen von Vorticityextremen. Die Bewegung der Extreme erfolgt zum einen durch Advektion, kann aber auch durch Divergenzeffekte und die daraus resultierenden Vorticityänderungen beeinflußt werden. Maxima zyklonaler Vorticity in Tiefdruckgebieten, Trögen oder an der Flanke von Strahlströmen bewegen sich somit in Richtung positiver Vorticityadvektion (PVA) oder dorthin, wo durch Konvergenz zyklonale Wirbelgröße produziert wird. Für Maxima antizyklonaler Vorticity in Hochdruckgebieten oder -rücken gilt analog, daß sie in Richtung negativer Vorticityadvektion (NVA) bzw. dorthin wandern, wo durch Divergenz antizyklonale Vorticity erzeugt wird.

In den geschlossenen Zirkulationssystemen der unteren Troposphäre ist die Advektion häufig schwach, so daß die Vorticityextreme in den Tief- und Hochdruckgebieten hauptsächlich durch Konvergenz- und Divergenzeffekte an ihren Flanken bewegt werden. Das gilt insbesondere bei rascher Verlagerung. Im Gegensatz dazu bestimmt in der mittleren Troposphäre die Advektion weitgehend die Kinematik der Tröge und Rücken, da dort die Vergenzen im allgemeinen schwach sind. In der oberen Troposphäre dagegen ist die Vorticityadvektion im Bereich der kurzen Wellen häufig sehr stark, wird aber in ihrer Wirkung auf die Bewegung dieser Wellen zumeist durch entgegengerichtete Divergenzeffekte mehr oder weniger kompensiert.

Divergenzen müssen mit Vertikalbewegungen verknüpft sein. Auskunft über die Verteilung der makroskaligen Vertikalbewegung liefert die Omega-Gleichung, die in ihrer adiabatischen Form

$$\left(\sigma\nabla^2 + f_0^2\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = -f_0\frac{\partial}{\partial p}\left[-\vec{v}_g\cdot\nabla_p\left(\zeta_g + f\right)\right] - \frac{R}{p}\nabla^2\left[-\vec{v}_g\cdot\nabla_p T\right] \qquad (2)$$

lautet. Sie enthält auf der rechten Seite die Vorticityadvektion mit ihrer vertikalen Änderung und die Temperaturadvektion mit ihrer horizontalen Verteilung als Antriebsfunktionen. Unter der Annahme, daß

$$\omega \approx -g\varrho w$$

Null ist am Boden und an der Obergrenze der Atmosphäre und sinusförmig variiert in der Horizontalen, ist die linke Seite der Gleichung direkt proportional der Vertikalgeschwindigkeit w.

Nach (2) resultiert ein Antrieb für Hebung in Bereichen mit aufwärts zunehmender PVA und/oder maximierter Warmluftadvektion (WLA), ein Antrieb für Absinken in Bereichen mit aufwärts zunehmender NVA und/oder maximierter Kaltluftadvektion (KLA). Bei gleichem Antrieb ist dabei die resultierende Vertikalgeschwindigkeit umso größer, je kleiner die statische Stabilität ist. Betrachtet man zusätzlich diabatische Wärmeübergänge, so ergibt sich ein weiterer Antrieb für Hebung (Absinken) im Bereich der relativ stärksten diabatischen Erwärmung (Abkühlung). Im Makro-Scale ist dabei das Freiwerden von latenter Wärme bei Kondensation von besonderer Bedeutung, da dadurch die ursprünglich wirksame Hebung erheblich intensiviert werden kann.

Benutzt man die Gliederung eines Zweischichtenmodells (Bild 1) und kombiniert die Aussagen von Omega- und Vorticitygleichung, so ergeben sich die nachfolgend aufgelisteten Beziehungen für zyklogenetische bzw. antizyklogenetische Effekte in der unteren und oberen Troposphäre. Dabei wurde zusätzlich unterstellt, daß die Vorticityänderung durch Advektion in der unteren Troposphäre - wie bereits oben bemerkt - schwach ist und in erster Näherung vernachlässigt werden kann.

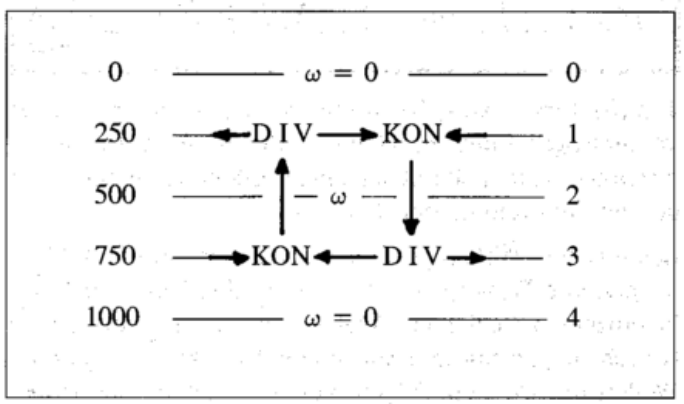


Bild 1: Vertikale Gliederung eines Zweischichtenmodells und Verknüpfung zwischen Vertikalbewegungen und Vergenzen

Für die Anwendung dieser Beziehungen in der synoptischen Praxis benötigt man Analysen bzw. Vorhersagen der Vorticityadvektion in der Höhe (500 oder 300 hPa) und der Temperatur- bzw. Schichtdickenadvektion.

Niveau 1 (Obere Troposphäre, Jetstream-Niveau)	
Z in Gebieten mit	A in Gebieten mit
- PVA	- NVA
- maximierter KLA	- maximierter WLA
- (maximierter diabatischer Abkühlung)	- (maximierter diabatischer Erwärmung)

Niveau 3 (Untere Troposphäre, Boden)	
Z in Gebieten mit	A in Gebieten mit
- PVA in der Höhe	- NVA in der Höhe
- maximierter WLA	- maximierter KLA
- (maximierter diabatischer Erwärmung)	- (maximierter diabatischer Abkühlung)

Z = lokalzeitliche Vorticityzunahme gekoppelt mit (zumindest relativem) Geopotential-Fall

A = lokalzeitliche Vorticityabnahme gekoppelt mit (zumindest relativem) Geopotential-Anstieg

Man kann die obige Liste komplettieren, indem man die vom Untergrund ausgehenden Effekte der Orographie und der Bodenreibung einschließt. Die erzwungene Hebung an der Luvflanke eines Gebirgszuges führt zu Divergenz und entsprechender Vorticityabnahme oberhalb davon, verursacht also einen antizyklogenetischen Effekt. An der Leeflanke ergibt sich umgekehrt ein zyklogenetischer Effekt wegen der Konvergenz über der Absinkzone und der daraus resultierenden Vorticityzunahme.

Die Bodenreibung wirkt in zweierlei Hinsicht. Innerhalb der planetarischen Grenzschicht führt sie mit der Abbremsung des Windes auch zu einer direkten Verringerung der Vorticity. Andererseits verursacht sie wegen der Richtungsablenkung Konvergenz im Bereich zyklonaler und Divergenz im Bereich antizyklonaler Gebilde. Die daraus folgende auf- bzw. absteigende Vertikalbewegung führt oberhalb der Grenzschicht zu den entgegengesetzten Vergenzen und damit zu einem Abbau der Wirbelgröße auch in diesen Niveaus.

2.2 Diagnose des Verhaltens barokliner Wellen

Mit Hilfe der eben abgeleiteten Beziehungen ist es relativ leicht, die Basisdynamik der baroklinen Wellen, der typischen Strukturen der Westwindzone, zu erklären und zu verstehen.

Im folgenden sollen nur Wellen betrachtet werden, in denen in der mittleren Troposphäre die Advektion der relativen Vorticity dominiert und die dementsprechend progressiv dem Grundstrom folgen. Man kann dann unterscheiden zwischen stabilen Wellentypen, deren Amplitude bzw. Vorticity konstant bleibt während ihrer Verlagerung, und instabilen Wellen, deren Amplitude bzw. Vorticity größeren zeitlichen Änderungen unterworfen ist - entweder im Sinne eines Anwachsens oder einer Dämpfung.

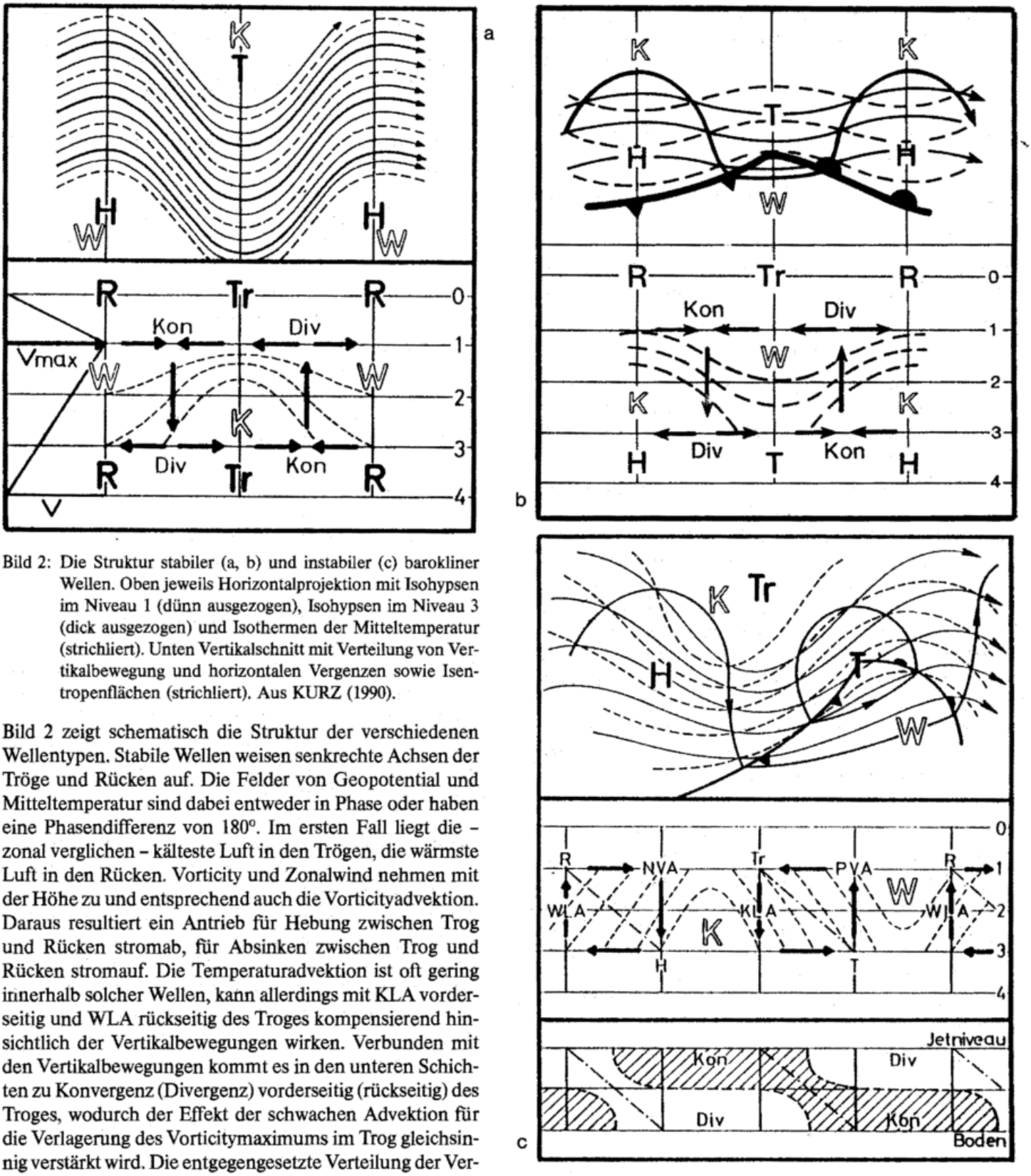


Bild 2: Die Struktur stabiler (a, b) und instabiler (c) barokliner Wellen. Oben jeweils Horizontalprojektion mit Isohypsen im Niveau 1 (dünn ausgezogen), Isohypsen im Niveau 3 (dick ausgezogen) und Isothermen der Mitteltemperatur (strichliert). Unten Vertikalschnitt mit Verteilung von Vertikalbewegung und horizontalen Vergenzen sowie Isentropenflächen (strichliert). Aus KURZ (1990).

Bild 2 zeigt schematisch die Struktur der verschiedenen Wellentypen. Stabile Wellen weisen senkrechte Achsen der Tröge und Rücken auf. Die Felder von Geopotential und Mitteltemperatur sind dabei entweder in Phase oder haben eine Phasendifferenz von 180°. Im ersten Fall liegt die – zonal verglichen – kälteste Luft in den Trögen, die wärmste Luft in den Rücken. Vorticity und Zonalwind nehmen mit der Höhe zu und entsprechend auch die Vorticityadvektion. Daraus resultiert ein Antrieb für Hebung zwischen Trog und Rücken stromab, für Absinken zwischen Trog und Rücken stromauf. Die Temperaturadvektion ist oft gering innerhalb solcher Wellen, kann allerdings mit KLA vorderseitig und WLA rückseitig des Troges kompensierend hinsichtlich der Vertikalbewegungen wirken. Verbunden mit den Vertikalbewegungen kommt es in den unteren Schichten zu Konvergenz (Divergenz) vorderseitig (rückseitig) des Troges, wodurch der Effekt der schwachen Advektion für die Verlagerung des Vorticitymaximums im Trog gleichsinnig verstärkt wird. Die entgegengesetzte Verteilung der Vergenzen resultiert in den oberen Schichten und kompensiert dort den Effekt der starken Advektion. Als Folge davon ist die Phasengeschwindigkeit der Welle vertikal einheitlich und proportional der Vorticityadvektion im divergenzfreien Niveau in der Mitte. Da keine Vergenzen an den Trog- und Rückenachsen wirksam werden, kann keine Intensitätsänderung der Welle erfolgen.

Wellen mit der wärmsten Luft in den Trögen und der kältesten Luft in den Rücken weisen vertikal abnehmende Vorticity auf, so daß bei vertikal zunehmenden Wind die Vorticityadvektion nur geringe vertikale Unterschiede zeigt. Die Dynamik dieser Wellen wird somit weitgehend von der Temperaturadvektion bestimmt: Die WLA vorderseitig des Wellentroges führt zu Hebung, die KLA rückseitig zu Absinken, gekoppelt mit den entsprechenden Vergenzen in den unteren und oberen Niveaus.

Beide stabile Wellentypen erstrecken sich zum Teil durch die gesamte Troposphäre, erscheinen aber häufig auch nur in einzelnen Schichten. Wellen mit kalten Trögen sind typisch für die mittlere und obere Troposphäre, während Wellen mit warmen Trögen häufig auf die untere Troposphärenhälfte beschränkt bleiben. In diesen Wellen ist die Baroklinität in Bodennähe meist in Form definierter Frontalzonen konzentriert.

In baroklin instabilen Wellen weisen die Felder von Geopotential und Mitteltemperatur Phasendifferenzen von ± 90° auf, so daß die vertikalen Achsen der Tröge und Rücken entweder rückwärts oder vorwärts geneigt sind. Die Welle mit rückwärts geneigten Achse ist die, in welcher die Prozesse von Zyklogenese und Antizyklogenese ablaufen. Durch den kombinierten Effekt von Vorticity- und Temperaturadvektion wird die warme Luft zwischen dem mitteltroposphärischen Trog und dem Rücken stromab gehoben, während die kalte Luft zwischen Trog und Rücken stromauf absinkt. Wegen der Achsenneigung wirkt die Hebung durch die obere PVA genau über dem Bodentrog bzw. -tief und führt dort zu Konvergenz und Zunahme der zyklonalen Vorticity. Das Gleiche gilt für Bodenrücken bzw. -hoch durch die Divergenz, die sich als Folge des Absinkens durch die obere NVA einstellt. Umgekehrt ist die WLA konzentriert unter dem Höhenrücken, die KLA unter dem Höhentrog, so daß durch die dort wirksame Divergenz bzw. Konvergenz die antizyklonale bzw. zyklonale Vorticity beider Gebilde ebenfalls anwachsen kann. Die Verlagerung der Welle in den unteren Schichten wird überwiegend durch die Effekte der Temperaturadvektion bestimmt, während die Welle in der Höhe der Vorticityadvektion folgt.

Bei einer Welle mit nach vorn geneigten Achsen sind die Verhältnisse genau umgekehrt, so daß in allen Niveaus die Vorticity abgebaut wird und die Welle eine mehr oder weniger rasche Dämpfung erfährt.

Die Schemata von Bild 2 können natürlich nur in erster grober Näherung die wahre Struktur der baroklinen Wellen widerspiegeln, die Tag für Tag in den synoptischen Analysen und Vorhersagen erscheinen. In der Realität ergeben sich zahlreiche Modifikationen durch überlagerte Konfluenz- oder Diffluenzmuster sowie durch Asymmetrien im Windfeld. Außerdem ist die Baroklinität normalerweise nicht gleichmäßig verteilt, sondern konzentriert in Frontalzonen, woraus ein Strahlstromcharakter der Höhenströmung resultiert. Dadurch kommt die Scherung ins Spiel zusätzlich zur Krümmung und die Verteilung von Vorticity und Vorticityadvektion werden entsprechend modifiziert.

Bild 3 enthält einige typische Kombinationen. In Trögen und Rücken mit konfluentem Eingang und diffluentem Ausgang haben die Gebiete mit der stärksten Vorticityadvektion und damit auch des stärksten Antriebs für Vertikalbewegungen eine Position nahe der jeweiligen Achse, wobei wegen des Einflusses der Scherung die Extreme an der zyklonalen bzw. antizyklonalen Flanke der Jetachse liegen. Andererseits ist die Vorticityadvektion meist schwach in Trögen und Rücken mit Minima der Windgeschwindigkeit. Die Verteilung in der Umgebung eines geradlinigen oder nur schwach gekrümmten Strahlstrommaximums ("Jet streak") kann als Überlagerung eines Troges und eines Rückens mit konfluentem Eingang und diffluenten Ausgang betrachtet werden, woraus eine schachbrettartige Verteilung von Vorticityadvektion und Vertikalbewegungsantrieb resultiert. Auf die Wirkung dieses Strömungsmusters hat erstmals SCHERHAG (1934) aufmerksam gemacht.

Stabile Wellen können instabil werden, wenn die Balance zwischen den Faktoren, die ihr Verhalten bestimmen, gestört wird. In Fällen, in denen die Vorticityänderungen durch Vergenzen stärker werden als der Effekt der Vorti-

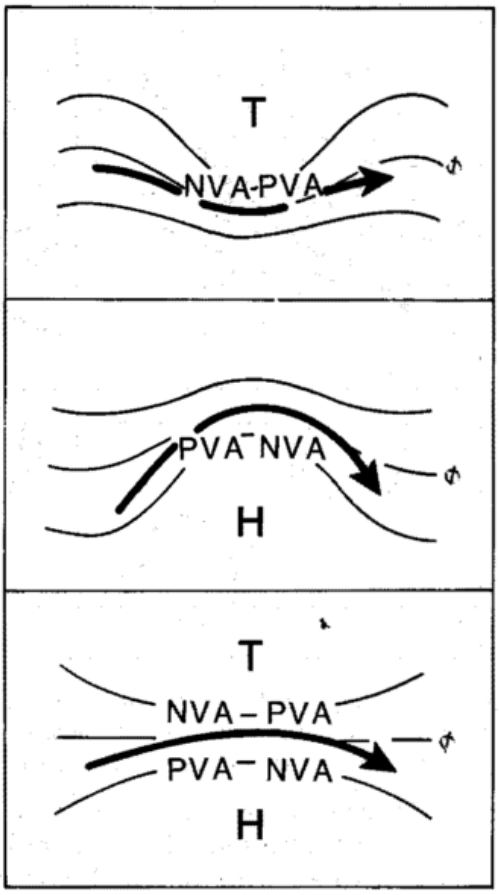


Bild 3: Verteilung der Vorticityadvektion in Wellen mit überlagerter Diffluenz und Konfluenz (dick eingezeichnet Jetachse). Aus KURZ (1990).

cityadvektion, neigen sich die Achsen der Welle nach rückwärts, so daß eine Intensivierung beginnen kann. Ist dagegen die aufwärts zunehmende Vorticityadvektion der stärkere Faktor, so neigen sich die Achsen nach vorn und die Welle wird rasch gedämpft. Diese für die Vorhersage sicherlich sehr wichtigen Effekte können allerdings durch die hier diskutierte qualitative Diagnose kaum erfaßt werden, sondern erfordern eine numerische Simulation.

Es gibt allerdings einen anderen häufig beobachteten Prozeß, der zur Formierung instabiler Wellen und zum Einsatz der Zyklogenese führt und der durchaus mit Hilfe diagnostischer Methoden überwacht werden kann. Es handelt sich um die bereits von PETTERSSEN (1956) beschriebene Kopplung zweier zunächst stabiler und voneinander unabhängiger Wellen, nämlich eines kalten Troges in der Höhe und eines frontalen Trogs oder einer Welle mit warmer Luft in der unteren Troposphäre (vgl. Bild 4).

Vorbedingung für die Kopplung ist eine schnellere Bewegung des Höhentroges und damit eine Annäherung an das untere System. Zunächst wird dabei die zyklogenetische Wirkung der PVA vorderseitig des Höhentroges durch die untere KLA kompensiert. Durch die Überlagerung von oberer Hebung und unterem Absinken kommt es allerdings bereits zu Produktion zyklonaler Vorticity in den mittleren Schichten. Greift dann die obere PVA auf den Scheitelbereich der unteren Welle über, erfolgt eine rasche, u.U. explosionsartige Intensivierung des bodennahen Tiefs.

Ein anderer wichtiger Aspekt der Dynamik der baroklinen Wellen ist, daß die Entwicklung einer Welle in einer bestimmten Region meist nicht isoliert verläuft, sondern

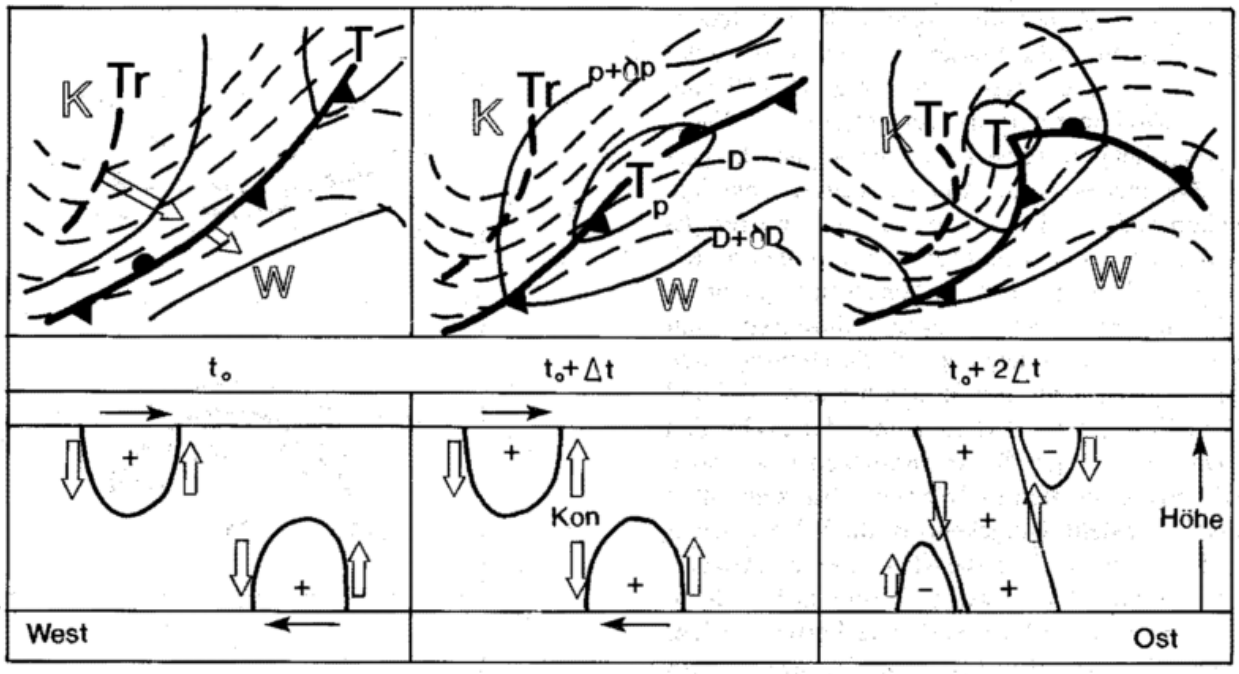


Bild 4: Relativbewegung und Kopplung barokliner Wellen. Oben Kartendarstellung mit Fronten, Isobaren des Luftdrucks am Boden (ausgezogen), relativen Isohypsen (strichliert) und Position des Höhentroges (Tr). Unten schematischer Vertikalschnitt mit Vorticityextremen, Vertikalbewegungen und Relativbewegungen der Extreme. Nach PETTERSSEN (1956).

entweder die Neubildung oder aber die Intensivierung bereits existierender Wellen stromab und stromauf davon verursacht. Wie solch ein "Downstream development" in der Höhe verläuft, ist in Bild 5 dargestellt. Typisch ist dabei, daß es an der Vorderseite des Rückens der instabilen Welle zur Vergrößerung des Temperatur- und Potentialgradienten kommt und sich ein Jet-Maximum formiert. In Verbindung damit wird an den Flanken dieses Maximums zyklonale und antizyklonale Scherungsvorticity produziert. Oft ist die Scherung so stark, daß sie die Vorticityverteilung dominiert. Dann verschiebt sich das Vorticitymaximum in eine Position stromauf vom nachfolgenden Trog, so daß Scherungsvorticity in den Trog advehiert wird und durch Umwandlung in Krümmungsvorticity für dessen Intensivierung sorgt. Falls ursprünglich vorderseitig des Rückens kein Trog existiert, bildet sich einer durch diesen Prozeß. Als Folge der PVA in den Trog hinein kommt es dort zu Hebung und damit zur weiteren Abkühlung der Trog-Kaltluft. Hinsichtlich der Vertikalbewegungen verläuft dieser Prozeß also entgegengesetzt zur Intensivierung durch KLA, bei der die Vorticity-Zunahme in der Höhe ja durch die Konvergenz infolge Absinkens bewirkt wird. Vorderseitig des sich intensivierenden Höhentroges kann eine Zyklogenese ausgelöst werden, wenn sich – wie oben beschrieben – der Trog einer Frontalzone in der unteren Troposphäre nähert und überlagert.

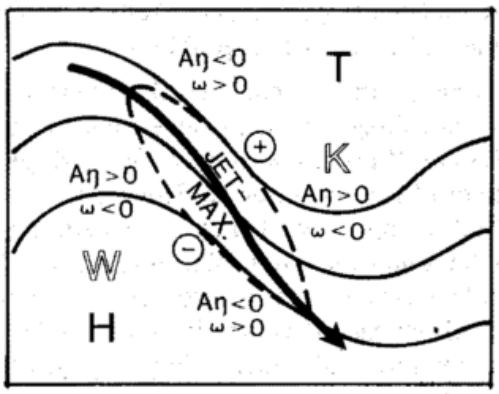


Bild 5: Vorticityadvektion und Vertikalbewegungen während des "Downstream development" einer baroklinen Welle in der oberen Troposphäre. Mit ⊕ und ⊖ sind die Positionen der Vorticityextreme gekennzeichnet. Aus KURZ (1990).

2.3 Beispiel 1: Entwicklung einer Frontalwelle

Mit den in 2.1 und 2.2 abgeleiteten Aussagen ist es möglich, Verlagerung und Weiterentwicklung der synoptischen Systeme des Ausgangszustands abzuschätzen. Als Beispiel dafür zeigt Bild 6 einen Fall, bei dem sich an einer Kaltfront über dem Ostatlantik gerade eine Welle gebildet hat. Die Frage, die sich unmittelbar stellt, ist, ob die Welle instabil ist und sich zu einer Zyklone weiterentwickelt oder ob sie stabil bleibt und ohne große Intensitätsänderung rasch an der Front entlangwandert.

Beim Vergleich mit den Analysen für 500 hPa stellt man fest, daß die Frontalwelle und der Bodentrog, in dem sie eingebettet ist, vorderseitig eines kaltes Höhentroges mit einem signifikanten Vorticitymaximum liegt. Der Trog hat sich der Bodenfront von der Rückseite her genähert, so daß die Konstellation dem oben beschriebenen PETTERSSEN-Schema entspricht. Das Gebiet mit der stärksten PVA in der Höhe ist zwar noch hinter der Front, hat aber bereits auf den Wellenscheitel übergegriffen, wo die untere KLA den Effekt der oberen PVA nicht mehr kompensieren kann. In Verbindung mit der in den Analysen angezeigten WLA vor der Front ist somit ein kräftiger Antrieb für Hebung über der Welle zu diagnostizieren, verbunden mit Konvergenz und Produktion zyklonaler Vorticity in Bodennähe. Die im Modell simulierten Vertikalbewegungen zeigen tatsächlich ein großes Gebiet mit Hebung in 700 hPa um den Wellenscheitel herum. Als Ergebnis dieser Hebung findet man im Satellitenbild dieses Termins in Bild 7 eine auffällige Verdickung des frontalen Wolkenbands. In dem Bild ist außerdem eine andere typische Struktur sichtbar, nämlich eine separate Wolkenmasse westlich des frontalen Bandes. Sie spiegelt direkt die Hebung von Luft am kalten Rand der

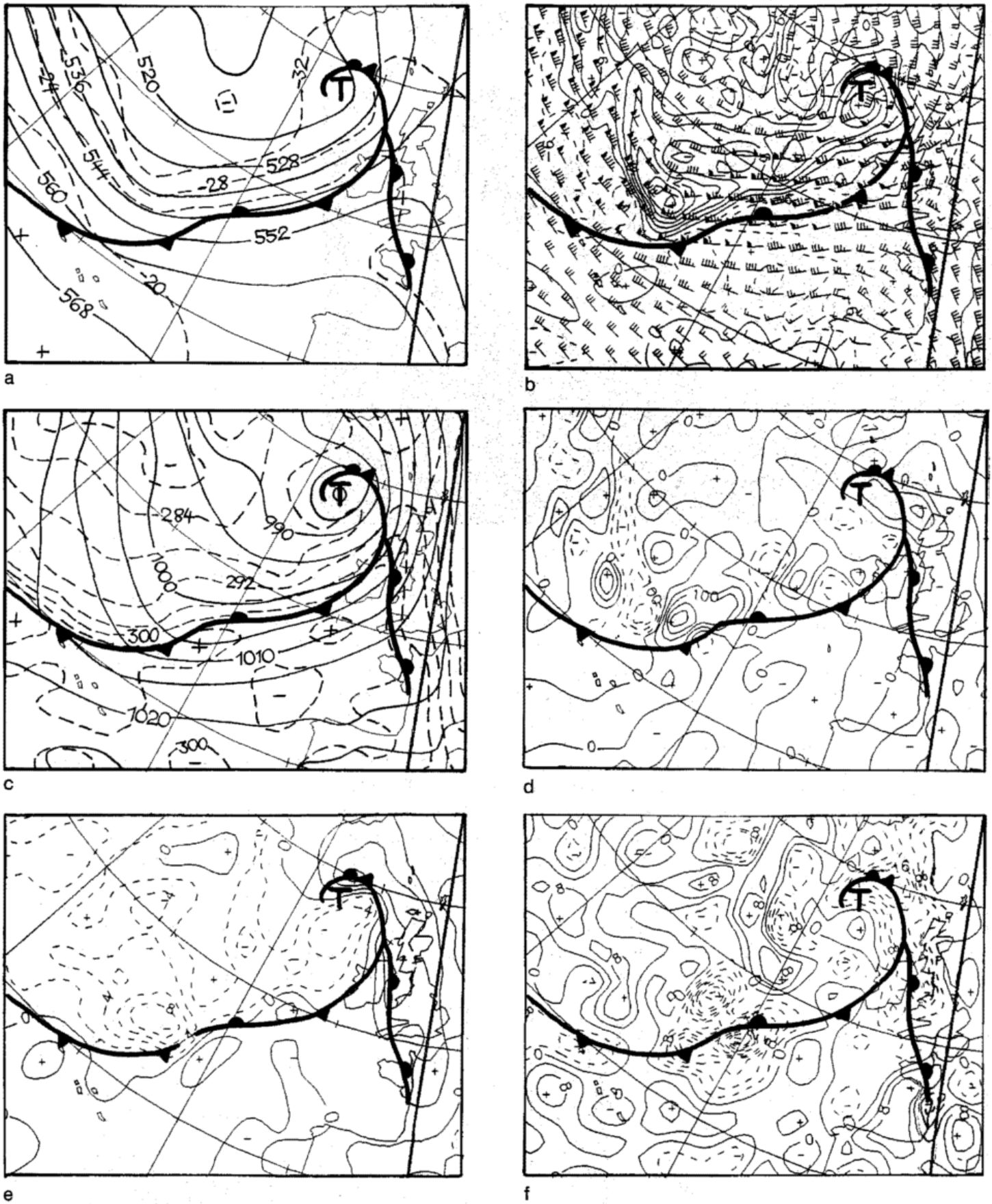


Bild 6: Analyse des Europa-Modells vom 29. 3. 1993, 12 UTC. (a) Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C) in 500 hPa, (b) relative Vorticity (in $10^{-5}s^{-1}$) und Winde in 500 hPa, (c) Isobaren des Bodenluftdrucks (ausgezogen, in hPa) und Isothermen der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa (strichliert, in K), (d) Vorticityadvektion in 500 hPa (in $10^{-10}s^{-2}$), (e) Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa (in $10^{-7}m^3kg^{-1}s^{-1}$), (f) Omega in 700 hPa (in hPa h^{-1}). Dick eingezeichnet Verlauf der Bodenfronten. Nach KURZ (1994).

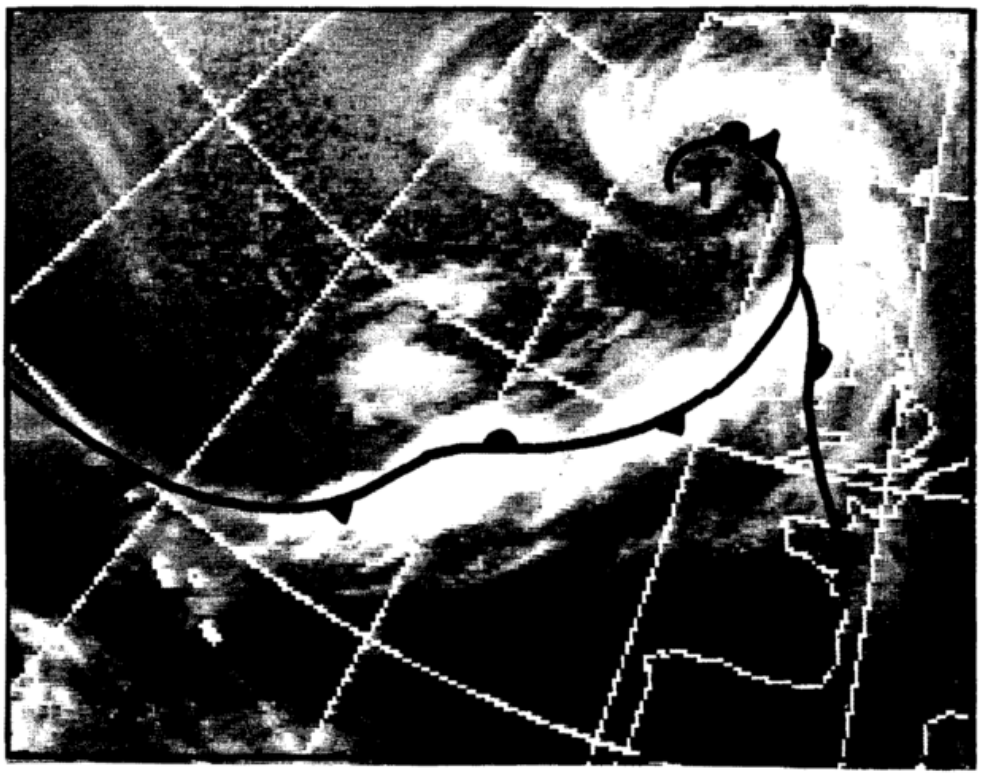


Bild 7: IR-Satellitenbild von METEOSAT vom 29. 3. 1993, 12 UTC mit Bodenfronten und Position des Bodentiefs.

Frontalzone durch die obere PVA wider und zeigt mit ihrer Verlagerung die Bewegung des Höhentrogs relativ zum Bodensystem an. Die aufsteigende Luftbewegung in diesem Bereich ist ebenfalls gut durch die Modellsimulation erfaßt.

In Übereinstimmung mit dieser Diagnose entwickelte sich die Welle tatsächlich zu einem kleinen, aber kräftigen Tief, das 12 Stunden später südwestlich von Irland anlangte und unter weiterer Vertiefung nordostwärts weiterzog. Überraschenderweise wurde - wie die Karten in Bild 8 zeigen - diese Zyklogenese vom Europa-Modell des DWD nur andeutungsweise erfaßt. Bei der manuellen Überarbeitung der numerischen Vorhersagekarten hätte man deshalb in diesem Fall eine deutliche Verbesserung vornehmen können, wenn man die eben gemachten diagnostischen Überlegungen angestellt hätte. Gerade während der ersten 12 Stunden der Vorhersageläufe werden solche Defizite der numerischen Simulation immer wieder beobachtet, so daß eine manuelle Überwachung unbedingt erforderlich ist.

Angewandt auf weiterführende Modellvorhersagen, erlaubt die Diagnose ein zumindest qualitatives Verstehen der numerisch simulierten synoptischen Entwicklungen und erleichtert die Interpretation der Prognosen im Hinblick auf das zu erwartende Wetter. Das gilt vor allem für Modellvorhersagen, die auf den ersten Blick überraschend oder gar unglaubwürdig erscheinen.

2.4 Beispiel 2: Auslösung potentieller Instabilität durch einen Höhentrog

Wie eingangs schon erwähnt, ist die Parametrisierung der Konvektion nach wie vor einer der Schwachpunkte der operationell eingesetzten numerischen Modelle. Deshalb ist die Überwachung der Wetterlage im Hinblick auf die mögliche Auslösung stärkerer konvektiver Umlagerungen eine besonders wichtige Aufgabe des Synoptikers in der warmen Jahreszeit. Eine Bedingung dafür ist eine potentiell instabile Temperatur-Feuchte-Schichtung, wie sie typisch für Luft-

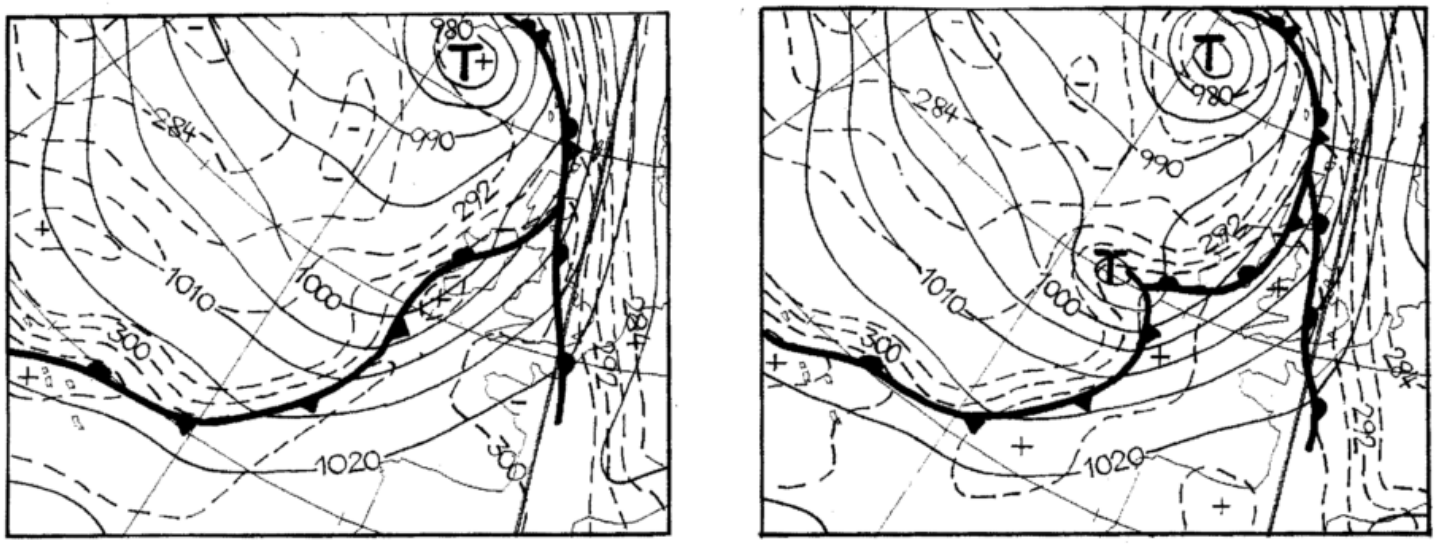
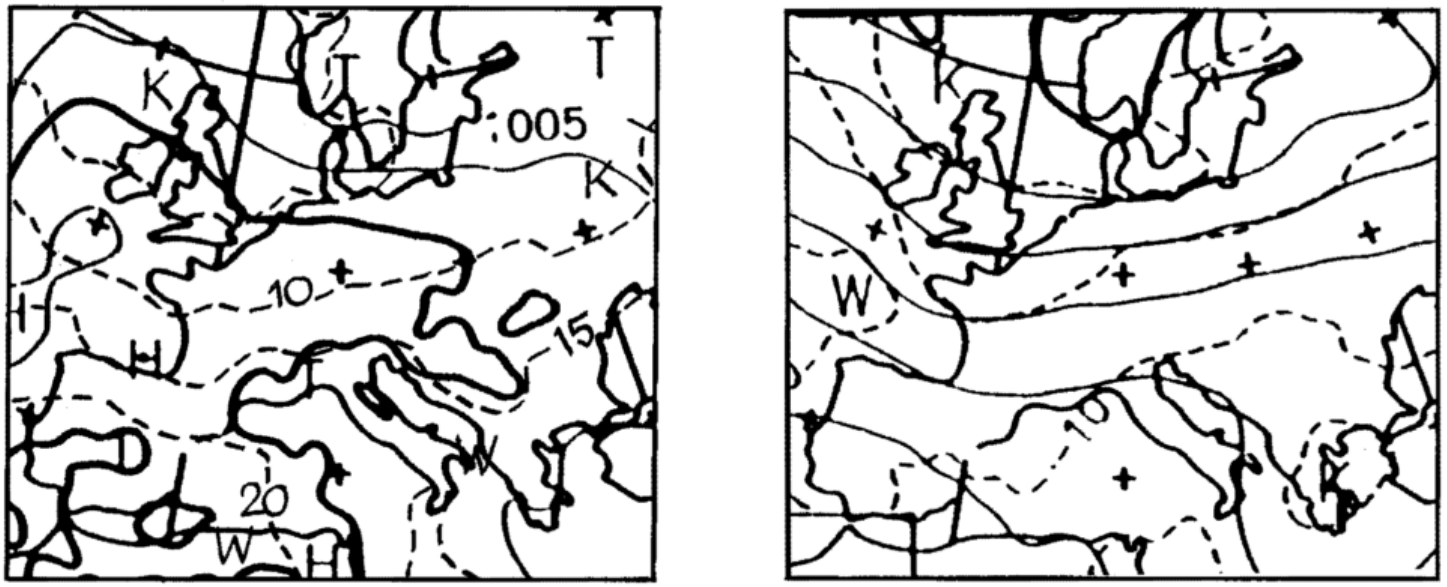
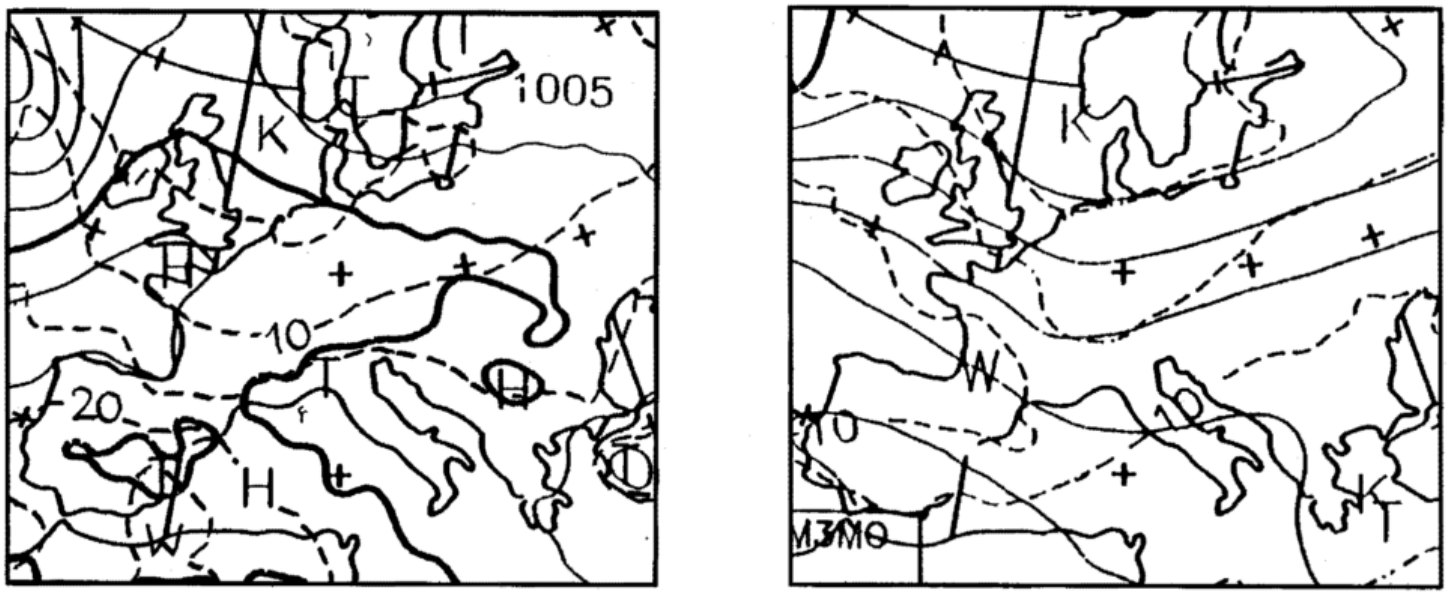


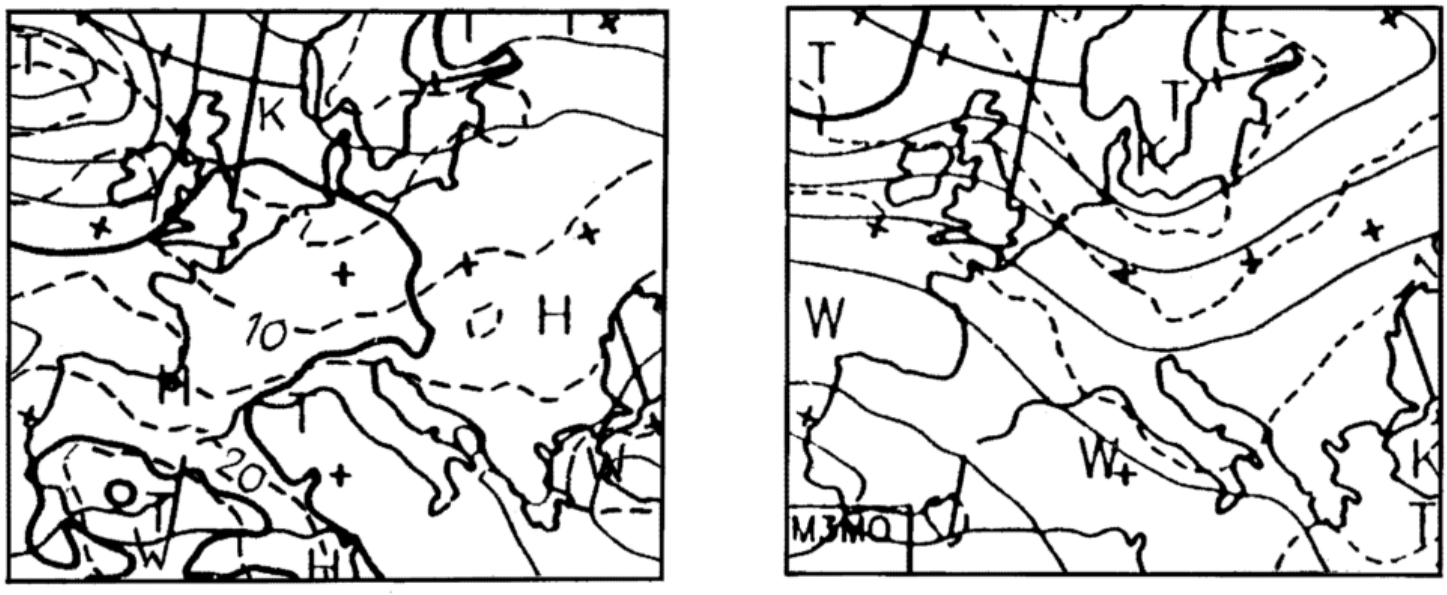
Bild 8: 12 h-Vorhersage des EM (links) für den 30. 3. 1993, 00 UTC und korrespondierende Analyse (rechts) mit Bodenluftdruck (ausgezogen, in hPa), und äquivalentpotentieller Temperatur in 850 hPa (strichliert, in K) sowie Bodenfronten. Nach KURZ (1994).



Analyse



Vorhersage 12 h



Vorhersage 24 h

Bild 9: Analysen und Vorhersagen für 12 und 24 h (von oben nach unten) vom 17. 7. 1991, 00 UTC für Bodenluftdruck und Temperatur in 850 hPa (links) und Geopotential und Temperatur in 500 hPa (rechts).

massen tropischen Ursprungs ist. Da die Aufheizung vom Untergrund häufig aber nicht ausreicht, um derartige Prozesse in größerem Umfang in Gang zu setzen, ist eine zusätzliche Anregung in Gestalt einer überlagerten großräumigen Hebung erforderlich. Dadurch kann nach erfolgter Kondensation die Instabilität in kurzer Zeit ausgelöst werden.

Potentielle Instabilität wird durch eine vertikale Abnahme der äquivalentpotentiellen Temperatur $\Theta_{\ddot{A}}$ angezeigt. Für das Erfassen der horizontalen Verteilung dieser Art der Instabilität wird im DWD der sogenannte KO-Index benutzt. Er ist definiert als

$$KO = \tfrac{1}{2}\,(\Theta_{\ddot{A}500} + \Theta_{\ddot{A}700}) - \tfrac{1}{2}\,(\Theta_{\ddot{A}850} + \Theta_{\ddot{A}1000})$$

und spiegelt in erster Näherung den vertikalen Gradienten von $\Theta_{\ddot{A}}$ zwischen 500 und 1000 hPa wider. Negative KO-Werte signalisieren somit potentiell instabile Bedingungen. Um die Auslösung vorhersagen zu können, sind die Analysen bzw. Vorhersagen dieses Indexes mit entsprechenden Karten der Modell-Vertikalbewegung oder des Vertikalbewegungsantriebs zu vergleichen. Als Hilfsmittel dafür enthält das Fax-Programm des DWD zwei Vorhersagekarten von KO kombiniert mit Hebung in 500 hPa.

Als Beispiel für die Nutzung dieser Karten sowie des anderen Basismaterials sind in Bild 9 Analysen und Vorhersagen eines Sommertages im Jahre 1991 wiedergegeben. Betrachtet man zunächst nur die Bodenkarten und die Temperaturverteilung in 850 hPa und konzentriert sich auf den süddeutschen Raum, so findet man keine signifikante Änderung in der gradientschwachen Hochdrucklage. Von daher könnte man einen ungestörten, schönen Sommertag erwarten. Nach dem Vergleich mit den Vorhersagen für 500 hPa muß man allerdings diese Beurteilung modifizieren, denn diese Karten zeigen einen kalten Höhentrog, der von Frankreich südostwärts schwenken und dabei am Nachmittag Süddeutschland überqueren soll. Neben der Labilisierung durch die obere Abkühlung muß Hebung diagnostiziert werden im PVA-Gebiet vorderseitig des Troges, die zur Wolkenbildung, aber auch zur Auslösung konvektiver Umlagerungen Anlaß geben könnte. Es handelt sich dabei offensichtlich um einen Trog, der auf die mittlere und obere Troposphäre beschränkt war und keine Beziehung zu irgendeiner synoptischer Struktur in Bodennähe hatte.

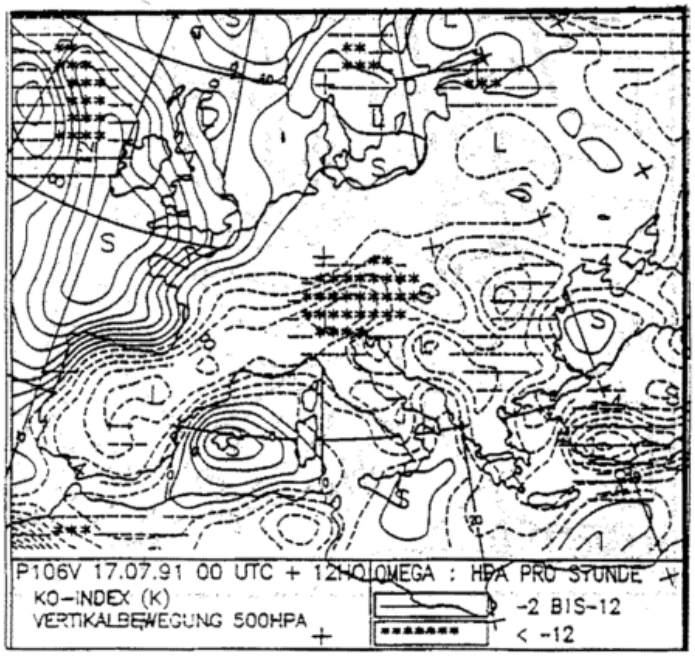


Bild 10: 12 h-Vorhersage des Globalmodells von KO-Index (strichliert für Werte < 0) und Hebung in 500 hPa für den 17. 7. 1991, 12 UTC.

In Übereinstimmung mit diesen Überlegungen zeigt die GM-Vorhersage für den Mittagstermin (Bild 10) starkes Aufsteigen in 500 hPa über den Alpen und ihrer Umgebung. Dies ist zwar sicherlich nicht nur auf die obere PVA zurückzuführen, sondern auch auf die im Modell simulierte Konvektion über dem Gebirge. Andererseits kann die Hebung aber nicht nur ein Orographie-Effekt sein, da in den hier nicht wiedergegebenen Folgekarten das Hebungsgebiet in Übereinstimmung mit der Trogverlagerung nach Osten abwandert.

Der Vergleich mit der Vorhersage des KO-Index zeigt, daß die Hebung einen Bereich mit stark negativen Werten (bis zu -10), großer potentieller Instabilität also, erfassen soll. Da die Beobachtungen einen hohen Feuchtegehalt der Luft in der unteren Troposphäre belegen und die Tageserwärmung die Auslösung der Instabilität erleichtert, mußte man somit Gewitter für Süddeutschland und den Alpenraum in den Mittags- und Nachmittagsstunden vorhersagen. Das wurde eindrucksvoll durch die Realität bestätigt: Mit der Annäherung des Troges wurden bereits in den Morgenstunden konvektive Umlagerungen im Rhonetal und der Schweiz ausgelöst, und im Laufe des Vormittags formierte sich eine "Squall line", die Süddeutschland ostwärts überquerte und mit starken Gewittern größere Schäden im bayerischen Raum verursachte.

Abschließend soll noch darauf hingewiesen werden, wie wichtig bei einer solchen Lage die Satellitenbilder für die Bestätigung der Diagnose sowie für die Überwachung der Wetterentwicklung sind. Wie Bild 11 demonstriert, zeigten sich bereits zum Ausgangstermin mittelhohe und hohe Wolkenfelder über dem Westen Frankreichs, ohne daß allerdings Niederschlag beobachtet wurde. Der Vergleich mit den Analysen läßt erkennen, daß die Bewölkung genau im PVA-Gebiet vor dem Höhentrog lag, und die dort wirksame Hebung somit unmittelbar anzeigte. Anschließend konnte die Verlagerung der Bewölkung dazu benutzt werden, um die Trogbewegung zu verfolgen und die erwartete Auslösung der potentiellen Instabilität zu überwachen. Zum Mittagstermin zeigte die Bewölkung immer noch die gleiche Position relativ zum Vorticitymaximum des Höhentroges, nur daß sich inzwischen in ihrem Bereich die Cumulonimbus-Massive formiert hatten, an deren Vorderkante die "Squall line" lag.

3 Q-Vektor-Diagnose

3.1 Allgemeines

Die geschilderte konventionelle Methode der Diagnose hat den Nachteil, daß wir mit Vorticity- und Temperaturadvektion zwei Antriebsfunktionen zu betrachten haben, die natürlich entgegengesetztes Vorzeichen besitzen können und sich dann zu kompensieren trachten. Um dieses Problem zu vermeiden, empfiehlt sich eine Diagnose unter

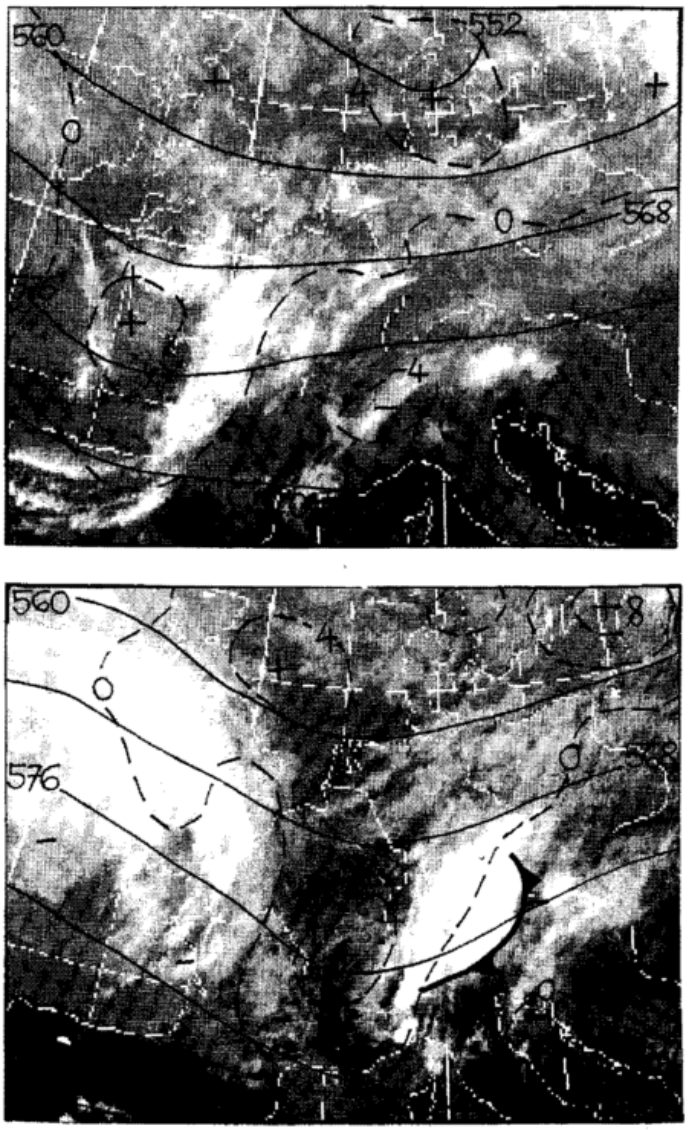


Bild 11: IR-Satellitenbilder von METEOSAT vom 17. 7. 1993, 00 UTC (oben) und 12 UTC (unten) mit Isohypsen (ausgezogen), in gpdam) und relativer geostrophischer Vorticity (strichliert, in $10^{-5}s^{-1}$) in 500 hPa. Im 12 UTC-Bild wurde außerdem die Position der "Squall line" mit Kaltfrontsymbolen eingezeichnet.

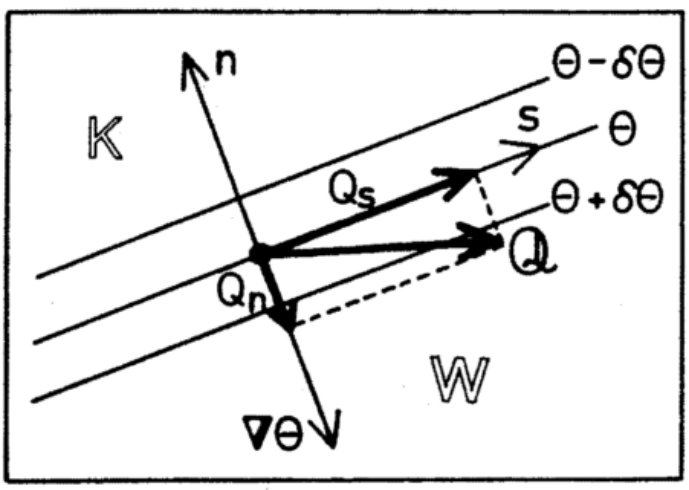


Bild 12: Die Komponenten des Q-Vektors.

Benutzung des sogenannten Q-Vektors (HOSKINS et al, 1978).

Der Q-Vektor ist definiert als

$$\mathbf{Q} \equiv \left(-\frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial x} \cdot \nabla_p \Theta\right)\mathbf{i} + \left(-\frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial y} \cdot \nabla_p \Theta\right)\mathbf{j} \tag{4}$$

und beschreibt gemäß

$$\frac{d_g}{dt} \nabla_p \Theta + \frac{\partial \Theta_0}{\partial p} \nabla_p \omega = \mathbf{Q} \tag{5}$$

zeitliche Änderungen des Aszendenten der potentiellen Temperatur durch horizontale Variationen des geostrophischen Windes. Für ein Luftpartikel, das sich innerhalb einer geostrophischen Strömung auf einer Druckfläche bewegt, verschwindet ω und die Änderung von $\nabla_p\Theta$ ist vollständig durch $\mathbf{Q}$ bestimmt. Das Luftteilchen kann die Änderungen entweder lokal oder entlang seiner Bahn durch das Temperaturfeld erfahren.

Mit Hilfe des Q-Vektors vereinfacht sich die Omega-Gleichung zu

$$\left(\sigma\nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = -2h\, \nabla_p \cdot \mathbf{Q} \tag{6}$$

$$h = \frac{R}{p_0}\left(\frac{p_0}{p}\right)^{c_v/c_p}$$

Anstelle von Vorticity- und Temperaturadvektion enthält die Gleichung nun nur eine Antriebsfunktion, nämlich die Divergenz der Q-Vektoren. Ein Antrieb für Hebung resultiert in einem Bereich mit Konvergenz, ein Antrieb für Absinken in einem Bereich mit Divergenz von $\mathbf{Q}$.

