

# JETSTREAM - DIVERGENZ - NIEDERSCHLAG

LUTZ LESCH<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Institut für Meteorologie,  
Freie Universität Berlin, Deutschland*

## 1 DIVERGENZ UND KONVERGENZ VON $\mathbf{V}_H$ IM POLARFRONT- JETSTREAMNIVEAU

Im Bereich des Jetstreams nahe der Tropopause treten die stärksten Divergenzen und Konvergenzen der Höhenströmung auf und bedeutet, daß dort die quasihorizontalen, ageostrophischen Windkomponenten  $\vec{v}_h^* = \vec{v}_h - \vec{v}_{h,g}$  besonders groß sind. Ein Großteil ist auf die Krümmungsänderungen zurückzuführen, die die Partikel beim Durchlaufen der hochtroposphärischen Wellen erfahren (Abb. 1). Diese ageostrophischen Windkomponenten steuern im Einzugsgebiet und Delta des Polarfrontjets (PFJ) großräumig gegenläufige und vertikal orientierte Zirkulationsräder normal zur Jetachse zwischen Bodenniveau und Tropopause, was in einem charakteristischen Divergenz- und Konvergenzmuster in der oberen und unteren Troposphäre resultiert (Abb. 2). Vergenzen dominieren in der *Drucktendenzgleichung*, in der *Vorticitygleichung*, in der *Frontogenese Funktion* und schließlich in einem vereinfachten Ansatz zur *Nowcast- Niederschlagsbestimmung* über die Wasserdampfbilanz und Divergenz von  $\vec{v}_h$ .

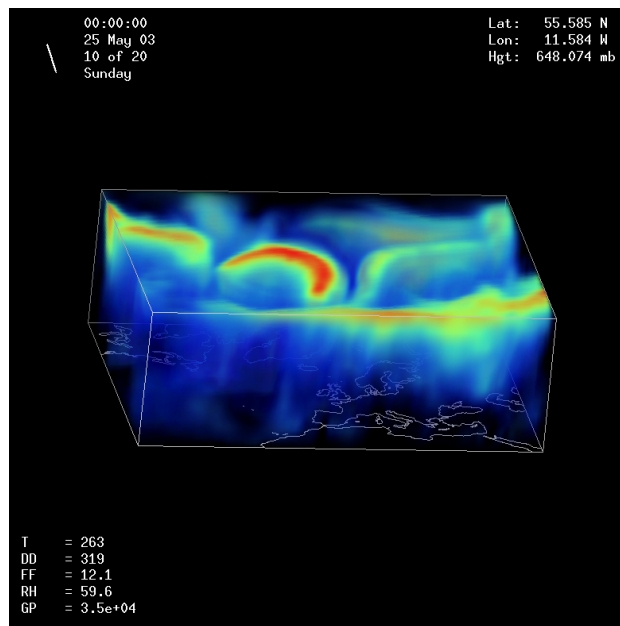


Abbildung 1: Polarfrontjet am 25. Mai 2003, 00 UTC. 3D-Darstellung von  $|\vec{v}_h^*|$  im EM-Gitter.

Allgemein finden Vergenzen Eingang in die aus der statischen Grundgleichung abgeleitete Drucktendenzgleichung nach *MARGULES* und *BJERKNES* und die in vereinfachter Form in Gleichung (1) beschrieben wird:

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} \approx - \int_0^{p_0} \nabla_p \cdot \vec{v} dp. \quad (1)$$

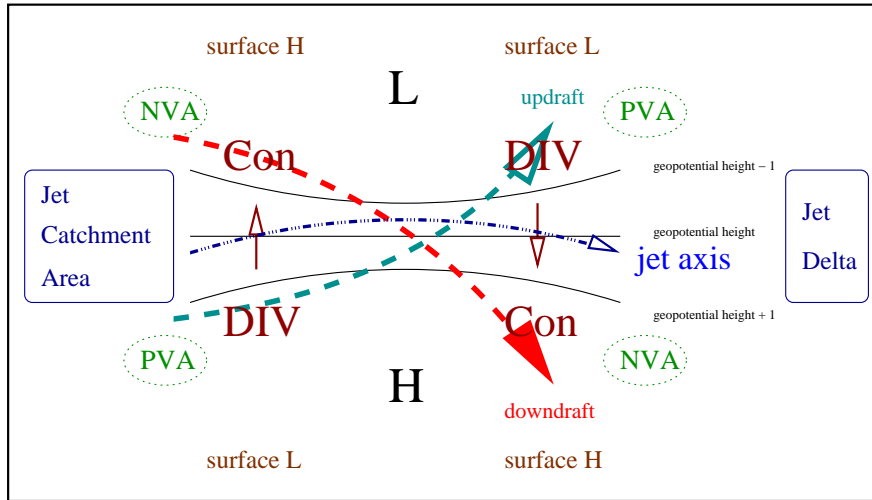


Abbildung 2: Ageostrophische Querbewegungen im Bereich von Konfluenz- und Diffluenzzonen im Jetstreamniveau nahe 300 hPa (PVA = positive Vorticityadvektion, NVA = negative Vorticityadvektion).

