

# Numerische Analyse troposphärischer Antriebe für die Entwicklung von Mittelmeerzyklonen mit Potenzial für extreme Niederschlagsereignisse

Diplomarbeit im Fach Meteorologie  
vorgelegt von

**Tobias Reinartz**

Juli 2013



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG  
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE

Referent:

Prof. Dr. Sarah Jones

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b>	<b>5</b>
<b>2. Theoretische Grundlagen</b>	<b>9</b>
2.1. Mediane	9
2.2. Vorticity	10
2.3. Potentielle Vorticity	13
2.4. „PV-Denken“ und stückweise potentielle Vorticity Inversion	15
2.5. Daten	22
<b>3. Synoptische Analyse</b>	<b>25</b>
<b>4. Analyse der SPVI</b>	<b>31</b>
4.1. Ermittlung der Modifikationsgebiete	31
4.1.1. Modifikationsgebiete am 4.Nov, 12 UTC	32
4.1.2. Modifikationsgebiete am 5.Nov, 00 UTC	35
4.1.3. Modifikationsgebiete am 5.Nov, 12 UTC	36
4.1.4. Modifikationsgebiete am 6.Nov, 00 UTC	38
4.2. Modifikation und Inversion der PV-Verteilung	40
4.2.1. SPVI am 4.Nov, 12 UTC	41
4.2.2. SPVI am 5.Nov, 00 UTC	44
4.2.3. SPVI am 5.Nov, 12 UTC	49
4.2.4. SPVI am 6.Nov, 00 UTC	53
4.3. Zusammenhang zwischen PV und bodennahem Wind	59
<b>5. Zusammenfassung und Ausblick</b>	<b>65</b>
<b>A. Literatur- und Webseitenverzeichnis</b>	<b>69</b>
<b>B. Ergänzende Abbildungen</b>	<b>73</b>





# 1. Einleitung

Speziell in der zweiten Jahreshälfte zwischen September und November kommt es im westlichen Mittelmeer zwischen der iberischen Halbinsel und Italien vermehrt zu Zyklongenese mit nachfolgenden Starkniederschlägen (Homar et al., 2006). Ein wichtiger Grund für dieses Phänomen ist die Wasseroberflächentemperatur des Mittelmeers, die in diesem Zeitraum am höchsten ist. Die Zyklonen bilden sich vornehmlich in der unteren Troposphäre auf der Vorderseite kräftiger, weit nach Süden reichender, ostatlantischer Höhenträger, aufgrund der dort vorherrschenden idealen Bedingungen für ihre Entwicklung: mit der Höhe zunehmende positive Vorticityadvektion, Warmluftadvektion und diabatische Wärmeübergänge. Obwohl diese Tiefdruckgebiete meist nur schwach ausgeprägt sind und keinen niedrigen Kerndruck besitzen, verursachen einige von ihnen trotzdem am Küstenbogen von Spanien über Frankreich nach Italien und in den dahinter liegenden Alpenregionen immer wieder hohe Niederschlagsmengen mit Werten bis 300 mm pro Tag (Kuttig, M., 2010), selten sogar noch mehr: in Vicomorasso in der Nähe von Genua kam innerhalb von 24 Stunden (4.11.2011, 00 UTC - 5.11.2011, 00 UTC) eine unglaubliche Regenmenge von 465 Litern zusammen (Abb. 1). In der Folge kommt es in diesen Regionen und in diesem Zeitraum immer wieder zu verheerenden Schäden, Verletzten und Toten. In diesem Zusammenhang spricht man vom so genannten „High Impact Weather“ (HIW). Die Begründung dieser enormen Wassermengen liegt vor allem in einer nur langsamen Trogverlagerung und der damit verbundenen, ebenfalls langsamen bis sehr langsamen Zuggeschwindigkeit der Tiefdruck- und somit der Niederschlagsgebiete. Natürlich spielt hierbei auch die Orographie eine entscheidende Rolle, wie zum Beispiel Staueffekte an den Alpen oder den Apenninen. Da auch die Druckgradienten häufig nur schwach sind, herrschen eher moderate Windgeschwindigkeiten. In den Wintermonaten (Dez.-Feb.) entwickeln sich dagegen auch des öfteren starke Zyklonen mit tiefem Kerndruck im Mittelmeerraum (Homar et al., 2006). Sie sind mit Kurzwellenträgern verbunden und sorgen mit ihren hohen Windgeschwindigkeiten für stürmisches Wetter. Allerdings besitzen sie dank ihrer hohen Zuggeschwindigkeit ein eher geringes Überflutungspotential (Kuttig, M., 2010).

Aufgrund ihrer komplexen dynamischen Struktur und Entwicklung sind HIW

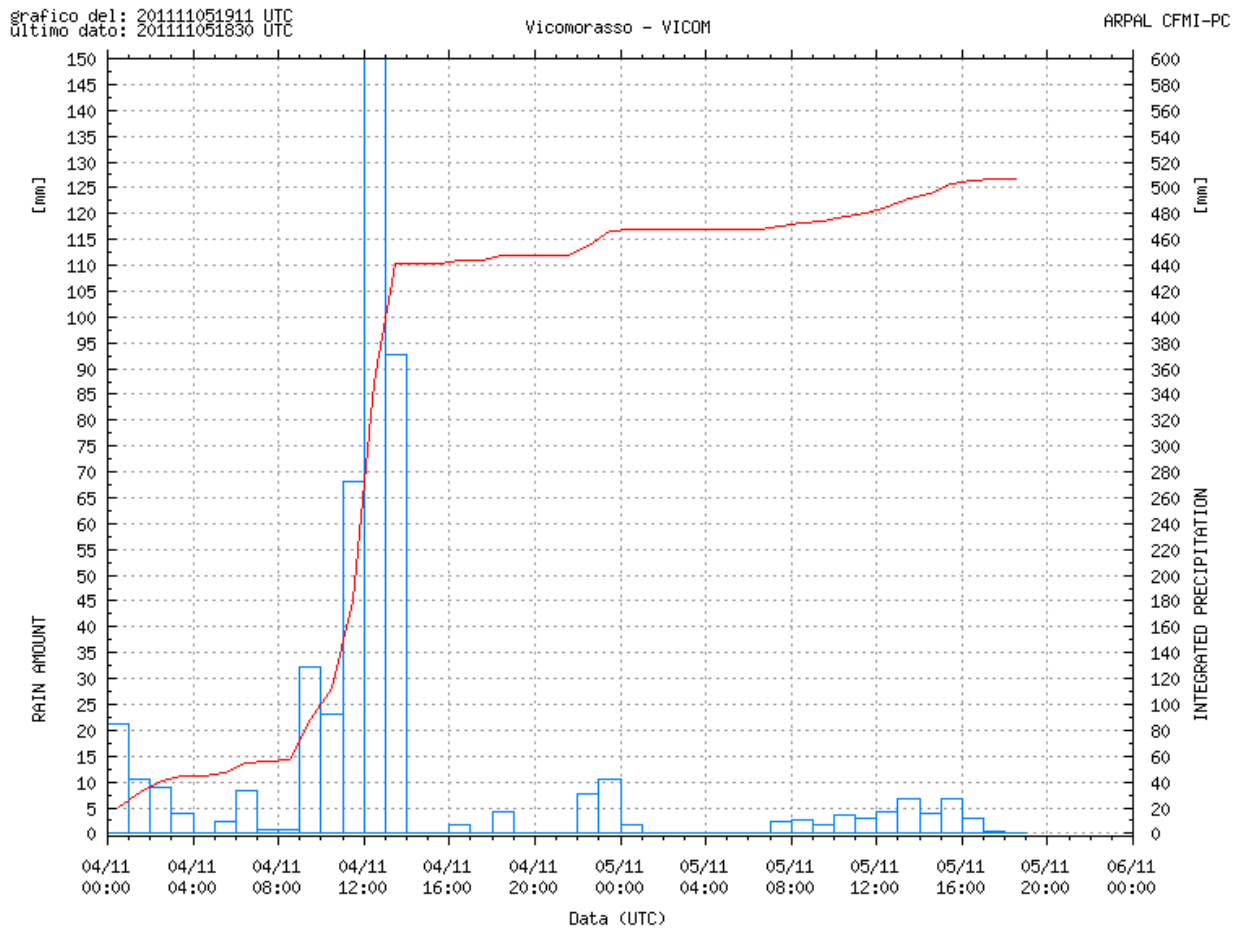


Abbildung 1: Dargestellt sind stündlicher (blau) und akkumulierter (rot) Niederschlag in Vicomorasso zwischen 4.11., 00 UTC und 6.11., 00 UTC. [<http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de>]

verursachende Zyklonen nur sehr schwierig zu analysieren und vorherzusagen. Des Weiteren gibt es eine Vielzahl an Faktoren bezüglich ihrer Bildung, Entwicklung und Vorhersage, die nur mangelhaft untersucht und damit verbunden auch nur zu einem geringen Grad verstanden wurden. Ziel der Forschung in diesem Bereich ist es, die Vorhersage von HIW zu verbessern, um vor allem die Anzahl an mit HIW verbundenen Verletzten- und Todesfällen so weit wie möglich zu reduzieren. Dazu ist es wichtig, eine Aussage darüber machen zu können, wann, wo und warum manche Zyklonen HIW verursachen, während andere dies nicht tun.

In dieser Arbeit wird mit Hilfe einer stückweisen potentiellen Vorticity Inversion (SPVI) die potentielle Vorticity (PV) als troposphärischer Antrieb für die Entwicklung von Mittelmeerzyklonen mit Potenzial für extreme Niederschlagsereignisse untersucht.

