

# **Vertikale Kopplung und Entkopplung barokliner Wellen**

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

**Rainer Behrendt**

Dezember 2005

Institut für Meteorologie und Klimaforschung

Universität Karlsruhe (TH) / Forschungszentrum Karlsruhe (FZK)



# Inhalt

<b>Einleitung und Motivation</b>	<b>5</b>
<b>1 Theoretische Grundlagen</b>	<b>6</b>
1.1 Das Quasigeostrophische System	6
1.1.1 Erster Hauptsatz der Thermodynamik	6
1.1.2 Vorticitygleichung	7
1.1.3 Omegagleichung – klassische und Q-Vektor-Form	8
1.1.4 Zweischichtenvorstellung	10
1.1.5 Barokline Wellen	12
1.2 Relativströmung und zeitliches Verhalten der vertikalen Achsenneigung	14
1.3 Klassischer Ablauf einer Zyklonese in den mittleren Breiten	18
1.3.1 Entstehung eines entwicklungsfähigen Systems	18
1.3.2 Weiterer Ablauf der Zyklonese	21
1.4 Das „IPV-Konzept“	23
<b>2 Fallstudien</b>	<b>27</b>
2.1 Fallbeispiel zur vertikalen Ankopplung barokliner Wellen	27
2.1.1 Daten	27
2.1.2 Quasigeostrophische Diagnose	27
2.1.3 Vertikalschnitte	33
2.1.4 Beschreibung anhand des „IPV-Konzepts“	35
2.1.5 Überblick zum Fortgang der Zyklonese	36
2.1.6 Die Entwicklung im Relativsystem	37
2.1.7 Zusammenfassung	42

2.2	Fallbeispiel zur vertikalen Entkopplung barokliner Wellen	43
2.2.1	Daten	43
2.2.2	Quasigeostrophische Diagnose	43
2.2.3	Die Entwicklung im Relativsystem	52
2.2.4	Vertikalschnitte	56
2.2.5	Zusammenfassung	58
	<b>Schlussbemerkungen</b>	<b>59</b>
	<b>Literatur</b>	<b>60</b>
	<b>Anhang A</b>	
	Abbildungen A1 bis A42 zu Kapitel 2.1	61-102
	<b>Anhang B</b>	
	Abbildungen B1 bis B53 zu Kapitel 2.2	103-156

## Einleitung und Motivation

Spätestens seit Anfang der 70er Jahre des vergangenen Jahrhunderts sind die grundsätzlichen synoptischskaligen Prozesse, die mit der Entstehung und Entwicklung der Tiefdruckgebiete in den mittleren Breiten einhergehen, auf physikalisch schlüssige Weise in der Literatur beschrieben. Eine Zyklogenese nimmt danach oftmals dann ihren Anfang, wenn sich ein hochtroposphärisches Vorticitymaximum, meist eingebettet in einen Höhentrog, einer baroklinen Zone in der unteren Troposphäre nähert. Kommt es dabei zu einer nachhaltigen Ankopplung des oberen Gebildes an die untere Störung, so kann dies unter gewissen Bedingungen zur Entwicklung einer Sturm- oder gar Orkanzyklone Anlass geben.

Kaum oder gar nicht in der Literatur beschrieben ist dagegen der umgekehrte Fall, in welchem im Verlauf der Zyklogenese eine Trennung zwischen der baroklinen Welle in Bodennähe und jener in der Höhe stattfindet. Dieser Vorgang mag auf den ersten Blick weniger spektakulär erscheinen, da mit der vertikalen Entkopplung und Abwanderung des Höhentrogens dem Tief die Entwicklungsfähigkeit abhanden kommt. Die ungewöhnlichen und teilweise verblüffenden Umstellungen in den Feldern von Temperatur, Geopotential und Vorticity, welche mit der Entkopplung einhergehen, sind allerdings durchaus betrachtenswert. Daher soll mit der vorliegenden Diplomarbeit diese Lücke in der Literatur zumindest ein Stück weit geschlossen werden.

Es wird mit dem quasigeostrophischen System zunächst die klassische Theorie bzw. Methodik zur Beschreibung barokliner Wellen vorgestellt. Um die Veränderungen in der Struktur der synoptischen Felder während der Kopplung und Entkopplung besser diagnostizieren zu können, wird der Übergang in ein mit der Welle wanderndes Relativsystem vollzogen. Der typische Ablauf einer Zyklogenese wird erklärt und kurz auf das „IPV-Konzept“ eingegangen, welches in jüngerer Zeit häufiger bei der Untersuchung synoptischer Phänomene Verwendung findet.

Die genannten Grundlagen werden anschließend auf zwei Fallbeispiele angewendet. Eine Beispiellage zur vertikalen Ankopplung fand sich im nordatlantisch-europäischen Raum mit der Zyklogenese des Sturmtiefs „Quimbarga“ im November 2004. Im Juni 2001 konnte man über dem östlichen Nordatlantik eine interessante Entwicklung verfolgen, die als Beispiellage zur vertikalen Entkopplung dient.

Für die Auswertung der Beispielsituationen standen Analysedaten des „Global Forecast System“ (GFS) des US-Wetterdienstes (NCEP) bzw. vom globalen Modell (GME) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zur Verfügung. Deren gute räumliche und zeitliche Auflösung ermöglicht insbesondere auch hier eine Betrachtung im Relativsystem. Durch einfache Approximation der in den Gleichungen auftretenden Differenziale wird hierbei zumindest eine qualitative Untersuchung der Feldänderungen möglich.

# 1 Theoretische Grundlagen

## 1.1 Das Quasigeostrophische System

Für die Beschreibung synoptischskaliger Phänomene (Längenskala  $> 1000$  km) hat sich die Verwendung des Quasigeostrophischen Systems als überaus nützlich erwiesen. Es soll daher in dieser Arbeit umfassend zur Anwendung kommen. Im Folgenden werden die zugehörigen Gleichungen angegeben und physikalisch interpretiert. Basis ist die Vorstellung, dass für die betrachteten großräumigen Strukturen zwei Voraussetzungen stets gelten: Temperaturänderungen müssen hydrostatisch und Vorticityänderungen geostrophisch ablaufen (Holton 1979). Diese Bedingungen lassen sich konsequent aber nur im Zusammenspiel mit ageostrophischen und Divergenzen ausbildenden Bewegungskomponenten erfüllen, welche ihrerseits infolge der Kontinuität Vertikalbewegungen erzwingen.

### 1.1.1 Erster Hauptsatz der Thermodynamik

Mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung

$$\left(-\frac{\partial\phi}{\partial p}\right) = \frac{R}{p}T \quad (1)$$

lässt sich in isobaren Koordinaten die Temperatur  $T$  über das Geopotential  $\phi$  ausdrücken. Dabei ist  $p$  der Luftdruck und  $R = 287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  die individuelle Gaskonstante. Der Ausdruck:  $(-\partial\phi/\partial p)$ , welcher der Temperatur (bzw. bei endlichen Differenzen der Mitteltemperatur der betrachteten Schicht) direkt proportional ist, wird Schichtdicke oder relative Topografie genannt.

Der erste Hauptsatz der Thermodynamik lautet dann:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(-\frac{\partial\phi}{\partial p}\right) = -\vec{V}_g \cdot \nabla\left(-\frac{\partial\phi}{\partial p}\right) + \sigma\omega + \frac{R}{c_p p} \frac{dQ}{dt} \quad (2).$$

Hier ist im Advektionsterm die Horizontalgeschwindigkeit bereits durch den geostrophischen Wind  $\vec{V}_g$  ersetzt worden. Da auf der synoptischen Skala die ageostrophischen Windanteile nur etwa 10 % des wahren Windes ausmachen (Duran und Snellman 1986), geschah dies in guter Näherung.

Der zweite Term auf der rechten Seite beinhaltet den Einfluss der Vertikalbewegung auf das Temperaturfeld. Bei allgemein vorauszusetzenden stabilen Verhältnissen ist der statische Stabilitätsparameter  $\sigma$  stets positiv. Er kann über

$$\sigma = \frac{\partial^2\phi}{\partial p^2} + \left(\frac{1-R/c_p}{p}\right)\frac{\partial\phi}{\partial p} \quad (3)$$

direkt aus dem Geopotentialfeld erhalten werden (Pichler 1997).  $c_p = 1005 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$  ist die spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck.

Im letzten Term auf der rechten Seite finden sämtliche diabatischen Prozesse (Kondensation, Verdunstung, Übertragung fühlbarer Wärme usw.) Eingang.  $dQ$  bezeichnet die hierbei der Luft zugeführte oder entzogene Wärmemenge.

Nimmt man alle drei Summanden zusammen, so ergibt sich ein Temperaturanstieg (Schichtdickenzunahme) bei Warmluftadvektion und/oder Absinken und/oder diabatischer Wärmezufuhr.

Umgekehrt sinkt die Temperatur (geht die Schichtdicke zurück) im Falle von Kaltluftadvektion und/oder Hebung und/oder diabatischem Wärmeentzug.

Vertauschen der Differentiationsreihenfolge auf der linken Seite von (2) nach  $\frac{\partial}{\partial p} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)$

liefert eine Beziehung für die Geopotentialtendenz in Abhängigkeit von der Höhe (Kurz 1990). Eine Erwärmung der betrachteten Schicht ist danach verbunden mit aufwärts zunehmendem zeitlichen Potentialanstieg oder aufwärts abnehmendem Potentialfall oder Anstieg oben und Fall unten. Umgekehrt bedingt eine Abkühlung einen mit der Höhe zunehmenden zeitlichen Potentialfall oder mit der Höhe abnehmenden Potentialanstieg oder oben Fall und unten Anstieg.

### 1.1.2 Vorticitygleichung

Im betrachteten Skalenbereich kann die Vorticitygleichung stark vereinfacht werden (Holton 1979). Zu vernachlässigen sind die vertikale Advektion und der Drehterm sowie die relative Vorticity  $\zeta$  gegenüber der planetaren Vorticity  $f$  im Divergenzterm. Außerdem ist der Advektionsterm wiederum geostrophisch zu formulieren und die relative Vorticity durch ihren geostrophischen Wert  $\zeta_g$  zu ersetzen. Die resultierende Gleichung hat folgende Form:

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = -\vec{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f) - f \nabla \cdot \vec{V} \quad (4).$$

Die geostrophische Vorticity folgt direkt aus dem Geopotentialfeld. Somit erhält man für die linke Seite von (4):

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 \phi) = \frac{1}{f} \nabla^2 \left( \frac{\partial \phi}{\partial t} \right) \quad (5).$$

Über den Laplace- Operator wird die relative Vorticity mit der Krümmung der Druckflächen verknüpft. Diese Krümmung ist also ein direktes Maß für die vorherrschende Wirbelstärke.

Nach (5) wächst die Vorticity in Gebieten mit dem relativ stärksten Potentialfall (bzw. dem relativ schwächsten Anstieg) und sie nimmt ab in Gebieten mit dem relativ stärksten Potentialanstieg (bzw. dem relativ schwächsten Rückgang).

Sind also lokale Vorticitytendenz und damit Geopotentialtendenz nicht exakt auf den Advektionsterm abgestimmt, so werden Vergenzen nötig, um die Vorticity geostrophisch zu erhalten. Dabei ist die Balance zwischen der zur Geopotentialkrümmung gehörenden Komponente der Druckgradientkraft und der aus dem Rotationsanteil der Strömung resultierenden Komponente der Corioliskraft nicht mehr genau erfüllt.

Der mit den Vergenzen verbundene geringe ageostrophische Anteil des Windes ist der einzige Auslöser für Entwicklungen (Zyklognese/Antizyklognese) im Quasigeostrophischen System.

Die in dieser Arbeit zu beschreibenden Wellenstrukturen lassen sich gut anhand der in sie eingelagerten Vorticityextreme erfassen. Nach (4) setzt die Entstehung und Intensitätsänderung solcher Extreme Vergenzen voraus (Advektion planetarer Vorticity vernachlässigt). Die Verlagerung der Wirbel wird dagegen sowohl durch Advektion wie auch Konvergenzen und Divergenzen an ihren Flanken bewerkstelligt. In Bodennähe sind allgemein die Vergenzen (Advektion meist gering) und in der mittleren Troposphäre die Advektion (Vergenzen normalerweise klein) für deren Verlagerung maßgebend (Kurz 1990). In der oberen Troposphäre ist grundsätzlich die Advektion der dominierende Faktor. Ihre Wirkung wird hier allerdings stark durch die Vergenzeffekte gehemmt.

### 1.1.3 Omegagleichung

Ersetzt man die linke Seite von (4) durch (5) und die Divergenz durch die Kontinuitätsgleichung, differenziert anschließend nach  $p$ , und wendet man den Laplace-Operator auf (2) an, dann liefert anschließendes Gleichsetzen unter der Annahme, dass der Stabilitätsparameter  $\sigma$  allein vom Druck abhängt, die Omega-Gleichung:

$$\left( \sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [\bar{V}_g \cdot \nabla (\zeta_g + f)] - \nabla^2 \left[ \bar{V}_g \cdot \nabla \left( \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt} \quad (6).$$

Mit der Randbedingung, dass die Vertikalbewegung am Boden und am Oberrand der Atmosphäre verschwindet und räumlich durch Sinusfunktionen beschreibbar ist, wird die linke Seite von (6) proportional zu  $-\omega$ .

Somit lässt sich anhand der drei Antriebsterme auf der rechten Seite (differenzielle Vorticityadvektion, Laplace der Schichtdickenadvektion und Laplace der diabatischen Wärmeübergänge) die Verteilung der Vertikalbewegung ermitteln.

Als Antrieb für Hebung wirkt

- positive Vorticityadvektion (PVA), die mit der Höhe anwächst (bzw. negative Vorticityadvektion, die mit der Höhe abnimmt),
- maximierte Warmluftadvektion (WLA) (bzw. minimierte Kaltluftadvektion),
- maximierte diabatischer Wärmezufuhr (bzw. minimierter diabatischer Wärmeentzug).

Als Antrieb für Absinken wirkt

- negative Vorticityadvektion (NVA), die aufwärts zunimmt (bzw. positive Vorticityadvektion, die aufwärts abnimmt),
- maximierte Kaltluftadvektion (KLA) (bzw. minimierte Warmluftadvektion),
- maximiertem diabatischem Wärmeentzug (bzw. minimierte diabatische Wärmezufuhr).



Wegen des Parameters  $\sigma$  erfährt die Vertikalbewegung mit wachsender statischer Stabilität eine zunehmende Dämpfung.

Mit Hilfe des **Q-Vektors** (Hoskins et al, 1978), der in einem natürlichen Koordinatensystem mit  $\vec{n}$  in Richtung des Aszendenten der potentiellen Temperatur  $\Theta$  und  $\vec{s}$  rechts senkrecht dazu über

$$\vec{Q} = \left( -\frac{\partial V_{gN}}{\partial s} \frac{\partial \Theta}{\partial n} \right) \vec{s} + \left( -\frac{\partial V_{gN}}{\partial n} \frac{\partial \Theta}{\partial s} \right) \vec{n} = Q_s \vec{s} + Q_n \vec{n} \quad (7)$$

definiert ist, kann für (6) im adiabatischen Fall einfach

$$\left( \sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \frac{R}{p_0} \left( \frac{p_0}{p} \right)^{c_v/c_p} \nabla_p \cdot \vec{Q} \quad (8)$$

geschrieben werden, mit  $p_0 = 1000$  hPa und  $c_v = 717 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  der spezifischen Wärmekapazität von Luft bei konstantem Volumen. Die Verwendung dieser alternativen Form der Omegagleichung bringt zum einen den Vorteil, dass man die beiden adiabatischen Antriebsterme in (6), die häufig dazu neigen, sich zu kompensieren, nicht mehr getrennt voneinander betrachten muss. Zum anderen gibt wiederum die Aufspaltung der Q-Vektordivergenz in (8) gemäß (7)

$$\nabla_p \cdot \vec{Q} = FQ = \nabla_p \cdot (\vec{Q}_s \vec{s}) + \nabla_p \cdot (\vec{Q}_n \vec{n}) = FQ_s + FQ_n \quad (9)$$

Einblick in die Prozesse, welche die großräumigen Vertikalbewegungen auslösen. Der Antrieb  $FQ_s$  resultiert hauptsächlich aus Variationen der Vorticity entlang der Isothermen. Er liefert daher innerhalb barokliner Wellen den typischen, längs der Frontalzone zu beobachtenden Wechsel von Hebungs- und Absinkgebieten verbunden mit Konvergenz und Divergenz der Q-Vektoren (Abb. 1).

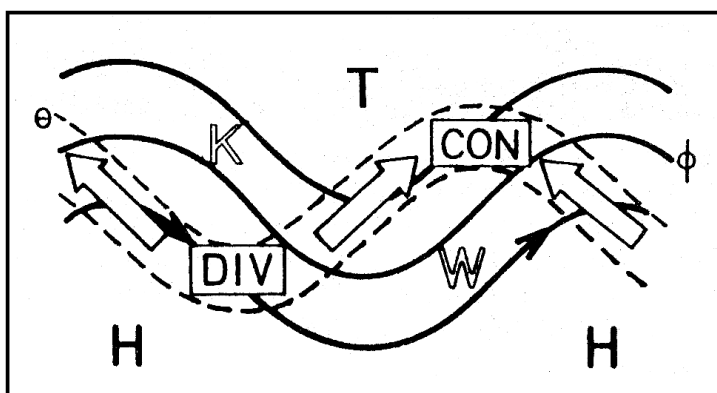


Abbildung 1. Verteilung von  $Q_s$  und  $FQ_s$  in einer instabilen baroklinen Welle (Kurz, 1995).

Entsprechend der erstmals von Petterssen (1936) angegebenen Definition gibt  $Q_n$  frontogenetische Effekte ( $Q_n > 0$ ) bzw. frontolytische Effekte ( $Q_n < 0$ ) wieder. Im geostrophischen Gleichgewicht, welches im betrachteten Skalenbereich näherungsweise erfüllt ist, muss das Stromfeld hierfür Deformation aufweisen. Kommt es zu Frontogenese innerhalb eines deformativen Windfeldes, so liefert  $FQ_n$  einen Antrieb für Hebung auf der warmen bzw. für Absinken auf der kalten Seite der Frontalzone (Abb. 2, links).

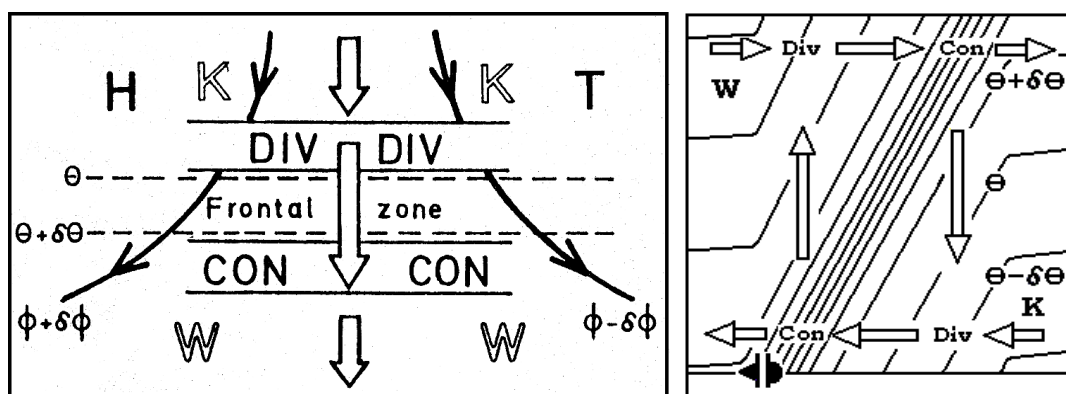


Abbildung 2. Links: Verteilung von  $Q_n$  und  $FQ_n$  in einem frontogenetisch wirkenden Stromfeld (Kurz, 1995). Rechts: Vertikalschnitt mit schematischer Darstellung der zugehörigen ageostrophischen Zirkulation quer zur Frontalzone.

Gleichzeitig treten ageostrophische Windkomponenten in Verbindung mit Vergenzen in Erscheinung. Diese sorgen zusammen mit den Vertikalbewegungen dafür, dass auch während der Frontogenese die Schichtung hydrostatisch und die Vorticity geostrophisch bleibt. Insbesondere wächst die Vorticity bzw. die Windscherung infolge von Produktion innerhalb der Frontalzone an, womit sich eine neue Balance gemäß der bekannten Margules'schen Gleichgewichtsbedingung (Margules 1906) einstellen kann. Insgesamt resultiert eine thermische direkte Zirkulation, die quer zur Frontalzone orientiert ist (Abb. 2, rechts). Bei Frontolyse laufen die Vorgänge entsprechend mit umgekehrten Vorzeichen ab, so dass die Quertzirkulation dann thermisch indirekter Natur ist.

#### 1.1.4 Zweischichtenvorstellung

Die bisher gemachten Aussagen lassen sich mit Hilfe des weithin bekannten Zweischichtenmodells (Kurz 1990) zusammenfassen. Es nimmt die Einteilung in eine obere Troposphäre (Höhenströmung) und eine untere Troposphäre (bodennahe Schichten) vor. Der Zweck dieser Arbeit, nämlich die Untersuchung der Wechselwirkung zwischen baroklinen Wellen der oberen und unteren Troposphäre, legt dieses Schema natürlich besonders nahe.

Nach (5) ist lokalzeitliche Vorticityzunahme mit zumindest relativem Geopotentialfall verbunden, was man als zyklonogenetischen Effekt (Z) bezeichnet. Der umgekehrte antizyklonale Effekt (A) beschreibt entsprechenden Geopotentialanstieg in Verbindung mit Vorticityrückgang. Die Antriebsfunktionen: Vorticityadvektion, Temperaturadvektion und diabatischer Wärmeübergang lassen sich hinsichtlich dieser beiden Wirkungen auf das obere und das untere Niveau untersuchen (Abb. 3). Dabei wird in der unteren Troposphäre die Vorticityadvektion als vernachlässigbar klein angenommen.

---

obere Troposphäre, Jetstream-Niveau

Z in Gebieten mit

- PVA
- maximierter KLA
- maximierter diabatischer Abkühlung

A in Gebieten mit

- NVA
- maximierter WLA
- maximierter diabatischer Erwärmung

---

untere Troposphäre, Boden

Z in Gebieten mit

- PVA in der Höhe
- maximierter WLA
- maximierter diabatischer Erwärmung

A in Gebieten mit

- NVA in der Höhe
- maximierter KLA
- maximierter diabatischer Abkühlung

---

Abbildung 3. Wirkung der Antriebsterme der Omegagleichung bzgl. der beiden Niveaus des Zweischichtenmodells. Näheres siehe Text. (Kurz, 1990).

Warmluftadvektion findet maximiert insbesondere im Bereich vorderseitig Warmfronten und entsprechende Kaltluftadvektion rückseitig Kaltfronten statt.

Diabatische Prozesse werden in der vorliegenden Arbeit wegen ihrer Komplexität nur qualitativ betrachtet.

Die typischen Strukturen in der Höhenströmung, welche für die Verteilung von Vorticity und Vorticityadvektion charakteristisch sind, zeigt Abbildung 4.

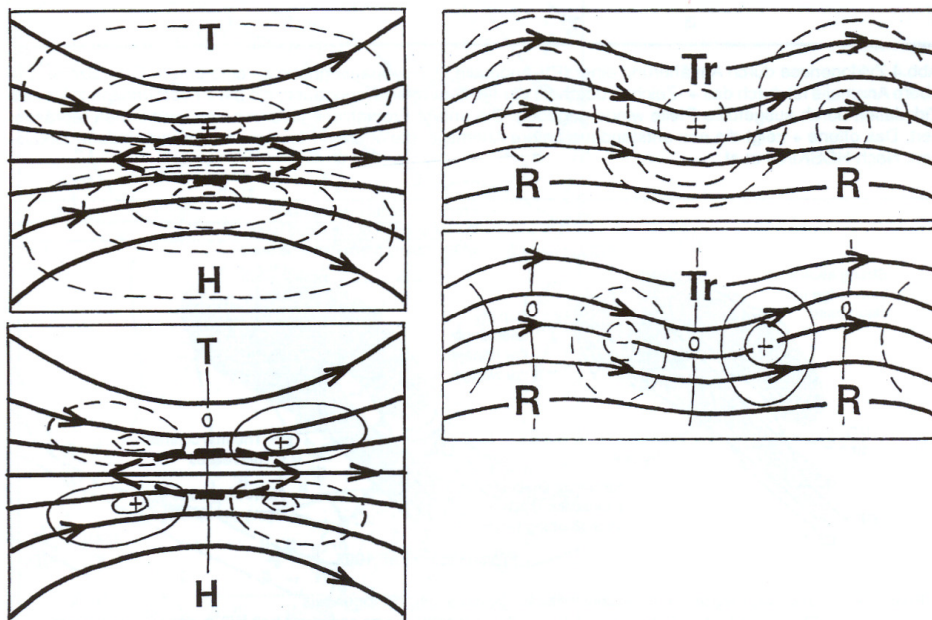


Abbildung 4. Verteilung von Vorticity (oben) und Vorticityadvektion (unten) im Bereich eines Geschwindigkeitsmaximums (links) und einer kurzen wandernden Welle der Höhenströmung (rechts). Dick ausgezogen: Stromlinien. Dick strichliert: Isotache um das Geschwindigkeitsmaximum. T: Tief, H: Hoch, Tr: Trog, R: Rücken (Kurz, 2000).

Wegen der kreisförmigen Stromlinien im linken oberen Bild der Abbildung 4 wird das Vorticityfeld hier allein von der Scherung an den Flanken des Windmaximums im Zentrum bestimmt. Entsprechend ergibt sich eine schachbrettartige Verteilung der Vorticityadvektion (unteres Bild links).

Rechts hingegen ist die Scherung vernachlässigbar klein, so dass sich nur die Krümmungsänderungen zwischen den Trögen und Rücken im Vorticityfeld abbilden (oberes Bild rechts). Daher erhält man die typische Verteilung mit positiver Vorticityadvektion (PVA) stromab der Tröge und negativer Vorticityadvektion (NVA) stromab der Rücken (unteres Bild rechts).

### 1.1.5 Barokline Wellen

Die im vorherigen Abschnitt dargestellte Modellvorstellung ist sehr gut dazu geeignet, die prinzipielle Dynamik der baroklinen Wellen der Westwindzone zu erklären. Grundsätzlich sind hinsichtlich ihrer Entwicklungsfähigkeit stabile und instabile Wellentypen zu unterscheiden. Stabil sind Wellen mit  $0^\circ$  und solche mit  $180^\circ$  Phasendifferenz zwischen Druck- und Temperaturfeld (Abb. 5 a, b). Sie weisen eine senkrechte vertikale Achse auf.

Wellen mit kalten Trögen und warmen Rücken (Abb. 5 a) sind häufig in der mittleren und oberen Troposphäre gut ausgeprägt. Bei ihnen ist die Temperaturadvektion normalerweise vernachlässigbar klein. Wegen des allgemein aufwärts zunehmenden westlichen Grundstroms und den ebenso mit der Höhe an Stärke gewinnenden Vorticityextrema wächst aber die entsprechende Vorticityadvektion an den Flanken der Tröge und Rücken mit der Höhe an.