Die Größenordnung der Divergenz  $D$  hängt von der Länge des Zeitintervalls ab, das zur Mittelbildung herangezogen wird und damit auch vom Witterungsablauf, der für das Auftreten der Divergenz charakteristisch ist. (Petterssen, 1956) gibt folgende Zahlen als charakteristische Divergenzwerte an:

$D$ ( $\text{sec}^{-1}$ )	$\Delta t$	Wirkungsbereich des Strömungsfeldes	Level
$3.2 \cdot 10^{-5}$	bis zu 6 Stunden	<i>intensiv synoptisch</i> : stark entwickelte Höhenträge, Zyklognese im Meeresniveau	300 hPa
$-1.4 \cdot 10^{-5}$	bis zu 6 Stunden	<i>intensiv synoptisch</i> : Bodenniveau	1000 hPa

Tabelle 1: Größenordnung der Divergenz

Laut Tabelle 1 muß in der Höhe die Divergenz zuerst einsetzen. Aus der Drucktendenzgleichung ist abzulesen, daß bei der Entstehung eines Bodentiefdruckgebietes (mit der zur Bildung von Niederschlag zu fordernden Hebung, die zur Abkühlung und Expansion eines Luftquantums führt), horizontale und isobare Divergenz nahe der Tropopause die notwendige Voraussetzung für den erforderlichen Bodendruckfall ist. Diese Voraussetzung ist nicht nur für Zyklonenmodelle von Bedeutung, sondern auch bei der Initialisierung von Niederschlag und darf deshalb nicht getrennt voneinander betrachtet werden.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \vec{v} \cdot \nabla_p \eta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \eta \nabla_p \cdot \vec{v} + \vec{k} \cdot \left( \frac{\partial \vec{v}}{\partial p} \times \nabla_p \omega \right). \quad (2)$$

Über die Vorticitygleichung (2) führt dann die resultierende bodennahe und isobare Konvergenz zur lokalen Produktion von Vorticity. Auf die Anwendung der vertikalen Advektion relativer Vorticity wird verzichtet. Der Twistingterm ist in diesem Scale vernachlässigbar.

## 2 DATENBASIS UND ANALYSEN IM GITTERNETZ DES EUROPA-MODELLS

Die mittlere Maschenweite des GME, das die operationellen Modelle GM (Globales Modell) und EM (Europa Modell) ablöste, beträgt 60 km mit 31 vertikalen Schichten.

Die geographische Ausdehnung bzw. das Modellgebiet des EM ist den Abbildungen 3 und 4 zu entnehmen. Die Anzahl der Gitterpunkte beträgt  $181 \times 128$ . Für dieses Gitter stellt der Deutsche Wetterdienst (DWD) zu den Hauptterminen 00 UTC und 12 UTC und für 11 Höhenstufen folgende Analyseparameter zur Verfügung: Geopotential (GEOPOT), Temperatur (TT), rel. Feuchte (PHI), Windgeschwindigkeit (FF) und Windrichtung (DD) des horizontalen nichtgeostrophischen Windes. Dies gilt für die Flächen *surface* und *1000 hPa*, *900 hPa*, *850 hPa*, *800 hPa* bis *200 hPa* (bei einer Schrittweite von 100 hPa). Der Datentransfer enthält auch die Wasseroberflächentemperatur SST zum 00 UTC Termin. Die Rohdaten und abgeleitete Größen wie relative Vorticity, Divergenz, spez. Feuchte, Vertikalgeschwindigkeit, ageostrophischer Windvektor mit Komponenten und *quasiprognostischer* Niederschlag werden ergänzend in einen VIS5D Datensatz integriert.

Als Input in den Analysenraum sind die aus den Satellitendaten von METEOSAT MSG und NOAA/AVHRR abzuleitenden Parameter wie Albedo oder Wolkenoberflächentemperatur vorgesehen. Von großem Interesse sind ebenso die aus Mikrowellenradiometermessungen abgeleiteten Daten von NOAA Satelliten (AMSU) und MSG in Form von Vertikalprofilen der Feuchte und Temperatur bzw. hydrologische Parameter am Boden (Bodenfeuchte). So können die Integrationsobergrenzen in der Vertikalen variabel und die *konventionellen* Feuchteprofile aus 11 Analyseschichten verbessert werden.