Ziel ist es herauszufinden, inwieweit die PV in der oberen im Vergleich zu der in der unteren Troposphäre einen Einfluss auf das Windfeld in 850 hPa hat. Diese Winde sind wichtig für den latenten Wärmefluss und damit auch für den Feuchtegehalt der Luft sowie die Freisetzung latenter Wärme. Dies sind alles wichtige Zutaten für die Entstehung einer Zyklone bzw. eines Medicanes (Fita et al., 2007).

Die SPVI ist eine sehr wichtige numerische Methode, um die Prozesse in der Troposphäre, die für die Bildung von HIW verantwortlich sind, zu erforschen. Sie macht sich die Invertierbarkeit der PV zu Nutze, um aus einer gegebenen PV-Verteilung das mit ihr verbundene Wind- und Temperaturfeld zu berechnen. Dies ermöglicht einen tiefen Einblick in die dynamischen Vorgänge eines Wettersystems (Grams, 2011). Der Unterschied der SPVI zur Potential Vorticity Inversion (PVI) ist der, dass man bei der SPVI die PV „stückweise“ invertieren kann, d.h., man kann die Einflüsse einzelner Anteile der PV-Verteilung auf die mit ihr in Verbindung stehenden dynamischen Felder untersuchen. Die SPVI ist ein weit verbreitetes Tool. Schlemmer et al. (2009) gingen beispielsweise dem Einfluss mesoskaliger Anteile eines PV-Streamers auf ein bestimmtes Starkniederschlagsereignis an der Südseite der Alpen nach, Riemer (2007) benutzte die SPVI, um die Bedeutung von PV-Anomalien in der Anregung und Ausbreitung eines Rossby-Wellenzuges zu quantifizieren und Zhao et al. (2006) untersuchten einen Fall starker Zyklone über den Yangtze und Huaihe Flusstälern mit Hilfe der SPVI.

Die SPVI wird in dieser Arbeit auf die Zeitspanne zwischen dem 4.11.2011,

12 UTC und dem 6.11.2011, 00 UTC angewendet. Innerhalb dieses Zeitraums kam es über dem westlichen Mittelmeer zur Entwicklung eines Medicanes, was etwa bis zum 9.11.2011 für heftige und langanhaltende Niederschläge besonders im Süden Frankreichs, in der Südschweiz und im Nordwesten Italiens sorgte. Im Süden Frankreichs und in der Südschweiz wurden zusätzlich noch Orkanböen von weit über  $120 \text{ kmh}^{-1}$  gemessen. Nähere Informationen zu diesem Fall sind unter [http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20111107\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20111107_e.html) zu finden.

In Kapitel 2 wird zunächst auf den theoretischen Hintergrund dieser Arbeit eingegangen, gefolgt von einer synoptischen Übersicht des hier behandelten Zeitraums zwischen dem 4.11.2011, 12 UTC und dem 6.11.2011, 00 UTC (Kapitel 3). In Kapitel 4 werden die für die SPVI notwendigen vorbereitenden Maßnahmen und die aus der SPVI resultierenden Ergebnisse ausführlich beschrieben und diskutiert. Danach wird das Erarbeitete nochmals kurz zusammengefasst sowie weitere mögliche Schritte für zukünftige Arbeiten vorgeschlagen (Kapitel 5).

## 2. Theoretische Grundlagen

Der theoretische Hintergrund dieser Arbeit wird dargestellt, indem zunächst die Begriffe „Medicane“, „Vorticity“ und „potentielle Vorticity“ (PV) erklärt werden. Im Anschluss wird auf das so genannte „PV-Denken“ näher eingegangen und die in dieser Arbeit angewendete Methode, die stückweise potentielle Vorticity Inversion (SPVI), in ihren Grundzügen vorgestellt. Im Anschluss erfolgt eine kurze Beschreibung der verwendeten Daten.

### 2.1. Medicane

Der Begriff „Medicane“ ist eine Zusammensetzung aus den Worten „Mediterranean“ und „Hurricane“. Es handelt sich dabei um einen Sturm im Mittelmeer, der ähnlich wie ein Hurricane meist ein klares Auge im Zentrum besitzt, das von einer achsensymmetrischen Wolkenstruktur umgeben ist. Medicanes können die Stärke eines Hurricane erreichen und für schwere Verwüstungen, Verletzte und Tote in den angrenzenden dicht besiedelten Küstenregionen sorgen. Weitere Gemeinsamkeiten zwischen Medicanes und Hurricanes sind auftretende hochreichende Konvektion sowie ein starker Einfluss der Wärme Flüsse am Erdboden auf das Sturmsystem. Nichtsdestotrotz sind Medicanes im Normalfall kleiner und schwächer als Hurricanes und unterscheiden sich zudem hinsichtlich ihrer Entstehungsbedingungen grundlegend von ihnen. Im Gegensatz zum atlantischen Ozean stellt das Mittelmeer nur ein Randmeer dar, das zudem noch von hoher Orographie umgeben ist. Außerdem bewegen sich Medicanes im Allgemeinen in höheren Breiten als Hurricanes und es kommt je nach Windrichtung zur Einströmung trockenheiße Luft aus Afrika ins Mittelmeer. Ferner spielt die Temperatur der Wasseroberfläche keine so bedeutende Rolle wie bei Hurricanes, bei denen sie nach Emanuel (2005) größer als 26 °C sein muss. Dennoch gehört sie zusammen mit dem latenten Wärme flux der Wasseroberfläche und der Freisetzung latenter Wärme zu den Schlüsselkomponenten bei der Bildung eines Medicanes (Fita et al., 2007). Sie entstehen meist im Herbst, wenn aus den gemäßigten Breiten ein Kaltluftausbruch in Richtung Süden erfolgt, wobei in der Höhe über dem über das Jahr aufgewärmten Mittelmeer ein so genanntes „Cut Off“-Tief entsteht (<http://www.deutscher->

[wetterdienst.de/lexikon/?ID=M&DAT=Medicane](http://wetterdienst.de/lexikon/?ID=M&DAT=Medicane)). Darunter versteht man ein mit Kaltluft gefülltes Höhentief, das sich durch die Abschnürung von einem Höhentrog entwickelt hat. Die durch die Höhenkaltluft einsetzende Labilisierung sorgt für hochreichende Konvektion. Bildet sich nun bodennah ein zyklonaler Wirbel über dem Mittelmeer, z.B. durch eine positive Anomalie potentieller Temperatur bzw. potentieller Vorticity, und gelangt dieser in die eben erwähnte konvektive Zone, beginnen die Konvektionszellen sich um diesen Wirbel herum zu organisieren, wodurch der Wirbel an Stärke zunimmt. Die damit verbundenen zunehmenden Windgeschwindigkeiten führen zu einem erhöhten latenten Wärmefluss, wodurch mehr latente Wärme freigesetzt werden kann, was wiederum eine Verstärkung der Konvektion bedeutet. Somit entsteht eine sich gegenseitig verstärkende Dynamik zwischen der Konvektion, dem zyklonalen Wirbel und der Energiequelle, dem Meer (Fita et al., 2007).

## 2.2. Vorticity

Die Vorticity beschreibt die Wirbelstärke einer Strömung. Dabei sind definitionsgemäß horizontale Wirbel, d.h. Wirbel mit einer vertikalen Achse gemeint. Die absolute Vorticity  $\eta$  setzt sich zusammen aus der relativen Vorticity  $\zeta$  und der planetaren Vorticity  $f$ :

$$\eta = \zeta + f \quad (1)$$

Die relative Vorticity  $\zeta$  beschreibt dabei den lokalen vertikalen Anteil der Rotation des Windfeldes. Das Windfeld, das ein auf der rotierenden Erde befindlicher Beobachter wahrnimmt, besitzt genau diese Wirbelstärke. Die Werte der relativen Vorticity liegen in der Regel in einer Größenordnung von  $10^{-5} s^{-1}$ . Sie setzt sich in einem natürlichen Koordinatensystem aus einem Anteil, der sich aus der Krümmung des Strömungsverlaufs (Krümmungsvorticity), und einem, der sich aus der horizontalen Scherung der Strömung (Scherungsvorticity) ergibt, zusammen. In einem natürlichen Koordinatensystem werden im Allgemeinen Geschwindigkeit und Beschleunigung eines Körpers nicht wie im kartesischen Koordinatensystem in x- und y-Richtung aufgeteilt, sondern in eine tangentielle und eine normale

Komponente. Letztere verläuft stets senkrecht zur Bewegungsrichtung nach links. Abbildung 2 zeigt im oberen linken Bild die Entstehung eines zyklonalen (roter