Die Benutzung des Q-Vektors hat einen weiteren Vorteil. Mit seiner Hilfe kann man sofort frontogenetische (oder frontolytische) Effekte innerhalb des geostrophischen Windfeldes erkennen. Zur Demonstration dieses Zusammenhangs sei ein natürliches Koordinatensystem benutzt mit der s-Koordinate tangential zu den Isothermen und der n-Koordinate senkrecht dazu, positiv gezählt in Richtung der kalten Luft (Bild 12). Mit Vg_N als geostrophischer Windkomponente in n-Richtung erhält man

$$\mathbf{Q} = \underbrace{\left(-\frac{\partial V_{gN}}{\partial s}\frac{\partial \Theta}{\partial n}\right)}_{Q_s}\mathbf{s} + \underbrace{\left(-\frac{\partial V_{gN}}{\partial n}\frac{\partial \Theta}{\partial n}\right)}_{Q_n}\mathbf{n} \tag{7}$$

Dabei beschreibt Q_n Änderungen des Betrags und Q_s Änderungen der Richtung von $\nabla_p\Theta$. Für Betragsänderungen muß Vg_N quer zu den Isothermen, für Richtungsänderungen längs dazu variieren.

Gemäß der von PETTERSSEN (1936) und MILLER (1948) eingeführten Definition spiegeln Änderungen des Betrags des Aszendenten unmittelbar frontogenetische oder frontolytische Effekte wider, die das Partikel im geostrophischen Windfeld erfährt. Entsprechend der Orientierung von $\nabla_p\Theta$ gilt

$$\frac{d_g}{dt}|\nabla_p\Theta| = -Q_n = \frac{\partial V_{gN}}{\partial n}\frac{\partial \Theta}{\partial n} \gtrless 0 \quad \begin{matrix}\text{Frontogenese}\\ \text{Frontolyse}\end{matrix} \tag{8}$$

Eine Zunahme des Betrags wird als Frontogenese, eine Abnahme als Frontolyse bezeichnet. Auch dabei ist anzumerken, daß sich die Änderungen sowohl am festen Ort als auch entlang den Isohypsen vollziehen können.

Im geostrophischen Windfeld resultieren solche Effekte allein durch Deformation, die z. B. in Viererdruckfeldern oder Konfluenz- und Difflusionzzonen wirksam sind. Im wirklichen Windfeld kommen die Effekte der Vergenzen (Frontogenese durch Konvergenz, Frontolyse durch Divergenz) hinzu. Außerdem können Änderungen des Betrags von $\nabla_p\Theta$ durch horizontal unterschiedliche Vertikalbewegungen bzw. diabatische Wärmeübergänge verursacht werden.

In Deformationsfeldern kommt es meist auch zu einer Richtungsänderung der Isothermen. Auf jeden Fall erfolgt sie aber in Feldern mit Rotation, so daß Q_s wesentlich durch die geostrophische relative Vorticity bestimmt wird.

Es ist bekannt, daß Frontogenese (oder Frontolyse) im geostrophischen Windfeld zu Querzirkulationen um die betreffende Frontalzone führt. Der Antrieb für solche Zirkulationen kann leicht bestimmt werden, wenn man den Gesamtantrieb

$$FQ = \nabla_p \cdot \mathbf{Q} \tag{9}$$

(der direkt proportional zu ω ist) in einen Teil quer zu und entlang den Isothermen aufspaltet:

$$FQ = \underbrace{\nabla_p \cdot (Q_s \mathbf{s})}_{FQ_s} + \underbrace{\nabla_p \cdot (Q_n \mathbf{n})}_{FQ_n} \tag{10}$$

FQ_n ist identisch mit dem Forcing für derartige Zirkulationen, das SAWYER (1956) und ELIASSEN (1962) abgeleitet haben. Wie in Bild 13 dargestellt, liefert es bei Frontogenese einen Antrieb für Hebung in der warmen und für Absinken in der kalten Luft und damit insgesamt für eine thermisch direkte Zirkulation. Bei Frontolyse resultiert umgekehrt eine indirekte Zirkulation mit Hebung der kalten und Absinken der warmen Luft. Die Vertikalbewegungen sind bandartig parallel zur Frontalzone orientiert, was auch für die im aufsteigenden Zirkulationsast möglicherweise entstehende Bewölkung gilt.

Da Q_s hauptsächlich von der Vorticity des Stromfelds abhängt, wird auch der Antriebsterm FQ_s weitgehend durch Änderungen der Vorticity entlang den Isothermen bestimmt und ist zu einem großen Teil identisch mit dem sogenannten "SUTCLIFFE-forcing" (1947), der Advektion von Vorticity mit dem thermischen Wind. FQ_s wird dementsprechend wirksam in den baroklinen Wellen und verursacht Hebung im allgemeinen vorderseitig der Tröge und Absinken rückseitig davon. Dabei wechseln Gebiete mit auf- und absteigender Bewegung entlang der Frontalzone ab. FQ_s liefert normalerweise den auslösenden Antrieb für stärkere Entwicklungen. Die in Bild 14 dargestellte Situation zeigt schematisch die Verteilung von FQ_s in einer labil anwachsenden baroklinen Welle. Durch Konvergenz bzw. Divergenz von FQ_s wird genau die Hebung der warmen und das Absinken der kalten Luft angezeigt, was für diese Konstellation charakteristisch ist.

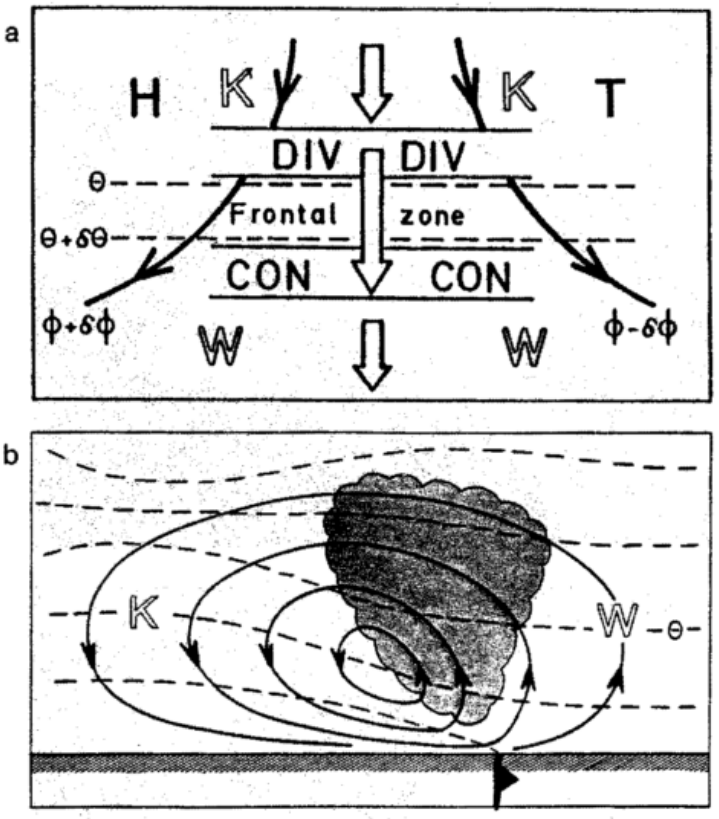


Bild 13: (a) Verteilung von Q_n und FQ_n in einem frontogenetisch wirkenden Stromfeld.
(b) Schema der ageostrophischen Querzirkulation bei Frontogenese im Horizontalwindfeld (Gebiet mit Bewölkung schattiert).

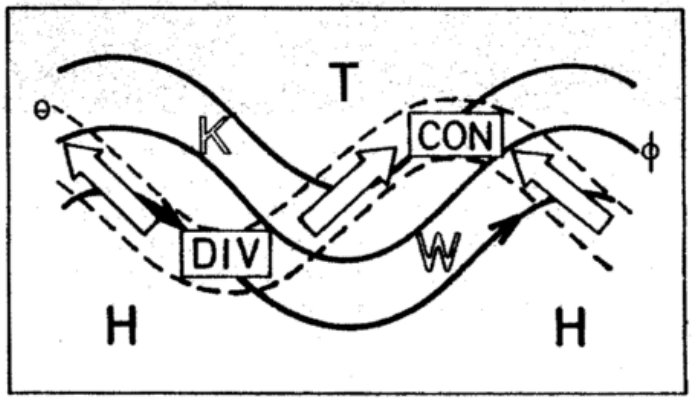
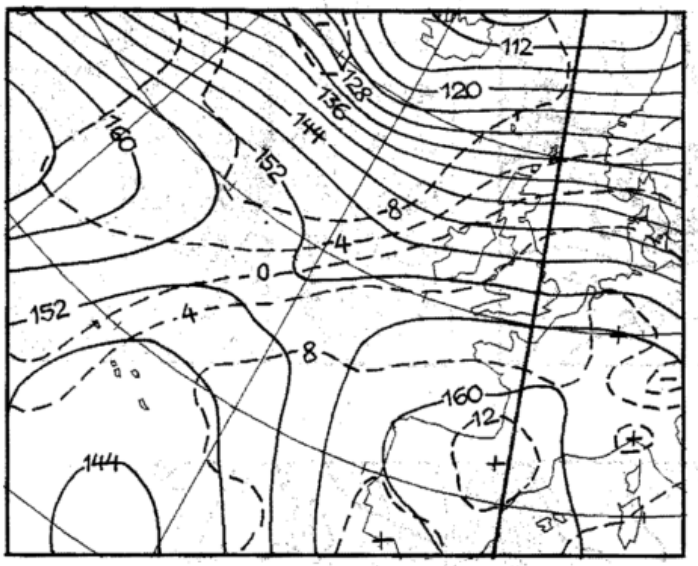


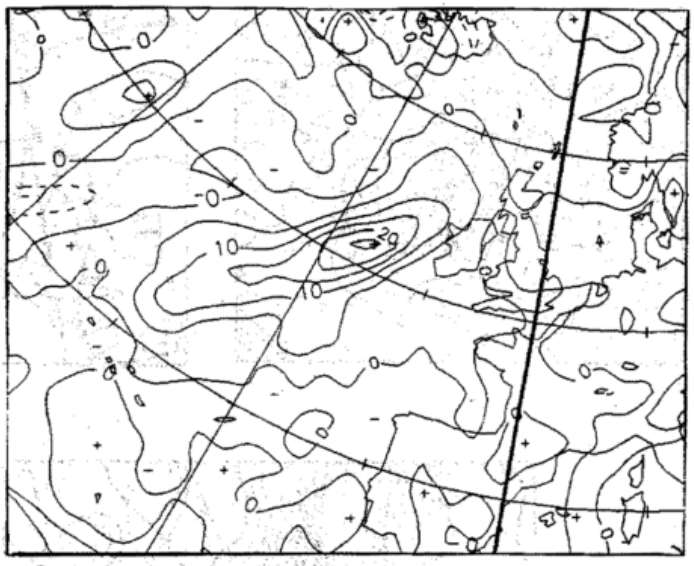
Bild 14: Verteilung von Q_s und FQ_s in einer instabilen baroklinen Welle.

3.2 Diagnose frontogenetischer und frontolytischer Felder

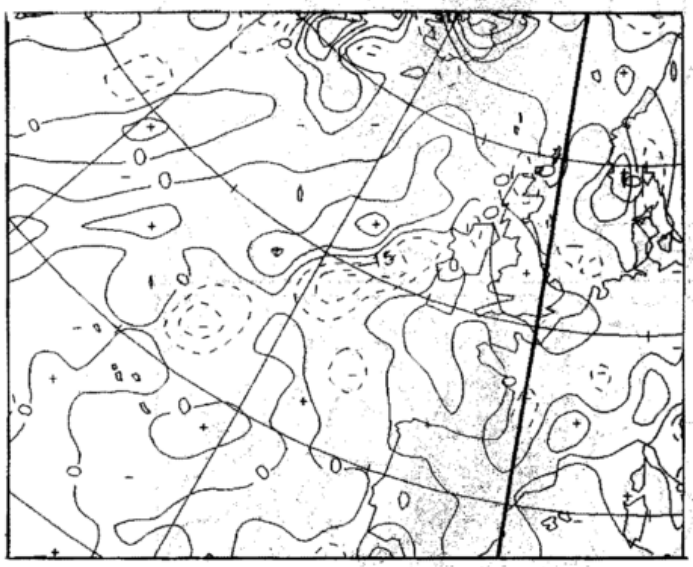
Wie bereits oben bemerkt, setzt Frontogenese oder Frontolyse im geostrophischen Windfeld das Wirken von Deformation voraus. In Anordnungen mit Deformation kann man eine Schrumpfungs- und eine Streckungsachse definieren, längs derer die Partikel den entsprechenden Formänderungen unterworfen sind. Ein Deformationsfeld wirkt frontogenetisch (frontolytisch), wenn der Winkel zwischen den Isothermen und der Streckungsachse kleiner (größer) 45° ist.

Ein typisches Feld mit Deformation ist das sogenannte „Viererdruckfeld", eine schachbrettartige Anordnung von je zwei Zyklonen und Antizyklonen und einem Sattelpunkt in der Mitte, an dem sich Schrumpfungs- und Streckungsachse kreuzen. Ein Beispiel dafür aus der unteren Troposphäre enthält Bild 15. Wie die Isothermendrängung zeigt,

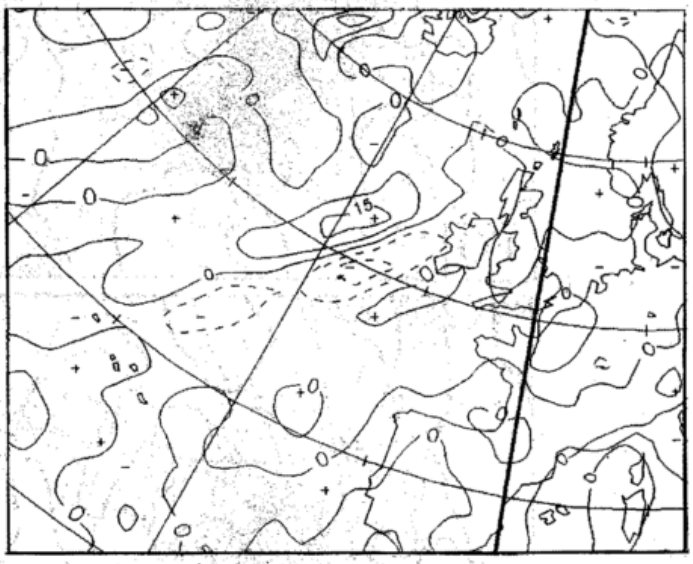




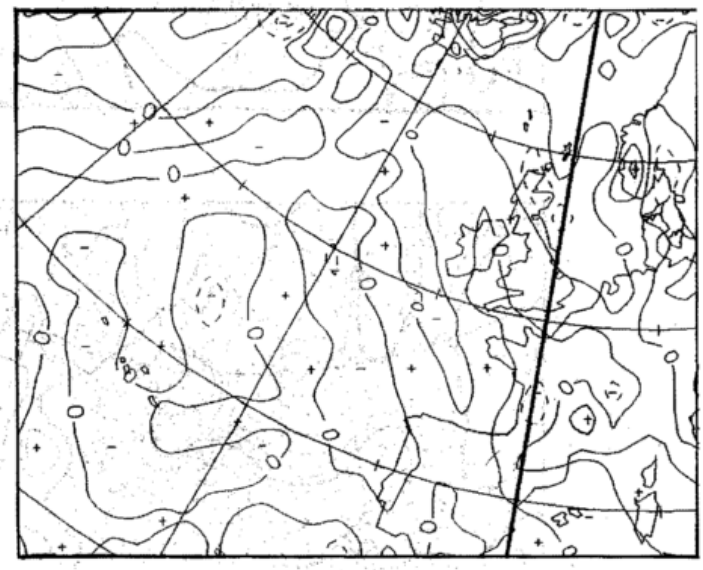
$-Q_n$



FQ



FQ_n



FQ_s

Bild 15: 850 hPa-Analysen und Diagnosefelder des Globalmodells vom 18. 3. 1993, 00 UTC.
Oben: Isohypsen (ausgezogen, in gpdam) und Isothermen (strichliert, in °C); Frontogeneseparameter ($-Q_n$) (in $10^{-13} m^2 kg^{-1} s^{-1}$)
Unten: FQ, FQ_n und FQ_s, jeweils in $10^{-18} m\ kg^{-1} s^{-1}$

hat sich in dem Feld bereits eine deutliche Frontalzone gebildet, die wegen der weitgehend parallelen Lage zur von SW nach NE verlaufenden Streckungsachse einem weiteren Frontogenese-Effekt im horizontalen Windfeld unterworfen ist. Das wird durch entsprechend große positive Werte des Frontogenese-Parameters ($-Q_n$) direkt angezeigt. Man sieht, daß in einem solchen Fall der Vertikalbewegungsantrieb (FQ) fast ausschließlich durch den Zirkulationsantrieb FQ_n bestimmt wird, der ein frontalzonenparalleles Nebeneinander von Hebung der warmen und Absinken der kalten Luft liefert. Die Beiträge von FQ_s, die gemäß Definition hauptsächlich auf Variationen der Vorticity längs den Isothermen zurückgehen, sind demgegenüber gering.

In der Höhe resultieren signifikante frontogenetische bzw. frontolytische Effekte vor allem in den Konfluenz- und Diffluenzzonen, die dem Wellenmuster der Strömung überlagert sind und die bereits in 2.2 angesprochen wurden. Bei weitgehend strömungsparallelem Isothermenverlauf erfahren die Partikel in einer Konfluenzzone einen Frontogenese-Effekt, während sie in einer Diffluenzzone einer frontolytischen Wirkung unterworfen sind. Innerhalb der Strömung folgen Bereiche mit Konfluenz und Diffluenz häufig dicht aufeinander.

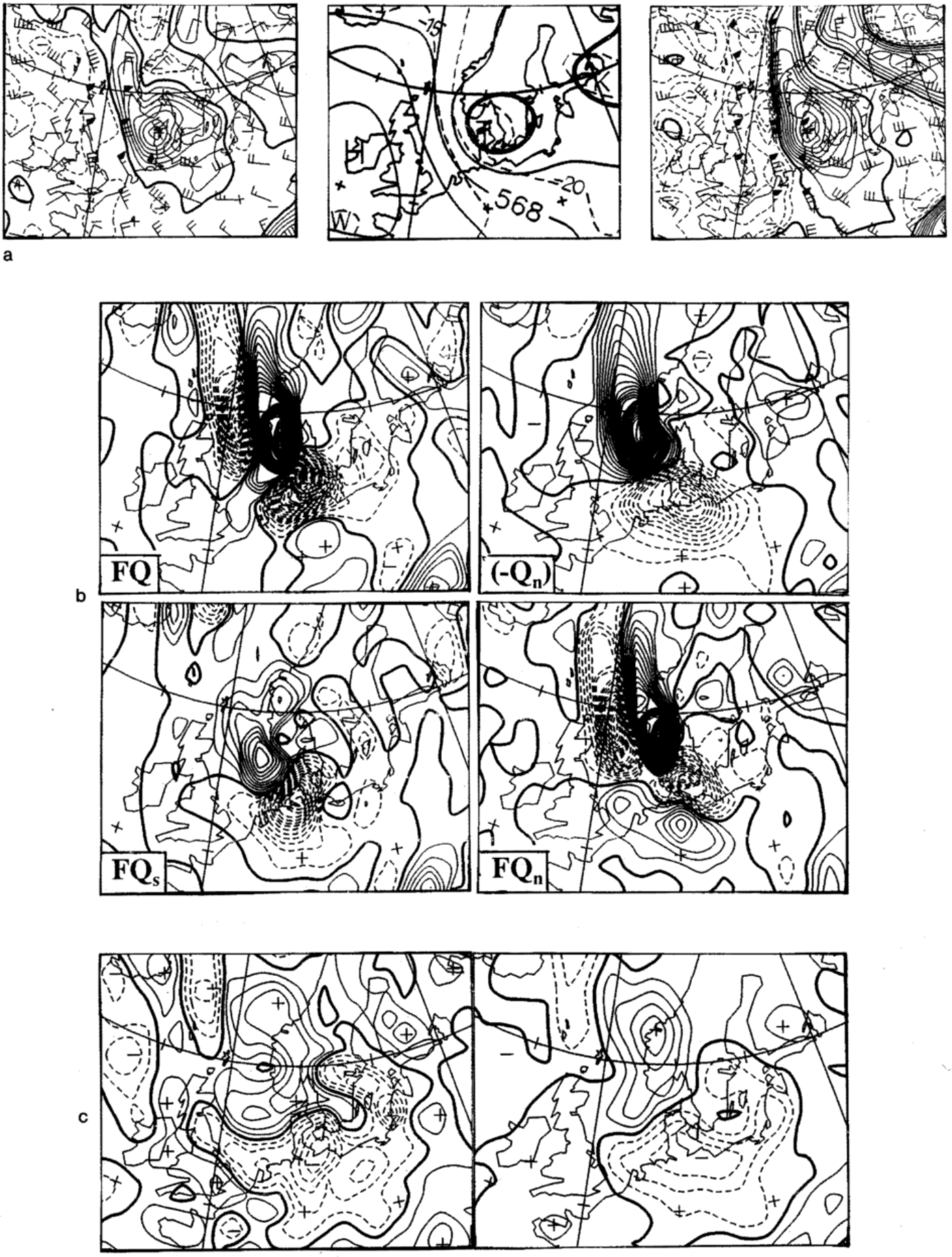


Bild 16: Analysen und Diagnosefelder vom 30. 8. 1993, 12 UTC

(a) (von links nach rechts) Winde und relative Vorticity (in Einheiten von $2 \cdot 10^{-5} s^{-1}$, negative Werte strichliert) in 500 hPa (EM); Geopotential (ausgezogen) und Temperatur (strichliert) in 500 hPa (GM); Winde und relative Vorticity in 300 hPa (EM)

(b) FQ, FQ_s und FQ_n (in Einheiten von $5 \cdot 10^{-18} m\ kg^{-1} s^{-1}$) und $(-Q_n)$ (in Einheiten von $5 \cdot 10^{-13} m^2 kg^{-1} s^{-1}$) in 500 hPa (GM)

(c) Omega in 500 hPa (in Einheiten von 4 hPa h^{-1}) von EM (links) und GM (rechts).

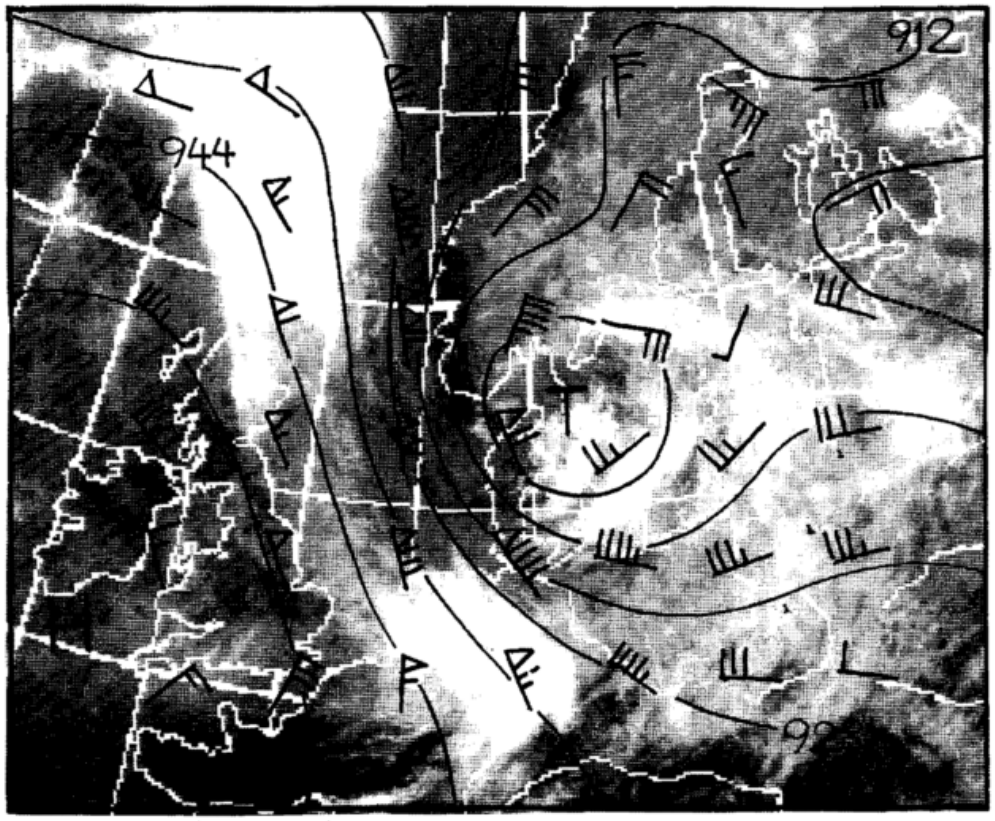


Bild 17: IR-Satellitenbild von METEOSAT vom 30. 8. 1993, 12 UTC.

Das trifft z. B. für die Nordwestströmung in Bild 16 zu, die zwischen einem Hoch über Irland und einem Tief über Südskandinavien ein Maximum sowohl der Windgeschwindigkeit als auch des Temperaturgradienten aufweist. Stromauf davon zeigen die Isohypsen einen ausgeprägten konfluenten Verlauf, der in eine ähnlich deutliche Diffluenz südöstlich des Extremums übergeht.

Da auch in diesem Fall die Isothermen weitgehend parallel zu den Isohypsen verlaufen, zeigt der Frontogenese-Parameter kräftige frontogenetische bzw. frontolytische Effekte in der Konfluenz- bzw. Diffluenzzone an. Daraus resultiert ein entsprechend starker Antrieb für eine direkte Zirkulation im konfluenten und eine indirekte Zirkulation im diffluenten Bereich, so daß FQ_n eine schachbrettartige Verteilung des damit gekoppelten Omega-Forcing liefert. Damit muß eine obere Querbewegung zum tiefen Potential in der Konfluenz bzw. zum hohen Potential in der Diffluenz verbunden sein, was für die Geschwindigkeitsänderung der das Jetmaximum durchströmenden Partikel erforderlich ist.

Insgesamt entspricht somit das FQ_n-Bild genau der Divergenz-Konvergenz-Verteilung, wie sie SCHERHAG (1934) aufgrund der ageostrophischen Querbewegungen für ein Jetmaximum der Höhenströmung postuliert hat und wie sie auch heutzutage für die Dynamik von "Jet streaks" angenommen wird. Die Diagnose zeigt allerdings, daß der Beitrag von FQ_s nicht vergessen werden darf. Wegen der überlagerten zyklonalen Krümmung im Bereich des Gradient- bzw. Windmaximums liefert er Hebung stromab und Absinken stromauf davon, so wie man es gemäß Bild 2 von einem kalten Höhentrog erwartet. Im Gesamt-Forcing wird dadurch der Absinkantrieb der indirekten Zirkulation weitgehend überkompensiert, während die Verteilung in der Konfluenz nur wenig modifiziert wird. Nach den in Bild 16c wiedergegebenen Omega-Analysen der Modelle und dem Satellitenbild in Bild 17 zu schließen, war die Kompensation der Querzirkulation im Diffluenzgebiet noch stärker und es herrschte einheitlich Hebung. Anzumerken ist noch, daß sich unter dem Hebungsbereich eine schwach ausgeprägte Bodenkaltfront befand.

3.3 Beziehung zwischen Frontogenese und Zyklogenese

Die Querzirkulation bei Frontogenese produziert nicht nur Wolkenbänder und Niederschlag, sondern verursacht auch Änderungen von Druck und Vorticity. Im Bereich der Warmluft kommt es bodennah zu Druckfall und in der Höhe zu Druckanstieg, im Bereich der Kaltluft umgekehrt zu Druckanstieg am Boden und zu Fall in der Höhe. Gekop-

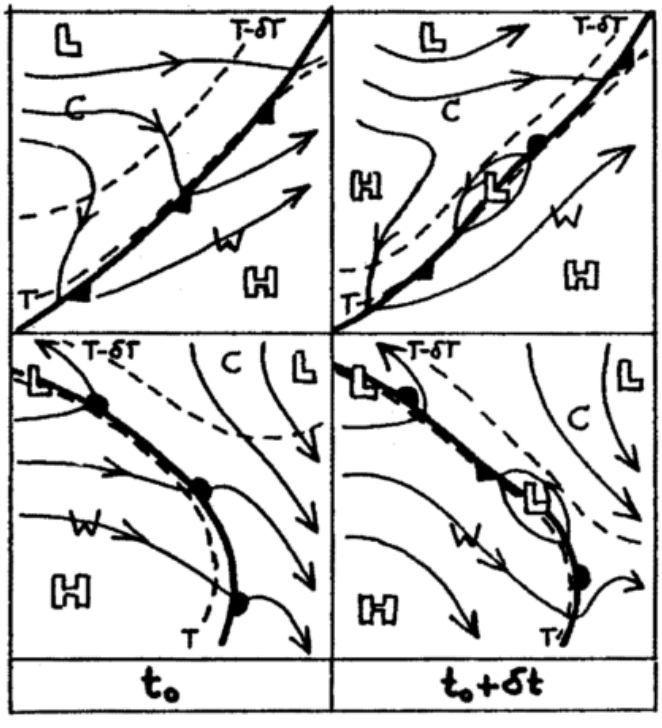


Bild 18: Bildung eines Wellentiefs bei Frontogenese an einer Kaltfront (oben) und einer Warmfront (unten).

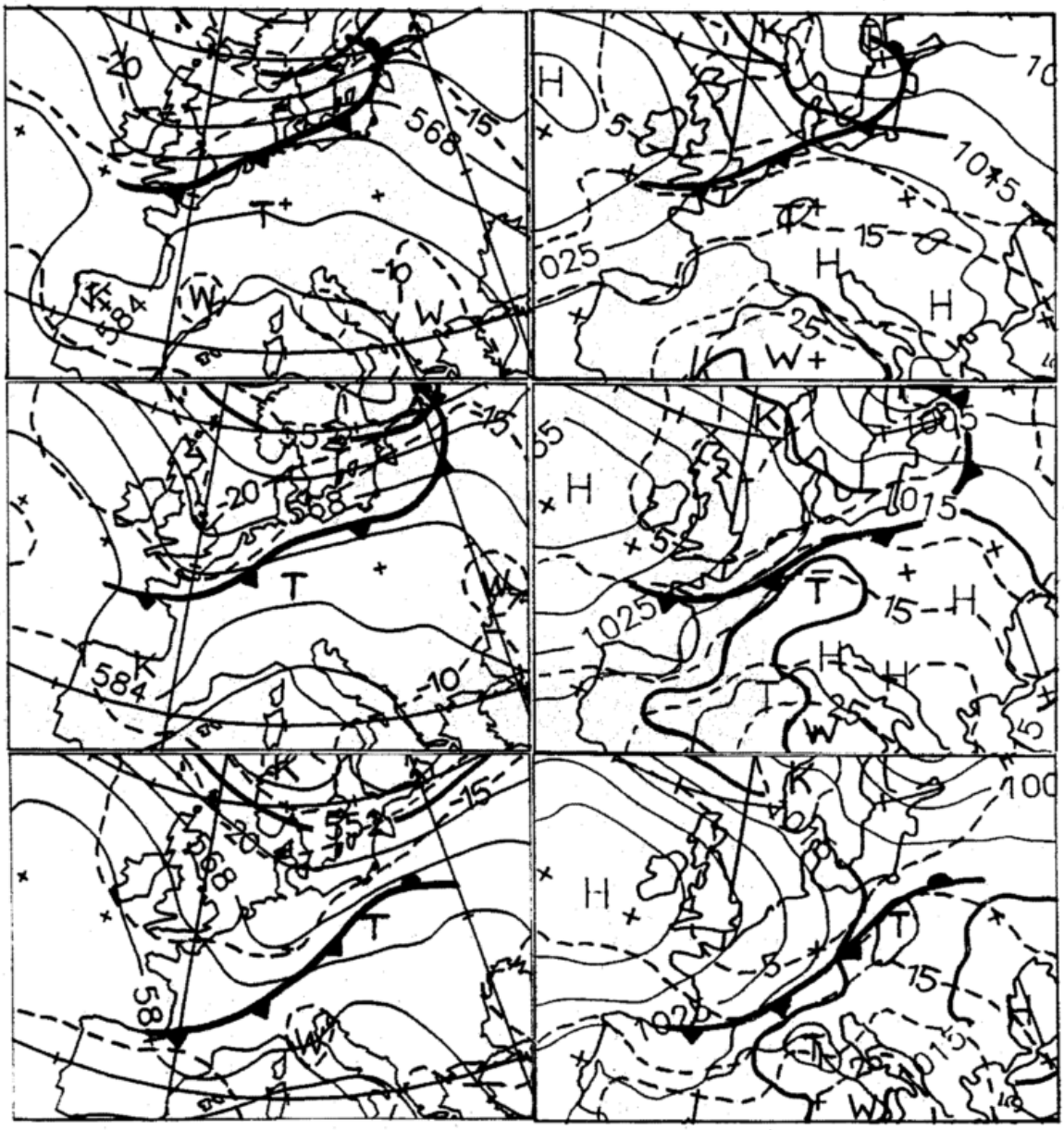


Bild 19a: Analysen des Globalmodells vom 5. 7. 1993, 00 und 12 UTC und vom 6. 7. 1993, 00 UTC (von oben nach unten) mit links: Geopotential (ausgezogen) und Temperatur (strichliert) in 500 hPa und rechts: Bodenluftdruck (ausgezogen) und Temperatur in 850 hPa (strichliert) sowie Bodenfronten

pelt damit wird innerhalb der geneigten Frontalzone durch Konvergenz zyklonale Vorticity produziert, während außerhalb davon Divergenz wirkt und zur Bildung antizyklonaler Wirbelgröße Anlaß gibt. Die Vorticityproduktion durch die Vergenzen wird ähnlich wie im Temperaturfeld z. T. durch den Effekt der Vertikalbewegungen kompensiert, so daß die resultierenden Änderungen besonders groß am unteren und oberen Rand des Zirkulationsgebietes sind.

Die Konsequenzen der beschriebenen Änderungen sind abhängig von der jeweiligen Struktur der Strömung. In der Höhe wird normalerweise eine Zunahme des Druckgradienten beobachtet, dem ein entsprechendes Anwachsen der Windgeschwindigkeit folgt. Sehr häufig entsteht ein Geschwindigkeitsmaximum mit starker Scherung an beiden Flanken. In der unteren Troposphäre ist die Strömungskomponente quer zur Frontalzone von Bedeutung. Ist sie groß, entsteht bzw. verschärft sich der Trog im Druckfeld, in dem die Frontalzone eingebettet ist. In Fällen mit geringer Querkomponente oder mit einer Strömung mehr parallel zur Front führt der Druckfall im Bereich der Frontogenese nicht selten zur Formierung eines länglichen Tiefs, wie in Bild 18 schematisch dargestellt. Damit führt die Frontogenese zum ersten Stadium der Zyklogenese.

Als Beispiel dafür zeigt Bild 19 die Bildung eines Tiefs über Mitteleuropa in einem Bereich mit zunächst sehr geringen Druckunterschieden. Ausgehend von einem seichten Restkern über dem Westen Deutschlands formiert sich das Tief vor einer von NW herannahenden Kaltfront. Während der Zyklogenese verschärft sich der Druckgradient an der Westflanke des Tiefs genauso, wie der Temperaturgradient in 850 hPa anwächst. Gleichzeitig bildet sich ein markantes frontalzonenparalleles und vertikal anwachsendes Wolkenband, aus dem z. T. kräftige Niederschläge fallen. Da die Schichtung der Warmluft potentiell instabil war, werden am warmen Rand der Frontalzone vielfach Gewitter ausgelöst. Insgesamt erfährt die Bodenfront, die zu Anfang nur undeutlich ausgeprägt war und kaum Wetterwirksamkeit zeigt, in kurzer Zeit eine signifikante Intensivierung.

Der Vergleich mit 500 hPa läßt erkennen, daß sich die Intensivierung der Front und die damit verknüpfte Bildung des Tiefs vorderseitig eines von den Britischen Inseln nach

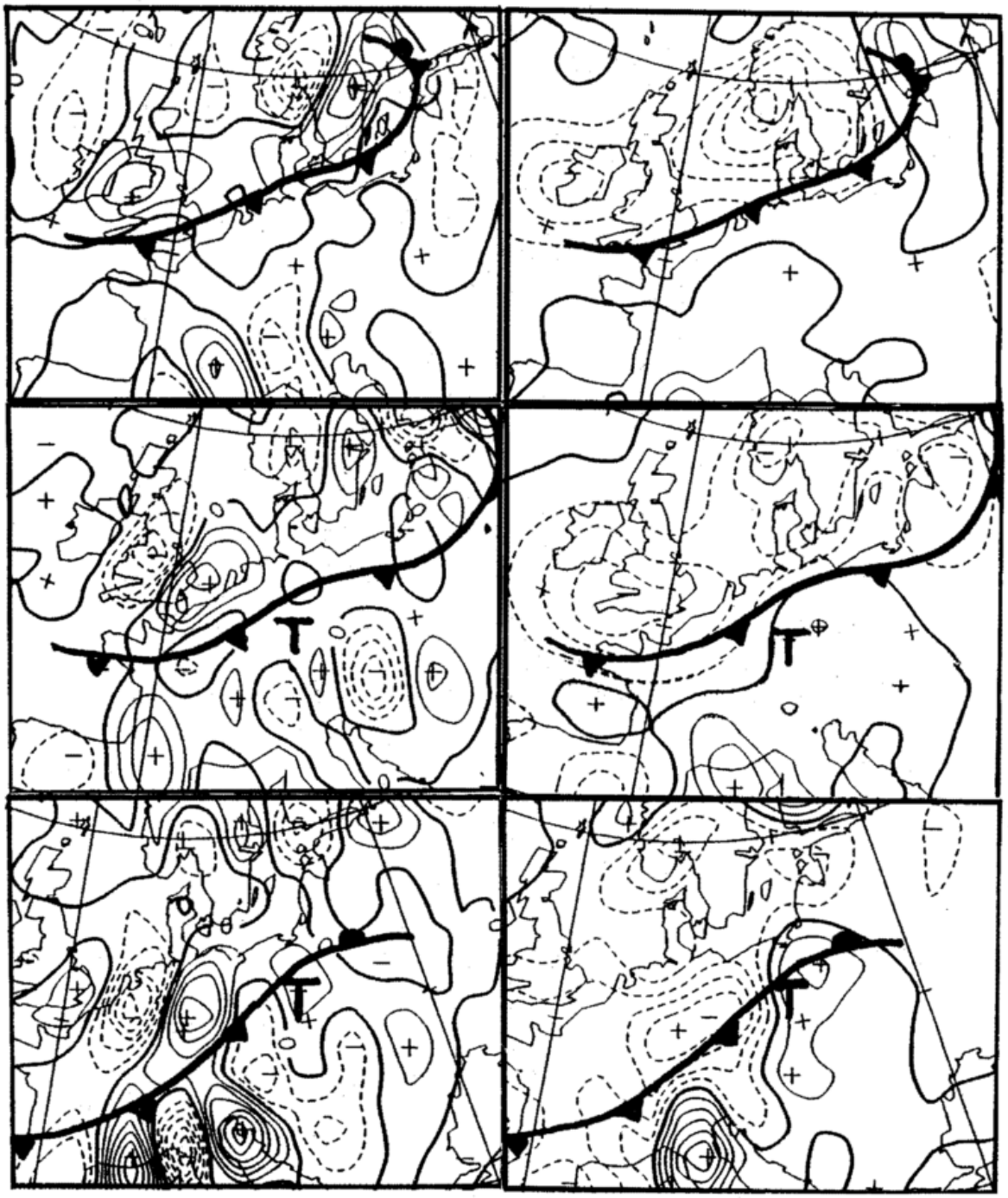
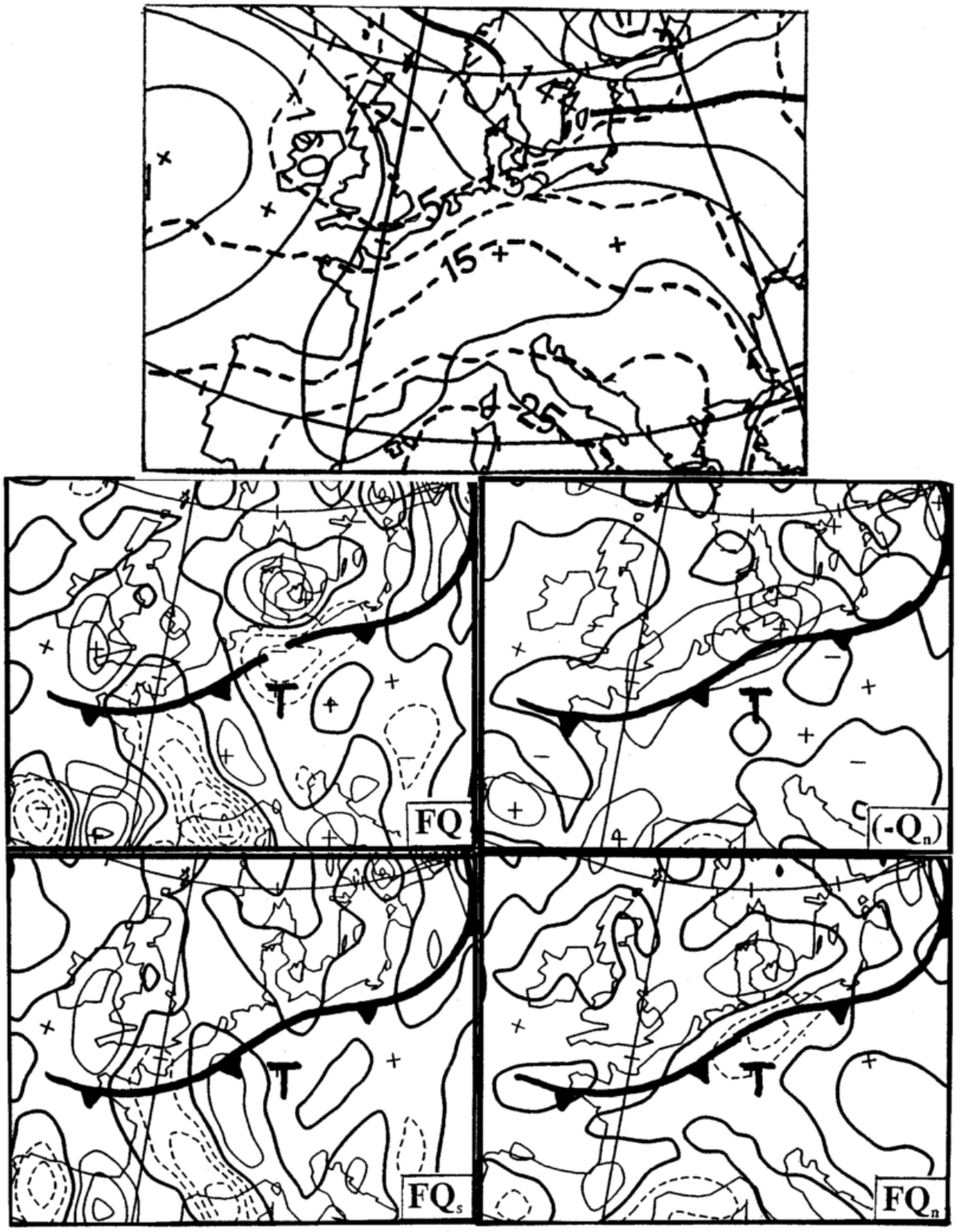


Bild 19b: Vorticityadvektion in 500 hPa (links, in Einheiten von $2 \cdot 10^{-9} s^{-2}$, negative Werte strichliert) und Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa (rechts, in Einheiten von $2 \cdot 10^{-7} m^3 kg^{-1} s^{-1}$, negative Werte strichliert).

Mitteleuropa schwenkenden Höhentroges vollziehen. Man könnte somit an eine normale, wenn auch vergleichsweise schwache Zyklonenentwicklung denken, ausgelöst durch die PVA an der Vorderseite des Troges. Bei der Inspektion der Felder von Vorticity- und Temperaturadvektion in Bild 19b stellt man allerdings fest, daß während der ersten Phase der Zyklogenese die PVA in 500 hPa nicht über dem Bodentief, sondern weit nordwestlich davon wirkt und daß in diesem Bereich gleichzeitig relativ starke KLA der Mitteltemperatur zwischen 500 und 1000 hPa zu verzeichnen ist. Das bedeutet eine Kompensation hinsichtlich des Omega-Antriebs und erlaubt somit - bei diagnostischer Betrachtung der Advektionen allein - keine eindeutige Aussagen hinsichtlich Vertikalbewegungen und zyklogenetischer Effekte. Hier zeigt sich der Vorteil der Q-Vektor-Diagnose, bei der mit FQ nur ein Term zu betrachten ist, der gemäß Bild 19c für 850 hPa zum Mittagstermin einen Antrieb für Hebung über dem Norden und der Mitte Deutschlands ausweist, dem nach Norden hin ein ähnlich starker Antrieb für Absinken folgt. Die Hebung überdeckt den Bereich von Bodentief und Bodenfront und erklärt damit sowohl die Formierung des Tiefs als auch die gesteigerte Wetteraktivität an der Front. Die Diagnose zeigt außerdem die Frontogenese-Tendenz an der Frontalzone der Kaltfront an, die aus dem stark diffluenten Strömungsverlauf quer zu den Isothermen resultiert, und weist nach, daß der Vertikalbewegungsantrieb zu diesem Zeitpunkt hauptsächlich durch FQ_n, also den durch die Frontogenese verursachten Zirkulationsterm, bestimmt wird. Die Bildung des Bodentiefs kann somit weitgehend auf die Wirkung der Querzirkulation zurückgeführt werden. Erst im weiteren Verlauf, als sich ein Vorticitymaximum in dem zum Bodentief gehörenden 850 hPa-Trog gebildet hat, kommt der Term FQ_s ins Spiel.

Anhand der Diagnose des Folgetermins sieht man, daß auch für die Weiterentwicklung des Tiefs die Frontogenese



5. 7. 1993

Bild 19c: 850 hPa-Diagnosefelder vom 5. 7. 1993, 12 UTC bzw. 6. 7. 1993, 00 UTC mit Geopotential (ausgezogen) und Temperatur (strichliert); Frontogeneseparameter ($-Q_n$) (in Einheiten von $5 \cdot 10^{-13} m^2 kg^{-1} s^{-1}$, negative Werte strichliert); FQ, FQ_n und FQ_s (in Einheiten von $5 \cdot 10^{-18} m\ kg^{-1} s^{-1}$).

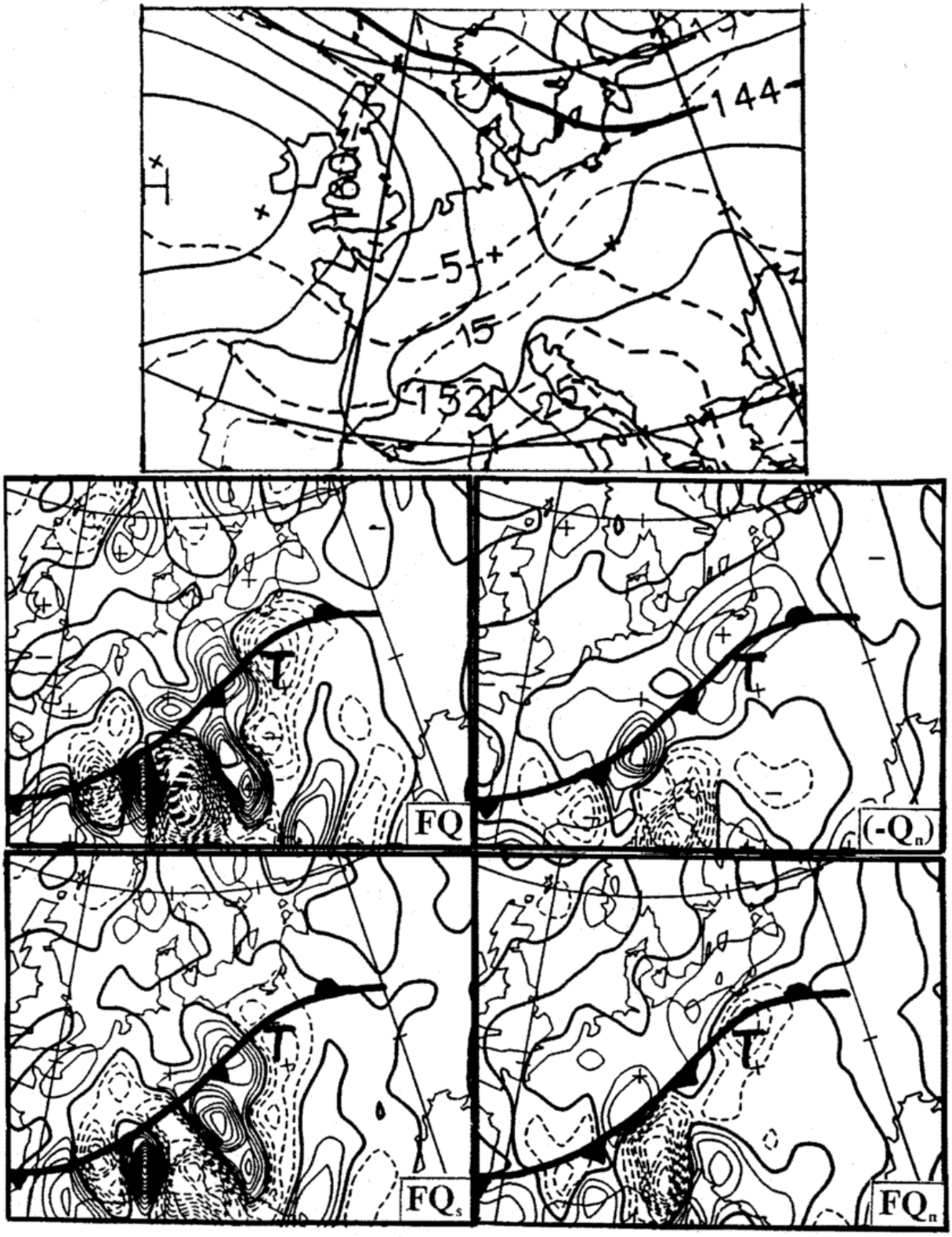


Bild 19c: 6. 7. 1993

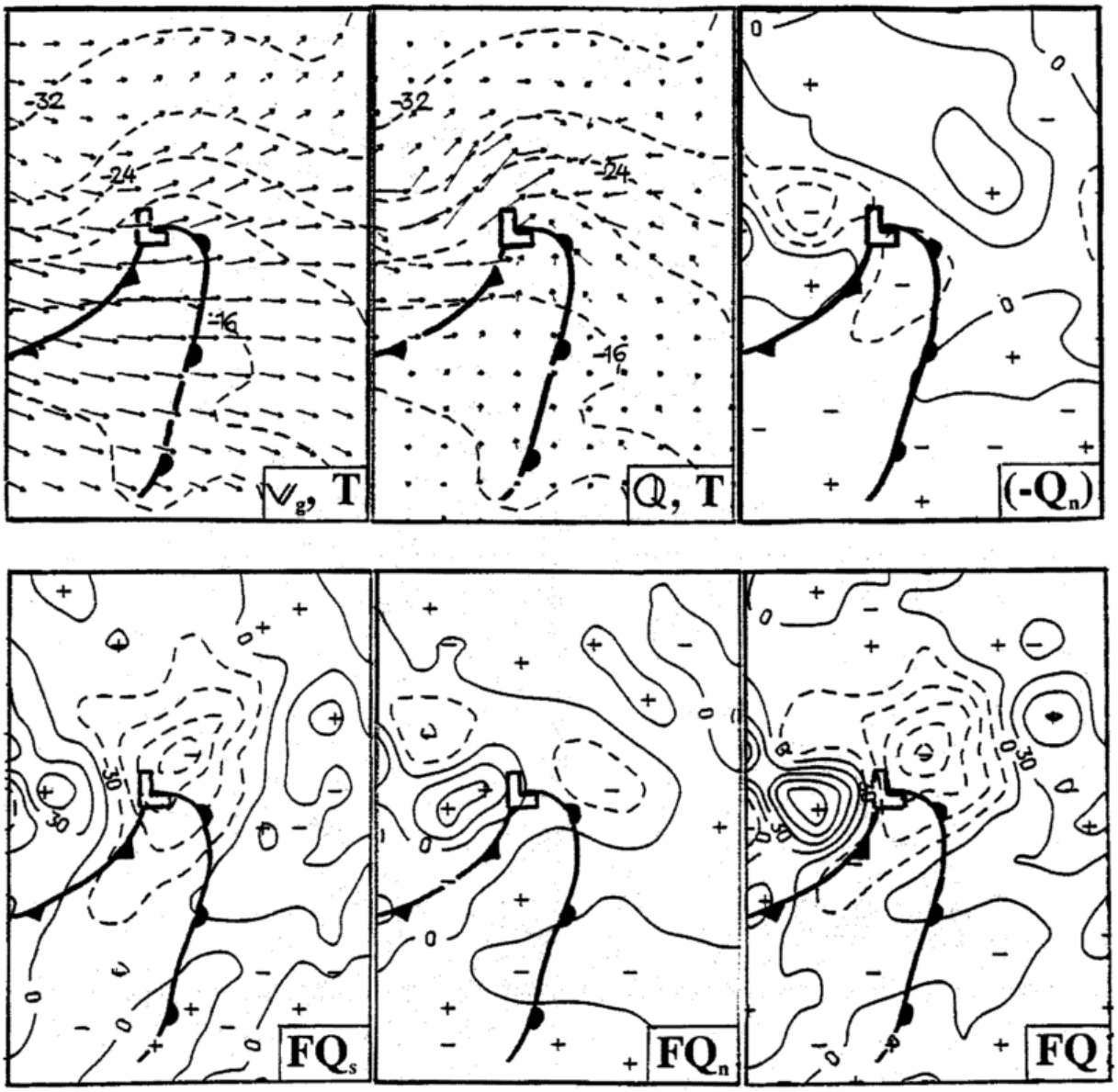


Bild 20: Q-Vektor-Diagnose für 20. 10. 1986, 12 UTC für 500 hPa mit geostrophischem Wind, Q-Vektoren, Isothermen, Frontogenese-Parameter (in 10^{-10}K m^{-1}s^{-1}) sowie FQ$_s$, FQ$_n$ und FQ (in 10^{-16}K m^{-2}s^{-1}).

im Bereich der bodennahen Frontalzone von Bedeutung ist. Sie wirkt nicht nur an der Kaltfront, sondern - durch eine ausgeprägte isothermenparallele Konfluenz- auch an der Warmfront des jungen Tiefs. Der stärkste frontogenetische Effekt ergibt sich dadurch nördlich des Bodentiefs, so daß die Hebung innerhalb der Querzirkulation direkt über dem Kern am stärksten ist und zusammen mit dem dort gleichgerichteten FQ$_s$-Forcing für eine Vertiefungstendenz sorgt.

Bis zum Folgetag verlagert sich das Tief nordostwärts nach Rußland, wobei sich sein Kerndruck um ca. 10 hPa erniedrigt. Dieses Verhalten kann natürlich auch mit der konventionellen quasigeostrophischen Diagnose erklärt werden. Die Verlagerung resultiert aus der Verteilung von WLA und KLA, die Vertiefung aus der Wirkung von PVA über dem Kern. Die PVA in diesem Gebiet ist allerdings relativ schwach, da der Höhentrog noch weit westlich des Bodentiefs liegt. Dem entspricht die nur mäßige Intensivierung dieses Gebildes.

3.4 Frontogenetische und frontolytische Stromfeldeffekte im Lebenszyklus der Zyklonen

Auch während der weiteren Entwicklungsphasen der Zyklonen kommt es zu signifikanten frontogenetischen, aber auch frontolytischen Effekten im horizontalen Stromfeld, die mit ihrem Zirkulationsantrieb das Vertikalbewegungsregime im Bereich der betreffenden Druckgebilde beeinflussen. Sie können mit Hilfe der Q-Vektor-Diagnose leicht und eindeutig identifiziert werden (KURZ 1992).

Als Beispiel dafür enthält Bild 20 die diagnostischen Felder für 500 hPa für das Reifestadium einer typischen Zyklogenese über dem westlichen Mitteleuropa. Die Felder wurden abgeleitet aus manuellen Analysen von Geopotential und Temperatur und beziehen sich auf ein 127 km-Gitter. Dargestellt sind geostrophischer Wind, Q-Vektoren, Frontogenese-Parameter und die einzelnen Teile des Omega-Antriebs.

Wie typisch für eine labile barokline Welle, liegt die Bodenzyklone vor einem kurzwelligen Höhentrog. Dementspre-

chend zeigen die Q-Vektoren mit ihrer Konvergenz einen ausgeprägten Hebungsantrieb über dem Tief und seiner Vorderseite an, dem dicht stromauf ein Bereich mit Divergenz und ähnlich starkem Absinken folgt. Die Hebung erfaßt die - zonal verglichen - wärmste Luft.

Beim Vergleich der einzelnen Antriebsteile bemerkt man, daß der Gesamtantrieb weitgehend durch FQ_s bestimmt, in einzelnen Bereichen aber durch den Zirkulationsantrieb signifikant modifiziert wird. Das gilt besonders westlich des Bodentiefs, wo durch die Beiträge von FQ_n der Absinkantrieb deutlich verstärkt wird und zungenförmig bis dicht an das Tief heranreicht, während nördlich und südlich davon der Hebungsbereich eine rückwärtige Ausdehnung erfährt. Die Beiträge von FQ_n in diesem Gebiet resultieren aus einer deutlichen Frontolyse im Bereich der kernnahen Kaltfront, ausgelöst durch Konfluenz und Geschwindigkeitszunahme quer zu den Isothermen. Sie liefert den Antrieb für eine indirekte Zirkulation mit Hebung der kälteren und Absinken der wärmeren Luft, wie in der FQ_n-Verteilung ablesbar. Korrespondierend dazu zeigt der Frontogenese-Parameter Frontogenese am Warmfrontteil der Frontalzone an, resultierend aus einem diffluenten Strömungsverlauf mit Geschwindigkeitsabnahme quer zu den Isothermen. Dementsprechend findet man dort im FQ_n-Feld das Omega-Forcing einer direkten Zirkulation. Beide Effekte ergeben sich aus der Tatsache, daß während des Reifestadiums die stärksten Winde im Bereich des Warmsektors zu finden sind, so daß sich quer zur Kaltfront eine konfluente, quer zur Warmfront eine diffluente Strömung einstellen muß.

Außerdem zeigt sich im Feld von $(-Q_n)$ noch eine Frontolyse-Wirkung des horizontalen Windfelds im Warmsektor sowie Frontogenese am warmen Rand der Kaltfront südwestlich vom Tief. Die daraus resultierenden Beiträge zum Vertikalbewegungsantrieb sind allerdings relativ schwach.

Betrachtet man noch einmal den Gesamtantrieb FQ und berücksichtigt, daß in diesem Niveau die Luftpartikel das Tief von hinten nach vorn überqueren, so ist die Anordnung in guter Übereinstimmung mit dem Satellitenbild für diesen Termin (Bild 21), das durch eine ausgeprägte Komma-Form der höheren Bewölkung und eine auffallende, bis über den Kern und das Innere des Warmsektors reichende Zunge trockener Luft charakteristiert wird und typisch für dieses Entwicklungsstadium ist. Anhand der Q-Vektor-Diagnose kann festgestellt werden, daß die Querzirkulation im Bereich der Kaltfront einen wesentlichen Beitrag für die Entstehung dieses "Dry slot" und seine Ausdehnung in Richtung auf die Bodenzyklone liefert. Das ist insofern besonders wichtig, da die Luft in der trockenen Zunge hohe Werte positiver Vorticity besitzt, so daß mit ihrem Vordringen die Vorticityadvektion über dem Tief entsprechend verstärkt wird.

Auch bei dem in 2.2 angesprochenen "Downstream development" barokliner Wellen in der oberen Troposphäre spielen frontogenetische und frontolytische Effekte im horizontalen Windfeld eine wichtige Rolle. Meist läßt sich die Bildung des Jetmaximums, das sich an der Vorderseite des Rückens der labilen Welle formiert, auf eine lokalzeitliche Frontogenese im horizontalen Windfeld der mittleren Troposphäre zurückführen. Sie bewirkt eine Verschärfung des Temperaturgradienten und löst eine thermisch direkte Zirkulation aus, deren obere Querbewegung zur Geschwindigkeitszunahme im Jetniveau führt. Die Vergenzen beiderseits davon führen zur Produktion zyklonaler und antizyklonaler Scherungsvorticity an den Flanken des Maximums. Stromab davon stellt sich eine diffluente Strömungsanordnung ein, in der die Partikel individuell einem frontolytischen Effekt unterworfen werden. Insgesamt ergibt sich somit ein komplettes "Jet streak"-Muster. Die Advektion der zyklonalen Scherungsvorticity bildet dann den entscheidenden Faktor für die Intensivierung oder Neubildung eines Troges, wobei die indirekte Zirkulation im Delta zur Hebung der Kaltluft des Troges beiträgt.

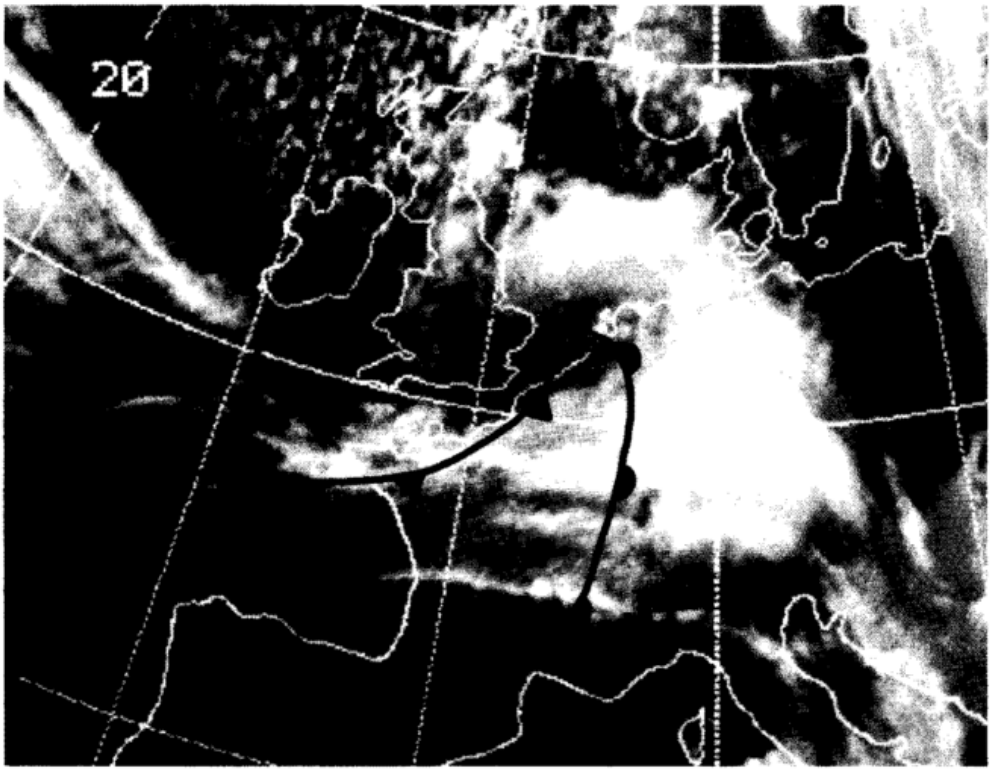


Bild 21: IR-Bild von METEOSAT vom 20. 10. 1986, 12 UTC mit Position des Bodentiefs und Bodenfronten.