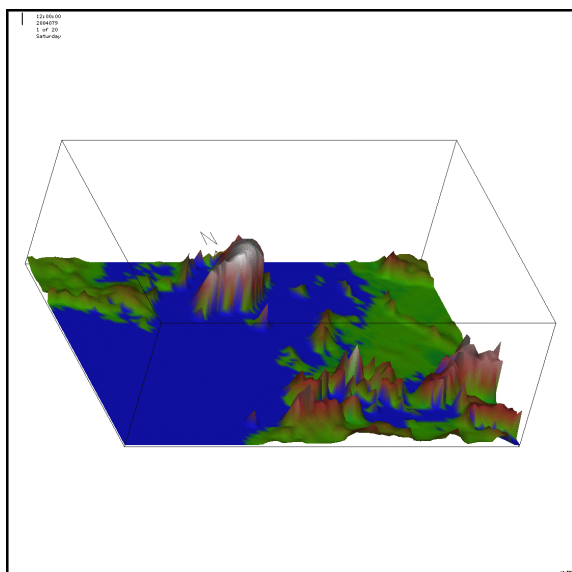


Abbildung 3: 3D DWD EM-Domain.

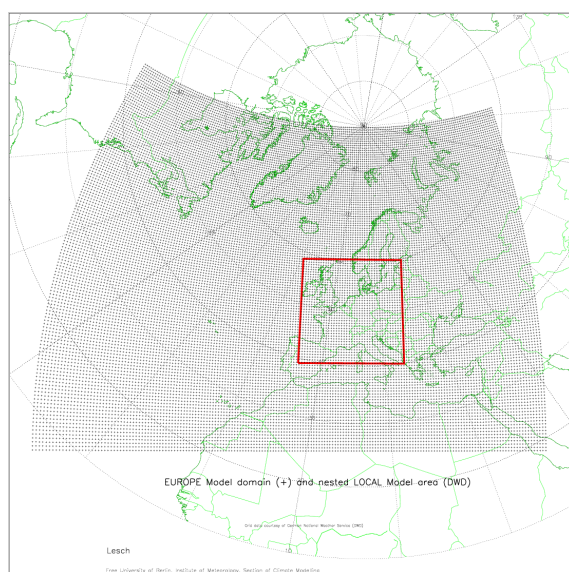


Abbildung 4: DWD EM- und LM-Domain.

## 3 NIEDERSCHLAGSBESTIMMUNG IM GITTERNETZ DES EUROPA-MODELLS

Unter der Voraussetzung, daß pro Einheitsluftmasse entstehende Wolkenelemente als Niederschlag sofort ausfallen, und der Annahme, daß  $dq/dp$  die Änderung der spezifischen Feuchte  $q$  entlang einer dreidimensionalen Trajektorie in einem gesättigten adiabatischen Zustand beschreibt, wobei bei einer Bewegung in den geringeren Druck hinein der Wasserdampf abnimmt und das kondensierte Wasser als Niederschlag ausfällt, gilt folgender Ansatz:

$$P_i = -\frac{dq}{dt} = -\omega \frac{dq}{dp} \quad . \quad (3)$$

Da  $dq/dp$  nicht ohne größeren Aufwand zu bestimmen ist, ersetzt man es durch  $\partial q/\partial p$  und leitet es aus Meßwerten lokaler Vertikalsondierungen ab; man erhält dann

$$P_i = -\frac{\partial q}{\partial t} - \vec{v}_h \cdot \nabla q - \omega \frac{\partial q}{\partial p} \quad . \quad (4)$$

Benutzen wir in Formel (4) ausschließlich den letzten Term, so ist eine Niederschlagsbestimmung nur dann gültig, wenn die lokale Änderung der Feuchte gleich Null und die Advektion der Feuchte als vernachlässigbar gering anzusehen sind. Diese Voraussetzungen treffen in einer einheitlichen Luftmasse zu oder aber die ersten beiden rechtsseitigen Terme in Gleichung (4) heben sich gerade auf, dh. die Advektion wird durch die lokale Änderung kompensiert. Unter Anwendung der Kontinuitätsgleichung

$$\nabla \cdot \vec{v}_h = -\frac{\partial \omega}{\partial p} \quad (5)$$

kann Gleichung (4) durch nachfolgenden Ansatz ersetzt werden

$$P_i = -\frac{\partial q}{\partial t} - \nabla \cdot q \vec{v}_h - \frac{\partial(q\omega)}{\partial p} \quad . \quad (6)$$

Bezieht man noch mit Rücksicht auf die Gesamtwasserbilanz die Verdunstung  $E$  und den *run off*  $Q$  mit ein, so gilt:

$$P - E - Q = \frac{1}{g} \int_0^{p_0} P_i dp - Q \quad , \quad (7)$$

mit  $P$ , dem Niederschlag und  $E$ , der Verdunstung an der Erdoberfläche. Da der Abfluß  $Q$  an der Erdoberfläche in einem kleineren *scale* abläuft, bleibt er hier unberücksichtigt.