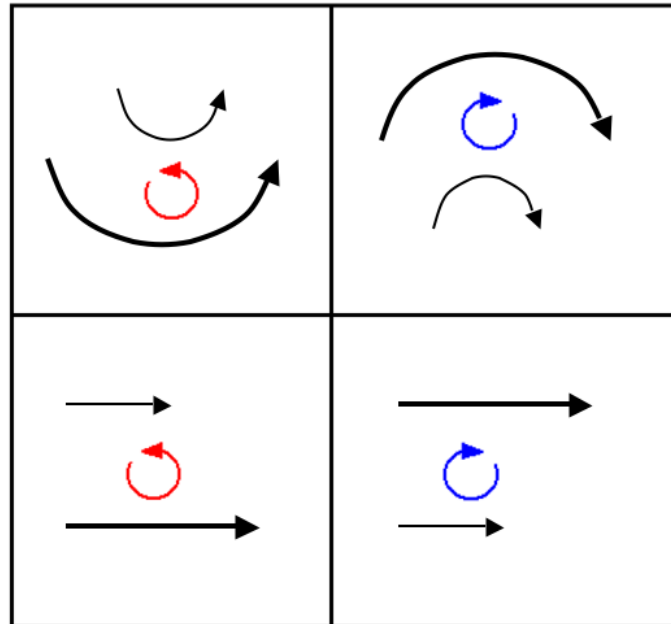
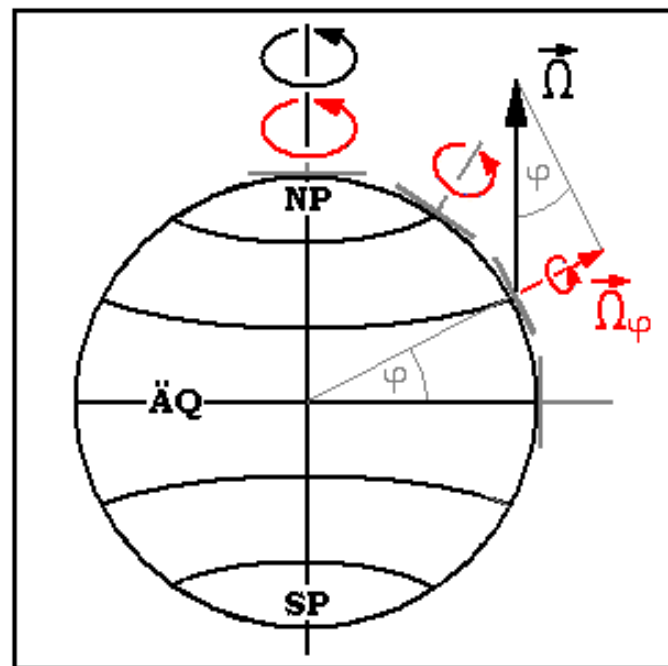


Abbildung 2: Komponenten der relativen Vorticity. Dargestellt sind auf horizontaler Ebene die Strömungsrichtung und -geschwindigkeit (schwarze Pfeile) sowie die durch sie entstehenden zyklonalen (rote Pfeile) und antizyklonalen Wirbel (blaue Pfeile). Dickere und längere schwarze Pfeile stehen für höhere Windgeschwindigkeiten als die dünneren und kürzeren schwarzen Pfeile. Genauere Informationen dazu im Text. [www.wetter3.de/vorticity.html, modifiziert]

Pfeil) und rechts daneben eines antizyklonalen (blauer Pfeil) Wirbels, was gleichzusetzen ist mit der Bildung von positiver (links oben) und negativer Krümmungsvorticity (rechts oben). Der Grund für die Entstehung von Krümmungsvorticity liegt darin, dass die Strömungsgeschwindigkeit vom Krümmungszentrum nach außen hin zunimmt. Unten links in Abbildung 2 ist die Entstehung eines zyklonalen (roter Pfeil) und unten rechts die eines antizyklonalen (blauer Pfeil) Wirbels dargestellt, was der Bildung von positiver (unten links) und negativer Scherungsvorticity (unten rechts) entspricht. Zu Scherungsvorticity kommt es wenn die Strömungsgeschwindigkeit senkrecht zur Strömungsrichtung ab- bzw. zunimmt. Von positiver bzw. negativer Vorticity spricht man allgemein bei einer zyklonalen bzw. antizy-

klonalen Drehrichtung.

Die planetare Vorticity  $f$  (auch Coriolisparameter genannt) stellt den lokalen vertikalen Anteil der Erdrotation, sprich die Rotation der Lufthülle mit der Drehung der Erde dar.  $f$  variiert mit der geografischen Breite und zwar nimmt der Coriolisparameter und damit die Rotation um eine senkrecht auf der Erdoberfläche stehende Achse vom Nordpol nach Süden hin immer mehr ab, bis sie schließlich am Äquator verschwindet (Gl. 3). Dies ist in Abbildung 3 anschaulich dargestellt. Wie man anhand von Abbildung 3 sieht, hängt der Betrag des Drehvektors  $\vec{\Omega}$  der



Copyright (c) www.wetter3.de

Abbildung 3: Die planetarische Vorticity: dargestellt sind der Drehvektor  $\vec{\Omega}$ , der die Erdrotation beschreibt (schwarze Pfeile), und der Drehvektor  $\vec{\Omega}_\varphi$ , der die vertikale Rotation auf einer tangential auf der Erdoberfläche aufliegenden imaginären Platte (graue Linie) beschreibt. Eingezeichnet sind außerdem die geographische Breite  $\phi$ , der Äquator (ÄQ) und der Südpol (SP). [[www.wetter3.de/vorticity.html](http://www.wetter3.de/vorticity.html)]

Erdrotation mit dem des Drehvektors  $\vec{\Omega}_\varphi$  einer tangential auf der Erdoberfläche aufliegenden imaginären Platte folgendermaßen zusammen:



$$\Omega_\varphi = \Omega \cdot \sin(\varphi) \quad (2)$$

$\Omega$  bzw.  $\Omega_\varphi$  ist die Winkelgeschwindigkeit der Erde bzw. eines Punktes der fest mit der Erde verbunden ist,  $\varphi$  beschreibt die geographische Breite. Die planetare Vorticity eines beliebigen Punktes auf der Erde lässt sich letztendlich aus dem zweifachen Produkt aus  $\Omega$  und  $\sin(\varphi)$  berechnen.

$$f = 2 \cdot \Omega \cdot \sin(\varphi) \quad (3)$$

Obiger Gleichung entnimmt man, dass  $f$  auf der Nordhalbkugel nie negativ, am Äquator gleich Null und am Nordpol maximal ist (zweifacher Wert der Winkelgeschwindigkeit der Erde). Die Werte der planetaren Vorticity liegen in den mittleren Breiten in einer Größenordnung von  $10^{-4} s^{-1}$ ,  $f$  ist dort also im Allgemeinen etwa eine Zehnerpotenz größer als die relative Vorticity.

### 2.3. Potentielle Vorticity

Die potentielle Vorticity (PV) liefert einen Zusammenhang zwischen der absoluten Vorticity und der statischen Stabilität. Sie ist konstant auf isentropen Flächen, also auf Flächen gleicher potentieller Temperatur. Die PV wurde eingeführt, da man bei der Betrachtung der Zirkulation gern mit konservativen Größen arbeitet, die in der Strömung erhalten bleiben. Dies ist bei der absoluten Vorticity nicht der Fall. Sie ändert sich beispielsweise bei einer Süd- bzw. Nordströmung, da sich dabei die planetare Vorticity ändert (siehe Unterkapitel 2.2). Die PV berechnet sich aus dem Quotienten aus der absoluten Vorticity  $\eta$  und der Höhendifferenz zweier Isentropenflächen  $\Delta z$ :

$$PV = \frac{\eta}{\Delta z} = const \quad (4)$$

Die Einheit der potentiellen Vorticity ist *PVU* (*PV Unit*). Es gilt:  $1PVU = 10^{-6} Km^2 kg^{-1} s^{-1}$ .

Eine Zunahme von  $\Delta z$  bedeutet demnach, dass auch die absolute Vorticity zunehmen muss. Bei nur geringfügigen Breitengradänderungen der Strömung kann man vereinfacht annehmen, dass die planetare Vorticity konstant ist und somit die Zunahme der absoluten Vorticity allein auf das Anwachsen der relativen Vorticity  $\zeta$  zurückzuführen ist. Zur Veranschaulichung dieses Sachverhaltes wird nun die isentrope potentielle Vorticity (IPV) herangezogen (siehe Unterkapitel 2.4). Bewegt sich ein Luftpaket entlang einer Isentrope, also einer Linie gleicher potentieller Temperatur, so liegt eine konstante vertikale Temperaturänderung von  $1K/100m$  vor (IPV gilt nur für trockenadiabatische Verhältnisse).

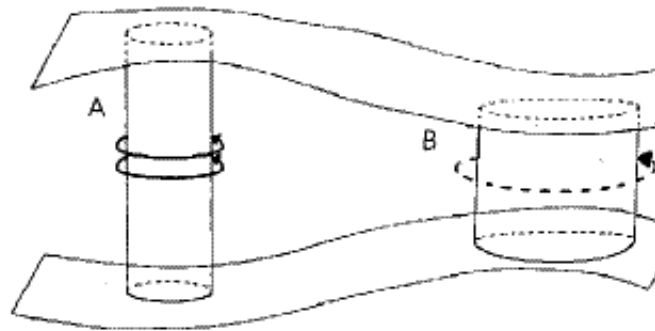


Abbildung 4: Veranschaulichung der potentiellen Vorticity anhand einer Luftsäule, die durch zwei isentrope Flächen begrenzt wird. Die schwarzen Pfeile stellen die Strömung um die Luftsäule dar. Fall A: Streckung der Luftsäule. Fall B: Schrumpfung der Luftsäule. [<http://wetteran.de/grundlagen/was-ist-vorticity>]

Abbildung 4 veranschaulicht die potentielle Vorticity mittels zweier Luftsäulen A und B, die von zwei isentropen Flächen unterschiedlicher potentieller Temperatur eingehüllt sind. Bewegt sich nun ein Luftpaket zwischen diesen beiden Flächen von links ins Bild kommend nach rechts (nicht dargestellt), so kommt es in einen Bereich, in dem der Abstand der beiden Isentropenflächen leicht zunimmt, das Luftpaket wird gestreckt (A). Gleichung 4 entnimmt man, dass dann auch die absolute Vorticity zunehmen muss und damit (bei konstantem  $f$ ) auch die relative Vorticity. Dies macht sich in einer Abnahme des Radius der Luftsäule A und damit in einer Zunahme der Winkelgeschwindigkeit bemerkbar. Wandert das Luftpaket bzw. die Luftsäule weiter nach rechts (nicht dargestellt), so nimmt die Höhendifferenz der beiden Isentropenflächen wieder ab, was gleichbedeutend ist mit einer

Stauchung der Säule (B). Demnach nimmt auch die absolute Vorticity und damit (bei konstantem  $f$ ) auch die relative Vorticity ab. Der Radius der Luftsäule nimmt zu und die Winkelgeschwindigkeit dementsprechend ab. Wegen der Streckung der Luftsäule (A) herrscht dort in der Höhe Divergenz und weiter unten Konvergenz. In der Realität stellt dies die klassische Entwicklung eines Leetiefs dar. Bei B ist es genau andersrum, weshalb dies die klassische Entwicklung eines Luvhochs präsentiert. Hierbei stellt das Gebirgshindernis den Grund für die Verengung bzw. Erweiterung des Isentropenabstands dar. Eine detaillierte Beschreibung zur Leezyklogese findet der Leser zum Beispiel in Bott (2012).