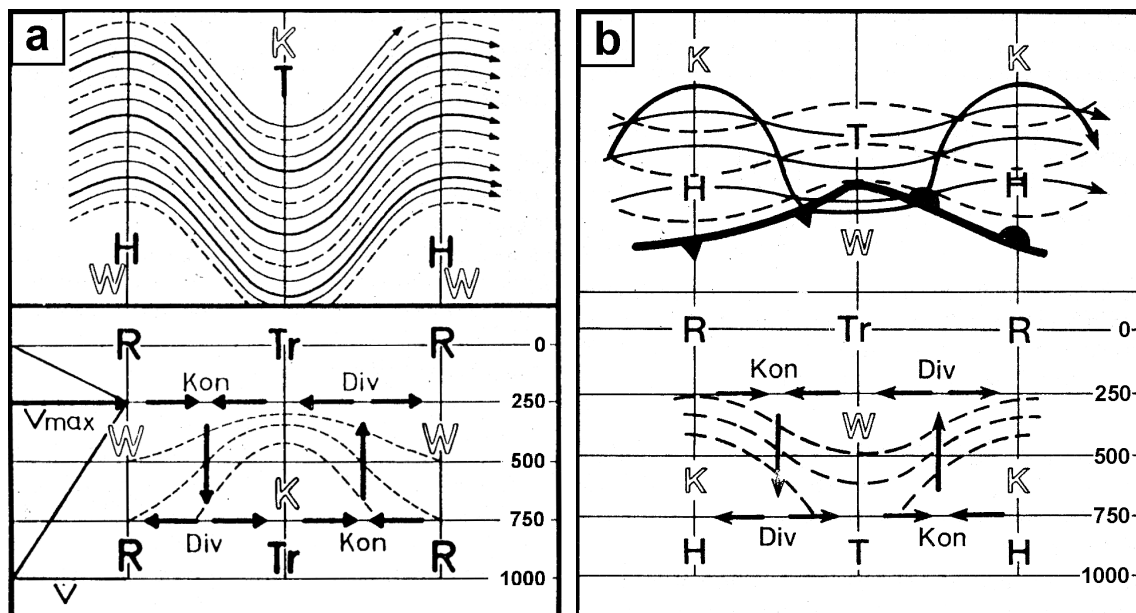


Abbildung 5. Schematische Darstellung stabiler barokliner Wellen.

a) Temperaturwelle und Geopotentialwelle in Phase. b) Welle mit  $180^\circ$  Phasendifferenz. Oben jeweils Horizontalprojektion mit Isohypsen in 250 hPa (dünn ausgezogen) und Isohypsen in 750 hPa (dick ausgezogen) sowie Relativisohypsen bzgl. der Zwischenschicht (strichliert). Unten Vertikalschnitt mit Verteilung von Vertikalbewegung und der horizontalen Divergenzen sowie Isentropenflächen (strichliert), (Nach Kurz 1990, leicht modifiziert).

Es resultiert daher nach (6) Hebung stromab und Absinken stromauf der Tröge. Die in der oberen Troposphäre auftretenden Vergenzen schmälern hier die lokale Vorticitytendenz, während die Vergenzen in Bodennähe unterstützend zu der hier nur geringen Advektion wirken. Im mittleren divergenzfreien Niveau ist allein die Advektion maßgeblich. Somit kann die Verlagerung der Welle in allen Höhen gleich schnell erfolgen. Die an die Vertikalbewegungen gekoppelte Kühlung und Erwärmung der Luft lässt die Temperaturwelle simultan mitwandern.

Stabile Systeme mit  $180^\circ$  Phasendifferenz besitzen warme Tröge und kalte Rücken (Abb. 5 b). Sie sind daher hauptsächlich ein Phänomen der unteren Niveaus. Da die Frontalzone in ihrem Bereich häufig gut ausgeprägt ist und gekoppelt an ihre Entwicklung Wellenform annimmt, nennt man sie auch Frontalwellen. Wegen der geschilderten Temperaturverteilung geht die Vorticity innerhalb der Tröge und Rücken mit der Höhe zurück. Zusammen mit dem aufwärts anwachsenden Grundstrom erfolgt daher in etwa eine Elimination des Effekts der Vorticityadvektion. Nach (6) treibt allerdings die stromab der Tröge maximierte WLA Hebung und die entsprechende KLA stromauf Absinken an. Für die Verlagerung der Vorticityextrema kann daher obige Argumentation prinzipiell auch hier zur Anwendung kommen. Hinsichtlich der Wanderung der Temperaturwelle muss jedoch der Effekt der Temperaturadvektion jenen der Vertikalbewegung überwiegen.

Für instabile barokline Wellen ist im Gegensatz zu den stabilen Typen charakteristisch, dass im Bereich der Trog- und Rückenachsen die zyklonenetischen bzw. antizyklonenetischen Effekte nicht verschwinden und es daher zu zeitlichen Intensitätsänderungen kommt.

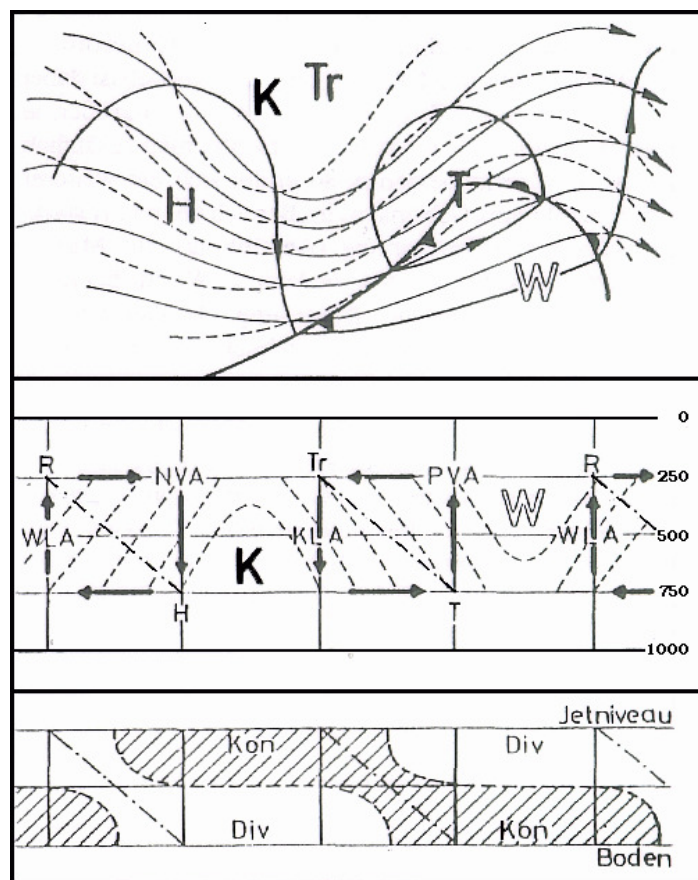


Abbildung 6. Labil anwachsende barokline Welle. Sonst wie Abbildung 5.

Wellen mit der Kaltluft stromauf und der Warmluft stromab des Bodentiefs, also mit  $-90^\circ$  Phasenverschiebung, weisen rückwärts geneigte vertikale Achsen auf (Abb. 6). Daher liegt die obere PVA über der Bodenzyklone und sorgt dort für Hebung sowie für Vorticityproduktion in Verbindung mit Druckfall in Bodennähe. Die folglich wachsende zyklonale Rotation in den unteren Schichten führt zu einer Kräftigung der WLA vorderseitig und der KLA rückseitig. Deren antizyklogenetische bzw. zyklonetische Wirkung stärkt den Höhenrücken und den Höhentrog oberhalb davon. Daher nimmt das Vorticitygefälle über das Bodentief hinweg zu, womit wiederum die PVA wächst usw. Ähnliches gilt mit umgekehrten Vorzeichen für das Hochdruckgebiet. Insgesamt wächst daher die Intensität des Systems immer schneller an. Die Welle der Höhenströmung folgt der entsprechenden Vorticityadvektion. Bodentief und Bodenhoch verlagern sich in Richtung des zyklonetischen bzw. antizyklogenetischen Effekts der maximierten WLA bzw. KLA.

Instabil sind ebenso Wellen mit  $+90^\circ$  Phasenverschiebung und entsprechend nach vorne geneigten vertikalen Achsen. Im Gegensatz zum labil anwachsenden System ist die Struktur der Advektionsfelder hier derart gestaltet, dass die Welle eine zeitliche Dämpfung erfährt. Wie später in dieser Arbeit noch gezeigt wird, müssen diese Abbautendenzen allerdings nicht zwingend zu einer vollständigen Auflösung der Gebilde führen. Kommt die obere Welle zudem schneller voran als jene in Bodennähe, so können sich schließlich beide Systeme voneinander entkoppeln.

## 1.2 Relativströmung und zeitliches Verhalten der vertikalen Achsenneigung

Für die Untersuchung der Prozesse, die bei der vertikalen Wechselwirkung barokliner Wellen ablaufen, ist es hilfreich, sich auf ein mitbewegtes Koordinatensystem zu beziehen.

Zerlegt man, analog zum Zweischichtenmodell, die barokline Welle in einen oberen und einen unteren Teil, so kann man das Relativsystem so wählen, dass es mit der Schwerpunkts- geschwindigkeit der Welle als Ganzes mitwandert. Mit dem Übergang vom Absolut- in das Relativsystem werden diejenigen zeitlichen Änderungen eliminiert, die allein aus ihrer Verlagerung resultieren. Variationen in den Feldern stehen dann direkt für zeitliche Veränderungen in der Struktur des Gebildes.

Um das zeitliche Verhalten des die Welle charakterisierenden Vorticity- und Temperaturfeldes zu studieren, müssen Gleichung (2) und (4) in das mitbewegte System transformiert werden. Für die lokale zeitliche Änderung einer beliebigen skalaren Größe  $s$  in einem sich mit  $\vec{C}$  bewegendem Koordinatensystem gilt allgemein:

$$\frac{\delta s}{\delta t} = \frac{\partial s}{\partial t} + \vec{C} \cdot \nabla s \quad (10).$$

Setzt man in (10):  $s \equiv \zeta_g$ , so folgt mit (4):

$$\frac{\delta \zeta_g}{\delta t} = -(\vec{V}_g - \vec{C}) \nabla \zeta_g - f(\nabla \cdot \vec{V}). \quad (11).$$

Gleichung (11) beschreibt die lokale zeitliche Änderung der relativen Vorticity im mit  $\vec{C}$  wandernden System. Maßgeblich für die Advektion ist nun die Relativströmung:  $\vec{V}_g - \vec{C}$ .

Die Advektion planetarer Vorticity ist im Allgemeinen klein gegenüber den beiden Termen auf der rechten Seite und wurde daher vernachlässigt.

Gleichung (2) nimmt im Relativsystem die Form

$$\frac{\delta}{\delta t} \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) = -(\bar{V}_g - \bar{C}) \nabla \left( -\frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + \sigma \omega + \frac{R}{c_p p} \frac{dQ}{dt} \quad (12)$$

an. Wie bei der Vorticitygleichung taucht hier die Relativströmung im Advektionsterm auf.

Man erhält das Stromlinienbild der Relativwinde auf einfachstem Wege durch grafische Subtraktion eines translatorischen Verlagerungsfeldes vom Gesamtwindfeld im Erdsystem. Im geostrophischen Gleichgewicht sind dabei die Stromlinien gerade durch die Isohypsen gegeben. Abbildung 7 zeigt die Relativströmung in den verschiedenen Niveaus am Beispiel einer Frontalwelle. Zunächst soll im Relativsystem **Stationarität** gegeben sein.

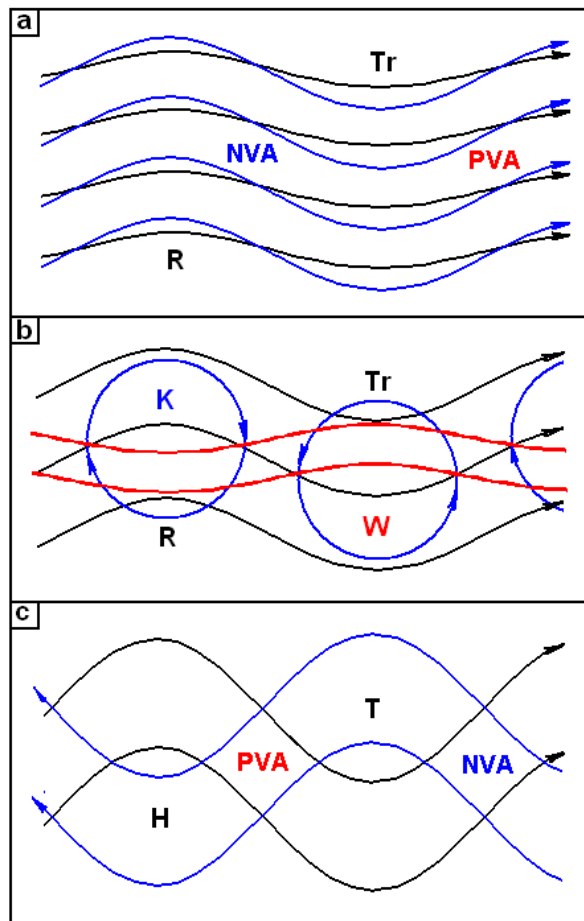


Abbildung 7. Idealisierte Darstellung der Relativströmung in der oberen (a), der mittleren (b) und unteren Troposphäre (c) innerhalb einer stabilen baroklinen Welle (hier einer Frontalwelle). Schwarz eingezeichnet sind Stromlinien im erdgebundenen System, blau Relativstromlinien im mitwandernden System und rot zwei beispielhafte Isothermen. T: Tief, H: Hoch, Tr: Trog, R: Rücken, W: Warmluft, K: Kaltluft, PVA: Positive Vorticityadvektion mit der Relativströmung, NVA: Negative Vorticityadvektion mit der Relativströmung.

Das Stromlinienbild der Welle im Absolutsystem setzt sich zusammen aus dem translatorischen mit der Höhe anwachsenden westlichen Grundstrom plus den Anteil der zyklonalen bzw. antizyklonalen Rotation, welche im Bereich der Trog- und Rückenachsen konzentriert ist. Es wird der Idealfall vorausgesetzt, in dem sich die Welle als Ganzes mit der Grundstromgeschwindigkeit im mittleren Niveau fortpflanzt. Wegen der vertikalen Scherung des Grundstroms ist die Relativströmung in der Höhe (Oberstrom) daher von hinten nach vorne durch die im mitwandernden System ruhende Welle gerichtet (Abb. 7 a). In Bodennähe ist das Bild hingegen genau umgekehrt. Hier durchläuft die Relativströmung (Unterstrom) die Welle von vorne nach hinten (Abb. 7 c). Im mittleren Niveau wird im Idealfall der translatorische Anteil der Absolutströmung eliminiert, und es bleiben im Relativsystem gerade die zyklonalen und antizyklonalen Wirbel übrig. Obwohl dieses vereinfachte Bild der Relativströme nicht direkt auf die Dynamik sich entwickelnder Zyklonen übertragbar ist, so kann es zumindest, was die Relativverlagerung der Wellen in Abhängigkeit vom Höheniveau betrifft, auch dort in Grundzügen Anwendung finden.

Aus den Krümmungsänderungen entlang der Relativstromlinien von Ober- und Unterstrom folgt PVA in der Höhe östlich des Troges sowie in Bodennähe an der Westflanke des Tiefs. NVA resultiert oben westlich des Höhenrückens und unten an der Ostflanke des Tiefs.

Wegen der vorausgesetzten Stationarität im Relativsystem muss nach (11) in den PVA-Gebieten jeweils Divergenz und in den Bereichen mit NVA entsprechend Konvergenz der gleichen Stärke auftreten. Diese Kompensation zwischen advektiver Vorticitytendenz und Produktion, sorgt dafür, dass sich weder das System in der Höhe noch das in Bodennähe bewegen und damit die vertikale Achsenneigung der Geopotentialwelle erhalten bleibt. Die Verteilung der Vergenzen entspricht genau der schon in Kapitel 1.1.5 in Abbildung 5 b gezeigten.

Aus Kontinuitätsgründen steigt die Luft östlich des Tiefs auf und sinkt westlich davon ab. Die Vertikalbewegung liefert im ersten Fall einen Beitrag zu adiabatischer Kühlung und im zweiten zu entsprechender Erwärmung der Luft. Nach (12) muss diesem Effekt im adiabatischen Fall an der Ostflanke des Tiefs relative Warmluftadvektion und an der Westflanke relative Kaltluftadvektion der gleichen Intensität entgegenwirken. Aus dem Zusammenwirken von zyklonaler und antizyklonaler Rotation um die Relativwirbel (Abb. 7 b) resultiert diese Verteilung der Temperaturadvektion qualitativ. Maximierte WLA herrscht im Bereich der Hebung und entsprechende KLA im Absinkgebiet. Dies stimmt wiederum mit der Argumentation in Kapitel 1.1.5 überein. Hierdurch verbleiben passend zur festgehaltenen Geopotential- und Vorticitystruktur die wärmste Luft im Trog und die kälteste Luft im Rücken.

Bezüglich der Fragestellung dieser Arbeit ist jedoch insbesondere der **instationäre** Fall von Interesse, in welchem das oben beschriebene dynamisch-thermische Gleichgewicht zwischen relativer Vorticityadvektion und Vergenzen einerseits sowie zwischen Vertikalbewegung und Temperaturadvektion andererseits gestört ist. In dieser Situation kommt die Welle in der Höhe schneller oder langsamer voran als jene in Bodennähe, wodurch die vertikale Achsenneigung des Systems als Ganzes zeitlich variieren kann.

Vom mitwandernden System aus betrachtet ist die Vorticityadvektion mit den Relativwinden dazu bestrebt, die Welle in der Höhe nach vorne und jene in Bodennähe nach hinten zu bewegen (Abb. 8 a). Können tatsächlich Produktion und Destruktion insgesamt die Wirkung der Vorticityadvektion nicht kompensieren, so neigt sich die vertikale Achse der Wirbel nach vorne. Damit simultan die Geopotentialtröge und Rücken, wie im Bild gezeigt, in der



Vertikalen entsprechend gegeneinander verschoben werden, muss die Luft östlich des Tiefs abkühlen und sich westlich des Tiefs erwärmen. Zu bewerkstelligen ist dies unter adiabatischen Bedingungen nur, wenn gleichzeitig Hebungskühlung und Absinkerwärmung insgesamt stärker sind als die relative Temperaturadvektion.

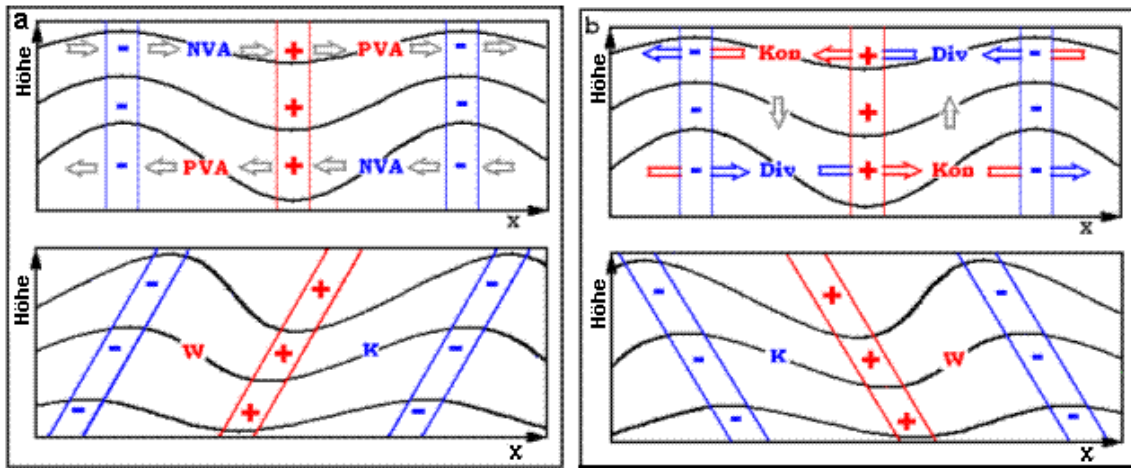


Abbildung 8. Änderung der vertikalen Achsenneigung einer Frontalwelle. Vertikalschnitte längs des Grundstroms. a) Effekt der Vorticityadvektion mit den Relativwinden. b) Wirkung der Vergenzen. Durchgezogene Linien symbolisieren jeweils eine Druckfläche in der unteren, mittleren und oberen Troposphäre. Graue Pfeile repräsentieren Ober- und Unterstrom sowie die Vertikalbewegung. (PVA = positive Vorticityadvektion, NVA = negative Vorticityadvektion, Div = Divergenz, Kon = Konvergenz, + positive Vorticity, - negative Vorticity, W = Warmluft, K = Kaltluft)

Umgekehrt tendieren die Vergenzen in ihrer Wirkung dazu, die vertikale Achse des Systems nach hinten zu kippen (Abb. 8 b). Übersteigen sie betragsmäßig den gegenläufigen Effekt der relativen Vorticityadvektion, so wandern die Wirbel - infolge Vorticityneubildung bzw. -abbau an ihren Flanken - in der Höhe nach hinten und in Bodennähe nach vorne. Dies setzt bei quasigeostrophischer Balance voraus, dass simultan, wie im Bild gezeigt, die Warmluft zur Vorderseite und die Kaltluft zur Rückseite des Tiefs gelangen. Folglich muss während dieser Umstellung unter adiabatischen Bedingungen der Effekt der Temperaturadvektion jenen der Vertikalbewegung übersteigen.

Als günstige Umstände für ein Nachhintenkippen der vertikalen Achsen bzw. für den Erhalt dieser für eine stärkere Entwicklung notwendigen Konstellation (vgl. Abb. 6) können zusammenfassend genannt werden:

- ein im Verhältnis zur Translation hoher Rotationsanteil im Strömungsfeld (gut ausgeprägte Relativwirbel),
- eine relativ geringe vertikale Scherung des Grundstroms,
- Einbezug nur schwach stabiler Luftmassen,
- Hebung wasserdampfreicher Luft (diabatischer Term).

Die entsprechend gegenteiligen Faktoren begünstigen hingegen ein Aufneigen der Achsen. Der totale Einfluss des meridionalen Temperaturgradienten ist nicht pauschal anzugeben, da mit ihm sowohl die Temperaturadvektion als auch die vertikale Windscherung wächst.

### 1.3 Klassischer Ablauf einer Zyklogenese in den mittleren Breiten

#### 1.3.1 Entstehung eines entwicklungsfähigen Systems

Kräftige Zyklongenese sind dadurch gekennzeichnet, dass sie während ihrer stärksten Entwicklung die Struktur einer labil anwachsenden baroklinen Welle aufweisen (vgl. Abb. 6). Prinzipiell können zweierlei Szenarien ein solches System hervorbringen.

Erstens können, wie im vorigen Kapitel beschrieben, die zunächst senkrechten vertikalen Achsen einer stabilen Welle unter den geschilderten Bedingungen nach hinten kippen. Diese Entstehungsmöglichkeit entspricht jener, die klassischerweise in der Literatur beschrieben wird.

Die Tiefdruckentwicklung beginnt danach als Welle schwacher Ausprägung (Initialwelle) an einer ziehenden Front (Kurz 1990). Ansatzpunkt ist häufig ein Bereich in dem die Luftmassengrenze einer Frontogenese unterworfen ist, oftmals im Umfeld der Konfluenzzone eines Viererdruckfeldes (Abb. 9 a). Günstigerweise laufen hierbei Frontogenese und Zyklogenese gleichzeitig ab, so dass es zu einem zusätzlichen Anwachsen der Baroklinität bzw. der verfügbaren potentiellen Energie kommt.

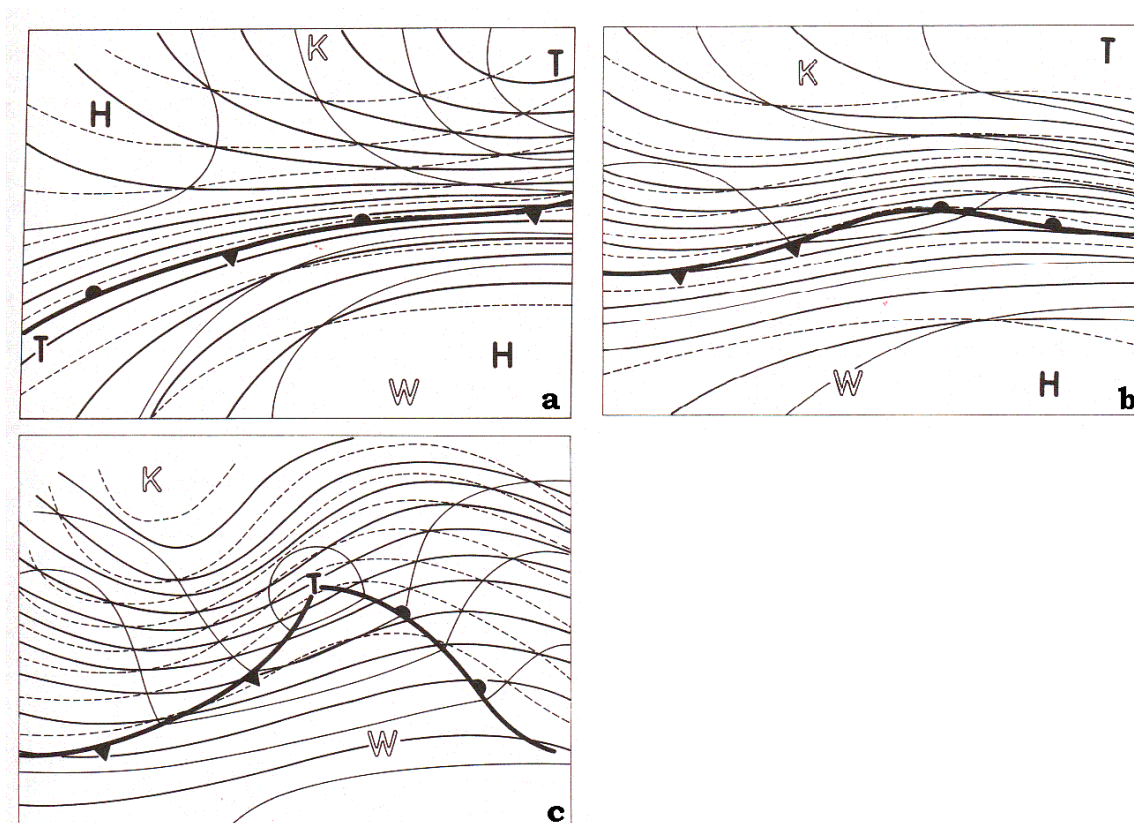


Abbildung 9. Temperaturverteilung und Verlauf der Höhenströmung während der Anfangsphase einer Zyklogenese aus einer Initialwelle heraus. Dick ausgezogen Isohypsen in 500 hPa. Dünn ausgezogen Isohypsen in 1000 hPa. Strichliert relative Isohypsen 500/1000 hPa (Kurz, 1990).