4 Isentrope potentielle Vorticity (IPV) und Zyklogenese

4.1 Allgemeines

Die isentrope potentielle Vorticity (IPV) ist gemäß

$$P = -g\,(f + \zeta_\Theta)\,\frac{\partial \Theta}{\partial p} \qquad (11)$$

das Produkt aus isentroper Vorticity und Stabilität und bleibt bei adiabatisch ablaufenden Prozessen für Luftpartikel konstant. Änderungen der Partikelvorticity müssen demnach mit entgegengesetzten Änderungen der Stabilität verknüpft ablaufen.

Fußend auf frühen Arbeiten von KLEINSCHMIDT (1950/51) haben HOSKINS et al. (1985) eine Theorie entwickelt, in der das Verhalten der baroklinen Wellen und die Entwicklung von Zyklonen und Antizyklonen beschrieben wird mit Hilfe der Betrachtung positiver und negativer Anomalien der IPV zum einen in Tropopausennähe, zum anderen in der unteren, bodennahen Troposphäre.

Wegen der markanten Zunahme der Stabilität von der Troposphäre zur Stratosphäre nimmt auf einer Fläche gleicher potentieller Temperatur, die die Tropopause in Richtung unterer Stratosphäre kreuzt, auch die IPV markant zu. Ein derartiger Verlauf der Θ-Flächen ist im Bereich hochtroposphärischer Frontalzonen immer gegeben. IPV-Analysen auf solchen Flächen zeigen dementsprechend einen großen Gradienten zwischen hohen (stratosphärischen) Werten im allgemeinen im Norden und niedrigen (troposphärischen) Werten im Süden. Die Zone mit dem großen Gradienten ist identisch mit dem obersten Teil der Frontalzone und markiert an der Polarfront den Sprung zwischen der tiefen polaren und der oft wesentlich höheren subtropischen Tropopause.

Die IPV-Analysen beinhalten auch regelmäßig Anomalien vom Mittel für die betreffende Breite, d. h. Gebiete mit hohen Werten, die sich weit nach Süden, und Gebiete mit niedrigen Werten, die sich weit nach Norden erstrecken. Sie werden mit der Strömung auf der Θ-Fläche advehiert, verändern dabei u. U. ihre Form und werden evtl. auch vom Quellgebiet abgeschlossen.

Vergleiche mit Analysen auf Druckflächen lassen erkennen, daß positive IPV-Anomalien auftreten in Trögen, Höhentiefs oder aber auch an der zyklonalen Flanke ausgeprägter Strahlstrommaxima. Die zyklonale Vorticity in diesen Bereichen gepaart mit der großen Stabilität oberhalb der tiefliegenden Tropopause ergibt dort die hohen IPV-Werte. Umgekehrt findet man anomal niedrige Beträge in Höhenrücken, abgeschlossenen Hochdruckgebieten bzw. an der antizyklonalen Flanke von Strahlstromextrema, wo sowohl antizyklonale Vorticity als auch relativ geringe Stabilität unterhalb der hochgelegenen Tropopause zu verzeichnen sind.

Wie aus Bild 22 abzulesen, muß im Gleichgewichtsfall eine derart definierte positive Anomalie mit relativ kalter Luft in der Troposphäre und relativ warmer Luft in der unteren Stratosphäre verbunden sein. Setzt man in der Troposphäre einen mittleren vertikalen Temperaturgradienten an, erstreckt sich dann auch die zyklonale Rotation gekoppelt mit niedrigem Druck bzw. Geopotential bis zum Boden herab.

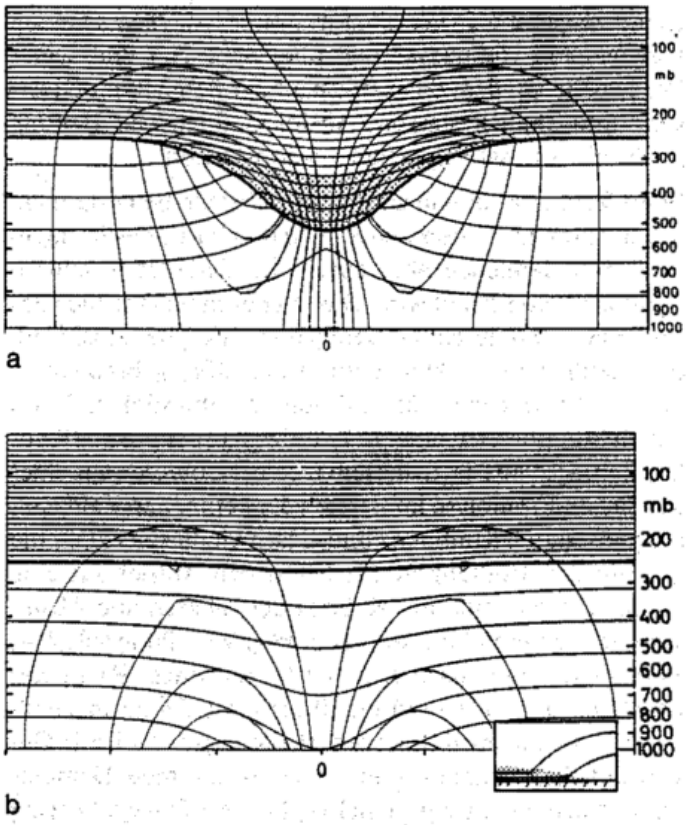


Bild 22: Verteilung von Isentropen und Isotachen der Radialgeschwindigkeit im Bereich einer kreisförmigen positiven IPV-Anomalie
(a) in Nähe der Tropopause (dick ausgezogen),
(b) in der unteren Troposphäre
Der Anomaliebereich ist gerastert (bei (b) separat dargestellt am rechten unteren Rand). Nach HOSKINS et al. (1985).

Analoges gilt für die vertikale Struktur im Bereich einer hochtroposphärischen negativen Anomalie der IPV.

Es ist auch möglich, IPV-Anomalien in der unteren Troposphäre zu definieren. Sie resultieren aus Anomalien der Temperaturverteilung, wenn man gemäß Abb. 26b unterstellt, daß die Θ-Flächen den Boden nicht schneiden, sondern gebündelt parallel zu ihm verlaufen. Eine positive Anomalie mit zyklonaler Rotation und entsprechend erniedrigtem Druck ergibt sich in warmer Luft, eine nega-

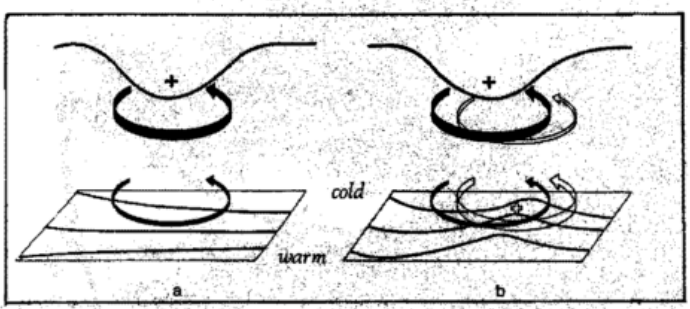


Bild 23: Zyklogenese durch Annäherung einer positiven IPV-Anomalie in der Höhe an eine bodennahe barokline Zone. Die IPV-Anomalie ist durch das Pluszeichen und die tiefe Lage der Tropopause gekennzeichnet. Am Boden sind Isothermen der potentiellen Temperatur eingezeichnet. Nach HOSKINS et al. (1985).

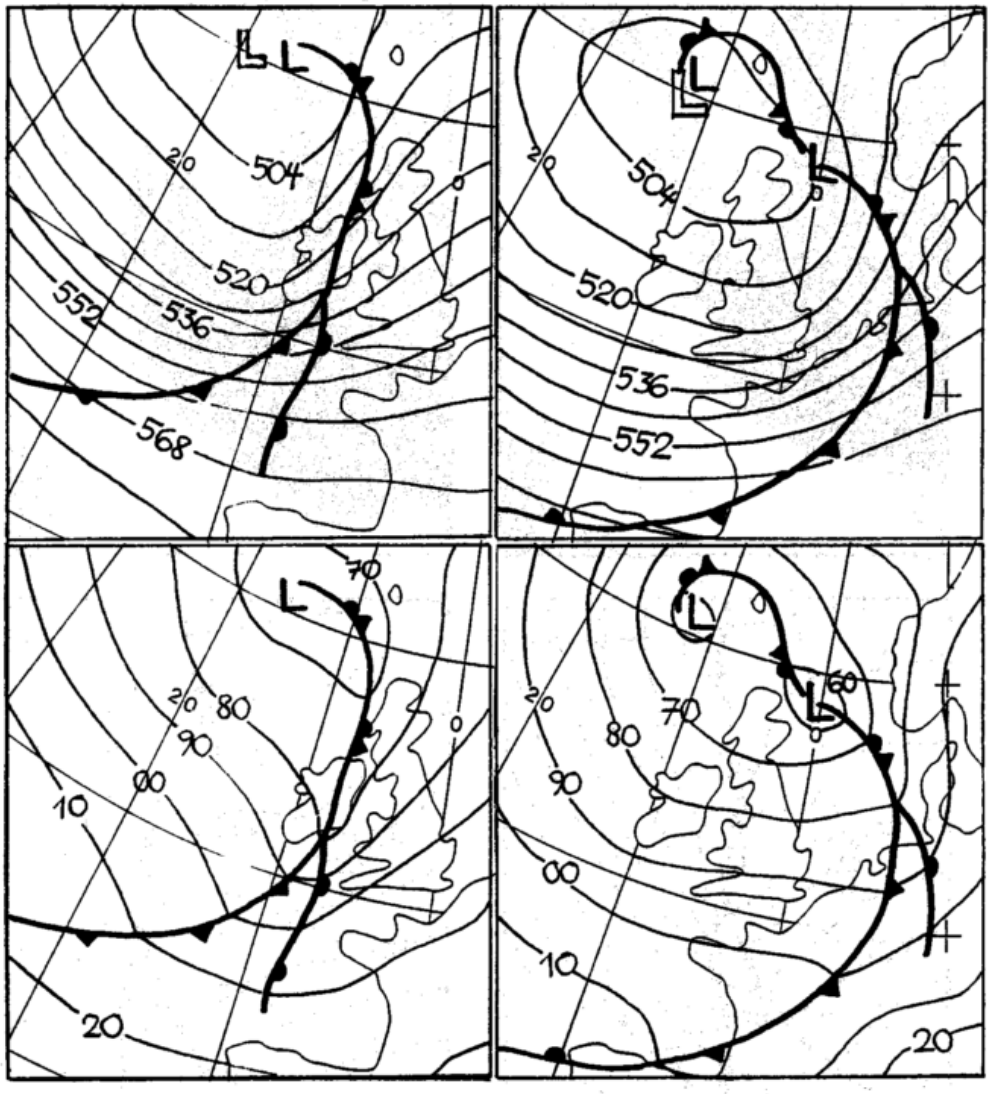


Bild 24a: 500 hPa-Topographien (oben) und Bodenkarten (unten) vom 12. 11. 1991, 12 UTC (links) und 13. 11. 1991, 00 UTC (rechts).

tive Anomalie in kalter Luft. Rotation und Druckfeldanomalie erstrecken sich mit abnehmer Intensität bis in höhere Troposphärenschichten.

Bei der Verlagerung der Anomalien kann diese Gewichtsverteilung natürlich rasch und erheblich gestört werden. Unterstellt man auch hier, daß die Atmosphäre bestrebt ist, die Störung möglichst rasch zu beheben, müssen Anpassungsprozesse einsetzen, die die Balance wieder herstellen oder – wenn das nicht möglich ist – zu einem neuen Gleichgewicht führen.

Eine solche Gleichgewichtsstörung ergibt sich, wenn sich eine positive IPV-Anomalie in Tropopausennähe, z. B. eingebettet in einen Kurzwellentrog, einer quasistationären oder langsamer wandernden baroklinen Zone in der unteren Troposphäre nähert. Die obere Anomalie „induziert" dann zunächst eine zyklonale Zirkulation auch in den unteren Schichten, durch die die Frontalzone entsprechend verformt wird. Vorderseitig der oberen Anomalie kommt es zu einem Warmluftvorstoß und somit zur Bildung einer unteren Anomalie mit zusätzlicher zyklonaler Rotation, angezeigt durch die offenen Pfeile in Bild 23. Sie beeinflußt nun ihrerseits die Strömung in der Höhe und lenkt die Luft mit den hohen IPV-Werten immer mehr zur Rückseite der unteren Anomalie, während die untere Warmluftzunge die entgegengesetzte Bewegung vollführt. Beide Zirkulationen verstärken sich somit wechselseitig und vereinen sich schließlich zu einer einzigen, in der die Luft der oberen und der unteren IPV-Anomalie spiralig verwirbelt werden.

Generell entspricht das Schema in Bild 23 genau dem unter 2.2 beschriebenen Zyklogenese-Modell von PETTERSSEN. Die Werte „induzieren" und „beeinflussen" mit der – der Beschreibung von HOSKINS et al folgend – die Wechselwirkung zwischen oberer und unterer IPV-Anomalie wiedergegeben wurde, schließt natürlich all die Effekte der Vergenzen und Vertikalbewegungen ein, die dort dargestellt wurden.

Für die Nutzung dieser Erkenntnisse in der synoptischen Diagnose sind Analysen bzw. Vorhersagen der IPV auf einer Θ-Fläche, die die Tropopause schneidet, erforderlich. Sie sind hinsichtlich ihrer Verlagerung zu vergleichen mit der Temperaturverteilung in der unteren Troposphäre. Da der Gehalt an latenter Wärme entscheidend für das Ausmaß der zyklogenetischen Entwicklung in den unteren Schichten ist, empfiehlt es sich, Analysen und Vorhersagen der äquivalent- oder pseudopotentiellen Temperatur zu benutzen.

Wichtig ist dabei, daß die Luft im Bereich positiver IPV-Anomalien in Tropopausennähe normalerweise sehr trokken ist. Diese Anomalien sind deshalb gut sichtbar in den Satellitenbildern des Wasserdampf-Kanals als auffällig dunkle Gebiete oder Zungen. IPV-Analysen sollten deshalb zusammen mit den korrespondierenden WV-Bildern benutzt werden. Die Bilder erlauben zum einen zu überprüfen, ob die Analysen korrekt sind; zum anderen zeigen sie mit der Verlagerung der trockenen Gebiete unmittelbar die Bewegung der zugehörigen IPV-Maxima an. Diese Korrela-

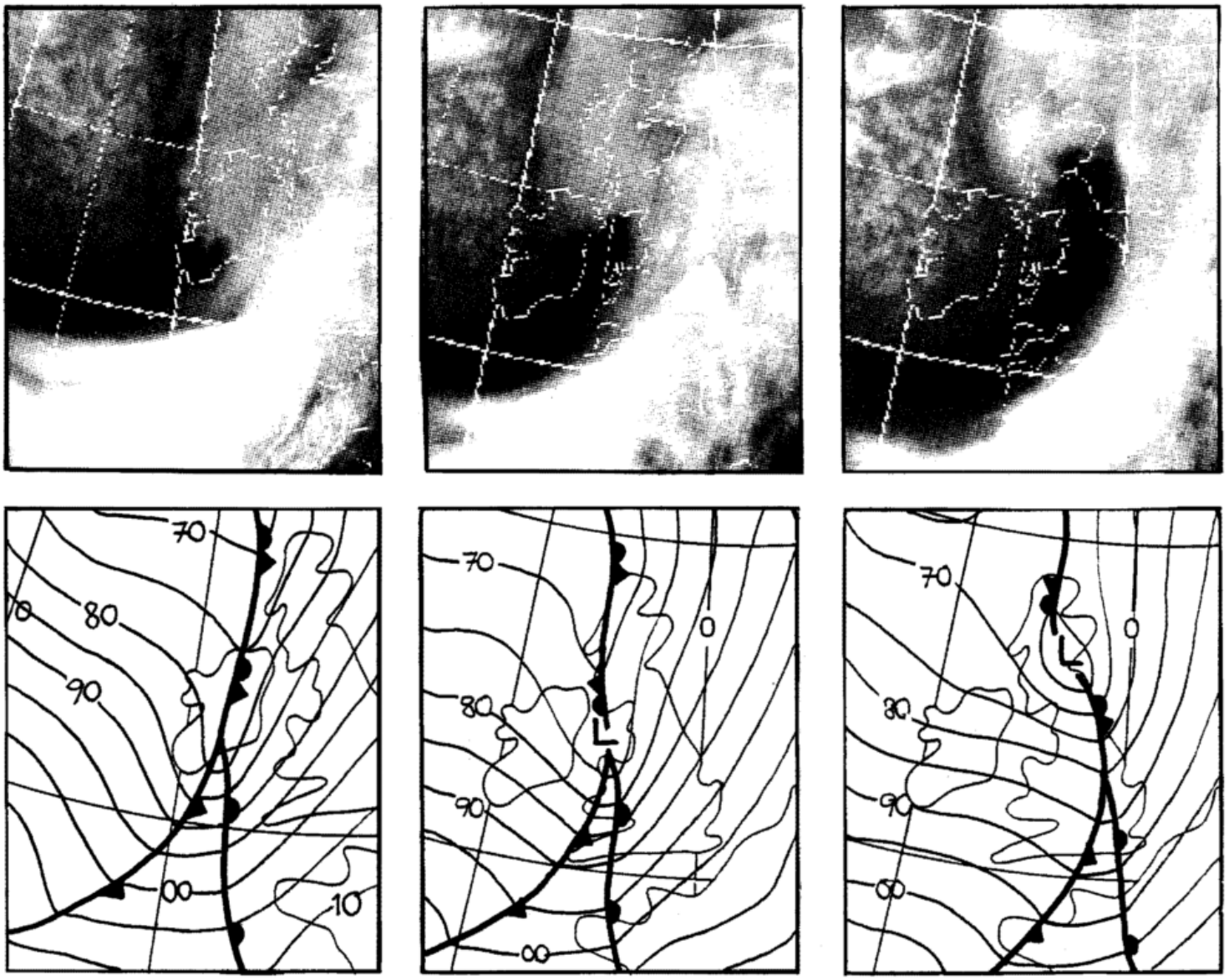


Bild 24b: WV-Bilder von METEOSAT (oben) und Bodenkarten mit Isobaren und Fronten (unten) vom 12. 11. 1991, 12, 15 und 18 UTC (von links nach rechts).

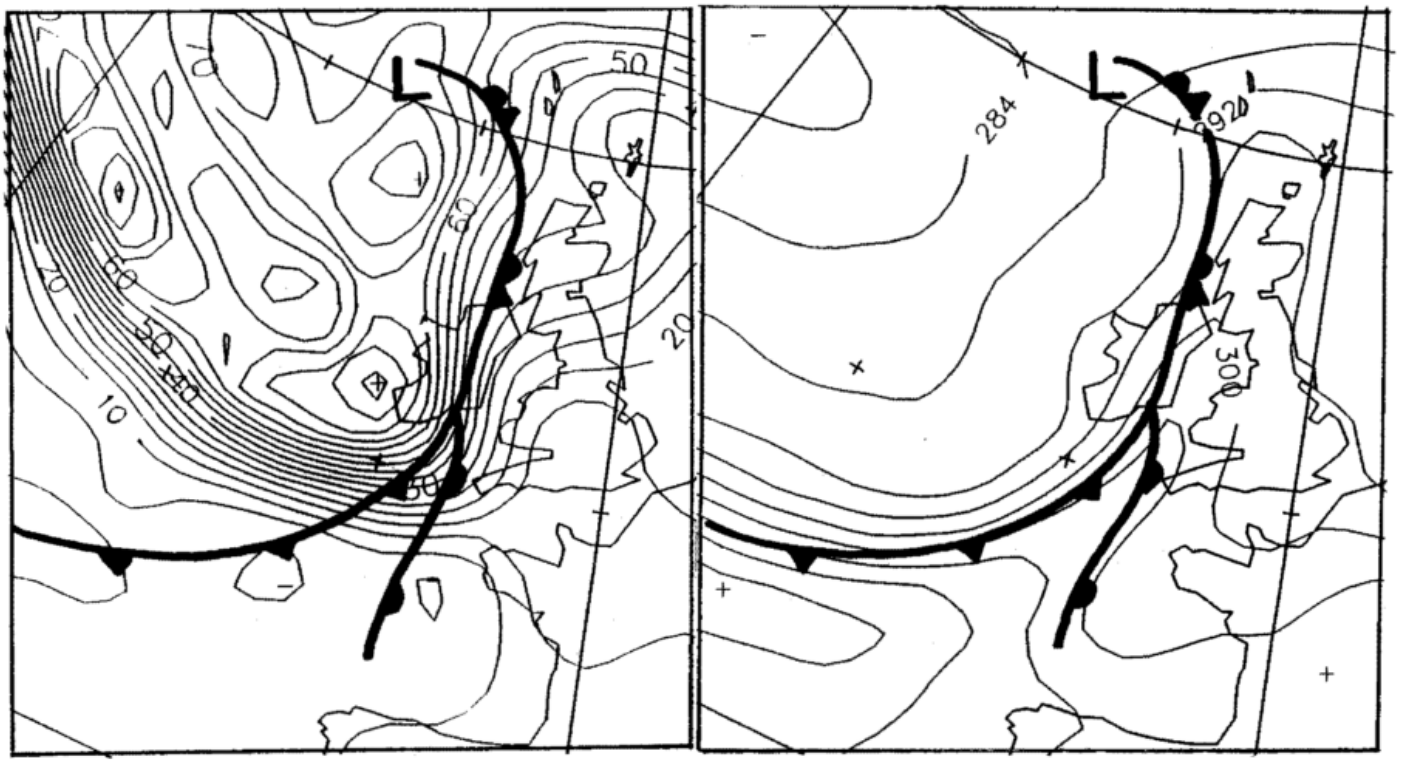


Bild 24c: Isentrope potentielle Vorticity (in $10^{-6}Km^2kg^{-1}s^{-1}$) auf der Θ-Fläche 320 K (links) und äquivalentpotentielle Temperatur in 850 hPa (in K, rechts) am 12. 11. 1991, 12 UTC.

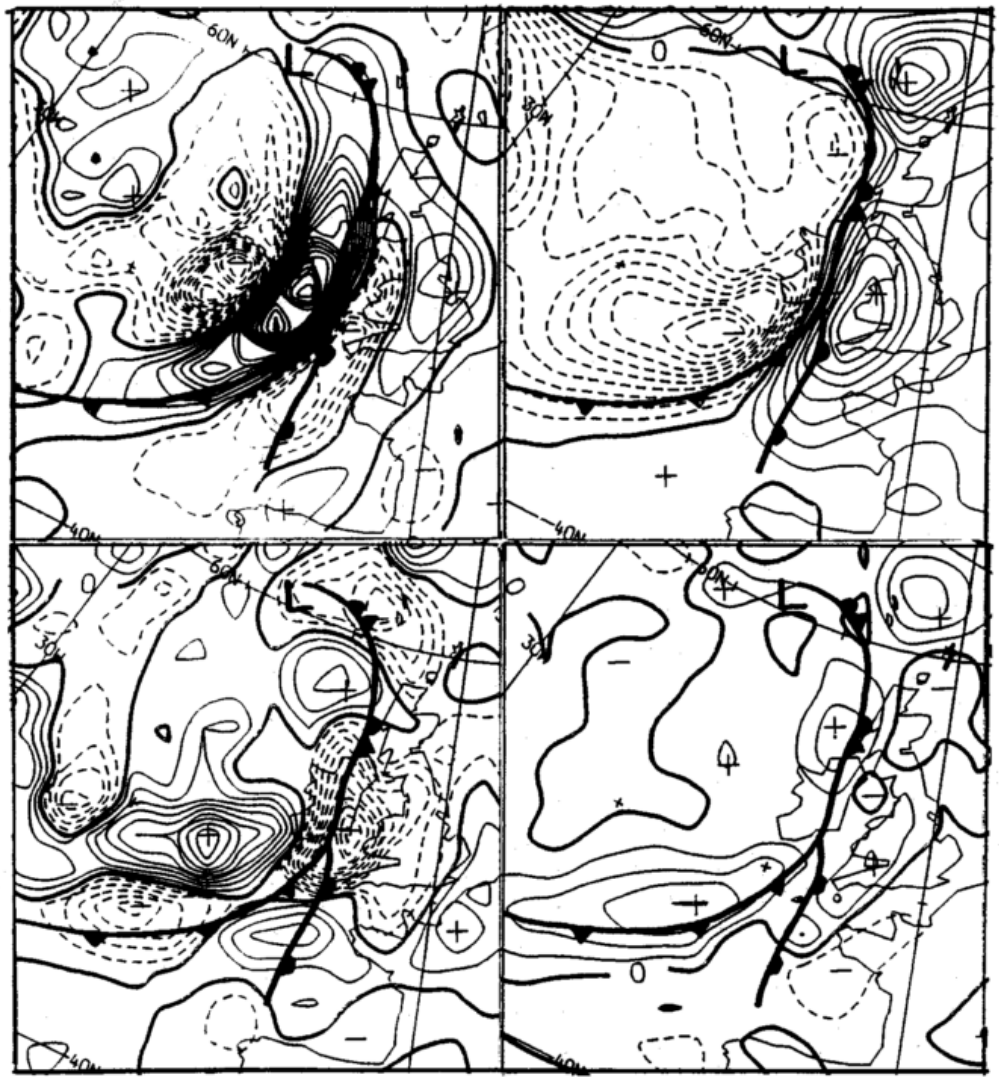


Bild 24d: Geostrophische Vorticityadvektion in 500 hPa (oben links, in $2 \cdot 10^{-10} s^{-2}$), Schichtdickenadvektion 500/1000 hPa (oben rechts, in $2 \cdot 10^{-7} m^3 kg^{-1} s^{-1}$), Q-Vektor-Diagnose in 700 hPa (unten links, in $5 \cdot 10^{-18} m\ kg^{-1} s^{-1}$) und Frontogenese-Parameter in 850 hPa (unten rechts, in $5 \cdot 10^{-13} m^2 kg^{-1} s^{-1}$).

tion gilt natürlich auch für Vorticitymaxima auf Druckflächen in diesen Niveaus.

4.2 Beispiele für die Benutzung von IPV-Analysen bzw. Vorhersagen

Bild 24 enthält ein Beispiel für eine Diagnose mit Hilfe von IPV-Analysen und Wasserdampf-Bildern sowie all den anderen Parametern. Bei der betrachteten Wetterlage entwickelte sich eine kleine, aber kräftige Zyklone am Okklusionspunkt eines Frontensystems über Irland und den Britischen Inseln in wenigen Stunden. Die Entwicklung fand in einem Gebiet statt, wo ein oberes IPV-Maximum (sichtbar in der Analyse auf der 320 K-Fläche) sich der mit dem Frontensystem gekoppelten Zunge der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa näherte (Bild 24c). Wie oben beschrieben, ist das die klassische Konstellation für eine rasche Zyklogenese. Das IPV-Maximum war korreliert mit einem dunklen Gebiet im WV-Bild, das trockene Luft in der oberen Troposphäre anzeigte (Bild 24b). Eine auffällige dunkle Zunge reichte genau bis zu dem Bereich, wo in Bodennähe der stärkste Druckfall (nahezu −15 hPa/3h) zu verzeichnen war.

Das IPV-Maximum war eingebettet in einen Höhentrog, der rascher ostwärts schwenkte als die Bodenfront und sich ihr deshalb näherte. Der Trog ist auch in der 500 hPa-Analyse sichtbar. Und wie Bild 24d demonstriert, ist die Entwicklung natürlich auch mit den anderen Diagnosemethoden erklärbar: Dicht rückseitig der Front findet man kräftige PVA in der Höhe, die zusammen mit der konzentrierten WLA vor dem Frontensystem einen entsprechend starken Antrieb für Hebung und damit gekoppelte zyklogenetische Effekte in der unteren Troposphäre liefert. Dies wird durch das FQ-Feld für 700 hPa bestätigt, das einen Bereich mit kräftiger Konvergenz der Q-Vektoren über Irland und der Irischen See aufweist. Da der Frontogenese-Parameter für 850 hPa an weiten Teilen der Frontalzone eine frontogenetische Wirkung des horizontalen Windfeldes anzeigt, dürfte die resultierende thermisch direkte Querzirkulation wesentlich zum Vertikalbewegungsregime in den unteren Schichten beigetragen haben.

Das Tief überquerte unter kräftiger Vertiefung rasch die Irische See und Schottland. Die dunkle Zunge im WV-Bild machte die gleiche Bewegung, wobei sie den kernnahen Teil des Frontensystems überquerte. 12 Stunden nach Entwicklungsbeginn erreichte die Zyklone mit einem Kerndruck von ca. 955 hPa das Seegebiet südlich der Shetland-Inseln.

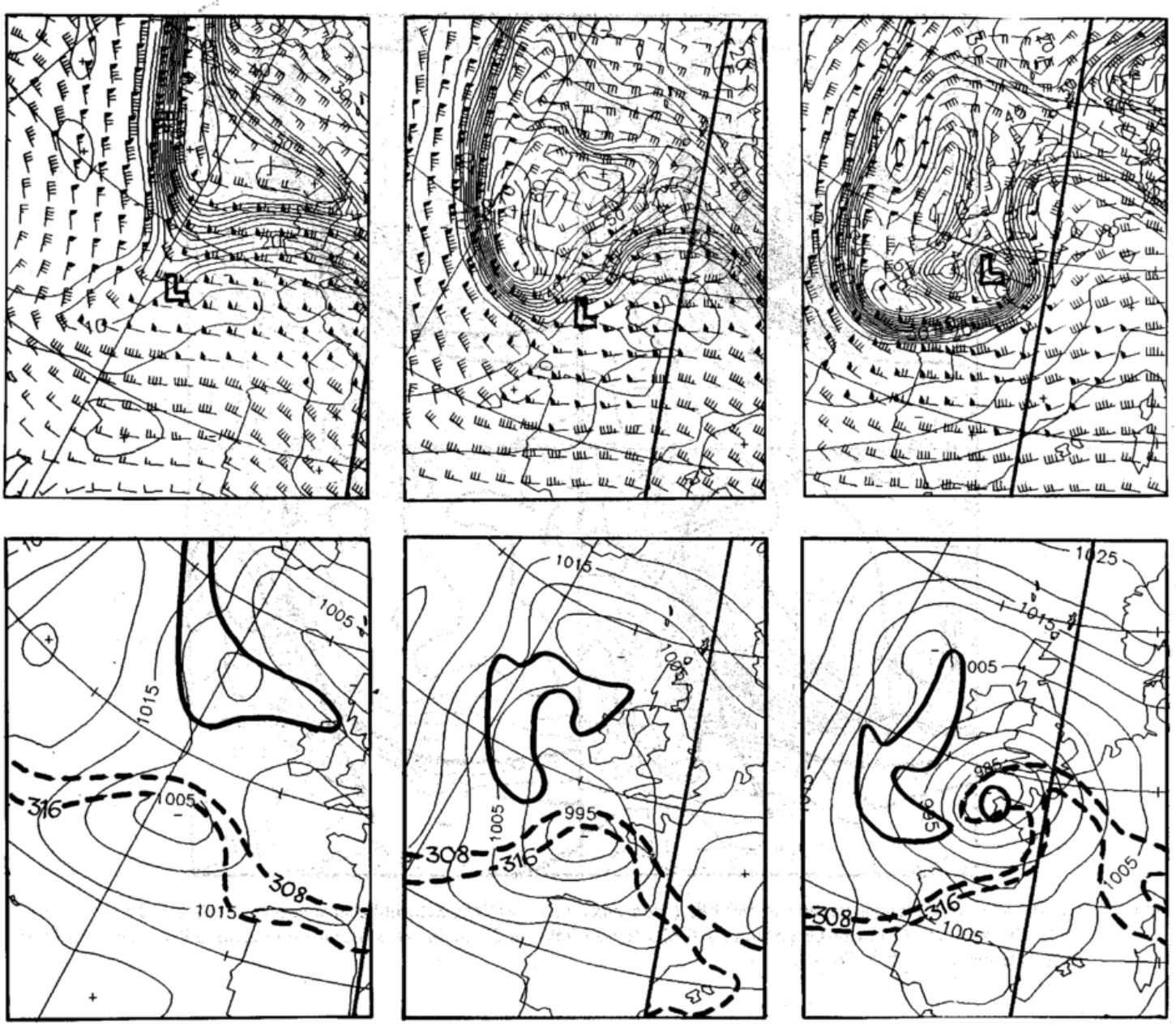


Bild 25: 48 h-, 60 h- und 72 h-Vorhersagen des Europa-Modells vom 10. 9. 1993, 00 UTC. Oben IPV (in $10^{-6}Km^2kg^{-1}s^{-1}$) und Winde auf der Isentropenfläche 320 K sowie Position des Bodentiefs; unten Isobaren des Bodenluftdrucks (in hPa) sowie zwei Isothermen der äquivalentpotentiellen Temperatur in 850 hPa (strichliert) und Bereich mit IPV-Werten größer 60 Einheiten.

IPV-Felder können natürlich auch benutzt werden, um sich vom Modell simulierte Entwicklungen in den Vorhersagekarten erklären zu können. Als Beispiel enthält Bild 25 die 48-, 60- und 72-stündigen Prognosen des EM vom 10. 9. 1993. Sie zeigen in den Bodenkarten die geradezu explosionsartige Vertiefung einer vom Atlantik nach Westeuropa ziehenden Zyklone an. Es handelt sich dabei um den Ex-Wirbelsturm "Floyd". Der Vergleich mit den IPV-Vorhersagen für die 320 K-Fläche läßt sofort erkennen, daß die Intensivierung vorderseitig eines mit einem "Jet streak" gekoppelten IPV-Maximums erfolgte, das zunächst weit nordwestlich des Tiefs lag, dann aber im Zuge eines "Downstream development" über die Rückseite des Tiefs gelangte. Sehr günstig für die Entwicklung war, daß im Bereich des Bodentiefs entsprechend der Θ_A'-Verteilung Luft mit einem hohen Gehalt an latenter Wärme zur Verfügung stand. Die tatsächliche Entwicklung stimmte weitgehend mit den Prognosen überein, wobei allerdings festzustellen ist, daß das EM eines der wenigen Modelle war, die in diesem Fall zutreffende Vorhersagen lieferten.

5 Zusammenfassung

In den vorangehenden Kapiteln wurden Methoden beschrieben, die eine operationelle Diagnose sowohl des aktuellen Wetterzustands als auch der numerischen Vorhersagen möglich machen. Mit der Hilfe moderner DV-Anlagen ist es möglich, die diagnostischen Parameter in kürzester Zeit aus den entsprechenden Analysen bzw. Vorhersagen abzuleiten und dem Synoptiker zur Verfügung zu stellen. Die Darstellung erfolgt auf Workstations, die einen direkten Vergleich mit Beobachtungen sowie Satelliten- und Radardaten erlauben und an denen eine interaktive Überarbeitung z. B. der Vorhersagekarten möglich ist. Im DWD erfolgt das an den Arbeitsplätzen des Meteorologischen Applikations- und Präsentationssystems (MAP), über das in dem Beitrag von KUSCH und POGODA berichtet wird (s. nächstes Heft).

Wie schematisch im Flußdiagramm von Bild 26 dargestellt, sollte die Diagnose zuerst auf die aktuelle Situation angewandt werden, um den gegenwärtigen Entwicklungsstand

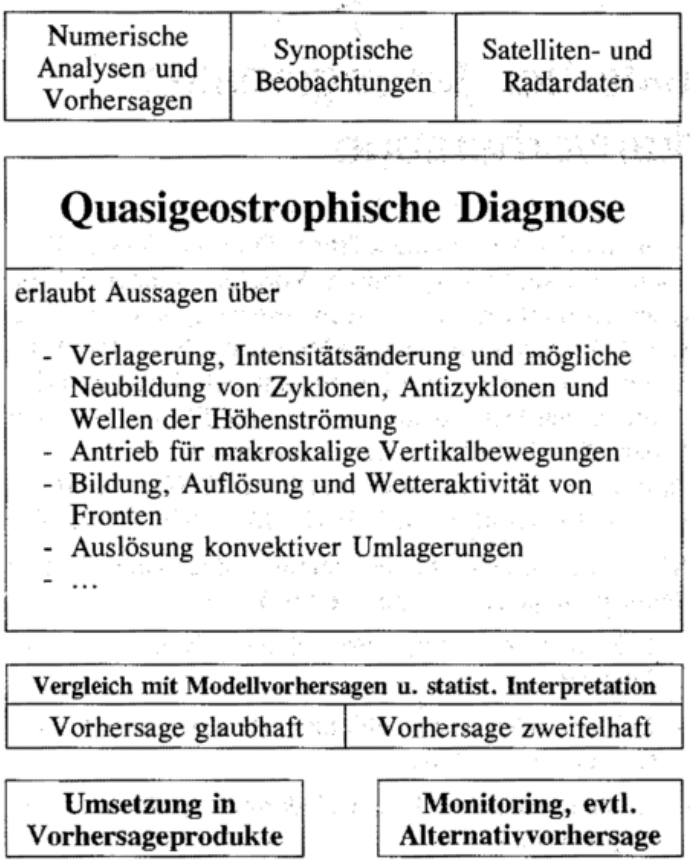


Bild 26: Schema der Nutzung der quasigeostrophischen Diagnose im operationellen Wettervorhersagedienst.

der verschiedenen synoptischen Systeme festzustellen und ihr Entwicklungspotential abzuschätzen. Danach sollte der Vergleich mit den numerischen Vorhersagen folgen. Wenn die Vorhersagen glaubwürdig erscheinen, kann die Umsetzung des Model Outputs in Vorhersageprodukte für die unterschiedlichen Nutzer vorgenommen werden. Das wird sicherlich in der überwiegenden Mehrheit der Fall sein, und die Diagnose dient dann dem Ziel zu verstehen - wenigstens qualitativ -, warum das Modell gewisse Entwicklungen simuliert.

In den wenigen, aber wichtigen Fällen, in denen entweder Fehler in der numerischen Analyse entdeckt werden oder die Vorhersage zweifelhaft erscheint, müssen alternativ zum Modell Output Prognosen erstellt werden, wobei die Diagnose-Ergebnisse die Guidance hinsichtlich der makroskaligen Entwicklung liefern. Natürlich muß in einem solchen Fall eine besonders sorgfältige Überwachung der Wetterentwicklung anhand der aktuellen Daten durchgeführt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die synoptische Diagnose zwei Ziele hat. Zum einen soll damit der Output der numerischen Modelle voll und physikalisch sinnvoll ausgeschöpft werden in Richtung auf ein besseres Verständnis der atmosphärischen Prozesse und eine bessere Umsetzung der Modellinformation in wirkliche Wettervorhersagen. Zum anderen soll die Diagnose den im Vorhersagedienst eingesetzten Meteorologen oder Wetterberater in die Lage versetzen, unabhängig vom Modell die physikalischen Prozesse beurteilen zu können und zwar nicht nur aufgrund subjektiver Erfahrung, sondern mittels objektiver Methoden. Beide Aspekte sind außerordentlich wichtig für die gegenwärtige und zukünftige Rolle des Menschen in der Wettervorhersage.

6 Literatur

ELIASSEN, A., 1962: On the vertical circulation in frontal zones. Geofys. Publ. 24, S. 147-160.

HOSKINS, B. J., DRAGHICI, I., DAVIES, H. C., 1978: A new look at the ω-equation. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 104, S. 31-38.

HOSKINS, B. J., MC INTYRE, M. E., ROBERTSON, A. W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 111, S. 877-946.

KLEINSCHMIDT, E., jun. 1950/51: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen. Meteorol. Rdsch. 3, 1-6; 3, 54-61 und 4, S. 89-96.

KURZ, M., 1990: Synoptische Meteorologie. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst Nr. 8 Offenbach, Selbstverlag des DWD.

KURZ, M., 1992: Synoptic Diagnosis of Frontogenetic and Cyclogenetic Processes. Meteorol. Atmos. Phys. 48, S. 77-91.

KURZ, M., 1994: The role of diagnostic tools in modern weather forecasting, Met. Apps. 1, S. 45-67.

MILLER, J. E., 1948: On the concept of frontogenesis. J. Meteorol. 5, S. 169-171.

PETTERSSEN, S., 1936: Contributions to the theory of frontogenesis. Geof. Publ. 11, S. 1-27.

PETTERSSEN, S., 1956: Weather Analysis and Forecasting Vol I, New York-Toronto-London: Mc Graw-Hill Book Company.

SAWYER, J. S., 1956: The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. Proc. Roy. Soc. A, 234, S. 246-262.

SCHERHAG, R., 1934: Zur Theorie der Hoch- und Tiefdruckgebiete, Met. Zs 51, S. 129-138.

SUTCLIFFE, R. C., 1947: A contribution of the problem of development. Quart. J. R. Meteorol. Soc. 73, S. 370-383.

Liste der verwendeten Symbole

c_p, c_v	spezifische Wärme bei konstantem Druck bzw. Volumen
f, f_o	Coriolisparameter
g	Schwerebeschleunigung
i, j	Einheitsvektor in x- bzw. y-Richtung
n, s	Einheitsvektor in n- bzw. s-Richtung
p	Luftdruck
R	Gaskonstante
T	Lufttemperatur
t	Zeit
v	horizontaler Windvektor
$\mathbf{v}_g$	geostrophischer Windvektor
V_{gN}	Normalkomponente des geostrophisches Windes
w	Vertikalgeschwindigkeit
ζ_g	geostrophische relative Vorticity
ζ_Θ	relative Vorticity auf Isentropenflächen
Θ	potentielle Temperatur
$\Theta_Ä$	äquivalentpotentielle Temperatur
ϱ	Luftdichte
σ	Stabilitätsparameter
Φ	Geopotential
ω	Vertikalgeschwindigkeit im p-System

M. JAENEKE

2 Nutzung numerischer Produkte bei der regionalen und lokalen Sturm- und Orkanvorhersage

1 Einleitung

Die numerischen Modelle sind in den letzten Jahren zum wichtigsten Hilfsmittel auch bei der Erstellung der regionalen und lokalen Wettervorhersage geworden. Sie liefern neben großräumigen Informationen Aussagen über den Meso-Scale. Das Spektrum des numerischen Model-Output reicht von Analysen über diagnostische Hifsmittel, Prognosekarten bis hin zum Direct Model Output in Form von direkten Parametervorhersagen. Davon profitiert auch die Vorhersage von Sturm und Orkan. Die Nutzung dieses numerischen Materials erfordert eine genaue Kenntnis der Regeln seiner Interpretation und seines Leistungsvermögens. Es muß u. a. gefragt werden, mit welcher räumlichen und zeitlichen Genauigkeit numerische Produkte heute Aussagen über Sturm- und Orkanentwicklung machen können und was sich daraus für die Arbeitsmethodik ergibt. In der Praxis erweisen sich folgende Einzelschritte der Nutzung des numerischen Materials als wesentlich:

- Synoptische und diagnostische Interpretation der mittel- und kurzfristigen numerischen Basisprognosen
- Abschätzung des jeweiligen Vertrauensgrades der numerischen Prognosen
- Überwachung der Modellprognosen mit aktuellen Wetterdaten und Satellitenbildern insbesondere zur Abschätzung der Genauigkeit numerischer Prognosen im nahen Kurzfristbereich
- Interpretation von Direct Model Output (DMO) und möglicher statistischer Anschlußkopplungen für die konkrete Windaussage

Bei den nachfolgenden Ausführungen stehen diese Denk- und Arbeitsprozesse im Vordergrund. Am Anfang wird auf die synoptischen und diagnostischen Strukturen der Sturm- und Orkanwetterlagen eingegangen. Es wird Rechenschaft darüber gegeben, wie sich die Güte numerischer Prognosen von Sturm- und Orkanwetterlagen mit Übergang zu den neuen Modellen verbessert hat. Es werden Inhalt und Nutzen des heutigen Direct Model Output und der statistischen Anschlußprodukte für die Vorhersage von Sturm und Orkan erörtert und an beispielhaften Einzelfällen demonstriert, wo seine Stärken und Schwächen liegen. Schließlich wird aufgezeigt, was man zusammenfassend bei der Nutzung des numerischen Prognosematerials für die regionale und lokale Sturm- und Orkanvorhersage beachten sollte.

2 Synoptische und diagnostische Grundlagen der Nutzung numerischer Prognosen für die Sturm- und Orkanvorhersage

2.1 Klassische Strukturen und Diagnostik von Sturm-Zyklonen

Sturm- und Orkanvorhersage ist im wesentlichen die Prognose starker zyklonaler Entwicklungen im Zusammenhang mit der Ausbildung kräftiger Druckgradienten. Ihrer Natur nach sind zyklogenetische Vorgänge weitgehend von quasigeostrophischen Prozessen bestimmt, sie spielen sich sowohl im Macro- als auch im Mesoscale ab (KURZ 1990). Die in den letzten 10-15 Jahren zahlreich durchgeführten numerischen Fallstudien zu besonderen Sturmereignissen haben die allgemeine quasigeostrophische Theorie der Zyklogenese erweitert und vertieft (LORENC 1988, MULLEN und BAUMHEFNER 1988, MANOBIANCO 1989).

Klassische Voraussetzungen kräftiger Zyklogenesen sind demnach folgende synoptische Strukturen:

- Existenz einer kräftigen Frontalzone mit Jetstream oder Jetstreak
- Existenz oder Herausbildung einer auslösenden Trogstruktur in der Höhe
- Existenz einer baroklinen niedertroposphärischen Anfangsstörung

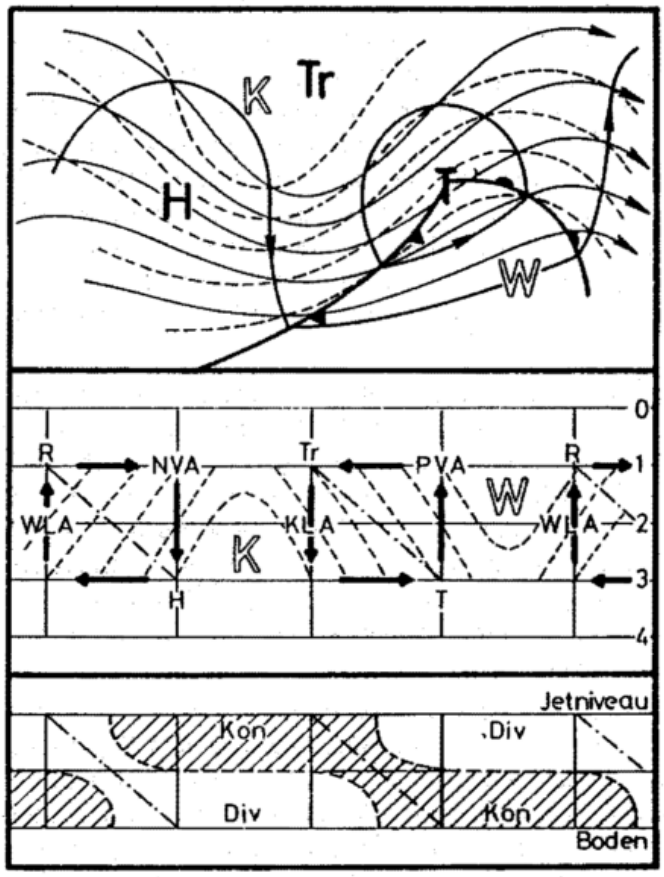


Bild 1: Strukturen der labilen baroklinen Welle. Oben Darstellung der niedertroposphärischen Anfangsstörung (dick ausgezogen) mit Höhendruckfeld (dünn ausgezogen) und Temperaturfeld (gestrichelt). In der Mitte Vertikalschnitt mit Vertikalbewegungen, Isentropen (gestrichelt), Warmluftadvektion (WLA), Kaltluftadvektion (KLA), positiver Vorticityadvektion (PVA) und negativer Vorticityadvektion (NVA). Unten Vertikalschnitt mit Verteilung der Horizontaldivergenz. (KURZ 1990).

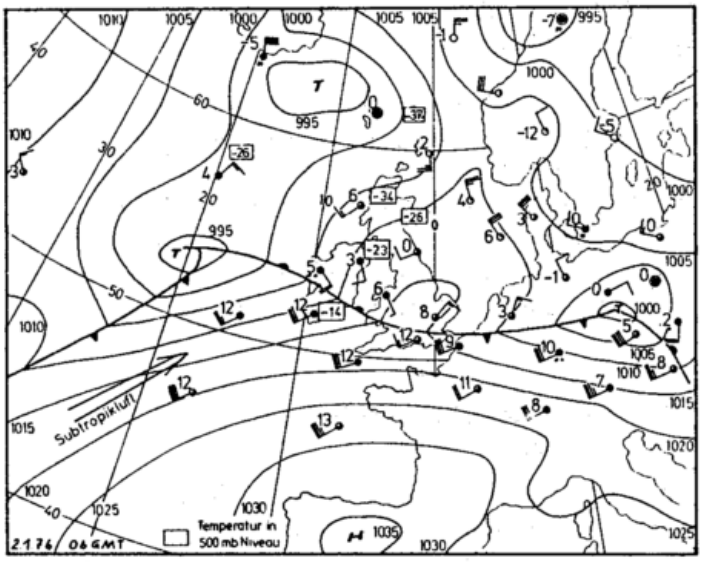
- Hohe Luftfeuchtigkeit und geringe statische Stabilität insbesondere der Warmluft in Anfangsstörung und Frontalzone

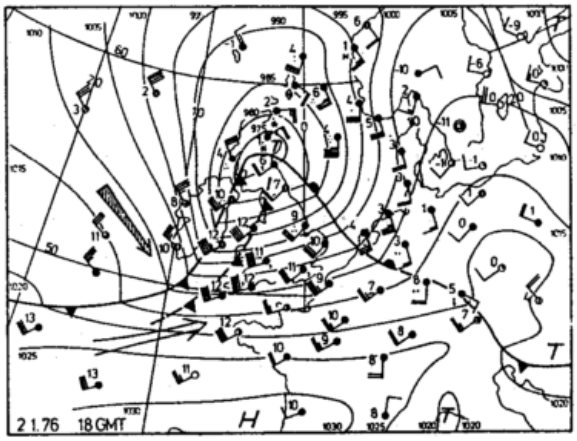
Die Beschreibung der damit verbundenen zyklogenetischen Prozesse und Entwicklungen ist in relativ einfacher Form mit der quasigeostrophischen Omega-Gleichung möglich, die Aussagen über makro- und mesoskalige Vertikalbewegungen, aber wegen der sie enthaltenden Vorticitygleichung auch über die Entwicklung der Vorticityfelder macht. Nähere Angaben hierzu enthält der voranstehende Aufsatz von KURZ.

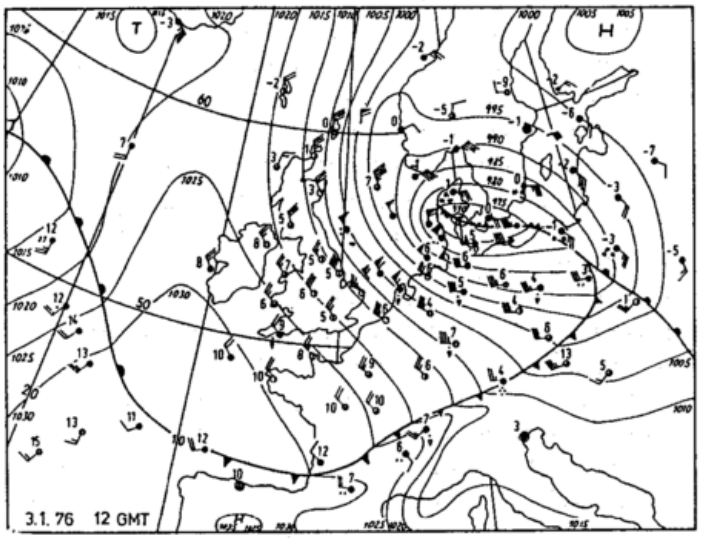
Die Baroklinität in Anfangsstörung und Frontalzone erzeugt vor dem Höhentrog eine vertikale Zunahme der positiven Advektion absoluter Vorticity (PVA). Zwischen Druckfeld und Temperaturfeld von Bodenstörung und Trog besteht gleichzeitig eine charakteristische Phasenverschiebung, mit der eine rückwärtige vertikale Achsenneigung der Druckfelder verbunden ist (Bild 1). Daher befindet sich die PVA der Höhe direkt über dem Bodensystem, es herrscht dort nach der Omegagleichung Hebung und bodennahe Konvergenz, die direkt zur Wirbelverstärkung führt. Die obere Divergenz des PVA-Bereichs löst den notwendigen Druckfall am Boden aus. Warmluft-Advektion (WLA) vor der Anfangsstörung und Kaltluftadvektion (KLA) hinter ihr bewirken ihrerseits Vertikalbewegungen (Hebung und Absinken) und lassen die sich verstärkende Zyklone stromabwärts wandern.

Umso größer die Baroklinität des Anfangszustandes ist, desto ausgeprägter sind vertikale Wind- und PVA-Zunahme, so daß eine Verstärkung des Temperaturgegensatzes durch Frontogenese die Intensität der Zyklogenese steigert. Bei geringer statischer Stabilität σ verstärken sich noch Hebung und Vorticityproduktion. Eine weitere Steigerung der Zyklogenese ist zu erwarten, wenn bei Hebung der feuchten Warmluft umfangreiche Kondensationswärme frei wird ($dQ/dt > 0$). Wie die numerischen Fallstudien gezeigt haben, geht größenordnungsmäßig 50-75% der eintretenden Vertiefung der Sturm-Zyklonen auf das Konto der verstärkten Baroklinität. Der restliche Prozentsatz wird von der freiwerdenden Kondensationswärme und der Labilität der Schichtung bewirkt. In Einzelfällen kann die Kondensationswärme aber zum gleichberechtigten Faktor neben der hohen Baroklinität werden.

Charakteristisch für die meisten Sturm- und Orkanzyklogenesen ist ihr "Explosive Development". Nach Definition







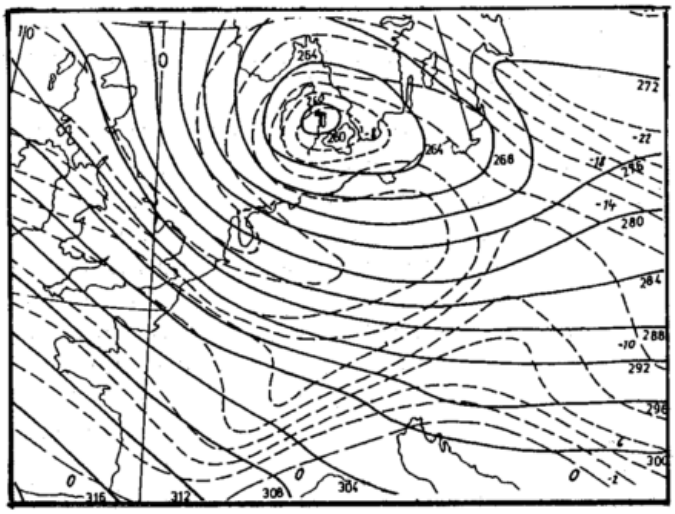


Bild 2: Strukturen von Druck, Wind und Temperatur in Sturm- und Orkanzyklonen am Beispiel des Nordsee-Orkans vom 3. 1. 1976. Abbildungen oben rechts und links sowie unten links nach KRUHL (1978), unten rechts nach EMMRICH (1977).

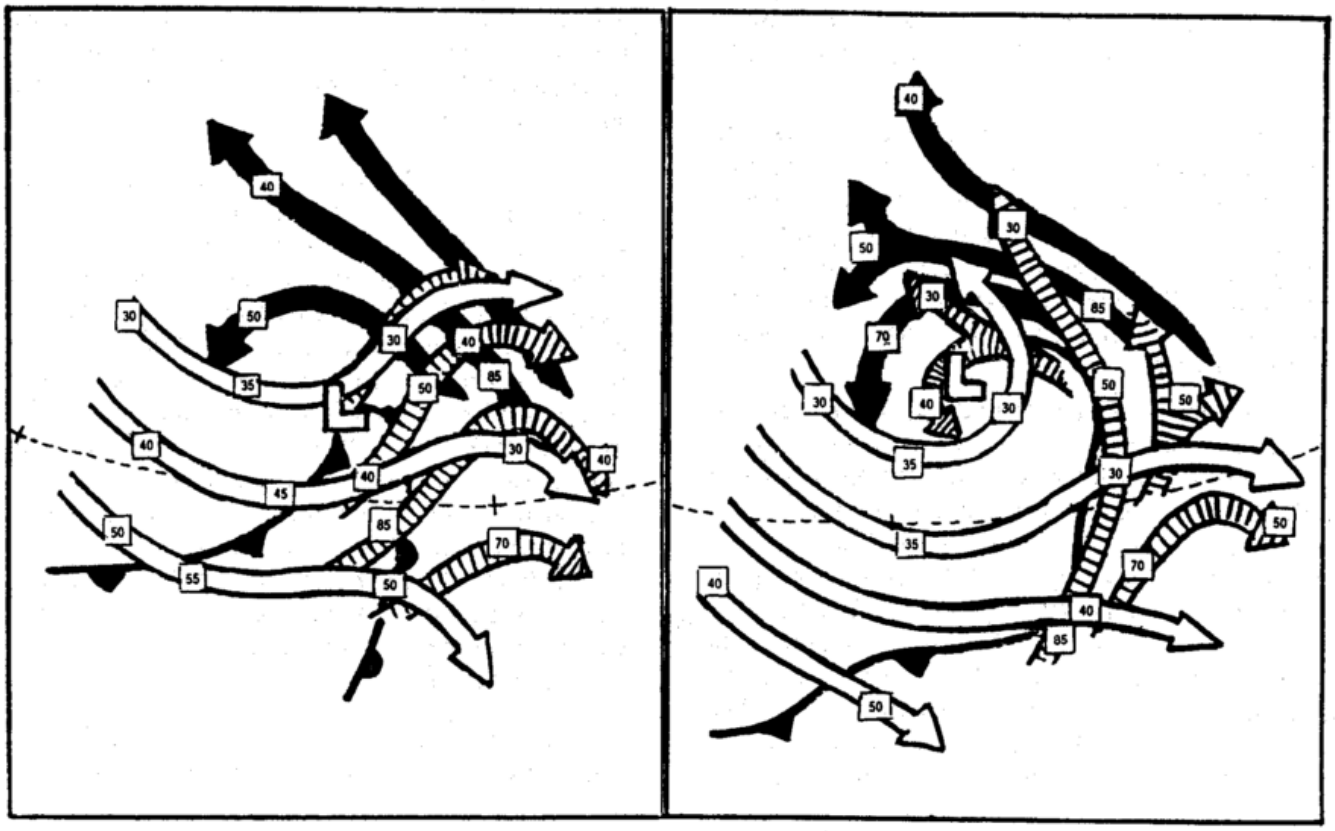


Bild 3: Conveyor-Belts der sich entwickelnden Sturm-Zyklone (KURZ 1990). Schraffiert Warm-Conveyor-Belt, schwarz Cold-Conveyor-Belt, weiß trockener Oberstrom. Die Zahlen geben die Höhenlage in kPa an.

(SANDERS und GYAKUM 1980) liegt ein Explosive Development vor, wenn die Erniedrigung des Kerndrucks in 24 Stunden mindestens 24 hPa beträgt (streng genommen noch reduziert auf die geographische Breite von 60°N). Die Phase explosiver Entwicklung hält dabei meist zwischen 24 und 36 Stunden an und kann sich bis auf über 50 hPa/24 h steigern. Ihr geht meist eine mindestens genauso lange Phase nur geringer Vertiefung voraus.

Ein Abbild der kräftigen Kondensationsprozesse in Sturm- und Orkanzyklonen sind ihre häufig ausgeprägten Niederschlagsfelder. Sie treten teils großflächig, teilweise aber auch sehr eng begrenzt und intensiv in ihrem Nordteil auf. Im Temperaturfeld der Sturmzyklone entsteht dabei ein typischer kernnaher Warmluft-Bereich (Bild 2). Er ist die Folge der Kondensationswärme und der WLA des Relativwindes in den Kern hinein, wobei die kräftige Kaltluftadvektion auf der West- und Südflanke des Zyklonenkerns den Warmluftbereich abschneidet.

Für die Sturm- und Orkanvorhersage unmittelbar bedeutsam ist die mesoskalige Struktur des Windfeldes. Während des Wellenstadiums herrscht meist bereits ein Starkwindfeld innerhalb des Warmsektors, die angrenzende Kaltluft ist dabei häufig noch ohne stärkere Druckgradienten (Bild 2). Im Laufe der Entwicklung verschärft sich auch in der Kaltluft der Druckgradient. Auf dem Höhepunkt des Explosive Development verlagert sich das eigentliche Windmaximum in die thermisch labil geschichtete Rückseite des Zyklonenkerns. Hier werden meist die schwersten Sturm- und Orkanfelder beobachtet. Ihre horizontale Ausdehnung ist in der Regel nicht sehr groß, was als Charakteristikum vieler mesoskaliger Sturm- und Orkanzyklonen gelten kann. Bei der Herausbildung der starken Druckgradienten der Rückseite sind 2 Vorgänge wesentlich beteiligt: Einerseits erzeugt die WLA im Bereich der herumgeholten Okklusion noch Druckfall, andererseits tritt rückseitig sowohl KLA als auch NVA in der Höhe auf, was einen teilweise sehr ausgeprägten Druckanstieg erzeugt. Die Druckanstiegsbeträge im Rückraum der Sturmzyklone (Werte bis über 20 hPa/3 h) übersteigen nicht selten deutlich die vorher beobachteten Druckfallintensitäten (10-15 hPa/3 h).

2.2 Relativströme und ihre Bedeutung für die Sturm- und Orkanzyklogenese

Numerische Fallstudien haben auch die durch die Satelliten-Meteorologie inspirierte Modellvorstellung der Conveyor-Belts und ihre Rolle bei Struktur und Entwicklung kräftiger Zyklonen bestätigt (z. B. YOUNG u. a. 1987). Die Hauptkondensations- und Frontogenese-Prozesse werden vom Warm-Conveyor-Belt unterstützt, der im Warmsektor in Bodennähe seinen Ursprung hat und aufsteigend knapp östlich des Okklusionspunktes die Hochtroposphäre erreicht und dort antizyklonal umbiegt, im weiteren Entwicklungsstadium der Zyklone mit einem Zweig aber auch nach links um die Zyklone herumgeführt wird (Bild 3). Für die Auslösung der Zyklogenese verantwortlich ist der trockene Oberstrom, dessen Luft aus der Stratosphäre bzw. Hochtroposphäre der Zyklonenrückseite (Jetstream, Tropopausenbruch) stammt und absinkend die Trogachse erreicht. Von dort mündet er in einen um den Trog herum wieder aufsteigenden linken Hauptast ("Dry Slot") und teilweise in einen antizyklonal zum Boden weiter absteigenden rechten Seitenzweig. Der Abstieg des Oberstroms verläuft entlang isentroper Flächen und konserviert dabei die potentielle Vorticity (Produkt von absoluter Vorticity und Schichtungs-Stabilität). Die potentielle Vorticity besitzt an der Tropo-

pause im zyklonalen Polarluftbereich ausgeprägt positive Anomalie-Werte (KUO 1992, THORNCROFT u. a. 1993). Wenn sich diese Anomalie durch Advektion einer (bodennahen) baroklinen Anfangsstörung überlagert, so wird im Einklang mit der alten Petterssen'schen Vorstellung die Zyklogenese ausgelöst. Der charakteristische Dry Slot des Oberstroms bildet sich dabei u. a. in Trockenzonen bis 700 hPa hinab ab.