## 2.4. „PV-Denken“ und stückweise potentielle Vorticity

### Inversion

Die isentrope potentielle Vorticity (IPV) beschreibt Luft, die sich mit einem bestimmten PV-„Gehalt“ auf Flächen konstanter potentieller Temperatur bewegt. Sie wird zur Diagnose und Prognose der Wellen der Höhenströmung und der Bodendruckgebilde herangezogen. Im Folgenden wird die IPV nur noch mit PV bezeichnet. Die PV berechnet sich nach Ertel (1942) in einer vollständig baroklinen, kompressiblen Strömung zu:

$$PV = \frac{1}{\rho} \vec{\eta} \cdot \nabla \Theta \quad (5)$$

mit  $\rho$  als Dichte des Fluids,  $\vec{\eta}$  als absolute Vorticity und  $\nabla \Theta$  als dreidimensionale Gradient der potentiellen Temperatur  $\Theta$ . In einer drei dimensional, reibungslosen, nicht-hydrostatischen, adiabatischen Strömung ergibt sich eine wichtige Eigenschaft der PV: ihre Erhaltung. Kommt es in der freien Atmosphäre, in der Reibung vernachlässigt werden kann, zu nicht-advektiven Änderungen in der Verteilung der PV, so bekommt man aufgrund der PV-Erhaltung einen Hinweis auf diabatische Prozesse, die zur Änderung der PV beitragen. Ein weiterer wichtiger Punkt ist die Invertierbarkeit. In Anlehnung an die absolute Vorticity, die alle nötigen Informationen über eine barotrope Strömung beinhaltet, enthält die PV alle Informationen über das Wind-, Druck- und Temperaturfeld, die mit einer barokli-

nen Strömung verbunden sind. Durch die Invertierung eines Laplace-Operators ist es möglich, das Wind- und Temperaturfeld aus einer gegebenen PV-Verteilung zu ermitteln, allerdings nur, wenn die Gleichgewichtsbedingung zwischen dem Wind- und Temperaturfeld, ein Referenzzustand für das Temperaturfeld sowie geeignete Grenzbedingungen gegeben sind (Grams, 2011).

Durch Anwendung der Erhaltungs- und Invertierungseigenschaft der PV erhält man einen tiefen Einblick in die dynamischen Vorgänge von Wettersystemen. Diese haben für gewöhnlich eine charakteristische PV-Signatur, wodurch mittels der Erhaltungseigenschaft der PV eine anschauliche Darstellung der zeitlichen Entwicklung der Wettersysteme ermöglicht wird. Durch die Invertierbarkeit der PV können die Folgen der jeweiligen Wetterentwicklung für das globale Wind- und Temperaturfeld quantifiziert werden. Die Untersuchung von Wettersystemen rein nach ihrer „PV-Handschrift“ geht zurück auf Kleinschmidt (1950, 1951, 1955) und wurde von Hoskins et al. (1985) als so genanntes „PV-Denken“ wiedereingeführt (Grams, 2011).

Abbildung 5 zeigt einen vertikalen Querschnitt durch eine isolierte positive PV-Anomalie und das mit ihr verbundene Strömungs- und Temperaturfeld. Eine PV-Anomalie stellt eine Abweichung der gegebenen PV-Verteilung von einer bestimmten Referenzverteilung dar. Bildet man zum Beispiel in einem bestimmten Gebiet das PV-Mittel und subtrahiert dieses von der gegebenen PV-Verteilung an jedem Gitterpunkt innerhalb des Gebiets, so erhält man sowohl negative als auch positive Anomalien. Negativ (positiv) bedeutet, dass der PV-Wert an einem bestimmten Gitterpunkt kleiner (größer) ist als das PV-Mittel. Man sieht, dass die Wirkung der positiven PV-Anomalie in der oberen Troposphäre räumlich gesehen wesentlich größer ist als sie selbst. Sie beeinflusst nicht nur das Wind- und Temperaturfeld in ihrer unmittelbaren Umgebung, sondern auch bis in die untere Troposphäre. Oberhalb der PV-Anomalie in der stabil geschichteten Stratosphäre erstrecken sich die zyklonale Zirkulations- und die Temperaturanomalie vertikal weniger hoch, darunter reichen die beiden Anomalien dagegen bis zum Erdboden. Die Isentropen sind unterhalb der positiven PV-Anomalie nach oben und oberhalb der Anomalie nach unten gebogen. Allgemein gilt, dass der Einfluss einer PV-Anomalie auf die in größerer Entfernung befindlichen dynamischen Felder umgekehrt proportional zum Abstand von der PV-Anomalie ist (Bott, 2012). Eine positive (negative) An-

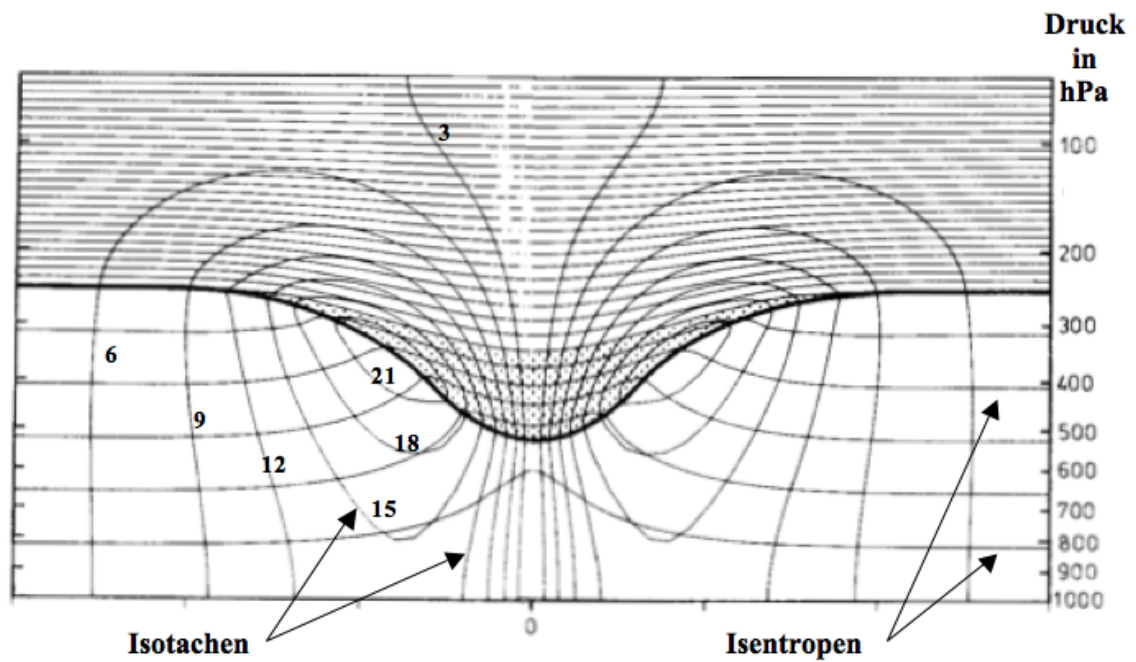


Abbildung 5: Dargestellt sind eine isolierte positive PV-Anomalie in der oberen Troposphäre und das mit ihr verbundene Wind- und Temperaturfeld anhand eines vertikalen Querschnitts durch die Anomalie. Die PV-Anomalie (gepunktet) wird durch eine Auslenkung der Tropopause (dicke schwarze Linie) repräsentiert. Die dünnen geschlossenen Isotachen kennzeichnen die Windgeschwindigkeit in  $3 m s^{-1}$  Schritten (eingezeichnete Werte in  $m s^{-1}$ ), wobei die  $0 m s^{-1}$  ausgespart wurde. In den beiden Zentren werden also Geschwindigkeiten von über  $21 m s^{-1}$  erreicht. Bei den dünnen, quasi-horizontalen schwarzen Linien handelt es sich um Isentropen in  $5 K$  Schritten. [Hoskins et al., 1985., modifiziert]

omalie potentieller Temperatur am Erdboden kann als zyklonale (antizyklonale) PV-Anomalie betrachtet werden (Bretherton, 1966). Da eine bodennahe positive (negative) PV-Anomalie mit einer zyklonalen (antizyklonalen) Zirkulation verbunden ist (Hoskins et al., 1985), gilt dies auch für eine positive (negative) Anomalie potentieller Temperatur (Bott, 2012).