Zu Beginn beobachtet man infolge der Frontogenese ein Band mit Hebung, Bewölkung und eventuell Niederschlag etwa einheitlicher Breite entlang der Front. Dieses weitet sich als erstes Anzeichen der Entwicklung in Richtung zur Kaltluft aus und zeigt damit die einsetzende großräumige Hebung an.

Damit verbunden kommt es zu Druckfall, Konvergenz und zur Entstehung eines zyklonalen Wirbels am Boden (Abb. 9 b). Vorderseitig des jungen Tiefs setzt Warmluftadvektion und rückseitig Kaltluftadvektion ein, so dass die Warmluft nach Norden und die Kaltluft nach Süden vorzustoßen beginnen. Dies setzt zu diesem Zeitpunkt, gemäß dem im vorigen Kapitel gesagten, ein Überwiegen des Effekts der Temperaturadvektion gegenüber dem der Vertikalbewegung voraus. Die resultierenden Schichtdickenänderungen haben wiederum Einfluss auf die Höhenströmung, in der sich simultan eine schwache Welle ausbildet, die entsprechend etwa um eine viertel Wellenlänge nach stromauf verschoben ist. Dadurch erhält das aus der Initialwelle hervorgehende System unmittelbar seine rückwärtige Achsenneigung. Das noch flache Bodentief liegt daher etwa auf halber Strecke zwischen Trog und Rücken und kommt somit in den Einfluss der PVA in der Höhe.

Insgesamt vollzieht sich gleichzeitig im Vertikalbewegungsfeld eine Umstellung. Lag zu Anfang die Hebung noch entlang der warmen und das Absinken entlang der kalten Seite der Frontalzone und war damit quer zum Grundstrom orientiert, so dehnt der Schwerpunkt der Hebung sich nun über den Kern der Zyklone zu deren Vorderseite hin aus, während sich das Absinken zur Rückseite hin verlagert. Damit verbunden beginnt auch die vorderseitige und kernnahe Kaltluft aufzusteigen und die Warmluft in der Höhe rückseitig der Kaltfront abzusinken. Mit dieser Neuausrichtung von Hebungs- und Absinkgebiet mehr längs des Grundstroms fängt das Bodentief an zu wandern. Außerdem dünnen sich die Wolken rückseitig der Kaltfront aus, während sie sich vorderseitig der Warmfront formieren. Häufig kommt sogar eine Zunge mit abgesunkener wolkenfreier Luft von der Rückseite her bis zum Kern des Tiefs voran. Insgesamt bekommt die Wolkenstruktur typischerweise die Form eines Kommas.

Die Hebung über dem Kern löst schließlich eine weitere Vertiefung und Steigerung der zyklonalen Rotation aus. Dadurch wird das Temperaturfeld weiter verformt und die Welle der Höhenströmung gewinnt ebenso an Stärke (Abb. 9 c).

Ein zweites, sehr wirkungsvolles und relativ häufig in der Realität zu findendes Szenario, welches eine labil anwachsende Welle hervorbringen kann, stellt folgender Prozess dar, der erstmals von Petterssen beschrieben wurde (Petterssen 1956). Er stellte fest, dass eine Zyklogenese häufig dann beginnt, wenn sich ein oberes Vorticitymaximum, üblicherweise eingebettet in einen kalten Höhentrog, einer baroklinen Zone in Form einer Bodenfront oder Frontalwelle in der unteren Troposphäre annähert (Abb. 10).

Die obere Störung, bei der Temperatur- und Potentialwelle in Phase sind, baut auf einer barotropen oder nur schwach baroklinen unteren Troposphäre auf, während die untere Welle umgekehrt als warmes Gebilde auf die unteren Schichten beschränkt bleibt. Beide Systeme sind zunächst stabil und können unabhängig voneinander existieren und wandern. Damit sie sich aufeinander zu bewegen können, muss der Grundstrom aufwärts an Geschwindigkeit zunehmen oder seine Richtung muss von der Höhe abhängen.

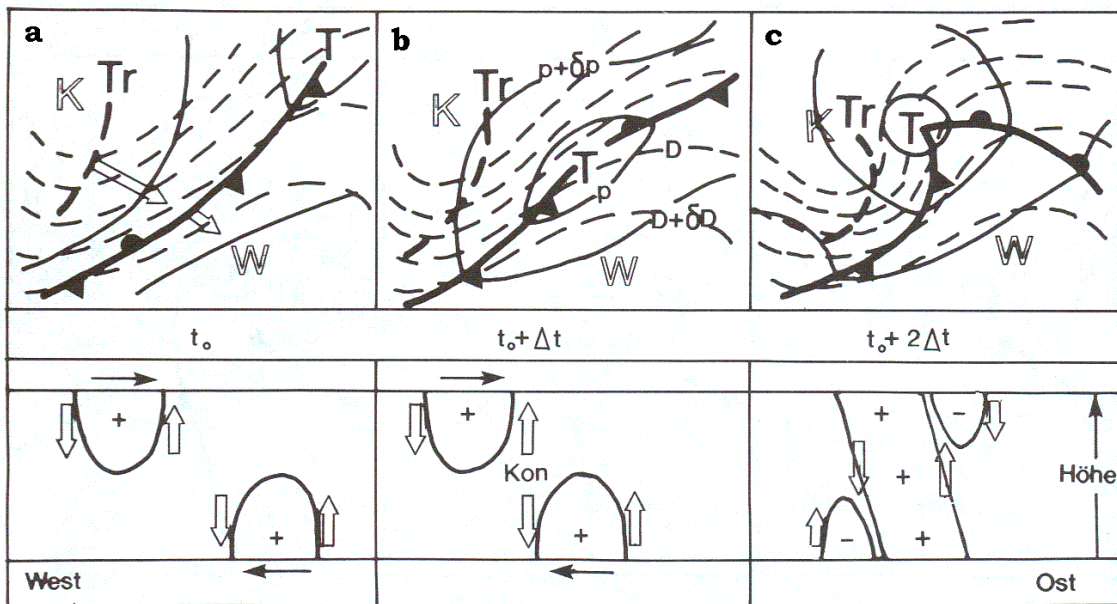


Abbildung 10. Relativbewegung und Kopplung barokliner Wellen. Oben Bodendruckfeld mit Fronten, Position des oberen Troges sowie Relativisohypsen (strichliert). Unten schematischer Vertikalschnitt mit Vorticityextrema und deren Relativbewegung sowie der Vertikalbewegung (Kurz, 1990)

Während der Annäherung des Troges kommt rückseitig des unteren Systems positive Vorticityadvektion auf. Deren zyklonenetische Wirkung greift jedoch zunächst nicht auf die untersten Niveaus durch, da erst die Hebungskühlung, dann in zunehmenden Maße auch die Kaltluftadvektion rückseitig der Bodenkaltfront zu einer entsprechend starken Abkühlung der Zwischenschicht führt (Abb. 10 a, b). Daher kommt gemäß (2) der in der Höhe erfolgende Potentialfall in Bodennähe nicht mehr zum Tragen. Konvergenz in den mittleren Niveaus (Abb. 10 b, unten) sorgt dort für ein Anwachsen der Vorticity. Die Konvergenz kompensiert außerdem die Wirkung der trogvorderseitigen Divergenz in der Höhe in Bezug auf die Bodendrucktendenz. Eine kräftige zyklonale Entwicklung kann erst dann einsetzen, wenn die obere PVA auf den Scheitel der unteren Welle übergreift und der ungünstige Effekt der Kaltluftadvektion nachlässt bzw. schließlich von Warmluftadvektion abgelöst wird (Abb. 10 c). Die gleichzeitig anwachsende Kühlungstendenz aufgrund der gesteigerten Vertikalbewegung im Kernbereich der Zyklonenentwicklung wird durch die diabatische Wärmezufuhr in Form von verstärkt freiwerdender Kondensationswärme minimiert. Zum Ende der Ankopplung besitzt das System die geforderte durchgehende nach hinten geneigte vertikale Achse (Abb. 10 c, unten).

Die Präsenz der frontalen Störung am Boden ermöglicht der Welle der Höhenströmung, ihren Einfluss bis zum Boden hin auszubauen. Letztlich ist dabei die Baroklinität, also der horizontale Temperaturgegensatz, im Bereich der Front der entscheidende Faktor. Denn zum einen liefert bereits die Existenz des zur Front gehörenden Vorticitymaximums dem Höhentrog eine potentiell günstige Struktur für ein Durchgreifen seiner PVA bis zum Boden. Zum anderen kommt es wegen der relativ großen Temperaturunterschiede beim Einsetzen der Entwicklung zu einem raschen Anwachsen der Temperaturadvektion, welche schließlich dafür Sorge trägt, dass die Relativbewegung der beiden Störungen endet (der Bodentrog wird tendenziell schneller, der Höhentrog langsamer) und so die vertikale Achsenneigung erstmal

erhalten bleibt. Weiterhin ist es hinsichtlich der Entwicklung im Potential- bzw. Druckfeld für die Zyklogenese günstig, dass sie dort ansetzt, wo in den unteren Schichten bereits positive Vorticity vorliegt. Integration der Vorticitygleichung (4) unter Berücksichtigung der relativen Vorticity im Produktionsterm und Annahme einer konstanten Divergenz sowie Vernachlässigung der Vorticityadvektion liefert nämlich

$$\zeta_g(t) = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi(t) = f_0 (e^{-(\nabla \cdot \vec{v})t} - 1) + \zeta_{g,0} e^{-(\nabla \cdot \vec{v})t} \quad (13),$$

mit der relativen Vorticity zum Nullzeitpunkt  $\zeta_{g,0}$ . Gleichung (13) stellt eine Beziehung zwischen dem zeitlichen Verhalten des Geopotentials und jenem der geostrophischen relativen Vorticity her. Sie soll auf die Entwicklung des Bodentiefs angewandt werden. Man sieht, dass das Wachstum der Vorticity entscheidend davon abhängt, ob zu Beginn ( $t=0$ ) bereits positive Vorticity vorliegt ( $\zeta_{g,0} > 0$ ) oder nicht ( $\zeta_{g,0} = 0$ ). Im ersten Fall, in dem der zweite Term auf der rechten Seite von (13) die Vorticityproduktion mit unterstützt, kann daher, wenn primär Potentialfall herrscht, die Vorticity mit geringeren Konvergenzen geostrophisch bleiben. Schwächere Konvergenz bedeutet aber kleinere Vertikalbewegung, geringere Hebungskühlung und letztlich stärkeren Druckfall am Boden. Gibt man z.B. als konstante Konvergenz den typischen Wert von  $10^{-5} s^{-1}$  vor, so kann die relative Vorticity innerhalb eines Tages auf  $14 \cdot 10^{-5} s^{-1}$  ( $\zeta_{g,0} = 0$ ) bzw.  $26 \cdot 10^{-5} s^{-1}$  ( $\zeta_{g,0} = 5 \cdot 10^{-5} s^{-1}$  als typischer Wert) anwachsen. Umgekehrt müsste die Konvergenz etwa 45% größer ausfallen, um ein Wachstum der Vorticity von 0 auf  $26 \cdot 10^{-5} s^{-1}$  im gleichen Zeitraum zu ermöglichen.

### 1.3.2 Weiterer Ablauf der Zyklogenese

Die labil anwachsende barokline Welle ist dadurch charakterisiert, dass sie sich selbständig immer schneller intensiviert (vgl. Kapitel 1.1.5). Palmén und Newton (1969) haben das Resultat dieser positiven Rückkopplung als „self-development“ bezeichnet.

Diesen Abschnitt der Zyklogenese bezeichnet man als Reifestadium, das Tiefdruckgebiet selbst als Warmsektorzyklone. Die Warmluft, die keilförmig von Kalt- und Warmfrontfläche eingegrenzt ist, wird insgesamt gehoben, schrumpft damit in den unteren Niveaus horizontal und breitet sich in der Höhe aus. Umgekehrt schrumpft die sie umgebende Kaltluft entsprechend oben und läuft unten divergent auseinander. Dies hat zur Folge, dass die Kaltfront schneller voran kommt als die Warmfront und damit der Warmsektor immer enger wird.

Da zu diesem Zeitpunkt der Einfluss von Temperaturadvektion und freiwerdender Kondensationswärme etwa den der Vertikalbewegung auf die Temperaturtendenz ausgleicht, kann die rückwärtige Achsenneigung zunächst aufrecht erhalten werden und damit die Entwicklung fortschreiten.

Während des darauf folgenden Okklusionsprozesses (Schließen des Warmsektors) dringt die Kaltluft südlich des Tiefs relativ zur Verlagerung nach Osten vor, während die Warmluft nördlich des Tiefs entsprechend nach Westen vorzustoßen beginnt (Abb. 11 a).

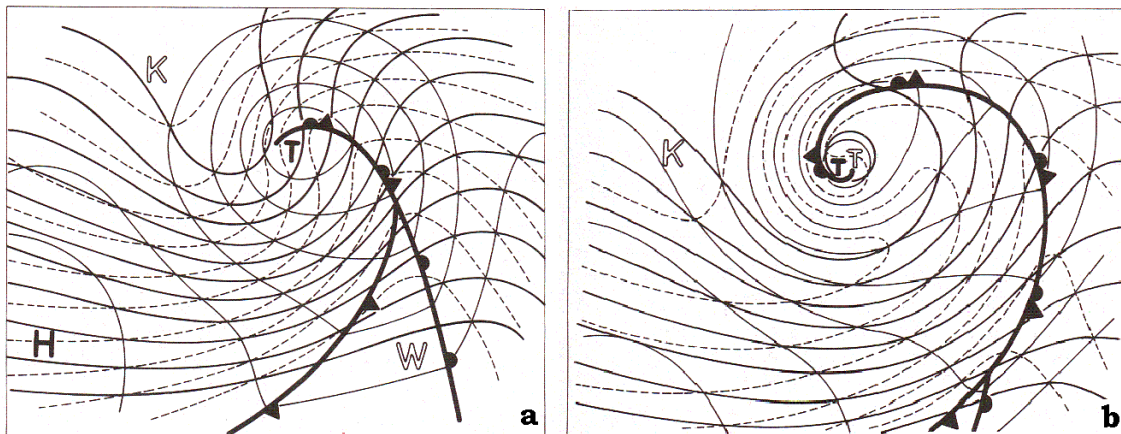


Abbildung 11. Weiterentwicklung zum Reifestadium und schließlich okkludierten System. Vergleiche mit Abbildung 9 (Kurz, 1990).

Damit verbunden scheren das Bodentief in Bezug auf die Bewegungsrichtung nach links und der Höhentrog entsprechend nach rechts aus. Der Bodenkern verlangsamt seine Bewegung, womit das Frontensystem um ihn herumzuschwenken beginnt. Höhentrog und vorgelagerter Höhenrücken vergrößern ihre Amplitude, verkürzen ihre Wellenlänge und nähern sich dem Tief an. Somit fängt die vertikale Achse an, sich aufzurichten. Das Tief hat seine maximale Intensität mit tiefstem Kerndruck und den höchsten Windgeschwindigkeiten und damit das Reifestadium erreicht.

Besonders bei Sturm- und Orkanzyklonen winden sich die Wolken spiralförmig um das System herum. Dies ist ein Indiz dafür, dass die zyklonale Rotation, welche die aufsteigende Luft erfasst, zu diesem Zeitpunkt so stark ist, dass die dann folgende Höhendivergenz diese nicht vollständig abbauen kann.

In der letzten Phase der Zyklongenese, in der das Tief vollständig okkludiert, richtet sich seine Achse meist rasch auf (Abb. 11 b). Dies ist darauf zurückzuführen, dass über den kühlenden bzw. erwärmenden Effekt der immer mehr anwachsenden Vertikalbewegung die Temperaturunterschiede zwischen Warm- und Kaltluft nach und nach abgebaut werden und damit die Temperaturadvektion langsam nachlässt. Der Effekt der Vertikalbewegung trägt also zu Anfang dazu bei, die Achsenneigung auszubalancieren und hindert schließlich das System daran, über alle Grenzen zu wachsen. Letzteres nannten Palmén und Newton (1969) „self-limiting process“. Wenn die Kaltluft zum Schluss an der Ostflanke des Systems nach Norden und die Warmluft entsprechend an dessen Westseite nach Süden vorzustößen beginnt, wirken beide Effekte schließlich sogar gleichsinnig auf das Aufrichten der Achse hin.

Anders gesprochen überwiegt also schließlich die Vorticityadvektion mit der Relativströmung in Ober- und Unterstrom die Wirkung der Vergenzen in Bezug auf die Verlagerung der Vorticitymaxima am Boden und in der Höhe. Der Höhentrog wandert dabei zunächst mit unveränderter oder sogar höherer Geschwindigkeit weiter, während das Bodentief seine Bewegung verlangsamt. Gleichzeitig umkreisen beide Wirbel den Schwerpunkt des Systems auf spiralförmigen Bahnen, die letztlich in diesen münden.

Obwohl während der Entwicklung die warme Luft nach oben divergierend abgehoben wird und sich dabei abkühlt, die unteren Schichten im Austausch schließlich von der kalten Luft eingenommen werden, behält das Tief trotzdem oftmals eine relativ hohe Mitteltemperatur

bei. Die in der aufsteigenden Warmluft freigesetzte große Menge an latenter Wärme, kompensiert hier nämlich deutlich die Hebungskühlung, während innerhalb der insgesamt absinkenden Kaltluft die entsprechende Erwärmung voll zum Tragen kommt.

Am Ende der Entwicklung sind nach Kurz (1990) drei Fälle zu unterscheiden: Sind die isobaren Temperaturunterschiede nur noch gering, so bleibt ein in allen Höhen einheitlicher quasi barotroper Wirbel zurück.

In Sturm oder Orkanzyklonen umkreist die aufsteigende warme Luft den Kern, so dass dieser im Vergleich zur Umgebung eine höhere Temperatur bekommt. Das Tief tritt dann wegen der Hydrostatik in der Höhe häufig nur noch schwach in Erscheinung.

Die Dritte Möglichkeit ist das kalte und folglich mit der Höhe an Intensität gewinnende Tief. Es stellt in gewisser Weise eine Ausnahme zum im vorigen Abschnitt gesagten dar.

Da die Isohypsen zum Ende hin mehr und mehr Kreisform annehmen und der horizontale Temperaturuntergradient zumindest in Kernnähe ebenso zurückgeht, tendiert der Wirbel dazu seine Bewegung zu verlangsamen oder quasi stationär zu werden.

Die Reibung führt schließlich zum Abbau des Wirbels als Ganzes. Das kalte Tief kann jedoch nach Auflösung in den unteren Schichten in der Höhe gelegentlich als Kaltlufttropfen bestehen bleiben, welcher dann eher selten an Ort und Stelle verhartet.

#### 1.4 Das „IPV-Konzept“

In jüngerer Zeit wird öfters auf Darstellungen der isentropen potentiellen Vorticity (IPV) zur Beschreibung von Entwicklung und Verhalten barokliner Wellen sowie von Zyklonen und Antizyklonen zurückgegriffen. Die Theorie dahinter wurde von Hoskins et. al. (1985) ausgearbeitet. Die IPV ist definiert über:

$$\eta_{\Theta, pot} = -g \eta_{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial p} \quad (14).$$

Sie ist das Produkt aus absoluter Vorticity auf Theta-Flächen  $\eta_{\Theta}$  und der statischen Stabilität  $\partial \Theta / \partial p$  multipliziert mit der Gravitationskonstanten  $g$ . Ihr großer Vorteil ist, dass sie bei adiabatischer Prozessführung auch innerhalb einer baroklinen Strömung eine Erhaltungsgröße darstellt.

Die IPV ist dort besonders groß, wo hohe Vorticitywerte und große statische Stabilität zusammentreffen. Umgekehrt ist sie relativ klein in Gebieten mit geringer absoluter Vorticity und kleiner statischer Stabilität.

Nimmt man den Faktor  $\eta_{\Theta}$  zunächst als konstant an, so bleibt nur die Abhängigkeit von der Stabilität übrig. Auf einer Theta-Fläche, die so gewählt wird, dass sie südlich der Polarfront innerhalb der Warmluft der Troposphäre verläuft, nördlich der Frontalzone aber in der Stratosphäre liegt, trennt diese in Folge der unterschiedlichen statischen Stabilität niedrige IPV-Werte im Süden von hohen im Norden.

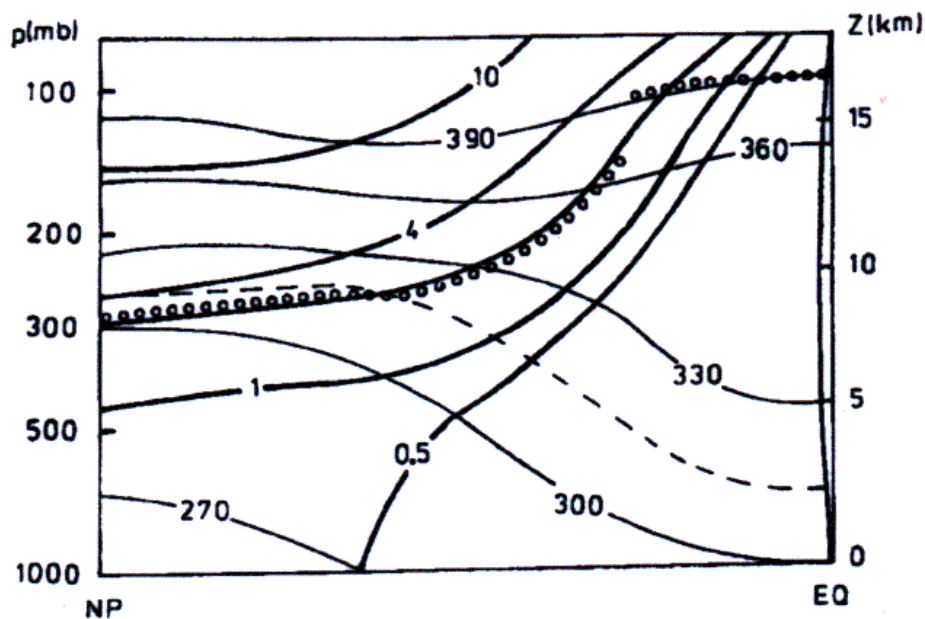


Abbildung 12. Schematischer Vertikalschnitt entlang eines Meridians vom Nordpol (NP) zum Äquator (EQ). Dargestellt sind Isentropen (315K-Linie strichliert, sonst dünn ausgezogen) in  $K$  und Linien gleicher isentroper potentieller Vorticity (dick ausgezogen) in PVU (Potential Vorticity Unit). Tropopausenverlauf (mit Kreisen punktiert) definiert über 2 PVU Niveau (polare und mittlere Breiten) bzw. durch Lage der 390K Isentrope (Tropen), (Hoskins, 1997)

Nach Abbildung 12, die mittlere Verhältnisse repräsentieren soll, erfüllen dies für die gemäßigten Breiten in etwa die isentropen Flächen zwischen 315K und 330K. Vorstöße der Polarluft nach Süden bzw. der subtropischen Luft nach Norden erzeugen daher (bereits bei konstant gehaltener Vorticity) wellenartige Strukturen in der IPV-Verteilung auf den isentropen Flächen.

Berücksichtigt man die Korrelation dieser Luftmassenverschiebungen mit der Entwicklung der warmen Rücken und kalten Tröge der Höhenströmung, so wird klar, dass dann über die räumlich variable Vorticity  $\eta_{\theta}$  der zugehörigen Wirbel die Intensität dieser Störungen noch deutlich verstärkt wird und man von positiven und negativen IPV-Anomalien sprechen kann (Abb. 13, oben).



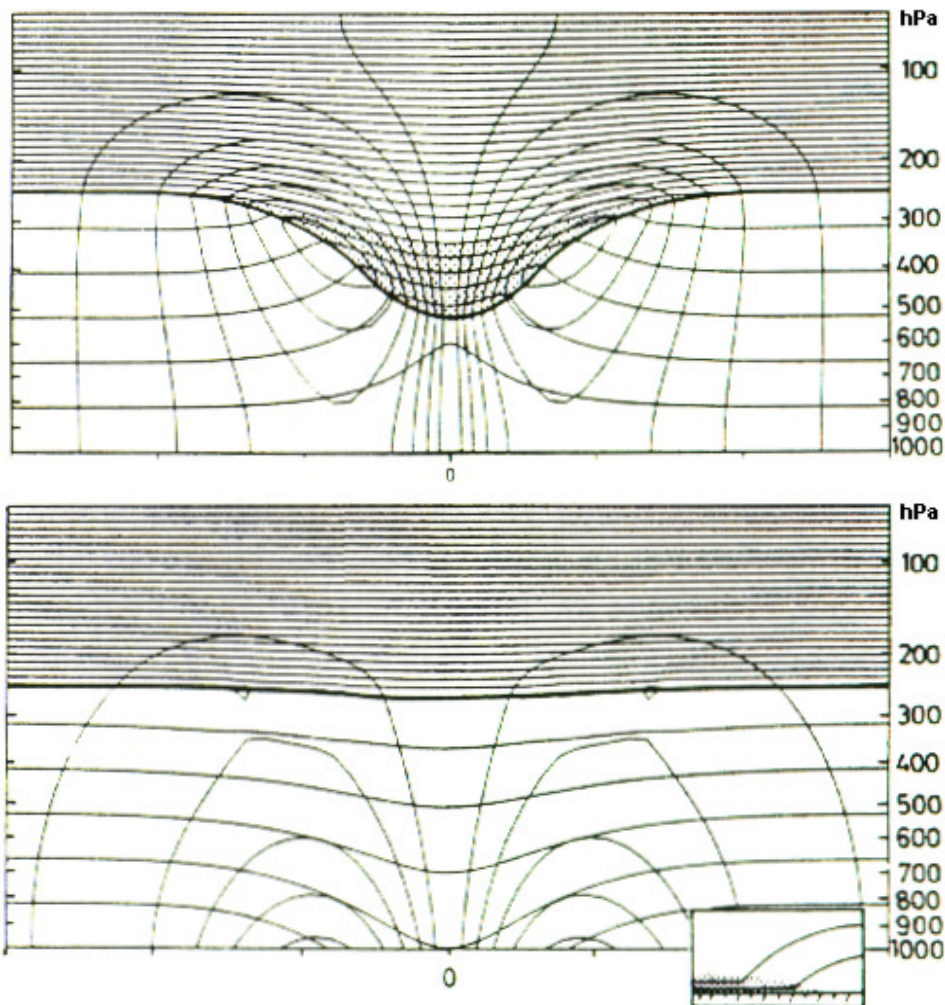


Abbildung 13. Vertikalschnitt durch eine hochtroposphärische IPV-Anomalie (oben) sowie eine niedertroposphärische IPV-Anomalie (unten). Die Länge der X-Achse entspricht einer Distanz von circa 3000 km. Dargestellt sind Isentropen und die Isotachen des rotatorischen Anteils der Strömung (beides qualitativ). Der Bereich der Anomalie ist gepunktet und im unteren Bild vergrößert gezeigt. Dick ausgezogen ist der Verlauf der Tropopause (Hoskins et. al., 1985).