Wird nun Gleichung (6) über die gesamte vertikale Säule integriert, so erhält man nach mehreren Zwischenschritten

$$\bar{P} - \bar{E} = \underbrace{-\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \vec{v}_h \cdot \nabla q dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q \nabla \cdot \vec{v}_h dp}_{\text{zyklonale Wetterlage: Terme(1,2)} \rightarrow 0} \quad . \quad (8)$$

Im Falle der Divergenzfreiheit oder nur geringer Divergenz bzw. Konvergenz in der oberen Troposphäre (Absinkbewegung) ist ein Niederschlag  $P$  unwahrscheinlich und deshalb vernachlässigbar. In diesen synoptischen Wetterlagen kann die Verdunstung  $E$  durch Gleichung (8) berechnet werden. Betrachten wir insbesondere den divergenzfreien Fall, so gilt

$$\bar{E} \approx \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \vec{v}_h \cdot \nabla q dp \quad . \quad (9)$$

Die Verdunstung  $E$  ist in zyklonalen Wetterlagen mit großen Niederschlagsraten  $P$  sehr klein, so daß die lokale Änderung (Term 1) und die Advektion der spezifischen Feuchte (Term 2) in Gleichung (8) rechts gleich Null gesetzt werden kann ([Term 1, Term2]  $\ll$  Term 3). Dies gilt insbesondere dann, wenn die Atmosphäre im Einflußbereich eines Tiefdruckgebietes mit ausreichend feuchter Luft in seinem Zentrum, in den unteren Schichten, nahezu gesättigt ist, was ja als Voraussetzung für Niederschlagsgebiete anzusehen ist. In einer solchen Zyklone steuert die aktuelle Konvergenz von  $\vec{v}_h$  den überwiegenden Teil der Wasserdampfakkumulation.

Hat eine Gitternetzfläche hinreichend kleine Seitenlängen, so können die Unstetigkeiten der relativen Feuchte  $q$  an den Begrenzungen vernachlässigt und durch den Mittelwert  $\bar{q}$  über das Flächenelement ersetzt werden. Die diagnostische Niederschlagsrate läßt sich deshalb mit den gemachten Einschränkungen annäherungsweise durch Gleichung (10) berechnen:

$$\bar{P}_{diag} \approx -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \overline{q \nabla \cdot \vec{v}_h} dp \quad (10)$$

Wie schon in Gleichung (1) als auch in Gleichung (10) zeigt sich die Signifikanz des Divergenztermes im integralen Vertikalprofil. Die Qualität und Effektivität des Berechnungsansatzes steigt mit der Verkleinerung des Zeitschrittes, weshalb diese Methode der numerischen Bestimmung ausfallenden und den Boden erreichenden *diagnostischen* Niederschlages zum Zwecke von *Nowcasting* als besonders geeignet erscheint, zumal sie sich auch ohne Bindung an die Physik einer Modellsimulation darstellt. Der optimale Zeitschritt liegt bei 1-3 Stunden des prozessierten *quasiprognostischen* Ereignisses. Der große Vorteil ist darin zu sehen, daß Niederschlagsinformationen auch aus Gebieten ohne Meßnetz erhältlich sind.

Es bleibt festzustellen, daß orographisch erzwungene Vertikalbewegungen (Föhn oder Stau) modifizierend auf die Niederschlagstätigkeit einwirken können. Diese Vorgänge bleiben im beschriebenen Stadium aufgrund der gemachten Einschränkungen bei der Herleitung der Gleichung (10) unberücksichtigt. Die Lage des Hauptniederschlagsgebietes im Bereich eines Strahlstromes hängt von der Lage des Höhendivergenzgebietes ab und steht *nicht* in unmittelbarem Zusammenhang mit den Bodenfronten. Diese Tatsache steht in gewisser Weise im Widerspruch zum *alten norwegischen Zyklonenmodell*.

Das operationelle Processing des 6-stündigen diagnostischen *quasiprognostischen* Niederschlages im EM-Gitter zu den Terminen 00 UTC bzw. 12 UTC erfolgt nach Eingang der DWD-EM-Gitterpunktsdaten (Analyse). Alle Ergebnisse sind über den Internetserver <http://wekuw.met.fu-berlin.de/~LutzLesch/> beginnend mit der Seite [precipitation\\_diag\\_em\\_noaa\\_4km.html](http://wekuw.met.fu-berlin.de/~LutzLesch/precipitation_diag_em_noaa_4km.html) abrufbar.