Bewegt man sich in der oberen Troposphäre auf einer isentropen Fläche, so spiegelt sich der Übergang von der relativ hohen Tropopause in den Tropen zur niedriger gelegenen Tropopause in hohen Breiten in einem ausgeprägten PV-Gradient in den mittleren Breiten wider. Dieser Gradient trennt troposphärische PV-arme Luft im Süden von stratosphärischer PV-reicher Luft im Norden. Durch Auslenkungen des PV-Gradienten wird ein Rossby-Wellenzug initiiert (Abb. 6). Eine Auslenkung

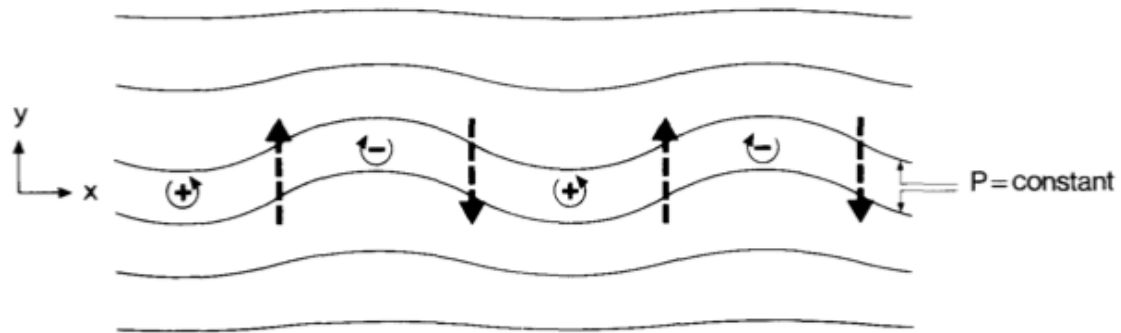


Abbildung 6: Dargestellt ist die Auslenkung des PV-Gradienten in den mittleren Breiten und der dadurch entstehende Rossby-Wellenzug. Durch die Auslenkung der Isentropen (schwarze Linien) kommt es zur Bildung von positiven (+) und negativen (-) PV-Anomalien, wodurch zyklonale und antizyklonale Strömungen induziert werden. Die gestrichelten Pfeile stellen die resultierende Strömungen zwischen den einzelnen PV-Anomalien dar. [Hoskins et al., 1985.]

nach Süden bildet somit eine positive PV-Anomalie, verbunden mit einem Trog in den mittleren Breiten, eine Auslenkung nach Norden bildet dementsprechend eine negative PV-Anomalie, verbunden mit einem Rücken in den mittleren Breiten. Somit entsteht östlich eines Trogs und westlich eines Rückens eine Strömung Richtung Nordpol, was mit der Advektion von PV-armer Luft nach Norden einhergeht. Westlich eines Trogs und östlich eines Rückens wird dagegen eine Strömung Richtung Äquator induziert, was mit der Advektion von PV-reicher Luft nach Süden

verknüpft ist. In der Folge verlagert sich die Rossby-Welle relativ zum Grundstrom nach Westen (Hoskins et al., 1985).

Mit Hilfe des „PV-Denkens“ erklärte Hoskins et al. (1985) auch die so genannte „Standard-Zyklognese“ durch das Herannahen eines Höhentrogens über eine am Boden befindliche barokline Zone (Abb. 7). Demnach induziert eine mit diesem

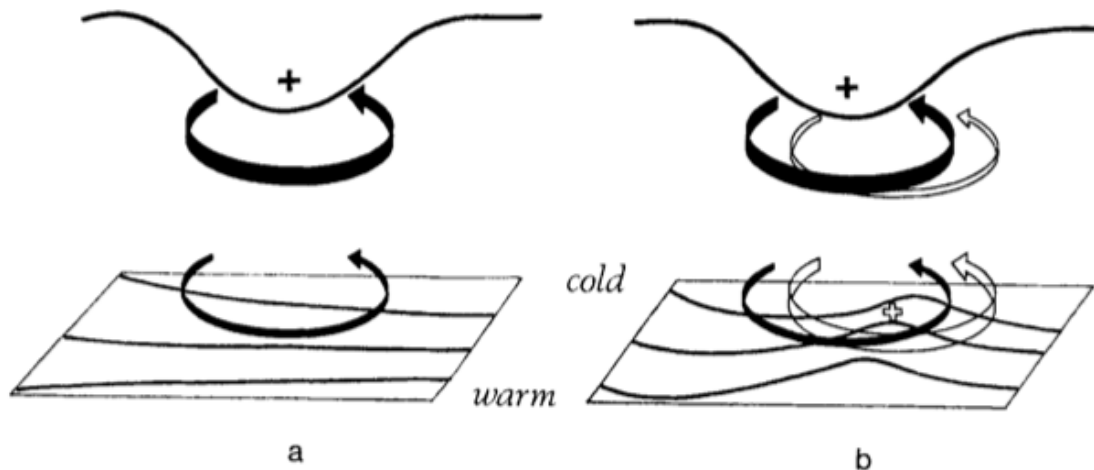


Abbildung 7: (a) Dargestellt sind eine positive PV-Anomalie (schwarzes +) und das mit ihr verbundene zyklonale Windfeld (dicker schwarzer Pfeil) jeweils in der oberen Troposphäre. Der dünne schwarze Pfeil steht für ein zyklonales Windfeld in der unteren Troposphäre und die dünnen schwarzen Linien für eine barokline Zone im unteren Niveau. (b) Die Darstellung entspricht der in (a). Zusätzlich gekennzeichnet sind eine positive PV-Anomalie (weißes +) und das mit ihr verbundene zyklonale Windfeld in der unteren Troposphäre (dicker weißer Pfeil) sowie ein zyklonales Windfeld in der Höhe (dünner weißer Pfeil). Genauere Beschreibung im Text. [Hoskins et al., 1985.]

Trog einhergehende positive PV-Anomalie eine zyklonale Strömung. Diese Strömung kann dann wie in Abbildung 5 gezeigt bis zum Erdboden reichen, wo sie dann für eine Auslenkung der dort befindlichen baroklinen Zone sorgt (Abb. 7 a). In der Folge entwickelt sich am Boden auf der Südseite dieser Zone eine warme thermische Anomalie, die als positive PV-Anomalie betrachtet werden kann und ihre eigene zyklonale Zirkulation leicht vorderseitig des Trogs induziert (Abb 7 b). Sind beide Anomalien miteinander gekoppelt, erstreckt sich eine nach hinten geneigte PV-Säule durch die Troposphäre, was bedeutet, dass das Reifestadium der

Zyklonenentwicklung erreicht wurde. Gehen die damit verbundenen Hebungsvorgänge mit der Bildung von Wolken und damit mit der Freisetzung latenter Wärme einher, so kommt es zur Bildung von PV in der mittleren Troposphäre. In eben erwähntem Reifestadium, dem Höhepunkt der Zyklonenentwicklung entsteht somit ein hochreichender zyklonaler Wirbel, ein so genannter „PV-Tower“ (Bott, 2012). Schwächt sich die Wechselwirkung zwischen der Anomalie in der Höhe und der baroklinen Zone am Boden ab bzw. kommt vollständig zum Erliegen, löst sich die Zyklone auf.

Die Invertierbarkeit ist wie die Erhaltung eine wichtige Eigenschaft der PV. Wie bereits erwähnt, kann man mit ihrer Hilfe das Wind- und Temperaturfeld einer gegebenen PV-Verteilung bestimmen, allerdings nur, wenn die Gleichgewichtsbedingung zwischen Wind- und Temperaturfeld, ein Referenzzustand des Temperaturfelds und passende Randbedingungen gegeben sind. In dieser Arbeit wird zur Spezifizierung der Beziehung zwischen Strömungsfeld (Strömungsfunktion) und Temperaturfeld (Geopotential) auf das nicht-lineare Gleichgewicht nach Charney (1955) zurückgegriffen. Diese Gleichgewichtsbedingung ist aufgrund ihrer Ähnlichkeit zum Gradientwind-Gleichgewicht sehr genau bei Strömungen, die eine große Krümmung aufweisen (Davis und Emanuel, 1991). Die daraus resultierende Gleichung (Gl. 6) erhält man wie in Davis und Emanuel (1991) beschrieben.

$$\nabla_h^2 \Phi = \nabla_h \cdot (f \nabla_h \Psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \frac{\partial(\partial \Psi / \partial \lambda, \partial \Psi / \partial \phi)}{\partial(\lambda, \phi)} \quad (6)$$

$\nabla_h$  bezeichnet hierbei den horizontalen Gradientenoperator,  $\Phi$  das Geopotential,  $\Psi$  die Strömungsfunktion,  $a$  den Erdradius und  $\lambda$  bzw.  $\phi$  den Längen- bzw. Breitengrad in geographischen Koordinaten.