3 Fortschritte der numerischen Sturm- und Orkanvorhersage im Spiegel der Modell-Entwicklung

Zwischen 1978 und 1991 wurden die operationellen Vorhersagen im DWD auf der Grundlage des BKF-Modells erstellt, z. T. ergänzt durch die höher aufgelöste Version BKN. Synoptisch gesehen konnte man die Leistungsfähigkeit der damaligen Modell-Generation folgendermaßen umschreiben:

- Es war für ein numerisches Modell deutlich schwieriger (teilweise sogar unmöglich) eine erst später einsetzende Zyklogenese zu erfassen als eine solche, die bereits in Gang gekommen war.
- Die Chancen, kleinräumige Sturm- oder Orkanzyklonen zu prognostizieren, waren sehr eingeschränkt.

Mesoskalige Strukturen und zutreffende Aussagen im erweiterten Kurzfristbereich (36h - 72h) konnte man nur in Ausnahmefällen erwarten. Quantitative Untersuchungen des DWD (DWD unveröffentlichter Bericht 1983) zeigten, daß in 25% der 24-stündigen Prognosen der Zyklonenkern außerhalb eines Fehlerradiusses von 250 km lag. Ähnliche Ergebnisse über die Prognostizierbarkeit von Sturm- und Orkanzyklonen lieferten Untersuchungen beim EZMW-Modell (AKYLDIZ 1986) und numerischen Modellen der USA (SANDERS 1987).

Die Voraussetzungen für eine bessere Zyklonenprognose stiegen mit der Einführung der neuen höher aufgelösten Modelle, beim DWD mit der Modell-Kette Globales Modell (GM), Europa-Modell (EM) im Januar 1991 sowie Deutschland-Modell (DM) im Juli 1993 (MAJEWSKI 1993). Ihre mesoskalige horizontale und vertikale Auflösung und die verbesserte Physik weckten die Erwartung auch auf eine genauere Erfassung der Sturm- und Orkanzyklonen. Im einzelnen hieß das:

- Richtigere Prognosen von Kerndruck, Gradientfeldern und Lage der Zyklonen
- Zutreffendere Wiedergabe der mesoskaligen Windverteilung

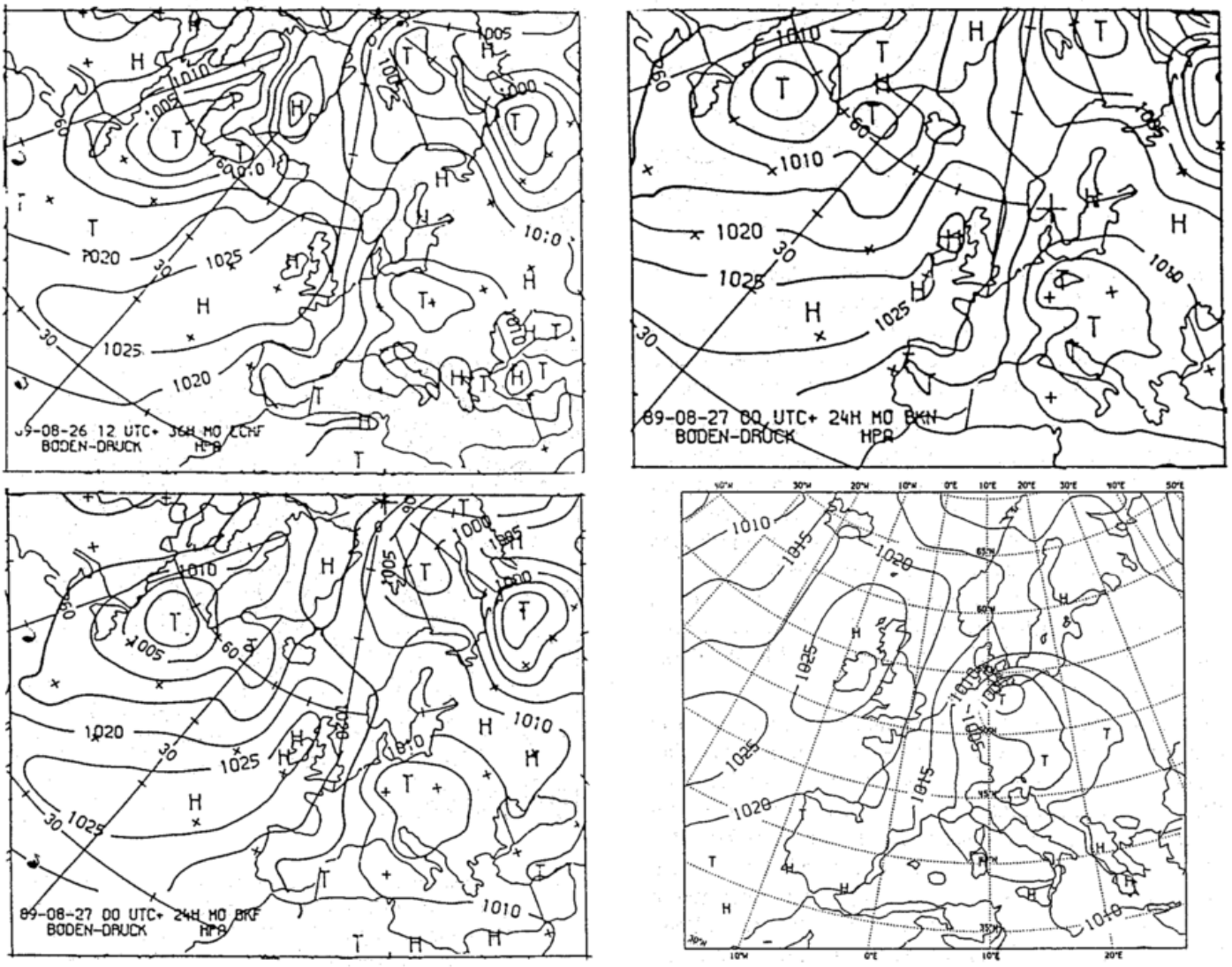
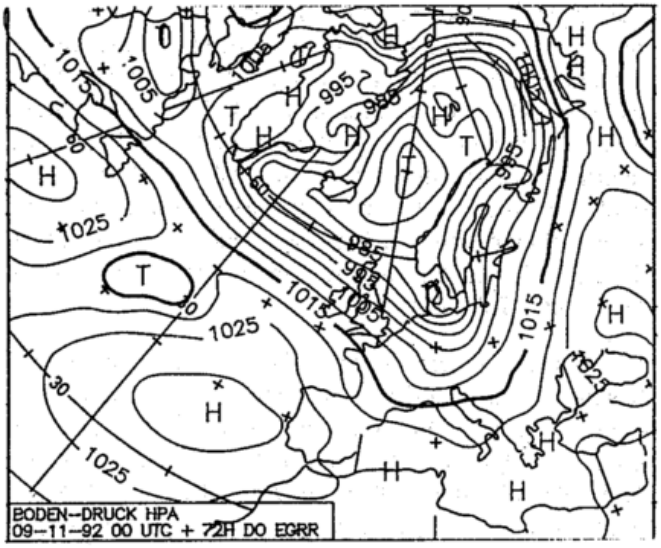
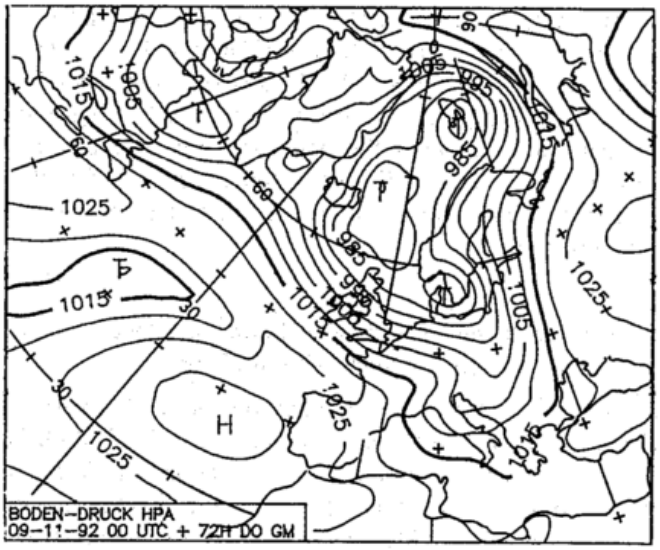
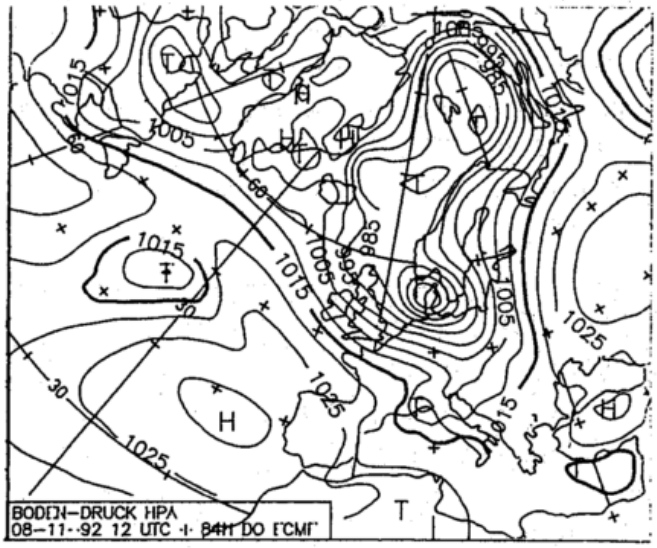
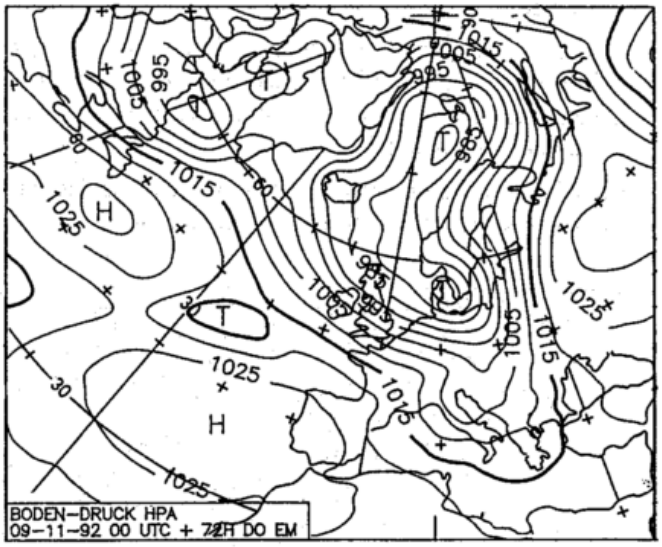


Bild 4: Vergleich kurzfristiger numerischer Prognosen für den Schleswig-Holstein-Orkan vom 28. 8. 1989. Links oben EZMW (36 h), rechts oben BKN (24h), rechts unten Testversion EM (24h) und links unten BKF (24h).









Belege dafür boten bereits die präoperationellen Modellvergleiche von BKF und der Testversion des Europa-Modells zu den bekannten mesoskaligen Sturm-Ereignissen des Schleswig-Holstein-Orkans vom 27./28. 8. 89 (Bild 4) und des Winter-Orkans „Herta" vom 3. 2. 90 (DWD 1990).

Im operationellen Betrieb bestätigten sich die höher gesteckten Qualitätsansprüche. Erstmals war es möglich, im Kurzfristbereich mesoskalig präzisere Vorhersagen zur Sturm- oder Orkanentwicklung zu machen. Als Beispiel der eingetretenen Modellfortschritte sollen die numerischen Prognosen für die Sturm- und Orkanwetterlage vom 11. 11. 1992 („Jubiläums-Sturmlage") beschrieben werden, wobei zum Vergleich neben GM und EM die Modelle vom EZMW (Reading), EGRR (Bracknell) und LFPW (Paris) herangezogen werden (Bild 5):

In einer kräftigen atlantischen Frontalzone vertiefte sich ab den Britischen Inseln eine Welle sehr rasch und durchlief innerhalb eines Tages alle Formen mesoskaliger Sturmfelder bis zum Höhepunkt der Zyklone in der Nacht zum 12. 11. 92 nordöstlich von Hamburg (Kernisobare 975 hPa). Die zum Vergleich herangezogenen Modelle legten 72-stündig ein eingenständiges kräftiges Tief in den Raum Dänemark, d. h. knapp westlich der wirklichen Lage. Beim EZMW (84-stündige Prognose) war der Kerndruck etwas zu niedrig, beim EM-Modell genau getroffen und bei GM und EGRR etwas zu hoch. Der rückseitige Druck-Gradient über

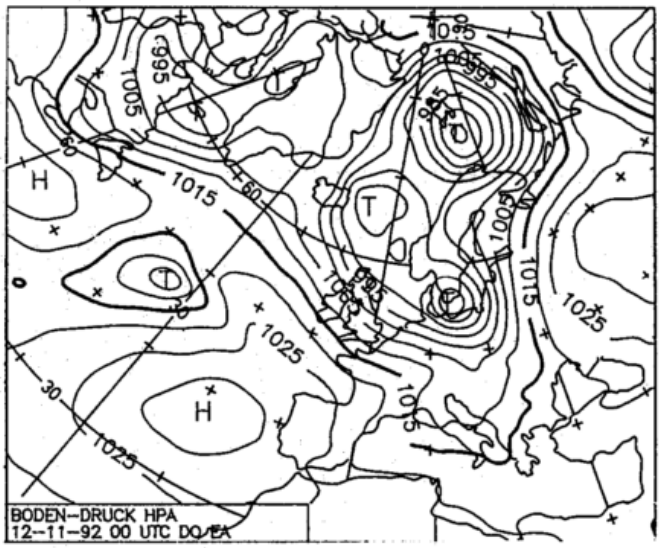
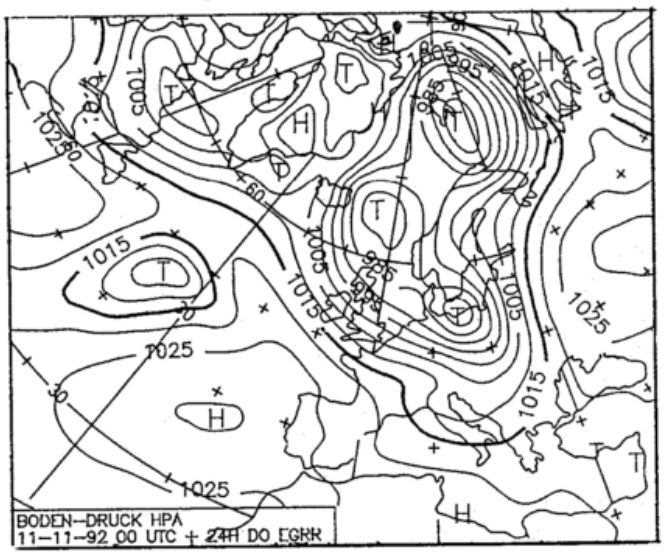
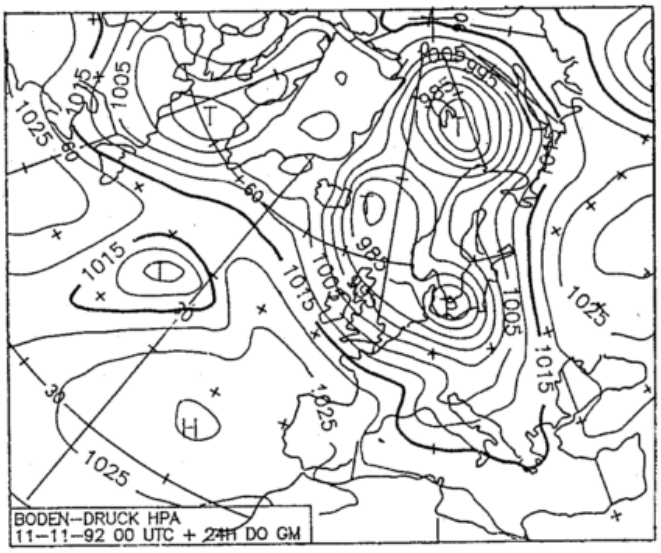
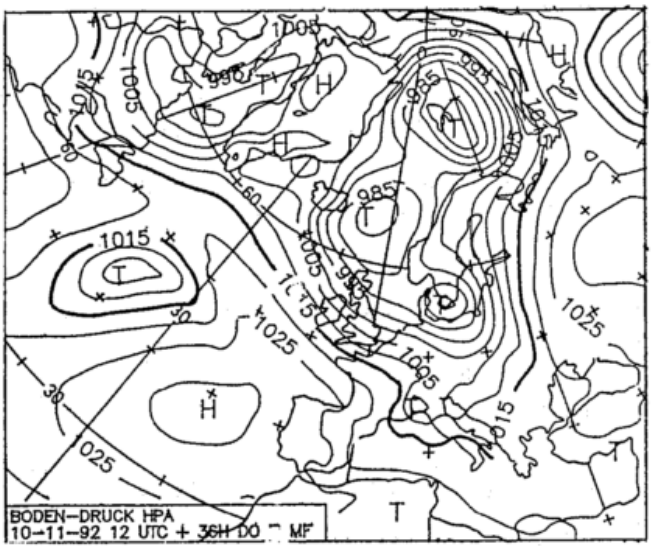
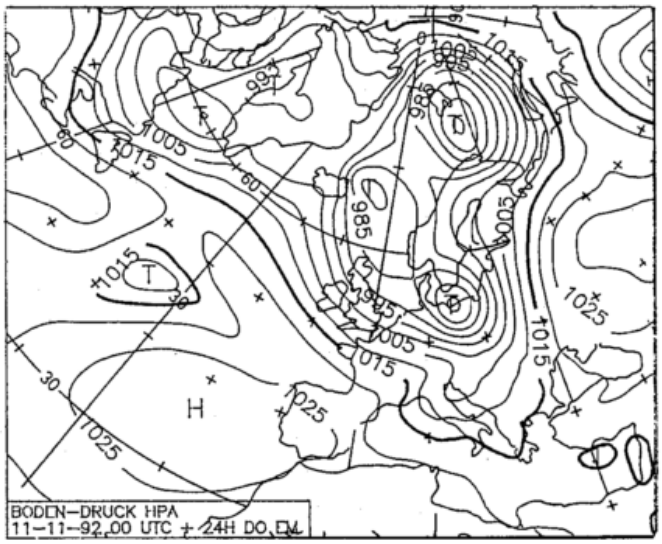


Bild 5: Vergleich der kurzfristigen numerischen Boden-Vorhersagen für die Jubiläums-Sturmwetterlage vom 11./12. 11. 1992. Oben die Prognosen 72(84)h (S. 32) und 24(36)h (S. 33), unten die verifizierende Analyse vom 12. 11. 1992 00 UTC. Prognosen im Uhrzeigersinn EGRR, GM, EM und EZMW.









Deutschland wurde durchweg gut vorhergesagt. Bei der 24 (36)-stündigen Vorhersage lag der Kern dann bei sämtlichen Modellen praktisch richtig, das Kerndruckfeld erschien nur beim EZMW-Modell etwas schwachgradienter.

Faßt man die Erfahrungen mehrerer herbstlicher und winterlicher Sturmwetterlagen zusammen, so läßt sich heute feststellen:

- Zyklonale Strukturen und Druckgradienten von Sturm- und Orkantiefs sind in den 72-84 stündigen Vorhersagen der neuen Modelle teils recht gut und im mesoskaligen Detail richtig, teilweise aber auch noch zu schwach wiedergegeben. Bei letzteren Fällen handelt es sich meist um Sturmzyklonen, die durch ihre nur mesoskalige Ausdehnung und extrem kurze Entwicklungsphase prognostisch außerordentlich schwierig waren.
- Die neuen Modelle vermögen starke zyklonale Entwicklungen im engeren Kurzfristbereich (24-36 h) recht regelmäßig gut zu prognostizieren. Die regionalisierte Aussage über die Sturmfelder und ihren zeitlichen Verlauf hat einen deutlich gestiegenen Grad an Zuverlässigkeit gewonnen.
- Schematische Unterschiede zwischen den einzelnen Modellen werden zunehmend geringer. GM und EM unterscheiden sich in der Leistungsfähigkeit nicht signifikant voneinander.

Die Ursachen für Modelldivergenzen im erweiterten Kurzfristbereich liegen offensichtlich hauptsächlich in Anfangsdaten-Problemen über dem Atlantik. Jedes der operationell eingesetzten Modelle ist dabei von Zeit zu Zeit von Fehlprognosen betroffen. Mittelfristige numerische Sturmvorhersagen sind nach wie vor mit einem deutlichen Risiko hinsichtlich der Aussage über Intensität und räumliche und zeitliche Verteilung der Entwicklung verbunden. Gute Prognosefälle beschränken sich meist auf großräumig hochbarokline Situationen. Die Aussagen der Modelle können dabei untereinander nicht unerheblich divergieren.

4 Statistische Wind-Beziehungen, Direct Model Output (DMO) und Kalman-Filterung als Hilfsmittel der Sturm- und Orkanvorhersage

4.1 Statistische Vorhersagehilfen mittels physikalischer Regression

Schon immer sind einfache statistische Näherungsformeln benutzt worden, die die typische Relation zwischen Druck-

feld, Temperaturschichtung, Wind und Spitzenböen herstellen (MANIER und WEINGÄRTNER 1978, MALBERG u. a. 1983). So ist der Quotient zwischen Anemometerwind und geostrophischem Wind zum Anemometerwind ungefähr gleich 2 und das Verhältnis der Spitzenböen zum geostrophischen Wind häufig angenähert 1. Diese Regeln lassen sich als First Guess auch heute auf die numerischen Basis-Prognosen anwenden.

Sehr viel weiter gehen die modellgestützten quantitativen statistischen Verfahren in Form von Model Output Statistics (MOS) und Perfect Prog Method (PPM) unter Nutzung multipler linearer Regressionsgleichungen (DWD 1992). Hierbei wird die vorherzusagende Größe (Prädiktand) mit ortsangepaßten Gleichungen physikalisch an andere Parameter (Prädiktoren) der Modellprognose angekoppelt (Anschluß-Statistik). MOS und PPM unterscheiden sich darin, daß MOS bei der Ableitung der Regressionsgleichungen numerisches Vorhersagematerial verwendet und somit von der Kontinuität des Modells lebt und PPM dafür modellunabhängiges Beobachtungsmaterial benutzt. Zu Zeiten des BKF-Modells gehörten MOS-Windvorhersagen für die synoptischen Stationen in Deutschland zum täglichen Prognosematerial, waren aber mit dem Makel der Nutzung schlechterer Basisprognosen des Druckfeldes behaftet. Mit der Umstellung von BKF auf GM und EM fehlte für MOS die notwendige Datengrundlage. Unter der Bezeichnung AFREG existiert aber eine GM-gestützte PPM-Prognose. Sie macht Angaben über den Anemometerwind (10 m Höhe über Grund) ausgesuchter synoptischer Stationen für 00 UTC und 12 UTC. Für die zeitliche Auflösung von Sturmwetterlagen ist das 12-Stunden-Intervall prognostisch allerdings nicht sehr günstig, insbesondere wenn sich direkt über Mitteleuropa „Explosive Developments" ergeben.

4.2 Numerischer Direct Model Output

Direct Model Output (DMO) ist die zur neuen Modellkette gehörende direkte Parametervorhersage und bietet u. a. die Prognose des Windes in Anemometerhöhe und Aussagen über die zu erwartenden Maximalböen. DMO stellt Gitterpunkts-Informationen zur Verfügung, die für den in der Nähe gelegenen Prognose-Ort möglichst repräsentativ sein sollen. Dabei ist zu beachten, daß die Gitterpunktsprognosen Mittelwerte über ein umliegendes Gitterquadrat (EM 50 km, DM 14 km) darstellen. DMO-Prognosen stehen beim DWD derzeit in 3-facher Form bereit:

- Als Feldverteilungen der Gitterpunktswinde und Maximal-Böen in speziellen Windvorhersagekarten (EM und DM)
- Als Winde in Meteogrammen für ausgesuchte Standorte (EM und DM)
- Als Winde und Maximal-Böen in alphanumerischen Bulletins (EM und DM)

Wichtig für deren Interpretation ist die Kenntnis über die physikalische Ableitung der Windwerte. Da das Anemometer-Niveau bei EM und DM nicht auf einer Modellfläche liegt, muß der Wind zwischen der untersten Modellfläche (rund 30 m über der Modell-Orographie) und dem Modellboden nach Beziehungen der Prandtl-Schicht interpoliert werden, wobei man von einer Geschwindigkeit null direkt am Erdboden ausgeht. Je nach Stabilität der Schichtung ergibt sich daraus das vertikale Windprofil mit dem 10 m-Wind. Wichtig für die Interpretation ist auch, daß die Modell-Orographie das wirkliche Landschaftsprofil nur abgeflacht wiedergeben kann, was insbesondere EM betrifft (DWD 1992). Somit können Effekte der Kanalisierung, Düseneffekte oder Abschattung, die für die örtliche Starkwindvorhersage im gegliederten Gelände Mitteleuropas wichtig sein können, in DMO nicht berücksichtigt werden.

Entsprechend der verschiedenen horizontalen Auflösung von EM und DM liegt die Gitterpunktsinformation bei DM-Feldern in dichterer Form vor als in EM-Feldern, was synoptisch bei Sturm- und Orkanwetterlagen allerdings keinen großen Informationsunterschied ausmacht. Sturmzyklonen verlagern sich meist rasch und können im engbegrenzten Modellausschnitt des DM keine vom EM wesentlich abweichenden Druckfeld-Strukturen ausbilden.

Die zu den EM-Windfeld-Prognosen zusätzlich bereitgestellten Vorhersagen der Maximalböen verkörpern die Spitzenböen der jeweils letzten 6 Stunden und werden aus Mittelwind und Turbulenzenergie des numerischen Windfeldes abgeleitet. Sie erscheinen in Form von Isolinien (Bild 6). Aufgrund der flachen Modell-Orographie werden ihre Strukturen hauptsächlich synoptisch geprägt, örtliche Fehlerstreuungen sind besonders über Land zu erwarten.

Während die numerischen Windfelder Flächeninformationen der kommenden Windverteilung bereithalten, geben die Meteogramme die zeitlich hochaufgelöste Windentwicklung fester Standorte wieder. Die Vorhersagen gelten in 2 h-Intervallen für den entfernungs- und höhenmäßig am günstigsten gelegenen Gitterpunkt (Bild 7). Außer im Anemometerniveau kommt die Windentwicklung in mehreren übereinanderliegenden Flächen der freien Atmosphäre (500 m über Grund, 850 hPa usw.) zur Darstellung. Damit verfügt der Prognostiker über eine Information, die ihm zusätzlich über die vertikale Windscherung und Temperaturschichtung indirekte Hinweise auf zu erwartende Turbulenz und Böen gibt. 500 m - und 850 hPa - Wind liegen nicht selten in der Nähe der Spitzenböen in Anemometerhöhe.

Unter den Direct Model Output-Produkten bieten die alphanumerisch verbreiteten Bulletins das vielleicht wertvollste Prognose-Material für die Sturmprognose vor Ort an. Derzeit werden DMO-Prognosen für Mittelwind und Maximalböen für insgesamt 81 synoptische und 7 Klima- und Niederschlagsstationen in Deutschland herausgegeben. Ihre zeitliche Auflösung von 6 Stunden erlaubt dabei auch einen hinreichenden zeitlichen Überblick über die Entwicklung des regionalen Windes. Im Postprocessing setzt man bei Bergstationen anders als bei den Flachlandstationen den Wind mit der freien Atmosphäre gleich, was aber leicht zu einer Überprognostizierung besonders des Mittelwindes führen kann. Die prognostizierten Maximalböen der Bulletins werden gemäß synoptischer Warn-Praxis nur dann angegeben, wenn sie mindestens 25 Knoten erreichen.

4.3 Kalman-Filterung des Direct Model Output

Eine seit Ende 1993 für die regionale und lokale Parametervorhersage operationell zur Verfügung stehende Prognose-Hilfe sind Kalman-gefilterte DMO-Prognosen. Sie gehören zur Klasse der statistisch aufbereiteten Modellprodukte, verwenden als „Filter" aber nicht wie bei MOS und PPM physikalische Koppelungen mit diversen Modellgrößen auf der Grundlage langzeitiger Datensätze, sondern Regressionsgleichungen, die aus den in der jüngeren Vergangenheit beobachteten DMO-Fehlern der betrachteten Vorhersagegröße „lernen". Das Verfahren arbeitet mit einem der Variabilität des Parameters angepaßten „Gedächtnis". Hauptsächlich werden damit systematische Fehler von DMO und ihre Streuungen minimiert. „Schnellebige" Parameter mit rasch wechselndem regionalen und örtlichen Fehlerverhalten eignen sich dabei weniger für die Kalman-Filterung als Vorhersagegrößen mit konstanterem Fehlertrend. Kalman-Vorhersagen werden u. a. für den Mittelwind gemacht, die man somit direkt mit den DMO-Prognosen für die einzelnen Stationen vergleichen kann. Vorhersagen zu maximalen Windböen stehen dagegen nicht zur Verfügung.

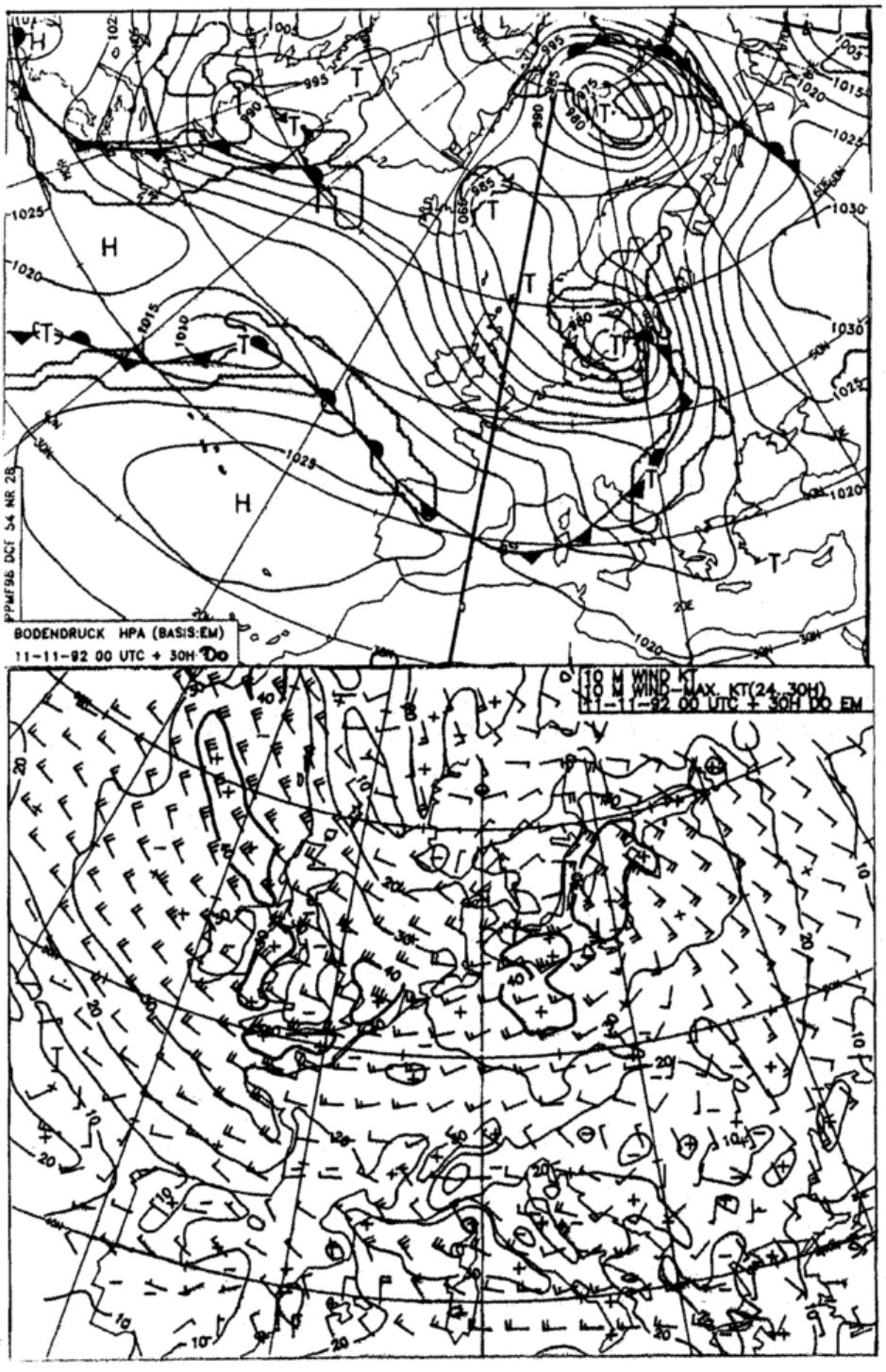


Bild 6: Kombination von Bodenvorhersagekarte und DMO-Windvorhersagekarte am Beispiel der Jubiläumssturmwetterlage vom 12./11. 11. 1992. Oben 30h - Bodenvorhersagekarte für 11. 11. 1992 06 UTC, unten numerische 30h - Windprognose für den gleichen Zeitpunkt. Anemometerwinde (Mittelwinde) im Stationsmodell, maximale Böen als Isolinien (Angaben alle in Knoten).

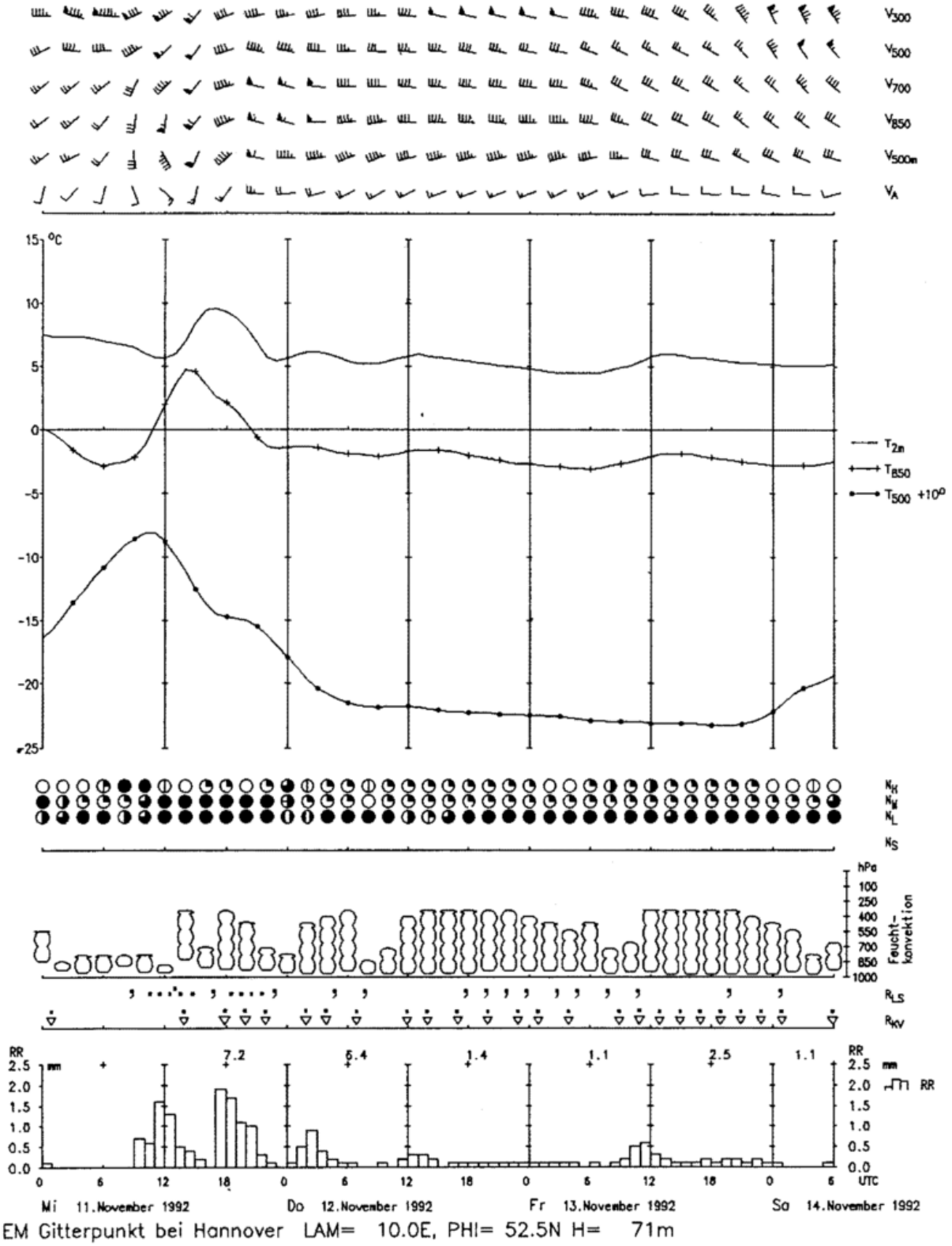


Bild 7: Meteogramm vom EM-Prognoselauf vom 11. 11. 1992 00 UTC für den EM-Gitterpunkt bei Hannover. Oben Winde in Anemometer-Niveau, in 500 m über Modellorographie, sowie in 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa und 300 hPa. Darunter Temperaturverläufe von 2 m Höhe, 850 hPa und 500 hPa. Im unteren Teil Darstellung des Bewölkungsgrades in den 3 Wolkenstockwerken, von konvektiver Labilität, Wettererscheinungen und Niederschlagssummen.

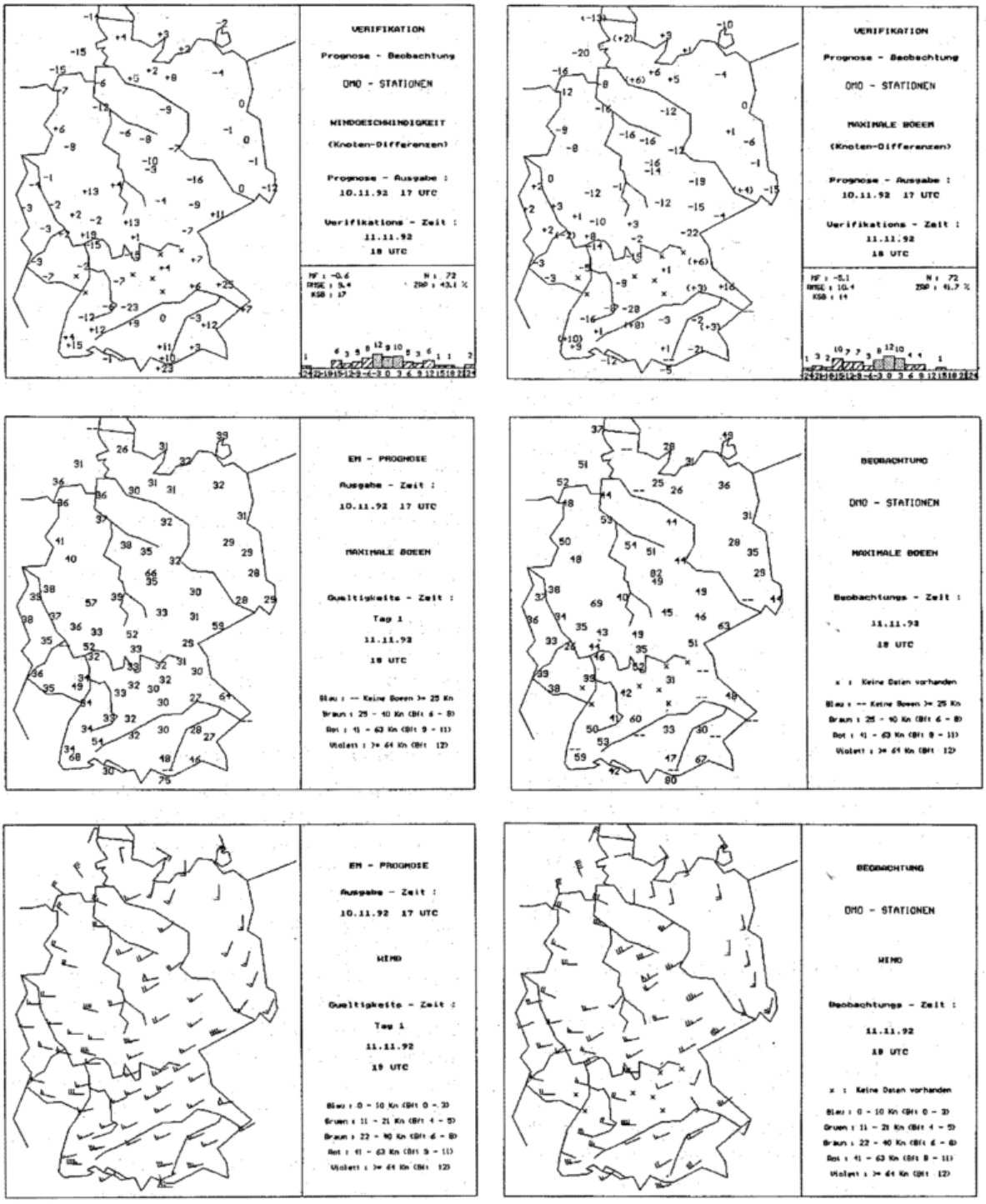


Bild 8: Kurzfristige DMO-Windprognosen in Deutschland für die Jubiläumssturmwetterlage vom 11./12. 11. 1992. Prognoselauf vom 10. 11. 1992 12 UTC (Ausgabe 17 UTC). Zielzeitpunkt 11. 11. 1992 18 UTC. Oben links Prognose Wind, oben rechts Beobachtungen Wind. Mitte links Prognose maximale Böen, Mitte rechts Beobachtungen maximale Böen. Unten links Verifikation der Windgeschwindigkeit. Unten rechts Verifikation der maximalen Böen. Angaben in Knoten. Klammerwerte sind Mindestwerte. Statistische Auswertung Verifikation: N (Zahl der ausgewerteten synoptischen Stationen), MF (mittlerer Fehler), RMSE (Root Mean Square Error), ZRP (Zahl der richtigen Prognosen) und KSB (Klassenstreubreite gemäß Skala der Fehlerstreuung).

4.4 Die Leistungsfähigkeit von DMO und Kalman-Prognosen für die Sturm- und Orkanvorhersage in Deutschland

Quantitative Verifikationen haben gezeigt (DWD 1993, 1994), daß der Wind im Mittel der am besten vorhergesagte DMO-Wetterparameter ist und durchschnittlich eine höhere Güteklasse aufweist als die täglich von den Wetterämtern erstellten Windprognosen. Dieses Resultat verrät allerdings nichts darüber, ob für Sturm- und Orkanlagen die gleiche Aussage gilt und welche Streuungen im konkreten Fall zu erwarten sind. Die meist guten Ergebnisse, die die neuen numerischen Modelle bei Sturm- und Orkanlagen im Wetterkarten-Maßstab im nahen Kurzfristbereich gezeitigt haben, sind nicht automatisch auf die zeitlich und räumlich höher aufgelösten regionalen numerischen Aussagen des DMO-Parameters Wind zu übertragen. Einzelstudien im Zusammenhang mit den oben beschriebenen und anderen Sturmlagen seit 1992 ergeben für DMO folgende Resultate (Bild 8):

- Die vorhergesagten Stark-Windfelder sind in der Regel glatter als die beobachteten mesoskaligen Windverteilungen. Dafür sind sowohl orographische als auch synoptische Gründe maßgebend. So sind Prognosen für relativ geradlinige Sturmfelder in der Regel auch am besten. In diesen Fällen liegen 75%-90% der Stationen mit den prognostizierten Windrichtungen innerhalb einer Fehler-Toleranz von ± 20°. Sturmfelder zeigen in der Windrichtung besonders dann Abweichungen, wenn die Zyklonen ausgeprägtere mesoskalige Frontenstrukturen besitzen als vorhergesagt, so daß die typischen Winddrehungen nicht erfaßt werden. Der Prozentsatz der Stationen mit zutreffender Windrichtung schwankt in Sturmzyklonen meist zwischen 50% und 80%.
- Die Quote der richtigen Prognosen der Windgeschwindigkeit bewegt sich bei Zugrundelegung einer Toleranz von ± 4 Knoten größenordnungsmäßig zwischen 40% und 60% der Stationen. Fehler treten charakteristischerweise hauptsächlich im Bereich des Windmaximums der labilen Rückseite der Zyklonen in Form einer Unterprognostizierung des Sturmes auf, selbst wenn die Druckgradienten richtig prognostiziert erscheinen. Die größten Fehler beobachtet man dann, wenn bei schnellerer Verlagerung der Sturmzyklonen die Stationen rascher als prognostiziert in den rückwärtigen Zyklonenbereich geraten. Die Windgeschwindigkeitsabweichungen können dabei in extremen Fällen mehrere Bft-Klassen ausmachen und sind bei den Böen teilweise noch ausgeprägter als bei den Mittelwinden. Am häufigsten davon betroffen sind durch ihre Lage der Nord- und Ostseebereich sowie Norddeutschland. Zu wenig sensibel reagiert die numerische Windprognose mitunter auch umgekehrt bei einsetzendem antizyklonalen Einfluß (Gradientabschwächung, Stabilisierung der Schichtung), so daß zu lange Starkwind prognostiziert wird.
- Über diese synoptischen Situationen hinaus neigen Seegebiete generell zu numerisch zu schwach vorhergesagten Windgeschwindigkeiten. Andererseits zeichnen sich Bergstationen wie zu erwarten meist durch zu hoch prognostizierte Mittelwinde aus, insbesondere im süddeutschen Bereich. Auf den Bergen Norddeutschlands halten sich Über- und Unterprognostizierungen die Waage, beim Brocken überwiegt sogar ein negatives Prognosedefizit. Bei den Maximalböen verliert sich an Bergstationen allgemein die Tendenz für zu hohe Windprognosen.

Allgemeine Verifikations-Erfahrungen des Winters 1993/94 (DWD 1994) ergeben für Kalman-Prognosen beim Wind im Mittel eine Verbesserung gegenüber DMO von 35% Reduktion der Varianz bei der Windgeschwindigkeit und 8% bei der Windrichtung. Fallstudien der Sturm- und Orkanwetterlagen lassen die Verbesserung in der Fläche weniger klar erscheinen, da es sich hier um nicht so gut „lernbare" Extremfälle handelt. So bleiben die charakteristischen Unterprognostizierungen des Mittelwindes auf den Zyklonenrückseiten weitgehend erhalten. Typische Standortfehler wie z. B. auf den Bergen Süddeutschlands werden jedoch teilweise wesentlich reduziert.

5 Die Umsetzung der numerischen Prognosen in die Sturm- und Orkanvorhersagen

Die eingangs angesprochenen Arbeitsschritte bei der Umsetzung numerischen Materials in eine regionale und lokale Sturm- und Orkanvorhersage sind am zeitlichen und räumlichen Scale der Prognose orientiert und verkörpern den Übergang von der allgemeinen zur präzisierten Aussage. Sie führen von der mittelfristigen großräumigen Trendvorhersage über die kurzfristige synoptische Konkretisierung im regionalen Scale bis hin zum Fine-Tuning der quasilokalen Windprognose. Somit ist auch die Methodik der Anwendung numerischer Prognosen umrissen wie sie für die Sturm- und Orkanvorhersage gilt. Sie läßt sich in die Regel fassen, daß die Nutzung der numerischen Prognose bewußt die Konvergenz des räumlich-zeitlichen Fächers der Modellaussagen vom Mittelfrist- bis zum nahen Kurzfristbereich verwertet und dies vor dem Hintergrund der für jeden dieser Scales geltenden Sicherheit der Prognosen.

5.1 Nutzung der Basisprognosen

Die synoptische und diagnostische Interpretation der Basisprognosen konzentriert sich auf die flächigen Druck-, Temperatur- und Feuchte-Feld-Strukturen und legt den synoptischen Rahmen einer möglichen Sturm- und Orkanlage fest. Während dabei im Mittelfristbereich eine regionalisierte Aussage meist noch nicht möglich ist und es mehr auf die Einschätzung der vorbereitenden Ausbildung von Frontalzonen, Jets und Zentralzyklonen ankommt, werden die numerischen Basisvorhersagen im Kurzfristbereich konkret im Hinblick auf die mögliche regionale Sturmsituation interpretiert. Aufgabe der Interpretation in diesem Zeitbereich ist es, die mit der quasigeostrophischen Theorie beschriebenen Strukturen und Entwicklungen im prognostischen Kartenmaterial zu identifizieren, diagnostizieren und prognostisch zu deuten. Im Mittelpunkt des Interesses steht die Erfassung des "Explosive-Developments" und der mesoskaligen Druckgradientverteilung. Unter Ausnutzung der Erkenntnisse der Conveyor-Belt-Theorie geben die numerischen Feuchteprognosen für 700 hPa strukturelle Hinweise auf einen einsetzenden Dry Slot und somit auch über die mögliche Intensität und den Zeitpunkt der Hauptentwicklung.

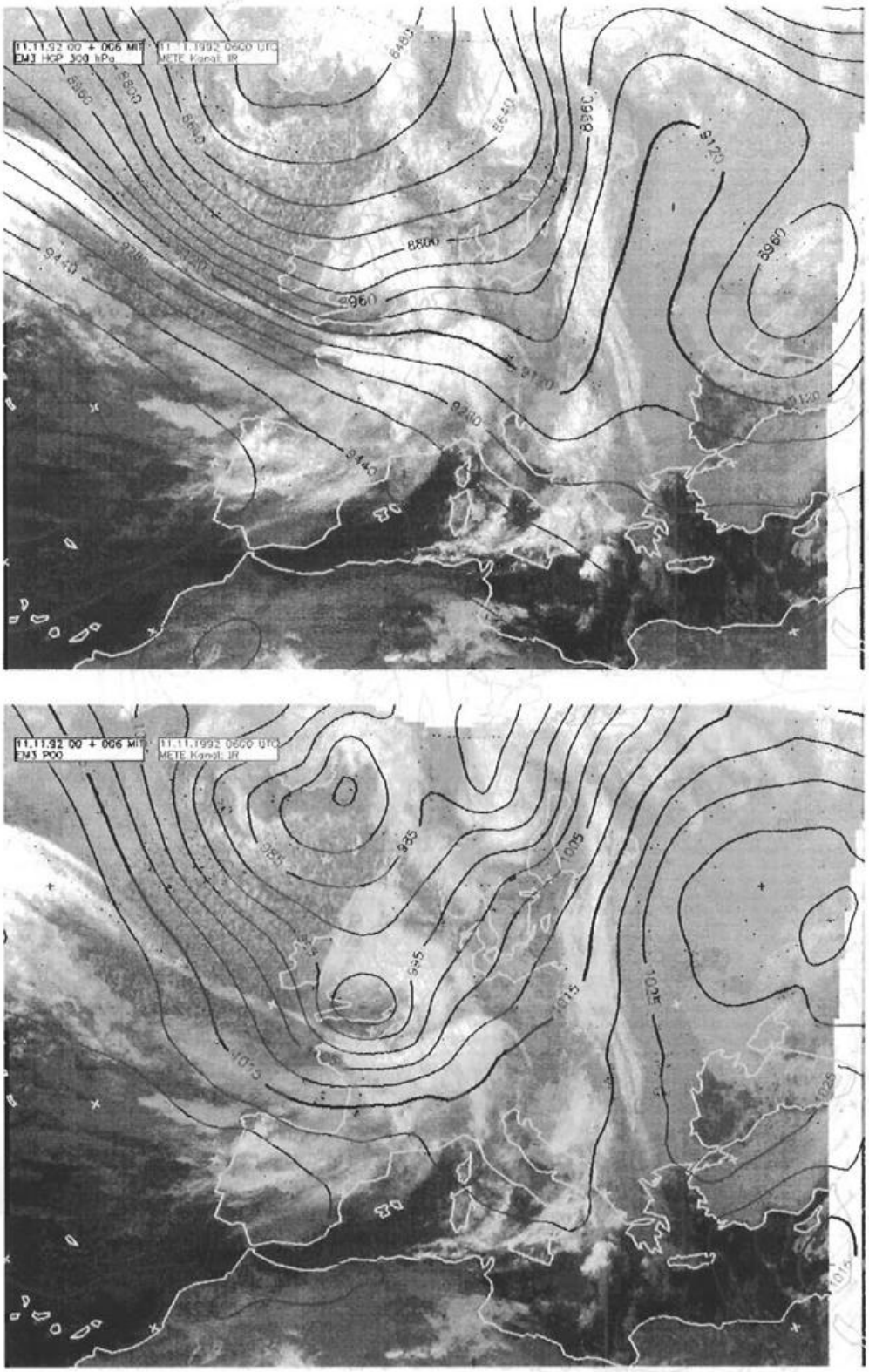


Bild 9: Das Jubiläumssturmtief vom 11./12. 11. 1992 im IR-Satellitenbild zu Beginn der starken Entwicklung am 11. 11. 1992 06 UTC. Oben: Dry Slot bei Südengland in Verlängerung der Jetstream-Achse über dem Atlantik mit EM-Prognose Geopotential 300 hPa 11. 11. 1992 00 UTC + 06 h. Unten: kombiniert mit EM-Prognose Bodendruck 11. 11. 1992 00 UTC + 06 h, Dry Slot direkt über dem Tiefkern.

5.2 Modellüberwachung und Abschätzung des Vertrauensgrades der Basisprognosen

Die inhaltliche Interpretation des Basismaterials muß durch die Abschätzung möglicher numerischer Fehler ergänzt werden, um ein Maß für die Sicherheit der Prognose zu bekommen. Angesichts der beschriebenen Fallstudien wird man im erweiterten Kurzfristbereich Risiken hinsichtlich engräumiger und extrem schneller Sturmzyklogenesen einkalkulieren müssen. Die zeitliche und räumliche Verteilung eines 24(36)-stündig vorhergesagten Sturmes bieten dagegen recht gute Anhaltspunkte.

Aus der synoptischen Prognoseerfahrung heraus lassen sich auch folgende Vorgehensweisen zur Abschätzung des Vertrauensgrades einer Sturmvorhersage anwenden:

- Überwachung der Konsistenz verschiedener Prognoseläufe eines Modells für den gleichen Zielzeitpunkt
- Überprüfung der Gleichsinnigkeit der Aussagen verschiedener Modelle für einen festen Zielzeitpunkt

Ohne Zweifel fördert eine gleichlautende Aussage mehrerer Modelläufe oder verschiedener Modelle die Erwartungshaltung in eine zutreffende Prognose. Dies gilt zumindest für ein größeres Kollektiv, im konkreten Einzelfall können davon natürlich Abweichungen beobachtet werden. Andererseits haben die oben beschriebenen Fälle von Sturm- und Orkanzyklonen die Bedeutung dieser Prognosenüberwachung selbst für die aktuelle Situation bestätigt. Stärkere Prognose-Differenzen der Modelle im erweiterten

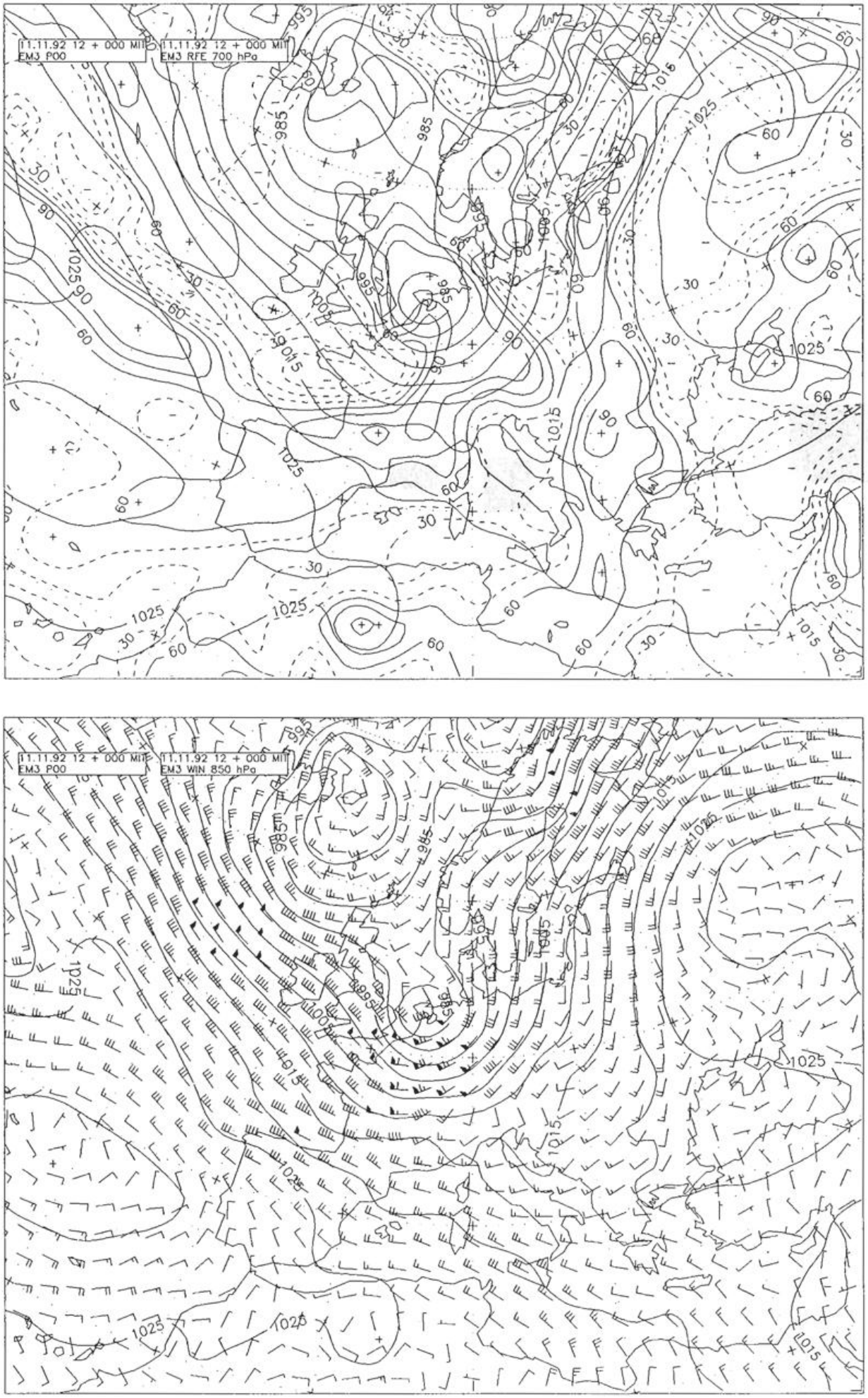


Bild 10: Diagnostik mittels MAP-Workstation am Beispiel der Jubiläumssturmwetterlage vom 11./12. 11. 1992. EM-Analysen für den 11. 11. 1992 12 UTC. Oben: Kombination von Bodendruckfeld (Bezifferung in hPa) und Relativer Feuchte 700 hPa (Werte ab 60% durchgezogen, sonst gestrichelt). Unten: Kombination von Bodendruckfeld und Wind in 850 hPa.

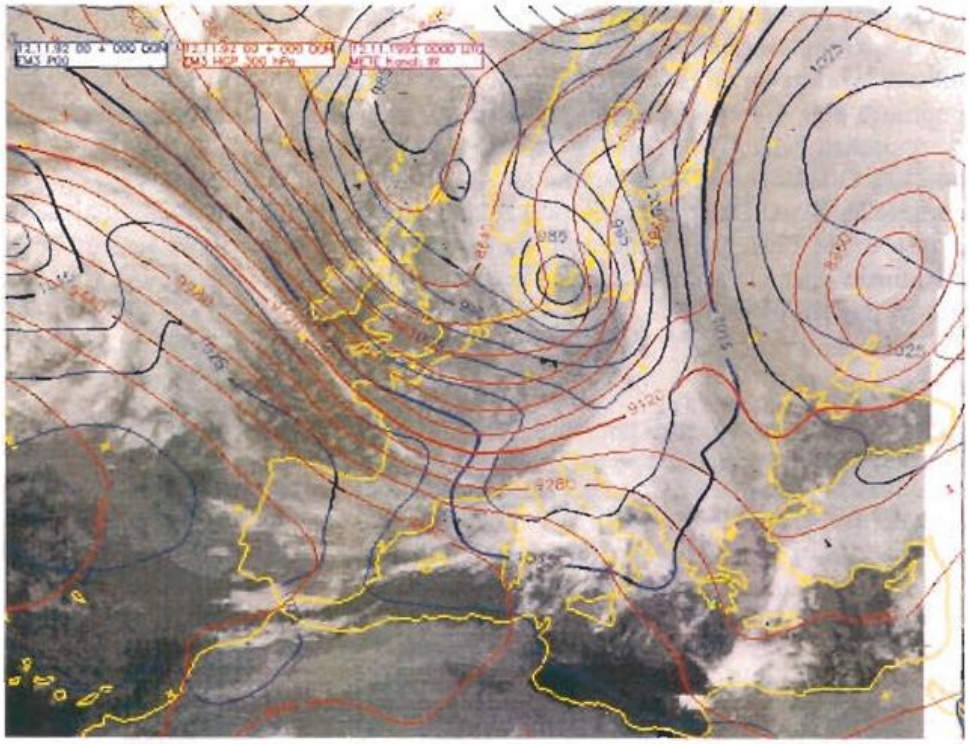


Bild 11: Diagnostik mittels MAP-Workstation am Beispiel der Jubiläumssturmwetterlage vom 11./12. 11. 1992. Analyse für den 12. 11. 1992 00 UTC. Kombination dreier Parameter mit Meteosat-IR-Satellitenbild (PDUS), Bodendruckfeld (Bezifferung in hPa) und Druckfläche 300 hPa (Bezifferung in gpm).

Kurzfristbereich lassen sich darüberhinaus meist so interpretieren, daß Vorhersagen mit stärkerer Entwicklung eine größere Glaubwürdigkeit besitzen als Prognosen ohne auffällige Zyklogenese.

5.3 Überwachung der numerischen Prognosen mit aktuellen Daten und Satellitenbildern

Die rasche Entstehung vieler Sturm- und Orkanzyklonen macht aktuelle Wetterdaten und Satellitenbilder zu einem wichtigen Hilfsmittel bei der Überwachung numerischer Prognosen. So kann z. B. die Intensität einer Zyklogenese, wie sie numerisch prognostiziert worden ist, anhand der Beobachtungs-Daten überprüft werden. 3-stündige Drucktendenzen und Windmeldungen sind dafür ein gutes Hilfsmittel. Satellitenbilder ihrerseits verraten mit den Wolkenstrukturen die Bereiche aktiver Hebung, aber auch starken Absinkens. Sie geben Hinweise auf die charakteristische Umformung eines "Baroclinic Leaf", dem mit dem Bildungsstadium einer zyklonalen Welle verbunden breiten Wolkenfeld, in die Kommastruktur einer sich entwickelnden Sturmzyklone (PEARSON und STOGLAITIS 1988). Von besonderer Bedeutung ist der vorstoßende Dry Slot als Verkörperung des Oberstroms, der meist den Beginn der Sturm- und Orkanzyklogenese signalisiert (Bild 9). Besonders geeignet sind Satellitenbilder auch zur Überwachung des Zeitpunkts der Entstehung neuer zyklonaler Wellen, die zu stärkeren Entwicklung führen sollen.