IPV-Anomalien können bei Adiabatie auf den isentropen Flächen nur advehiert werden. Umgekehrt lassen daher alle zeitlichen Änderungen im IPV-Feld, die nicht advektiv möglich sind, auf diabatische Vorgänge schließen. Im Kern einer Anomalie zum Beispiel, wo die Advektion verschwindet, sind Intensitätsänderungen nur diabatisch zu bewerkstelligen.

Auch in Bezug auf die untere Troposphäre lassen sich Anomalien der IPV definieren, wenn man voraussetzt, dass die isentropen Flächen die Erdoberfläche nicht schneiden können (Abb. 13, unten). Innerhalb vergleichsweise warmer Luft liegen die Isentropen in Bodennähe dann dicht zusammen und in relativ kalter Luft entsprechend weit auseinander, was einer vergleichsweise hohen bzw. niederen statischen Stabilität entspricht.

Eine positive Anomalie bildet sich zum Beispiel im Bereich eines sich entwickelnden Tiefs, wo WLA sowohl die positive Temperaturanomalie, wie auch über Bodendruckfall,

Konvergenz und Vorticityproduktion zusätzlich eine entsprechende positive Abweichung im Vorticityfeld erzeugt. Da die Ausprägung der oberen und der unteren IPV- Anomalien korreliert ist mit der Intensität der Vorticity- und Druckextreme an die sie gekoppelt sind, können Zyklogenese und Antizyklogenese prinzipiell auch anhand der Betrachtung des IPV-Feldes verfolgt werden.

Insbesondere der Fall der Ankopplung zweier zunächst getrennter Vorticitymaxima, wie im folgenden Fallbeispiel des Tiefs „Quimburga“ (Kapitel 2.1) beschrieben, ist ein Paradebeispiel für die Verwendung des so genannten IPV-Denkens. Die Entwicklung des Tiefs von der seichten Frontalwelle hin zur Sturmzyklone erfolgt danach als Resultat der Annäherung einer oberen IPV-Anomalie, eingebettet z.B. in einen Höhentrog, an eine untere barokline Zone (Abb. 14).

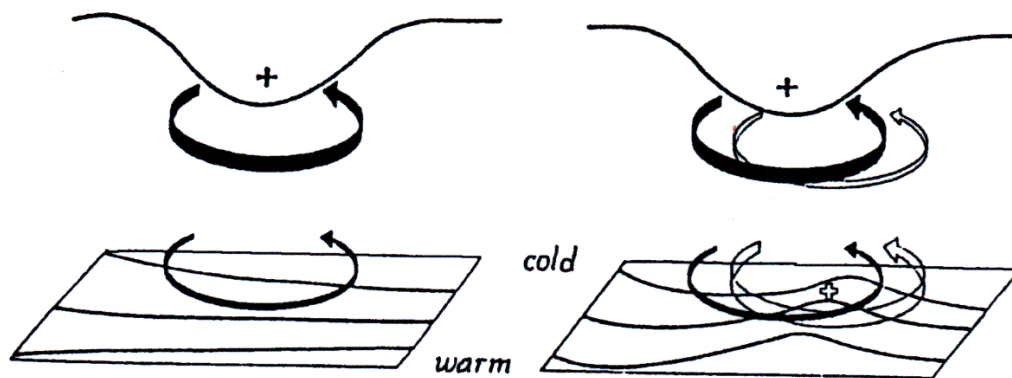


Abbildung 14. Schematische Darstellung einer Zyklogenese, die ausgelöst wird durch die Annäherung einer oberen IPV-Anomalie an eine barokline Zone in der unteren Troposphäre. Die Anomalie in der Höhe (geschlossenes Plus-Symbol) ist verknüpft mit zyklonaler Rotation (breiter geschlossener Pfeil) und einer Eindellung im Tropopausenverlauf. Isolinien der potentiellen Temperatur markieren das Verhalten der Frontalzone in Bodennähe (Hoskins et. al., 1985).

Die obere Anomalie baut auf der relativ schwach stabilen kalten Polarluftmasse auf und verliert in Richtung der mittleren Niveaus rasch an Stärke (vgl. Abb 13, oben). Daher greift sie während der Anfangsphase der Entwicklung nicht in tiefere Schichten durch. Mit ihrer Annäherung an die bodennahe Frontalzone kommt dort jedoch infolge der verstärkten Hebung und Konvergenz eine zyklonale Rotation auf (schmaler Pfeil im unteren Bildteil von Abbildung 14). Der mit der aufkommenden zyklonalen Rotation verbundene Warmluftvorstoß bringt die untere Anomalie (offenes Plus-Symbol) hervor. Ihre zusätzliche Zirkulation (offene Pfeile) wirkt sich über die rückseitige Kaltluftadvektion wiederum günstig auf die Genese der oberen Anomalie aus. Oder anders gesprochen induziert diese zyklonale Rotation in der Höhe eine isentrope Advektion niederstratosphärischer Luft mit hohen IPV-Werten in Richtung Süden sowie entsprechend troposphärischer Luft mit geringer IPV nach Norden. Dadurch wird die obere Anomalie nicht nur verstärkt sondern auch in ihrer Verlagerung gebremst. Während der Ankopplung gewinnen beide Anomalien an Stärke, wachsen jeweils in Richtung der mittleren Troposphäre und vereinigen sich schließlich zu einem einheitlichen Wirbel.

## **2 Fallstudien**

### **2.1 Fallbeispiel zur vertikalen Ankopplung barokliner Wellen**

Betrachtet wird die Entwicklung des Tiefs „Quimburga“ über dem Nordatlantik und dem europäischen Festland zwischen dem 17. und 21. November 2004.

#### **2.1.1 Daten**

Zur Verwendung kommen Analysefelder vom Global Forecast System (GFS) des US-Wetterdienstes (NCEP). Das GFS rechnet auf spektraler Basis mit einer T254-Auflösung (etwa  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  in Länge x Breite), Moorthi S. (2003). Die verwendeten Daten sind auf ein reguläres Gitter mit einer Maschenweite von  $1^\circ \times 1^\circ$  interpoliert worden. Um die für Auswertung irrelevanten subskaligen Strukturen zu unterdrücken, wurden die Felder zu Kapitel 2.1.6 (Relativsystem) zusätzlich einer 9-Punkt-Glättung unterworfen. Dabei werden die 8 Gitterpunkte, welche den fraglichen Gitterpunkt umgeben, in die Gewichtung mit einbezogen. Der zentrale Punkt erhält ein Gewicht von 1, die Nachbarpunkte von 0.5 und die Eckpunkte von 0.3.

Die Fronten sind den täglich veröffentlichten Bodenanalysen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) entnommen.

#### **2.1.2 Quasigeostrophische Diagnose**

##### ***17. November, 18 UTC:***

Zum Ausgangszeitpunkt am 17. November 2004 18 UTC befand sich in der Höhe über dem Nordatlantik eine zonale konfluente Westströmung (Abb. A1 a und b).

Vor der Südküste Grönlands lag eingebettet in die linke Flanke des Einzugsbereichs der Konfluenz ein kalter Höhentrog. Wegen der Kaltluft an dessen Fuß, die in den Analysen der relativen Topografie gut zu erkennen ist, befindet er sich oberhalb eines Keils des Hochdruckgebiets über Grönland (Abb. A1 c). Gleichzeitig ist in diesem Bereich der Temperaturgradient in der Höhe, wo die Frontalzone zonal von Osten kommend nach Nordwesten umbiegt, deutlich stärker ausgeprägt als jener in den unteren Schichten (Abb. A1 b und c). Der Höhentrog baut somit zudem auf eine vergleichsweise schwach barokline untere Troposphäre auf. In den unteren Niveaus ist die thermische Frontalzone dagegen deutlich südlich des Höhentrogbesonders gut ausgeprägt. Sie nimmt hier eine rein zonale Lage an (Abb. A1 c). In diesem Gebiet sind Temperaturunterunterschiede in der Höhe hingegen relativ gering (Abb. A1 b). Wegen der hier mit der Höhe abnehmende Baroklinität bleibt diese untere Störung auf die bodennahen Schichten beschränkt. Insgesamt wird hiermit bereits die noch koppelungsfreie Situation deutlich, in der sich die beiden Systeme befinden.

Ein Band mit positiven Werten der relativen Vorticity verläuft entlang des Bodenfrontenzuges (Abb. A2 c). Das in den Höhentrog eingebettete Vorticitymaximum ist in 300 hPa klar zu erkennen und wird in 500 hPa durch eine Zunge mit relativ hohen Vorticitywerten markiert (Abb. A2 b und c). Eine weitere Zunge mit vergleichsweise hoher Vorticity zeigt südlich davon die zyklonale Nordseite eines dort befindlichen Jetmaximums an.

In den unteren Niveaus wird nördlich der thermischen Übergangszone die polare Luftmasse zwischen dem Grönlandhoch und tiefem Druck über der Nordsee und Skandinavien nach Süden verfrachtet. Auf der Südseite findet zwischen einem umfangreichen Tief über dem westlichen Nordatlantik und einem Hoch mit Zentrum vor der Biskaya Zufuhr subtropischer Warmluft nordwärts statt. Insgesamt wirkt diese viererdruckfeldartige Konstellation frontogenetisch auf die Frontalzone ein, was mit der lang gestreckten Zone positiver Werte des Deformationsanteils des Frontogeneseparameters  $-Q_n$  belegt wird (Abb. A2 d).

Auch in der mittleren Troposphäre ergibt sich wegen den hier den parallel zu der konfluenten Strömung liegenden Isothermen eine frontogenetische Tendenz, was anhand des Bandes positiver  $(-Q_n)$ -Werte entlang der Frontalzone in etwa  $60^\circ$  Nord angezeigt wird (Abb. A2 b).

Korreliert damit findet sich maximierte Kaltluftadvektion (KLA) nordöstlich und maximierte Warmluftadvektion (WLA) südwestlich der Frontalzone (Abb. A3 e).

Stromab des oberen Vorticitymaximums herrscht positive, aufwärts zunehmende Vorticityadvektion (PVA), wobei diese in 500 hPa nur schwach hervor tritt (Abb. A3 a und c).

Die Omegafelder sind geprägt von dem quertzirkulatorischen Antrieb an der frontogenetischen thermischen Übergangszone, mit Hebung der Warmluft und Absinken der Kaltluft (Abb. A3 b und d). Man sieht, dass der Gesamtantrieb FQ in 850 hPa im betreffenden Gebiet praktisch mit dem Deformationsanteil identisch ist (Abb. A2 f und Abb. A3 f).

Der aufsteigende sowie der absinkende Ast der frontogenetischen Quertzirkulation südlich und nördlich der Frontalzone sind insbesondere in 700 hPa gut zu erkennen, was darauf hinweist, dass die Quertzirkulation ihre maximale Ausprägung in der unteren Troposphäre besitzt.

Der Hebungsantrieb der oberen PVA vorderseitig des Troges erfährt durch den Antrieb der KLA für Absinken eine Kompensation, so dass die Vertikalbewegung in 500 hPa dort fast verschwindet (Abb. A3 b). Dies ist nach dem Petterssenschen Schema typisch für diese Phase des Ankopplungsprozesses. Hingegen konnte sich die rückseitig NVA mit ihrem Absinkantrieb durchsetzen. Weiter südlich bewirkte die PVA-Zunge stromab der zyklonalen Seite des Jetmaximums bis in mittlere Troposphäre hinab eine aufsteigende Bewegung (Abb. A3 b).

Das Infrarot-Satellitenbild dieses Termins (Abb. A4) zeigt ein gut ausgeprägtes Band hochreichender Bewölkung nördlich des Bodenfrontenzuges, was zum Hebungsbereich auf der warmen Seite der Frontalzone gehört. Etwas nördlich davon ist ebenfalls dichte Bewölkung zu erkennen. Damit korreliert ist das Aufsteigen vorderseitig des angesprochenen Geschwindigkeitsmaximums. Stromab des Troges liegt ein kompaktes Wolkengebiet, welches, wenn man die Richtigkeit des Modellomegas annimmt, dessen Hebungsantrieb in der oberen Troposphäre anzeigt. Rückseitig des Troges im Bereich der Südspitze Grönlands ist eine Aufheiterungszone passend zur rückseitig absinkenden Luftbewegung entstanden.

### ***18. November, 06 UTC:***

Bis 12 Stunden später, zum nächsten Morgen um 06 UTC, wanderte der Höhentrog unter Beibehaltung seiner Intensität zusammen mit seiner Kaltluft nach Ost-südost weiter (Abb. A5 a, b und d).

Unterhalb des aufsteigenden Astes der frontalen Quertzirkulation ist ein noch schwaches Bodentief mit einem Kerndruck von etwas unter 1015 hPa westlich von Irland zu erkennen

(Abb. A5 d). Da in diesem Gebiet kein entsprechender zyklonenetischer Antrieb in der Höhe vorlag und entsprechend zum Vortermin, wie beschrieben, der Antriebsterm  $FQ_n$  klar den Gesamtantrieb bestimmte, ist die Entwicklung des Tiefs bis zu diesem Zeitpunkt als eine direkte Folge des Frontogeneseprozesses anzusehen. Die noch schwache Frontalwelle bekam später von den Meteorologen der Berliner Universität den Namen „Quimburga“ zugeteilt.

Konvergenz und Vorticityproduktion haben dort passend dazu die Vorticity in Bodennähe anwachsen lassen (Abb. A6 e). Die damit verbundene Störung im Vorticityfeld wird fortan als unteres Maximum bezeichnet.

Das obere Maximum innerhalb des Höhentrogens hat seine Intensität in etwa beibehalten und bringt in 500 hPa und 300 hPa ein relatives Maximum in Form einer Zunge bzw. Austrohung hervor (Abb. A6 a und c).

Das Vorticitymaximum knapp östlich davon lässt sich, dem ebenfalls weiter gewanderten, südlichen Jetmaximum zuordnen.

Der frontogenetische Effekt ist im betreffenden Gebiet insbesondere in den unteren Niveaus schwächer geworden (Abb. A6 b und d). In Übereinstimmung damit hat auch die Verteilung der Schichtdickenadvektion ihre bandartige Struktur eingebüßt (Abb. A7 e). Östlich der jungen Zyklone hat WLA und westlich KLA eingesetzt.

Die Vertikalbewegungsfelder, geben ein ausgeprägtes Hebungsgebiet nordöstlich des Bodentiefs infolge aufwärts zunehmender PVA stromauf der Nordflanke des nun nordwestlich Schottlands angekommenen Jetmaximums wieder (Abb. A7 b und d). Die von der WLA ausgelöste Hebung liegt über und östlich des Bodenkerns.

Nordwestlich des Bodentiefs und vorderseitig des Höhentrogens befindet sich ein PVA-Gebiet, welches zwei Einzelmaxima enthält (Abb. A7 a und c). Ein Vergleich mit dem Modell-Omega in 500 hPa zeigt, dass der Hebungsantrieb des nördlichen Maximums nicht und der des südlichen Maximums nur in geringem Maße bis in die mittleren Niveaus hinab greifen konnte, was sich wiederum anhand der Kompensation der hier negativen Schichtdickenadvektion erklären lässt.

Im Satellitenbild (Abb. A8) sieht man den hoch reichenden Wolkenschirm über dem Bodentief und östlich davon, der entsprechend zur maximierten WLA gehört. Dies ist das typische erste Anzeichen einer Wellentiefentstehung.

Das weit ausgedehnte Gebiet mit geschlossener Bewölkung über sowie westlich von Schottland zeigt die Hebung stromauf des Jetmaximums bzw. Richtung Westen jene vorderseitig des Troges an. Interessant ist, dass sich die wolkenarme Luft von dessen Rückseite aus bis weit in seinen Kernbereich ausgedehnt hat. Dies weist auf absinkende Bewegung auch innerhalb des Troges infolge der unteren maximierten KLA hin und lässt eine Verstärkung seiner Intensität erwarten.

Insgesamt ist festzustellen, dass weiterhin eine klare räumliche Trennung zwischen dem Vertikalbewegungsregime im Umfeld der sich entwickelnden Bodenzyklone und jenem der Höhenströmung im Bereich des Troges möglich ist.

### ***18. November, 12 UTC:***

In den folgenden 6 Stunden bis zum Mittagstermin des 18.11. wanderte „Quimburga“ in Richtung der stärksten WLA nach Westirland weiter (Abb. A9 e). Der Kerndruck sank dabei leicht. Rückseitig der Bodenkaltfront dehnte sich der Keil des Grönlandhochs weiter nach

Süden aus. Daher beginnt dort wegen der Zunahme des Druckgradienten der Kaltlufttransport in die Rückseite die Tiefs anzuwachsen.

Der Trog konnte sich dem Bodentief annähern und infolge der unteren KLA auch tatsächlich etwas an Stärke gewinnen (Abb. A9 a und b). Außerdem ist eine Verschärfung des Temperaturgradienten in seinem Umfeld abzulesen, was gut zu der angesprochenen frontogenetischen Tendenz der Vortermine passt. Über die damit verbundene ageostrophische Bewegung vom hohen zum tiefen Potential (vgl. Abb. 2, rechts) in der Höhe konnte ein neues Jetmaximums mit gut 120 kn Geschwindigkeit entstehen, welches ziemlich genau mit dem Trog zusammenfällt (Abb. A9 a).

Die Felder der relativen Vorticity zeigen die Position des oberen Maximums mit einer Austrohung in 300 hPa und einem jetzt deutlich ausgeprägten Extremum in 500 hPa (Abb. A10 a und c). Die Vorticity ist in 500 hPa um eine Einheit angewachsen, was die Verstärkung des Troges bzw. die Addition seiner Krümmungsvorticity mit der zyklonalen Scherungsvorticity an der Nordflanke des neu entstandenen Jetmaximums widerspiegelt. Das untere Maximum ist dagegen ohne Intensitätsänderung mit dem Bodentief mitgewandert (Abb. A10 e).

Rückseitig des Troges entstand westlich Islands innerhalb der dort sehr starken Nordwestströmung ein zweites Vorticitymaximum in der Höhe. Es besitzt eine Stärke von 4 bzw. 5 Einheiten in 500 hPa und 300 hPa, ist also in seiner Intensität zu diesem Zeitpunkt mit dem erstgenannten Maximum vergleichbar. In den Geopotentialanalysen ist es mit einer schwachen Austrohung verbunden (Abb. A10 a).

Während die Frontogenese in Bezug auf die unteren Niveaus an der Kaltfront weiter an Stärke verlor, hatte sie sich an der Warmfront wieder verstärkt (Abb. A10 d). In der mittleren Troposphäre ist entlang der zur Warmfront gehörenden Frontalzone ebenfalls eine Intensivierung der Frontogenese festzustellen. Auch im Umfeld des Troges lagen weiterhin deformativ frontogenetische Effekte vor, womit dort eine weitere Intensivierung des Jets zu erwarten ist.

Da die obere PVA auf die WLA über Irland vorderseitig des Bodentiefs übergreift, nimmt kommt der Ankopplungsprozess jetzt in seine Endphase (Abb. A11 a, c und e). Der Schwerpunkt des Hebungsantriebs aus der Höhe liegt aber noch nicht über dem Bodentief, sondern nördlich bzw. sogar schon etwas östlich davon. Das hängt damit zusammen, dass die vertikale Achse zwischen unterem und oberem Vorticitymaximum noch deutlich quer zur Strömung in Richtung Nord-Nordwest geneigt ist. Damit die Anordnung das klassische Bild einer labil anwachsenden baroklinen Welle erfüllt, muss aber die Achse eine Neigung rein längs der Strömung erhalten. Dies bedingt hier wiederum, dass relativ zum Bodentief die vergleichsweise kälteste Luft von seiner Nord- auf seine Westseite und entsprechend die wärmste Luft von seiner Süd- zu seiner Ostflanke gelangt.

Passend zum Wirken von PVA und WLA kann man in den Analysen östlich und nördlich von „Quimburga“ und entlang der Warmfront Hebung erkennen. Absinken findet sich nordwestlich des Bodentiefs innerhalb und rückseitig des Höhentroges (Abb. A11 b und d)

Im Infrarot-Satellitenbild ist als Folge der Zyklonogenese im Vergleich zu den Vorterminen eine deutliche Meridionalisierung der Wolkenstruktur auszumachen (Abb. A12). So greift das kompakte Wolkenband, das sich über dem Bodentief und entlang der Warmfront befindet, vorderseitig langsam etwas weiter nach Norden aus. Die Zunge mit trockener Luft hat sich

von dem heranziehenden Höhentrog ausgehend zur Rückseite des Tiefs und in Richtung dessen Kerns ausgedehnt. Sie zeigt das anhaltende Absinken innerhalb des Troges bzw. dessen Annäherung an das untere System an.

Zusammen mit der anhaltenden Hebung infolge PVA stromab des Troges haben die Wolken an der Ostflanke des Vorticitymaximums nördlich des Bodenkerns insgesamt die typische Kommaform angenommen. Passend zum Einschlagen des frontogenetischen Prozesses und der dort großräumig wirksamen und stärker werdenden KLA war die Bewölkung auch im Umfeld der Kaltfront etwas zurückgegangen.

Im visuellen Sattelitenbild bringt die genannten Strukturen teilweise noch deutlicher hervor (Abb. A13). Insbesondere ist das Wolkenkomma hier sehr schön zu erkennen.

### ***17 November, 18 UTC:***

Bis zum folgenden 18 UTC-Termin zog „Quimburga“ unter Verstärkung auf einen Kerndruck unter 1005 hPa in östliche Richtung, wieder der stärksten WLA folgend, weiter nach Südengland (Abb. A14 d). Der Höhentrog verlagerte sich nun in südöstliche Richtung in das Gebiet stromauf des Bodentiefs und erfuhr eine weitere Verstärkung (Abb. A14 a und b). Der zugehörige Temperaturtrog in den Analysen der Mitteltemperatur hatte an Intensität gewonnen und östlich des Tiefs hatte sich zusätzlich eine schwache warme Aufwölbung gebildet (Abb. A14 d).

Die Änderung der Verlagerungsrichtung des Troges von östlicher in mehr südöstliche Richtung folgt aus der Drehung des Grundstromes in der Höhe auf mehr nordwestliche Richtung. Zurückzuführen ist dies auf den Potentialanstieg bzw. -fall infolge der weitflächig auftretenden Zufuhr warmer Luft zwischen dem Keil des Grönlandhochs und dem umfangreichen atlantischen Tief südwestlich davon bzw. der entsprechenden Zufuhr kalter Luft an der Ostflanke des Hochs an der Westseite von „Quimburga“.

Passend zu der zum Vortermin diagnostizierten frontogenetischen Tendenz hatte die Windgeschwindigkeit im Jetmaximum (nun etwas stromauf des Troges) um weitere 20 kn zugenommen (Abb. A14 a). Vergleicht man die Lage der Jetachse mit jener der zu den Vorterminen, so wird auch daran sehr eindrücklich die Umstellung in der Höhenströmung deutlich. Während das Starkwindband zu Anfang zonal orientiert war und weit nördlich und parallel zur unteren Frontalzone verlief, kreuzt das Jetmaximum stromauf des Bodentiefs jetzt von Nordwesten her den Bodenfrontenzug.

Mit der weiteren Annäherung des Troges an die Bodenzyklone und dessen einsetzender verstärkter Intensivierung ist der Ankopplungsvorgang zwischen unterem und oberem Vorticitymaximum nahezu abgeschlossen. Da sich der Kaltlufttrog noch nicht ausreichend weit relativ zum Bodenkern nach Süden ausdehnen konnte, ist aus der Lage der Vorticitymaxima in den verschiedenen Niveaus immer noch eine leicht schräg, entgegen der Strömungsrichtung nach Norden geneigte vertikale Achse ersichtlich (Abb. A15 a, c und e). Die Maxima erfuhren allerdings in allen Höhen bereits eine Verstärkung um 1 bis 2 Einheiten. Das nachlaufende zweite Maximum in der Höhe ist dem Trog näher gekommen und liegt nordwestlich von Schottland. In 300 hPa ist es jetzt stärker ausgeprägt als das erste Maximum.

Ein frontogenetischer Effekt liegt in 850 hPa sowohl an der Warm- als auch an der Kaltfront und weiter entlang der Frontalzone der Warmfront im 500 hPa Niveau vor (Abb. A15 b und d). Auch der Einzugs- und der Kernbereich der Konfluenzzone in der mittleren Troposphäre stromauf des Bodentiefs, mit dem eingebetteten Windmaximum, erfahren weiterhin einen frontogenetischen Effekt. Stromab des Jetmaximums liegt Frontolyse vor.

Der Kern der PVA in 300 hPa befindet sich zwar noch nördlich bis östlich, die entsprechende PVA in 500 hPa aber bereits über dem Bodentief (Abb. A16 a und c). Somit ergeben sich im Vergleich zum Vortermin deutlich bessere Entwicklungschancen.

Der Schwerpunkt der WLA liegt südöstlich des Bodenkerns (Abb. A16 e). Der Bereich mit maximierter KLA knapp westlich „Quimburgas“ an der Südspitze des Höhentrog hat deutlich an Stärke gewonnen, was die Entwicklung einer rückwärtigen Achsenneigung weiter unterstützt. Da sich das PVA-Gebiet stromab des zweiten oberen Maximums noch weit stromauf des Bodentiefs befand und zudem sehr schwach war, konnte dieses Gebilde noch keinen Einfluss auf den Ankopplungsprozess nehmen. Das Modell gibt Hebung nun mehr über dem Bodentief sowie östlich davon an der Warmfront wieder. Absinken wird rückseitig des Tiefs an der Südflanke des Höhentrog angezeigt.

Im zugehörigen Satellitenbild erkennt man wiederum den geschlossenen Wolkenbereich vorderseitig der Bodenwarmfront sowie nördlich des Bodentiefs (Abb. A17). Letzterer markiert die Vorderseite des Troges. Die Südwestflanke des Troges ist jetzt weitgehend wolkenfrei. Auch die in den vorherigen Terminen vorhandene Konvektionsbewölkung innerhalb der polaren Luftmasse hat sich aufgelöst. Die Absinkprozesse führten also zu einer weiterer Abtrocknung und Stabilisierung der Luft. Diese Zunge trockener Luft hat den Tiefkern nun fast erreicht.

Auffällig ist, dass weite Teile des Warmsektors von Wolken erfüllt sind und der Wolkenschirm vorderseitig der Warmfront seit den beiden Vortermin wieder etwas nach Süden zurückgewichen ist (vgl. mit Abb. A8 und A12). Dazu passend hat sich das Gebiet mit maximierter WLA von der Vorderseite der Warmfront zu deren Rückseite zurückgezogen (vgl. mit Abb. A7 und A11).

Der Wolkenbatzen knapp nordwestlich Schottlands zeigt die Hebung auf der Vorderseite des zweiten Extremums in der Höhenströmung an.

### ***19. November, 06 UTC:***

In der Zeit bis zum Folgetermin am 19.11. 06 UTC erfuhr das System eine verstärkte Intensitätszunahme. Trotz der nun erschwerten Entwicklungsbedingungen über Land sank der Kerndruck von „Quimburga“ um 15 hPa auf unter 990 hPa über dem westlichen Polen (Abb. A18 d). Der Höhentrog, der jetzt genau stromauf des Bodenkerns liegt, hat sich ebenfalls deutlich verstärkt (Abb. A18 a und b).