Aus der Definition der PV (Gl. 5) erhält man unter Verwendung der Exner-Funktion  $\pi = c_p (p/p_0)^{\frac{R_d}{c_p}}$  als Vertikalkoordinate ( $R_d$ : Gaskonstante für trockene Luft,  $c_p$ : spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck,  $p_0$ : Referenzluftdruck ( $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ ),  $p$ : Luftdruck) und weiterer Annahmen Gleichung 7, die zusammen mit der Gleichung für das nicht-lineare Gleichgewicht (Gl. 6) und geeigneten Randbedingungen ein geschlossenes System für die Strömungsfunktion  $\Psi$  und das Geopotential  $\Phi$  bildet (Davis und Emanuel, 1991).



$$PV = \frac{g\kappa\pi}{p} [(f + \nabla_h^2 \Psi) \frac{\partial^2 \phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda \partial \pi} + \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi \partial \pi}] \quad (7)$$

An den Seiten wurden dabei Dirichlet-Bedingungen gewählt, die durch die Modell-  
daten bestimmt sind. In der Horizontalen wurde auf von Neumann-Bedingungen  
zurückgegriffen, die durch die vertikale Ableitung von  $\Psi$  und  $\Phi$  vorgeschrieben sind  
(Davis und Emanuel, 1991; Grams, 2011).

Die Lösung der PV-Inversion erfolgt auf Druckniveaus nach dem Code von Davis  
und Emanuel (1991). Dabei sollte das unterste Druckniveau über der planetari-  
schen Grenzschicht liegen, da dort die Gleichung für das nicht-lineare Gleichge-  
wicht als erfüllt angenommen werden kann. Ferner muss das Gebiet, in dem die  
PV-Inversion gerechnet wird, mindestens so groß sein wie der Rossbysche Deforma-  
tionsradius um die betrachtete PV-Struktur, um den Einfluss der seitlichen Ränder  
auf das Ergebnis zu reduzieren. Des Weiteren muss aus Gründen der Konvergenz  
der Lösung darauf geachtet werden, dass die horizontale Auflösung des Gitters, auf  
dem gerechnet wird, mindestens  $0,25^\circ$  (entspricht 20 km) beträgt (Grams, 2011).  
Aus diesem Grund wird in dem in dieser Arbeit verwendeten Invertierungspro-  
gramm die Auflösung künstlich auf  $0,75^\circ$  vergrößert.

Das hier verwendete Invertierungsprogramm wurde von Chris Davis entwickelt  
und von Michael Riemer und Christian Grams weiterentwickelt. Es berechnet  
die balancierten Felder von Wind und Temperatur, die mit einer gegebenen PV-  
Verteilung verbunden sind. Dabei kann die PV modifiziert werden, um den Einfluss  
von einzelnen PV-Anomalien auf ihre Umgebung zu untersuchen. In diesem Zusam-  
menhang ist neben der PV-Erhaltung und der Invertierbarkeit der PV eine weitere  
wichtige Eigenschaft der PV zu nennen: das so genannte Superpositionsprinzip. Als  
Beispiel nehme man eine PV-Anomalie an, die einen bestimmten Einfluss auf ihre  
Umgebung hat. Teilt man diese Anomalie in  $n$  Anomalien auf ( $n$ : positive, ganze  
Zahl), so besitzt jede dieser  $n$  Anomalien ihren eigenen Einfluss auf ihre Umge-  
bung. Das Superpositionsprinzip besagt nun, dass die Summe dieser  $n$  Einflüsse  
gleich dem Einfluss der Gesamtanomalie ist. Mit anderen Worten: die Summe der  
Beiträge einer bestimmten Anzahl an PV-Anomalien ist gleich dem Beitrag einer  
Anomalie, die die Summe der eben genannten Anomalien darstellt.

Das Programm besteht aus drei Teilen:

1) Pre-Processing

Hier werden die Ausgangsdaten (Modellanalysen im GRIB-Format) gelesen und modifiziert. Ferner wird die PV unter Berücksichtigung ihrer Erhaltung berechnet, das heißt, dass die durch die Modifikation entfernte oder hinzugefügte PV dem Inversionsgebiet wieder gleichmäßig verteilt hinzugefügt oder entfernt wird. In diesem Programmteil findet somit die Vorbereitung der Daten für die eigentliche PV-Inversion statt.

2) PV-Inversion

Dieser Teil stellt den Kern des Programms dar. Hier werden die gekoppelten Differentialgleichungen gelöst und die Inversion durchgeführt. Ihr Output enthält die Strömungsfunktion und das Geopotential, die in einem nicht-linearen Gleichgewicht mit dem PV-Feld stehen.

3) Post-Processing

In diesem Programmteil wird der Output der PV-Inversion gelesen. Aus der Strömungsfunktion werden die Windkomponenten und aus dem Geopotential die Temperatur berechnet. Die Daten werden zudem auf die Anfangsauflösung zurück interpoliert. Am Ende werden noch GRIB-Daten für das Inversionsgebiet geschrieben.

Der Algorithmus dieses Programms kann in Davis und Emanuel (1991) und in Davis (1992) nachgelesen werden.

## 2.5. Daten

Bei den für die SPVI verwendeten Daten handelt es sich um Analysedaten des European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). Sie liegen sechstündlich vor und beinhalten Werte für zahlreiche Variablen. Dazu zählen unter anderem Geopotential, Temperatur und die horizontalen Windkomponenten. Die Anzahl der vertikalen Level beträgt dabei jeweils 40 (1000 hPa bis 25 hPa). Nach Anwendung der SPVI erhält man neue, modifizierte Daten. Sie enthalten nun veränderte Werte für die u- und v-Komponente des Horizontalwinds, die Temperatur, die potentielle Vorticity, die Strömungsfunktion, den Coriolisparameter und das Geopotential. Die modifizierten Daten liegen von 900 hPa bis 100 hPa in 25 hPa Schritten vor.

Das ECMWF ist eine zwischenstaatliche Organisation, die 34 Mitgliedsstaaten umfasst. Für diese stellt es mit Hilfe des ECMWF Modells IFS (Integrated Forecast System) operationelle Mittel- und Langfristvorhersagen sowie modernste Computertechnik für wissenschaftliche Forschungen zur Verfügung. Die Auflösung des ECMWF-Modells liegt je nach Anwendung zwischen  $0,125^\circ$  (deterministische Vorhersage) und  $1,25^\circ$  (ERA40) (<http://www.ecmwf.int/>). Die Auflösung der Daten in dieser Arbeit liegt bei  $0,25^\circ$ .



### 3. Synoptische Analyse

Zum besseren Verständnis des in dieser Arbeit behandelten Falls, wird in diesem Kapitel nicht nur der Zeitraum zwischen dem 4.11.2011, 12 UTC und dem 6.11.2011, 00 UTC, sondern der zwischen dem 4.11.2011, 00 UTC und dem 6.11.2011, 18 UTC synoptisch analysiert. Die Abbildungen 33 (a) bis (z) (siehe Anhang B) zeigen den analysierten Verlauf von Geopotential, Bodendruck und relativer Topographie in der linken und den des Niederschlags in der rechten Spalte innerhalb des eben erwähnten Zeitraums in sechs Stunden Schritten (siehe Anhang B). Am 4.11. um 00 UTC liegt ein langwelliger Trog mit seiner annähernd meridional ausgerichteten Achse über dem Ostatlantik (Abb. 8). Die Amplitude dieses Höhentiefs mit Zentrum über Grönland reicht bis weit ins marokkanische Landesinnere hinein. Bodennah hat sich ausgehend von einem kräftigen Tiefdruckkomplex (Kerndruck unter 970 hPa) südlich von Island ebenfalls ein Trog über dem Ostatlantik bis Nordwestafrika ausgebildet. Stromabwärts ist ein mächtiger Höhenrücken zu sehen. Seine zyklonal gebogene Achse reicht vom libyschen Golf über Osteuropa und Skandinavien bis an die Ostküste Grönlands. Auf der Vorderseite des Rückens findet man am Boden eine Hochdruckzone mit Zentrum über der Barentssee.

18 Stunden später, am 4.11., 18 UTC, kam es vorderseitig eines kurzwelligen Troges, der in den oben erwähnten langwelligen Trog eingebettet ist (Abb. 9), zur Zyklognese. In etwa 300 hPa ist in genau diesem Gebiet ein PV-Maximum von knapp 8 PVU erkennbar (Abb. 10). Eine ausführliche Analyse der PV-Verteilung findet in Kapitel 4 statt. Grund für die Zyklognese waren mit der Höhe zunehmende positive Vorticityadvektion (Abb. 9 und 11) sowie positive Schichtdickenadvektion (Abb. 12). Die damit verbundenen Hebungsprozesse waren als Mischung aus großräumiger und konvektiver Bewölkung über dem westlichen Mittelmeer, Norditalien sowie weiten Teilen Spaniens und Frankreichs sehr gut im Satellitenbild zu erkennen (Abb. 13). Das kräftige Weiß der Wolken über dem westlichen Mittelmeer deutet auf eine sehr niedrige Temperatur der Wolkenobergrenze und somit auf hohe Bewölkung hin. Aufgrund der in dieser Region stattfindenden konvektiven Vorgänge kann man aber sagen, dass es sich nicht nur um hohe, sondern auch um hochreichende, also vertikal mächtige Wolken handelt. Am Boden machten sich die Hebungsprozesse in Form von teils kräftigen Niederschlägen bemerkbar (Abb.