Zusätzlich besteht die Möglichkeit sowohl auf die Niederschlagsanalyse allein oder als Superposition mit dem NOAA-16/AVHRR *EUROPA - MOSAIK* (4km, Channels 1,2,4, 12 UTC), NOAA-16/AVHRR *EUROPA - MOSAIK* (4km, Channel 4, 00 UTC) bzw. METEOSAT-7 Channel IR (00 UTC) oder Channels VIS und IR (12 UTC) mit den nachstehenden und selbsterklärenden Seitennamen zuzugreifen:

```
rr_6h_pm_no_sat.html
rr_6h_ch124_4km_pm_sat.html
rr_6h_am_no_sat.html
rr_6h_ch3_4km_am_sat.html
rr_6h_ch124_4km_pm_sat_met7.html
rr_6h_ch3_4km_am_sat_met7.html
```

Die 5-dimensionalen VIS5D Analysesimulationen im EM-Gitternetz der vergangenen 10 Tage (20 Slots zu den Terminen 00 UTC und 12 UTC) sind abrufbar über folgende Adressen:

```
http://klimod.met.fu-berlin.de/~LutzLesch/data5d/lokal_11.v5d
http://klimod.met.fu-berlin.de/~LutzLesch/data5d/em_3rd_slot_3.v5d
```

Als Ergebnisbeispiele einer Niederschlagsberechnung im *synop scale* mögen die Abbildungen 5 und 6 dienlich sein mit dem folgenden Verifikationsdetail: Am 13. Mai 2003 begann das operationelle Processing der