Im Vergleich zum Beginn der Entwicklung, als die Baroklinität der Frontalzone sich im Süden auf die unteren Schichten und im Norden im Bereich des Troges auf die obere mittlere und obere Troposphäre konzentrierte, kann man jetzt von einer in der Vertikalen einheitlichen hochbaroklinen Zone sprechen. Insbesondere in der Höhe ist dabei in der Folge der Frontogenese der Temperaturgradient im Umfeld des Troges angewachsen (vgl. Abb. A1 b und 18 b). Insgesamt neigte sich die Frontalzone auf, was zum einen mit der Frontogenese und zum anderen mit der Verlagerung der oberen baroklinen Zone infolge der Drehung der Höhenströmung von westlicher auf nordwestliche Richtung zusammenhängt.

Die Windgeschwindigkeit im Jetmaximum an der Westflanke des Troges ist passend zur zum Vortermin diagnostizierten frontogenetischen Tendenz auf gut 160 kn gestiegen (Abb. A18 a).

Die vertikale Achse des Systems ist jetzt nach hinten längs der Strömung geneigt und hat damit seine zyklonale Drehung von Nord nach West vollendet. Passend dazu ist der Trog der Mitteltemperatur in Bezug auf den Tiefkern nach stromauf, der entsprechende Rücken



zumindest leicht nach stromab vorschoben (Abb. A18 d). Vom Bodentief aus gesehen, befindet sich die kälteste Luft westlich und die wärmste Luft leicht östlich. Das als Warmsektorzyklone zu bezeichnende Tief weist die charakteristische Struktur einer labil anwachsenden baroklinen Welle auf. Die Ankopplung ist damit abgeschlossen.

Die Vorticitywerte in Bodennähe, wie auch in der Höhe, insbesondere in der mittleren Troposphäre, sind nochmals deutlich angewachsen, wobei die beiden oberen Maxima miteinander verschmolzen (Abb. A19 a, c, und e). Da das zweite Maximum das erste also einholte und weil es zu diesem Zeitpunkt eine deutlich größere Intensität aufwies, kann davon ausgegangen werden, dass es ab jetzt die Tiefdruckentwicklung als Ganzes verstärkte. Insgesamt ist das obere Vorticitymaximum in Richtung der starken Scherung an der Nordostflanke des Jetmaximums verschoben worden.

Wegen der weiteren Drehung der vertikalen Achse des Systems erfasst die PVA vorderseitig des Vorticitymaximums in 500 hPa wie in 300 hPa den Kern des Bodentiefs (Abb. A20 a und c). Der Trog selbst wird auf Grund seiner Lage stromab der zyklonalen Flanke des Jetmaximums ebenfalls von PVA erfasst, was für eine weitere Verstärkung seiner Intensität spricht. Maximierte WLA herrscht östlich des Bodentiefs wieder mehr im Bereich der Warmfront und entsprechende KLA westlich rückseitig der Kaltfront (Abb. A20 e), wobei sich insbesondere die KLA nochmals intensivieren konnte. Letztere liefert zusätzlich einen Beitrag zur Amplifizierung des Höhentrog.

Das Modell-Omega zeigt Hebung über dem Bodentief in Einklang mit der dort anzutreffenden oberen PVA (Abb. A20 b und d). Im Bereich des Höhentrog scheinen die Vertikalbewegungsantriebe der PVA und der maximierten KLA sich in etwa auszugleichen. Aufsteigende Bewegung findet man innerhalb der Warmluft im Bereich der Warmfront und entlang der Kaltfront. Absinken wird entsprechend parallel zu den Frontenzügen jeweils innerhalb der Kaltluft angezeigt. Somit bestimmte wieder eine Quercirkulation an den Fronten das Vertikalbewegungsfeld mit, was auch durch die stärkere frontogenetische Tendenz (Abb. A19 b und d) angezeigt wird.

Im Satellitenbild zeigt sich passend dazu dichte Bewölkung in einem breiten Streifen parallel zur Warmfront, außerdem über dem Bodenkern und etwas weiter westlich an der Vorderseite des Vorticitymaximums in der Höhe (Abb. A21). Der Kern des lang gestreckten oberen Maximums, dessen Westflanke und ein weites Gebiet rückseitig der Kaltfront sind dagegen wolkenarm.

### **2.1.3 Vertikalschnitte**

Die Abbildungen A23 bis A27 zeigen Vertikalschnitte der Troposphäre, die von Bild zu Bild sukzessive der Wanderung der oberen und unteren Störung von West nach Ost folgen. Die Position und die Orientierung der einzelnen Schnitte ergeben sich aus Abbildung A22. Dargestellt sind jeweils potentielle Temperatur und relative Vorticity im oberen Bild sowie Horizontaldivergenz und Vertikalgeschwindigkeit (Modell-Omega) im unteren Bild. Zur besseren Orientierung sind in den obigen Abbildungen die Positionen der Vorticity-extreme in der Höhenströmung und am Boden eingetragen. Markiert sind zusätzlich unten die Zonen, die sich mit Gebieten mit positiver/negativer Vorticityadvektion oder maximierter Warmluft-/ Kaltluftadvektion in der Horizontalen schneiden. Die Schnitte sind so gewählt, dass sie das obere und untere Vorticitymaximum möglichst in ihrem Kernbereich schneiden.

Zieht man die ersten drei Termine (Abb. A23, A24 und A25) heran, zu welchen die Schnitte noch in etwa quer zur Frontalzone orientiert sind, so wird folgendes deutlich:

Während zu Beginn zwei voneinander getrennte Bereiche mit relativ großer Baroklinität auszumachen sind - bei 54 °N zwischen etwa 1000 hPa und 750 hPa und bei 58° N zwischen etwa 500 hPa und 300 hPa (Abb. A23, oben)-, erkennt man, wie sich im Laufe der folgenden 18 Stunden eine einheitliche Frontalzone bildet, die sich von der Bodennähe bis in etwa 400 hPa hinauf erstreckt. Gleichzeitig wuchs der horizontale Temperaturgradient vor allem in den mittleren und hohen Niveaus deutlich an, was sich auf den bereits erwähnten frontogenetischen Effekt im horizontalen Stromfeld zurückführen lässt. Gut zu erkennen ist, wie die Tropopause in der Polarluft um circa 100 bis 150 hPa absank. Dies passt zu der diagnostizierten Absinkbewegung innerhalb der Trogkaltluft.

Gekoppelt an die hochbaroklinen Zonen sind das obere und das untere Vorticitymaximum, zwischen denen zunächst nahezu keine Verbindung besteht. Man sieht aber, wie sie bereits am Morgen des 18.11. zu verschmelzen beginnen. Dies liegt zum einen daran, dass sie sich in der Horizontalen annähern, und zum anderen am Anwachsen der Vorticity im Niveau zwischen etwa 850 und 500 hPa. Die dazu nötige Produktion von Vorticity wird zum Teil durch Konvergenz innerhalb der einer Frontogenese unterworfenen Frontalzone bewerkstelligt. Außerdem liefert die Konstellation mit PVA vorderseitig des oberen Maximums bzw. des Höhentroges über der unteren KLA an der Nordseite der Frontalzone Anlass zu Konvergenz in diesen Schichten. Diese beiden Effekte lassen sich in den Abbildungen A23 (unten) und A24 (unten) nachvollziehen. Deutlich ist die zur frontogenetischen Tendenz passende Querkirkulation mit Hebung der Warmluft und Absinken der Kaltluft sowie Konvergenz innerhalb der Frontalzone gepaart mit Divergenz an deren Flanken zu sehen. Außerdem zeigt sich schön das Divergenzgebiet in Korrelation mit der oberen PVA und ein relatives Maximum an Konvergenz darunter oberhalb der unteren maximierten KLA.

In Abbildung A25 (oben) ist gut das nachlaufende zweite obere Vorticitymaximum zu sehen. Es befindet sich zum Mittagstermin des 18.11. mit seinem Kern bei etwa 63° Nord in 340 hPa und erreicht hier eine etwas größere Intensität als das erste Extremum, welches als relatives Maximum etwa bei 58 ° Nord zu finden ist.

Das Übergreifen der oberen PVA bzw. dessen Divergenzzone auf das Gebiet der unteren WLA ist schon andeutungsweise zu erkennen (Abb. A25, unten). Damit setzt der eigentliche Ankopplungsprozess, im Sinne der Einflussnahme des Höhentroges auf die Entwicklung des Bodentiefs, ein.

Die letzten beiden Schnitte zeigen den weiteren Verlauf der Ankopplung. Zum 18 UTC Termin am 18.11 ist die Frontalzone in der Vertikalen gleichmäßig gut ausgeprägt (Abb. A26, oben). Die Tropopause in der Polarluft ist weiter abgesunken, und die Vereinigung der Vorticitymaxima hat sich fortgesetzt.

Die Antriebe durch PVA und WLA fallen nun ziemlich genau zusammen, wodurch kräftige Hebung und Bodenkongruenz ausgelöst wird (Abb. A26, unten). Konvergenz liegt auch ein Stück weit entlang der Frontalzone nach oben sowie in der oberen Troposphäre im Bereich der dortigen Vorticitymaxima vor.

Der letzte Vertikalschnitt bildet das angekoppelte System ab. Die beiden Maxima sind bis zum Schluss nicht völlig zu einem einheitlichen Gebilde verschmolzen, sondern sie besitzen weiterhin zwei nun sehr mächtige Kerne in der oberen und der unteren Troposphäre. Insgesamt wird die Warmluft gehoben und die Kaltluft abgesenkt. Über diese thermisch direkte Zirkulation wird verfügbare potentielle Energie in kinetische Energie der

Wirbelbewegung umgewandelt. Diese Zirkulation ist somit Voraussetzung für die Intensivierung der baroklinen Welle. Zusätzlich trägt das Freiwerden von Kondensationswärme im Aufsteiggebiet einen gewissen Teil zur Verstärkung bei, indem sie verfügbare potentielle Energie nachliefert. Östlich und über dem Bodentief ist weitflächig aufsteigende Luftbewegung zu erkennen. Sie gehört zum aufsteigenden Ast der ageostrophischen Quercirkulation innerhalb der Warmluft bzw. ist über dem Bodenkern Folge der oberen PVA an der Trogvorderseite. Das entsprechende Absinken der Kaltluft an der gleichsam frontogenetischen Kaltfront (vgl. Abbildung A19 d) ist hier nur in einem schmalen Bereich bei etwa  $9^\circ$  Ost auszumachen. Westlich davon schließt sich in den unteren Schichten ein recht markantes Hebungsgebiet an, welches mit einem relativen Minimum von KLA korreliert ist (vgl. Abbildung A20 e). Oberhalb davon und insbesondere weiter westlich ist das von NVA trogrückseitig angetriebene Absinken zu erkennen.

Gekoppelt an die Verteilung der Vertikalbewegung tritt Konvergenz, verbunden mit Vorticityproduktion, an der Warmfront, im Bereich des Bodentiefs und entlang der Achse des Wirbels hinauf bis knapp in die mittlere Troposphäre zu Tage. Dies zeigt eine weitere Intensivierung des Tiefs an.

#### **2.1.4 Beschreibung anhand des „IPV – Konzepts“**

Abb. A28 enthält Analysen der IPV und der Druckhöhe der isentropen 305 K-Fläche sowie die Position des Bodentiefs. Abweichend von der Empfehlung, die Abbildung 12 suggeriert, hat sich für die winterliche Lage die Wahl des 305 K-Niveaus als günstig erwiesen. Die  $20^\circ\text{C}$  und  $25^\circ\text{C}$  Isotherme der äquivalent potentiellen Temperatur in 850 hPa sollen zusätzlich die Lage der baroklinen Zone in den unteren Schichten und die an ihr stattfindende Entwicklung der positiven Temperaturanomale veranschaulichen.

Zum Anfangstermin, dem 17.11. 18 UTC, lag vor der Südküste Grönlands, dort wo sich auch der Höhentrog zum Ausgangszeitpunkt befand, eine positive IPV-Anomalie (Abb. A38 a). Sie befindet sich deutlich nördlich der unteren rein zonal verlaufenden baroklinen Zone.

Bis zum folgenden Termin am Morgen des 18.11. wanderte diese obere Anomalie ostwärts und nahm ihre Position nordwestlich der zwischenzeitlich an der bodennahen baroklinen Zone entwickelten Frontalwelle ein (Abb. A28 b). Die leicht angedeutete Aufwölbung der Isothermen markiert die zugehörige untere warme Anomalie. Wenn man die Ergebnisse aus Betrachtung der quasigeostrophischen Diagnostik (Kapitel 2.1.2) heranzieht, ist abweichend vom Hoskins'schen Schema, die Entstehung der unteren Welle in diesem Fall allerdings als unabhängig von der Existenz der oberen IPV Anomalie anzusehen. Das Aufkommen der zyklonalen Rotation in den unteren Niveaus ist Folge der Vorticityproduktion in Zusammenhang mit der zu diesem Zeitpunkt kräftigen Frontogenese.

Sechs Stunden später zum Mittagstermin des 18.11. war die obere Anomalie deutlich an das Bodentief herangerückt (Abb. A28 c). Infolge der großräumigen Kaltluftzufuhr konnte sie etwas an Stärke gewinnen. Stromab hat die entsprechende Warmluftzufuhr eine noch schwache negative Anomalie hervorgebracht. An der Südwestküste Islands ist eine weitere signifikante positive Anomalie zu sehen. Sie ist mit dem zweiten nachlaufenden Vorticitymaximum in der Höhe identisch und kräftiger als die erste.

Bis zum Folgetermin um 18 UTC am 18.11 näherte sich die Anomalie in der Höhe jener in Bodennähe weiter an und sie konnten sich nun zudem gegenseitig etwas verstärken

(Abb. A28 d). Eine noch geringe Induktion zyklonaler Rotation in den unteren Schichten durch die obere positive Anomalie wird insbesondere an der entsprechenden Verlagerung der Bodenfronten deutlich. Die zweite obere Anomalie liegt bei 10° West und 55° Nord tendiert dazu, die erste Anomalie einzuholen und damit auch der unteren Anomalie näher zu kommen.

Bis zum Morgentermin des 19.11. schloss der Ankopplungsprozess ab. Die untere warme Anomalie bildet sich jetzt deutlich stärker in der Verformung der Frontalzone ab (Abb.A28 e). Sehr nahe am Bodentief ist eine kräftige obere Anomalie nun westlich davon zu finden. Dies korrespondiert gut mit der beschriebenen Drehung der vertikalen Achse des Wirbels. Unterstellt man eine adiabatische Verlagerung der Luftpakete während der Zeit seit dem Vortermine, so ist anzunehmen, dass die nachlaufende Anomalie den Kernbereich der jetzt einheitlichen Anomalie erfüllt.

Die nun zu verzeichnende starke Entwicklung des Systems ist einerseits auf den Abschluss der erläuterten Bewegung der ersten oberen Anomalie bzw. des zugehörigen Vorticitymaximums relativ zum unteren Gebilde von seiner Nordwest- auf seine Westseite zurückzuführen. Andererseits wird wiederum deutlich, dass auch die Einbeziehung der zweiten stärkeren Anomalie in den oberen Wirbel den Entwicklungsprozess anfachte.

### **2.1.5 Überblick zum Fortgang der Zyklogenese**

Insgesamt lag, wie in Kapitel 2.1.2 beschrieben, am Morgen des 19.11. nach vollzogener Ankopplung ein hohes Entwicklungspotential vor. In den folgenden 12 Stunden sank der Kerndruck des Tiefs tatsächlich weiter auf dann etwas über 985 hPa (Abb. A29 c). Nachfolgend stockte die Entwicklung vorübergehend, um etwa ab dem Morgentermin des 20.11. erneut aufzuleben (Abb. A30 c). Der Scheitelpunkt der Zyklogenese wurde schließlich 12 Stunden danach um 18 UTC mit einem Kerndruck von circa 972 hPa erreicht (Abb. A31 c). Während dieser Phase sorgte das mächtige Sturmtief zum Beispiel in der hohen Tatra für immensen Schaden am Waldbestand.

Mit dem massiven hoch reichenden Vorstoß polarer Kaltluft sowie der zusätzlichen Hebung stromab des Jetmaximums war rückseitig von „Quimburga“ ein weit nach Süden ausgeweiteter langwelliger steuernder Trog entstanden (Abb. A29 a), so dass die Höhenströmung über dem Tief von westlicher auf südwestliche Richtung drehte. Das nun in diese Strömung eingelagerte Vorticitymaximum liegt am Abend des 19.11. jedoch weiterhin westlich des Bodenkerns. Die zuvor noch für die Entwicklung günstige vertikale Achsenneigung längs der Strömung beginnt also wieder in eine Neigung mehr quer dazu einzunehmen, was das Stocken der Zyklogenese erklärt.

12 Stunden danach ist das obere Vorticitymaximum weiterhin westlich des Bodentiefs zu finden (Abb.30 a). Die Höhenströmung hat weiter auf südsüdwestliche Richtung gedreht. Damit ist die vertikale Achse nach wie vor nahezu quer zum Grundstrom orientiert und es ist kaum eine Vertiefung möglich. Stromauf des Tiefs an der Südflanke des steuernden Troges ist jedoch ein weiteres markantes Maximum in der Höhe zu entdecken, welches dort in einen kurzwelligen kräftigen Trog eingebettet ist (Abb. A30 a und b).

Bis um 18 UTC des 20.11. schwenkte dieser Trog bzw. sein Vorticitymaximum weiter nach Norden, verschmolz mit dem bisher verfolgten Gebilde und kam dabei dem Bodentief rasch näher (Abb. A31 a und b). In der jetzt südlichen Höhenströmung befindet sich das obere

kräftige Maximum knapp stromauf des Bodentiefs. Entsprechende PVA und Divergenz vorderseitig lassen die Zyklogense damit noch einmal aufleben. Zu diesem Zeitpunkt ist der Höhepunkt bzw. das Reifestadium des Tiefs in etwa erreicht bzw. schon knapp überschritten.

Die Kaltluft beginnt nun an der Ostflanke des Tiefs nach Norden vorzustoßen, womit der Warmsektor zunehmend schrumpft. Man beachte den vom Schema (Kapitel 1.4.2) abweichenden südlichen Grundstrom. Der warme Rücken im Temperaturfeld fängt an, entgegen der Strömung über zu kippen (Abb. A31 c). Gleichzeitig schert das Höhentief, dem Kaltlufttransport folgend, an der Südflanke des Bodentiefs nach Osten aus, während der Bodenkern seinerseits mit der Warmluftzufuhr relativ zum System nach Westen wandert (Abb. A31 a und Abb. A32 a).

Am Morgen des 21.11. weist das Tief eine fast senkrechte Achse auf (Abb. A32 a). Der Warmsektor des schon weit okkludierten Systems ist deutlich geschrumpft. Im Umfeld des Kerns sind die isobaren Temperaturunterschiede und entsprechend wohl auch die Temperaturadvektion nur noch klein. Es kam hier im Vergleich zum Vortermin in der unteren Troposphäre zu einer deutlichen Abkühlung. In der Höhe zeigt sich zwar ein Bereich mit warmer Luft, dieser spiegelt jedoch lediglich die niedere Tropopause innerhalb der relativ kalten Luft wider. Die eigentliche Warmluft findet sich noch stromab als warme Aufwölbung innerhalb des kräftig entwickelten Rückens der Welle (Abb. A32 a).

Der zentrale Bereich des Tiefs endete somit als vergleichsweise kalter Wirbel. Die sich nach und nach abschließenden Isohypsen in der Höhe zeigen das Einschlafen der Vorticityadvektion an. Das quasi stationär werdende Tief löste sich in der Folge in allen Niveaus allmählich auf.

### **2.1.6 Die Entwicklung im Relativsystem**

Insgesamt gaben, wie beschrieben, drei signifikante obere Vorticitymaxima Anlass zur Entwicklung des Tiefs „Quimburga“ von der zunächst unabhängig von der Höhenströmung entstandenen seichten Frontalwelle hin zur Sturmzyklone. Die Relativbewegung im Schwerpunktsystem jeweils zwischen diesen Gebilden im einzelnen und dem Wirbel in Bodennähe ist in Abbildung A33 dargestellt.

Die einzelnen Bahnen starten im Außenbereich, vereinigen sich nacheinander und münden schließlich alle im gemeinsamen Zentrum. Der Endpunkt (also die Position der am Ende senkrechten vertikalen Achse) wird dabei nicht auf geradem Weg erreicht, sondern von den Bahnkurven zyklonal umkreist, was abgesehen von der Beteiligung mehrerer Höhenwirbel, ein typisches Bild für den Ablauf einer Zyklogense ist (vgl. Kapitel 1.4.3). Während der Vereinigung der ersten beiden Vorticitymaxima in der Höhenströmung bzw. unmittelbar danach wurde der erste Höhepunkt der Zyklogense erreicht (die Vorticity stieg auf 9 Einheiten in 900 hPa bzw. 8 Einheiten in 500 hPa). Etwa einen Tag später, beim Verschmelzen mit dem dritten oberen System, wurde der 2. Höhepunkt mit einem weiteren Ansteigen der Werte in der Höhe (auf 10 Einheiten) sowie einem erneuten Anwachsen der Vorticity in Bodennähe (von 8 und 7 wiederum auf 9 Einheiten) beobachtet.

Die Veränderung im Temperaturfeld in der Umgebung des Tiefs waren ebenso nicht ungewöhnlich (Abb. A34). Als repräsentativ für die Temperaturverteilung zwischen der bodennahen und der mittleren Troposphäre wurde der Verlauf der kernächsten 536 gpdm-Isohyse der relativen Topografie (500/ 1000 hPa) gewählt.

Rückseitig des Tiefs nahm die Temperatur stetig, zwar zunächst nur langsam (Linien 1 und 2), dann jedoch mit der Intensivierung des Wirbels und nach erfolgter Ankopplung kräftig ab (Linien 3, 4 und 5). In der Endphase ging die Temperatur auch im Kernbereich deutlich zurück (Linien 6 und 7).

Auf der Vorderseite liefen die Veränderungen im Temperaturfeld weniger spektakulär ab. Während der ersten 12 Stunden (Linien 1 und 2) wurde die 536 gpm zunächst nach Süden verschoben, was mit der Frontogenese im Bereich der Warmfront (hier korreliert mit Kaltluftadvektion nördlich und Warmluftadvektion südlich der Front) zusammenhängt. Danach kam es allmählich zur Ausbildung eines warmen Scheitels (Linien 3, 4 und 5), der im Verlauf des Okklusionsprozesses und der genannten Abkühlung des Kerns schließlich vom Tief abwanderte (Linien 6 und 7).

Nachfolgend sollen diese Veränderungen im Vorticity- und Temperaturfeld mit Hilfe der Darstellung der Antriebsterme auf der rechten Seite von Gleichung (11) und (12) näher beleuchtet und miteinander verknüpft werden.

Das gewählte Relativsystem bewegt sich mit der Geschwindigkeit des Schwerpunkts, dessen Position auf der Mitte zwischen unteren (in 900 hPa) und jeweiligen oberen Vorticity-maximums (in 300 hPa) liegt. Die Positionsänderung des Schwerpunktes von Termin zu Termin soll als Wanderung der Welle als Ganzes interpretiert werden. Das entsprechende Verlagerungsfeld, ermittelt aus der zeitlich zentrierten Wegdifferenz pro jeweils 12 Stunden, wird vom Windfeld in der Höhe (300 hPa) und in Bodennähe (900 hPa) abgezogen, um das Relativwindfeld in Bodennähe und in der Höhe zu erhalten.

In den Abbildungen A35 bis A41 (jeweils a und e) sind die aus diesen Relativwinden resultierenden Advektionsfelder der relativen Vorticity dargestellt. Ihnen werden zum Vergleich die Felder der Vorticityproduktion (hier  $-\eta \nabla \cdot \vec{V}$ ) gegenübergestellt, um die Beschreibung des Vorticityregimes zu komplettieren (Abb. A35 bis A41 jeweils b und f). Anstelle des geostrophischen Windes geht der aktuelle Wind in die Berechnung ein.

Das zeitliche Verhalten der Temperaturverteilung wird im adiabatischen Fall nach Gleichung (12) von der relativen Temperaturadvektion und von Hebungskühlung bzw. Absink-erwärmung bestimmt. Die Temperaturadvektion in den Abbildungen A35 c bis A41 c wird als vertikales Mittel aus der Advektion mit der entsprechenden Relativströmung auf allen verfügbaren Druckflächen zwischen 900 hPa und 300 hPa bestimmt.

Die zweite Ableitung in Gleichung (3) lässt sich durch

$$\left. \frac{\partial^2 \phi}{\partial p^2} \right|_1 \equiv \frac{\phi_2 - 2\phi_1 + \phi_0}{(p_1 - p_0)^2} \quad (15)$$

approximieren. In der vorliegenden Auswertung werden für  $\phi_0$ ,  $\phi_1$  und  $\phi_2$  die Geopotentiale der Druckflächen 300 hPa, 600 hPa und 900 hPa gewählt. Damit sind die Drucke  $p_0$ ,  $p_1$  und  $p_2$  ebenfalls zugeordnet. Die erste Ableitung wird weiter durch

$$\left. \frac{\partial \phi}{\partial p} \right|_1 \equiv \frac{\phi_2 - \phi_0}{p_2 - p_0} \quad (16)$$

angenähert. Setzt man schließlich:  $p = p_1$ , so ist Gleichung (3) vollständig aus den Modelldaten bestimmt. Multiplikation mit dem über alle vorliegenden isobaren Flächen gemittelten Modell-Omega liefert die Felder zum thermischen Effekt der Vertikalbewegung (Abb. A35 c bis A41 c).

Am Morgen des 18.11 war die Ankopplung von oberer und unterer Welle noch in ihrer Anfangsphase. Das Vorticitymaximum in 300 hPa liegt weit nordwestlich des Maximums in 900 hPa, markiert durch eine eingekreiste 3 bzw. eine 9 (Abb. A35). Genau in der Mitte der beiden Wirbel liegt definitionsgemäß der gemeinsame Schwerpunkt, an dessen Position ein Punkt eingezeichnet ist. Um diesen Punkt herum ist ein Kreis gelegt, der in etwa den Gültigkeitsbereich der Relativwindfelder und entsprechend der Relativadvektion abstecken soll.

In Übereinstimmung mit dem in Kapitel 1.2 beschriebenen Verhalten, wird die Welle in der Höhe von hinten nach vorne und in Bodennähe entsprechend in umgekehrter Richtung durchströmt (Abb. A 35 a und e). Es resultiert daher passend östlich des 300 hPa Maximums relative PVA und westlich relative NVA. In 900 hPa liegt die entsprechende relative PVA nördlich, die relative NVA nordöstlich der Position des dort eingezeichneten Maximums.