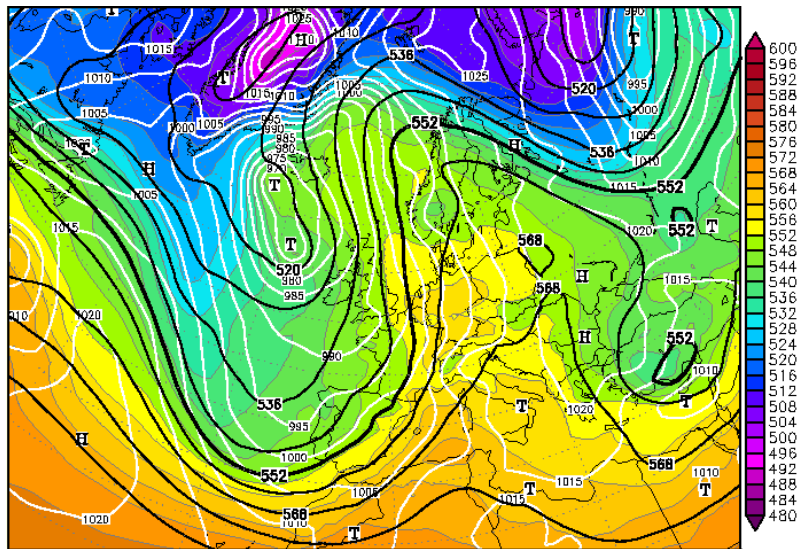


Abbildung 8: Synoptische Situation am 4.11.2011, 00 UTC: dargestellt sind Geopotential in 500 hPa (schwarze Linien, in *gpm*), Bodendruck (weiße Linien, in *hPa*) und relative Topographie zwischen 500 hPa und 1000 hPa (Farbflächen, in *gpm*). [<http://www.wetter3.de>]

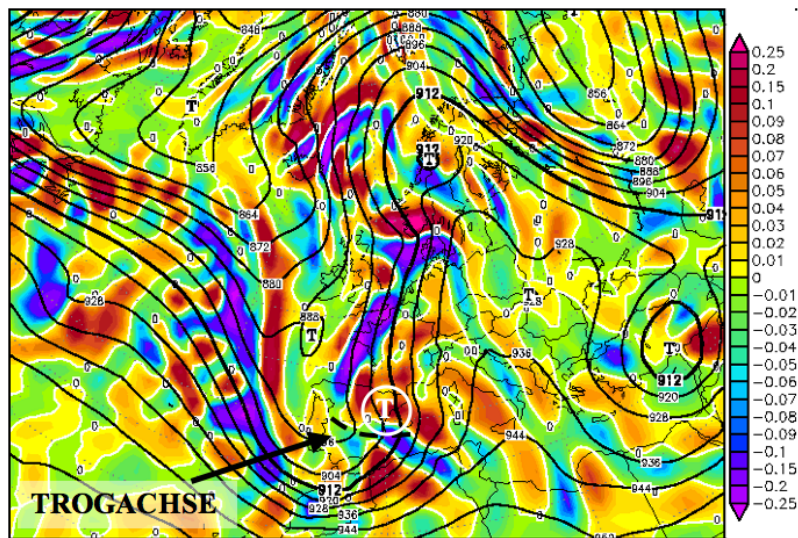


Abbildung 9: 4.11.2011, 18 UTC: dargestellt sind Geopotential (schwarze Linien, in *gpm*), die Advektion absoluter Vorticity (Farbflächen, in  $1/h^2$ ), jeweils im Niveau 300 hPa, das frisch entstandene Bodentief (weißes T) sowie ein kurzweiliger Randtrog in 300 hPa (schwarz gestrichelt). [<http://www.wetter3.de>]

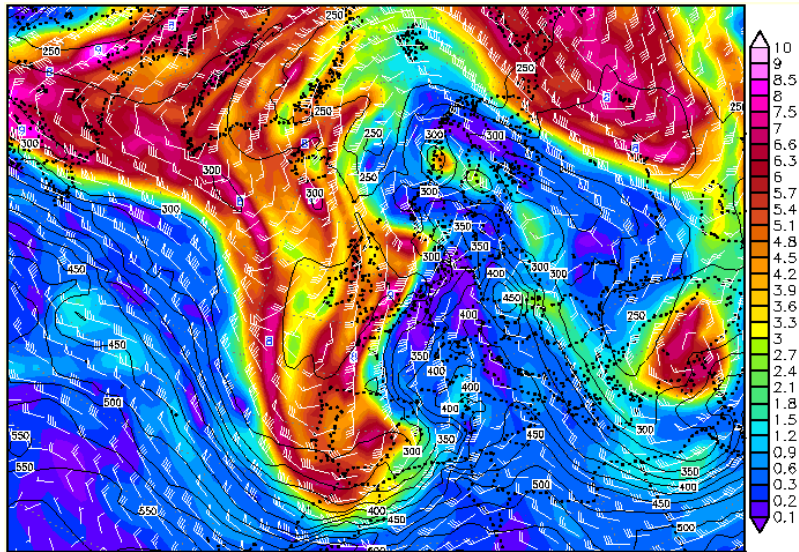


Abbildung 10: 4.11.2011, 18 UTC: dargestellt sind PV (farbig, in PVU), Wind (weiße Windpfeile, in kn) und Luftdruck (schwarze Linien, in hPa), alles jeweils auf der 320 K Isofläche. [<http://www.wetter3.de>]

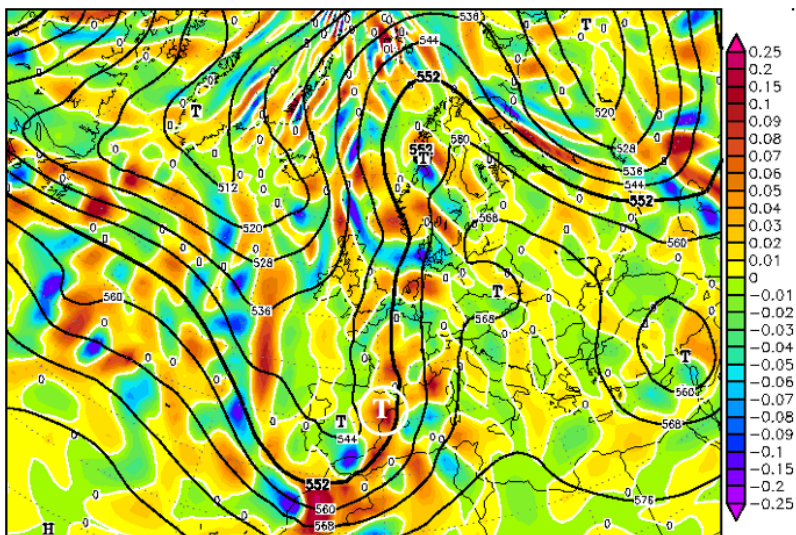


Abbildung 11: 4.11.2011, 18 UTC: Darstellung wie in Abb. 9 nur für das 500 hPa Niveau. [<http://www.wetter3.de>]



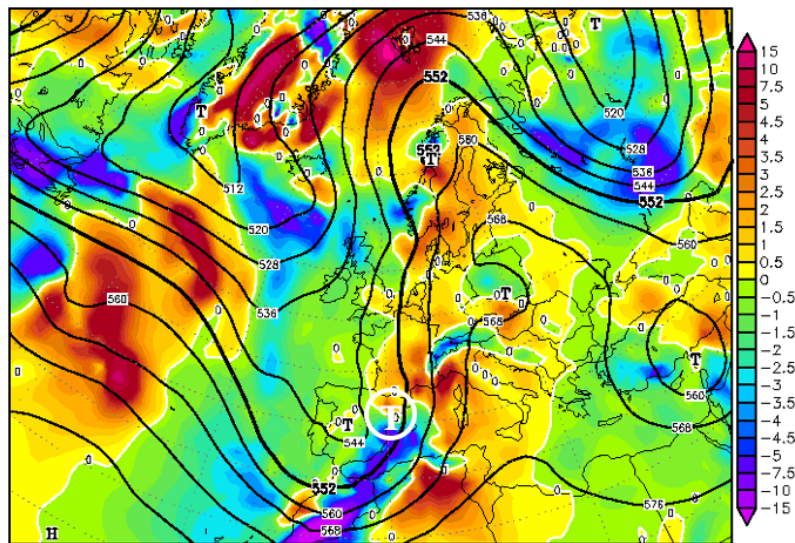


Abbildung 12: 4.11.2011, 18 UTC: dargestellt sind positive Schichtdickenadvektion (Farbflächen, in  $0,1K/h$ ) und Geopotential (schwarze Linien, in  $gpm$ ) im Niveau 500 hPa sowie das Bodentief (weißes T). [<http://www.wetter3.de>]

14). In Südostfrankreich fielen beispielsweise innerhalb von 6 Stunden weit über 25 Liter Regen. In Vicomorasso in der Nähe von Genua regnete es, wie bereits in der Einleitung erwähnt, innerhalb von 24 Stunden (4.11., 00 UTC - 5.11., 00 UTC) 465 Liter (Abb. 1, siehe Kapitel 1). Weitere sechs Stunden später, am 5.11. um 00 UTC, besitzt dieses Tief bereits eine abgeschlossene 1000 hPa Isobare (Abb. 15). Am 6.11.2011 um 00 UTC war in den Wetterkarten über dem westlichen Mittelmeer schließlich der „Medicane“ anhand abgeschlossener Isohypsen erkennbar (Abb. 16). Das Bodentief befand sich zu diesem Zeitpunkt nicht mehr vorderseitig sondern mehr oder weniger direkt unter dem Höhentief, was eine Verstärkung des Tiefs aufgrund der dort zu schwachen bzw. fehlenden Hebungsantriebe verhinderte. Das Tief schwächte sich damit im weiteren zeitlichen Verlauf mehr und mehr ab (Abb. 33 (q), (s), (u), (w), siehe Anhang B).