Eine schwierige Entscheidungssituation entsteht dann, wenn aktuelle Beobachtungsdaten und Satellitenbilder für eine stärkere Entwicklung sprechen, die numerischen Prognosen aber einheitlich eine Sturmzyklogenese verneinen. In diesem Fall muß geprüft werden, welche diagnostischen Gründe für die eine oder die andere Lösung sprechen. Eventuell handelt es sich bei der aktuellen Entwicklung um ein vorübergehendes zyklonales „Aufflammen", das schnell wieder zusammenbricht. Das wäre z. B. möglich, wenn die Welle oder Warmsektorzyklone aus dem entwicklungsgünstigen PVA-Bereich der Höhe herausgerät, weil durch Downstream-Development (KURZ 1990) der nachfolgende Höhentrog nach Süden ausschert.

5.4 Nutzung und Wertung der DMO-Prognosen

Die DMO-Produkte stellen in ihrer konkretisierten, zeitlich hohaufgelösten Form heute einen wichtigen Schlußpunkt in der Kette des numerischen Prognosematerials für eine Sturm- und Orkanvorhersage dar. Die Ergebnisse der Fallstudien deuten darauf hin, daß in der Fläche und an bestimmten Standorten in gewissen Situationen Verbesserungen an den DMO-Aussagen vorgenommen werden müssen. Da es sich dabei aber meist um typische Fehler wie z. B. an Vorder- und Rückseite der Sturmzyklonen oder in See- und Berg-Situationen handelt, läßt sich vor Ort eine qualitative Korrektur durchaus vornehmen. Bei der Kalkulation der möglichen zeitlichen Unsicherheit der Aussage ist eine nach wie vor eher zu langsame Verlagerung von Zyklonenkern und Fronten zu berücksichtigen. Dieser Faktor liegt in der Größenordnung bis zu 3 Stunden innerhalb einer 24-36-stündigen Prognose.

5.5 Verbesserung von Interpretationen, Diagnostik und Verifikation von Sturmwetterlagen mittels Bildschirmdarstellung

Ein wesentlicher Aspekt bei der Nutzung numerischer Produkte für die Sturm- und Orkanvorhersage ist heute ihre zunehmende Präsentation und graphische Aufbereitung auf Bildschirm. Feldverteilungen, diagnostische Zusammenhänge, zeitliche Entwicklungen und DMO-Ergebnisse lassen sich damit anschaulich visualisieren und besser auflösen. In gleicher Weise kann man Verifikationen am Arbeitsplatz vornehmen. Einen großen Teil dieser Funktionen erfüllt beim DWD MAP (Meteorologisches Applika-

tions- und Präsentationssystem) mit einem Diagnose-System, das Feldverteilungen von Analysen und Prognosen mittels Workstation frei wählbar miteinander verknüpft und auch eine Überwachung der Numerik mit aktuellen synoptischen Feldern und Satellitenbildern zuläßt (Bild 10 und 11). Graphische PC-Programme an Arbeitsplatzrechnern stellen DMO-Daten parameterweise dar und erlauben eine aktuelle Einzelfall-Verifikation, die wesentliche Erkenntnisse über die synoptische und ortsgebundene Leistungsfähigkeit liefert.

6 Literatur

AKYLDIZ, V., 1986: Systematic Errors in Surface and Upper Lows in the ECMWF Operational Spectral Model (T106) during Winter 1985/86 compared with Corresponding Errors in the T63 Model Techn. Memorandum NO. 130.

DEUTSCHER WETTERDIENST, 1983: Der Positionsfehler der Tiefdruckgebiete im Bodendruckfeld - Stichprobenvergleich zwischen BKF-Modell und dem alten Gitterpunktsmodell des EZMW.

DEUTSCHER WETTERDIENST, 1990: Simulationen zum Schleswig-Holstein-Orkan vom 27./28. 8. 1989 und vom Orkan 3./4. 2. 1990.

DEUTSCHER WETTERDIENST, 1992: Betriebshandbuch des Analysen- und Vorhersagedienstes im Deutschen Wetterdienst (BHB AVD). Vorschriften und Betriebsunterlagen Nr. 11 (VUB 11).

DEUTSCHER WETTERDIENST, 1993: Verifikationsbericht zur Güte lokaler Wettervorhersagen Nr. 9.

DEUTSCHER WETTERDIENST 1994: Verifikationsbericht zur Güte lokaler Wettervorhersagen Nr. 10.

EMMRICH P., 1977: Der latent-labil geschichtete Warmsektor - ein wichtiger Faktor bei der Entstehung des Nordsee-Orkans vom 3. 1. 76. Met. Rdsch. 30, S. 129-137.

KRUHL H., 1978: Sturmflut-Wetterlagen. Promet 4 78, S. 6-9.

KUO Y. H., 1992: A Model-aided Study of the Origin and Evolution of the Anomalously High Potential Vorticity in the Inner Region of a Rapidly Deepening Marine Cyclone. Mon. Wea. Rev. 120/1992, S. 893-913.

KURZ, M., 1990: Synoptische Meteorologie. Leitfaden für die Ausbildung im DWD Nr. 8.

LORENC, A. C. et alii, 1988: Numerical Forecast Studies of the October 1987 Storm over Southern England. Met. Mag. 117, S. 118-130.

MAJEWSKI, D., Juli 1993: Short Description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the Deutscher Wetterdienst (DWD) as at July 1993.

MAJEWSKI, D., Januar 1994: Short Description of the Europa-Modell (EM) and Deutschland-Modell (DM) of the Deutscher Wetterdienst (DWD) as at January 1994.

MALBERG, H., FRATTESI, G., RÖDER, W., 1983: Objektive Windvorhersage auf der Basis des geostrophischen Windes. Met. Rdsch. Jg. 36, H.1., S. 20-24.

MANIER, G., WEINGÄRTNER, H., 1978: Untersuchungen zum Einfluß von Orographie, Stabilität und Baroklinität auf den Zusammenhang zwischen Bodenwind und geostrophischem Wind. Met. Rsch. Jg. 31, H.5, S. 145-154.

MANOBIANCO, J., 1989: Explosive East Coast Cyclogenesis: Numerical Experimentation and Model-Based Diagnostics. Mon. Wea. Rev. Vo. 117, S. 2384-2405.

MULLEN, St. L., BAUMHEFNER, D. P., 1988: Sensitivity of Numerical Simulations of Explosive Oceanic Cyclogenesis to Changes in Physical Parameterizations. Mon. Wea. Rev. Vo. 116, S. 2289-2329.

PEARSON, G. M., STOGAITIS, G., 1988: Satellite Imagery Interpretation in Synoptic and Mesoscale Meteorology, a Reference Manual. Atmospheric Environment Service Canada.

SANDERS, F., GYAKUM, J. R., 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the "Bomb". Mon. Wea. Rev. Vol. 108, S. 1589-1606.

SANDERS, Fr., 1987: Skill of NMC Operational Dynamical Models in Prediction of Explosive Cyclogeneses. Weather and Forecasting, Vo. 2, S. 322-336.

THORNCROFT C. D., HOSKINS B. J., McINTYRE M. E., 1993: Two Paradigms of Baroclinic-Wave Life-Cycle Behavior. Quart. Journ. Royal Meteorol. Soc. 119, S. 17-55.

YOUNG, M. V. MONK, G. A., BROWNING, K. A., 1987: Interpretation of Satellite Imagery of a Rapidly Deepening Cyclone. Quart. Journ. Royal Meteorol. Soc. 113, S. 1089-1115.

W. BENESCH, Th. BÖHM, U. SCHUBERT

3 Spezielle Verfahren zur Auswertung von Satellitendaten für Nowcasting und Kürzestfristvorhersage

1 Einleitung

Mit dem sogenannten Interaktiven Graphischen System (IGS) steht dem Deutschen Wetterdienst ein geeignetes Hilfsmittel zur Auswertung des Informationsgehaltes von Satellitendaten zur Verfügung. Sein großer Vorteil ist, daß es die gemeinsame Auswertung der Satellitendaten mit meteorologischen Daten anderen Ursprungs wie z. B. Niederschlagsradar, Radiosonden und insbesondere Ergebnisfeldern der numerischen Analyse und Vorhersage und daraus abgeleiteten Parameter gestattet. Solch ein Zusammenführen der Daten unterschiedlichen Ursprungs hat sich als unabdingbar für die richtige Interpretation der Satellitendaten erwiesen.

Es folgen einige wenige Beispiele, wie heute routinemäßig die Satellitenbilder gemeinsam mit anderen Daten im DWD für die Diagnose des Atmosphärenzustandes und die Kürzestfristprognose genutzt werden. Diesem Abschnitt folgen Erläuterungen zu Auswerteverfahren und Anwendungsmöglichkeiten von Satellitendaten, die im DWD zur Zeit erprobt werden, aber noch nicht einer vollen routinemäßigen Nutzung zugeführt sind. Die Betrachtungen schließen mit einem Ausblick auf künftige Entwicklungen.

An dieser Stelle sollte erwähnt werden, daß der Deutsche Wetterdienst über Anlagen zum Empfang der digitalen hochaufgelösten METEOSAT-Daten (PDUS = Primary Data Users Station) und der hochaufgelösten digitalen Bild- und Sondierungsdaten der polarumlaufenden amerikanischen NOAA-Satelliten (HRPT = High Resolution Picture Transmission) verfügt. Diese Bilddaten stehen auch den dezentralen Dienststellen zur Verfügung (BENESCH u. a. 1990).

2 Beispiele zur operationellen Nutzung von Satellitenbildern

2.1 Bilddarstellungsverfahren

Eine sehr einfache Methode zur leichten, nahezu objektiven Interpretation der Wolken in Satellitenbildern ist ihre Darstellung als sogenannte Pseudo- oder Falschfarbendarstellung, häufig auch als True-Colour-Darstellung bezeichnet. Bei den METEOSAT-Bildern hat es sich bewährt, die Informationen des VIS-Kanals in rot und grün, die des IR-Kanals in blau darzustellen. Wasser erscheint dann tiefdunkelblau, die wolkenfreie Landoberfläche in gelbgrün, tiefe Wolken in gelb, dünne transparente Cirren in hellblau und kompakte hochreichende Wolken wie Cumulonimbus und Nimbostratus in weiß. Noch effektiver funktioniert diese Darstellung bei multispektralen AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)-Bilddaten, wenn die Kanäle 1 (0.58-0.68 μ), 2 (0.72 - 1.0 μ) und 4 (10.5-11.5 μ) tagsüber oder die Kanäle 3 (3.55-3.93 μ), 4 und 5 (11.5-12.5 μ) bei Nacht in den Farben rot, grün, blau dargestellt werden.

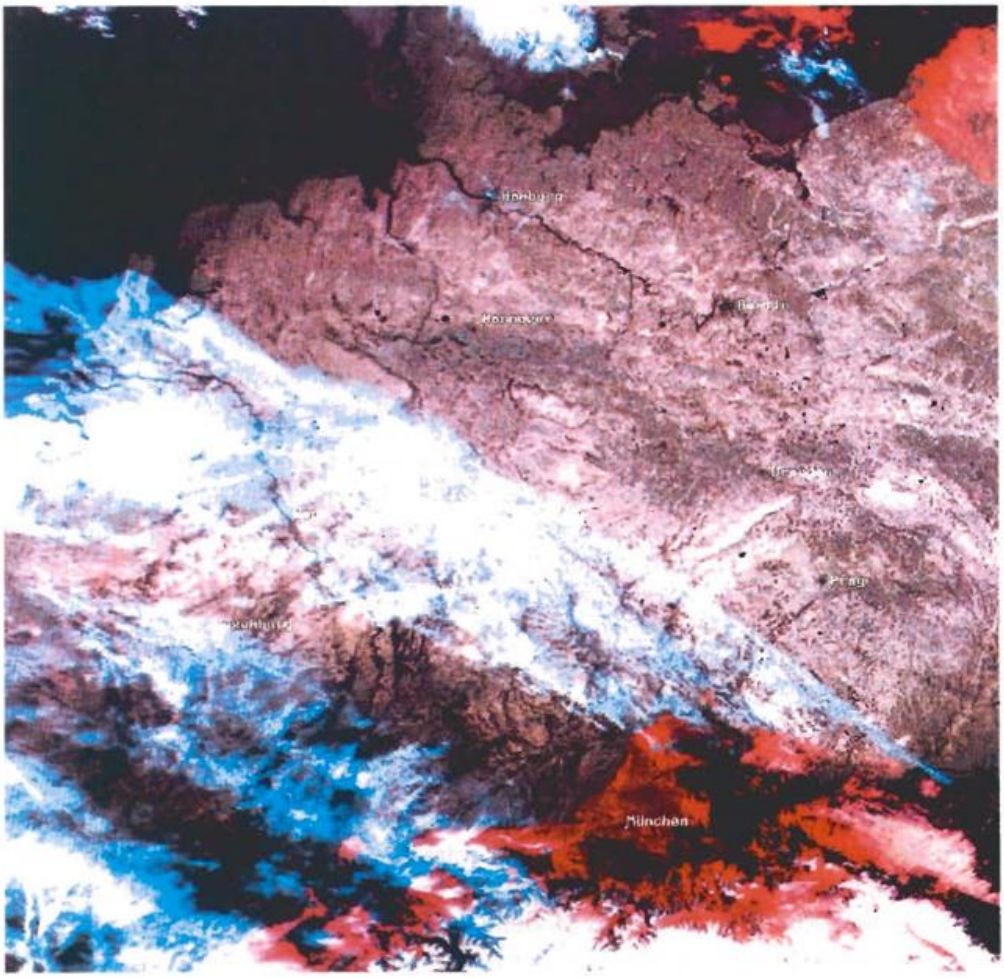


Bild 1: Falschfarbendarstellung Nebelerkennung
11. 3. 1994, 03:48 UTC
NOAA-11, Kanal 3 + 4, 5

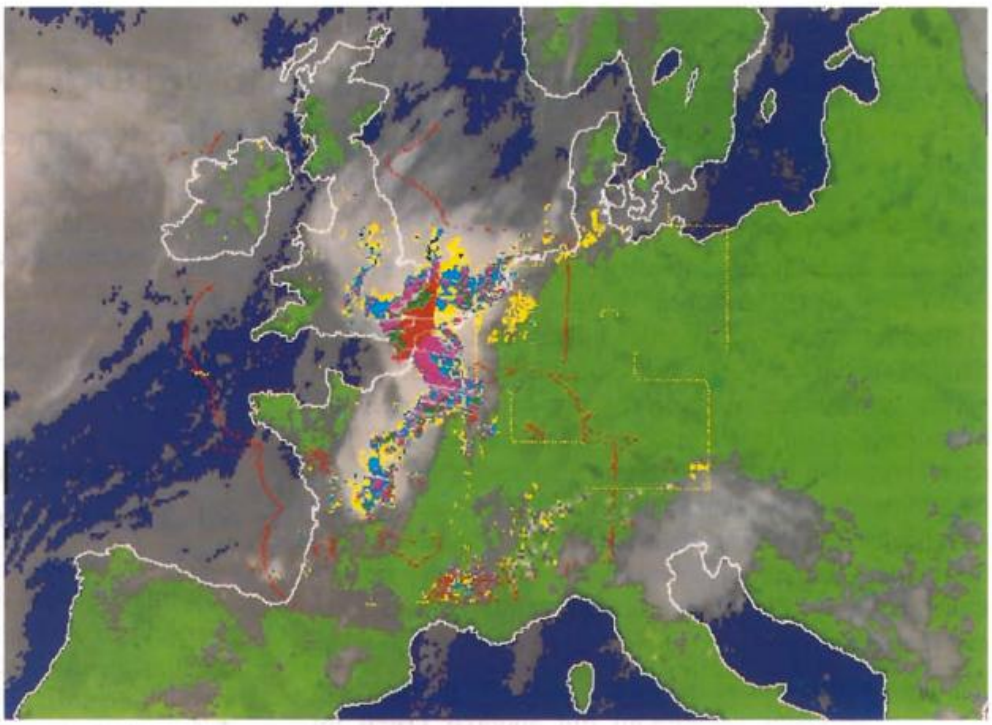


Bild 2: Satelliten- plus Radarbild 28. 7. 1994, 06 UTC METEOSAT-5, IR überlagert mit Niederschlagsdaten des deutschen und europäischen Radarverbundes (Farbzuordnung siehe Text)

Gerade bei flacherem Sonneneinfallwinkel erhält man einen dreidimensionalen Eindruck der Wolkenverteilung, wobei durch diese Kanalkombination auch noch Vegetationsunterschiede der wolkenfreien Landoberfläche deutlich werden. Bei Nachtterminen kann tiefer Stratus oder Nebel, der in den Infrarotbildern kaum oder nur sehr schwer erkennbar ist, markant zur Darstellung gebracht werden, wenn man die Kanäle 3, 4 und 5 in den Farben rot, grün und blau darstellt. Bild 1 zeigt ein Beispiel hierfür; Nebelfelder im Raum München treten durch ihre roten Farben sofort markant in Erscheinung.

2.2 Radar- und Satelliteninformation

Bild 2 zeigt ein Wolken- und Niederschlagssystem, das sich von England über die Nordsee und den Ärmelkanal nach Frankreich hinein erstreckt. Dem METEOSAT-5-Bild sind die Informationen des Radarverbundnetzes überlagert. Im DWD sind z. Zt. die Radardaten des nationalen Verbundnetzes (gelbe Umrandungslinien) und von mehreren westeuropäischen Ländern verfügbar (rote Umrandungslinien). Die Farbe entspricht der Niederschlagsintensität:

gelb	= 0.3-1.0 mm/h,	blau	= 1.0-3.0 mm/h,
violett	= 3.0-10.0 mm/h,	grün	= 10.0-30.0 mm/h,
rot	= mehr als 30 mm/h		

Die roten bzw. gelben Umrandungslinien markieren in etwa die Reichweite der einzelnen Radargeräte.

Das Beispiel zeigt deutlich, welche Teile des Wolkensystems mit Niederschlagsaktivität verbunden sind und welche nicht.

2.3 Diagnose

Bild 3 zeigt ein Beispiel für die Diagnose des Atmosphärenzustandes. Im Bild 3a ist in blau die Verteilung der Vertikalbewegung in 500 hPa dargestellt, gestrichelte Linien bedeuten aufsteigende Luftbewegung, ausgezogene Linien Absinken. Gleichzeitig ist in rot für eine rasche Orientierung über die aktuelle Trog-/Rückenverteilung das Geopotential in 500 hPa dargestellt.

Im Bild 3a erkennt man über Mitteleuropa eine Wolkenspirale, die zum Zirkulationsbereich eines umfangreichen Boden- und Höhentiefs gehört. Korrespondierend zu dieser Spirale weist das Bild einen wolkenarmen Bereich auf, der sich vom Mittelmeer nordostwärts bis an die Ostflanke des Höhentiefs erstreckt und gleichfalls zyklonal gebogen ist. Der Vergleich mit der Omega-Verteilung zeigt an, daß im größten Teil der Wolkenspirale Hebung und im Bereich der wolkenarmen Zunge Absinken herrscht, was die beschriebene Anordnung sofort erklärt und in den Wolkengebieten auf Niederschlag schließen läßt. Allerdings findet man abweichend davon im Bereich Polen ein Absinkgebiet, das der Wolkenspirale überlagert ist. Falls die Omega-Analyse korrekt ist, muß dort Bewölkungsrückgang erwartet werden. Tatsächlich zeigt die im Bild 3b wiedergegebene Aufnahme für den Termin 12 Stunden später, daß das Wolkenband über Osteuropa auseinandergebrochen ist, die hohen Wolken sich also aufgelöst haben. Südlich davon, wo auch zu diesem Termin weiterhin Hebung herrscht, ist dagegen eine Verdichtung der Bewölkung zu erwarten.

Von den vielen interessanten Details, die aus den beiden Bildern abgelesen werden könnten, sei noch auf die rasche Entwicklung eines kleinen, aber signifikanten Wolkengebietes über Marokko hingewiesen. Sie erfolgte in einem Bereich, wo bereits zum Ausgangstermin die Analyse Hebung angezeigt hatte, was bei genügender Feuchte zu rascher Wolkenbildung Anlaß gibt.

Die Analyse der Vertikalbewegung wurde im gezeigten Fall den Ergebnissen des *Europa-Modells* des DWD entnommen. Um den physikalischen Hintergrund der angezeigten Vertikalbewegungen zu verstehen und damit die Diagnose zu komplettieren, wäre es noch notwendig, die Verteilungen von Temperatur- und Vorticityadvektion zu überlagern sowie das Modell-Omega mit der Q-Vektor-Divergenz oder mit Feldern der Isentropen Potentiellen Vorticity (IPV) zu

vergleichen. Aus Platzgründen wurde auf die Darstellung dieser Felder verzichtet.

Insgesamt zeigt das Beispiel, wie durch eine Kombination von Satellitenbild und diagnostischen Parametern eine Bestandsaufnahme der aktuellen atmosphärischen Prozesse und daraus resultierend eine regional untergliederte Kürzestfristprognose abgeleitet werden kann.

2.4 Überwachung der Richtigkeit numerischer Analysen und Vorhersagen

Im Beispiel des Bildes 3 wurde von einer Kombination aus Satelliteninformation und numerischem Modell Gebrauch gemacht. Wenn man dies tut, muß man sicher sein, daß das Modell den Atmosphärenzustand richtig simuliert hat. Bild 4 zeigt ein Beispiel, wie die Satelliteninformation zur Überwachung der Richtigkeit der numerischen Analysen genutzt werden kann. Die Erfahrung hat gelehrt, daß in Zonen mit mehr als 60% relativer Luftfeuchte in Satellitenbildern zumindest einzelne Wolken zu erkennen sein sollten, und in Gebieten mit mehr als 90% markantere Wolkengebilde. In Bild 4 sind die Isohumiden im Abstand von 15% relativer Luftfeuchte dargestellt und zwar für 3 verschiedene Wettervorhersagemodelle:

blau: operationelles Modell des EZMW
rot: Globales Modell (GM) des DWD
grün: Europa-Modell (EM) des DWD

Die erste zusammenhängende Linie entspricht jeweils 60% relativer Luftfeuchte, die dicke Linie jeweils 90% relativer Feuchte. Für das Bild 4 wurde die Verteilung der Feuchte in 500 hPa ausgewählt. Zunächst kann auf einen Blick festgestellt werden, daß über dem weitgehend wolkenfreien zentral-, mittel- und osteuropäischen Bereich alle 3 Modelle auch niedrige Feuchtewerte in 500 hPa analysiert haben. Differenzen in den Modellanalysen werden sichtbar, wenn man die Gebiete mit markanter Bewölkung, z. B. über Tunesien, dem westlichen Mittelmeer und Südfrankreich im Detail betrachtet: während die 75%-Isohumide des GM (rot) und des EM (grün) recht gut mit dem Wolkenband korrespondiert, würde man aufgrund der EZMW-Analyse (blau) über Afrika ein breiteres Wolkenfeld erwarten als tatsächlich im Satellitenbild vorhanden, und man würde über Südwestfrankreich eine Verstärkung des Wolkenbandes erwarten, die an der vom Modell angezeigten Stelle jedoch nicht vorhanden ist, sondern eher mit einem wolkenarmen Gebiet zusammenfällt. Beachtenswert ist auch, daß das Wolkenfeld über der Nordsee östlich der britischen Küste gut durch das GM (rot) und das EM (grün) widergespiegelt wird, während das EZMW-Modell hier zu wenig Feuchte simuliert hat. Bemerkenswert ist übrigens auch, daß alle 3 Modelle das verhältnismäßig kleine Wolkenfeld über Südschweden recht gut erfaßt haben. Für eine Beurteilung der Simulation über dem Atlantik müßte die Feuchteverteilung aus tieferen Atmosphärenschichten ausgewählt werden, da die hier dargestellten Wolken nur in Teilbereichen bis zum 500-hPa-Niveau hinaufreichen.

Soweit einige Beispiele für einfache Möglichkeiten, wie sie täglich im Routineeinsatz genutzt werden können. Es folgen Ausführungen zu Verfahren, die noch nicht einer vollen routinemäßigen Nutzung zugeführt sind.

3 Das TOVS-Diagnose-System

3.1 Einführung

Ausgewertete Fernerkundungsdaten der polarumlaufenden NOAA-Satelliten, sogenannte TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder)-Produkte, lassen sich ebenfalls als Diagnoseparameter zur Wetterüberwachung einsetzen. Sie ergänzen Diagnosesysteme, die aus konventionellen Daten und Ergebnissen der numerischen Wettervorhersage bestehen. Alle Teilsysteme sollen sich gegenseitig bestätigen oder Schwachpunkte eines Systems ausgleichen, so daß der größte Nutzen in der Synergie aller Systeme zusammen zu sehen ist. So lassen sich zum Beispiel die Daten von polnah umlaufenden Satelliten nur beschränkt für Zwecke der Kürzestfristvorhersage einsetzen, bieten jedoch auf Grund höherer Auflösung und Messungen in anderen Kanalbereichen weitere Möglichkeiten als die Daten geostationärer Satelliten.

Die TOVS-Fernerkundungsdaten sind Strahldichtemessungen des TOVS-Instruments mit Beiträgen aus verschiedenen Atmosphärenschichten. Aus diesen Daten können durch komplizierte Verfahren Temperatur- und Feuchteprofile berechnet werden. Die Grundlagen solcher Verfahren sind z. B. von F. OLESEN und P. SCHLÜSSEL (1990) beschrieben worden. Bei der Berechnung der Ergebnisse sind Startprofile notwendig, um der tatsächlichen vertikalen, atmosphärischen Temperatur- und Feuchteverteilung möglichst nahezukommen. Die Satellitenmessung setzt sich aus multispektralen Strahldichtebeträgen verschiedener Höhenschichten zusammen. Für einen solchen Satz von Strahldichtewerten sind außer der tatsächlich bestehenden vertikalen Temperatur- und Feuchteverteilung noch unendlich viele andere denkbar. Hat man keine anderen Daten zur Verfügung, so muß man klimatologische oder durch vorherige Regressionsrechnungen bestimmte Startprofile verwenden. Dies hat den Vorteil, daß man zum Zeitpunkt der Profilrechnungen von anderen Datenquellen unabhängig ist. Die Rechnungen können auch dann durchgeführt werden, wenn kein Zugriff zu den Ergebnissen der numerischen Modellrechnung möglich ist oder solche Daten infolge einer Störung nicht zur Verfügung stehen. Als Beispiel wäre die TOVS-Datenauswertung auf einem Forschungsschiff zu nennen.

Bessere Ergebnisse erzielt man allerdings, wenn Modellvorhersagen als Startprofile in die Rechnungen eingehen (BÖHM 1993). Damit ergeben sich gleichzeitig Möglichkeiten der Modellüberwachung, wie in einem der folgenden Abschnitte noch weiter ausgeführt werden wird.

3.2 Möglichkeiten der Felddarstellung von TOVS-Produkten

TOVS-Produkte wie vertikale Temperatur- und Feuchteprofile werden mit anderen konventionellen Daten in der numerischen Analyse assimiliert. Aus den Gitterpunktwerten der Analyse lassen sich dann Diagnosefelder berechnen. Bei Verwendung solcher numerischer Analysefelder besteht die Gefahr, daß vermeintlich unpassende Satellitendaten schon vorher bei der Assimilation infolge automatischer Kontrollmechanismen nicht oder mit nur geringem Gewicht berücksichtigt wurden. Die Verhältnisse sind anders, wenn Diagnosefelder aus reinen TOVS-Produkten



Bild 3a: Diagnose des Atmosphärenzustandes
13. 4. 1994, 00 UTC
METEOSAT-5, IR (23:30 UTC)
blau: Vertikalbewegung (Omega)
gestrichelt: Hebung
ausgezogen: Absinken
rot: Geopotential 500 hPa
Omega und Geopotential abgeleitet aus dem Europamodell des DWD

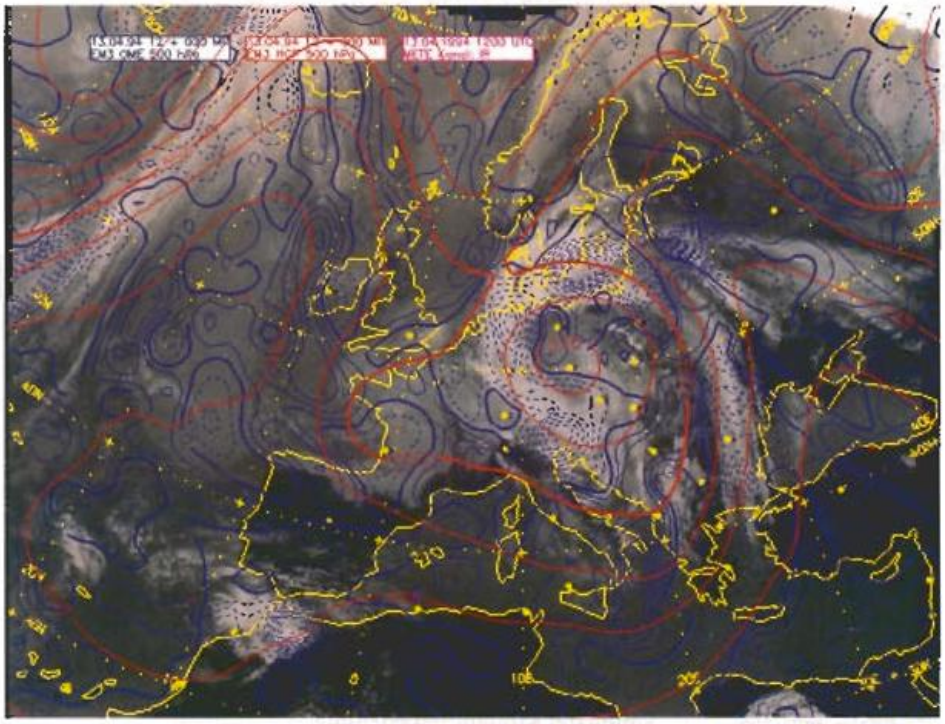


Bild 3b: 13. 4. 1994, 12 UTC
METEOSAT-5, IR
Linien wie in Abb. 3a

Bild 4: Überwachung der Richtigkeit der numerischen Analyse
31. 7. 1994, 12 UTC
METEOSAT-5, VIS
blau: relative Luftfeuchte in 500 hPa,
Analyse des operationellen Modells des EZMW (ECM)
rot: relative Luftfeuchte in 500 hPa,
Analyse des „Globalen Modells" (GM = P10) des DWD
grün: relative Luftfeuchte in 500 hPa,
Analyse des „Europamodells" (EM) des DWD

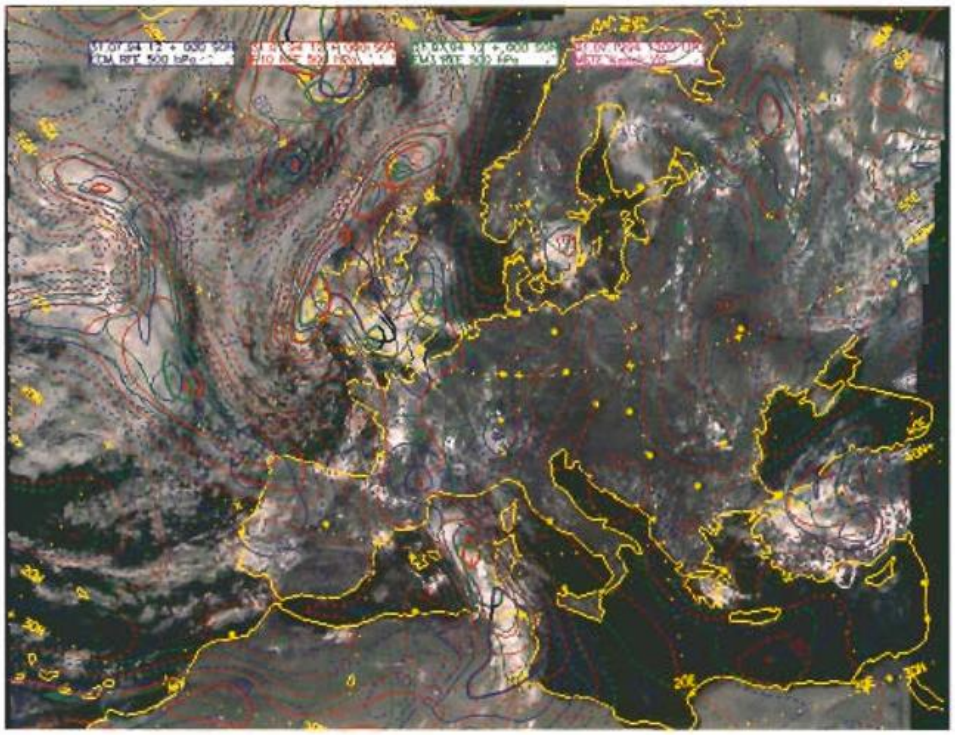
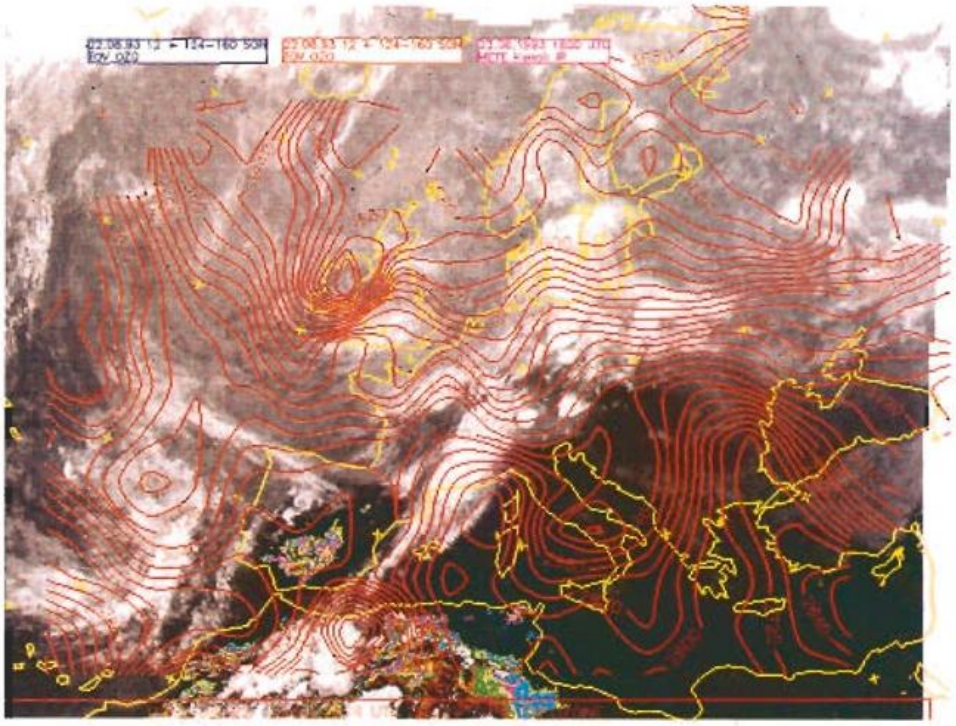


Bild 5: Gewitterentwicklung am Nachmittag
22. 8. 1993
METEOSAT-4, IR, 18 UTC
rot: TOVS Sondierung NOAA-11 nachmittags
Tot. Ozon (DU*100)



berechnet werden. Die Satellitendaten stehen bei dieser Vorgehensweise nicht in Konkurrenz zu konventionellen Daten und werden somit auch nicht durch automatische Verfahren eliminiert. Da sie infolge von verschiedenen Verarbeitungsschritten im Feld unregelmäßig verteilt sind, müssen sie für weitere Berechnungen von Diagnosegrößen oder zum Zweck der Isoliniendarstellung auf ein regelmäßiges Gitterpunktnetz interpoliert werden. Die in den Abbildungen gezeigten Verteilungen sind auf Gitterpunkte interpolierte reine TOVS-Produktfelder.

3.3 Vorteile und Nachteile des TOVS-Diagnosesystems

TOVS-Vertikalsondierungsdaten werden von den polnah umlaufenden NOAA-Satelliten gesendet. Durch die zeitlich geringe Verfügbarkeit der Daten der polnah umlaufenden gegenüber den geostationären Satelliten können die Daten der NOAA-Satelliten nur beschränkt für die Kürzestfristvorhersage verwendet werden und sind als Ergänzung zu den METEOSAT-Satellitendaten anzusehen. Doch je weiter polwärts solche Verfahren angewendet werden, desto eher sind polnah umlaufende Satelliten dafür geeignet, da die Verfügbarkeitsrate in höheren Breiten zunehmend größer wird. Darüber hinaus verschiebt sich dort die horizontale Auflösung bei Verwendung von Bildern zugunsten der polnah umlaufenden Satelliten deutlich.

Gegenüber konventionellen Daten bietet die flächenmäßige Überdeckung der TOVS-Diagnosedaten einen großen Vorteil. Wenn keine geschlossene Wolkendecke vorhanden ist (IR-Sondierung funktioniert nur bis zur Wolkenobergrenze), stehen nach der Auswertung Werte im durchschnittlichen Abstand von rund 80 km zur Verfügung. Auf diese Weise ist es möglich, besonders über datenarmen Regionen wie dem Atlantischen Ozean Informationen aus der Atmosphäre zu gewinnen. Jedoch auch über Mitteleuropa ermöglicht die flächenmäßige Darstellung von Diagnosegrößen oft einen genaueren Überblick über Details ihrer Verteilung.

Ein Nachteil des TOVS-Diagnosesystems sind die asynoptischen Beobachtungszeiten der NOAA-Satelliten. Bei der Beurteilung von Unterschieden zwischen Satellitendaten, Modellprodukten und konventionellen Daten muß man die Zeitdifferenz berücksichtigen. Die asynoptischen Beobachtungszeiten haben dagegen den Vorteil, daß zumindest gebietsweise Messungen zu Zeiten vorliegen, zu denen es keine konventionellen Daten gibt. Allerdings wird die gleiche Region bei einem System von zwei polnah umlaufenden Satelliten nur alle sechs Stunden von einem Satelliten sondiert. Da zur Zeit im Diagnosesystem des Deutschen Wetterdienstes nur METEOSAT-Bilder zur Überlagerung zur Verfügung stehen, ist bei Bildvergleichen besondere Sorgfalt in der Zeitzuordnung erforderlich. Eine Kontrolle der TOVS-Produktfelder mit Satellitenbildern (am besten NOAA-Bilder) ist erforderlich, um entscheiden zu können, ob solche aus TOVS-Daten erkannten Strukturen realistisch sind. Es ist durchaus vorstellbar, daß durch die mathematisch begrenzte Eindeutigkeit der Lösung der Profilberechnung oder Rauschen im Datensignal unrealistische Strukturen erzeugt werden. Ferner sind die horizontal unregelmäßig verteilten TOVS-Produkte auf ein Gitternetz zur Isoliniendarstellung interpoliert, wodurch Informationen ebenfalls verloren gehen können.

3.4 Darstellung der TOVS-Diagnoseprodukte

Die einzelnen Überflüge der NOAA-Satelliten beginnen im Osten und setzen sich nach Westen fort, bevor der Satellit den Empfangsbereich einer Station verläßt. Damit sich der Meteorologe einen besseren Überblick verschaffen kann, bietet es sich an, die Daten der einzelnen Überflüge, soweit zeitlich verfügbar, aneinanderzureihen und mit Isolinien darzustellen. Da der jeweilige benachbarte Überflug ca. 1¾ Stunden später erfolgt, können an den Nahtstellen zwischen den Überflügen je nach Wetterlage künstliche Gradientverstärkungen oder -abschwächungen auftreten. Dies wird wegen der besseren Übersicht in Kauf genommen, zumal in Randbereichen ohne benachbarte Daten Interpolations- und Isolinienverfahren nicht zufriedenstellende Ergebnisse liefern. Die verhältnismäßig schmalen Datenstreifen der einzelnen Satellitenpassagen wären häufig nur in ihrem zentralen Bereich interpretierbar.

3.5 Übersicht über mögliche TOVS-Diagnosegrößen

Gesamt-Ozon

Der gesamte, vertikale Ozongehalt der Atmosphäre wird als Feld dargestellt (in DOBSON-Einheiten mal 100). Absinkbewegungen in der oberen Troposphäre/unteren Stratosphäre führen zu kurzfristigen und lokalen Ozonanreicherungen, die die allgemeine, längerfristige Ozonverteilung überlagern. Es besteht eine Korrelation zwischen Anomalien in Ozonfeldern und solchen aus Feldern der Isentropen Potentiellen Vorticity (IPV). Beide Felder sollten sich somit im Informationsgehalt bestätigen oder ergänzen.

Bild 5 zeigt die Verteilung des Gesamtozongehaltes (rote Linien, TOVS-Sondierung vom 22. 6. 1993, nachmittags) und das überlagerte Satellitenbild von METEOSAT (18 UTC). Über dem östlichen Alpenraum und nördlich davon befindet sich eine Ozonanomalie als markante Welle ausgeprägt. Außerdem ergab die Sondierung für diese Region hohe Werte von niederschlagbarem Wasser. Im Bild 5 ist zu erkennen, daß sich dort folgerichtig im Laufe des Nachmittags viele Gewitterzellen entwickelt haben.

Wenn man wie oben unterstellt, daß die Ozonanomalie mit einer IPV-Anomalie korreliert ist, läßt sich die Gewitterbildung leicht erklären: bei Annäherung der Anomalie wird eine aufwärts gerichtete Vertikalbewegung induziert, die die offensichtlich vorhandene potentielle Instabilität der Schichtung auslöst und zu konvektiven Umlagerungen größeren Umfangs Anlaß gibt.

Relative Topographie; thermischer Wind

Schichtdickedaten sind die grundlegende Darstellungsart von Ergebnissen der Sondierungsdatenberechnungen, da diese im Gegensatz zu Radiosondendaten keine Punkt-, sondern integrierte Volumenmessungen repräsentieren. Ihre Darstellung als relative Topographien dient zur Analyse und Diagnose des Wetterzustandes und kann zu Vergleichszwecken mit Modellprodukten überlagert werden.

Aus den Schichtdickedaten können *thermische Winde* berechnet werden, die die vertikale Änderung des geostrophischen Windes widerspiegeln. Im Bild 6 sind thermische Winde für die Schicht 500/1000 hPa vom 16. 3. 1992 (Überflüge zwischen ca. 01.30 und 06.30 UTC) dargestellt. Solche Felder helfen bei der Analyse von atmosphärischen Feinstrukturen wie zum Beispiel kleinräumige, thermische Tröge oder Zentren von Kaltluft. Es ist möglich, auch die thermische Vorticity abzuleiten und damit Entwicklungsbetrachtungen nach der SUTCLIFFE-Theorie anzustellen. Voraussetzung dafür sind verhältnismäßig „glatte" TOVS-Felder, wobei die Gefahr besteht, durch dafür notwendige Glätteoperationen wichtige, realistische Strukturen zu eliminieren.

Precipitable Water und relative Feuchte

Precipitable Water ist das gesamte, niederschlagbare Wasser einer Atmosphärensäule, also ein Maß für den Gesamtfeuchtegehalt der Atmosphäre. Diese Diagnosegröße kann bei Hebungsbetrachtungen oder auch für Labilitätsuntersuchungen herangezogen werden.

Die Felder der relativen Feuchte sind hilfreich bei der Feuchteanalyse oder bei Vergleichen mit der Modellanalyse. Aus TOVS-Daten stehen Feuchtefelder in 850, 700 und 500 hPa zur Verfügung. Ein Beispiel ist im Bild 7 zu finden, wo ein TOVS-Feld relativer Feuchte 500 hPa (Sondierung 12. 8. 1993, ca. 01.30 - 06.30 UTC, Darstellung der Isohumiden wie in Bild 4) mit einem METEOSAT-Bild von 00 UTC dargestellt ist. Wegen der zeitlichen Übereinstimmung ist hier mehr den östlichen Bildteilen Aufmerksamkeit zu schenken. Das frontale Wolkenband über dem östlichen Europa wird von den TOVS-Daten gut wiedergegeben, obwohl in den hochreichenden Wolkenbereichen der Front keine IR-Sondierung möglich ist.

Totals-Totals Index

Ableitungen von Feldern des Totals-Totals-Indexes aus den Temperatur- und Feuchteprofilen erlauben eine Untersuchung der Labilität der Atmosphäre detaillierter als es mit konventionellen Daten möglich ist und schließen Lücken, wo die Verteilung der Radiosondenstationen nicht so engmaschig wie in Mitteleuropa ist. Erste Ergebnisse zeigen, daß die Index-Werte gegenüber den Werten aus Radiosondendaten zu hoch sind. Gebiete mit höchsten Indexwerten sind aber entsprechend mit verstärkter Gewitteraktivität korreliert.

3.6 TOVS-Produkte zur Überwachung der numerischen Analyse

In die TOVS-Profilberechnungen gehen 12- und 18-stündige Modellvorhersagen des *Europa-Modells* als Startprofil ein. Die TOVS-Daten korrigieren dort die Modellstartprofile am stärksten, wo die Modellvorhersage schwach ist. Eine Darstellung der Differenzen der Temperatur zwischen TOVS-Profilen und Modellvorhersage gibt somit Auskunft über Schwächen der Modellanalyse, in die als wichtiger Bestandteil, insbesondere über datenarmen Regionen, die Modellvorhersage eingeht. Auch hier gilt die Bestätigung der entdeckten Modellschwäche durch ein überlagertes Satellitenbild.

Wenn mit fortschreitender Zeit (nach dem Modell-cut-off) die Modellanalysen und -vorhersagen zur Verfügung stehen, können direkt mit diesen Feldern Untersuchungen durchgeführt werden. Die TOVS-Retop sollte dann mit der EM-Analyse, beziehungsweise für zeitlich spätere Passagen im Westen mit der 6-stündigen EM-Vorhersage überlagert werden.

Im Bild 8a sind die TOVS-Retop 500/1000 hPa vom 18. 8. 1993, Überflüge von ca. 11.50 - 16.50 UTC und die Europamodellanalyse vom gleichen Tag, 12 UTC, dargestellt. Im Gegensatz zur Modellanalyse weist die TOVS-Retop einen markanten kalten Trog südöstlich der Alpen auf. Korrespondierend dazu nähert sich vom Alpenraum eine Ozonanomalie (Bild 8b). In der gleichen Abbildung ist nordöstlich von Griechenland eine weitere ausgeprägte Ozonanomalie auszumachen. Im Satellitenbild vom 18 UTC ist zu erkennen, daß es im Laufe des Nachmittags korrespondierend zu den angesprochenen Strukturen im Retop- und Ozon-Feld zu konvektiven Umlagerungen gekommen ist (Bild 8c).

4 Niederschlagsaussagen auf der Grundlage von Meteosat-Bildinformationen

Niederschlagswahrscheinlichkeit und 1-2stündige Niederschlagsmengen sind zwei Parameter, die als Resultat statistischer Untersuchungen an Hand von real-time-Satellitenbildern der Bewölkung abgeschätzt werden können.

Es wurden statistische Untersuchungen mit bispektralen Satellitenbilddaten (Multiplikation: IR*VIS und Addition: (IR+VIS)/2) durchgeführt, um die bekannten Fehler bei der Benutzung nur eines Spektralbereiches für die Niederschlagsabschätzung zu verringern. Bei der statistischen Interpretation von IR-Aufnahmen ist der Hauptfehler die Niederschlagsüberschätzung von Cirrus-Bewölkung und bei VIS-Aufnahmen die Niederschlagsüberschätzung von tiefen Wolken mit hohem Reflexionsvermögen.

Für die statistische Untersuchung wurden Daten von ca. 30 synoptischen Stationen in den neuen Bundesländern im Zeitraum November 1991 bis August 1992 (7593 Einzelfälle, 1-3 Beobachtungen pro Tag) benutzt.

Die verwendeten Satellitenbilddaten sind temperaturgeeichte IR-counts (z. B. count 110 = −10,5°C; ≙ T = 0.5 K/count) und sonnenhöhen-korrigierte counts des sichtbaren Spektralbereiches.

Folgende Daten wurden als Input benutzt, um die Niederschlagsparameter mit Hilfe linearer Regressionsbeziehungen zu bestimmen:

- stündliche automatische Niederschlagsmessungen in der Stunde vor und nach dem Zeitpunkt der Satellitenbilder
- arithmetische Mittelwerte einer Matrix von 3x3 Bildpunkten (13x13 km) aus den Satellitenbildern am Ort der synoptischen Stationen.

Als beste Definition des Predictanden „Niederschlag" er-

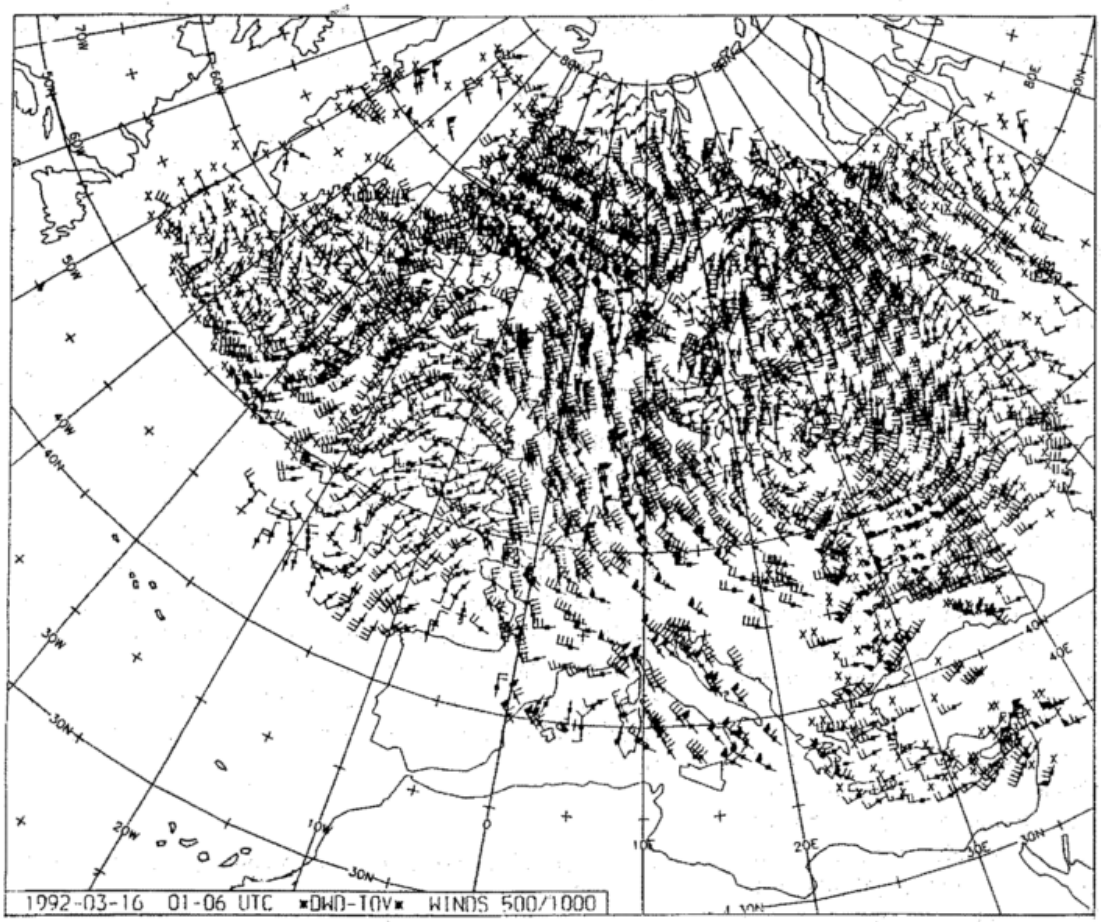


Bild 6: Thermischer Wind
16. 3. 1992
Windpfeile
therm. Wind
500/1000 hPa
TOVS Sond.
NOAA-11
morgens

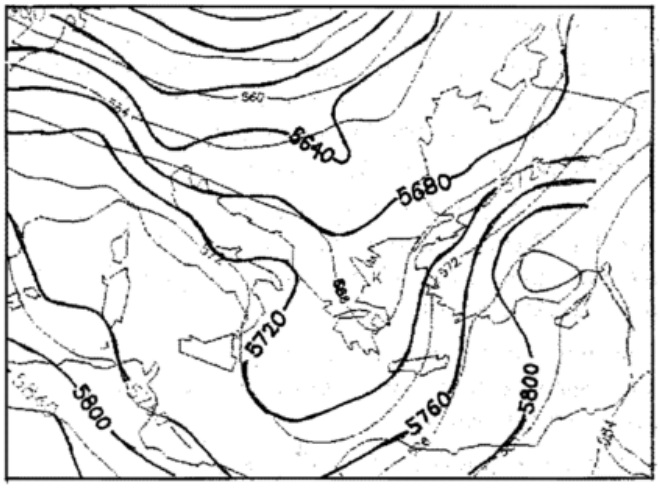


Bild 8a: Vergleich Europa Modell/TOVS
18. 8. 1993
dicke Linien: rel. Topographie 500/1000 (GPM):
TOVS Sond. NOAA-11 nachmittags
dünne Linien: rel. Topographie 500/1000 (GPDM):
Europa Modell Analyse 12 UTC

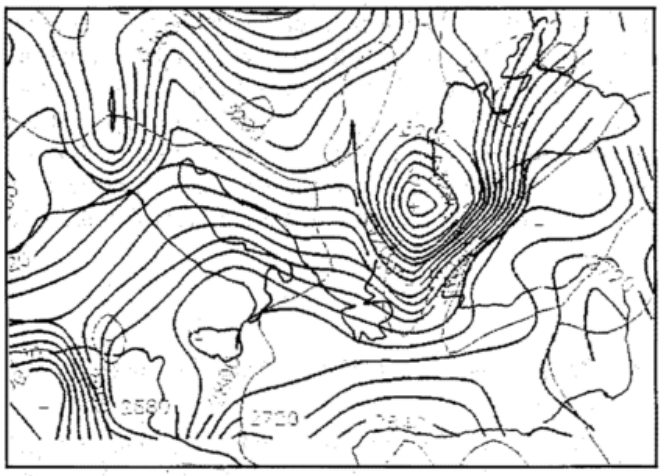


Bild 8b: Ozonverteilung
18. 8. 1993
Tot. Ozon (DU*100): TOVS Sond. NOAA-11 nachmittags

Bild 7: Relative Feuchte
12. 8. 93
METEOSAT-4, IR, 00 UTC
blau: rel. Feuchte (%):
TOVS NOAA-11 morgens

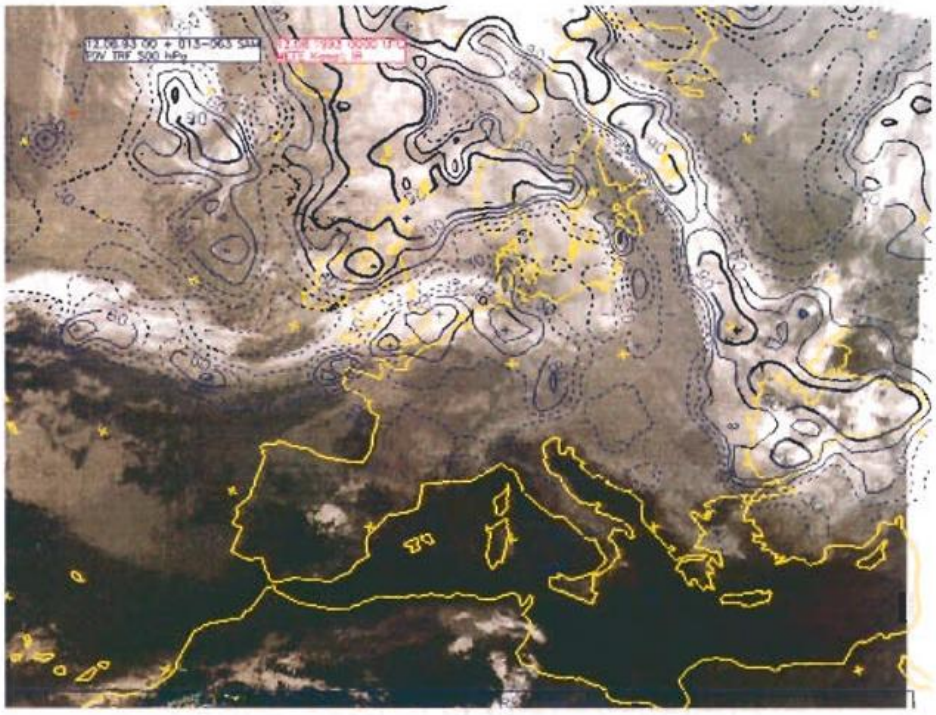
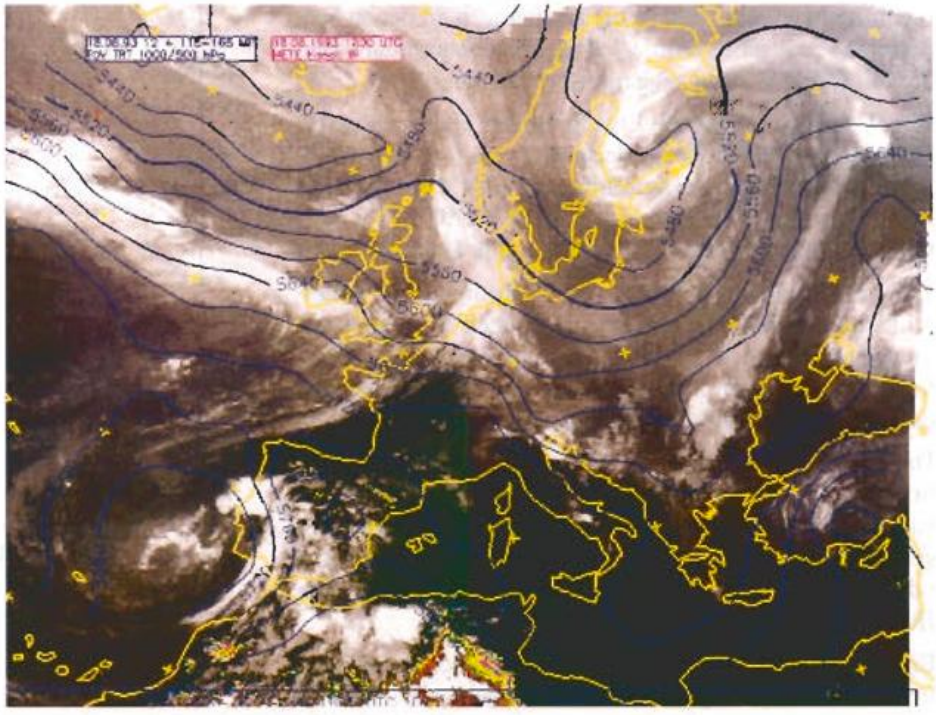
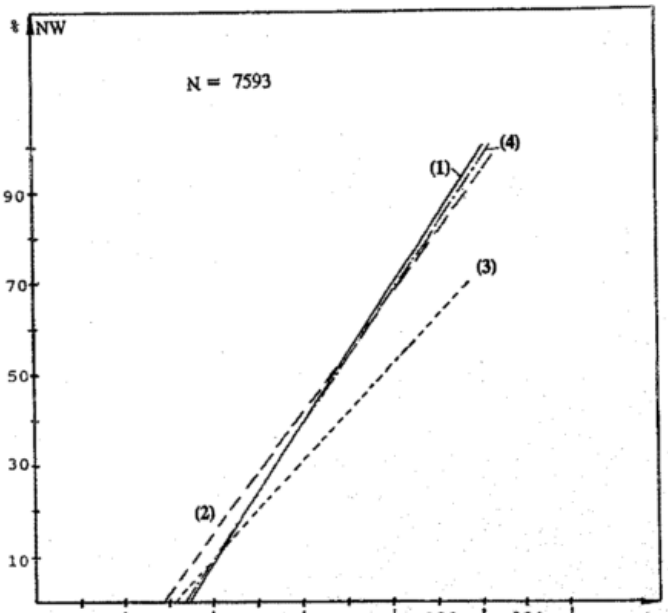


Bild 8c: Gewitterentwicklung
18. 8. 1993
METEOSAT-4, IR, 18 UTC
blau: rel. Topographie
500/1000 hPa (GPM): TOVS
Sond. NOAA-11 nachmittags





(1)	3	436	1114	1349	2013	1763	781	124	9	1	
(2)	58	895	1153	1388	1959	1286	617	213	24	-	Anzahl der Fälle
(3)	3	98	882	1555	1921	1273	1039	582	220	20	
(4)	2	328	1133	1334	2004	1696	932	154	9	1	

NW = 0.759 * $\sqrt{(IR*VIS)}$ - 52.66	(1)	r = 0.48
NW = 0.659 * VIS - 37.96	(2)	r = 0.47
NW = 0.547 * IR - 35.16	(3)	r = 0.38
NW = 0.746 * ((IR+VIS)/2) - 52.21	(5)	r = 0.48

Bild 9: Regressionsbeziehungen zwischen Niederschlagswahrscheinlichkeit NW und count-Werten verschiedener Meteosat-Bilddaten.
Bei klassenweiser Analyse der IR-daten zeigte sich, daß ab count 161 (–37°C) NW nicht mehr ansteigt, sondern sich verringert.

wies sich eine Niederschlagsmenge > 0.1 mm/h oder eine Niederschlagsdauer > 5 min/h in der Stunde vor oder nach der Bildzeit in Verbindung mit der vorhandenen Wettermeldung „ww", um Fälle zu berücksichtigen, in denen Niederschlag beobachtet wurde, jedoch von der automatischen Station (AFMS) nicht registriert werden konnte.

Bild 9 zeigt grundlegende Ergebnisse der linearen Regressionsanalyse. Bild 10 ist ein Beispiel für die farbige Darstellung der Niederschlagswahrscheinlichkeit NW auf der Basis des Multiplikationsbildes vom 5. 8. 1993 17.00 UTC nach Gleichung (1) mit Hilfe einer LUT (Look-Up-Table).

Zur statistischen Ableitung der 1-2stündigen Niederschlagsmenge RR (Summe der stündlichen Niederschlagsmenge in der Stunde vor und nach dem Termin des Satellitenbildes) wurde der Logarithmus dieser Größe verwendet, da so die relativ besten Ergebnisse erzielt werden konnten.

Das Datenmaterial war bei allen Untersuchungen auch noch in Teilkollektive zerlegt worden, die verschiedene, subjektiv bestimmte vorherrschende Bewölkungstypen im gesamten Analysegebiet (neue Bundesländer) trennten oder/und die meist wolkenlosen Fälle (definiert durch IR*VIS < 70) ausschlossen.