In der Höhe überwiegt die relative Vorticityadvektion die noch geringen Beiträge durch Produktion und Destruktion (Abb. A35 a und b). In Bodennähe dagegen gleichen sich stromauf des 900 hPa-Maximums relative negative Vorticityadvektion und Produktion in etwa aus (Abb. A35 e und f). Stromab sind beide Terme noch gering. Insgesamt ergibt sich somit die Tendenz, dass das obere Maximum mit der Relativströmung in der Höhe in Richtung der stärksten relativen PVA relativ zur unteren Anomalie nach Südosten wandert. Passend dazu überwiegt auch der thermische Effekt der Vertikalbewegung entsprechend die noch kleine relative Temperaturadvektion (Abb. A35 c und d), was den zyklonenetischen Effekt stromab und den antizyklonenetischen Effekt stromauf des oberen Maximums untermauert.

12 Stunden danach, um 18 UTC am 18.11., hatte sich die vertikale Achse tatsächlich etwas aufgeneigt und antizyklonal gedreht. Die obere Relativströmung hatte mit der Drehung des Grundstroms von westlicher auf nordwestliche Richtung umgeschwenkt, so dass nun auch südlich des 300 hPa-Extremums bzw. südlich des Schwerpunkts relative PVA aufkam, die hier sogar von Produktion unterstützt wird (Abb. A36 a und b). Während östlich des oberen Wirbels die relative PVA etwas größer ist als die gleichsam angewachsene Destruktion, ist westlich davon die Produktion stärker. In den unteren Niveaus überwiegt stromauf der Effekt der Konvergenz die relative NVA (Abb. A36 e und f). Stromab steht die relative PVA einer praktisch verschwindenden Destruktion gegenüber. In Bezug auf das Vorticityregime kann also unten keine Aussage hinsichtlich der Relativverlagerung getroffen werden. Oben ergibt sich zumindest die Tendenz einer Relativbewegung des Wirbels in Richtung Süden. Passend dazu wirken in diesem Bereich relative KLA und die Vertikalbewegung gleichsinnig kühlend (Abb. A36 c und d). Auch rückseitig wird die relative KLA stärker ausgegeben als die Absinkerwärmung. Zudem überwiegt östlich des 300 hPa Maximums die relative WLA die Hebungskühlung.

Der Vergleich mit dem nachfolgenden Termin, dem Morgen des 19.12., zeigt, dass die beiden Anomalien nicht nur ihren lateralen Abstand eingebüßt haben, sondern auch in zonaler Richtung eine relative Verlagerung vollzogen. Damit hat sich die vertikale Achse zyklonal

gedreht und längs der Strömung nach hinten geneigt. Das zeigt, dass jetzt mit der einsetzenden Entwicklung des Tiefs der Effekt der Vergenzen (bzw. der Temperaturadvektion und freiwerdender Kondensationswärme) stärker ist als jener der relativen Vorticityadvektion (bzw. der thermische Effekt der Vertikalbewegung). Simultan ist die Kaltluft zur Rückseite und die Warmluft etwas mehr zur Vorderseite des Systems gelangt (vgl. Abb. A14 d und A18 d). Die Drehung der Achse wurde somit hauptsächlich durch die rückseitige Abkühlung bzw. die Relativbewegung des oberen Maximums nach Süden ermöglicht.

Wegen der immer stärker werdenden Rotation im Windfeld bildet die Relativströmung in Bodennähe fast einen Kreis um den Schwerpunkt (Abb. A37 e). Im mittleren Relativwindfeld zur Temperaturadvektion hat diese Tendenz bereits zur Entstehung eines Relativwirbels geführt (Abb. A37 d). In der Höhe ist die Relativströmung in gleicher Weise in eine Trogform übergegangen (Abb. A37 a). Wie in Kapitel 1.2 gezeigt, lässt sich die typische Verteilung der relativen Temperaturadvektion direkt anhand der Relativwirbel nachweisen. Deren Auftreten ist Indiz für ein Anwachsen der rotatorischen Strömungskomponente sowie daraus resultierend einer Steigerung des für den Erhalt der vertikalen Achsenneigung so wichtigen Temperaturtransports quer zum Grundstrom.

Die obere relative PVA erfasst nun auch den Bereich des Bodenmaximums, was zusammen mit dessen Lage im Kern der unteren Produktion die für die Entwicklung günstige Lage widerspiegelt (Abb. A37 a und e). Während die relative PVA hier in der Höhe durch die entsprechende Destruktion kompensiert werden kann, ist dies südwestlich des Schwerpunktes bei weitaus größeren Beträgen nicht der Fall (Abb. A37 a und b). Im Einklang damit versucht die relative WLA entlang der Warmfront (ggf. zusammen mit freiwerdender Kondensationswärme) die dort vorliegende Hebungskühlung auszugleichen, während im Umfeld des kernnahen Teils der Kaltfront beide Effekte gleichsinnig kühlend wirken (Abb. A37 c und d). Entsprechend tendiert die angewachsene relative NVA in Bodennähe dazu, vorderseitig der Anomalie die Produktion zu kompensieren (Abb. A37 e und f). Rückseitig liegt hingegen sogar Produktion zusammen mit relativer PVA vor.

Insgesamt scheint, zumindest was die Vorderseite des Systems betrifft, die Tendenz zum Erhalt der günstigen Achsenneigung aufzukommen. Rückseitig sind die Verhältnisse nur schwer interpretierbar. Das Übergreifen der oberen relativen PVA auf die relative KLA hängt mit der Drehung des Grundstroms auf nordwestliche Richtungen sowie der Präsenz des kräftigen Jetmaximums knapp stromauf des Troges zusammen und erklärt die Entwicklung des rückseitigen steuernden langwelligen Troges.

Mit der Ausbildung dieses Troges und der deutlichen Abkühlung rückseitig hat bis zum Abend des 19.11. der Grundstrom wie auch der obere Relativwind über dem System auf Südwest gedreht (Abb. A38 a). Wenn man so will, kann man die antizyklonale Rotation der vertikalen Achse (entgegen der Drehung des Grundstroms) auf die Tendenz der Verlagerung des unteren Maximums in Richtung des Bereichs, wo unten zum Vortermin Produktion und relative PVA gemeinsam auftraten, zurückführen.

Mit der Richtungsänderung der oberen Relativströmung liegt die relative PVA und folglich auch das Maximum der unteren Produktion nicht mehr über der unteren Anomalie, was das Stocken der Entwicklung erklärt (Abb. A38 a und f). Insgesamt ergibt sich die Tendenz zur Balance zwischen Vergenzen und Relativadvektion. Unten ist jedoch die Produktion stromab größer als die relative NVA (Abb. A38 e und f), während oben in diesem Gebiet Gleichgewicht herrscht.

Da hier die relative WLA geringer ist als der entgegengesetzte Effekt der Vertikalbewegung wird die wieder die wichtige Rolle der diabatischen Wärmezufuhr deutlich. Somit neigt das Bodentief dazu, relativ zum Schwerpunkt in Richtung Norden voranzukommen. Dies zeigt,



dass auch nach der ungünstigen Drehung des Grundstroms, die Entwicklung zumindest dazu tendierte wieder in Gang zu kommen.

In den folgenden 12 Stunden bis um 06 UTC des 20.11 war der Druck im Bodentief tatsächlich bereits wieder etwas stärker gesunken, denn die relative PVA in 300 hPa konnte erneut wieder etwas besser den Bereich oberhalb des unteren Extremums erfassen (Abb. A39 a und f). Stromab des Wirbels in der Höhe überwiegt die Destruktion die relative PVA (Abb. A39 a und b). Auch im unteren Niveau ist hier die Produktion größer als die relative NVA, so dass oben ein antizyklogenetischer und unten ein zyklonetischer Effekt resultiert. Damit in Übereinstimmung ist die relative WLA nun etwas stärker als die Hebungsabkühlung (Abb. A32 c und d). Rückseitig ist oben die Produktion größer als die relative NVA, während unten in etwa Gleichgewicht vorliegt (Abb. A39 a, b, e und f). Zusammen mit der nicht mehr von der Absinkerwärmung zu kompensierenden relativen KLA hinter der jetzt beschleunigt um das Tief herumschwenkenden Kaltfront ergibt sich somit oben ein zyklonetischer Effekt.

Die Verhältnisse sprechen also weiterhin für eine relative Verzögerung der Störung in der Höhe bei gleichzeitiger Beschleunigung des unteren Wirbels. Somit wird hier gut deutlich, wie das System dazu bestrebt ist, seine Entwicklungsmöglichkeiten zu erhalten oder sogar zu verbessern. Ausschlaggebend für den weiteren Fortgang der Zyklonogenese war jedoch vielmehr die Annäherung des weiteren (dritten) Vorticitymaximums in der Höhe an das Tief.

Wenn man einmal unterstellt, dass die Achse des Tiefs tatsächlich infolge der oben angeführten Effekte zyklonal drehte, so scheinen sich die beiden oberen Wirbel an der Südflanke des Systems 12 Stunden danach um 18 UTC des 20.11. vereint zu haben (vgl. auch Abb. A30 b und A31 b). Wegen dieser Umstellung konnte sich die Zyklone nochmals kräftig vertiefen, was auch anhand der gesteigerten Intensität des unteren Produktionsmaximums deutlich wird (Abb. A40 f). Zum Höhepunkt der Entwicklung ist nun in allen Relativwindfeldern, insbesondere auch in der Höhe, klar ein Relativwirbel zu erkennen (Abb. 40 a, d und e).

Die in Kernnähe weiter angewachsene relative WLA beginnt nun westlich des Schwerpunktes nach Süden auszugreifen, während die entsprechende relative KLA an der Ostflanke des Tiefs nach Norden vordringt (Abb. A40 c und d.). Im genannten Bereich mit Warmluftadvektion wirkt die Hebungsabkühlung zwar stark kompensierend, da hier in der Höhe in Bezug auf das Vorticityregime in etwa Gleichgewicht herrscht und unten die Produktion bereits deutlich in den Bereich mit relativen PVA vordringt, scheint das 900 hPa Maximum hier in Richtung der relativen Warmluftzufuhr auszuscheren (Abb. A40 e und f). Sicherlich wirkt wiederum die freiwerdende Kondensationswärme unterstützend. Passend dazu ist der warme Scheitel seit dem Vortermin (20.11. 06 UTC) an der Westflanke des Systems in Richtung Süden gekippt (vgl. Abb. A30 c und 31 c). Was den maximierten Vorstoß der Kaltluft betrifft, so kann man dagegen oben wie unten ungefähr Balance im Vorticityregime attestieren. Dabei müsste hier die Absinkerwärmung den aus der maximierten relativen KLA resultierenden oberen zyklonetischen und unteren antizyklonetischen Effekt ausgeglichen haben, was Abbildung 40 c und d nicht vermuten lassen. Da seit dem Vortermin (20.11. 06 UTC) die Kaltfront und damit die Kaltluft an der Ostflanke des Systems nach Norden ausgriffen, sollte die relative KLA doch überwiegen (vgl. Abb. A30 c und 31 c). Somit sollte auch der obere Wirbel tendenziell in Richtung der maximierten relativen KLA nach Norden wandern.

Bis zum Morgen des 21.11. hatten dann beide Wirbel den Kern in Übereinstimmung damit

weiter zyklonal umkreist und kamen sich gleichzeitig immer näher, wodurch sich die vertikale Achse langsam aufneigte (Abb. A41). Im kernnahen Bereich war die Relativadvektion insgesamt deutlich zurückgegangen. Die dortige Destruktion in der Höhe zusammen mit Hebungskühlung und Produktion unten zeigen die reibungsbedingte Auflösungstendenz des Tiefs an. Entlang der Okklusion sorgt jedoch ein vom Kerntief ausgehender kurzweiliger Höhentrog noch für sehr viel Aktivität (vgl. auch Abb. A32 a und b). Die relative WLA ist in Richtung Kern jetzt auf einen schmalen Keil begrenzt. Etwas relative WLA liegt noch rückseitig eines abgeschlossenen Bereichs mit besonders kalter Luft südwestlich des Tiefs vor (vgl. auch Abb. A32 c). Dagegen fließt in einem deutlich größeren Gebiet Kaltluft zu. Dies liefert zusammen mit der Hebungskühlung die Tendenz einer weiteren Abkühlung des zentralen Wirbels, die ja seit dem Vorterrain schon stattgefunden hat. Hierbei scheint während dieses letzten Abschnitts die Hebung stromab des oberen Vorticitymaximums insbesondere die aufsteigende Warmluft stark gekühlt zu haben, so dass sich auch der warme Rücken im Schichtdickenfeld vom Zentrum des Systems entfernte (vgl. Abb. A31 c und A32 c). Somit lieferte die Hebungskühlung insgesamt einen zusätzlichen Beitrag zum Aufneigen der Achse, was man hier als den „self-limiting process“ (vgl. Kapitel 1.4.2) interpretieren kann.

### **2.1.7 Zusammenfassung**

Bei der in obiger Fallstudie beschriebenen Entwicklung konnte eine vertikale Ankopplung nach dem Petterssenschen Schema mit ihren typischen Eigenschaften nachgewiesen werden. Allerdings waren es in diesem Fall zu Anfang zwei obere Vorticitymaxima, die auf eine Störung in Bodennähe zusteuerten und sich etwa mit dem Abschluss der Ankopplung vereinigten. Die untere Störung war eine Frontalwelle, die sich innerhalb eines Viererdruckfeldes allein infolge des deformativen frontogenetischen Antriebs entwickelte. Die Wanderung der einzelnen Gebilde im Überblick ist in Abbildung A42 nochmals illustriert.

In der Endphase der Ankopplung nahm das System zunächst eine deutlich quer zum westlichen Grundstrom nach Nordwesten geneigte Achse an. Der Effekt der Relativadvektion überwog zwar den der Vergenzen, wodurch die Wirbel einander näher kamen. Wegen der genannten Achsausrichtung drohten sie allerdings aneinander vorbei zu driften. Da der Grundstrom allerdings gleichzeitig eine mehr nördliche Richtung bekam und rückseitig des Bodentiefs die Kaltluftadvektion anwuchs, konnte die vertikale Achse nach zyklonaler Drehung schließlich die geforderte rein rückwärtige Neigung erhalten. Damit setzte erwartungsgemäß eine stärkere Entwicklung ein, die allerdings nur von kurzer Dauer war. Infolge kräftiger Kaltluftadvektion und zusätzlicher Hebung am linken Ausgang eines Deltas der Höhenströmung bildete sich nämlich an der Rückseite des Tiefs sukzessive ein langweiliger Trog aus, wodurch die Höhenströmung abermals, jetzt auf südliche Richtung, drehte. Die vertikale Achse lag wieder quer zur Strömung. Nichtsdestotrotz balancierte zu diesem Zeitpunkt die Wirkung der Vergenzen die der Relativadvektion in etwa aus bzw. konnte sie sogar leicht überkompensieren. Damit war wiederum die Tendenz zu einer zyklonalen Drehung der vertikalen Achse und damit zur Verbesserung der Entwicklungsfähigkeit gegeben. In der Folge nahm ein dritter herandrifender Höhentrog bzw. sein Vorticitymaximum den oberen Wirbel auf. Der daraus hervorgehende Wirbel in der Höhe scherte weiter in Richtung der maximierten relativen Kaltluftadvektion, der bodennahe Wirbel in Richtung der entsprechenden Warmluftadvektion aus, wodurch sich beide Gebilde, wie es zu erwarten ist, zyklonal umkreisten. Wie es typisch ist, bildete sich in allen Niveaus simultan ein Relativwirbel aus. Unterstützt durch die zum Ende hin dominierende Hebungskühlung richtete sich die vertikale Achse des Systems schließlich vollständig auf.

## 2.2

### Fallbeispiel zur vertikalen Entkopplung

Analysiert wird die Wettersituation über dem Nordatlantik und dem europäischen Festland zwischen dem 9. und dem 14. Juni 2001. Dank gilt hier dem Betreuer dieser Arbeit Herrn Manfred Kurz für die Entdeckung und den Vorschlag dieser Wetterlage.

#### 2.2.1 Daten

Zum Einsatz kommen Analysefelder vom Globalen Model (GME) des Deutschen Wetterdienstes (DWD). Das GME rechnet auf einem Isokaeder-Gitter mit einer horizontalen Auflösung (zum Zeitpunkt der betrachteten Wetterlage) von etwa 60 km (ungefähr  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  in Länge x Breite), DWD 2002. Alle dargestellten Größen wurden auf ein  $1^\circ \times 1^\circ$  Gitter interpoliert und mit Ausnahme der geopotentiellen Höhe, der Temperatur und dem Bodendruck anschließend einer 9-Punkt-Glättung unterzogen (vgl. Kapitel 2.1.1).

Die Fronten entstammen den täglich veröffentlichten Bodenanalysen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des UK MetOffice.

#### 2.2.2 Quasigeostrophische Diagnose

##### *9. Juni, 12 UTC:*

Für die großräumige Wettersituation während der Anfangsphase der Entwicklung am 09.06.2001 war ein langwelliger blockierender Höhenrücken über dem Nordatlantik prägend (Abb. B1 a und b). Flankiert wird dieser von je einem Langwellentrog stromauf vor der Ostküste Nordamerikas und stromab über Westeuropa. Die Höhenströmung ähnelt somit einem Omega, was erfahrungsgemäß für die Persistenz dieser blockierenden Situation günstig ist.

Die Frontalzone ist in allen Niveaus, abgesehen von 500 hPa, gut ausgeprägt und verläuft westlich des Rückens zonal, was an der Drängung der Isothermen auf den dargestellten Druckflächen (Abb. B1 b, c und d) und den entsprechend eng liegenden Isohypsen der relativen Topografie deutlich wird (Abb. B1 e). Beim Übergang in den Rücken erkennt man gleichermaßen, wie die Frontalzone an seiner Basis im Süden zonal weiter verläuft. Über dem europäischen Festland vereinigt sich dieser Ast mit einem weiteren, der an der Nord- und Ostflanke des Rückens liegt, zu einer dann recht markanten baroklinen Zone über dem europäischen Kontinent. Passend zu der innerhalb dieser Gebiete konzentrierten größten Baroklinität, beobachtet man hier die höchsten Windgeschwindigkeiten in der Höhenströmung (Abb. B1 a). Die Strömung wurde also in weitem Bogen nach Norden um den Rücken herum gelenkt, sie konnte diesen in seinem südlichen Teil allerdings teilweise bereits durchqueren.

Die angesprochenen steuernden Druckgebilde durchziehen mit ihrer vertikalen Mächtigkeit und senkrechten Achsen die gesamte Troposphäre. Eine Ausnahme bilden jedoch die bodennahen Schichten über dem europäischen Kontinent, wo unterhalb von 700 hPa die Druckverteilung zunehmend verflacht (Abb. B1 d) und am Boden die Druckunterschiede sogar fast völlig verschwinden (Abb. B1 e).

Wie auf den Karten außerdem zu sehen ist, liegt auf dem Atlantik innerhalb der baroklinen Zone an der Südwestflanke des Höhenrückens bzw. korrespondierenden Bodenhochs ein

seichtes Tief. An der Aufwölbung der Isohypsen der relativen Topografie (Abb. B1 e) lässt sich erkennen, dass es sich um ein vergleichsweise warmes Gebilde handelt und demzufolge mit zunehmender Höhe an Intensität verliert. So sieht man in 500 hPa oberhalb des Tiefs in etwa geradlinige und in 300 hPa sogar leicht antizyklonal gekrümmte Isohypsen (Abb. B1 a und b).

Etwas stromauf des Tiefs (etwa am linken Bildrand) näherte sich in der Höhe ein Kurzwellentrog an.

Entsprechend zeigt sich in der Verteilung der relativen Vorticity (Abb. B2 a, c und e) nur in 900 hPa ein zum Tief gehörendes Maximum, wohingegen in der Höhe ein relatives bzw. absolutes Minimum an Vorticity vorliegt. Weiter ist in der Höhenströmung im Norden ein Band mit hohen Vorticitywerten auszumachen, welches zu der großen zyklonalen Windscherung an der Nordseite der über das Tief hinweg verlaufenden Jetachse gehört. Der von Westen heranziehende Kurzwellentrog besitzt in 300 hPa ein markantes Vorticitymaximum (in den Abbildungen und im Text ist der Trog bzw. sein Vorticitymaximum mit [1] bezeichnet).

Es herrscht zusammen mit der westlichen Höhenströmung positive Vorticityadvektion (PVA) stromauf des Bodentiefs und negative Vorticityadvektion (NVA) stromab (Abb. B3 a).

Vorderseitig der Warmfront findet maximierte Warmluftadvektion (WLA) und rückseitig der Kaltfront maximierte Kaltluftadvektion (KLA) statt (Abb. B3 e).

Mit Ausnahme der Umgebung der Kaltfront wird das komplette Tief laut Modell-Omega von schwachem bis mäßigem Aufsteigen erfasst (Abb. B3 b und d). Folglich sollte vorderseitig der Antrieb durch Temperaturadvektion und rückseitig der durch Vorticityadvektion die dominierende Rolle spielen. Infolge der vorderseitig größeren Intensität der Hebung und des damit verbundenen stärkeren zyklogenetischen Effekts in den unteren Schichten, ist eine Verlagerung der Welle in östliche Richtung anzunehmen. Da das Tief zunehmend unter den Einfluss der PVA vorderseitig des Troges [1] kommt, ist jetzt außerdem eine Intensivierung der bisher stabilen Welle angezeigt.

### ***10. Juni, 00 UTC:***

Zwölf Stunden danach ist das Gebilde in Richtung Ostnordost weiter gewandert (Abb. B4 e), da zwischenzeitlich die für seine Verlagerung verantwortlich zu machende WLA auf seine Nordost- bis Nordflanke gewechselt hat (Abb. B6 e). Da zum einen die Jetachse über das Bodentief hinweg nach Süden schwenkte und zum anderen der heranziehende Höhentrog auf die Rückseite des Tiefs gelangt ist, hat sich seine Entwicklungsfähigkeit deutlich verbessert. So wird jetzt ein deutlicher Kerndruckfall von knapp 5 hPa in 12 Stunden beobachtet. Die verstärkte WLA vorderseitig sorgt für eine Intensivierung des Höhenrückens und des zugehörigen Bodenhochs stromab.

Der Vergleich mit dem Vortermin (09.06. 12 UTC) zeigt, dass in der unteren Troposphäre die relativ wärmste Luft in Bezug auf das Bodentief von dessen Kernbereich geringfügig zu seiner Rückseite verschoben wurde. Erst oberhalb von etwa 500 hPa lag etwas stromauf die kalte, mit dem Höhentrog mit heran gewanderte, Luft (Abb. B4 e).

Mit der Annäherung des Höhentroges war daher zwar ein einheitlicher Wirbel mit etwas nach hinten geneigter Achse entstanden (Abb. B5a, c und e). Wegen der geschilderten

Temperaturverteilung nahm die Vorticity allerdings zwischen 900 hPa und 500 hPa ab, um dann erst in der oberen Troposphäre bis in 300 hPa wieder anzuwachsen.

Im Bereich der kernnahen Warmfront wird Frontogenese durch Deformation im horizontalen Windfeld angezeigt (Abb. B5 b), was sich insbesondere in 850 hPa mit der in etwa senkrechten Lage der Isothermen zu den dort diffluent verlaufenden Isohypsen nachvollziehen lässt (Abb. B4 d).

Der trogvorderseitige Bereich mit aufwärts zunehmender PVA befindet sich genau oberhalb des Tiefs (Abb. B6 a und b), die entsprechende rückseitige NVA westlich davon.

Die etwas verstärkten Antriebe durch WLA und KLA sind nordöstlich und südwestlich des Kerns anzutreffen (Abb. B6 e).

Es ergibt sich passend dazu kräftige Hebung im Bereich des Bodentiefs infolge der PVA, sowie auf dessen Vorderseite resultierend aus der WLA (Abb. 6 b und d).

Hinter der Kaltfront liegt parallel dazu ein Absinkbereich, der in seinem südlichen Teil zur Wirkung der KLA und im nördlichen zu der der NVA gehört.

### ***10. Juni, 12 UTC:***

Bis zum Mittagstermin des 10. Juni wanderte das Bodentief nur noch wenig unter Verstärkung auf einen Kerndruck unter 1000 hPa in Richtung Nordnordost (Abb. B7 e), also wieder der maximierten WLA folgend.

Deutlich ist zu erkennen, dass die vom atlantischen Langwellenrücken verursachte blockierende Situation nun mehr und mehr zur Auflösung kam. Mit dem heranziehenden Trog [1] setzte, wie angeführt, auf der Vorderseite des sich entwickelnden Tiefs stärkere Warmluftzufuhr ein, so dass sich der Rücken in seinem südlichen Teil zunächst kräftigte.

Mit der Annäherung des Troges wird er von seiner Westflanke her nun aber zunehmend abgebaut und damit in seiner Wellenlänge verkürzt. Somit beginnt der südliche Teil des Rückens, jetzt relativ schnell nach Osten zu wandern und damit auch den Weg für weitere Störungen frei zu machen.

Die Rückbildung des Keils von seiner Westflanke her ist gekoppelt einer mit einer relativen Abkühlung der trogvorderseitigen Luft. So erkennt man zum Beispiel am Verlauf der Relativ-Isohypse 562 gpdm östlich des Bodentiefs die Entwicklung einer deutlichen Eindellung - also von vergleichsweise kalter Luft (Abb. B7 e). Da im betreffenden Gebiet gleichzeitig Warmluftadvektion stattfand, muss die trogvorderseitige Hebungskühlung den relativen Temperaturrückgang verursacht haben. Die östlich der Eindellung folgende Aufwölbung rührt von dem zunächst noch wirksamen Warmluftvorstoß her.

In 850 hPa ist die Ausbildung eines markanten Temperaturkontrasts an der Okklusion zu erkennen, der seit dem Vortermine entstand (vgl. Abb. B5 d und Abb. B8 d) und die stattfindende Frontogenese (Abb. B7 d) nachweist.

In Verbindung mit dem relativen Rückgang der Temperatur stromab des Tiefs, besitzt der Wirbel in der oberen Troposphäre eine leicht nach vorne geneigte Achse (Abb. B8 a, c). Die insgesamt immer noch relativ warme Luft in Kernnähe spiegelt sich in der Abnahme der Vorticity mit der Höhe von 900 hPa auf 500 hPa wieder. Nach oben in 300 hPa folgt wiederum ein leichter Anstieg. Auffällig ist auch, dass in Einklang mit dem zyklonenetischen Effekt der Frontogenese die Vorticity entlang der Okklusion deutlich angewachsen ist (Abb. B8 e).

Von stromauf näherte sich nun ein weiteres Vorticitymaximum in der Höhenströmung an (Abb. B8 a, Position ca. 10° westlich des Okklusionspunktes). Auf dieses Extremum bzw. auf den damit korrelierten Höhentrog wird künftig mit [2] Bezug genommen.

Die Vertikalbewegungsantriebe der Vorticityadvektion sind in Bezug auf die Entwicklungsfähigkeit eher ungünstig positioniert (Abb. B9 a und c). So herrscht stromab des Bodentiefs die PVA und stromauf sowie auch schon darüber die NVA. WLA ist vornehmlich entlang der Okklusion und vorderseitig der Warmfront zu beobachten, während rückseitig der Kaltfront die KLA anzutreffen ist (Abb. B9 e). Die Antriebe für Hebung bzw. Absinken verstärkten sich somit gegenseitig im Bereich der Okklusion bzw. westlich des Tiefs, wo entsprechend die größte Vertikalbewegung auftrat. Über dem Kern selbst verschwanden sowohl die Antriebe als auch die Vertikalbewegung.