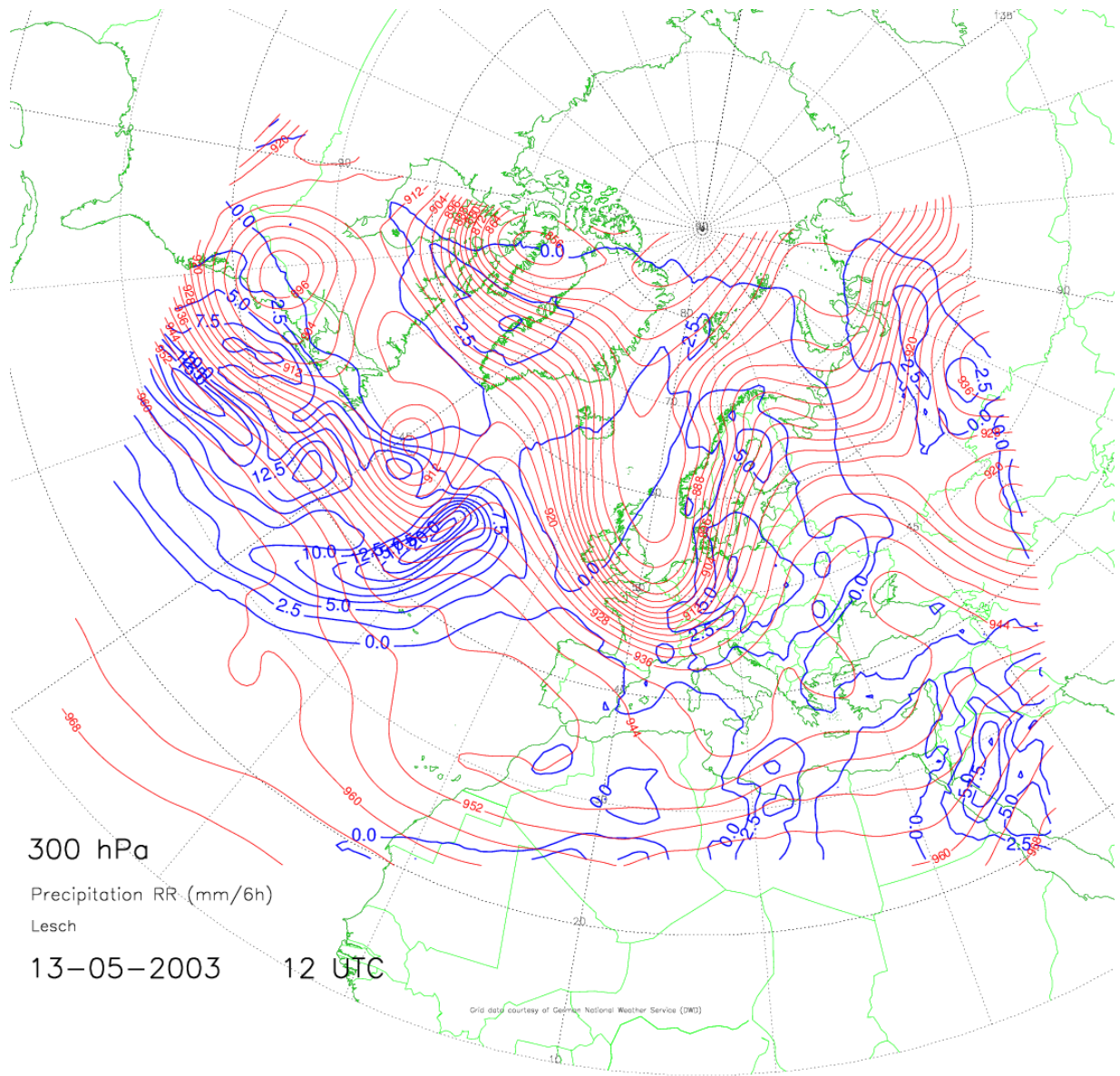
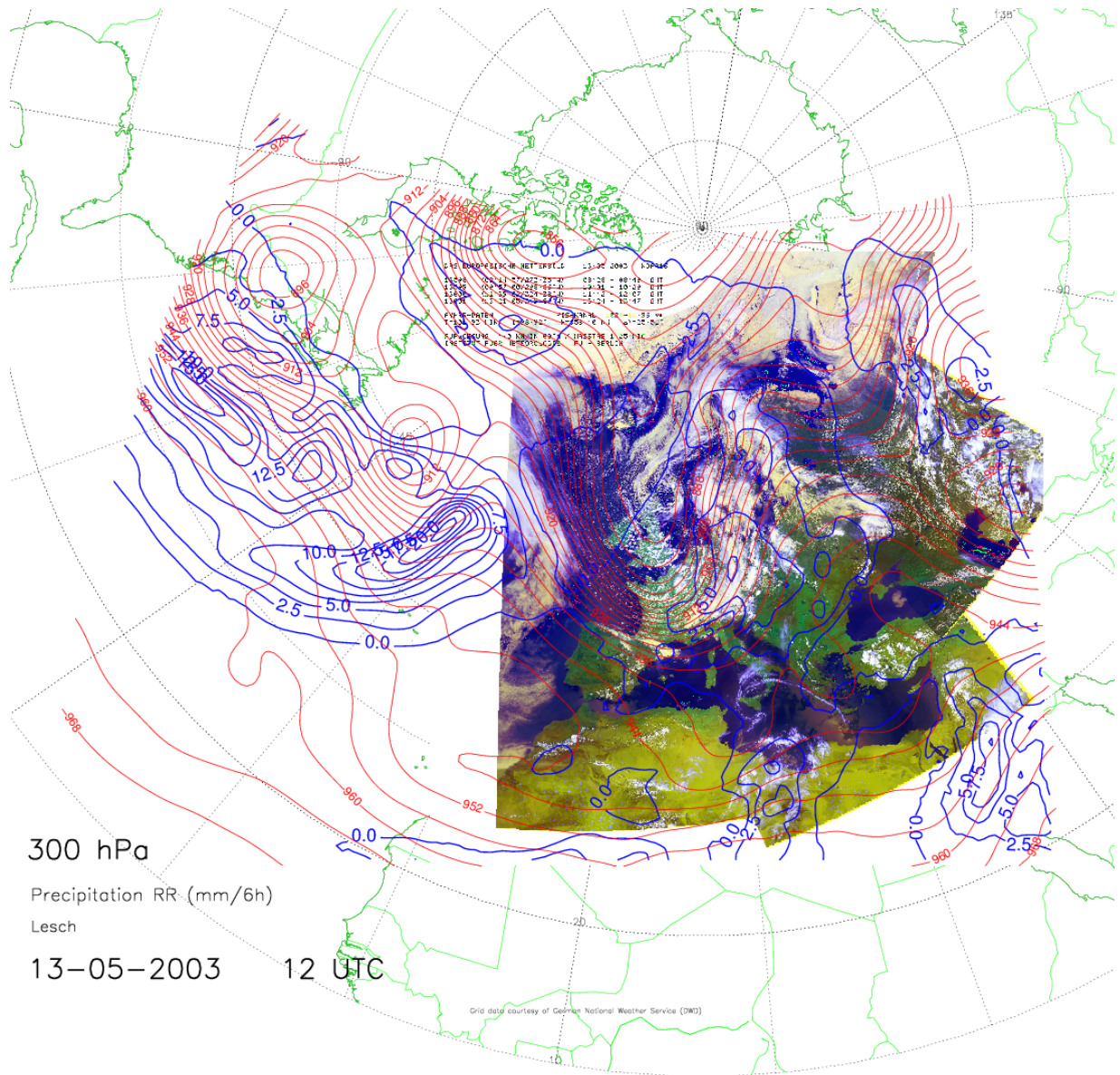


Abbildung 5: Diagnostische und *quasiprognostische* 6-stündige Niederschlagsraten am 13. Mai 2003 (12 UTC).