Erste Vergleiche von gemessenen Niederschlagsmengen und nach Gleichung (5) statistisch abgeleiteten Niederschlagsmengen zeigten oft deutlich zu geringe abgeleitete Mengen RR. Deshalb wird empfohlen, RR nach Gleichung (7) aus bispektraler Bildinformation abzuleiten. Nur bei Anwendung dieser Regressionsbeziehung sind z. B. in Schauern real vorkommende 9-10 mm/1-2 h berechenbar. Gleichung (7) gilt streng genommen für mehrschichtige Bewölkung bei Sonnenhöhen von 7-12° und repräsentiert nur 218 Fälle. Bild 11 zeigt Regressionsergebnisse und Bild 12 das Beispiel für die farbige Darstellung der 1-2stündigen Niederschlagsmenge RR auf der Basis des Multiplikationsbildes vom 5. 8. 1993 17.00 UTC nach Gleichung (7) mit Hilfe einer LUT.

In der Praxis der Wettervorhersage sollten immer beide Niederschlagsparameter gemeinsam bewertet werden.

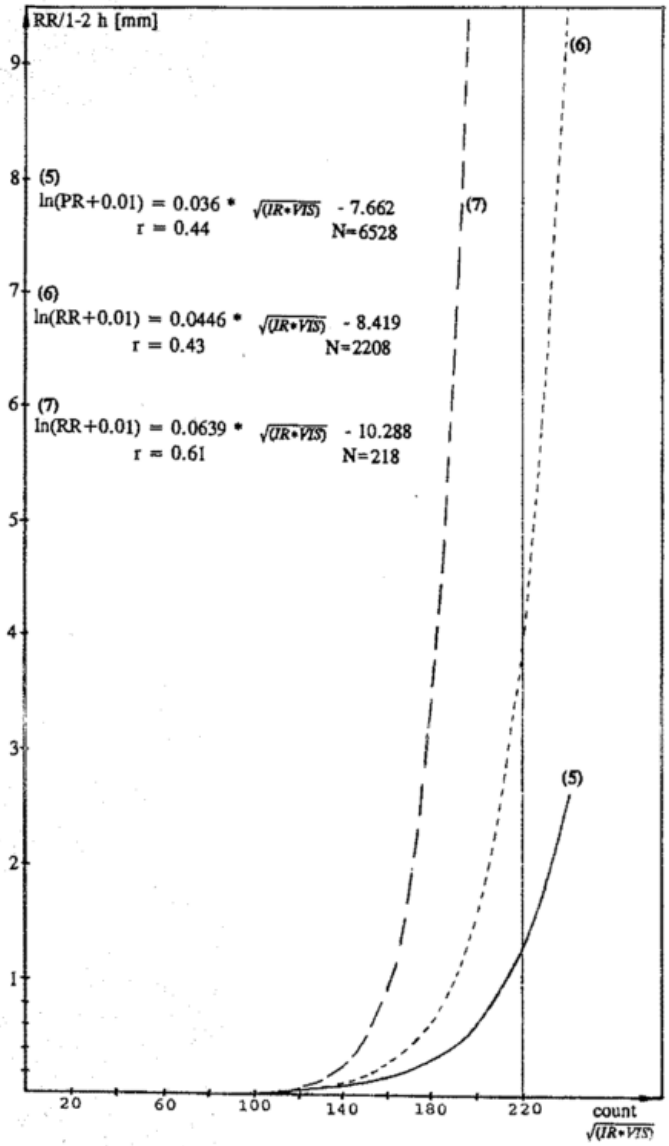


Bild 11: Regressionsbeziehungen zwischen 1-2stündiger Niederschlagsmenge RR und count-Werten von Multiplikationsbildern bei Ausschluß der meist wolkenlosen Fälle (N = 1065). Gleichung (5) wurde aus allen Daten berechnet, Gleichungen (6) und (7) wurden für vorherrschend mehrschichtige Bewölkung bestimmt. Für Gleichung (7) wurden nur Daten bei Sonnenhöhen von 7-12° benutzt.

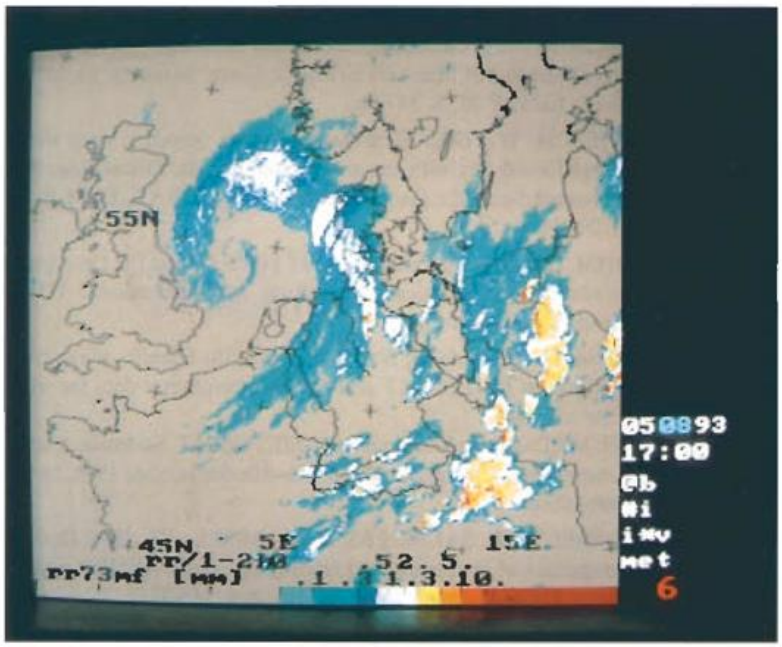


Bild 10: 5. 8. 1993
Niederschlagswahrscheinlichkeit auf der Basis des Multiplikationsbildes vom 5. 8. 1993 17.00 UTC nach Gleichung (1) mit Hilfe einer LUT.

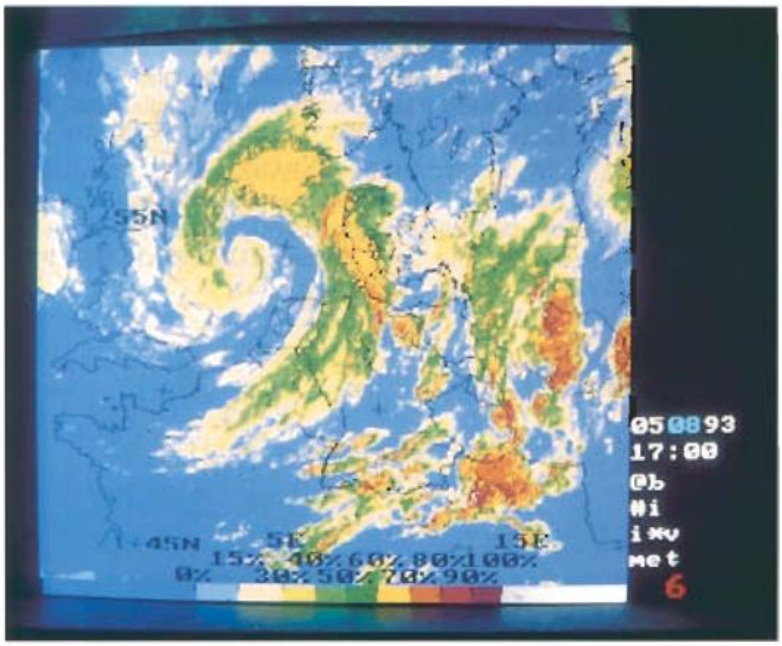


Bild 12: 5. 8. 1993
1-2stündige Niederschlagsmenge auf der Basis des Multiplikationsbildes vom 5. 8. 1993 17.00 UTC nach Gleichung (7) mit Hilfe einer LUT.
Auf der Vorderseite eines Tiefdruckgebietes mit Zentrum über der Nordsee bildeten sich kräftige Schauer aus. In ihnen werden Niederschlagsmengen von 3-5 mm orange dargestellt und in hellgrau bis weiß 0.5-2 mm.

5 Entwicklung

Ein gewisses Problem bei der Nutzung von Satellitenbildern für Nowcasting und Kürzestfristvorhersage im täglichen Routineeinsatz ist, daß deren Interpretation teilweise subjektiven Einflüssen unterliegt. Es laufen daher Bemühungen, die Methoden der Nutzung von Fernerkundungsdaten zu objektivieren. Einige Denkansätze hierzu finden sich bei BENESCH (1992). Konkrete Aktivitäten zur Realisierung objektiver Verfahren sind angelaufen und dokumentieren sich u. a. in der Mitwirkung in der COST-78-Aktion *Development of Nowcasting Techniques*.

Zur Zeit finden im DWD Entwicklungen zur automatischen Wolkenerkennung und -klassifikation von NOAA-AVHRR-Bilddaten statt. Ein einfaches Verfahren zur Wolkenerkennung in Nachtbildern ist bereits implementiert. Es basiert auf Schwellenwerten der Temperatur und Temperaturdifferenzen der AVHRR-Kanäle 3, 4 und 5. Nach endgültiger Validierung werden daraus abgeleitete spezielle Produkte dem Routinedienst zur Verfügung gestellt werden. Es ist beabsichtigt, das APOLLO-Programmpaket (KRIEBEL u. a. 1989) zu implementieren. Es erzeugt eine Wolkenmaske aus AVHRR-Bildern und leitet Wolkenparameter (optische Tiefe, Emissionsvermögen, Flüssigwasserweg, Wolkenoberflächentemperaturen) und Bodenparameter (Vegetationsindex [NDVI], Schnee, Eis) ab.

Zur Unterstützung der Beratungs- und Auskunftstätigkeit wird derzeit ein Bildprodukt entwickelt, das explizit die Höhe von Wolken in METEOSAT-Bildern angibt. Die Wolkenoberflächentemperatur wird aus dem IR-Kanal bestimmt, und die Höhenzuordnung erfolgt mittels Temperaturvorhersagen des Europamodells (EM) des DWD. Zur Kennzeichnung von semi-transparenten Cirren wird die Information aus dem METEOSAT-Wasserdampfkanal mitberücksichtigt (ASMUS und BÖHM 1994).

Am Meteorologischen Observatorium Potsdam wird derzeit ein Verfahren entwickelt, das aus Satellitendaten und

anderen Informationen wie Synopbeobachtung oder Radiosondenmessungen die dreidimensionale Wolkenverteilung in der gleichen horizontalen Auflösung wie bei den Satellitenbildern liefert. Informationen hierzu können der Arbeit von ROSENOW u. a. (1992) entnommen werden. Die Ergebnisse werden sowohl Eingangsdaten für die numerische Analyse als auch eine wertvolle Zusatzinformation für den synoptischen Dienst sein.

Im DWD wurde eine kleine Studie zum Nutzen von ERS-Meeresoberflächenwinddaten zunächst für synoptische Belange durchgeführt. Es zeigte sich, daß zwar relativ häufig ein 180-Grad-Fehler in der Windrichtung vorkommt, in den Daten jedoch eine Fülle wertvoller und nützlicher mesoskaliger Information enthalten ist. Diese Untersuchung wird intensiviert und auf andere Nutzungsbereiche ausgeweitet; es kann jedoch jetzt schon gesagt werden, daß diese Zusatzinformation als äußerst nützlich einzustufen ist. Hinweise zu dieser ersten Untersuchung sind in BÖHM und BENESCH (1994) enthalten.

6 Literatur

ASMUS, J., BÖHM, Th., 1994: Combined Use of METEOSAT Data with Other Data. EUMETSAT, Proceedings 10th METEOSAT Scientific Users' Conference, Cascais, Portugal 5th-9th September 1994, to be published.

BENESCH, W., KNOTTENBERG, H., 1990: New satellite data receiving and processing system at the Deutscher Wetterdienst. Proceedings 8th Meteosat Scientific Users' Meeting, EUMETSAT, EUM P 08, S. 347-360.

BENESCH, W., 1992: First steps towards objective very short range forecasting with the aid of satellite data. Proceedings 9th Meteosat Scientific Users' Meeting, EUMETSAT, EUM P 11, S. 295-300.

BÖHM, Th., 1993: Operational Use of TOVS Data at the Deutscher Wetterdienst. Technical Proceedings 7th International TOVS Study Conference, Igls.

BÖHM, Th., BENESCH, W., 1994: Testing the benefits of a combined use of METEOSAT and ERS-Scatterometer data for weather analyses.
EUMETSAT, Proceedings 10th METEOSAT Scientific Users' Conference, Cascais, Portugal 5th-9th September 1994, to be published.

KRIEBEL, K.-T., SAUNDERS, R. W., GESELL, G., 1989: Optical properties of clouds derived from fully cloudy AVHRR pixels. Beitr. Phys. Atmosph., Vol. 62, No. 2, S. 165-171.

OLESEN, F., SCHLÜSSEL, P., 1990: Passive Verfahren zur Vertikalsondierung, PROMET 3/4 '90: Fernerkundung in der Meteorologie.

PODHORSKY, D., 1987: Use of satellite imagery for forecasting the evolution of mesoscale phenomena. Preprints, Workshop on Satellite and Radar Imagery Interpretation, Shinfield Park, Reading, England, 20-24 July 1987, EUMETSAT, S. 415-436.

ROSENOW, W., GÜLDNER, J., SPÄNKUCH, D., VOGEL, G., 1992: Estimation of the mesobeta vertical cloud structure using Meteosat, conventional and model output data. Proceedings 9th Meteosat Scientific Users' Meeting, EUMETSAT, EUM P 11, S. 433-442.

M. JAENEKE

4 Der Radarverbund des DWD als Hilfsmittel der regionalen und lokalen Gewitterprognose

1 Einleitung

Wegen der mit ihnen verbundenen Gefahren für Mensch und Volkswirtschaft gehören Gewitter zu den wichtigsten Inhalten der Wettervorhersage in der warmen Jahreszeit. Gewitter können Blitzschläge, Starkniederschlag, Hagel, Sturm- oder Orkanböen und in seltenen Fällen auch Tornados auslösen. Gewitter entwickeln sich spontan, wenn ein hoher Grad der Schichtungslabilität erreicht ist und die Bedingungen der Druck- und Windverteilung für die Auslösung günstig sind (McGINLEY 1986, KURZ 1990, JOHNS und DOSWELL III 1992). Die Vorentwicklung dazu spielt sich meist im Kurzfristbereich von 1-3 Tagen ab. Dabei wirken Prozesse im synoptischen Scale und Mesoscale mit. Zu ihrer Beurteilung steht heute ein breites Spektrum numerisch-synoptischer Produkte zur Verfügung. Die Prognose konkreter Gewitterentwicklungen fällt in den Kürzestfrist- und Nowcastingbereich (0-12 h), hier entscheidet sich auch die Herausgabe der Wetterwarnungen. In diesem Zeitraum kommt es darauf an, mit einer lückenlosen Wetterüberwachung regionale und lokale Gewitter genau zu erfassen und in ihrer Weiterentwicklung einzuschätzen. Die wichtigsten Hifsmittel dazu sind Satelliten- und Radarbilder, aktuelle Wettermeldungen und Daten von Blitzortungssystemen. Satellitenbildinformationen stehen beim DWD dem Prognistiker vor Ort über lokale SDUS-Satellitenbild-Empfangsanlagen und über Workstation in Form zentral aufbereiteter PDUS-Satellitenbilder zur Verfügung. Über AFW (Kommunikationsnetz des DWD) hat er Zugriff auf aktuelle Wetterbeobachtungen und verschiedenste Bild-Produkte des Radarverbunds. Die Neuerungen der letzten 10 Jahre haben nicht nur die technischen Möglichkeiten der aktuellen Wetterüberwachung verbessert, sondern uns auch in die Lage gesetzt neue wissenschaftliche Erkenntnisse über konvektive Strukturen, Entwicklungen und Gefahrenpotentiale nutzbringend in der Vorhersage anzuwenden.

Im folgenden soll ein Überblick über Grundlagen, Nutzung und Interpretation digitaler Radarbild-Informationen des DWD zur Gewitterüberwachung gegeben werden.

2 Grundlagen der Diagnose und Prognose von Gewittern mittels Radarbildern

2.1 Radarsysteme und digitale Bildverarbeitung

Die in der Meteorologie eingesetzten Radarsysteme (BATTAN 1973, COLLIER 1989) arbeiten überwiegend im S-Band (10 cm) oder C-Band (5 cm). Im Forschungsbereich (MEISCHNER 1991) geht es dabei um die Untersuchung der mikrophysikalischen Struktur einzelner Wolken- und Wettersysteme, z. B. eines Gewitters. Man verwendet hierfür räumlich und physikalisch hochauflösende Polarisations- oder Mehrwellen-Doppler-Radargeräte. Operationelle Radarsysteme erfassen dagegen routinemäßig ein Umfeld bis über 200 km. Sie sind nach Auflösung und Parametern auf die allgemeine Überwachung von Niederschlägen hin konzipiert. Dargestellt wird bei ihnen hauptsächlich die Radarreflektivität der Niederschläge. Zunehmend werden aber auch im operationellen Betrieb Dopplerauswertungen vorgenommen. Dabei wird die radiale Windgeschwindigkeit in Wolken bestimmt, woraus mit speziellen Algorithmen oder Radarkopplung das dreidimensionale Bewegungsfeld abgeleitet wird (WILSON und ROESLI 1985).

Die Umsetzung der Radar-Daten erfolgt digital über Rechnersysteme, was heute eine gezielte Aufbereitung einzelner Radarbilder, ihre Kompositdarstellung und eine rasche Weitergabe der Bilder an die Nutzer ermöglicht. Die in den Bildern dargestellte Radar-Reflektivität wird aus der Rayleigh'schen Radargleichung (OHLBRÜCK 1975, RIEDL 1986) berechnet, die gilt, wenn die rückstreuenden Niederschlagselemente verglichen mit der Wellenlänge der Radarstrahlung klein sind. Die Gleichung gibt die aus einer Volumeneinheit zurückkommende Energie wieder. Sie lautet:

$$P_E = \frac{\pi^3}{1024 \cdot \ln 2} \cdot \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \Theta \cdot \Phi \cdot h}{\lambda^4 \cdot R^2} \cdot |K|^2 \cdot \sum D_i^6$$

Hier sind D = Teilchendurchmesser, λ = Wellenlänge der Radarstrahlung, $|K|^2$ = ein Faktor, der von der physikalischen Struktur der Teilchen abhängt, P_E = Empfangene Leistung, P_t = Sendeleistung, G = Antennengewinn, Θ, Φ = Horizontale, bzw. vertikale Keulenbreite, h = Impulslänge im Raum und R = Zielentfernung. Der letzte Faktor ist die Radarreflektivität

$$Z = \sum D_i^6$$

Sie wird als dBZ = 10 log Z im Radarbild gezeigt.

Die Rückstreuung der Radarstrahlung im Wolkenbereich hängt demnach von Durchmesser und Zahl der Teilchen in der Volumeneinheit, ihrer physikalischen Oberfläche (Wasser, Eis), sowie von ihrer Entfernung vom Radarstandort ab. Z verkörpert mit Teilchengröße und Teilchenzahl das Reflexionsvermögen der Niederschlagswolke, wobei große Teilchen ganz besonders zur Reflektivität beitragen. Bei der Berechnung von Z muß der Faktor $|K|^2$ bekannt sein. Er beläuft sich auf 0.93 für eine Wasseroberfläche und 0.208 für trockenen Schnee, was eine 7 dBZ höhere Rückstreuung bei Wassertröpfchen bedeutet. In der Praxis setzt man für $|K|^2$ im gesamten Radarvolumen den Wert für Wasser. Besondere Ausbreitungs- und Randbedingungen erschweren die Interpretation der Radarbilder. Neben den meteorologischen Radarechos werden störende Festzielechos (Clutter) von der Erdoberfläche erzeugt. Außerdem wird jeder Radarstrahl vom durchleuchteten Niederschlagsbereich abgeschwächt, so daß die rückkehrende Echo-Energie schwächer als die berechnete Energie ist. Radarechos können außen zu geringe Intensitäten aufweisen. Eine weitere

Intensitätsabschwächung in größerer Entfernung ist die Folge der Spreizung des Radarstrahls, wodurch Intensitätsmaxima abgeflacht werden. Einschränkungen ergeben sich auch durch die Krümmung der Erdoberfläche mit Abschattungseffekten und Erfassung zu hoher Schichten.

Digital ausgewertet wird neben der Radargleichung die für die Praxis bedeutsame Z/R-Beziehung, die einen quantitativen Zusammenhang zwischen Radarreflektivität und Niederschlagsintensivität herstellt:

$$Z = A \cdot R^B$$

Darin sind R = Niederschlagsintensität und A, B Ausdrücke, die vom aktuellen Teilchengrößenspektrum abhängen. Da A und B in Abhängigkeit von der Wetterlage in der Praxis nicht bekannt sind, werden feste Werte angenommen.

2.2 Strukturen und Dynamik der Gewitter und ihr Abbild im Radar

Gewitter bilden sich, wie Beobachtungen und numerische Modellrechnungen zeigen, in den 3 Grundformen als Einzelzellen, Multizellen und Superzellen (ATKINSON 1981, BROWNING 1985, WEISMAN und KLEMP 1986). Sie organisieren sich zusätzlich in mesoskaligen konvektiven Systemen in Form von Linien (Squall-Lines) oder Mesoskaligen Konvektiven Komplexen (HANE 1986, MEISCHNER et al. 1991, MADDOX et al. 1986). Dabei besteht eine Abhängigkeit der Gewitterformen vom synoptischen Umfeld. Ein Großteil der heutigen Kenntnisse über interne Gewitterstrukturen stammt aus Untersuchungen mit wissenschaftlichen Radarsystemen. Sie bilden einen wichtigen Background auch für das Arbeiten mit dem operationellen Radar.

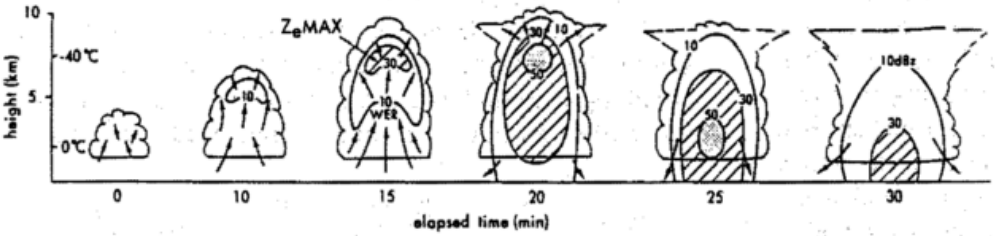


Bild 1: Entwicklung einer Einzelzelle mit Darstellung der Radar-Reflektivität in den einzelnen Phasen des Lebenszyklus. Pfeile stellen die Vertikalbewegungen, Linien die Werte der Radarreflektivität dar. WER = Weak Echo Region. Nach CHISHOLM und RENICK (1972).

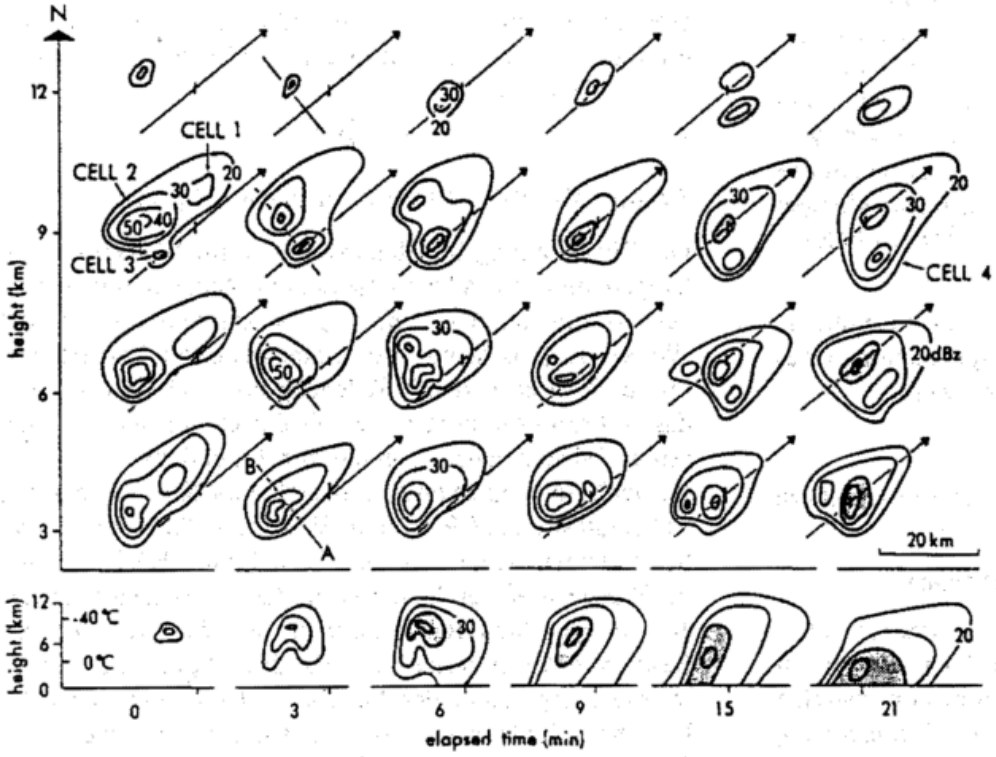


Bild 2: Strukturen und Entwicklung einer Multizelle. Wiedergabe der Echointensität in den Höhen 3, 6, 9, und 12 km zu verschiedenen Zeiten. Die Linien stellen die dBZ-Werte dar. Die Pfeile kennzeichnen die Verlagerungsrichtung der einzelnen Zellen. Der Gewitterkomplex verlagert sich relativ dazu nach rechts. Unten Vertikalschnitte der Radarreflektivität längs der Linie A-B. Nach CHISHOLM und RENICK (1972).

Einzelzellen

Einzelzellen besitzen einen sehr kurzen Lebenszyklus von meist unter 1 Stunde, ihr Durchmesser beträgt größenordnungsmäßig 10 km. Sie durchlaufen das Aufbaustadium (Cumulus Congestus), Reifestadium (Cumulonimbus) und Auflösestadium. Während sich im Aufbaustadium im Wolkenaufwind (Updraft) erste Niederschlagselemente oberhalb der 0°C-Grenze bilden, verbunden mit beginnenden Radar-Echos in mittlerer Troposphärenhöhe (Bild 1), ist das Reifestadium durch starkes Wachstum von Zahl und Größe der Niederschlagselemente und einsetzendem Downdraft gekennzeichnet. Der Niederschlag reißt die Luft mit nach unten. Sie erhält zusätzlich durch Schmelzen fester Niederschlagselemente und Verdunsten von Tropfen thermischen Abtrieb. Am Boden breitet sich die Gewitterkaltluft unter Ausbildung einer Böenfront (Gustfront) aus. Im Reifestadium intensiviert sich rasch das Radar-Echo, das Maximum verlagert sich dabei zunächst in die obere Troposphäre, bevor mit dem Niederschlag die Radarreflektivität schnell zum Boden ausgreift und auch das Maximum nach unten wandert. Infolge der Ausbreitung der kälteren Downdraftluft wird der Updraft abgeschnitten und das Auflösungsstadium beginnt. Das Ausregnen ist von einer deutlichen Abschwächung der Radarechos begleitet.

Einzelzellen entwickeln sich überwiegend in windschwachen barotropen Situationen am Westrand der Antizyklonen, wo die Labilität der Schichtung bereits ausreicht, um Wärmegewitter auszulösen. Die weitgehende Windkonstanz mit der Höhe (Bild 4) verhindert einen größeren Luftmassenaustausch mit dem Umfeld, die Zellen schwimmen „passiv" mit der „Schwerpunktsströmung" der Wolke (700-500 hPa) mit.

Multizellen

Multizellen stellen Cluster von Einzelzellen dar. Die Dynamik solcher Gewitter ist kräftiger ausgeprägt mit stärkeren Wettererscheinungen (Böen, Niederschlag, Hagel). Der Durchmesser eines Multizellengewitters kann 20-30 km

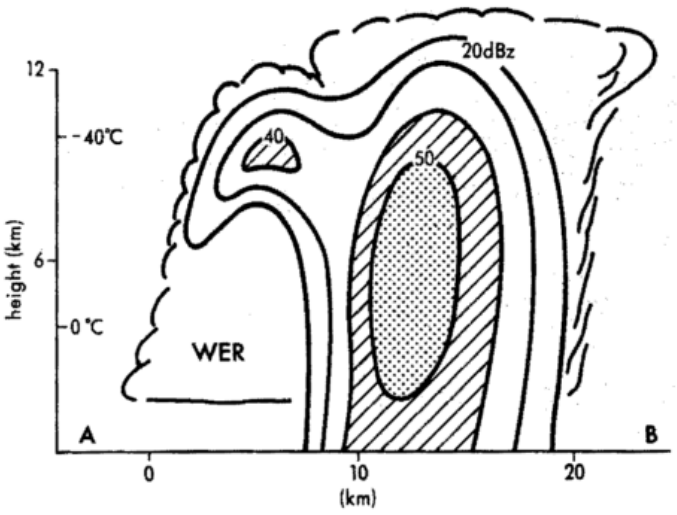


Bild 3: Vertikalschnitt durch eine Multizelle. Rechts die Mutterzelle, links eine neue Tochterzelle. Linien geben die dBZ-Werte wieder. Links Überhang der Radarreflektivität, darunter der reflexionsarme Bereich (WER). Nach CHISHOLM und RENICK (1972).

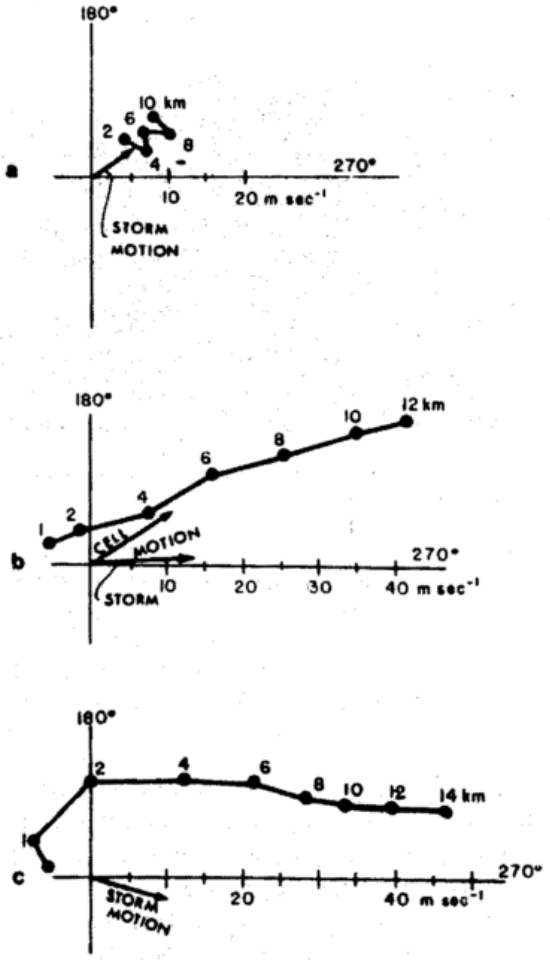


Bild 4: Typische Hodographen der vertikalen Winddverteilung für (a) eine Einzelzelle, (b) eine Multizelle und (c) eine Superzelle, beobachtet während des Alberta Hagel Studien-Projekts. Pfeile geben die Verlagerung von Gewitter und Zellen wieder. Bei Multizelle und Superzelle zeigt die Richtung der Gewitterbewegung relativ zur Schwerpunktsströmung nach rechts. Nach CHISHOLM und RENICK (1972).

erreichen. Multizellen sind eine Folge ständiger Neubildung von „Tochterzellen" am Rande der alten Zellen („Mutterzellen"). So ist die Lebensdauer von Multizellen um ein Mehrfaches höher (mehrere Stunden) als die der Einzelzellen. Neuentwicklungen finden teils links, überwiegend jedoch rechts statt (Bild 2). Damit verbunden ist eine diskontinuierliche Verlagerung der Multizelle in einem Winkel (rechts oder links) zur Richtung der Schwerpunktsströmung (500-700 hPa). Die Verlagerungsgeschwindigkeit der Multizelle kann je nach Ort der Neuentwicklung schneller oder langsamer als die der Einzelzelle sein, bis hin zu stationären Gewittern. Ein besonderes Merkmal der Multizellen im Radarbild ist neben der komplexen, variablen Zellstruktur im Grundriß bei Betrachtung des Vertikalschnitts ein oberer „Überhang" der Radarreflektivität an der Stelle der Tochterzellen (Bild 3). Darunter befindet sich ein echoschwacher Bereich („Weak-Echo-Region" = WER).

Der Grund für die kräftigeren Strukturen der Multizellen ist neben ihrer größeren Schichtungslabilität ihre Einbettung in eine barokline Zone horizontaler Temperaturgegensätze. Multizellen charakterisieren den Höhepunkt von Gewitterlagen im Bereich von Konvergenzlinien oder vor Kaltfronten (Frontgewitter). Infolge der Baroklinität nimmt der

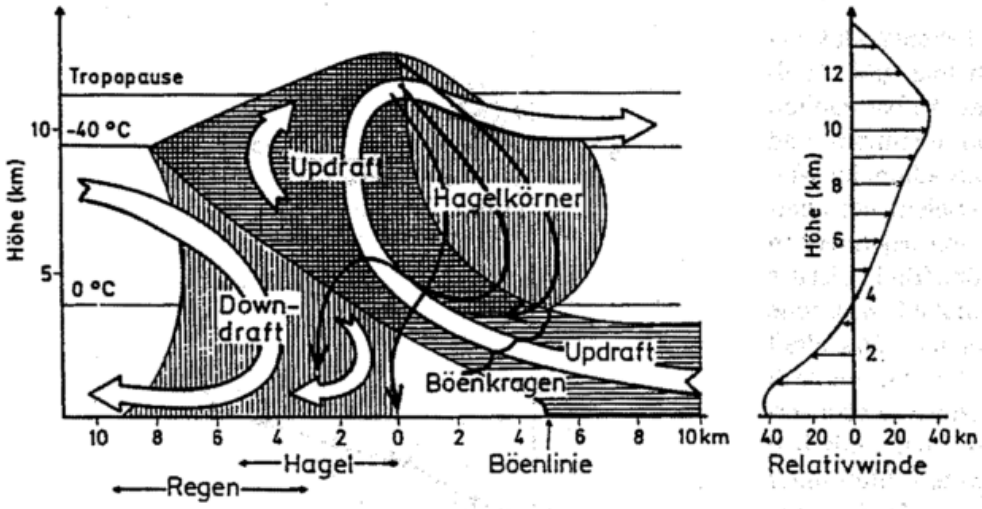


Bild 5: Vertikalschnitt durch eine Superzelle entlang der Verlagerungsrichtung (nach rechts). Dicke Pfeile geben Updraft und Downdraft wieder. Horizontal schraffiert ist der Updraftbereich in der Wolke, die vertikale Schraffur umfaßt alle Wolken- und Niederschlagsbereiche. Dünne Pfeile kennzeichnen ausgewählte Hagel-Trajektorien. Am rechten Rand Vertikalverteilung des Windes relativ zum bewegten System. Nach BROWNING und LUDLAM (1962), entnommen aus KURZ (1990).

Wind mit der Höhe zu (Bild 4). Relativ zur wandernden Zelle fließt in den vorderen unteren Bereich ständig neue Warmluft ein, während in den mittleren bis höheren Schichten nicht gesättigte Umgebungsluft von hinten in die Wolke gelangt. So besteht zwischen Updraft und Downdraft eine stärkere Konvergenz der Strömung, die die Zellneubildung anregt.

Supperzellen

Superzellen sind besonders große und hochreichende, aber relativ seltene Einzelzellengebilde. Sie besitzen unten eine horizontale Ausdehnung bis 50 km, im oberen Wolkenbereich aber teilweise von 100-200 km. Mit ihnen sind die heftigsten Wettererscheinungen, insbesondere auch Hagel (BROWNING und LUDLAM 1962, KURZ 1986, CONWAY und ZRNIC' 1993), starke Böen und auch Tornados (LEMON und DOSWELL III 1979) verbunden. Superzellen verfügen über eine (Bild 5 und 6) längere Zeit gleichbleibende, großzügige Anordnung von sehr kräftigem Updraft (bis über 40 m/s) und starkem Downdraft in typisch gebogener Form. Ihre Lebensdauer beträgt bis zu 12 Stunden. Die Ursache dafür ist ein noch aktiveres Einbeziehen von

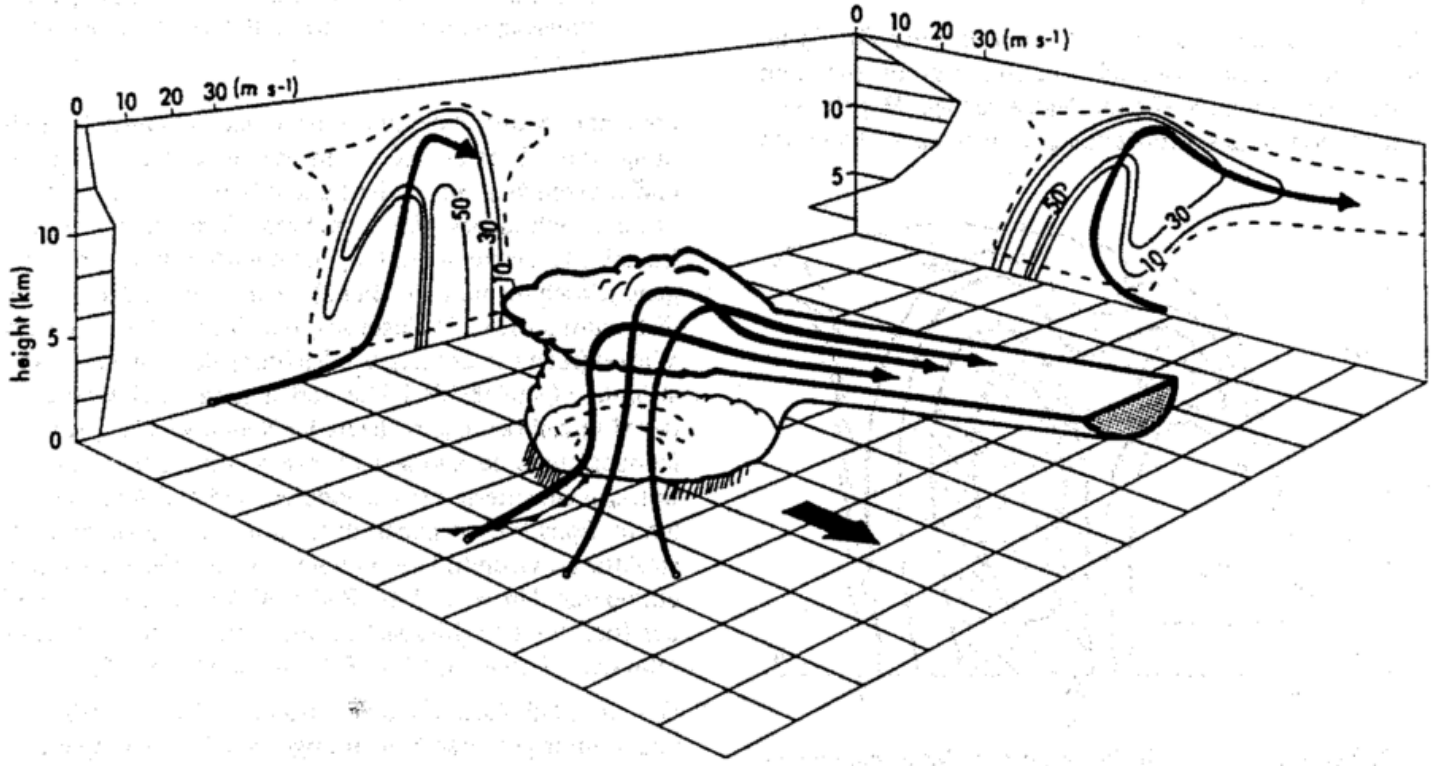


Bild 6: Schematische dreidimensionale Darstellung einer Superzelle. Pfeile zeigen den Verlauf des Updrafts. Der dicke Pfeil kennzeichnet die Verlagerungsrichtung der Zelle. Das Kaltfrontsymbol beschreibt die Lage der Gustfront. In den vertikalen Ebenen sind die Isolinien der dBZ-Werte und die Relativwinde eingezeichnet. Gut zu erkennen der Bereich der BWER. Nach CHISHOLM und RENICK (1972).

Warmluft unten vorne in den Updraft und rückseitiger trokkener kälterer Luft in der Höhe in den Downdraft. Die die Zelle begleitende Baroklinität (vertikale Windzunahme) und Labilität der Schichtung ist noch ausgeprägter als bei Multizellen. Hinzu kommt eine häufig auffällige Rechtsdrehung des Umgebungswindes in den unteren Kilometern als Ausdruck der dort konzentrierten Warmluftadvektion. Die Labilität der Schichtung bei Superzellen ist wesentlich eine Folge ausgeprägter potentieller Instabilität, die durch mesoskalige Hebungsprozesse freigesetzt wird.

Die für Superzellen charakteristische Hagelbildung geht von „Hagel-Embryos" (Graupelkörner, gefrorene Tröpfchen) in "Feeder"-Wolken im Eingangsbereich des Updrafts oder im vorderseitigen „Embryo-Curtain" aus. Am Rande des Updrafts findet in tröpfchenreicher Umgebung beim Aufstieg der Luft das Hagelwachstum statt. Teilweise werden die Hagelkörner im Vorderbereich mehrfach hochgetragen („Rezirkulation", Bild 5), bevor sie im rückwärtigen Downdraft endgültig zu Boden fallen.

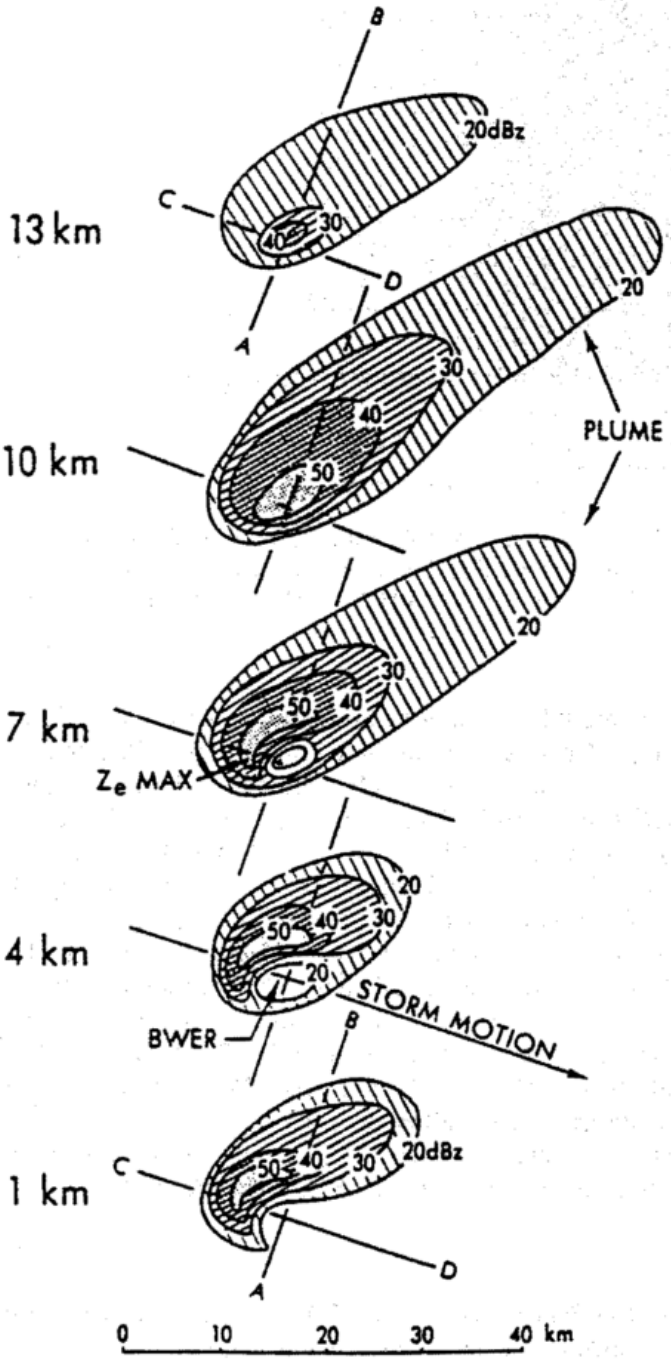


Bild 7: Horizontalverteilung der Echointensität einer Superzelle in verschiedenen Horizontalschnitten. Gut zu erkennen die typische Formveränderung mit der Höhe mit BWER und Hook-Echo (unten). Der Pfeil beschreibt die Verlagerung der Zelle. Nach CHISHOLM und RENICK (1972).

Aus diesen dynamischen Strukturen ergibt sich eine markante Verteilung der Radarreflektivität, deren Besonderheit u. a. ein höhlenförmiger Radar-Schwach-Echo-Bereich in den unteren und mittleren Lagen des Updrafts ("Bounded Weak Echo Region = BWER oder "Weak Echo Vault") ist (Bild 6). Dort haben sich beim raschen Aufstieg der Updraft-Luft noch kaum größere oder zahlreiche Niederschlagselemente gebildet. Außer im einhüllenden "Embryo-Curtain" ist die Radarreflektivität im oberen Überhang und im Downdraftbereich maximal, was zu einem erheblichen Gradienten der Radarreflektivität zwischen BWER und Downdraft führt.

Die Entwicklung von Superzellen verläuft meist explosiv aus einer zunächst kleinen Einzelzelle oder auch Multizelle heraus. In diesem Zusammenhang beobachtet man hin und wieder ein "Splitting" der Multizellen, wobei die linke Zelle sich bald abschwächt, die rechte Zelle aber zur Superzelle ("Severe Right Moving Cell") wird (BURGESS 1974). Noch mehr als bei Multizellen besteht bei Superzellen die Neigung, sich in einem Winkel rechts vom mittleren Windvektor zu bewegen, eine Folge der an der rechten vorderen Flanke zwischen Downdraft und Updraft bestehenden guten dynamischen und thermischen Entwicklungsbedingungen. Beobachtungen mit Doppler-Radar und Modellrechnungen deuten daraufhin, daß dabei im Bereich des Updrafts tieferer Luftdruck ("Meso-Low") existiert (ROTUNNO 1986), um den herum sich horizontale Zirkulationen einstellen können, die als Voraussetzung für die Bildung von Tornados gelten. In den unteren Schichten kann sich daher die hohe Radarreflektivität des Down-Drafts teilweise hakenförmig verformen. Dies erzeugt die charakteristische Struktur des "Hook-Echo" (Bild 7) (CHISHOLM und RENICK 1972).

Squall-Lines und Mesoskalige Konvektive Komplexe

Squall-Lines sind eine linienartige Aneinanderreihung unterschiedlicher Zellen, sie können verschieden lang sein. Sie fallen bei größerer Ausdehnung mit Konvergenzlinien bzw. Kaltfronten zusammen. Sie sind dann meist sehr wetterwirksam mit allen Formen schwerer Gewittererscheinungen. Im Windfeld und Vertikalzirkulation zeichnet sich eine zweidimensionale Struktur ab (Bild 8), auch wenn die Radarbilder die einzelnen Zellen in Horizontal- und Vertikalschnitten noch erkennen lassen. Die vordere Warmluft steht in deutlicher Konvergenz zur rückseitigen vorstoßenden Downdraft-Kaltluft. An der Stirn der Squall-Line bildet sich ein auffällig starker Gradient der Radarreflektivität aus. Die Eigendynamik der thermischen Zirkulation sorgt für eine Lebensdauer von vielen Stunden und ein teilweise beschleunigtes Vorstoßen der Squall-Line. Kürzere Squall-Lines bzw. Teile längerer Squall-Lines können die Form von "Bow-Echos" annehmen (LEE et al. 1992). Bow-Echos weisen auf stärkere Böen, in Extremfällen auf Down- bzw. Microbursts hin, eine hauptsächlich in den USA beobachtete gefährliche Form der Downdrafts.

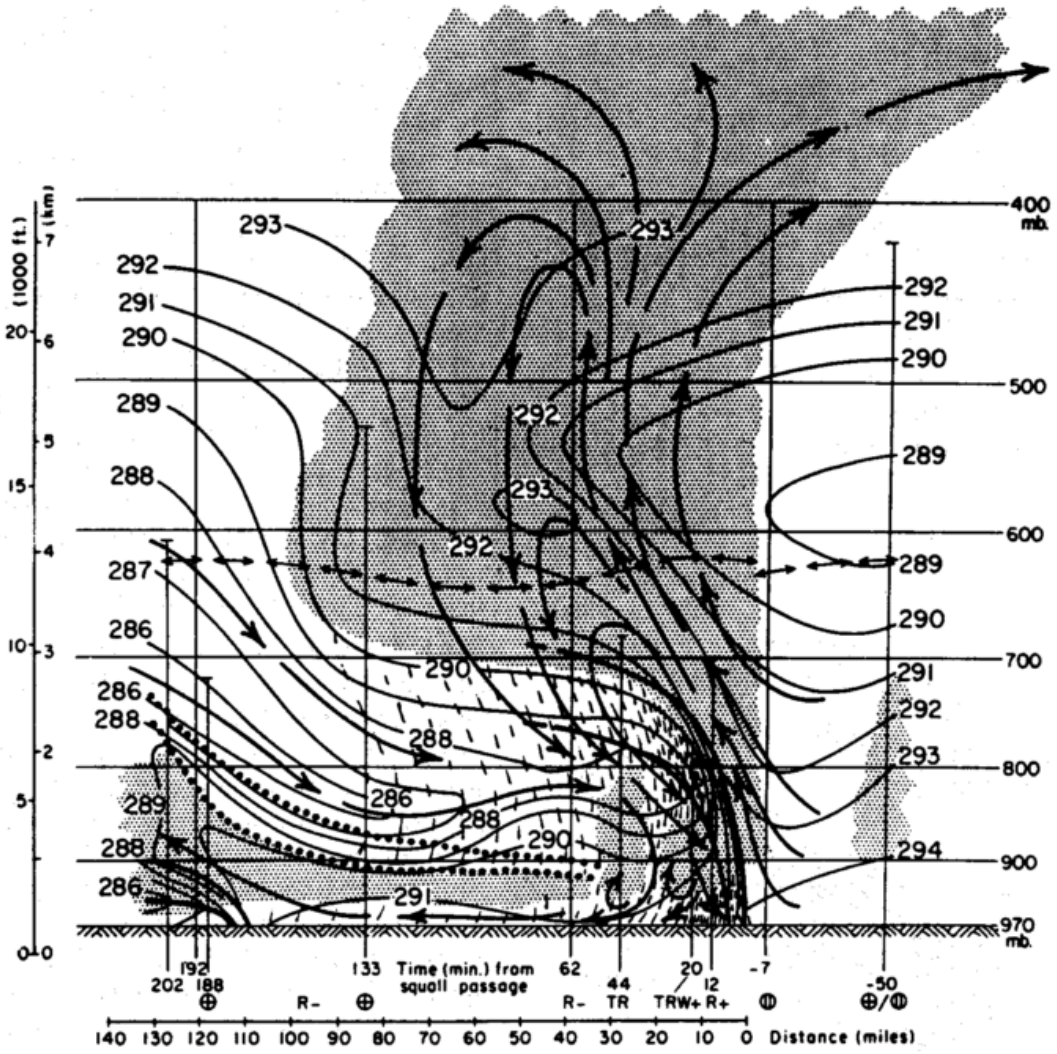


Bild 8: Vertikalschnitt quer durch eine präfrontale Squall-Line vom 29. 5. 1947 (Thunderstorm-Project). Pfeile zeigen die Vertikal- und Horizontalbewegungen. Dünne Linien bezeichnen Werte gleicher feuchtpotentieller Temperatur. Die dicken Linien geben die Lage von Squall-Line und nachfolgender Kaltfront wieder. Nach NEWTON und NEWTON (1959), entnommen aus HANE (1986).

Mesoskalige Konvektive Komplexe (MCC) stellen die umfangreichste Form der Konvektion dar. Nach ihrer Definition (Bild 9) (MADDOX 1980) besitzen sie einen riesigen ovalen Wolkenschirm, der für $>=6$ Stunden in IR-Satellitenbildern eine Fläche der Top-Isotherme $-52°C$ von mindestens 50.000 km^2 (entsprechend einem mittleren Durchmesser von 250 km) zeigt. MCCs entwickeln sich bei hochlabiler und barokliner Situation aus einzelnen Gewitterzellen heraus, die zusammenwachsen und dann teilweise auch interne Linienstruktur aufweisen können, was in Radarbildern deutlich erkennbar ist. Insgesamt ist ein mesoskaliger Hebungsprozeß überlagert, der häufig auch mit Flächenniederschlägen verbunden ist. Aus der Superzelle des Münchener Hagelunwetters ging ein solcher Mesoskaliger Konvektiver Komplex hervor (KURZ 1986).

Hagel-Erkennung in Radar-Bildern

Hagel läßt sich mit größerer Sicherheit nur mit Polarisationsradar identifizieren (HÖLLER und MEISCHNER 1990). Beim operationellen Radar ergeben sich keine so eindeutigen Aussagen, da nicht nur Hagelkörner, sondern auch große Tropfen erhebliche Radarreflektivität aufweisen können. Die beschriebenen Hagelbereiche der Superzelle, die sich mit den Gebieten hoher Radarreflektivität decken, sind meist Mischbereiche mit Tropfen, Graupel und Hagel. Aktueller Hagelfall ist nur sehr selten mit einer Radarreflektivität von unter 40 dBZ oberhalb des Bodens verbunden (DYE und MARTINER 1978). Typischer sind Werte von 50 bis 55 dBZ (MILLER et al. 1988). Größerer Hagel ist hauptsächlich mit Radarechos ab 60 dBZ gekoppelt (AYDIN et al. 1986). Andererseits ist auch reiner Regen noch bis mindestens 60 dBZ möglich. Vor Eintritt des Hagelfalls zeigt sich häufig ein mehr oder weniger deutliches Maximum der Radarreflektivität oberhalb der 0°C-Grenze (WALDVOGEL et al. 1979, PETROCCHI 1982, SCHMID und WALDVOGEL 1986, WINSTON 1988), am häufigsten in den Höhen zwischen 4 und 9 km, wobei eine größere Höhe für stärkeren Hagel spricht. Als künftig hagelverdächtige Grenzwerte können 45-50 dBZ gelten.

3 Der Radarverbund des DWD und die Nutzung seiner Bildprodukte für die Gewitterprognose

3.1 Bildprodukte des Radarverbunds zur Gewitterüberwachung

Der Radarverbund des DWD (Bild 10) nutzt das C-Band (5 cm), um sowohl Starkniederschläge als auch schwachen

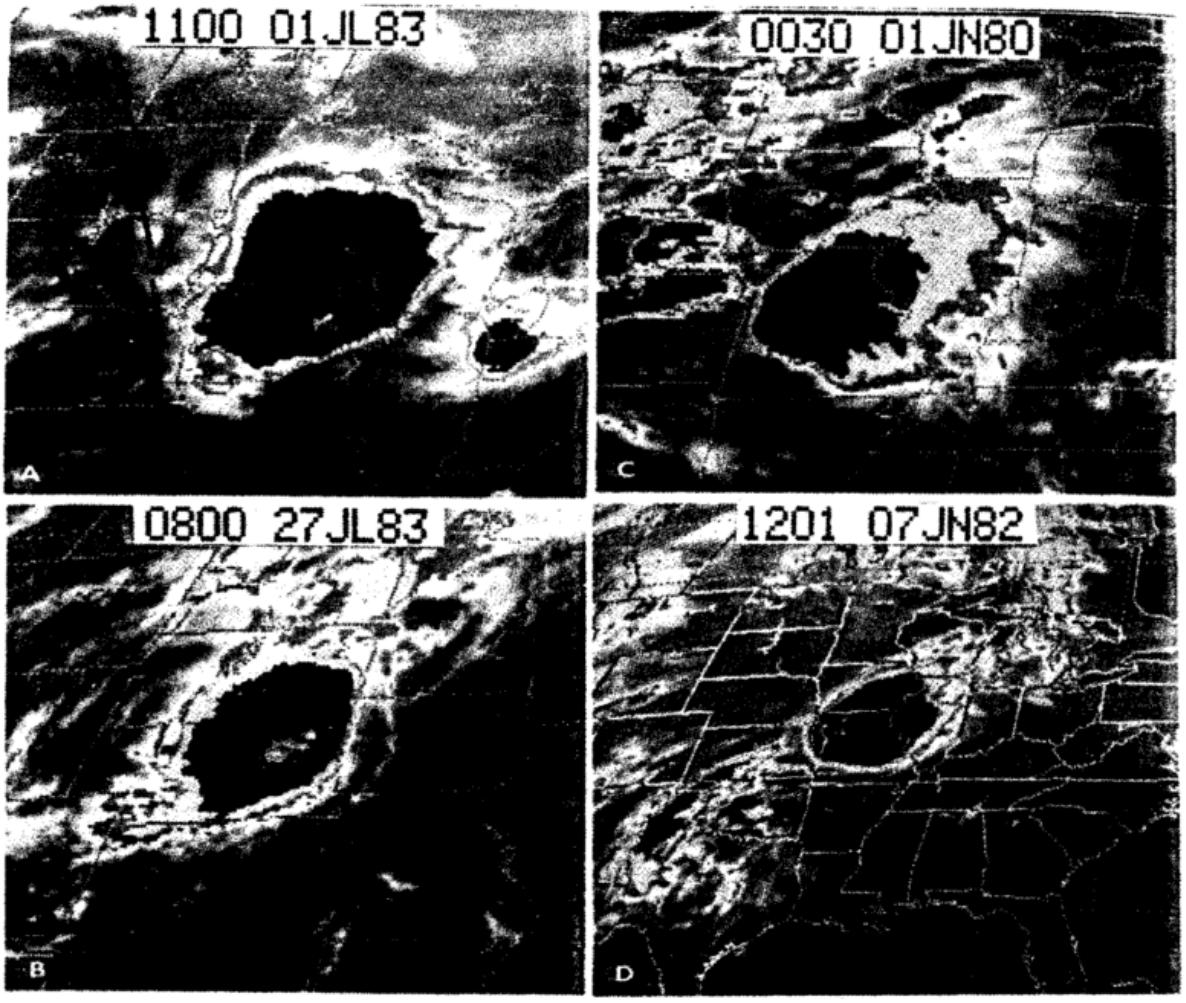


Bild 9: IR-Satellitenbilder von 4 Mesoskaligen Konvektiven Komplexen (MCCs) über dem Gebiet der USA. Nach MADDOX et al. (1986).

Regen und Schneefall erfassen zu können. Jeder der Radarstandorte durchleuchtet im Viertelstundentakt in 18 Elevationswinkeln zwischen 37° und 0.5° ein Umfeld bis zu 230 km Entfernung. Durch Umrechnung der in Polarkoordinaten aufgenommenen Daten in cartesisch angeordnete Daten-Würfel wird ein Datenquader von 400 x 400 x 12 km geschaffen, der in einer Auflösung von 1 x 1 x 1 km vorliegt und als Grundlage für die verschiedenen Bildprodukte dient. Neben diesem "Volume-Scan" bestimmt alle 5 Minuten der "Precipitation-Scan" die Radarreflektivität auf einer niedrigen Kegelfläche, deren Werte über die Z/R-Beziehung in Niederschlagssummen umgerechnet werden. Die Bildprodukte aus Volume-Scan und Precipitation-Scan sind skalenmäßig geordnet:

- Lokales Radarbild PX mit einer Grundriß-Darstellung der Radarreflektivität aus dem Precipitation-Scan. Auflösung 1 x 1 km, Zeittakt 5 Minuten
- Lokales Radarbild PL mit einer Darstellung der bodennächsten Radarreflektivität im Grundriß, sowie der maximalen Echo-Stärke bis 12 km Höhe in Süd/Nord-Projektion als Aufriß und West/Ost-Projektion als Seitenriß. Auflösung 2 x 2 km, Zeittakt 1/4 h
- Lokales Radarbild PE (Echo-Top) mit einer Grundriß-Darstellung der Echo-Obergrenze bis maximal 12 km Höhe über Radarstandort. Auflösung, Zeittakt wie PL.
- Regionales Radarbild PC (Deutschland-Komposit) mit einer aus allen Radarstandorten (PL-Bilder) kombinierten Grundriß-Darstellung der bodennahen Radarreflektivität. Auflösung 4 x 4 km, Zeittakt 1 h.

Diese Bilder werden über AFW verbreitet. Am Radarstandort selbst besteht noch der Zugriff zu individuellen Vertikal-/Horizontal-Schnitt-Kombinationen (PS-Bild). Geplant sind PZ-Bilder (Kombination von 12 Horizontal-Darstellungen im 1 km-Höhenintervall) und PM-Bilder (Maximaldarstellung der Reflektivität im Grundriß). Mit Einführung der Doppler-Ausstattung sind zusätzliche Darstellungen von Radialwinden und Windscherung vorgesehen.

Für die Radarreflektivität gelten nach Z/R-Beziehung und synoptischer Erfahrung folgende Abstufungen der dBZ-Werte, Farben und umgerechnete Niederschlagsintensitäten:

dBZ	Farbe	mm/h
7(4) - 18.9	gelb	0.06 - 0.4
19 - 27.9	türkis (hell blau)	0.4 - 1.9
28 - 36.9	violett	1.9 - 8.1
37 - 45.9	grün	8.1 - 35.0
46 - 54.9	rot	35.0 - 150.0
>= 55	blau	> 150

Demnach sind dBZ-Werte im Level 3 (violett) typisch für mäßigen Regen (Schauer), im Level 4 (grün) mäßigen bis starken Regen (stärkere Schauer) und im Level 5 bzw. 6 (rot/blau) sehr starken Regen bzw. Schauer. Aufgrund dieser Intensitäten sind bei sommerlichen Gewittern bodennah Werte ab Level 3 (violett) zu erwarten.