Das weitflächige Absinken östlich des Okklusionspunktes markiert die Wirkung der zumindest in 300 hPa leicht negativen Vorticityadvektion stromab des Rückens. Dies ist in Einklang mit dessen beginnender Verlagerung.

### ***11. Juni, 00 UTC:***

Im nächsten 12 Stunden-Zeitraum bis 00 UTC des 11. Juni wanderte das Tief etwas in nordöstliche Richtung weiter. Der Kerndruck stieg wieder gering an (Abb. B10 e). Die Zyklogese hatte ihren Höhepunkt überschritten.

Die west-östlich orientierte Jetachse hat sich vom Tief weg weiter nach Süden bewegt. Das in der Höhe nachfolgende Vorticitymaximum [2] wird daher auf südlicher Bahn am Tiefkern vorbei gelenkt. Es zeigt sich jetzt in einem gut erkennbaren Höhentrog, dessen Achse quer über die Okklusion verläuft (Abb. B10 a). Der erste Höhentrog [1] ist unter dem Einfluss der unteren WLA etwas abgebaut worden und nimmt seine Position knapp nördlich des um das Tief herumgeführten Teils des Frontenzuges ein. Auch der Rücken stromab hat seine Verlagerung nach Osten fortgesetzt.

Von stromauf nähert sich ein weiterer Trog in der Höhenströmung, auf welchen ab sofort mit [3] Bezug genommen wird (Abb. B10 a).

Östlich des Warmluftkeils von Warmsektor und kernnahem Bereich ist stromab innerhalb der Vorderseitenkaltluft ein weiterer relativer Rückgang der Temperatur, insbesondere mit der verstärkten Austrohung der relativen Topografie (Abb. B7 e und B10 e), angedeutet.

Der Bodenwirbel sowie das erste obere Maximum haben etwas an Intensität verloren (Abb. B11 a, c und e). Auch die Frontogenese ist schwächer geworden (Abb. B11 b). Gut ist das obere Vorticitymaximum [2] etwas nördlich des Okklusionspunktes zu sehen (Abb. B11 a). Das Extremum [3] bildet ein relatives Maximum in Form einer nach Norden ausgreifenden Zunge aus.

Nördlich der um das Tief herumgeführten Front herrscht nur noch geringe mit der Höhe zunehmende positive Vorticityadvektion (Abb. B12 a und c). Oberhalb des Kernbereichs liegt in 300 hPa schon NVA vor. Mit dem beginnenden Abbau des Tiefs sind der Beitrag der WLA entlang der Okklusion und vor der Warmfront sowie jener der KLA rückseitig schwächer geworden (Abb. B12 e). Sie erklären aber die Hebung nordöstlich und das

Absinken über sowie südwestlich des Bodentiefs (Abb. B12 b und d). Das Absinken über dem Kern infolge der oberen NVA zeigt weitere Auflösungsstendenzen an.

Der Antrieb der PVA stromab des Maximums [2], der mit seinem Schwerpunkt schon den angesprochenen WLA-Bereich überdeckt (Abb. B12 a), sorgt insbesondere in 500 hPa für eine Ausdehnung des Hebungsgebiets vorderseitig des Tiefdrucksystems nach Osten (Abb. B12 b), womit dort (abseits der WLA) eine stärkere Kühlung der Luftmasse einsetzen kann.

Die Wolkenstrukturen im Satellitenbild (Abb. B13) zeigen, abgesehen von der wolkenfreien Zone, die von stromauf über die Okklusion nach Osten ausgreift, eine gute Übereinstimmung mit der Analyse der Antriebsfelder und des Modell-Omegas. Es ist anzunehmen, dass die trockene Luft die Front in der Höhe von Westen her aufsteigend überquerte und in ihr dann aber erst weiter östlich Kondensation auftrat.

### ***11. Juni, 12 UTC:***

Bis zum nachfolgenden Termin am 11.06. 12 UTC war das Tief etwas nach Nordosten gewandert und hatte sich leicht aufgefüllt (Abb. B14 e). Der vormals dessen Entwicklung steuernde Trog [1] war unter Abschwächung nach Norden abgewandert (Abb. B14 a). Der nachfolgende Höhentrog [2] hat jetzt das Frontensystem bereits überquert (Abb. B14 a). Somit blieb er von den unteren Strukturen (zyklonale Rotation, erhöhte Baroklinität), die vielleicht eine erneute Entwicklung hätten erwarten lassen können, während seiner Passage entkoppelt. Man sieht anhand der relativen Topografie, dass trotz Warmluftzufuhr die Austrognung innerhalb der Vorderseitenkaltluft im Vergleich zum Vortermin noch etwas auffälliger geworden ist (Abb. B10 e und B14 e). Insgesamt lässt dies auf eine Dominanz der aus der oberen PVA resultierenden Hebungs-kühlung gegenüber der WLA schließen.

Das mit dem nach Norden abgewanderten Trog [1] zusammenfallende Extremum ist infolge der antizyklogenetischen Wirkung in der Höhe der zu den beiden Vorterminen diagnostizierten WLA (und ggf. freiwerdender Kondensationswärme) fast verschwunden. Das Vorticitymaximum des Troges [2] befindet sich nun östlich des Okklusionspunktes (Abb. B15 a). Der weitere Kurzwellentrog [3], welcher sich von Neufundland her auf das Tief zu bewegt, liegt etwa 10° westlich stromauf dessen Kerns (Abb. B14 a und b). Er bildet jetzt ein gut erkennbares Vorticitymaximum (Abb. B15 a und b) aus.

Mit der westlichen Strömung ergibt sich an den östlichen Flanken der beiden letzten Höhenträge [2] und [3] jeweils ein Band mit aufwärts zunehmender positiver Vorticityadvektion (Abb. B16 a und c). Rückseitig davon ist zumindest in 300 hPa einheitlich schwache negative Vorticityadvektion erkennbar.

Die wiederum schwächer gewordene WLA (Abb. B16 e) erklärt die Hebung vorderseitig der Okklusion sowie im Bereich der Warmfront und innerhalb des Warmsektors. Passend dazu sind in diesen Gebieten kompakte Wolken auszumachen (Abb. B17). Eine Ausnahme bildet wieder der südliche Bereich der Okklusion, wo trotz angezeigter Hebung die Aufheiterungszone von der Rückseite des Frontensystems her eine Ausdehnung erfahren hat. Das Aufsteigen weiter östlich des Frontensystems und nordwestlich des Bodentiefs gibt die Wirkung der oberen PVA wieder. Das Satellitenfoto zeigt insbesondere mit dem Bereich dichter Wolken südwestlich von Irland gut die Hebung stromab des Troges [2] an.

Westlich des Systems trieb die NVA rückseitig der beiden signifikanten Tröge [2] und [3] zusammen mit maximierter KLA Absinken an, was sich im Satellitenbild anhand der angesprochenen Aufheiterungszonen zeigt.

### ***12. Juni, 00 UTC:***

Bis um 00 UTC am 12. Juni war der Kerndruck des Tiefs wiederum nur noch leicht angestiegen. Das Hochdruckgebiet stromab hatte sich aber deutlich abgeschwächt. Wegen der im Zuge der Auflösung der blockierenden Lage entstandenen stark diffluenten Höhenströmung vor den Westküsten Europas (der südliche Teil des vormals blockierenden Rückens wanderte auf die Nordseite des quasi stationären Langwellentrogos über Südwesteuropa), verlangsamte sich der zonale Grundstrom über dem Ostatlantik entsprechend stark. Daher scheint der Rücken vom nachfolgenden schnelleren Höhentrog zwar in seiner Wellenlänge weiter verkürzt, nun aber auch zunehmend abgeschwächt worden zu sein, was gut an der Veränderung des Verlaufs zum Beispiel der 568 gpm-Isophypse der 500 hPa-Topografie abzulesen ist (Abb. B10 a, 14 a, und 18 a) und sich entsprechend auch in einer Verflachung der warmen Aufwölbung der Isothermen in den Temperaturfeldern bemerkbar macht (vgl. entsprechend Verlauf der 0°C-Isotherme in Abb. B10c, 14c und 18c). Mit dem Abbau des Hochs erfolgte der Übergang zu einer bemerkenswert gradientschwachen Wettersituation über weiten Teilen Europas.

Die beiden oberen Vorticitymaxima [2] und [3] lagen östlich der Okklusion bzw. knapp südwestlich des Bodentiefs (Abb. B19 a und b), waren also relativ zum bodennahen System nach Osten vorangekommen. Das Vorticityminimum des Rückens stromab ist im Vergleich zu den beiden Vorticitymaxima deutlich schmaler, was seine kürzer werdende Wellenlänge widerspiegelt. Wegen der Verringerung der Geschwindigkeit bei gleichzeitiger Zunahme der Krümmung der Strömung blieb es in seiner Stärke in etwa konstant. Auch die zyklonale Rotation des Bodentiefs ist nahezu unverändert. Die deformativen frontogenetischen Effekte an der Okklusion sind dagegen deutlich zurückgegangen (Abb. B19 b und d).

Korreliert damit fand nur noch schwache Warmluftadvektion vorderseitig des Tiefs statt (Abb. B20 e).

Ihr Einfluss auf das Vertikalbewegungsregime endete damit. Man sieht, dass die PVA stromab des nördlichen Maximums [3] jetzt Hebung über und insbesondere nordwestlich des Bodentiefs antreibt (Abb. B20 a, b, c und d), was zusammen mit der Lage über See dessen nur langsame Auflösung begünstigte. In guter Übereinstimmung damit zeigt das Satellitenbild (Abb. B21) kompakte Wolken nordwestlich des Tiefs und damit den Schwerpunkt des Hebungsgebiets an.

Die PVA vorderseitig des südlichen Trogos [2] griff jetzt bis über die Westflanke des Bodenhochs vor. Insgesamt ergab sich hier ein sehr ausgedehntes Hebungsgebiet, was mit seinem zyklonenetischen Effekt in den unteren Niveaus gut den Abbau des Hochs nachvollziehbar macht. Passend dazu findet man hier ein entsprechend großflächiges Wolkensystem (Abb. B21).

Westlich vom Bodentief und der Okklusion sowie nun auch über dem südlichen Teil der Okklusion liegt Absinken vor (Abb. B20 b und d), was sich mit der NVA rückseitig der Tröge [2] und [3], westlich des Frontensystems noch schwach durch KLA unterstützt, erklären lässt. Die schwache WLA entlang des Frontenzuges spielte praktisch keine Rolle mehr.

Die Ausdehnung der wolkenfreien Zone nach Süden und der Rückgang der Bewölkung im Umfeld des noch nicht okkludierten Teils des Frontensystems (Abb. B21) macht dies ebenfalls deutlich.



## ***12. Juni, 12 UTC:***

12 Stunden danach am 12. Juni um 12 UTC war der Abbau des Tiefs etwas weiter vorangeschritten, wobei der Kerndruck allerdings nur langsam anstieg. Die Temperatur der Warmsektorluft hat sich, unterstützt durch Hebung, der Temperatur der Kaltluft vorderseitig angeglichen, so dass es zur Auflösung der Warmfront kam (Abb. B22 e). So ist sowohl in den Analysen der relativen Topografie, als auch in den Analysen auf 850 hPa und 700 hPa der zonale Temperaturkontrast vorderseitig des Frontensystems verschwunden (Abb. B22 c, d und e).

Entkoppelt vom Bodengebiet war auch der nördliche Höhentrog [3] rasch über das Tief hinweggeschwenkt. Wiederum überwog der Verlagerungseffekt durch Vorticityadvektion innerhalb der kräftigen Höhenströmung wohl bei Weitem den der Temperaturadvektion, die ja ohnehin fast abgeklungen war. Schön lässt sich daher zum Beispiel anhand der Darstellung der Schichtdicke (Abb. B22 e) nachvollziehen, wie die trogvorderseitige Hebung und Kühlung zusammen mit dem entsprechenden Absinken und Erwärmen rückseitig den alten kernnahen Warmluftbereich von der Nordost- zur Südwestflanke des Tiefs verschob. Insgesamt war jetzt eine sehr ungewöhnliche Temperaturverteilung zu beobachten, in welcher die Warmluft im Mittel größtenteils hinter dem Tief und die Kaltluft vor dem Tief lag.

Die Erwärmung ist mit der Annäherung des von stromauf nachfolgenden kräftigen Höhenrückens verbunden (Abb. B22 a). Dieser kommt mit seinem antizyklogenetischen Effekt dem Bodentief schon bedrohlich nahe. Wie noch gezeigt werden wird, konnte dieser Effekt aber dank der Absinkerwärmung nahezu kompensiert werden.

Ein Jetmaximum, welches im vergangenen 12 Stunden-Abschnitt von stromauf heranzog, lag über dem Frontensystem (Abb. B22 a). Es bildete den Übergang zwischen einer konfluenten Strömung westlich der Front und der geschilderten diffluenten Strömung über Westeuropa. Mit seinem Scherungsbeitrag zur Vorticityverteilung verschob es das Maximum, das vormals in den südlichen Trog [2] eingebettet war, deutlich zu dessen Westseite (Abb. B23 a). Es gewann dadurch außerdem an Stärke. Das Vorticitymaximum zum Trog im Norden [3] zeigt sich knapp südöstlich des Bodentiefs. In 500 hPa wird Frontogenese im Konfluenzgebiet knapp südöstlich des Tiefs angezeigt (Abb. B23 b).

Mit der Bewegung des nördlichen Troges [3] über das untere System hinweg bzw. mit der Annäherung des Rückens ist die zugehörige NVA nun oberhalb des Bodentiefs und die PVA stromab davon platziert (Abb. B24 a und b). Entsprechend der damit verbundenen, bereits geschilderten Umstellung in der Temperaturverteilung ergibt sich WLA südlich und KLA westlich des Kerns (Abb. B24 e). Teilweise gegenseitig verstärkt, bewirken die Antriebe Hebung südöstlich des Tiefs und Absinken westlich, nördlich sowie oberhalb des Tiefs (Abb. B24 b und d). Das Satellitenbild (Abb. B25) zeigt dazu passend in der Umgebung des Kerns einen wolkenarmen Bereich. Im Hebungsbereich südöstlich davon ist nur eng begrenzt etwas hoch reichende Bewölkung vorhanden. Es ist zu vermuten, dass dort die gehobene Luft relativ trocken ist und sich daher kaum Wolken bilden können.

In 300 hPa ist zu erkennen, dass stromab des südlichen Maximums in den dortigen Höhentrog hinein positive Vorticity advehiert wurde (Abb. B24 a). Links daneben liegt ein langes Band mit NVA rückseitig des Maximums und entlang der Westflanke des Jetmaximums als Ganzes. Die Temperaturadvektion ist in diesem Gebiet nur noch sehr schwach (Abb. B23 e). In Übereinstimmung damit resultiert Hebung auch innerhalb des Troges. Absinken liegt entsprechend westlich davon vor (Abb. B24 b und d).

Im Satellitenbild (Abb. B25) findet man diese Aussagen bestätigt. Kompakte Wolken sind über dem nordwestlichen Spanien zu erkennen, während sich die Wolken weiter westlich über dem Atlantik dagegen aufgelöst haben. Infolge der Verlagerung der Höhenträge über das Bodentief und sein Frontensystem hinweg bzw. der Bewegung des Rückens auf diese Struktur zu konnten die rückseitigen Absinkprozesse die Luft in der Umgebung des Tiefs also soweit abtrocknen, dass in dessen Umgebung ein großes wolkenarmes Gebiet entstand. Somit sind spätestens jetzt die Frontenzüge mit keinerlei Wolkenstruktur mehr in einen Zusammenhang zu setzen.

### **13. Juni, 00 UTC:**

Die Auflösung des Tiefs war bis zum nächsten Termin am 13. Juni 00 UTC dann wiederum nur etwas vorangeschritten (Abb. B26 e). Das System wird zunehmend in die Entwicklung des nachfolgenden Atlantiktiefs mit einbezogen. Der von Westen heran gewanderte Rücken in der Höhenströmung liegt mit seiner Achse nun fast senkrecht über dem Bodentief, so dass die wärmste Luft nur noch leicht zur Rückseite des Tiefs verschoben ist (Abb. B26 a).

In Übereinstimmung mit der Diagnose vom Vortermine hat der südliche Höhentrog [2] infolge der PVA eine Verstärkung erfahren. Als Resultat der angezeigten Frontogenese ist der Temperaturgradient in 500 hPa im Bereich südöstlich des Tiefs etwas angewachsen (Abb. B26 b). Damit korreliert hat sich in 300 hPa ein neues Jetmaximum quer über dem Bodenfrontenzug an der Südostflanke des nördlichen Trogteils [3] gebildet (Abb. B26 a).

Mit der weiteren Verlagerung des südlichen Höhentrog [2] geriet das zum Vortermine noch schwach über Mitteleuropa vorhandene Hochdruckgebiet unter dessen Vorderseite und löste sich restlos auf. In West- und Zentraleuropa war damit die Entwicklung einer von sehr geringen Druckgegensätzen in den unteren Schichten geprägten Lage abgeschlossen (Abb. B26 d und e).

Wegen der Bildung des angesprochenen Jetmaximums wurde das Vorticitymaximum im nördlichen Trog [3] zu dessen Südwestflanke verschoben. Das südliche Maximum [2] war wieder in den dortigen Trog hineingewandert (Abb. B27 a).

Der frontogenetische Effekt in 500 hPa hat sich im Einzugsbereich des nördlichen Jetmaximums deutlich verstärkt (Abb. B27 b).

Im Kernbereich des nördlichen Troges [3] herrscht PVA, stromauf westlich des Frontenzuges NVA (Abb. B28 a). Der Absinkantrieb der letzteren kann von der im gleichen Gebiet platzierten WLA nicht kompensiert werden. Passend dazu wird dort Absinken ausgegeben. Innerhalb des Troges [3] kommt es zu schwachem Aufsteigen (Abb. B28 b und d). Mit der weiteren Abwanderung des Troges [3] war sein rückseitiges Absinkgebiet nun komplett über das Tief hinweg gezogen. Das Satellitenbild (Abb. B29) zeigt in Übereinstimmung dazu südwestlich Irlands mit dichter Bewölkung die Hebung stromab des nördlichen Vorticitymaximums [3] und mit der trockenen Zone in der Umgebung des Tiefkerns die entsprechenden Absinkprozesse an.

Die durch aufwärts zunehmende PVA vorderseitig des südlichen Höhentrog [2] angetriebene Hebung überdeckt in etwa Frankreich und macht, wie angesprochen, die restliche Degeneration des Bodenhochs verständlich.

### ***13. Juni, 12 UTC:***

Am Mittagstermin des 13.06. war das Tief nur noch in Form eines Bodentrog, der vom nachfolgenden Atlantiktief ausging, zu erkennen (Abb. B30 e). Für das neue System begann infolge der Annäherung eines markanten Kurzwellentrog mit eingebettetem Jetmaximum (Abb. B30 a) jetzt eine Phase stärkerer Entwicklung.

Die Wellenstruktur in der Höhenströmung auf dem Kontinent, bestehend aus dem nördlichen Trogteil über der Bretagne, dem südlichen über dem Mittelmeer sowie dem Rücken im Bereich von Nord- und Ostdeutschland (Abb. B30a), liegt nun oberhalb des kaum Druckunterschiede aufweisenden Feldes in Bodennähe (Abb. B30d, 30e). Erst von etwa 700 hPa aufwärts zeigt sich das Muster der baroklinen Welle mit zunehmender Intensität in den Topografien (Abb. B30 a, b und c). Passend dazu findet man in den Analysen der relativen Topografie, also der Verteilung der Mitteltemperatur, vergleichsweise kalte Luft in den beiden Trogteilen und entsprechend warme Luft im Rücken (Abb. B30 e). Ein Vergleich mit den Temperaturfeldern in den einzelnen Niveaus zeigt allerdings, dass sich dort eine entsprechende Wellenanordnung deutlich erst in 500 hPa erkennen lässt. Die Baroklinität der Welle konzentrierte sich also vornehmlich in den höheren Schichten der Troposphäre.

Das entsprechende Bild ergibt sich auch anhand der vertikalen Verteilung der relativen Vorticity (Abb. B31 a, c und e). Abgesehen von einer nur in Ansätzen vorhandenen zyklonalen Rotation unterhalb des südlichen Trogteils war das bodennahe Feld praktisch wirbelfrei.

Dagegen bilden sich in 500 hPa und 300 hPa klar die zyklonalen Wirbel in den Trögen sowie der antizyklonale Wirbel im Rücken, mit aufwärts wachsender Intensität, heraus.

Die zum nördlichen Trog gehörende PVA-Zone liegt über der Bretagne, die des südlichen mit ihrem Schwerpunkt im Mittelmeer südwestlich Sardinien (Abb. B32a und b). Die entsprechenden NVA-Gebiete befinden sich jeweils direkt westlich davon. Infolge der schwachen Strömung und der relativ geringen Baroklinität in den unteren Schichten spielt der Antrieb durch Temperaturadvektion nur noch eine untergeordnete Rolle. Daher bestimmt die Vorticityadvektion nahezu vollständig das Vertikalbewegungsregime. Man findet demzufolge in den PVA-Gebieten Hebung und in den NVA-Gebieten Absinken vor.

### ***14. Juni, 12 UTC:***

Bis zum 14. Juni um 12 UTC, also einen Tag später, wanderte die obere Wellenstruktur mit der Vorticityadvektion nach Osten weiter, ohne dabei in signifikanter Weise Einfluss auf die bodennahen schwach baroklinen Niveaus nehmen zu können (Abb. B33). Während mit dieser Welle der Höhenströmung die Entkopplung zwischen unterer und oberer Troposphäre nach Osten auf den europäischen Kontinent fortschritt, kam es zwischen dem nachfolgenden Höhentrog und dem Atlantiktief stromauf wiederum zu einer gut ausgeprägten Wechselwirkung.

### 2.2.3 Die Entwicklung im Relativsystem

Charakteristisch für die beschriebene Zyklogenese war das gänzliche Fehlen einer nachhaltigen Kopplung zwischen unterer und oberer Troposphäre. Lediglich mit der Passage des ersten auftretenden oberen Maximums kam es vorübergehend zu einer merklichen Wechselwirkung. Dabei verzögerten im Schwerpunktsystem beide Störungen ihre gegenläufige Bewegung, die Bahn des Höhenwirbels scherte nach rechts und jene des Bodenwirbels nach links aus (Abb. B34). Anschließend umkreisten die beiden Wirbel den Schwerpunkt zyklonal, um dann aber schließlich wieder voneinander abzuwandern. Letzteres entspricht alles anderem als dem Normalfall einer Zyklogenese, in welchem die Wirbel zum Ende hin dem gemeinsamen Schwerpunkt zustreben und sich die vertikale Achse meist vollständig aufrichtet.

Als Resultat dieser kurzzeitigen relativ schwachen Kopplung nahm die Vorticity in beiden Niveaus zu und ging dann während dem Auseinanderlaufen beider Systeme wieder zurück. Die anderen betrachteten Höhenträge passierten im jeweiligen Relativsystem die Störung in Bodennähe völlig unspektakulär. Weder variierte die Relativgeschwindigkeit in Betrag oder Richtung signifikant, noch kam es zu relevanten Vorticityänderungen (Abb. B35 und B36). Somit kann man bereits nach Abzug des ersten Trogens im Umfeld des Tiefs von einer vertikalen Entkopplung zwischen unterer und oberer Troposphäre sprechen. Nach dem Abbau des vormals blockierenden Langwellenrückens stromab konnte sich die obere Wellenstruktur dann nach Osten fortpflanzen.

Mit der Relativbewegung der Höhenträge über das Tief hinweg zu dessen Vorderseite kam es zu signifikanten Veränderungen der Temperaturverteilung in dessen Umgebung (Abb. B37). Rückseitig des Kerns ging die Temperatur immerhin während der ersten 1 ½ Tage (Linien 1, 2 und 3) etwas zurück - wenn auch nur sehr zögerlich. Simultan sanken die Temperaturen, entgegen jeder Erwartung, infolge der Passage der ersten beiden Höhenträge aber auch auf der Vorderseite des Systems. Diese Kühlung griff immer mehr nach Osten aus. In Verbindung mit der Relativbewegung des letzten Höhentrogens bzw. des nachfolgenden Rückens (Linie 4) erfolgte dann eine verblüffende Umstellung im Temperaturfeld. Es kühlte vorderseitig nochmals deutlich ab und auf der Rückseite kompensierte die Erwärmung einen Großteil des bisher erfolgten Temperaturrückgangs. Schließlich fand sich die Warmluft stromauf und Kaltluft stromab des Tiefs.

Nachfolgend sollen die für diese Umstellungen verantwortlichen Prozesse anhand der entsprechenden Felder im Relativsystem näher beleuchtet werden. Die Relativwinde wurden auf die gleiche Weise wie im Ankopplungsfall ermittelt (vgl. Kapitel 2.1.6). Zur Berechnung der Approximation des Stabilitätsparameters mussten wegen der schlechteren Datenlage die Druckflächen 400 hPa, 700 hPa und 1000 hPa gewählt werden, um hinsichtlich Gleichung (15) äquidistante Druckdifferenzen zu erhalten.

Während der Annäherung des ersten Höhentrogens [1] überwog in Bezug auf das Vorticityregime in der Höhenströmung (300 hPa) wie in Bodennähe (900 hPa) die Advektion mit den Relativwinden die noch sehr geringen Beträge von Produktion und Destruktion (Abb. B38 a, b, e und f). In Übereinstimmung damit ist der Effekt von Hebungskühlung und Absinkerwärmung stromab bzw. stromauf des oberen Maximums [1] der ebenfalls noch kleinen Wirkung von relativer WLA und relativer KLA deutlich überlegen (Abb. B38 c und d). Entsprechend kann die obere Störung im Relativsystem nach Osten und die untere nach Westen wandern und die vertikale Achse sich mehr aufrichten (vgl. mit Abb. B39).

Bis zum Folgetermin, am 10.6. 00 UTC, war der Abstand zwischen den beiden Wellen dann rasch kleiner geworden. Mit der angewachsenen Rotation infolge der einsetzenden stärkeren Entwicklung des Systems ist in 300 hPa und auch im Feld des vertikal gemittelten Relativwindes ein Relativwirbel entstanden (Abb. B39 a und d). Die verstärkte Zyklogenese wird auch dadurch angezeigt, dass im Bereich des oberen und des unteren Extremums nun Produktion vorliegt (Abb. B39 b und f). Passend dazu wuchs die Vorticity seit dem Vortermine in der Höhe leicht und in Bodennähe deutlich an (vgl. Abb. B2 und Abb. B5, jeweils a und e). In 300 hPa wirkt stromab des Maximums [1] südwestlich des Schwerpunktes Produktion zusammen mit relativer PVA, während stromauf relative NVA nur geringer Produktion gegenüber steht (Abb. B39 a und b). Die relative PVA stromauf des 900 hPa-Maximums wird nicht durch entsprechende Destruktion kompensiert (Abb. B39 e und f). Östlich des Wirbels heben sich beide Effekte dagegen in etwa auf. Insgesamt sollte diese Konstellation den oberen Wirbel tendenziell weiter an der Südflanke des Systems nach Osten und unteren an der Nordflanke nach Westen führen. Damit korrespondiert die relative KLA, die rückseitig der Kaltfront südlich des Kerns nach Osten ausgreift, und relative WLA, die in Kernnähe und etwas nördlich davon wirkt (Abb. B39 d). Dieses typische Ausscheren der Wirbel in Richtung der maximierten Temperaturadvektion konnte schon im Fallbeispiel zur vertikalen Ankopplung beschrieben werden.