Free University of Berlin, Institute of Meteorology, Section of Remote Sensing

Abbildung 6: Übereinstimmung der Detektion von Niederschlag zweier unabhängiger Meßplattformen; diagnostische und *quasiprognostische* 6-stündige Niederschlagsraten am 13. Mai 2003 (12 UTC) mit Superposition von NOAA-16 AVHRR *EUROPA - MOSAIK* (4km Auflösung, PM Orbits, Channels 1, 2 und 4 (VIS, NIR und IR)).

beschriebenen numerischen Bestimmung des Gebietsniederschlags und der anschließenden Publikation im Internet. An diesem Tag überquerte gegen 14:00 MESZ ein Niederschlagsgebiet von SW nach NE den *Berliner Raum* und führte an der Meßstation des Institutes für Meteorologie in Berlin (Steglitz) bis zum 18:00 UTC Synophaupttermin zu einer gemessenen Niederschlagsmenge von 9.6 mm/12h (Abb. 8); die Abbildungen 5 und 6 zeigen an den Berlin geographisch nächstgelegenen Gitterpunkten eine berechnete 6-stündige Niederschlagsmenge von  $7.5 < RR < 10.0$  für das Zeitintervall 12:00 UTC bis 18:00 UTC. Laut Abb. 7 befindet sich dieses Niederschlagsgebiet im rechten stromaufwärtsliegenden (rückwärtigen) *Divergenzquadranten* eines PFJ über Mitteleuropa. Dieser Jet in 300 hPa reicht vom Alpenbogen bis nach Mittel-Schweden. Die Niederschlagsmeldungen aus der Alpenregion mit Werten oberhalb 10 mm/12h rühren aus der Position des Jetkernes (der Höhenströmung folgend in 300 hPa stromaufwärts) im vorangegangenen Zeitschritt her und beziehen sich deshalb auf einen Zeitraum, der außerhalb des dem der Berechnung zu Grunde gelegten Zeitfensters (12:00 UTC - 18:00 UTC, 13. Mai 2003) liegt.

Der zyklonale *updraft* aus Abb. 2 ist deutlich, wegen des kontinuierlichen Wasserdampfnachschubes aus dem Ozean, durch ein großräumiges Niederschlagsgebiet über dem Nordatlantik in den Abbildungen 5 und 6 identifizierbar.

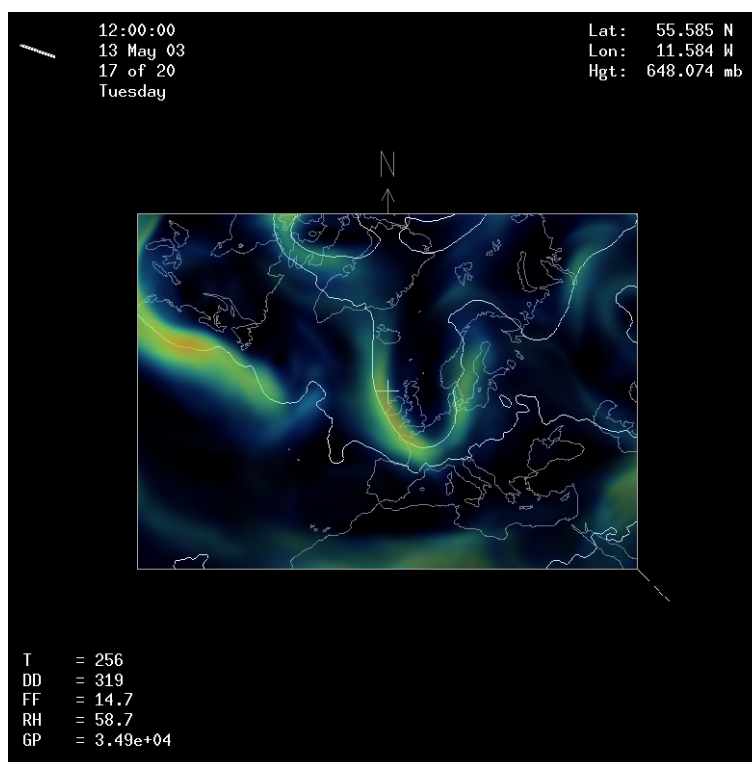


Abbildung 7: Polarfrontjets vom 13. Mai 2003 (12 UTC).

#### 4 VERBESSERUNG DER PROZESSINITIALISIERUNG

Die nachfolgend aufgelisteten Schritte sind zu einer wünschenswerten und zu erwartenden Optimierung der Ergebnisqualität durchzuführen:

- Die Bestimmung der Divergenz erfolgt aktuell über zwei Gittermaschenlängen (2x60 km). Durch eine Versetzung des Netzes um 1/2 Maschenweite in Phi- und Lambdarichtung ist eine räumliche Verbesserung (Gitterlängenhalbierung) der Ergebnisse zu erwarten.