Zur Unterstützung der Beurteilung konvektiver Ereignisse prüft der Radarrechner in Anlehnung an die oben diskutierten Ergebnisse bei jedem Volume-Scan, wo bestimmte Grenzwerte der Radarreflektivität übertroffen werden und

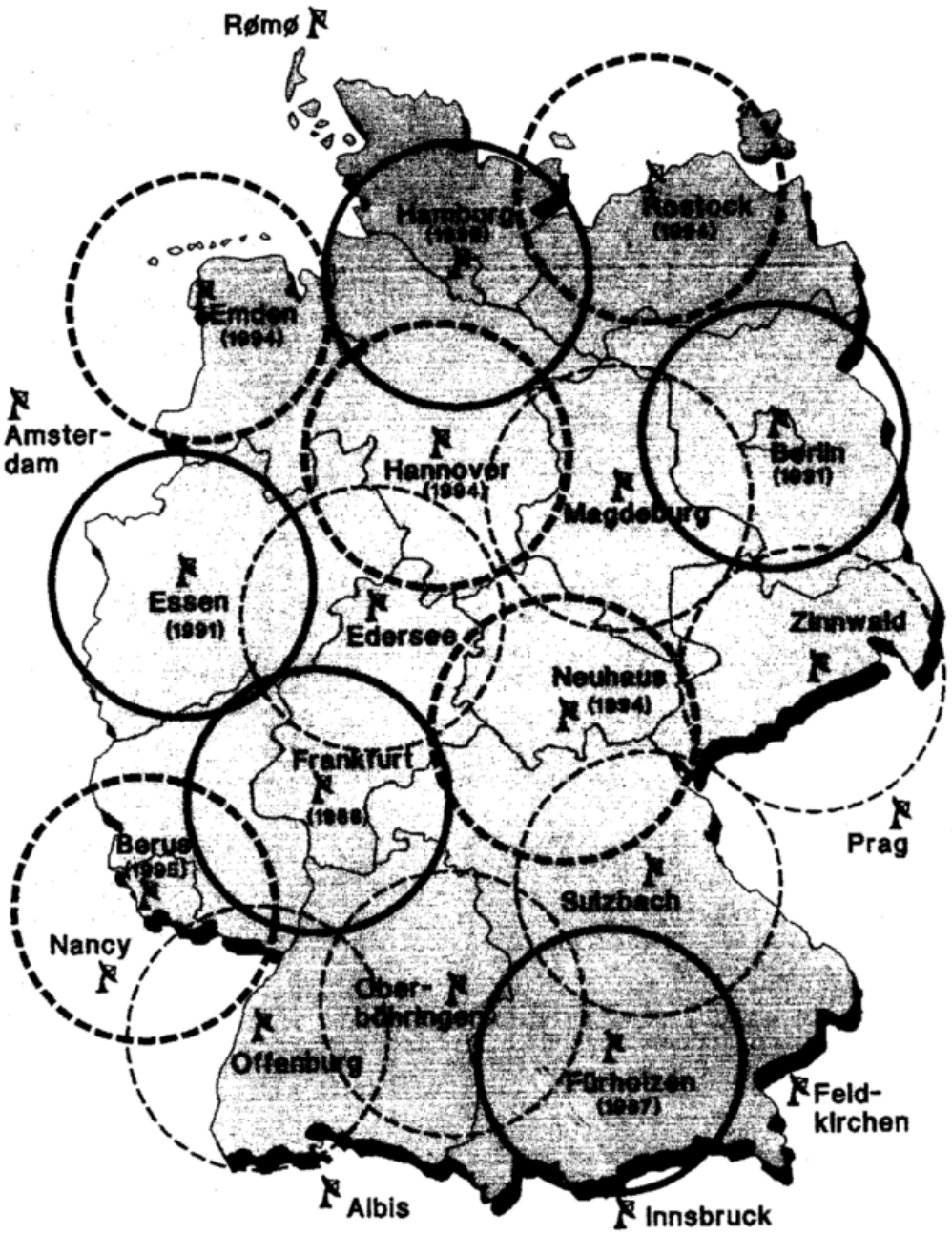


Bild 10: Radarverbund des DWD mit dem Gültigkeitsstand Anfang 1995. Die Kreise geben die 100 km-Radius-Nahbereiche wieder.

belegt diese Stellen (maximal 10) im Grundriß mit Warnpunkten. Es gilt:

- Starke Schauer:
  6 km Höhe: >= 40 dBz (grün)
  8 km Höhe: >= 10 dBz (gelb)
- Hagel:
  Zusätzlich zu den oberen Kriterien:
  Oberhalb 0°-Grenze: >= 47 dBz (rot)

Die Prüfung des Hagelkriteriums erfolgt bis 2 km oberhalb der 0°C-Grenze. Die 0°C-Grenze wird dabei am Radarstandort eingegeben.

3.2 Allgemeines zur Gewitterüberwachung mit den Bildern des Radarverbunds

Die räumlich/zeitliche Verschachtelung der Bildprodukte erlaubt eine Gewitter-Überwachung gestaffelt nach regionalen und lokalen Gesichtspunkten.

Funktion der Kompositbilder PC

Das Kompositbild PC (Bild 11a) bietet einen Gesamt-Überblick über die Gewitterentwicklung in Deutschland, sieht man von noch einzelnen Lücken hauptsächlich im Randbereich ab. Damit ist eine regionale synoptische Zuordnung der Echos und eine Vorwarnung für Bereiche stromabwärts gegeben. Die Vorwarnfunktion wird noch dadurch unterstützt, daß bei der Umrechnung der PL-Bilder in den PC-Bereich und bei Überlappungen der PL-Bereiche nach dem Prinzip der Übernahme der jeweils maximalen Echowerte vorgegangen wird.

Funktion der PL-Bilder

Die wertvollsten Hinweise für den eigenen Vorhersagebereich geben die viertelstündlichen PL-Bilder (Bild 11b), die eine weitgehende dreidimensionale Diagnose der Radarechos ermöglichen. Mit der Zuordnung der Maximalprojektionen in Auf- und Seitenriß zu den bodennahen Radarechos im Grundriß werden die relevanten konvektiven Ent-

wicklungen erfaßt. Dies ist insbesondere bei isolierten Gewitterkernen eindeutig möglich, man erhält einen Einblick in die Horitontal- und Vertikal-Struktur der Zellen. Prinzipiell ist allerdings zu beachten, daß es sich bei den Maximalprojektionen von Auf- und Seitenriß nicht um echte Vertikal-Schnitte handelt, sondern um Informationen aus möglicherweise verschiedenen Horizontalbereichen. Deswegen können Interpretationsschwierigkeiten speziell bei der Betrachtung der Vertikalstruktur ganzer Gewitter-Cluster (Multizellen) oder Squall-Lines auftreten. Schwächere Kerne werden in der Seiten-Projektion ganz überdeckt. Eine Hilfe bei der Zuordnung und Identifikation stellen aber stets die im Grundriß eingeblendeten Warnpunkte dar, da mit ihnen automatisch Mindestwerte der Radarreflektivität in der Vertikalen verbunden sind.

Besondere Interpretationsverhältnisse gelten in äußeren und sehr nahen Bereichen des PL-Radarbildes. Die angesprochene Spreizung des Radarstrahls erzeugt am Rand des Bildes Blockstrukturen von 2-3 km Höhe mit abgeschwächter Intensität in Auf- und Seitenriß. Infolge der Erdkrümmung können außerdem Gewitter in 200 km Entfernung in den untersten 3 km nicht erfaßt werden, sie sind nur in ihrem mittleren bis oberen Aufbau sichtbar. Bei radial hintereinanderliegenden Gewitterkernen macht sich die Niederschlagsdämpfung der dBZ-Werte bis zu mehreren Farbstufen bemerkbar. Im Nahbereich bis 16 km besteht oberhalb der höchsten Elevation von 37° ein Daten-Totraum, der eine direkte Überwachung dortiger Gewitter über Auf- und Seitenriß und Warnpunkte total verhindert.

Ein spezielles Problem bei der Interpretation von Gewitterlagen im PL-Bild stellen Erdboden-Echos durch Superrefaktion (Abwärtsbeugung) der Radarstrahlen dar. Bei Temperatur-Inversionen oder Feuchte-Rückgängen mit der Höhe im antizyklonal beeinflußten Bereich vor Gewittern oder bei Stabilisierung der Schichtung nach Gewittern kann sogar die energiereiche Hauptkeule des Radarstrahls den Erdboden treffen. Nur durch einen genauen Vergleich mit Struktur und Entwicklung der echten Radar-Echos und Überprüfung mit anderen meteorologischen Informationen läßt sich eine Fehlinterpretation vermeiden. Starke Boden-Echos besitzen in Grund-, Auf- und Seitriß stets feinkörnige Struktur und sind teilweise ringförmig angeordnet, sie verändern sich auch nicht so rasch wie meteorologische Echos.

Funktion der PE-Bilder

Die Echotop-Bilder PE (Bild 11c) ergänzen die Vertikalinformation der PL-Bilder in sehr guter Weise, indem sie einen Überblick über das Höhenwachstum der einzelnen Gewitterzellen geben. Größe, Form und Höhe der Wolkentopbereiche lassen das jeweilige Entwicklungsstadium der Gewitter oder Gewitterkomplexe erkennen. Einzelne Zellen heben sich im PE-Bild teilweise sogar klarer ab als im Grundriß des PL-Bildes. Durch Vergleich der Konturen mit den im Bild ebenfalls eingeblendeten Warnpunkten ergibt sich zudem ein Hinweis auf Symmetrie und Asymmetrie des Wolkenaufbaus der Gewitter. Da der Daten-Quader des Volume-Scan nur bis 12 km über Radarstandort hinaufreicht, sind Echo-Tops oberhalb dieser Höhe allerdings nicht mehr unterscheidbar. Bei Echo-Tops unterhalb 12 km Höhe sieht man meist die für die PE-Bilder typische Ringstruktur der Echo-Obergrenzen, die durch die Erfassung der Radarreflektivität auf Kegelflächen (Polarkoordinaten) entsteht. Im unmittelbaren Nahbereich des Radarstandortes existiert wegen des Totraums der Radardaten ein Echo-Top-Trichter bis einer Entfernung von rund 20 km, so daß auch bei diesem Radarprodukt eine Gewitterüberwachung dort kaum möglich ist.

Funktion der PX-Bilder

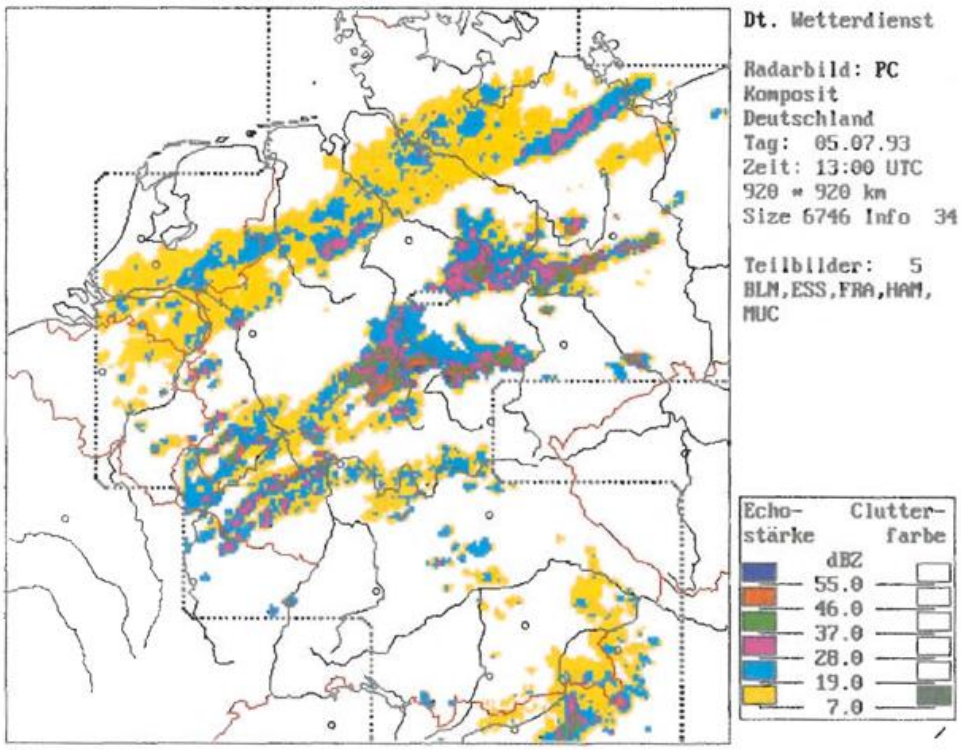
Einen spezifischen Wert für die Überwachung von Gewitterentwicklungen haben die PX-Bilder (Bild 11d), weil sie mit der höchsten zeitlichen und horizontalen Auflösung einen relativ detaillierten Einblick in Strukturen und Entwicklungen des bodennahen umliegenden Niederschlagsfeldes geben, sieht man von standortnahen Störungen durch Ground-Clutter ab. Dafür bieten PX-Bilder keine adäquaten Vertikal-Informationen. Die eingegebenen Warnpunkte stammen aus dem Daten-Material des Volume-Scan und liegen nur zum Zeitpunkt seines Endes (10 Minuten nach der vollen Viertelstunde) „richtig", was im Zusammenhang mit der Betrachtung der Vertikalstruktur der Gewitter zu beachten ist.

Warnpunkte als Indikatoren für Hagel und Gewitter

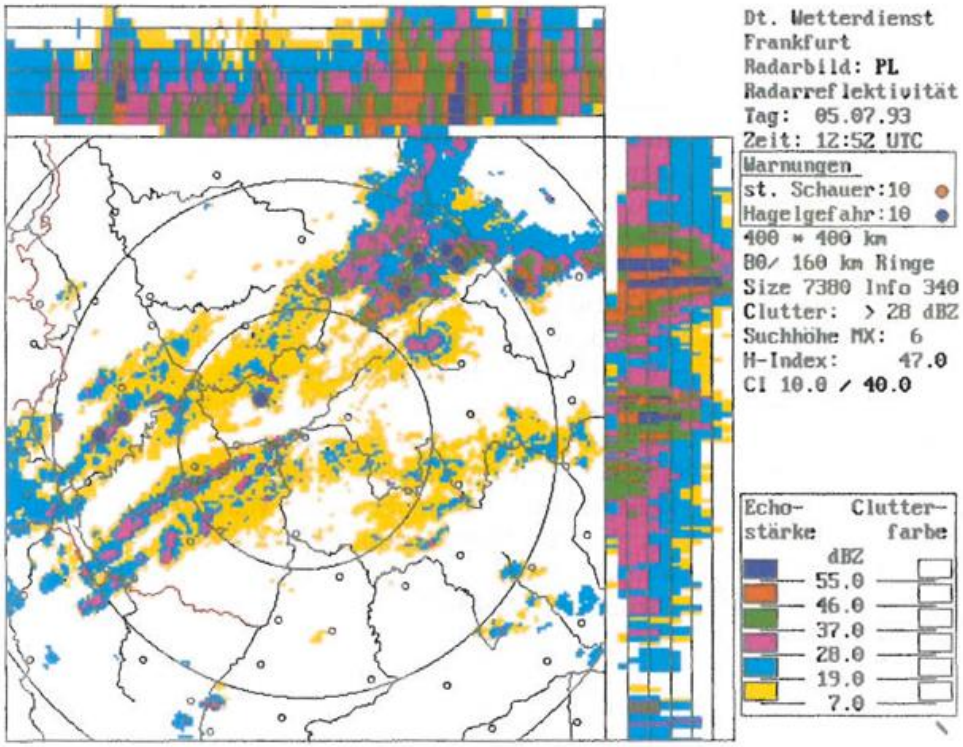
Die Hagelwarnpunkte (Bild 11b, 11c, 11d) können angesichts der oben diskutierten allgemeinen Ergebnisse über dBZ-Grenzwerte als sehr nützliche Warnung vor möglichem aktuellen oder kommenden Hagel verstanden werden. Dies deckt sich mit der operationellen Erfahrung.So läßt sich feststellen, daß bei beobachtetem Hagel, wenn nicht durch Niederschlags-Dämpfung die dortigen Werte verfälscht sind, stets entsprechende Warnungen eingeblendet sind, andererseits Hagelwarnpunkte nicht in jedem Fall auf eintretenden Hagel schließen lassen. Wichtig ist stets, die mögliche Hagelsituation anhand der Zellstrukturen im Auf-, Seiten- und Grundriß zu kontrollieren, wo sich entsprechend scharfe Gradienten zeigen müßten. Wertvolle Detail-Hinweise liefern die zu den Warnpunkten abrufbaren "Header"-Meldungen der Radarbilder (Bild 12). Dort läßt sich prüfen, ob die Maximal-Intensität z. B. die kritische Grenze von 55-60 dBZ überschreitet. Unmittelbarer als für Hagel können die Warnpunkte als Aussage über auftretende Gewitter gelten. Die Bereiche mit Warnpunkten (Hagel oder Starkschauer) decken sich weitgehend mit Gewittermeldungen. Auf der anderen Seite werden Gewitter (besonders außerhalb des Sommers) auch ohne Erreichen der festgelegten Warnkriterien beobachtet, und zwar bei Radarreflektivitäten im Auf- und Seitenriß bis zum grünen Level (37-45.9 dBZ).

3.3 Identifizierung spezieller Gewitterstrukturen mit den Bildern des Radarverbunds

Die nicht so hohe räumliche Auflösung operationeller Radarbilder sowie die Darstellung der Radarreflektivität in 6 Intensitätsstufen läßt Detail-Strukturen der Gewitter in den Bildern des Radar-Verbunds verständlicherweise nicht so klar erkennen wie in den Feinstudien der wissenschaftlichen Radarsysteme. Überhang und Weak Echo Region der

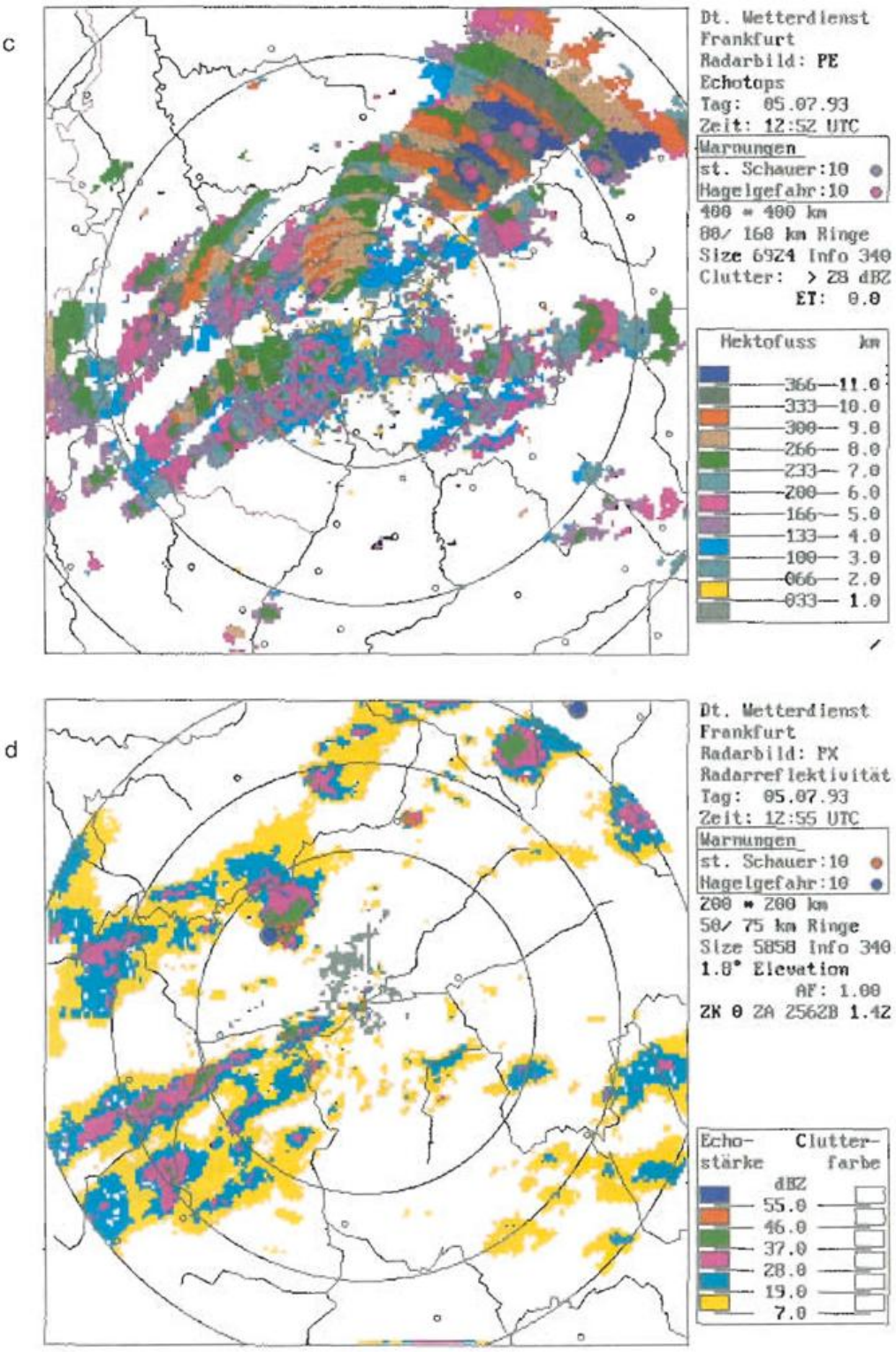


a



b

Bild 11a-d: Vergleich der 4 Radarbild-Produkte PC (a, oben links), PL Frankfurt (b, oben rechts), PE Frankfurt (c, unten links) und PX Frankfurt (d, unten rechts) für den Termin 5. 7. 1993, Volume-Scan 12.45 - 12.55 UTC und Precipitation-Scan 12.55 UTC. Die punktierte Umrandung im PC-Bild gibt die einhüllende Grenze der 400 x 400 km-Bereiche wieder. PL-Bild mit Grund-, Auf- und Seitenriß und eingeblendeten Warnpunkten, dabei gut erkennbar die sehr kräftigen Zellen (Multizellensystem im Übergang zur Superzelle) im Nordosten des Bereichs. Im Aufriß der nordöstlichsten Zelle Abbildung eines Überhangs mit WER nach Osten hin. PE-Bild mit Echo-Tops wiedergegeben bis zur oberen Grenze von 12 km der Zellen im Nordosten, erkennbar die Kreisstrukturen. PX-Bild zum Zeitpunkt des Endes des Volume-Scan mit höher aufgelöster Geographie. Unterschiede zum PL-Bild infolge verschiedener Abschattung und Elevationswinkel.



Multizellen bilden sich in den PL-Bildern nur in markanten Fällen deutlich ab (Bild 11b). Dazu kommt, daß die DWD-spezifischen Maximalprojektionen in Auf- und Seitenriß interne Minimumwerte überdecken, so daß die Bounded Weak Echo Region in Superzellen nicht sichtbar werden kann. Nur in echten Vertikalschnitten wie z. B. in den nicht über AFW verbreiteten lokalen PS-Bildern kann man eventuell solche Detailstudien treiben. Mit der operationellen Verbreitung der PZ-Bilder wird man über ein horizontales diagnostisches Mittel zur Erfassung der internen Struktur der Zellen verfügen. Mit ihnen besteht die Möglichkeit, eventuell Erscheinungen wie das kleinräumige Hook-Echo der Superzellen zu identifizieren. Erheblichen Nutzen bei der Identifikation der Feinstruktur von Gewittersystemen wird die Einführung der Doppler-Produkte bringen, da damit Windmusterfelder z. B. der Squall-Lines oder auch Tornado-verdächtiger Meso-Zyklonen direkt sichtbar werden.

3.4 Gewitterentwicklungen in den Bildern des Radarverbunds

Infolge ihrer horizontalen und vertikalen Ausdehnung sind Einzelzellen, Multizellen, Superzellen, Squall-Lines und Mesoskalige Konvektive Komplexe als Ganzes ohne Schwierigkeiten in den operationellen Radarbildern identifizierbar und lassen sich nach den bekannten Kriterien in ihrer Weiterentwicklung abschätzen. Merkmale der Unterscheidung verschiedener Zelltypen, Organisationsformen und Entwicklungen sind dabei folgende:

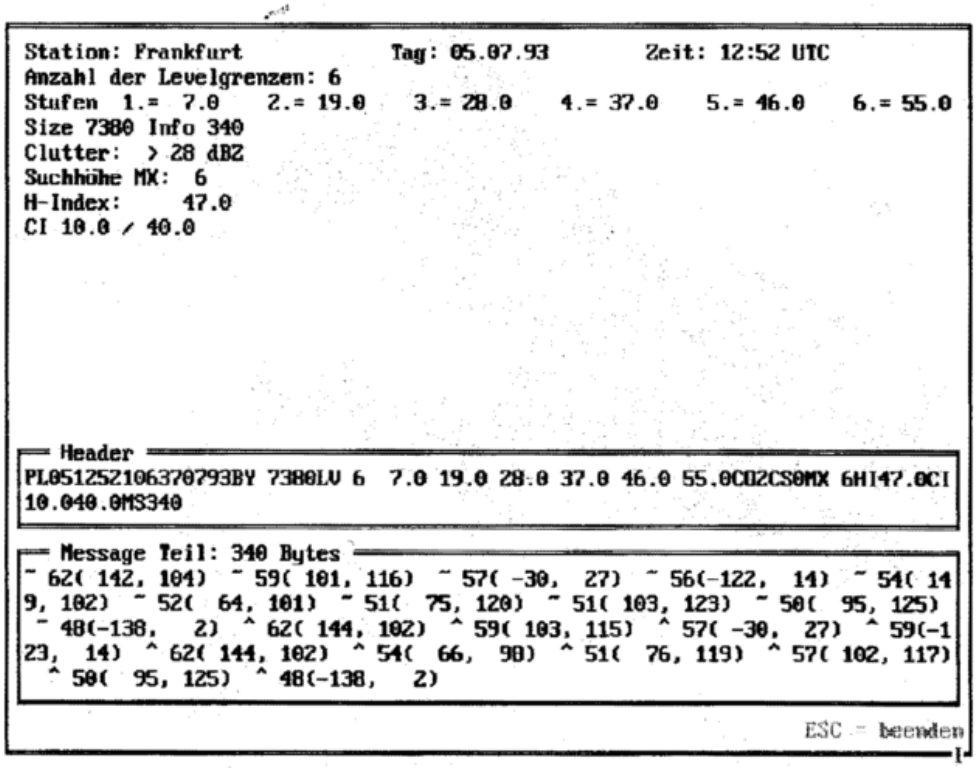


Bild 12: Header-Meldung zum PL-Bild Frankfurt vom 5. 7. 1993 12.52 UTC. Unter „Message-Teil" Angabe der „Starkschauer"-Warnpunkte (Tilde) und zugehöriger „Hagel"-Warnpunkte (Dach). In Klammern Koordinaten (x, y) in km, beginnend am Bildschirmmittelpunkt. Vor der Klammer die maximalen Intensitäten an den Punkten. Die stärkste Zelle im Nordosten des Bereichs erreicht die außerordentliche Radarreflektivität von 62 dBZ.

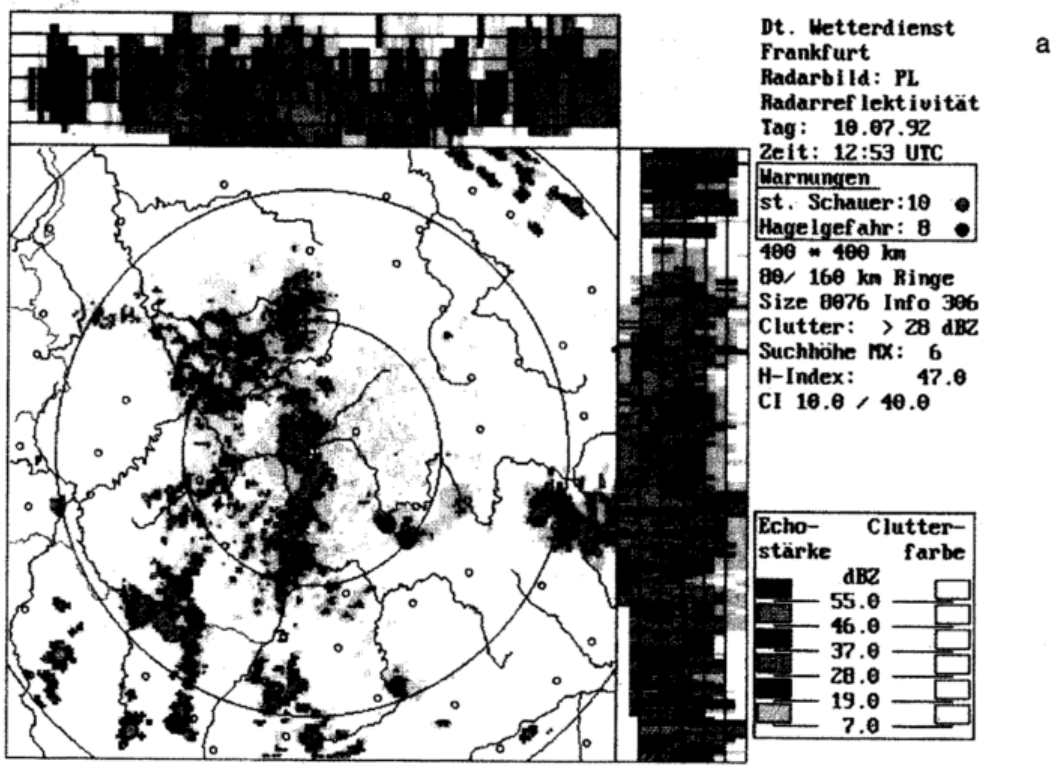
- Durchmesser der Zellen im Grundriß und ihr horizontaler Gradient der Radarreflektivität
- Breite und Kompaktheit der Zellen in Auf- und Seitenriß
- Stärke der Radarreflektivität in Auf- und Seitenriß
- Ausbildung und Höhenlage eines Maximums der Radarreflektivität im Vertikalprofil
- Art und Umfang des Zellenverbands in Grund-, Auf- und Seitenriß
- Art und Anordnung der Warnpunkte
- Schnelligkeit der Entwicklung der Zellstrukturen

Einzelzellen

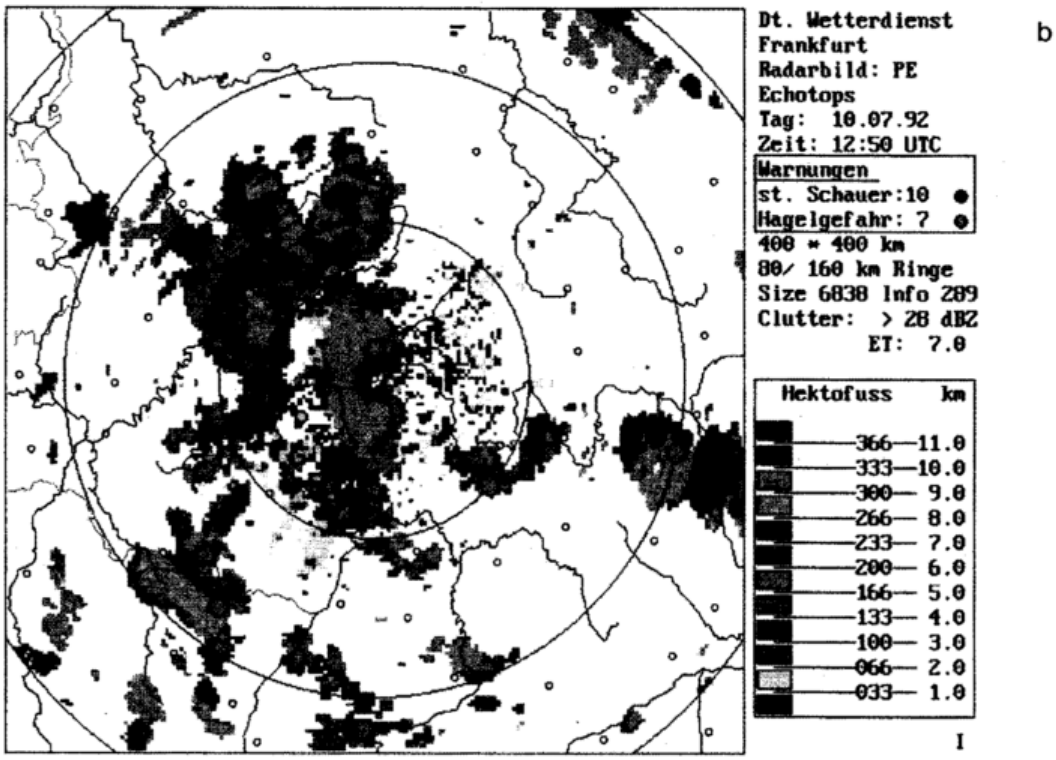
Eine wesentliche Erkenntnis aus dem Studium der Bilder des Radar-Verbunds ist der schon bei Einzelzellen nachweisbare Einfluß der Orographie auf Auslösung und Weiterentwicklung von Gewittern. Mittelgebirge und der Alpenrand regen die Entwicklung an, breite Täler führen eher zu einer Abschwächung. In jeder Region gibt es Bereiche, die für eine Gewitterauslösung besonders in Frage kommen oder die als Gewitterstraßen fungieren. Isolierte Einzelzellen beobachtet man aufgrund der komplexen orographischen Struktur Mitteleuropas relativ selten. Meistens besteht ein Trend zu Multizellen-Systemen oder Linien-Echos (Bild 13a + b). Bei bloßer Schauer-Entwicklung erreichen Konvektionszellen in Auf- und Seitenriß selten mehr als das Reflektivitätslevel 3 (violett) bis 4 (grün), mit Obergrenzen in den PE-Bildern unterhalb der Tropopause. Der Übergang zu richtigen Gewitterzellen zeichnet sich im Grundriß meist durch ein stärkergradientiges, engräumiges, teilweise mit einem Schauer- oder Hagelwarnpunkt verbundenes Reflektivierungsmaximum aus. Deutlicher wird die Entwicklung in Auf- und Seitenriß, wo eine vom Umfeld abgesetzte Zelle von 5-10 km Breite mit einer Radarreflektivität von grün bis rot bis zur mittleren Troposphäre anwächst. Kurzfristig kann das typische Maximum der Reflektivität knapp oberhalb der 0°C-Grenze sichtbar werden, bevor sich die Radar-Reflektivität bis in den unteren Bereich ausdehnt. Meist schon nach einer Stunde ist die Zelle weitgehend abgestorben und kaum noch erkennbar. Dabei haben sich die Radar-Echos deutlich ausgebreitet und weisen keine stärkeren horizontalen Gradienten mehr auf.

Multizellen und Squall-Lines

Insbesondere mit Zunahme der Labilität und Annäherung bzw. Existenz von Konvergenzlinien und Kaltfronten zeigen sich erwartungsgemäß stärker und größer organisierte Formen der Konvektion. Häufig setzt die Entwicklung im Radarbild jetzt auch schon in den Mittagsstunden ein. Die erhöhte Gewitterneigung dokumentiert sich in einem rascheren Höhenwachstum der Konvektionszellen. Meist erscheint 1/2 - 1 Stunde nach dem ersten Anzeichen einer Zelle in mittlerer bis oberer Troposphäre ein vorübergehendes Reflektivitätsmaximum im Level 5 (rot), verbunden mit Schauer- und Hagelwarnpunkten im Grundriß. Bei der Verlagerung der Multizellen bestätigt sich das diskontinuierliche, eher nach rechts zeigende Wanderungsverhalten. Eher als ein Auf-Splitten von Zellverbänden beobachtet man die Verschmelzung von Multizellen.



a



b

Bild 13a-b: PL-Bild (a, links) und PE-Bild (b, rechts) vom 10. 7. 1992 12.53 (bzw. 12.50) UTC. Verstärkung der Gewittertätigkeit gegenüber dem Vortag (Bild 14) mit Herausbildung größerer Multizellenverbände und höherreichender, kräftigerer Echos. Im Raum Frankfurt eine kürzere Squall-Line mit offensichtlichen Dämpfungs-Effekten längs der Linie. Im PE-Bild deutlich erkennbar der Datentrichter von Frankfurt.

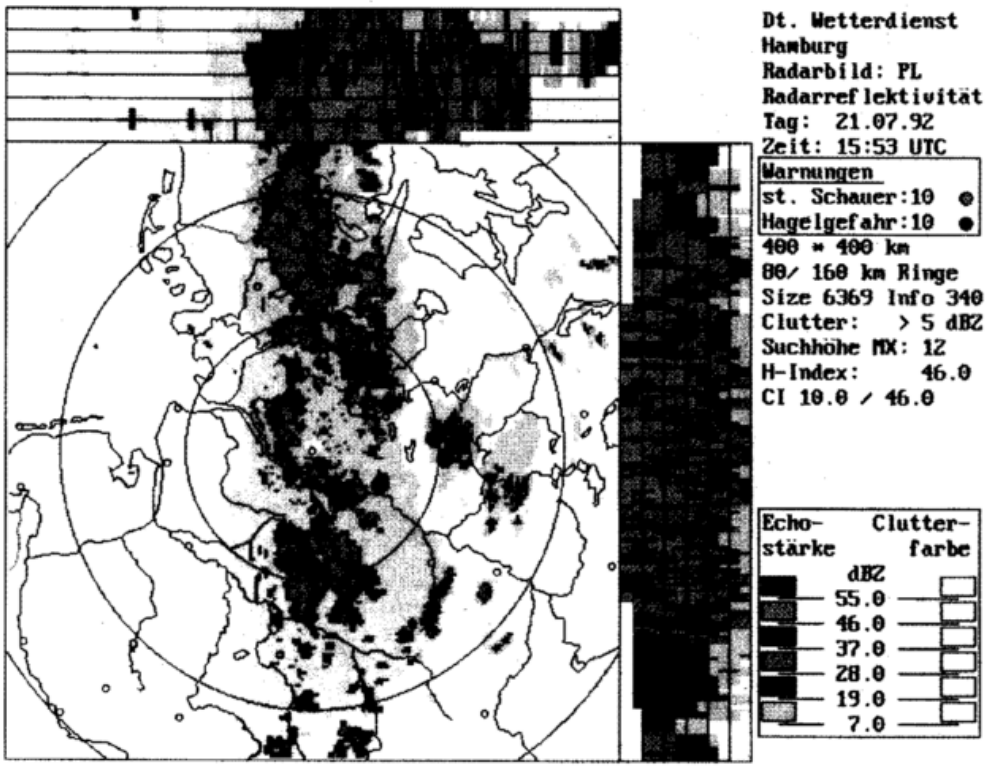


Bild 14: PL-Bild Hamburg vom 21. 7. 1992 15.53 UTC mit einer langgestreckten und breiten, äußerst kräftigen Squall-Line mit Schwergewittern. Charakteristisch die Hauptaktivität im vorderen Bereich der Linie, erkennbar an den Warnpunkten und Maximalprojektionen in Auf- und Seitenriß bis Level 6 (blau). Vor der Linie intensive Multizelle südlich von Boltenhagen/Ostsee. Um 17 UTC dort Hagelmeldung, 18 UTC 27 mm Niederschlag.

Erwartungsgemäß sind Squall-Lines typische Erscheinungen der stärker organisierten Gewitterlagen. Die Squall-Lines entstehen aus dem Zusammenwachsen zunächst locker verteilter Einzel- und Multizellen. Ein charakteristisches Merkmal kräftiger Squall-Lines von mehreren 100 km Länge und mehreren 10 km Tiefe (Bild 14) ist die Asymmetrie im Linien-Aufbau mit dem Schwerpunkt der Aktivität im vorderen Bereich, gekennzeichnet durch die dortige Aneinanderreihung von Warnpunkten. Dazu kommen die stärkeren Gradienten der Radarreflektivität vorne und eine im Auf- und Seitenriß sowie im PE-Bild erkennbare Abdachung der Echotops nach hinten hin. Bei kräftigen Squall-Lines können die vorne stehenden Zellen sogar blaue Kerne (Level 6) aufweisen und die Form regelrechter "Hot-Towers" haben. Die Header-Meldungen weisen für sie Werte von teilweise über 55 dBZ auf. Qualitativ gibt es dann kaum noch Unterschiede zu den Intensitäten von Superzellen. Auch bei den Linien beobachtet man die Entwicklung neuer Zellen im vorderen oder rechten Vorfeld, die mit der Linie verschmelzen, was zu einer Verbreiterung, seitlichen Ausweitung oder sprunghaften Vorwärtsbewegung der Squall-Line führen kann. Auch wenn bogenförmige Verformungen einer Squall-Line (Bow-Echo) in klarer Form nicht sehr häufig beobachtet werden, so geben sie doch in diesen Fällen die erwarteten Hinweise auf starke Böen.

Superzellen

Schwergewitterlagen mit Superzellen zeigen bei ihrem Beginn im Radarbild teilweise zunächst kleinere, aber äußerst stark gradientige Radar-Echos, meist bevor sie im Satellitenbild entdeckt werden können. Von einer Viertelstunde zur nächsten kann sich die Situation dramatisch verändern und vom ersten Auftreten eines Echos bis zur vollen Entfaltung einer Superzelle weniger als 1 h vergehen. In manchen Fällen entwickelt sich eine Superzelle auch am rechten Rand einer bereits bestehenden Squall-Line von Multizellen. In den Auf- und Seitenrissen entstehen kräftige How-Towers bis zum Level 6 (blau) (Bild 11 b und Bild 15 a-b). Die Maxima der Radarreflektivität liegen vorübergehend deutlich im oberen Troposphärenbereich, können sich aber auch sehr schnell zu einer 10-15 km breiten blauen Säule nach unten ausdehnen, wenn starker Niederschlag oder Hagel den Boden erreicht. Entsprechend sind auch alle Zellen und Zellenverbände durch eine auffällige Anhäufung von Hagelpunkten gekennzeichnet, was aber auch bei kräftigen Multizellen beobachtet wird. Wie die Warnmeldungen (Header) zeigen, sind dabei Radarreflektivitäten von über 60 dBZ möglich. Die Obergrenze der Konvektion kann im 12 km-Rahmen der Querschnitte meist nicht mehr angezeigt werden. Der Reflexionskern erscheint im PE-Bild flächig ohne die sonstige Ringstruktur. Das Wachstum der Fläche demonstriert die starke horizontale Divergenz der oberen Wolkenbereiche und somit die Stärke des Updraft. Bemerkenswert ist die im Laufe der Zeit gut zu erkennende Asymmetrie zwischen konvektiver Hauptaktivität (Warnpunkte) und dem Wolkenschirm.

3.5 Die Schwergewitterlage vom 20. 8. 1992 als Beispiel der Gewitter-Überwachung mit den Bildern des Radarverbunds

Diese Schwergewitterlage, die synoptisch an anderer Stelle ausführlich beschrieben worden ist (KURZ 1993), brachte dem Südwesten Deutschlands die folgenreichste Gewitterlage des Sommers 1992. Vor einer von Frankreich heran-

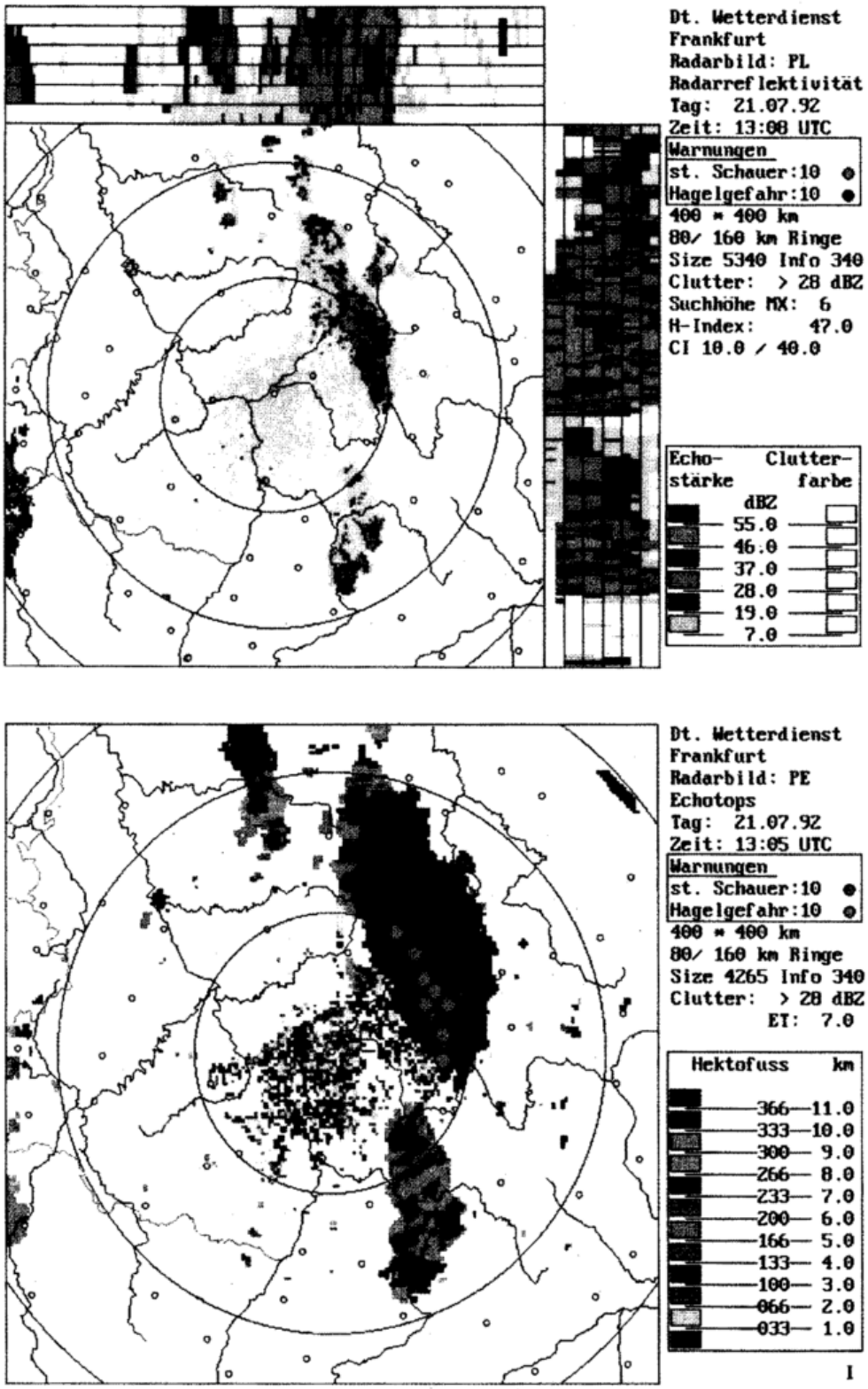


Bild 15a-b: PL-Bild (a, links) und PE-Bild (b, rechts) Frankfurt vom 21. 7. 1992 13.08 (bzw. 13.05) UTC. Südteil der äußerst kräftigen Linie von Bild 14 mit Anzeichen der Bildung einer Superzelle am rechten Ende der Sqall-Line nordwestlich von Würzburg. Massive Echos im Level 16 (blau) mit Herausbildung eines weit über 12 km hinausreichenden Wolkenschirms von über 150 km Länge. Verlagerung der Superzelle ostnordostwärts.

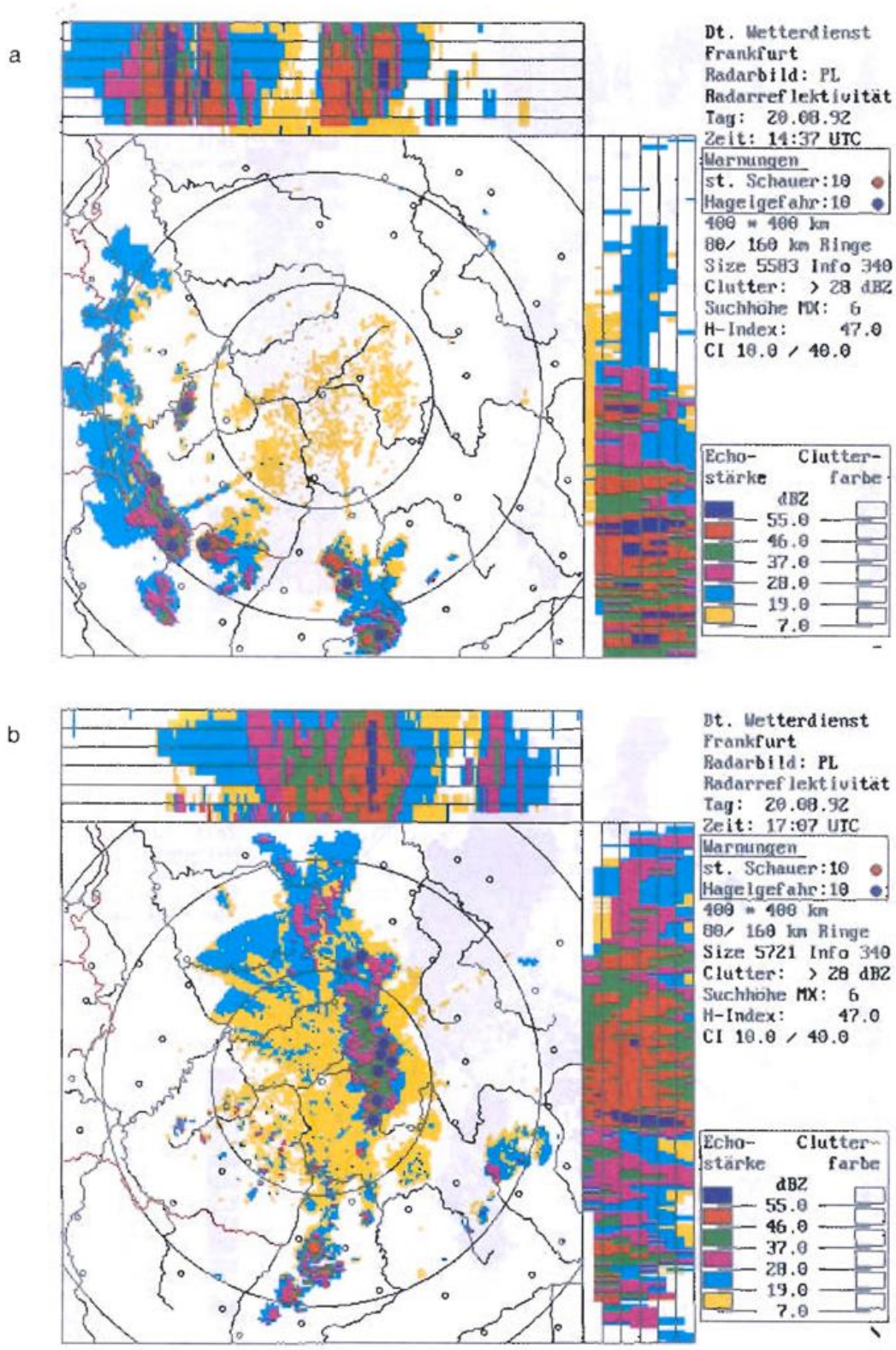


Bild 16a-b: 2 Phasen der Schwergewitterlage vom 20. 8. 1992 über Südwestdeutschland mit PL-Bildern Frankfurt 14.37 UTC (a, links) und 17.07 UTC (b, rechts). 14.37 UTC erreicht ein Schwergewitter innerhalb einer Squall-Line Saarbrücken. 17.07 UTC nach Durchgang der Linie in Frankfurt massive Echos in Auf- und Seitenriß über dem Spessart mit stärkster Zelle im Süden.

nahenden Konvergenzlinie in potentiell sehr labiler und warmer Subtropikluft und typischen Anzeichen einer baroklinen Windverteilung mit Zunahme des Windes mit der Höhe und Rechtsdrehung in den unteren 2-3 km erschien im Frankfurter PL-Bild um 12.52 UTC die erste markantere Einzelzelle über den Nordvogesen. Schon 1/2 h später, um 13.22 UTC, waren dort mehrere Einzelzellen und Cluster mit Hagelwarnpunkten zu sehen. Auf- und Seitriß zeigten Hot-Towers bis zur erfaßten Höhe von 12 km. Besonders auffällig war ihr roter Kern mit einem blauen Extremum in 6-10 km Höhe. Um 13.37 UTC tauchte zusätzlich bei Metz/Nancy eine markante schmale Linie auf mit durchweg roten Kernen in Auf- und Seitenriß und gehäuften Hagelwarnpunkten. Diese Linie war identisch mit einer im Satellitenbild explosionsartig hochschießenden Zelle. Bis 14.07 UTC hatten sich Einzelzellen und Linie verbreitert und mehrere blaue Hagelextrema in mittleren Höhen herausgebildet. Zwischen 14.37 UTC (Bild 16a) und 14.52 UTC befand sich die Unwetterlinie direkt über Saarbrücken. Auf- und Seitenriß zeigten einen dem Raum Saarbrücken zuzuordnenden von oben bis unten durchgehenden blauen Kern (Headermeldung = 62 dBZ). Dies waren stärkstmögliche Anzeichen des Radarbildes für das hereinbrechende Unwetter in Saarbrücken. Es brachte über 1/4 h lang Hagel mit Körnern von 2-4 cm und eine Spitzenböe von 90 Kn. Zwischen dem Unwetter und dem Auftauchen der Squall-Line im Radarbild war nur 1 h vergangen. Im weiteren Verlauf baute sich die Linie links und rechts auf über 250 km Länge und 30-50 km Tiefe aus. Sie verlagerte sich schneller als die Strömung in 700-500 hPa nordostwärts, überquerte um 16.30 UTC den Frankfurter Raum mit einer Böe von 70 Kn und 46 mm Niederschlag. Im Spessart (Bild 16b) gab es erneut Hagel und die Linie hatte anschließend die durch viele Hagelwarnungen belegte Form eines Bow-Echo mit der mit Abstand stärksten Zelle am Südrand der Linie. Ab 18 UTC besaßen Satelliten- und Radarbild alle Anzeichen einer Superzelle bzw. eines Mesoskaligen Konvektiven Komplexes.

4 Folgerungen für eine wirksame Gewitterüberwachung mit den Bildern des Radarverbunds

Die enge Koppelung zwischen den Parametern des synoptischen Umfelds und der Form und Intensität der einzelnen Gewittersysteme machen eine bewußte Einbindung der synoptischen Beurteilung der Wetterlage in die Gewitterüberwachung mit Radarbildern notwendig. Zum notwendigen Vorwissen gehört die Kenntnis der allgemeinen Druck- und Windfeldverteilung, der Windgeschwindigkeit und Windrichtung in 700-500 hPa, des vertikalen Windprofils und der vertikalen Temperatur- und Feuchteschichtung. Als Vorgänge im Kürzestfrist- und Nowcasting-Bereich erfordern Gewitterentwicklungen außerdem eine gute Abstimmung von Satellitenbild- und Radarbildbetrachtung. Satellitenbilder liefern wichtige Vorinformationen für das, was an konkreten Entwicklungen auf den Bereich der Radarüberwachung zukommt oder sich gerade dort entwickelt.

Für die Radarbildüberwachung selbst gilt eine räumliche und zeitlich gestaffelte Betrachtungsweise unter Einbindung aller Bildprodukte vom Kompositbild bis zum PX-Bild. Der Schwerpunkt muß dabei auf den lokalen PL- und PE-Bildern liegen, weil sie über die entscheidenden Vertikalinformationen verfügen. Dort lassen sich die Phasen der Gewitterentwicklung gut verfolgen und ihre Intensität ablesen. Zu nutzen sind dabei alle Hilfsfunktionen der Radarbilder einschließlich Warnpunkten und Warnmeldungen. Im operationellen Betrieb wird das Hauptaugenmerk auf die Erstellung von Loops gerichtet sein. Sie zeigen am besten die raumzeitliche Entwicklung des eigenen Bereichs, lassen aber gleichzeitig auch eine individuelle Betrachtung bestimmter Loop-Bilder zu.

Wichtig ist insbesondere bei Schwergewitterlagen eine zeitlich dichte Überwachung der PL- und PE-Bilder im 1/4 h-Takt, bzw. der PX-Bilder im 5 Min-Takt. Die Vorwarnzeit für Unwetter nach dem ersten Erscheinen von Radar-Echos kann bei nur 1/2 - 1 h liegen. Bei der Herausgabe von Gewitterwarnungen für Sturmböen, Starkniederschlägen oder Hagel bieten die Radarbilder die Chance, Warnungen nicht nur für größere Bereiche, sondern gezielt für einzelne Standorte auszusprechen. Die Möglichkeiten werden sich noch verbessern, wenn die Produktkette sich in Richtung Doppler-Radar weiter ausgedehnt haben wird.

Literatur

ATKINSON, B. W., 1981: Meso-scale Atmospheric Circulations. Academic Press, 495 S.

AYDIN, K., SELIGA, T. A., BALAJI, V., 1986: Remote Sensing of Hail with a Dual Linear Polarization Radar. Journ. Climate Appl. Meteorol. 25, S. 1475-1484.

BATTAN, L. J., 1973: Radar Observation of the Atmosphere. The University of Chicago Press.

BROWNING, K. A., LUDLAM, F. H., 1962: Airflow in Convective Storms. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 88, S. 117-135.

BROWNING, K., 1985: Morphology and Classification of Middle-Latitude Thunderstorms. Thunderstorm Morphology and Dynamics, E. Kessler, S. 133-152.

CHRISHOLM, A. J., RENICK, J. H., 1972: The Kinematics of Multicell and Supercell Alberta Hailstorms. Alberta Hail Studies. Research Council of Alberta Hail Studies, Report, 72,2, S. 24-31.

COLLIER, C. G., 1989: Applications of Weather Radar Systems. Ellis Horwood Limited, John Wiley & Sons, 294 S.

CONWAY, J. W., ZRNIC', D. S., 1993: A Study of Embryo Production and Hail Growth Using Dual-Doppler and Multiparameter Radars. Mon. Wea. Rev., 121, S. 2511-2528.

DYE, J. E., MARTNER, B. E., 1978: The Relationship between Radar Reflectivity Factor and Hail at the Ground for Northeast Colorado Thunderstorms. Journ. Appl. Meteorol. 17, S. 1335-1341.

HANE, C. E., 1986: Extratropical Squall Lines and Rainbands. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Ray P. S., AMS, S. 359-389.

HÖLLER, H., MEISCHNER, P., 1990: Untersuchung von mikro- und makrophysikalischen Strukturen und Prozessen in Hagelwolken im Hinblick auf deren Beeinflußbarkeit. DLR, Forschungsbericht, 54 S.

JOHNS, R. H., DOSWELL III, C. H., 1992: Severe Local Storms Forecasting. Weather and Forecasting, 7, S. 588-612.

KURZ, M., 1986: Die Entwicklung der Wetterlage des Münchner Hagelunwetters vom 12. Juli 1984. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 170, 60 S. DWD Offenbach.

KURZ, M., 1990: Synoptische Meteorologie. DWD, Leitfaden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr. 8, 197 S.

KURZ, M., 1993: Severe Thunderstorms over Western Germany - A Case-Study of the Weather Situation on 20 August 1992. Meteorol. Mag., 122, 1453, S. 177-188. Monthly Weather Review 1987, Vol. 115.

LEE, W. C., WAKIMOTO, R. M., CARBONE, R. E., 1992: The Evolution and Structure of a "Bow-Echo-Microburst" Event. Part II: The Bow Echo. Mon. Wea. Rev., 120, S. 221-2225.

LEMON, L. R., DOSWELL III, C. A., 1979: Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure als Related to Tornadogenesis. Mon. Wea. Rev. 107, S. 1184-1197.

BURGESS, D. W., 1974: Study of a Right-moving Thunderstorm Utilizing New Single Doppler Radar Evidence. M. S. Thesis, Dept. Meteor., University of Oklahoma, 77 S.

MADDOX, R. A., 1980: The Mesoscale Convective Complex. Bull. Amer. Meteor. Soc. 61,11, S. 1374-1387.

MADDOX, R. A., HOWARD, K. W., BARTELS, D. L., RODGERS, D. M., 1986: Mesoscale Convective Complexes in the Middle Latitudes. Mesoscale Meteorology and Forecasting, Ray P. S., AMS, S. 391-414.

McGINLEY, J., 1986: Nowcasting Mesoscale Phenomena. Mesoscale Meteorology and Forecasting, Ray P. S., AMS, S. 657-689.

MEISCHNER, P., 1991: Neue Entwicklungen der meteorologischen Radartechnik. Promet, 1/2, '91, S. 44-49.

MEISCHNER, P. F., BRINGI, V. N., HEIMAN, D., HÖLLER, H., 1991: A Squall-Line in Southern Germany: Kinematics and Precipitation Formation as Deduced by Advanced Polarimetric and Doppler Radar Measurements. Mon. Wea. Rev., 119, S. 678-701.

MILLER, L. J., TUTTLE, J. D., KNIGHT, C. A., 1987: Airflow and Hail Growth in a Severe Northern High Plains Supercell. Journ. Atmosph. Sciences, 45, 4, S. 736-762.

OHLBRÜCK, G., 1975: Das Wetterradar. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst Nr. 7 DWD Offenbach.

PETROCCHI, P. J., 1982: Automatic Detection of Hail by Radar. AFSC, USAF, Environmental Research Papers 796, S. 1-33.

RIEDL, J., 1986: Radar-Flächenniederschlagsmessung. Promet, 2/3 1986, S. 20-23.

ROTUNNO, R., 1986: Tornado and Tornadogenesis. Mesoscale Meteorology and Forecasting, Ray P. S., AMS, S. 414-436.

SCHMID, W., WALDVOGEL, A., 1985: Radar Hail Profiles in Switzerland. Journ. Clim. Appl. Meteorol., 25, S. 1002-1011.

WALDVOGEL, A., FEDERER, B., GRIMM, P., 1979: Criteria for the Detection of Hail Cells. Journ. Appl. Meteorol., 18, S. 1521-1525.

WEISMAN, M. L., KLEMP, J., B., 1986: Characteristics of Isolated Convective Storms. Mesoscale Meteorology and Forecasting, Ray P. S., AMS, S. 331-358.

WILSON, J., ROESLI, H. P., 1985: Use of Doppler Radar and Radar Networks in Mesoscale Analysis and Forecasting. Esa journal, 85/2, S. 125-146.

WINSTON, H. A., 1988: A Comparison of three Radar-Based Severe-Storm-Detection Algorithms on Colorado High Plains Thunderstorms. Weather and Forecasting, 3, S. 131-140.

Habilitationen, Promotionen und Diplom-Hauptprüfungen im Jahr 1993

Humboldt-Universität Berlin

Habilitationen

CHIN, Nguyen Duy: Klima und Klimaschwankungen in Vietnam.

DETHLOFF, Klaus: Modellierung und Diagnostik großräumiger Klimaprozesse der Atmosphäre auf der Grundlage einer Hierarchie von einfachen Klimamodellen und von Analyse globaler Datensätze.

Diplom-Hauptprüfungen

BIRNBAUM, Gerit: Untersuchungen zum Einsatz des Modularen Optoelektronischen Scanners MOS-B zur Bestimmung von Landoberflächensignaturen.

GOLDBERG, Valeri: Einfluß großflächiger Baumbestände auf die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht nach numerischen Experimenten.

JAKOB, Dörte: Regionale Klimatologie europäischer Großwetterlagen.

UHLMANN, Heiko: Verifikation des Bodenfeuchte- und Pflanzenertragsmodells SIMWASER.

WINDISCH, Katja: Variationen der Tropopausenhöhe und -temperatur des mitteleuropäischen Raums im Zusammenhang mit troposphärischen und stratosphärischen Parametern für die Periode 1971-91.

Freie Universität Berlin

Promotionen

NÉVIR, Peter Dominique: Die Hamiltonsche Theorie der Hydrodynamik und ihre Anwendung in der großräumigen Dynamik der Atmosphäre.

BECK, Alexander: Die Bedeutung der Troposphäre als untere Randbedingung bei der Simulation von Stratosphärenerwärmungen.

Diplom-Hauptprüfungen

HINRICHS, Karl-Oltmann: Dokumentation und Diskussion eines Grenzschichtmodells.

BRAESICKE, Peter: Eine Modelluntersuchung über die Ausbreitung stationärer Wellen in Abhängigkeit von der Phase der QBO und des Sonnenfleckenzyklus.

TORNOW, André: Eine räumlich-zeitliche Spektralanalyse transienter tropischer Wellen im Modell ECBER 2.

Universität Bonn

Promotionen

EWENZ, Cäcilia Maria: Die Rolle der Feuchte bei frontogenetischen Prozessen.

GABRIEL, Axel: Analyse stark nichtlinearer Dynamik am Beispiel einer reibungsfreien 2D-Bodenkaltfront.

Diplom-Hauptprüfungen

ESSER, Ralf: Erfassung und Beurteilung eines lokalen Niederschlagsmeßnetzes, sowie Erkennung von Starkniederschlagsmustern in seinen Meldungen.