Allerdings zeigt der Vergleich mit den Feldern der relativen Topografie (vgl. Abb. B4 e und B7 e), dass es bis zum Folgetermin am Mittag des 10.06. zwar rückseitig der Kaltfront in der Tat abkühlte, es jedoch dann auch insbesondere vorderseitig des Systems sowie entlang der Okklusion zu einem deutlichen Rückgang der Mitteltemperatur kam. Daher hat schließlich insgesamt die Kühlung der Luft durch die vorderseitige Hebung (vgl. Abb. B39 c) die dominierende Rolle gespielt. Der Kernbereich blieb weiterhin relativ warm, da die Hebung ihre größte Wirkung erst an seiner Ostflanke entfaltete. Hier kann aber auch die diabatische Wärmezufuhr eine Rolle gespielt haben.

Bis zum Mittagstermin des 10.06. kippte die vertikale Achse bereits nach vorne und drehte sich im Zusammenhang mit dem Ausscheren beider Störungen zyklonal weiter (Abb. B40). Die Wechselwirkung zwischen unterer Troposphäre und Höhenströmung war somit nur von kurzer Dauer. Die Verlagerung der Extreme im Relativsystem wurde lediglich vorübergehend verlangsamt und in ihrer Richtung gestört.

Deutlich ist in den Windfeldern eine kreisförmige Umströmung des Systems in Form eines Relativwirbels zu erkennen. In 300 hPa jedoch ist das nahezu geschlossene Umströmen wieder mehr in eine Trogform übergegangen (Abb. B40 a).

Produktion und Destruktion versuchen den Effekt der relativen Vorticityadvektion zu kompensieren, was ihnen aber nicht gelingt. Denn in der Höhe ist relative PVA stromab des Maximums deutlich größer als die Destruktion, was mit umgekehrten Vorzeichen in abgeschwächter Form auch stromauf gilt (Abb. B40 a und b). In 900 hPa ist analog die Wirkung der Vorticityadvektion stromab weitaus und stromauf etwas kräftiger als jene von Destruktion und Produktion (Abb. B40 e und f). Somit ist eine weitere Abwanderung der Wellen angezeigt.

Passend dazu überwiegt die Hebungskühlung leicht die relative WLA entlang und vorderseitig der Okklusion (Abb. B40 c und d). Südlich des Schwerpunktes hat das Hebungsgebiet in Richtung der relativen KLA ausgegriffen. Rückseitig tritt kräftige Absinkerwärmung auf bei nur schwacher relativer KLA. Der Vergleich mit dem Folgetermin 12 Stunden später zeigt im Bereich der Okklusion tatsächlich eine weitere Abkühlung (Abb. B7 e und B10 e).

Rückseitig des Frontensystems wurde es entsprechend dem Zusammenwirken von relativer KLA und Hebung auch etwas kälter, während es an der Westflanke des Kerns trotz des kräftigen Absinkeffekts kaum eine Änderung gab.

Insgesamt dominierte aber wiederum die vorderseitige Kühlung der Luft. Die vertikale Achse kippte in der Folge immer mehr nach vorne weg und bekam nicht, wie es typisch für den Endzustand der Zyklogenese ist, eine senkrechte Ausrichtung. Damit korrespondiert der Umstand, dass sich in der Höhe kein fortwährend bestehender Relativwirbel ausbilden konnte und hier folglich die bis zum Ende starke relative Vorticityadvektion stromab wie stromauf für die Abwanderung des Höhentrog [1] sorgte.

12 Stunden danach, um 00 UTC des 11.06., war der nachfolgende Höhentrog [2] schon fast bis zur Okklusion voran gekommen (Abb. B41). Passend zum Ende der Vertiefung ist das 900 hPa Maximum wieder aus dem Bereich mit Produktion herausgerückt (Abb. B41 f).

In der Höhe liegen die Beträge der relativen Vorticityadvektion stromab wie stromauf über jenen der jeweils ausgleichend wirkenden Produktion und Destruktion (Abb. B41 a und b). Auffällig ist, dass sich hier weiterhin kein Relativwirbel mehr ausbilden konnte.

In Bodennähe kommt es stromauf in etwa zur Kompensation beider Effekte, während stromab die Vorticityadvektion deutlich überwiegt (Abb. B41 e und f).

In Übereinstimmung damit ist die relative WLA vorderseitig insgesamt etwas geringer als die Hebungskühlung (Abb. B41 c und d). Die rückseitige Absinkerwärmung soll wieder deutlich stärker als die entgegengerichtete relative KLA sein.

Die relative WLA greift nördlich des Systems weiter westwärts aus, so dass sie im Nordwesten in ihrer Erwärmungstendenz sogar vom Absinken unterstützt wird. Damit korrespondiert hier das gleichsinnige Auftreten von relativer PVA und Produktion im unteren Niveau (Abb. B41 e und f). Analog dazu dehnt sich die relative KLA südlich des Kerns weiter in Richtung auf den Bereich mit Hebungskühlung aus, wobei sich hier aber in Bezug auf Vorticityregime kein entsprechender Effekt zeigen lässt.

Alles in allem ergibt sich die Tendenz des unteren Maximums, relativ nach hinten und des oberen [2], nach vorne zu wandern. In diesem Zusammenhang ist eine weitere Kühlung der Luft etwa vom Bereich der Okklusion ostwärts und nördlich des Systems angezeigt, nordwestlich des Kerns und rückseitig des Frontensystems dagegen eine Erwärmung.

Tatsächlich kam es bis zum Folgetermin (vgl. Abb. B10 e und B14 e) zu einem Rückgang der Temperaturen vorderseitig des Systems, der zudem bis zur Westflanke des Rückens stromab ausgriff. Dadurch begann sich der Höhenrücken nun langsam abzubauen (vgl. Abb. B10 a und 14 a). Dagegen blieb die Temperatur nördlich des Kerns in etwa konstant und ging auf der Rückseite sogar leicht zurück, so dass hier der Effekt der Vertikalbewegung etwas übertrieben ausgegeben wurde.

Zum Mittagstermin des 11.06. war der obere Wirbel [2], wie anzunehmen, über die Okklusion hinweg gewandert. Die von ihm ausgelöste Hebung und Kühlung der Luft ist weiterhin im Umfeld der Okklusion und östlich davon, die entsprechende Erwärmungstendenz rückseitig des Frontensystems zu erkennen (Abb. B42 c). In der Abbildung B42 und den folgenden ist das Relativsystem bezüglich der Schwerpunktsverlagerung des unterem Maximum und des letzten oberen Maximums [3] dargestellt.

In der Höhe steht die relative PVA stromab des Troges nahezu verschwindender Destruktion gegenüber. Stromauf ist die relative NVA größer als die Produktion (Abb. B42 a und b).

In 900 hPa wirkt stromab der relativen PVA nur noch schwache Destruktion entgegen, stromauf sind beide Terme klein. Es ergibt sich somit wieder die Neigung beider Wirbel, in Richtung der stärksten relativen PVA zu wandern, was für ein Kippen der vertikalen Achse in

Strömungsrichtung spricht. Korrespondierend mit den oben wie unten nur noch schwachen Vergenzen ist auch die relative Temperaturadvektion im Bereich des Schwerpunktes zurückgegangen. Nördlich soll die relative WLA aber die Hebungskühlung stromab des Höhentrog [3] nahezu kompensieren (Abb. B42 c und d).

Der Vergleich mit dem folgenden Termin am 12.06. 00 UTC belegt aber, dass dies nicht der Fall war und es knapp westlich des Kerns mit der Annäherung des Höhentrog [3] abkühlte (vgl. Abb. B14 e und B18 e). Auf der Rückseite des Tiefs setzte hingegen leichte Erwärmung ein, obwohl der Absinkeffekt noch etwas übertrieben angezeigt worden ist. In Übereinstimmung mit diesen Veränderungen im Temperaturfeld konnte der Höhentrog rasch auf das System zuwandern und sich die vertikale Achse entsprechend bereits aufrichten. Insbesondere östlich der Okklusion ging die Temperatur weiter zurück, so dass der Höhenrücken dort zunehmend aufgelöst wurde (vgl. Abb. B14 a und B18 a).

Nun herrscht in der Höhe in etwa Gleichgewicht in Bezug auf das Vorticityregime (Abb. B43 a und b). In Bodennähe wirkte im Umfeld der stärksten relativen PVA dagegen kaum Destruktion. Stromauf ist hier die relative NVA zumindest leicht größer als die Produktion (Abb. B43 e und f). Daher folgt wiederum die Tendenz zum nach vorne Kippen der vertikalen Achse, in dem die Störung in Bodennähe relativ gesehen zurückwandert.

Vergleicht man mit der Situation zum nächsten Zeitpunkt 12 Stunden später, am 12.06. 12 UTC, so wird deutlich, dass sich die Wirkung der Vertikalbewegung auf das Temperaturfeld nun voll durchsetzen konnte. So ging die Temperatur in etwa passend zur angezeigten starken Hebungskühlung (Abb. B43 c) an der Ostflanke des Tiefs sowie auch entlang der kernnahen Okklusion und rückseitig davon deutlich zurück (vgl. Abb. B18 e und B22 e). Ebenso kam es im Umfeld der Absinkerwärmung an der Südwest- und Westflanke des Tiefs zu einer markanten Erwärmung.

Somit muss der antizyklogenetische Effekt der kräftigen oberen Konvergenz hinsichtlich der unteren Niveaus durch diese markante Erwärmung fast kompensiert worden sein. Analoges gilt mit umgekehrten Vorzeichen für den Hebungsbereich.

Daher konnte der das Absinken auslösende Höhenrücken von stromauf sich dem Tief zu nähern beginnen, ohne dieses sofort aufzulösen (vgl. Abb. B18 a und B22 a).

Gleichzeitig war die vertikale Achse deutlich nach vorne gekippt (Abb. B44). In 300 hPa überwiegt die stromab angewachsene relative PVA wieder klar die Destruktion (Abb. B44 a und b). Unten sind stromauf Produktion und Advektion nur gering. Passend dazu wirken in diesem Bereich relative KLA (vorderseitig des hinter der Okklusion entstandenen Temperaturtroges, vgl. Abb. B22 e) und Hebungskühlung gleichsinnig. Dadurch kann das Vorticitymaximum in der Höhe [3] tendenziell seine Abwanderung fortsetzen. Die entsprechende zyklonogenetische Wirkung des Troges [3] auf das Bodengebiet wird durch die Kühlung kompensiert.

Rückseitig herrscht in 300 hPa wie in 900 hPa ungefähr Gleichgewicht in Bezug auf das Vorticityregime. In Übereinstimmung damit sind hier westlich des Systems relative KLA (rückseitig des Rückens im Temperaturfeld) und Absinkerwärmung in etwa gleich stark. Im Umfeld des 900 hPa-Maximums und südlich davon kommt es zu relativer WLA zusammen mit leichter Absinkerwärmung. Daher wird der antizyklogenetische Effekt der oberen Konvergenz in Bezug auf die Bodennähe wiederum durch die resultierende Erwärmung weitgehend kompensiert.

Um 00 UTC des 13.06. war der angesprochene Temperaturtrog etwas relativ zum System mit der relativen KLA und Hebungskühlung nach Osten gewandert. Gleichzeitig kam es südlich

des Kerns korrespondierend zu relativer WLA und Absinkerwärmung zu einem Anstieg der Temperatur (vgl. Abb. B22 e und B26 e). Verbunden damit bewegte sich die obere Welle, bestehend aus dem 3. Höhentrog und dem Rücken stromauf, relativ zum Bodentief nach Osten. Wegen der thermischen Schwächung des antizyklogenetischen Effekts aus der Höhe füllte sich das Tief deshalb nur langsam weiter auf.

Der Höhenrücken ist jetzt ungefähr über dem Tief angelangt, so dass die zugehörige relative NVA stromab in der Höhe bereits abseits des Bodenkerns über dem Schwerpunkt liegt (Abb. B45 a). Ihr wirkt hier etwas geringere Produktion entgegen, während stromauf beide Terme gering sind (Abb. B45 a und b). Dies zeigt die Relativbewegung des Rückens an.

Im unteren Niveau sind sowohl die Vergenzen als auch die Advektion eingeschlafen (Abb. B45 e und f). Da auch die relative Temperaturadvektion infolge der Abschwächung des Tiefs nur noch gering ist, verhindert hier wiederum die Absinkerwärmung die Einflussnahme der antizyklogenetischen Wirkung vorderseitig des Höhenrückens auf die unteren Schichten.

Stromab des Vorticitymaximums [3] überwiegt die relative PVA klar die Destruktion (Abb. B45 a und b). Hier wirkt die Hebungskühlung dem zyklonogenetischen Effekt auf die unteren Niveaus entsprechend ausreichend stark entgegen. Insgesamt konnte und kann somit die obere Welle ihre Abwanderung entkoppelt vom Boden fortsetzen.

#### **2.2.4 Vertikalschnitte**

Die Vertikalschnitte der Abbildungen B47 bis B53 führen durch den Kern des Bodentiefs und sind zonal orientiert (Abb. B46). Mit ihrer Hilfe sollen insbesondere die Prozesse, die im vorigen Kapitel mit Hilfe des Relativsystems beschrieben wurden, in ihrer vertikalen Struktur näher beleuchtet werden.

Das erste relevante obere Vorticitymaximum liegt am 09.06. 12 UTC rückseitig des zum Bodentief gehörenden Maximums (Abb. B47, oben). Passend zu dieser Achsenneigung liegt, vom Tief aus gesehen, die kalte Luft stromauf. Über dem Tief ist die Luft hingegen relativ warm, wodurch in der Höhe dort sogar negative Vorticity resultiert. Stromab des Höhenwirbels herrscht Divergenz bis in die mittlere Troposphäre zusammen mit Hebung und Konvergenz unterhalb etwa 700 hPa (Abb. B47 unten). Die Konvergenz beginnt dabei auf den unteren Wirbel überzugreifen. Rückseitig liegt entsprechendes Absinken vor.

Bis zum 10.06. 00 UTC bewegte sich der Höhentrog [1] weiter auf das Tief zu. Die vertikale Achse begann sich somit aufzurichten. Der horizontale Temperaturgradient war in Verbindung mit der Verlagerung der kalten Trogluft über dem Tief deutlich angewachsen (Abb. B48, oben). Vorderseitig des Tiefs liegt weiterhin die vergleichsweise wärmste Luft, die sich jedoch auch leicht abkühlte. Kräftige Divergenz, ausgelöst durch relative PVA (vgl. Abb. B40 a und b), kann man stromab des oberen Vorticitymaximums [1] ausmachen, welche für starkes Aufsteigen und Konvergenz unten sorgt (Abb. B48, unten). Die Konvergenz erfasst, passend zur zu diesem Zeitpunkt einsetzenden stärkeren Vertiefung, den Bodenkern und seine Vorderseite.

Die resultierende Kühlung der Luft ließ bis zum Folgetermin um 12 UTC am 10.06. (Abb. B49, oben) die kalte Luft, die relative PVA den Höhenwirbel [1], zur Vorderseite des Systems gelangen. Er befindet sich oberhalb des in etwa 700 hPa geschnittenen Vorticitymaximums der Okklusionsfront.

Vorderseitig des Troges kommt es weiterhin zu Hebung, wobei die untere Konvergenz sich von den bodennahen Schichten „abzulösen“ scheint, was hier die beginnende Entkopplung des Troges von den unteren Niveaus widerspiegelt (Abb. B49, unten).



Zum Mittagstermin des 11.06. hatte das 2. Maximum in der Höhe das untere System bereits passiert (Abb. B50). Dabei kam es zu einer weit nach Osten ausgreifenden Abkühlung der Luft stromab des Tiefs.

Die markantesten und ungewöhnlichsten Umstellungen passierten jedoch mit der Annäherung des 3. Höhentrog. Er befindet sich am Mittagstermin des 11.06. knapp stromauf des Tiefs. Entsprechend ist die kälteste Luft noch zur Rückseite des Systems verschoben. Von Westen folgt dem Höhentrog [3] der Rücken nach.

Der Potentialfall stromab des Maximums [3] wird in diesem Gebiet zusätzlich zur Hebungskühlung noch von KLA (vgl. Abb. B16 e) verstärkt. Daher resultieren nur vergleichsweise kleine Divergenzen in der Höhe (Abb. B50, unten). Mit den etwas stärkeren Konvergenzen in der mittleren Troposphäre ergibt sich in unteren Niveaus sogar eine leichte antizyklogenetische Tendenz.

Im Bereich des Kerns liegen zu diesem Zeitpunkt nur geringe Vergenzen vor. Östlich davon kann man das Muster einer Quercirkulation mit Konvergenz innerhalb der Frontfläche der frontogenetischen Okklusion ausmachen (vgl. Abb. B15 d).

Am 12.06. 00 UTC hatte sich die Luft über dem Tief begonnen abzukühlen und jene rückseitig sich zu erwärmen (Abb. B51, oben). Dabei war der Höhentrog [3] dem System näher gekommen. Diese Temperaturänderungen lassen sich auf die Kühlungstendenz der Luft im Aufsteiggebiet bzw. entsprechende Erwärmung im Absinkgebiet stromab und stromauf des Troges zurückführen (Abb. B51, unten). Trotz dieser starken Vertikalbewegungen kommt es nur zu kleinen Vergenzen in Bodennähe, was die dämpfende Wirkung der Temperaturänderungen auf den aus der Höhe induzierten zyklonogenetischen bzw. antizyklonogenetischen Effekt widerspiegelt.

In den folgenden 12 Stunden erfuhr das Temperaturfeld dann passend dazu die markanteste Veränderung (Abb. B52, oben) - die wärmste Luft gelangte vollständig zur Rückseite, die kälteste Luft zur Vorderseite des Systems. Die vertikale Achse des Wirbels kippte entsprechend nach vorne. Auch der Rücken von stromab konnte sich weiter annähern.

Der Trog [3] löst zu diesem Zeitpunkt kaum Divergenz in der Höhe, Hebung und Konvergenz unten aus (Abb. B52, unten). Eine Erklärung liefert hier die Wirkung von Hebungskühlung zusammen mit relativer KLA (vgl. Abb. B57 d). Vorderseitig des Rückens kommt es hingegen weiterhin zu starker Konvergenz, die hier aber wegen des Auftretens der Absinkerwärmung und relativer WLA (vgl. Abb. B57 c und d) zumindest für weniger starke Divergenz bzw. für kaum Vorticityabbau im unteren Niveau sorgt (vgl. Abb. B57 e).

Um 00 UTC am 13.06. ist die Abkopplung der oberen Welle abgeschlossen. Der Rücken nimmt eine Position fast senkrecht über dem Tief ein (Abb. B53). Oberhalb des Tiefs befindet sich die abgesunkene Warmluft, vorderseitig am Fuß des Troges [3] die aufgestiegene Kaltluft. Stromab der Höhengebilde tritt wiederum Divergenz und Konvergenz auf. Der thermische Effekt der daraus resultierenden Vertikalbewegung sorgt nun alleine für eine vom Bodengebiet entkoppelte Verlagerung der Welle. Im unteren Niveau sind passend dazu die Vergenzen fast eingeschlafen (Abb. B53, unten).

## 2.2.5 Zusammenfassung

Vergleicht man diese Fallstudie mit der zuvor beschriebenen zur vertikalen Ankopplung, so werden einige signifikante Unterschiede deutlich. Es liefen zwar auch hier mehrere hochtroposphärische Vorticitymaxima auf eine zuvor in Form einer Frontalwelle unabhängig existierenden Störung in Bodennähe zu. Es kam jedoch lediglich zwischen dem ersten beobachteten Höhentrog und dem unteren System zu einer kurzzeitigen Wechselwirkung. Die Temperaturadvektion wuchs vorübergehend an, womit die Relativbewegung beider Gebilde verzögert wurde, der zyklonenetische Effekt stromab des Höhentrog hinab zum Bodentief ausgreifen konnte und jener stromauf des Bodentiefs in der Höhe den Trog etwas verstärkt wurde. Nur vorübergehend kam es zur Ausbildung eines Relativwirbels in allen Niveaus. Oberer und unterer Wirbel scherten zwar wie im Fallbeispiel zur Ankopplung von ihrer ursprünglichen Bewegungsrichtung aus und umkreisten einander kurzfristig zyklonal, entfernten sich dann aber wieder voneinander. Dies liegt darin begründet, dass der Effekt der Relativwinde insgesamt bereits über jenen der Vergenzen zu dominieren begann. Anders gesprochen konnte die relative Temperaturadvektion nicht in adäquater Weise die Wirkung der Vertikalbewegung ausbalancieren, wie es für diese Phase der Entwicklung typisch gewesen wäre. Die Zyklonogenese endete damit vorzeitig.

Anschließend passierte ein zweiter signifikanter Höhentrog das bodennahe System. Hierbei war im Umfeld des Tiefs praktisch keine Wechselwirkung zwischen unterer und oberer Troposphäre, was das Vorticity bzw. Geopotentialfeld betrifft, mehr festzustellen. Die Hebungskühlung vorderseitig des Troges war der zurückgehenden Warmluftadvektion deutlich überlegen. Der obere zyklonenetische Effekt konnte nicht mehr nach unten ausgreifen. Die Luft vorderseitig des Tiefs begann nun entgegen jeder Erwartung stärker abzukühlen.

Schließlich passierten ein weiterer kräftigerer Höhentrog und ein nachfolgender Rücken das sich nur langsam auflösende Tief. Wieder war die gegenseitige Beeinflussung zwischen unten und oben nur gering. Der Effekt der Vertikalbewegung dominierte nun in ungewöhnlich starker Weise das Temperaturregime. Daher kam es nicht nur zu einer fortwährenden Abkühlung der Vorderseitenluft sondern nun auch zu einer Erwärmung auf der Rückseite im Bereich der Kaltluftzufuhr. Die Warmluft fand sich schließlich stromauf und die Kaltluft stromab des Tiefs. Wegen der außerordentlich starken Dämpfung des antizyklonenetischen Effekts vorderseitig des Höhenrückens durch die Absinkerwärmung konnte er das Bodentief Verblüffenderweise nicht auflösen.

Schließlich wanderte die Welle der Höhenströmung ohne erneut in signifikanter Weise auf die unteren Niveaus Einfluss zu nehmen ostwärts ab. Dies ermöglichten die am Boden nur geringen Druck- und Temperaturunterschiede stromab. Man kann dies als Analogon zur Frühphase der klassischen Ankopplung interpretieren.

### 3 Schlussbemerkungen

Anhand der beiden in den Fallstudien betrachteten Wetterlagen konnte sowohl der gängige Ablauf einer vertikalen Ankopplung nach dem Pettersen'schen Schema als auch der umgekehrte Fall einer vertikalen Entkopplung ausführlich beschrieben werden. Dabei lieferte die Anwendung der Quasigeostrophischen Diagnose auf Modellanalysefelder des „Global Forecast System“ (GFS) des US-Wetterdienstes sowie des Globalmodells des Deutschen Wetterdienstes (GME) insgesamt sehr zufrieden stellende Ergebnisse.

Der Übergang in ein mit der Welle wanderndes Relativsystem ermöglichte die Untersuchung der Terme in der quasigeostrophischen Vorticity- und Temperaturgleichung, welche die vertikale Achsenneigung einer baroklinen Welle regulieren.

Im ersten Fallbeispiel konnte sich danach im Anschluss an die Ankopplung während der stärksten Entwicklung in etwa eine Balance zwischen der Vorticityadvektion mit den Relativwinden und der Produktion/ Destruktion bzw. zwischen dem thermischen Effekt der Vertikalbewegung und der Temperaturadvektion einstellen. Trotz überlagerter gröberskaliger Umstellungen im Strömungsfeld wurde daher, wie in der Literatur beschrieben, die vertikale Achsenneigung über einen längeren Zeitabschnitt konserviert.

Für die zweite Wetterlage zeigte sich hingegen zu keinem Zeitpunkt ein derartiges Gleichgewicht. Hier dominierten durchweg die Vorticityadvektion mit den Relativwinden und der thermische Effekt der Vertikalbewegung das Bild. Daher konnten mehrere Höhenträge und schließlich ein Höhenrücken eine Frontalwelle passieren, ohne dass es zu einer nachhaltigen Wechselwirkung zwischen unterer und oberer Troposphäre kam. In diesem Zusammenhang fiel im Vergleich zum Ankopplungsfall das Fehlen eines persistierenden Relativwirbels, d.h. eines ausreichend hohen Rotationsanteils in der Strömung, als ungünstiger Faktor auf.

Einen ausführlichen Ergebnisbericht findet der Leser jeweils im letzten Kapitel der beiden Fallstudien.

Interessant für eine fortführende Betrachtung könnte sein zu untersuchen, inwieweit sich Unterschiede bezüglich anderer das Verhalten der vertikalen Achsenneigung bestimmender Faktoren - wie der Stabilität oder diabatischer Effekte - zwischen diesen oder ähnlichen Fällen feststellen lassen.

## Literatur

Deutscher Wetterdienst (DWD), 1985: Wettersvorhersagedienst I. *Promet*, Jahrgang 24, Heft 1, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Deutscher Wetterdienst (DWD), 2002: Die neue Modellkette des DWD, I. *Promet*, Jahrgang 27, Heft 3, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Durrán, D.R., and Snellman, L.W., 1987: The Diagnosis of Synoptic-Scale Vertical Motion in an Operational Environment. *Weather and Forecasting*, 2, 17-31.

Hoskins, B.J., Draghici, I., and Davies, H.C. 1978: A new look at the omega-equation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 104, 31-38.

Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., and Robertson A.W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 877-946.

Hoskins, B.J., 1997: A potential vorticity view of synoptic development. *Meteorological Application*, 4, 325-334.

Holton, J.R., 1972: *Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York London, 319 pp.

Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie, Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Kurz, M., 2000: *Die Dezemberstürme 1999, Berichte des Deutschen Wetterdienstes*. Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.

Margules, M., 1906: Über Temperaturschichtung in stationär bewegter und ruhender Luft. *Meteorologische Zeitschrift, Hann-Band*, 243-254.

Moorthi, S., 2003: Internet-Publikation (<http://wwwt.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html>, Stand: 17.08.2005). *National Centers for Environmental Prediction*.

Palmén, E. and Newton, C. W., 1969: Atmospheric Circulation Systems. Their Structure and Physical Interpretation. *International Geophysics Series, Vol. 13*, xviii + 606 pp., Academic Press, New York.

Petterssen, S., 1936: A contribution to the theory of frontogenesis. *Geophysical Publications*, 11, 1-27.

Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting. Vol. 1*. McGraw-Hill Book Company, New York – Toronto – London.

Pichler, H., 1982: *Dynamik der Atmosphäre*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.