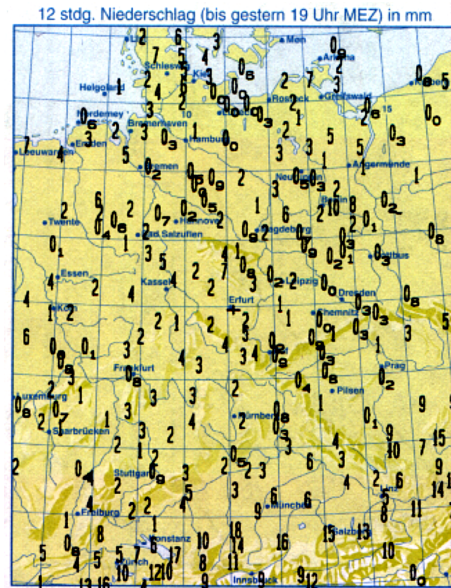


Abbildung 8: 12-stündiger Niederschlag zum Termin 13. Mai 2003 (18 UTC) [aus *Berliner Wetterkarte*].

- Die Initialisierung im *Lokalen Modell* des DWD dürfte zusätzlich bei der kleineren Maschenweite von 7 km zu einer deutlichen räumlichen Qualitätsverbesserung führen.
- Die Integrationsobergrenzen lassen sich gitterpunktsweise variabel gestalten, wenn in den 4-dimensionalen Eingangsdatensatz die vertikal hochaufgelösten Feuchteprofile aus NOAA-AMSU Satellitenradiometern einbezogen und deshalb Wolkenobergrenzen berücksichtigt werden können. Dies gilt insbesondere für Vertikalprofile von METEOSAT (MSG).
- Für die Verifikation globaler Satellitendatensätze sind die räumlich und zeitlich inhomogenen konventionellen Punktmessungen aus unterschiedlichen Bodenmeßnetzen völlig ungeeignet. Hier bietet sich die vorgestellte Applikation an, weshalb ergänzend zur Kooperation mit dem DWD eine solche mit dem ECMWF angestrebt wird, um global homogene und vergleichbare Validierungen vornehmen zu können (z.B. GME).
- Schließlich müssen die Orographie oder Topographie einbezogen werden, denn über geneigten Oberflächen am Erdboden kommt nicht nur die horizontale, sondern auch die vertikale Divergenz zum Tragen.
- Der operationelle Zeitraum verkürzt sich, wenn der Modelloutput (z.B. DWD - Lokales Modell, GME) als Input appliziert wird. Parallel hierzu sind dann Vergleiche (Statistiken) in der Zeit- und Raumskala zur Qualität der Ergebnisse zu erstellen.

Das Verfahren wird auf das LM - Gitter mit 7 km Maschenweite unter Zugrundelegung der Analyse- und Modelloutputdaten des DWD vorbereitet. Der Autor beantragte die Verifikation und Verbesserung des geschilderten Verfahrens im Rahmen des Schwerpunktes *NIEDERSCHLAG* der Deutschen Forschungsgemeinschaft DFG durchzuführen bzw. gemäß der zitierten Verbesserungsansätze weiterzuentwickeln.

## DANKSAGUNGEN

Mein großer Dank gebührt dem Deutschen Wetterdienst (DWD), vertreten durch die Kollegen Kurt Winkler, Walter Ott und Udo Voigt, für Ihre freundliche, stets hilfsbereite und kompetente Unterstützung bei der Bereitstellung der täglichen Analyse- bzw. Gitterpunktsdaten im EM-Gitternetz.

## LITERATUR

- Kurz M., 1990. *Synoptische Meteorologie*. Leitfäden für die Ausbildung im Wetterdienst, Band 8. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main.
- Petterssen S., 1956. *Weather Analysis and Forecasting*. Volume 1, 2. New York. McGraw-Hill.
- Palmen E., Holopainen E.O., 1962. *Divergence, vertical velocity and conversion between potential and kinetic energy in an extratropical disturbance*. Geophysics, 8.
- Lesch L., 1992. *Niederschlagsbestimmung mit Hilfe von Satellitendaten und aerologischen Vertikalsondierungen*. Meteorologische Abhandlungen, Serie A, Band 8, Heft 4. Verlag von Dietrich Reimer, Berlin.
- Liang P., Liu A., 1994. *Winter Asian Jetstream and seasonal precipitation in East China*. Advances in atmospheric sciences, Band 11,3; 311 - 318.
- Newton C., Trevisan A., 1984. *Cyclogenesis and frontogenesis in Jet-Stream waves: P.1. Analytical relations to wave structure, P.2. Channel model numerical experiments*. Journal of Atmospheric Sciences. Band 41; 2717 - 2734, 2735 - 2755.
- Majewski D., 1991. *The Europe-modell of the Deutscher Wetterdienst*. Numerical methods in atmospheric models: 9 - 13 Sept. 1991. Reading; 147 - 191.
- Verein Berliner Wetterkarte, 2003. *Berliner Wetterkarte*.

20. März 2004