HORNEFFER, Katja: Initialisierung mit realen Daten für das Mesoskalige Atmosphärenmodell Bonn.

KÖPKEN, Christina: Kollokationsstudien mit TOVS-Retrievals berechnet mit dem 3I-Algorithmus für die Antarktis.

WEISS, Peter: Die Semi-Lagrange-Methode in einem quasigeostrophischen, barotropen, globalen Modell.

Technische Hochschule Darmstadt

Promotion

TRAUP, Stephan: Berechnung der Energiebilanz eines Gebäudes.

Diplom-Hauptprüfungen

KLEIN, Martina: Radiometrische Temperaturmessung an Hauswänden.

SIPPL, Robert: Numerische Simulation der Ausbreitung von Schadstoffen in komplex bebautem Gelände.

Technische Universität Dresden

Diplom-Hauptprüfungen

FRIESE, Holm: Räumliche Differenzierung der Abflußbildung im Wernersbach-Gebiet (Tharandter Wald).

JASPER, Karsten: Untersuchungen zum Bodenwasserhaushalt im N-Bach-Gebiet (Tharandter Wald).

RÜLICKE, Anke: Komponenten des Bestandsklimas und des Standortwasserhaushaltes auf dem Ökomeßfeld (Tharandter Wald).

Universität Freiburg

Promotion

BUCHER, Klaus: Ein Verfahren zur objektiven Klassifikation des Wetters unter biosynoptischen Gesichtspunkten.

Universität Göttingen

Promotionen

CONSTANTIN, Jost: Stoffeinträge in Fichtenwaldökosysteme durch Deposition luftgetragener Partikel und Nebeltröpfchen.

IBROM, Andreas: Die Deposition und die Pflanzenauswaschung (Leaching) von Pflanzennährstoffen in einem Fichtenbestand im Solling.

Diplom-Hauptprüfungen

JACOBI, Hans Werner: Oxidantien über einem Fichtenbestand im Solling in einem eindimensionalen reaktionskinetischen Modell.

ROHLFS, Gunthard: Ammoniak und Salpetersäure in der Luft über und in einem Fichtenbestand im Solling.

TANK, Martin: Energietransport in der atmosphärischen Grenzschicht über Wäldern.

THEISSEN, Peter: Stickoxidmessungen in einem Fichtenbestand - Feldmessungen und Interpretation von Vertikalprofilen.

WITTE, Heidi: Temperaturen der Nadeloberflächen in einem Fichtenbestand im Solling - Feldmessungen und ihre Interpretation.

Universität Hamburg

Habilitation

CUBASCH, Ulrich: Dynamisch/stochastische Vorhersage-Experimente mit Modellen der allgemeinen Zirkulation für einen Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren.

Promotionen

KOLLEWE, Martin: Fernerkundung von Wolken mit der Sauerstoff-Absorptionsbande im nahen Infrarot.

KRÜGER, Olaf: Europaweite Ablagerungen von Schwefel- und Stickstoffverbindungen. Neue Ansätze bei Trocken- und Naßdeposition.

KURZ, Katharina D.: Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks.

LUNKEIT, Frank: Simulation der interannualen Variabilität mit einem globalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell.

MAROTZKE, Klaus: Physikalische Modellierung der Ausbreitung störfallartig freigesetzter schwerer Gase zur Abschätzung von Gefahrenbereichen im bebauten Gelände.

MARTIN, Thomas: Multispektrale Meereisklassifikation mit passiven Satellitenradiometern.

NODORP, Dieter: Ein Zirkulationsmodell mit transientem Antrieb.

RUDOLPH, Elisabeth: Impulsaustausch zwischen Atmosphäre und Ozean im Küstenbereich.

SCHNUR, Reiner: Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre: empirisch abgeleitete Moden im Vergleich zu quasi-geostrophischer Theorie.

SCHULZ, Jörg: Fernerkundung des latenten Wärmeflusses an der Meeresoberfläche.

SENFF, Christoph: Messung des Wasserdampfflusses in der konvektiven Grenzschicht mit DIAL und RADAR-RASS.

Diplom-Hauptprüfungen

LOHMANN, Ulrike: Modellrechnungen zur Reaktion der tropischen Zirkulation auf eine Änderung der Emissivität hoher Wolken.

LORENZ, Stephan: Zur Problematik des 100 000 Jahre Eiszeit-Zyklus des Klimasystems.

STANDFUSS, Carsten: Kopplung zwischen Wasserdampfgehalt der Atmosphäre, Ozeanoberflächentemperatur und langwelliger Ausstrahlung der Erde im wolkenfreien Fall.

VÖLGER, Peter: Optische Eigenschaften von Aerosolpartikeln und deren Auswirkungen auf Ozonmessungen mit einem LIDAR.

WILLMER, Kirsten: Numerische Untersuchungen mit einem Grobstruktursimulationsmodell zum Stabilitätsverhalten von Stratocumuluswolken.

Universität Hannover

Promotionen

DUTZ, Sabine: Der Einfluß des Meereises auf Entrainmentprozesse in planetaren Grenzschichten.

SCHILLING, Volker: Effektive Diffusion von Luftbeimengungen in der Stratosphäre verursacht durch Kelvin-Helmholtz-Instabilitäten und brechende Schwerewellen.

Diplom-Hauptprüfungen

SCHUBERT, Bärbel: Wetterprognose mit Hilfe eines 1D-Grenzschichtmodells.

EICKE, Nils: Die Intensität und Dopplerverbreiterung der SOUSY-Radarechos.

SCHLÜTER, Martin: Untersuchung von Leewellen im Harz mit Hilfe von Radardaten.

BECKMANN, Jörg: Wirkung einer Folie auf den Wärmehaushalt von Pflanzenbeständen mit und ohne Frostschutzberegnung.

Universität (TH) Karlsruhe

Habilitation

ADRIAN, Gerhard: Zur Dynamik des Windfeldes über orographisch gegliedertem Gelände.

Promotionen

GÖHR, Hermine: Numerische Simulation der tageszeitlichen Variation der Ausbreitung von Luftverunreinigungen über inhomogenem Gelände.

WETZEL, Gerald: Eignung der Infrarotspektroskopie zur Fernerkundung troposphärischer Spurengase.

Diplom-Hauptprüfungen

DOTZEK, Nicolai: Direkte numerische Simulation turbulenter Naturkonvektion in 2D und 3D.

LINDER, W.: Die Unwetter vom 21. und 22. Juli 1992. Fallstudien von Konvergenzlinien innerhalb einer Gesamtdarstellung der Wetterlage.

MESSINGER, Nicola: Höhenabhängige Atmosphärenkorrektur von AVHRR-Messungen zur Bestimmung von Landoberflächentemperaturen.

SCHMIDT, Monika: Ableitung von Vertikalprofilen ozonrelevanter Spurengase aus MIPAS-B-90 Messungen: Methode, Ergebnisse, Fehleranalyse.

SPRUNG, Detlef: Kontinuierliche Bestimmung der turbulenten Ozonflüsse in der bodennahen Grenzschicht mittels der Eddy-Korrelationstechnik.

WILMS, Walburga: Die Schadstoffbelastung im Bereich eines Flughafens, dargestellt anhand von Modellsimulationen.

Universität Kiel

Promotionen

BEHRENS, Klaus: Turbulente Windfluktuationen und vertikale Flüsse im Küstenvorfeld.

LINDAU, Ralf: Eine neue Beaufort-Äquivalentskala.

POETZSCH-HEFFTER, Christian: Einfluß von Wolken auf den Strahlungshaushalt der Erde berechnet mit dem ISCCP-C1-Datensatz.

Diplom-Hauptprüfungen

BÖHM, Gunnar: Der Einfluß der ISCCP-Wolkentypen auf das Klima der Erde. Untersuchungen mit einem Strahlungs-Konvektionsmodell.

FÜG, Carsten: Methoden zur Grenzschichtwasserdampfbestimmung aus Satellitendaten.

KÄHLER, Claudia: Globale Wolkendiagnose aus den Daten des International Satellite Cloud Climatology Project.

KLEIN, Monika: Untersuchung zur Parametrisierung von HANEY im Nordatlantik.

STOLTE, Sabine: Überprüfung der vom Europamodell analysierten Wind- und Druckfelder auf dem Nordatlantik.

THOMAS, Christian: Vergleich von Regenalgorithmen des Special Sensor Microwave/Imager.

Universität Köln

Promotionen

HAAK, Uwe: Variabilität der synoptischskaligen Aktivität außerhalb der Tropen unter klimatologischen Aspekten.

MARKUS, Frank: Untersuchungen der Streubreite des Ozonmischungsverhältnisses und der potentiellen Temperatur in der Stratosphäre mit Hilfe des Versetzungshöhen-Äquivalents.

MÖLDERS, Nicole: Wolkenparametrisierung für ein Chemie-Transport-Modell.

PETRY, Heribert: Zur Wahl der Anfangskonzentrationen für die numerische Modellierung regionaler troposphärischer Schadstoffelder.

SPERLING, Thomas: Langzeitdiagnose des Einflusses der tropischen 30-60-tägigen Madden-Julian-Oszillation auf die mittleren Breiten der Nordhemisphäre.

STENDEL, Martin: Diagnostische Studien zur Darstellung frontaler Strukturen in einem mesoskaligen Vorhersagemodell.

WEFERS, Johannes: Diagnose der mesoskaligen Sekundärzirkulation an mitteleuropäischen Kaltfronten auf der Grundlage isentroper numerischer Analysen.

Diplom-Hauptprüfungen

ACKERMANN, Ingmar: Aerosolbehandlung im EURAD-Modell unter besonderer Berücksichtigung der Bildung von Ammoniumnitrat-Aerosol.

ANGERMANN, Axel: Sturmszenarien und Schadenshäufigkeit von Stürmen über Deutschland.

BLAZEK, Ralf: Diagnostische Untersuchungen zum Haushalt der kinetischen Energie am Beispiel von fünf Stürmen des Winters 1989/90.

BRÜCHER, Wenzel: Synthetische Windklimatologien aus Bodenwindmessungen und mesoskaligen Strömungssimulationen.

EMPT, Thomas: Zur Anwendbarkeit von Transportalgorithmen im Kölner Modell der Mittleren Atmosphäre.

HENDRICKS, Johannes: Die Bestimmung der Häufigkeit von Tropopausenfaltungen mittels objektiver Identifikationsverfahren.

HERMEL, Thomas: Simulation von Fronten mit dem mesoskaligen meteorologischen Modell MM4.

HEUPEL, Markus: Die Bedeutung verschiedener Kohlenwasserstoffe für die Ozonbildung im EURAD-Gasphasenmechanismus.

JASBINSCHEK, Dieter: Statistik winterlicher Doppler-Sodar-Messungen in Köln.

KOCH, Wolfgang: Photo-Elektrischer Aitkenkernzähler für stationären Dauereinsatz - Konstruktion, Kalibration und Dauerregistrierung.

LIPPERT, Elmar: Biogene Emissionen: Einbindung natürlicher VOC's in das EURAD-Modell.

LORENZ, Heike: Die Variabilität bodennaher Ozonkonzentrationen verursacht durch großräumige Transporte während markanter Wettersituationen.

OLBERTZ, Eike: Polare stratosphärische Wolken und ihr Einfluß auf die Chemie des Ozonlochs.

SCHRÖDER, Franz: Konstruktion eines photoelektrischen Aitkenkernzählers für stationären Dauereinsatz.

SOGALLA, Martin: Barokline Instabilität und Zyklonenaktivität auf verschiedenen Zeitskalen - eine Darstellung in Beispielen.

TIPPKE, Joachim: Entwicklung und Anwendung eines Emissionsmodells für Simulationsrechnungen mit dem EURAD-Modell.

YUN, Won-Tai: Untersuchungen der Vorhersage-Ergebnisse des Global-Modells des DWD mit Hilfe energetischer Größen.

ZHENG, Sheng: Synoptische Störungen in den mittleren Tropen und deren Wechselwirkung mit den mittleren Breiten.

Universität Mainz

Habilitation

BOTT, Andreas: Theoretical and Numerical Investigations on the Physico-Chemical Microstructure of Radiation Fogs.

Promotionen

DREILING, Volker: Bestimmung von Größenverteilungen in Raum und Zeit aus integralen Parametern.

KOUTSENOGUII, Petr: Measurements of Remote Continental Aerosol in Siberia.

Diplom-Hauptprüfungen

DÖRING, Torsten: Vergleich verschiedener Advektionsverfahren und Sensitivitätsstudien im urbanen Bereich.

FLENDER, Martina: Vergleich verschiedener Parametrisierungsansätze für den turbulenten Austauschkoeffizienten in einem numerischen Grenzschichtmodell.

Universität München

Promotionen

ACKERMANN, Jörg: Anforderungen an ein Weltraumrückstreulidar zur Verbesserung von TOVS-Temperaturprofilen.

DETTEN, Yorck v.: Topographische Modifizierung barokliner Wellen und Drehimpulsbilanz der antarktischen Troposphäre.

FREY-BUNESS, Angelika: Ein statistisch-dynamisches Verfahren zur Regionalisierung globaler Klimasituationen.

POPP, Thomas: Korrektur der atmosphärischen Maskierung zur Bestimmung der spektralen Albedo von Landoberflächen aus Satellitenmessungen.

VÖLGER, Claudia: Die Bestimmung der spektralen Reflexionsfunktion natürlicher Oberflächen bei Verwendung der Reziprozität.

Diplom-Hauptprüfungen

DENGLER, Klaus: A three-layer numerical model of a tropical cyclone with parameterized convection.

HELLMEIER, Annette: The barotropic dynamics of tropical cyclone motion in a largescale deformation field.

HOH, Nikolaus: Meteorologische und luftchemische Aspekte im Umfeld des Großflughafens München II vor Aufnahme des Flugbetriebes.

LUCKNER, Ralf: Successive Corrections als Verfahren zur objektiven Analyse atmosphärischer Daten - Eine Anwendung im Rahmen des CLEOPATRA-Experiments 1992.

RICHTER, Harald: A Numerical and Experimental Study of the Dynamics of Concentrated Vortices.

SEILER, Thomas: Bestimmung von Sorptionsflüssen mit einer dynamischen Kammer.

SCHWEEN, Jan: Herleitung ortsspezifischer Stabilitätsfunktionen für den Bestand „Schachtenau" im Nationalpark Bayerischer Wald.

STOERMER, Joachim: Mischungsschichtmodell von Grenzschichten mit Stratusbewölkung über Land- und Meeresoberflächen.

VOGEL, Benedikt: Effekte feuchter Oberflächen bei der Fernerkundung der Bodenalbedo.

WEBERSTETTER, Claudia: Wärme-, Feuchte- und Aerosoltransport in einer wolkenbedeckten Grenzschicht während LOTREX/HIBE 89.

Universität Graz

Promotion

SKEDEL, Konstantin: A Regional 3DModel for the Ionosphere-Plasmasphere-System over Europe.

Diplom-Hauptprüfungen

PODMENIK, Gernot: Der Elektroneninhalt der Ionosphäre über Europa im Zeitintervall 1964-1969.

GRASSI, Herfried: Charakterisierung eines UV/VIS Spektrographens für bodengestützte Messungen atmosphärischer Spurengase mittels DOAS.

Universität Innsbruck

Promotion

PFAFF, Karlheiz: ^{2}H- und ^{18}O-Gehalte in den Niederschlägen in Abhängigkeit von der meteorologischen Situation im Bereich der Georg-von-Neumayer-Station, Antarktis.

Diplom-Hauptprüfungen

SCHMIDT, Erich: Untersuchung von Zyklogenesen im westlichen Mittelmeerraum, mit Hilfe des Konzeptes der Massenflußkonvergenzen beziehungsweise Massenflußdivergenzen.

SPAN, Nobert: Untersuchung der Dynamik des Hintereisferners zwischen 1894 u. 1992.

STALLER, Martin: Untersuchung von Zyklogenesen im westlichen Mittelmeerraum mit Hilfe des Konzeptes der potentiellen Vorticity.

Universität Wien
Institut für Meteorologie und Geophysik

Promotionen

WEILGUNI, Viktor: Langfristvorhersage mittels relativer Wirbelgrößen.

SCHEIFINGER, Helfried: Particulate Climatology of the South African Highveld.

Diplom-Hauptprüfungen

BENDL, Karin: Auswertung der Segelflug-WM 1989.

HASLINGER, Annemarie: Ein einfaches Modell des vertikalen Eddy-Impulsflusses.

JARITZ, Martina: Meeresoberflächentemperaturen - ihr Beitrag zur Witterung an Küstenstationen.

RUHSAM, Markus: Konvektive mesoskalige Phänomene (Österreich und relevante Umgebung) satellitensynoptisch quantitativ und qualitativ untersucht.

SCHWARZL, Ingeborg: Anwendung des Wetterlagen-Niederschlags-Modells nach Lauren Hay et al. im österreichischen Alpengebiet.

TIESNER, Andreas: Temperaturverhältnisse in der Hermannshöhle (Kirchberg am Wechsel) (Hinweise auf komplexes Höhlenwetter).

Universität für Bodenkultur Wien
Institut für Meteorologie und Geophysik

Habilitation

MURSCH-RADLGRUBER, Erich: Beiträge zur Analyse kleinräumiger komplexer Strömungsstrukturen.

Promotion

FRANZINI, Elena: Agrarmeteorologische Untersuchungen an Pferdebohne (Vicia faba L.) und Sojabohne (Glycine max (L.) Merr.) anhand zweier Pflanzen - Wachstumssimulationsmodelle.

Diplom-Hauptprüfungen

KRUMPHOLZ, Thomas: Vorarbeiten für ein Modell zur Einbindung des Klimas in die Landschaftsplanung.

WAGENTRISTL, Helmut: Wärmeverluste von Maiskolben-Trocknungsanlagen.

ETH Zürich

Promotionen

BADER, Jürg: Ein zweidimensionales Modell mit variabler horizontaler Auflösung zu Simulationen von Cumuluswolken: Aufbau und Anwendungen.

LÜTHI, Daniel: Mesoskalige diabatische und orographische Anregung atmosphärischer Strömungen: Theoretische Untersuchungen und numerische Simulationen.

TRÜB, Jürg: Dynamical aspects of flow over alpine-scale orography: A modeling perspective.

SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimatologie. Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer 1994, 436 S., 166 Abb., 27 Tab., 36,80 DM, ISBN 3-8252-1793-0 (UTB), ISBN 3-8001-2676-1 (Ulmer). UTB 1793.

Dem Autor ist voll zuzustimmen, wenn er die Klimatologie wegen der Bedeutung des Klimas in den verschiedenen Bereichen der menschlichen Gesellschaft wie auch ggf. für die Zukunft der Menschheit als eine der wichtigsten Wissenschaften bezeichnet. Die sozialen Bedingungen des Menschen, Ökonomie wie Ökologie stehen in engem Zusammenhang mit dem Klima und seinen möglichen Veränderungen, für die anthropogene Ursachen immer stärker verantwortlich gemacht werden müssen. Die 2. Weltklimakonferenz 1990 in Genf und die Konferenz der UN über Umgebung und Entwicklung 1992 in Rio de Janeiro haben die Bedeutung der intensiven Erforschung der Klimaprozesse zur Beseitigung bestehender Unsicherheiten wie die Notwendigkeit politischer Entscheidungen zur Verhinderung schädlicher Klimaänderungen anerkannt. Nicht zuletzt unter dem Druck zunehmender Gefahren für das Klima hat die Klimatologie in den letzten Jahren wesentlichen Aufschwung genommen. Das betrifft die Betrachtung des Klimas als Klimasystem aus Komponenten mit verschiedenem räumlichen und zeitlichen Scale, die Fortschritte auf dem Gebiet der Klimamodellierung und der Entwicklung von Klimaszenarien wie auch die zunehmenden Einblicke in die Klimageschichte als Grundlage für weitere Erkenntnisse über die Ursachen von Klimaänderungen.

Das vorliegende Lehrbuch, das sich an Studenten und Wissenschaftler der verschiedensten mit dem Klimaproblem befaßten Fachrichtungen wendet, behandelt die neuen klimatologischen Ergebnisse in verständlicher Form. Ausgehend von den Grundbegriffen und Definitionen von Klima und Klimasystem werden zunächst die Grundlagen des empirischen Klimas – einschließlich eines kurzen Abrisses über statistische Analysemethoden – sowie die physikalischen Grundlagen dargelegt. Die Zirkulation der Atmosphäre, des Ozeans und von Kryosphäre und Lithosphäre sind Inhalt weiterer Kapitel. Der Abschnitt „Charakteristika der Klimaelemente" gibt einen Überblick über die globalen Verteilungen der wichtigsten Klimaelemente, das Kapitel „Klimasynopsis" behandelt Klimadiagramme, -klassifikationen und -modelle. Die folgenden Kapitel beschäftigen sich mit der Bioklimatologie, der Klimageschichte sowie der anthropogenen Klimabeeinflussung. Die abschließenden Kapitel „Querverbindungen" und „Lehren der Vergangenheit – Aufgaben der Zukunft" heben nochmals die grundlegende Bedeutung klimatologischer Erkenntnisse und ihre Berücksichtigung in gesellschaftlichen Entscheidungsprozessen hervor.

Das Buch enthält zahlreiche sehr instruktive Abbildungen und Tabellen. Es wird ergänzt durch ein umfangreiches, auf neuestem Stand befindliches Literaturverzeichnis zur allgemeinen Klimatologie und zu weiteren Spezialgebieten, ein Abkürzungs- und Symbolverzeichnis, Zusammenstellungen von Maßeinheiten und Umrechnungsformeln, Klimatabellen einer ganzen Reihe von Stationen der Erde sowie eine Chronologie der El-Nino-Ereignisse.

Das Buch stellt eine Bereicherung der Literatur auf dem Gebiet der modernen Klimatologie dar, indem es nicht nur Wissen, sondern auch Verständnis für die Klimaproblematik vermittelt.

G. Götschmann

ROEDEL, Walter: Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre. Springer-Verlag 1992, 457 S., 172 Abb. ISBN 3-540-54285-X.

Lassen Sie mich mit einem Stoßseufzer beginnen: Auch (oder gerade?) im Umweltbereich ist die Literaturflut kaum noch überschaubar!

Das hier vorzustellende Buch verdankt seine Entstehung einer soliden Basis: Es ist aus einer 2-semestrigen Vorlesung im Rahmen des Wahlfachs Umweltphysik an der Universität Heidelberg hervorgegangen. Hierzu eine Bemerkung: Jeder Lehrende weiß um den Zwang, aber auch um den Gewinn der ständigen Rückkopplung mit seinem Auditorium. Von dieser Wechselwirkung profitiert zweifellos auch diese Darstellung der „Physik unserer Umwelt". Bei ihrer Konzeption stand von vornherein der Gedanke Pate, später daraus ein Lehrbuch zu gestalten. Die Intention ist gelungen: Das Buch umspannt ein breit gefächertes Themenspektrum. Um 3 Begriffe willkürlich herauszugreifen: Über das El-Niño-Phänomen (bzw. ENSO) wird ebenso berichtet wie über die Monin-Obuchow-Länge und den Bulk-Transferkoeffizienten. Die Darstellung vereint über weite Strecken ihres Inhalts Merkmale eines Lehrbuchs sowohl der Allgemeinen als auch der Dynamischen Meteorologie; eine kurze Inhaltsübersicht mag dies belegen:

Das Buch ist insgesamt in 10 Kapitel aufgegliedert. Es beginnt mit Strahlung und Energie im System Atmosphäre/Erdoberfläche, behandelt danach die vertikale Struktur der Atmosphäre und leitet dann zur Atmosphärischen Dynamik mit dem Schwerpunkt Atmosphärische Zirkulation über. Niederschlag, Wasserkreislauf und Klimazonen beschließen die 1. Hälfte. Der 2. Teil des Buches behandelt umweltrelevante Aspekte der Physik der Atmosphäre, in erster Linie also Diffussion und Turbulenz, freie Konvektion, klimarelevante Spurengase, Aerosole und Klimaänderungen sowie ihre Nachweise mittels Modellsimulationen.

Im Vordergrund der Abhandlung stehen „nachvollziehbare physikalische Begründungen atmosphärischer Prozesse" (Zitat des Autors). Der Verfasser war aus 2 Gründen gut beraten, vor der Abfassung einzelner Kapitel den „Austausch" mit einer Reihe von Kapazitäten, u. a. Hans-Walter Georgii (Meteorologe), Christian Junge (Atmosphärische Chemie) und Hans Oeschger (Klimaänderungen) su suchen: Erstens konnte er damit die für die Behandlung eines so komplexen Themas zu fordernde Interdisziplinarität gewährleisten, und zweitens widerstand er so der Versuchung einzelkämpferischer Isolation.

Die Herkunft, besser der Entstehungsgang, des Buches definiert zugleich den Adressatenkreis; es wendet sich an Studenten der Physik, der Meteorologie und anderer Geowissenschaften, bietet aber auch „fertigen" Wissenschaftlern aus diesen Disziplinen profunde Orientierungshilfen an. Ein Indiz für die wissenschaftliche Kompetenz der Darstellung sind auch die annähernd 300 Literatur- und Quellenhinweise. Sie versetzen den Leser in die Lage, selbst zu entscheiden, wo und zu welchem Grade er sein Wissen über atmosphärische Umweltphysik vertiefen will.

H.-G. Matthäus

(Inzwischen erschien eine erweiterte 2. Auflage)

MALBERG, H.: Meteorologie und Klimatologie. Eine Einführung. 2., überarb. Aufl., Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag 1994. XII, 332 S., 171 Abb., ISBN 3-540-57178-7, DM 68,–.

Die 1. Auflage dieses Lehrbuches, das sich insbesondere an Studenten und interessierte Laien wendet, wurde 1985 veröffentlicht. Da das Buch – auch ohne ein Detail-

verständnis der theoretischen Ableitungen vorauszusetzen - einen guten Überblick über wichtige Grundlagen der Meteorologie liefert, wurde und wird es nach eigenen Erfahrungen viel genutzt. Das Erscheinen einer 2. Auflage ist zu begrüßen.

Gegenüber der 1. Auflage gibt es keine grundlegenden Änderungen. Das Buch enthält dieselbe Einteilung der Kapitel, wobei sich die Kapitel 2 bis 5 zunächst mit der Atmosphäre und ihren Zustandsgrößen, mit Strahlung, Luftbewegung sowie Wolken und Niederschlag befassen. Die Kapitel 6 bis 10 beinhalten Darlegungen zu Luftmassen und Frontalzonen, Zyklonen und Antizyklonen, den konventionellen meteorologischen Beobachtungen, der Wettervorhersage und der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation. Fragen der Klimatologie (Klimadefinitionen und -klassifikationen, Klimaschwankungen, kleinräumige Windsysteme, Stadtklima) werden in den Kapteln 11 bis 14 behandelt. Das Buch schließt mit den Problemen der anthropogenen Beeinflussung des Klimas und den Möglichkeiten der Wetterbeeinflussung in den Kapiteln 15 und 16.

Neue Unterkapitel gegenüber der 1. Auflage stellen wichtige Ergänzungen dar. Das betrifft die zusätzlichen Erläuterungen zum „Turbulenzkonzept" sowie zur Planetaren Grenzschicht (Kapitel 4), zur Theorie der Frontogenese (Kapitel 6) und zu orographisch induzierten Zyklonen (Kapitel 7).

Wesentlich ist darüber hinaus die in der Einleitung erfolgte Aufnahme der Luftchemie in die Grundlagenbereiche der Meteorologie, wobei sich daraus die erweiterte Definition der Meteorologie als Physik und Chemie der Atmosphäre ableiten sollte.

Die die Luftchemie betreffenden Kapitel bzw. Unterkapitel über den anthropogenen Einfluß auf die Ozonverteilung (3.4), den CO_2-Gehalt (12.5) sowie die Emission von SO_2 und weiterer Luftverunreinigungen (15) wurden nach dem heutigen Kenntnisstand aktualisiert.

Leider enthält das Literaturverzeichnis kaum neuere Literaturhinweise.

G. Götschmann

FLEMING, J. R.; GOODMAN, R. E. (Ed.): International Bibliography of Meteorology. From the Beginning of Printing to 1889. Upland, Pennsylv.: Diane Publishing Company 1994, 703 S. ISBN 0-941375-040-4, ca. 320,- DM.

Diese Bibliographie ist eine Neuauflage (kein Reprint) einer um 1890 unter der Federführung des US-Wetterdienstes erarbeiteten Bibliographie, die seinerzeit in vier Bänden erschien und heute nur noch in wenigen Bibliotheken in brauchbarem Zustand zu finden ist. Dank eines kompakten zweispaltigen Satzes konnten die 16.000 Literaturzitate in einem Band konzentriert werden. Er ist entsprechend der ursprünglichen Bandeinteilung in vier Teile gegliedert: Temperatur, Feuchtigkeit (einschl. Wolken und Niederschlag), Wind und Stürme.

Die Bibliographie, die die gesamte meteorologische Literatur vor 1889 aus vielen Ländern umfaßt, muß sowohl hinsichtlich ihres Inhalts als auch ihrer Entstehung als international bezeichnet werden. Namhafte Wissenschaftler leisteten Beiträge zu dieser Literatursammlung, in Amerika Cleveland Abbe, in Europa Gustav Hellmann und der Herausgeber des Monthly Meteorological Magazine, G. T. Symons sowie viele andere.

An den Literaturzitaten, die bis ins 16. Jahrhundert zurückgehen und von denen 10% aus der Zeit vor 1750 stammen, sieht man, daß Deutsch und Französisch sowie auch andere Sprachen noch gleichberechtigte Wissenschaftssprachen neben dem Englischen waren.

Das Werk enthält eine mit Quellenangaben ausgestattete historische Einführung, die auch einen Einblick in die ersten Ansätze zur systematischen Literaturerschließung im 19. Jahrhundert gibt. Sie ist eine Fundgrube für jeden, der Interesse für die frühe Literatur hat. Deshalb sollte sie in keiner Fachbibliothek, die einen meteorologischen oder umweltwissenschaftlichen Bezug hat, fehlen.

H.-D. Kirch

LIEDTKE, H.; MARCINEK, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. Gotha: J. Perthes 1994 559 S. ISBN 3-623-00840-0.

Dieses Lehrbuch ist die erste Darstellung der physischen Geographie von ganz Deutschland nach der Wiedervereinigung. Es beginnt mit einem fast 100 Seiten umfassenden Kapitel über das Klima Deutschlands. Kapitel über die Oberflächenformen, die oberirdischen Gewässer, das Grundwasser, die Vegetation und Böden Deutschlands schließen sich an. Es folgen ausführliche regionale Teile.

Das Kapitel über das Klima enthält neben einer Darstellung der Zusammenhänge zwischen der Zirkulation der Atmosphäre und dem Witterungscharakter Beschreibungen des Klimas der großen Landschaftsräume. Dem Text sind zahlreiche Tabellen und Graphiken sowie einzelne Karten beigegeben. Das Literaturverzeichnis hebt Werke, die weiterführende Literatur enthalten, besonders hervor. Ein Orts- und Sachregister rundet das Werk ab.

H.-D. Kirch

METTERNICH, P.: Klimarelevante Beobachtungen in Deutschland. Ein Informationskatalog über Meßprogramme und Datenkollektive. Karlsruhe: Kernforschungszentrum Karlsruhe GmbH, Abt. f. Angewandte Systemanalyse 1993. 1. Ausg.

Diese erste, sicherlich noch etwas unvollständige, aber dennoch wertvolle, Bestandsaufnahme klimarelevanter Daten in Deutschland wurde vor dem Hintergrund der Forderungen der 2. Weltklimakonferenz nach einem globalen Klimabeobachtungssystem erarbeitet. Das Werk enthält keine Daten. Es gibt aber Auskunft darüber, wer in Deutschland welche Daten mißt, welche Datenkollektive vorhanden sind, wie man Zugriff auf die Daten erhält. Es gibt den Stand der Erhebungen vom 31. Dezember 1992 wieder. Eine erweiterte und aktualisierte Ausgabe ist in Arbeit.

H.-D. Kirch

METEOROLOGICKY SLOVNIK & Vykladovy Terminologicky. Meteorologisches Wörterbuch mit Erklärungen. Prag 1993, 594 S. ISBN 80-85368-45-5.

Es handelt sich um ein mehrsprachiges meteorologisches Lexikon, in dem die Erklärungen der Fachbegriffe in tschechischer Sprache abgefaßt sind. Es enthält über 4000 durchnumerierte Stichwörter mit ihren Entsprechungen in Slowakisch, Englisch, Französisch, Deutsch und Russisch. Im Aufbau ähnelt es dem in Promet 1/2 '87, S. 60 besprochenen ungarischen Lexikon.

H.-D. Kirch

KRÜGER, Lutz: Wetter und Klima. 211 S.; mit 65 Abbildungen, davon 22 in Farbe. Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York 1994. DM 29.80.

Die umfangreiche Palette anschaulicher Darstellungen über Wetter und Klima ist um ein weiteres Exemplar bereichert worden. Der Untertitel: „Beobachten und verstehen" macht klar, worauf es dem Autor in erster Linie ankommt. Die Aufnahme in das Programm des internationalen Wissenschaftsverlags SPRINGER ist ein gutes Indiz für Qualität und Fachkompetenz. Das Buch ist für Menschen geschrieben, die wissen wollen, was die Wetter- und Klimawelt "im Innersten zusammenhält". Die „interdisziplinäre" Herkunft des Verfassers (Studium der Germanistik, Philosophie, Geographie, Mineralogie und Geophysik) erweist sich als Gewinn für den (potentiellen) Leserkreis: Angesprochen sind zunächst einmal ganz allgemein Menschen mit Interesse und Freude an Naturvorgängen. Gut bedient sind vor allem

„meteorologische Seiteneinsteiger"; hierunter verstehe ich Angehörige nichtmeteorologischer Berufe (Kaufleute, Betriebswirtschaftler, Ingenieure, Informatiker, Juristen etc.), die für ihre Tätigkeit meteorologische Grundkenntnisse benötigen. Beim Studium der anregenden, manchmal unterhaltenden Darstellung wird einmal mehr deutlich, wie vielfältig und komplex Wetter und Klima das Leben der Menschen beeinflussen.

Das Buch besteht aus 25, meist kurzen Kapiteln. Zu Beginn des Buches erfahren die Leser, welche Rolle die Sonneneinstrahlung, die an den Wasserdampf geknüpften Meßgrößen sowie seine Verteilung in der Atmosphäre, die Wolkenbildung und andere markante Wettererscheinungen, z. B. Gewitter, Nebel, Smog und Glatteis spielen. Sie lernen in weiteren Kapiteln die Auswirkungen von lokalen, überwiegend orographisch bedingten Zirkulationen, planetarischen Windsystemen, Hoch- und Tiefdruckgebieten, Warm- und Kaltfronten abzuschätzen, aber auch mit Großwetterlagen, Klimazonen und dem Problem der numerischen Wettervorhersage umzugehen.

Die zum Verständnis der physikalischen Sachverhalte benötigten meteorologischen Begriffsbestimmungen und Grundbegriffe werden in einem Glossar im Anhang definiert und erläutert, damit Leser ohne meteorologische Vorkenntnisse nicht von vornherein ausgeschlossen bleiben. Aus dem selben Grund wurde auch konsequent auf Formeln verzichtet. Die damit erreichte Vereinfachung zu Lasten der Präzision ist aber das allen populärwissenschaftlichen Darstellungen gemeinsame Dilemma; es sollte den Leser daher nicht weiter beunruhigen. Zwei Beispiele: Die Beschreibung des Land-/Seewind-Mechanismus hätte noch genauer den tageszeitabhängigen Vertikalströmungen (bzw. den sie verursachenden Luftdruckeffekten) und ihren Anteilen an der eigentlichen Land-/Seewind-Zirkulation Rechnung tragen können. Und wer versucht, die numerische Wettervorhersage, deren Kern ja bekanntlich in der mathematischen Integration eines Systems von überwiegend nichtlinearen Differentialgleichungen besteht, formelfrei erklären zu wollen, der steht von vornherein auf verlorenem Posten.

Wer jedenfalls wissen will, wie Hoch- und Tiefdruckgebiete entstehen und welche Wettererscheinungen damit verbunden sind, wie Wind und Wolken zustande kommen und vor allem, wie man eine Fernsehwetterkarte „liest" und interpretiert, der findet in dem auch äußerlich ansprechenden Buch allemal die benötigte Information.

H.-G. Matthäus

MOBBS, S. D.; KING, J. C. (Ed.): Waves and turbulence in stably stratified flows. Oxford: Clarendon Press 1993, 465 S. ISBN 0-19-853661-5.

ZILITINKEVICH, S. S.: Turbulent penetrative convection. Aldershot . . . : Avebury Technical 1991, 179 S. ISBN 1-85628-186-8.

HOFFMANN, G. R.; KAURANNE, T. (Ed.): Parallel supercomputing in atmospheric science. Singapore . . . : World Scientific 1993, 532 S. ISBN 981-02-1429-4.

KESHAVAMURTY, R. N.; SANKAR RAO, M.: The physics of monsoons. New Delhi . . . : Allied Publishers Ltd. 1992, 199 S. ISBN 81-7023-325-9.

NEMEC, J. u. a. (Ed.): Prediction and perception of natural hazards. Dordrecht . . . : Kluwer 1993, 212 S. ISBN 0-7923-2355-6.

GURNEY, R. J. u. a.: Atlas of satellite observations related to global change. Cambridge University Press 1993, 470 S. ISBN 0-521-43467-X.

KORVIN, G.: Fractal models in the earth science. Amsterdam . . . : Elsevier 1992, 396 S. ISBN 0-444-88907-8.

GILLE, J. C,; VISCONTI, G. (Ed.): The use of EOS for studies of atmospheric physics. Amsterdam . . . : North Holland 1992, 579 S. ISBN 0-444-89896-4.

BURROUGHS, W. J.: Die Weltwettermaschine. Satellitentechnik, Wettervorhersage und Klimaveränderungen. Basel . . . : Birkhäuser 1993, 232 S. ISBN 3-7643-2786-3. Übers. a. d. Engl.

CRUTZEN, P. J.; GOLDAMMER, J. G. (Ed.): Fire in the environment. The ecological, atmospheric and climatic importance of vegetation fires. Chichester . . . : J. Wiley 1993, 400 S. ISBN 0-471-93604-9, ES 13.

HOBBS, P. V. (Ed.): Aerosol-cloud-climate interaction. San Diego . . . : Academic Press 1993, 233 S. ISBN 0-12-350725-1. Intern. Geophys. Ser. Vol. 54.

HOUZE, R. A.: Cloud dynamics. San Diego . . . : Academic Press 1993, 570 S. ISBN 0-12-356880-3. Intern. Geophys. Ser. Vol. 53.

PELTIER, W. R. (Ed.): Ice in the climate system. Berlin . . . : Springer 1993, 673 S. ISBN 3-540-57167-1. NATO ASI Ser. 1, Vol. 12.

AZAD, R. S.: The atmospheric boundary layer for engineers. Dordrecht . . . : Kluwer 1993, 565 S. ISBN 0-7923-2187-1. Fluid mechanics and its applications Vol. 17.

WILLEBRAND, J.; ANDERSON, D. (Ed.): Modelling oceanic climate Interactions. Berlin . . . : Springer 1993, 472 S. ISBN 3-540-56855-7. NATO ASI Ser. 1, Vol 11.

BERGER, A.: Le climat de la terre. Brüssel: De Boeck-Wesmael 1992, 479 S. ISBN 2-8041-1497-X.

O'KANE, J. Ph. (Ed.): Advances in theoretical hydrology. Amsterdam . . . : Elsevier 1992, 254 S. ISBN 0-444-89831-X.

MOONEY, H. A. u. a. (Ed.): Earth system responses to global change. Contrasts between North and South America. San Diego . . . : Academic Press 1993, 365 S. ISBN 0-12-505300-2.

MAIDMENT, D. R. (Ed.): Handbook of hydrology. New York . . . : McGraw-Hill 1993. ISBN 0-07-039732-5.

JACKSON, M. T. u. a. (Ed.): Climate change and plant genetic resources. London . . . : Belhaven 1990, 190 S. ISBN 1-85293-102-7.

PEARMAN, G. I. (Ed.): Limiting greenhouse effects. Controlling carbon dioxide emissions. Chichester . . . : Wiley 1992, 631 S. ISBN 0-471-92945-X.

KAISER, H. M. u. a. (Ed.): Agricultural dimensions of global climate change. Delray Beach: St. Lucie Press 1993, 311 S. ISBN 0-9634030-3-6.

THRANE, E. V. (u. a.): Coupling processes in the lower and middle atmosphere. Dordrecht . . . : Kluwer 1993, 410 S. ISBN 0-7923-2127-8.

JAMES, I. N.: Introduction to circulating atmospheres. Cambridge University Pr. 1994, 422 S. ISBN 0-521-41895-X.

JONES, H. G.: Plants and microclimate. A quantitative approach to environmental plant physiology. Cambridge Univ. Pr. 1992, 428 S. 2nd ed. ISBN 0-521-41502-0.

MALANOTTE-RIZZOLI, P.; ROBINSON, A. R. (Ed.): Ocean processes in climate dynamics. Global and mediterranean examples. Dordrecht . . . : Kluwer 1994, 437 S. ISBN 0-7923-2624-5. NATO ASI Ser. C, Vol. 419.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J.: Atmospheric boundary layer. Their structure and measurement. Oxford Univers. Pr. 1994, 289 S. ISBN 0-19-506239-6.

YOUNG, K. C.: Microphysical processes in clouds. Oxford Univers. Pr. 1993, 427 S. ISBN 0-19-507563-3.

KHALIL, M. A. K. (Ed.): Atmospheric methane. Sources, sinks, and role in global change. Berlin . . . : Springer 1993, 561 S. ISBN 3-540-54584-0. NATO ASI Ser. I, Vol. 13.

TEVINI, M. (Ed.): UV-B radiation and ozone depletion. Effects on humans, animals, plants, microorganisms, and materials. Boca Raton . . . : Lewis Publ. 1993, 248 S. ISBN 0-87371-911-5.

STEWART, I.: Spielt Gott Roulette? Frankfurt a. M.: Insel 1993, 325 S., ISBN 3-458-33243-X, it 1543.

VARLET-GRANCHER, C. u. a. (Ed.): Crop structure and light microclimate. Characterization and applications. Paris 1993, 516 S. ISBN 2-7380-0448-2.

STEPHENS, G. L.: Remote sensing of the lower atmosphere. An introduction. Oxford University Press 1994, 523 S. ISBN 0-19-508188-9.

NEWMAN, L. (Ed.): Measurements challenges in atmospheric chemistry. Washington: American Chemical Society 1993, 407 S. ISBN 0-8412-2470-6.

ASNANI, G. C.: Tropical meteorology. Vol. 1 u. 2. Pune (India): G. C. Asnani 1993, 1202 S. ISBN 81-900400-2-2.

HEIMANN, M. (Ed.): The global carbon cycle. Berlin . . . : Springer 1993, 599 S. ISBN 3-540-54586-7. NATO ASI Ser. I, Vol. 15.

BIGGS, R. H. u. a. (Ed.): Stratospheric ozone depletion. UV-B radiation in the biosphere. Berlin . . . : Springer 1994, 358 S. ISBN 3-540-57810-2. NATO ASI Ser. I, Vol. 18.

ZEPP, R. G. (Ed.): Climate-biosphere interactions. New York . . . : Wiley 1994, 303 S. ISBN 0-471-58932-2.

SIMPSON, J. E.: Sea breeze and local winds. Cambridge Univ. Pr. 1994, 234 S. ISBN 0-521-45211-2.

LAEVASTU, T.: Marine climate, weather and fisheries. New York . . . : Wiley 1993, 204 S. ISBN 0-470-22049-X.

DOGNIAUX, R. (Ed.): Prediction of solar radiation in areas with a specific microclimate. Dordrecht . . . : Kluwer 1994, 107 S. ISBN 0-7923-2596-6.

GRIFFITH, J. F. (Ed.): Handbook of agricultural meteorology. Oxford Univ. Pr. 1994, 320 S. ISBN 0-19-506240-X.

EMANUEL, K. A. (Ed.): The representation of cumulus convection in numerical models. Boston: AMS 1993, 246 S. ISBN 1-878220-13-6. Meteorological Monographs Vol. 24, No. 46.

LORENZ, E. N.: The essence of chaos. London: UCL Pr. 1993, 227 S. ISBN 1-85728-187-X.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.: Human impacts on weather and climate. Ft. Collins: ASTeR Pr. 1992, 288 S. ISBN 0-9625986-1-5. Geophys. Science Ser. Vol. 2.

International Energy Agency (Ed.): Cars and climate change. Paris 1993, 236 S. ISBN 92-64-13804-8.

JOUSSAUME, S.: Climat d'hier a demain. Paris: CNRS Ed. 1993, 143 S. ISBN 2-271-05066-9.

GEORGE, D. J.: Meteorology. Expedition field techniques. 2nd Ed. London: Expedition Advisory Center 1992, 146 S. ISBN 0-907649-35-1.

MACKEE, D. J. (Ed.): Tropospheric Ozone. Human health and agricultural impacts. Boca Raton . . . : Lewis 1994, 333 S. ISBN 0-87371-475-X.

DING, Y.: Monsoons over China. Dordrecht . . . : Kluwer 1994, 419 S. ISBN 9-7923-1757-2. Atmospheric Sciences Library Vol. 16.

Zeitschriften und Schriftenreihen

Arbeitsergebnisse. Deutscher Wetterdienst, Abt. Forschung, Offenbach a. M., Nr. 1 1993.

Geophysical Report. European Geophysical Society, Katlenburg-Lindau, Nr. 1 1994.

Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe A Meteorologie. Zentrum f. Meeres- u. Klimaforschung, Hamburg, Nr. 1 1992.

PIK Reports. Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam. Nr. 1 1994.

Nachtrag zu '100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam'

Tabelle 1 Auf Weltausstellungen ausgestellte Geräte des Meteorologischen Observatoriums Potsdam, hergestellt bei der Firma R. Fuess, Berlin-Steglitz

Ort/Jahr	ausgestellte Geräte	Bemerkungen
Chicago 1893	Waagebarograph Sprung-Fuess	„am häufigsten benutzt in Europa" (Shaw 1926)
	registrierender Windmesser Sprung-Fuess	
	registrierender Regenmesser Sprung-Fuess	
	Assmannsches Aspirationspsychrometer mit Tropenausrüstung	laut Tätigkeitsbericht von 1893
Paris 1900	„mehrere wertvolle Registrierapparate" und eine „große Zahl von Instrumenten, die für andere Observatorien nach den Angaben der Professoren Dr. Sprung und Dr. Eschenhagen konstruiert worden waren."	Das Zitat stammt aus dem Bericht über die Tätigkeit des Königlichen Preußischen Meteorologischen Instituts im Jahre 1900, Berlin 1901
St. Louis 1904	Wind-Registrierapparat für entlegene Stationen von R. Fuess	
	Registrierwaage mit Laufgewicht, zunächst als Niederschlags- und Verdunstungsapparat montiert, v. R. Fuess	laut Tätigkeitsbericht von 1903

Tabelle 2 Bedeutende Instrumentenentwicklungen oder -verbesserungen, zusätzlich von denen der Tabelle 1, am Meteorologischen Observatorium Potsdam. Die Zusammenstellung basiert z. T. auf Kleinschmidt (1935) und Foitzik und Hinzpeter (1958)

Forschungsgebiet	Gerät	Autor/Jahr	Bemerkungen
Wolkenmorphologie und -forschung und Luftelektrizität	automatischer Wolkenautomat	A. Sprung 1899	
	großer Scholzscher Kondensationskernzähler	J. Scholz 1931	hergestellt bei G. Schulze, Potsdam „von Zeit zu Zeit wurden verschiedene Modifikationen und Verbesserungen des originalen Aitken-Kernzählers vorgenommen, insbesondere von Scholz (1931, 1932), der zwei weitverbreitete Zähler einführte, die seinem Namen trugen." (FLETCHER 1962)
	kleiner Scholzscher Kondensationszähler		
Atmosphärische Strahlung	Michelson-Marten Pyrheliometer	W. Marten 1913	hergestellt bei G. Schulze, Potsdam später bei Mating und Wiesenburg, Potsdam Marten's wesentliche, zunächst technische Verbesserungen wurden durch die, zumindest im deutschsprachigen Raum, gebräuchliche Bezeichnung Michelson-Marten-Pyrheliometer gewürdigt
	Michelson-Büttner	K. Büttner 1930	hergestellt bei Günther und Tegetmeyer GmbH Von geringem Gewicht und daher für Feld- und Flugzeugeinsatz geeignet
	Linke-Feußner-Panzeraktinometer (Pyrheliometer)	K. Feußner 1932	seit 1934 hergestellt bei Kipp und Zonen, Niederlande
	Quarzglaspyrheliometer	K. Feußner 1936	
	Schwarzflächenpyranometer	F. Albrecht 1931	hergestellt bei Günther und Tegetmeyer
	Doppelthermometer Albrecht-Kalitin	F. Albrecht 1927	
	Pyrradiometer	F. Albrecht 1933	
	Strahlungsbilanzmesser	F. Albrecht 1933	„Die Methode der Messung mittels zweier geschwärzter und thermisch isolierter Platten wurde für verschiedene der modernen 'net pyrradiometer' genutzt (COULSON 1975)
	Temperaturbildgerät (Wärmekamera)	F. Albrecht (1945(?)	Das „Temperaturbildgerät" mit dem Kodenamen Potsdam wurde auf Anforderung von Militärs entwickelt und ist einer der ersten Versuche der Infrarotthermographie. Unveröffentlichtes Manuskript bei F. Albrecht's Sohn, Dr.-Ing. Hans J. Albrecht, Bonn
	UV-Pyranometer	K. H. Grasnick 1958	
	UV-Dosimeter	K. H. Grasnick 1966	hergestellt in der Observatoriumswerkstatt
Atmosphärische Akustik	registrierendes Schallstärkegerät	W. Kühl 1925	Das als „Undograph" bezeichnete Gerät wurde zwischen 1924 und 1929 bei Pridat, Potsdam, hergestellt
Turbulenz und Wärmeaustausch	Hitzdrahtanemometer	F. Albrecht 1930	
	elektrisches Vertikalanemometer	F. Albrecht 1932	
	Horizontalpsychrometer	W. Bohmann, 1985 T. Foken	Beide Geräte als auch ein IR-Hygrometer und zwei Anemometerentwicklungen wurden für mikrometeorologische Messungen entwickelt und in nationalen und internationalen Feldeinsätzen getestet
	Vertikalpsychrometer	W. Baum 1990 u. a.	
	Turbulenzmeßgerätekomplex	G. Mücket 1984, 1989	

Tabelle 3 Monographien und Textbücher (ohne Handbuchartikel) von Mitarbeitern des Observatoriums. Mit * bezeichnete Autoren waren nicht Mitarbeiter des Observatoriums

Autor	Titel	Verlag	Jahr
Kähler, K.	Luftelektrizität	W. de Gruyter & Co. Berlin und Leipzig	1. Auf. 1913 2. Aufl. 1921
Hann*, J. und R. Süring	Lehrbuch der Meteorologie	Chr. Herm. Tauchwitz, Leipzig	4. Aufl. 1926
		Willibald Keller, Leipzig	5. Aufl. 1. Band 1939
		S. Hirzel, Leipzig	2. Band 1951
Kähler, K.	Einführung in die atmosphärische Elektrizität	Gebr. Bornträger, Berlin	1929
Süring, R.	Die Wolken	Akad. Verlagsges., Leipzig	1936 2. Aufl. 1940 3. Aufl. 1950
Kähler, K.	Wolken und Gewitter	Barth, Leipzig	1940
v. Kilinski, E.	Lehrbuch der Luftelektrizität	Akad. Verlagsges. Geest & Portig, Leipzig	1958
Foitzik*, L. und H. Hinzpeter	Sonnenstrahlung u. Lufttrübung	Akad. Verlagsges. Geest & Portig, Leipzig	1958
Spahn, I. und J. Seltmann (Hrsg.)	Fernerkundung der Erde aus dem Kosmos	Meteorologischer Dienst der DDR, Potsdam	1987
Feister, U.	Ozon, Sonnenbrille der Erde	Harry Deutsch, Thun, Frankfurt/Main	1990
Schäfer*, K. und D. Spänkuch	Middle Atmosphere of Venus (Veröffentlichungen des Forschungsberichtes Geo- und Kosmoswissenschaften d. Akad. d. Wiss. d. DDR, Heft 18)	Akademie Verlag Berlin	1990

Im Heft 1/2 '93 dieser Zeitschrift wurde ein kurzer Abriß der 100-jährigen Geschichte des Meteorologischen Observatoriums Potsdam (SPÄNKUCH 1993) gegeben. Inzwischen erschien auch in der im Selbstverlag des DWD herausgegebene Reihe „Geschichte der Meteorologie in Deutschland" als Band 2 „Die Geschichte des Meteorologischen Observatoriums Potsdam von H.-G. Körber (KÖRBER 1993). In beiden Arbeiten wird auf tabellarische Übersichten zu Geräteentwicklungen und Monographien von Mitarbeitern des Meteorologischen Observatoriums Potsdam verwiesen. Da diese Übersichten von allgemeinerem Interesse sein dürften, werden hier die vollständigen Tabellen wiedergegeben. Tabelle 1 gibt die auf den Weltausstellungen der Jahre 1893 bis 1904 im Observatorium in Zusammenarbeit mit der Firma R. Fuess, Berlin-Steglitz, entwickelten und gebauten meteorologischen Geräte. Diese Geräteentwicklungen trugen frühzeitig zu dem guten internationalen Ruf des Observatoriums bei. Tabelle 2 enthält bedeutende Instrumentenentwicklungen bzw. -verbesserungen des Observatoriums. Tabelle 3 gibt schließlich eine Zusammenstellung der von Mitarbeitern des Observatoriums, allerdings ohne Handbuchartikel, verfaßten bzw. editierten Monographien und Fachbücher.

Literatur

COULSON, K. L., 1975: Solar and terrestrial radiation, Academic Press, New York, San Francisco, London, 322 p.

FLETCHER, N. H. 1962: The physics of rainclouds. Cambridge Univ. Press.

FOITZIK, L. HINZPETER, H., 1958: Sonnenstrahlung und Lufttrübung. Akad. Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., 309 p.

KLEINSCHMIDT, E. (Hrg.) 1935: Handbuch der meteorologischen Instrumente. Springer Verlag Berlin.

KÖRBER, H.-G., 1993: Die Geschichte des Meteorologischen Observatoriums. Geschichte der Meteorologie 2 DWD Offenbach.

SHAW, S. N., 1926: Manual of Meteorology, Vol. I: Meteorology in history. Cambridge Univ. Press, 339 p.

SPÄNKUCH, D., 1993: 100 Jahre Meteorologisches Observatorium Potsdam. Promet 1/2 '1993, S. 57-62.

D. SPÄNKUCH, Potsdam

Weitere Neuerscheinungen

CHURCH, C. et al. (Ed.): The tornado. Its structure, dynamics, prediction and hazards. Washington: Amer. Geophys. Union 1993, 637 S. ISBN 0-87590-038-0. Geophys. Monograph 79.

ALLEN, J. R. L. (Ed.): Palaeoclimates and their modeling. With special reference to the mesozoic era. London . . . : Chapman & Hall 1994, 140 S. ISBN 0-412-56330-4.

GRAEDEL, T. E.; CRUTZEN, P. J.: Chemie der Atmosphäre. Bedeutung für Klima und Umwelt. Heidelberg . . . : Spektrum Akad. Verlag 1994, 511 S. ISBN 3-86025-204-6.

PRINN, R. G. (Ed.); Global atmospheric-biospheric chemistry. New York . . . : Plenum Press 1994, 261 S. ISBN 0-306-44884-X. Environmental Science Research Vol. 48.

DUPLESSY, J.-C.; SPYRIDAKIS, M.-Th. (Ed.): Long-term climatic variations. Data and modelling. Berlin . . . : Springer 1994, 567 S. ISBN 3-540-58112-X. NATO ASI Ser. I, Vol. 22.

CASTRO, I. P.; ROCKLIFF, N. J. (Ed.): Stably stratified flows. Flow and dispersion over topography. Oxford: Clarendon Pr. 1994, 358 S. ISBN 0-19-853698-4. The Inst. of Mathematics and its Applications Conf. Ser. Vol. 52.

BURMAN, R.; POCHOP, L. O.: Evaporation, evapotranspiration and climatic data. Amsterdam . . . Elsevier 1994, 278 S. ISBN 0-444-81940-1. Developments in Atmosph. Science Vol. 22.

RODIONOV, S. N.: Global and regional climate interaction: The Caspian Sea expirience. Dordrecht . . . : Kluwer 1994, 241 S. ISBN 0-7923-2784-5. Water Science and Technology Library Vol. 11.

JENNINGS, S. (Ed.): Aerosol effects on climate. Tucson . . . : University of Arizona Pr. 1993, 305 S. ISBN 0-8165-1362-7.

REINKE-KUNZE, Chr.: Alfred Wegener, Polarforscher und Entdecker der Kontinentaldrift. Basel . . . : Birkhäuser 1994, 188 S. ISBN 3-7643-2946-7.

CLAVERT, J. G. (Ed.): The chemistry of the atmosphere: Its impact on global change. Oxford . . . : Blackwell 1994, 394 S. ISBN 0-632-03779-2.

EMANUEL, K. A.: Atmospheric convection. Oxford University Press 1994, 580 S. ISBN 0-19-506630-8.

LENOBLE, J.: Atmospheric radiative transfer. Hampton: Deepak 1993, 532 S. ISBN 0-937194-21-2.

BRUSSAARD, G.; WATSON, P. A.: Atmospheric modelling and millimetre wave propagation. London . . . : Chapman & Hall 1995, 329 S. ISBN 0-412-56230-8.

ALLAN, T. M.; DOUGLAS, A. S.: Seasonal variation in health and diseases. With section on effects of weather and temperature. A bibliography. London: Mansell 1994, 496 S. ISBN 0-7201-2211-2.

DJURIC, D.: Weather analysis. Englewood Cliff: Prentice Hall 1994, 304 S. ISBN 0-13-501149-3.

ROUNSEVELL, M. D. A.; LOVELAND, P. J. (Ed.): Soil responses to climate change. Berlin . . . : Springer 1994, 312 S. ISBN 3-540-58373-4. NATO ASI Ser. I, Vol. 23.

FISHER, N. I.: Statistical analysis of circular data. Cambridge University Pr. 1993, 277 S. ISBN 0-521-35018-2.

CLIFFORD, N. J. et al. (Ed.): Turbulence. Perspectives on flow and sediment transport. Chichester . . . : Wiley 1993, 360 S. ISBN 0-471-93900-5.

BROMWICH, D. H.; STEARNS, Ch. R. (Ed.): Antarctic meteorology and climatology. Studies based on automatic weather stations. Washington: American Geophys. Union 1993, 207 S. ISBN 0-87590-839-X. Antarctic Research Ser. Vol. 61.

ELTSCHKA, R. u. a.: Luftverunreinigungen und Atemwegserkrankungen. Lufthygienische Messungen und epidemiologische Untersuchungen im Raum Freiburg. Landsberg: ecomed 1995, 407 S. ISBN 3-609-65420-1.

EDDY, J. A.; OESCHGER, H. (Ed.): Global changes in the perspective of the past. Chichester . . . : Wiley 1993, 583 S. ISBN 0-471-93603-0. Dahlem Workshop 1991, Environmental Sciences Res. Rep. ES 12.

Angebot

Fast vollständige Reihe der Zeitschrift Promet 1971-1993 kostenlos gegen Übernahme der Transportkosten abzugeben.

Tel.: 069/80 62 22 72, Fax: 069/80 62 24 86

Kirch

Buchbesprechung in promet 4'93 (S. 133) "Handbook of Meteorological Forecasting for Soaring Flight"; 2. Auflage 1993.

Bezugsquelle:
OSTIV
Dr. Manfred E. Reinhardt
c/o DLR, Institut für Physik der Atmosphäre
D-82234 Wessling
Tel.: 08153 - 28 2507 (dienst.)
08153 - 1777 (priv.)
Fax: 08153 - 4114
Telex: 526 419 dlrop d

Vorausschau Tagungen

Conference on Meteorological and Hydrological Technology and its Management. 22.-26. Mai 1995, Genf. Informationen: WMO, WWW, Case postale 2300, CH-1211 Genf, Schweiz.

Mesoscale Alpine Programme Meeting. 29.-30 Juni 1995, Oberpfaffenhofen. Informationen: H. Volkert, Inst. f. Phys. d. Atmosph., DLR, 82230 Wessling.

Third International Conference on Modeling of Global Climate Change. 4.-8. Sept. 1995, Hamburg. Informationen: Dr. L. Dümenil, Max-Planck-Inst. f. Meteorologie, Bundesstr. 55, 20146 Hamburg.

Deutsche Meteorologen-Tagung. 11.-14. Sept. 1995, München, Informationen: DMG, Organisationskomitee DMT '95, Met. Inst. Univ. München, Theresienstr. 37, 80333 München.

GAIM - Global Analysis, Interpretation and Modelling. 24.-29. Sept. 1995, Garmisch-Partenkirchen. Informationen: IGBP Sekretariat, Inst. f. Meteorologie, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin.

2nd European Conference on Applications of Meteorology. 25.-29. Sept. 1995, Toulouse. Informationen: METEO FRANCE, Comite d'organisation, 42, Avenue Gustave Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.

9th International Symposium Computer Science for Environmental Protection. 27.-29. Sept. 1995, Berlin. Informationen: Dr. L. Hilty, Universität Hamburg, FB Informatik, Vogt-Kölln-Str. 30, 22527 Hamburg.

International Congress on Urban Climatology. 9.-13. Okt. 1995, Essen. Informationen: Marcus Schütz, Gesamthochschule Essen, Postf. 103764, 45037 Essen.

Anschriften (Themas des Heftes)

Dipl.-Met. Manfred Kurz
Dipl.-Met. Wolfgang Benesch
Dipl.-Met. Thomas Böhm
Deutscher Wetterdienst
Zentralamt
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main

Dipl.-Met. Matthias Jaeneke
Deutscher Wetterdienst
Wetterdienstschule
Paul-Ehrlich-Str. 39
63225 Langen

Dr. Ursula Schubert
Deutscher Wetterdienst
Meteorologisches Observatorium
Potsdam
Telegrafenberg
14473 Potsdam

Redaktionelle Hinweise für Autoren

1 Allgemeines

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

2 Äußere Form des Manuskriptes

2.1 Text

Einseitig auf durchnumerierten DIN-A4-Blättern (links 4 cm, oben 2 cm als freier Rand), Maschinenschrift, $1^1/_2$ zeilig, 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., 1982: Zum Einfluß diabatischer Prozesse auf die Frontogenese in Bodennähe. Meteorol. Rdsch., **35**, 21-30.
- *Buch:*
  SCHÖNWIESE, C.-D., 1980: Klimaschwankungen. Berlin: Springer-Verlag, 181 S.

3 Korrekturen

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

4 Belegexemplar, Fortdrucke

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

Manuskriptsendungen werden erbeten:
Deutscher Wetterdienst
Hauptschriftleitung Promet
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach a. M.
Tel.: 0 69 / 80 62 22 72 / Telefax 0 69 / 80 62 24 86