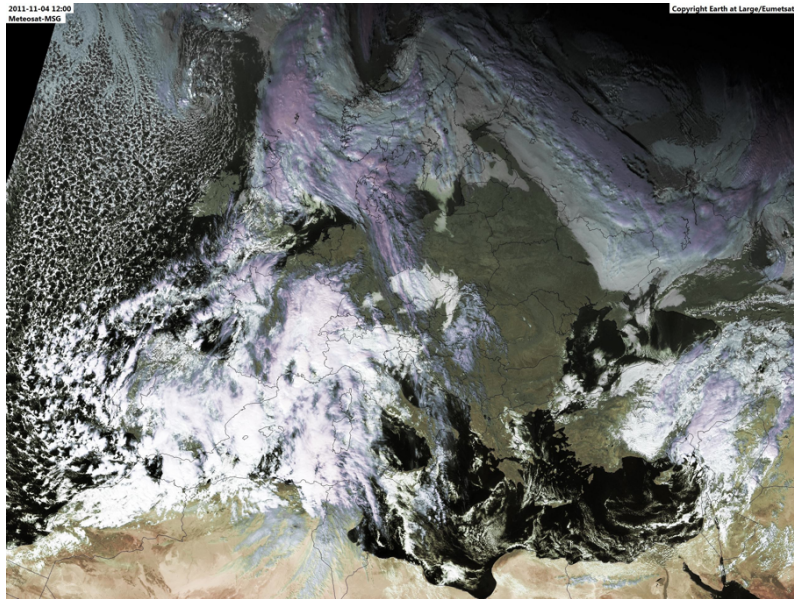


Abbildung 13: 4.11.2011, 12 UTC: visuelles Satellitenbild im sichtbaren Spektralbereich; weiße bzw. graue Fräben zeigen die Bewölkung in unterschiedlichen Höhen, grünliche bzw. bräunliche Farben stellen die Landoberfläche dar und in schwarz ist die Wasseroberfläche zu sehen. [<http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/~muehr/satpics/FV/EUR/?N=D>; Ferdinand Valk]

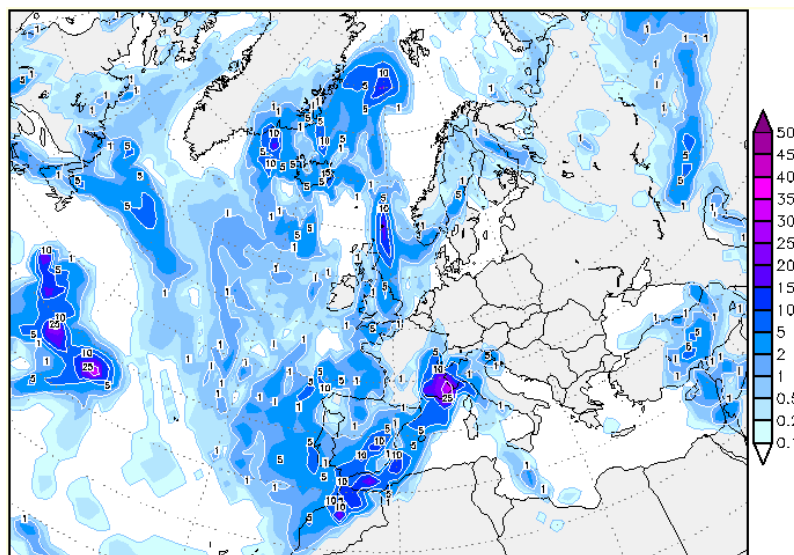


Abbildung 14: 4.11.2011, 12 UTC: Niederschlagssumme der letzten sechs Stunden in *mm*. [<http://www.wetter3.de>]

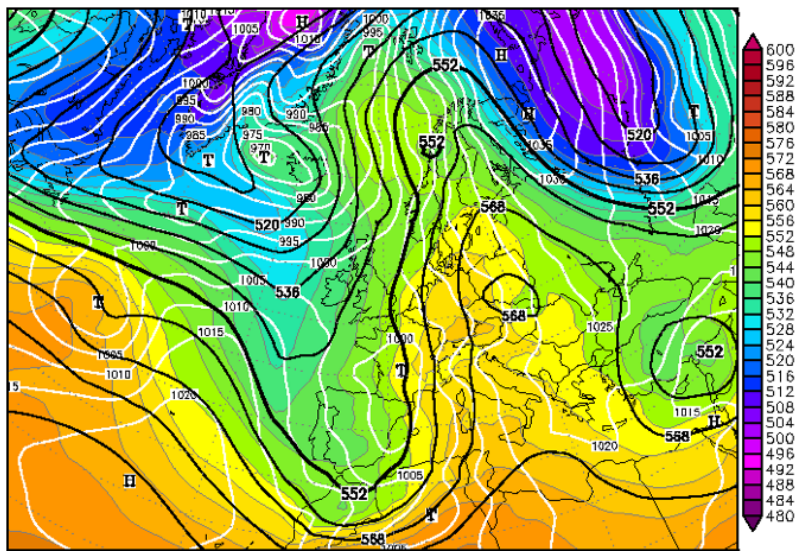


Abbildung 15: Synoptische Situation am 5.11.2011, 00 UTC: Darstellung wie in Abb. 8. [<http://www.wetter3.de>]

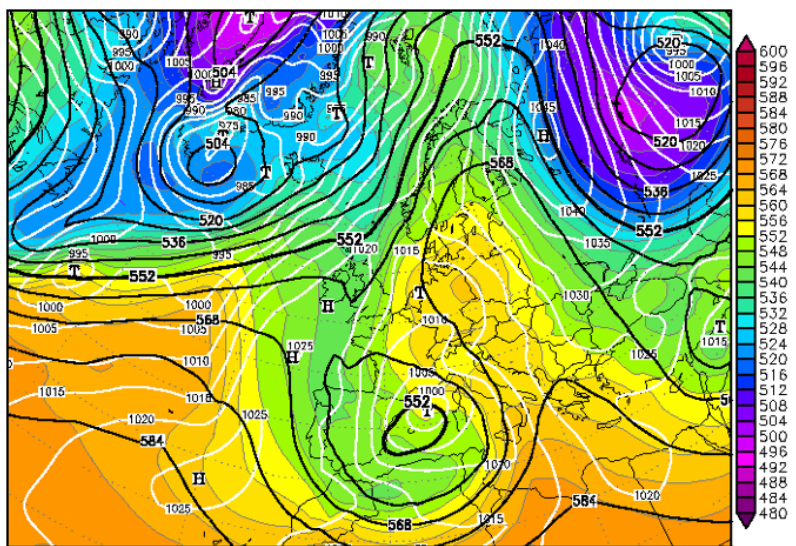


Abbildung 16: Synoptische Situation am 6.11.2011, 00 UTC. Darstellung wie in Abb. 8. [<http://www.wetter3.de>]

## 4. Analyse der SPVI

In diesem Kapitel wird der Einfluss der potentiellen Vorticity in verschiedenen Höhen auf das Windfeld in 850 hPa untersucht. Dieses Niveau wurde gewählt, da vor allem der Wind in Bodennähe bzw. in der unteren Troposphäre sehr wichtig für den Feuchtegehalt der Luft ist. Eine Änderung des dort herrschenden Winds, zum Beispiel infolge einer PV-Modifikation in der Höhe, steht also über Auswirkungen auf den latenten Wärmefluss mit einer Änderung der spezifischen Feuchte im Zusammenhang. Dies kann man Gleichung 8 entnehmen (Stull, 1988).

$$L = \frac{L_v}{C_p} \cdot (\overline{w'q'})_s \quad (8)$$

Der latente Wärmefluss  $L$  setzt sich demnach aus dem Verhältnis der spezifischen Verdampfungswärme  $L_v$  in  $Jkg^{-1}$  und der spezifischen Wärme für feuchte Luft bei konstantem Druck  $C_p$  in  $J(kgK)^{-1}$  sowie dem zeitlich gemittelten Fluss der Feuchte in der Vertikalen  $(\overline{w'q'})_s$  zusammen. Dabei bezeichnet  $w'$  den turbulenten Anteil der vertikalen Windgeschwindigkeit in  $ms^{-1}$  und  $q'$  den turbulenten Anteil der spezifischen Feuchte in  $g_{Wasser}/g_{Luft}$  (Stull, 1988). Die mit dem latenten Wärmefluss einhergehenden diabatischen Effekte, sprich Kondensationsprozesse und dadurch Freisetzung latenter Wärme, sind wiederum verantwortlich für die Produktion bzw. den Abbau von potentieller Vorticity in der unteren Troposphäre. Dies kann in diesem Bereich zu einer erheblichen Intensivierung bzw. einer Abschwächung einer bereits vonstatten gehenden Zyklonogenese beitragen (Bott, 2012). Eine Änderung der PV in der oberen Troposphäre steht also demnach in einem Zusammenhang mit der PV-Verteilung in der unteren Troposphäre.

### 4.1. Ermittlung der Modifikationsgebiete

Um nun den Einfluss der PV auf den Wind in 850 hPa zu bestimmen, wird im Folgenden die analysierte PV-Verteilung für jeden zwölfstündigen Zeitschritt mit Beginn am 4.11.2011, 12 UTC und Ende am 6.11.2011, 00 UTC modifiziert. Diese Modifikation findet einmal in der oberen Troposphäre zwischen 200 hPa und 400 hPa und einmal in der unteren Troposphäre zwischen 700 hPa und 900 hPa

statt. Zur horizontalen Eingrenzung des jeweiligen Modifikationsgebiets werden die Analysedaten zunächst in der unteren Troposphäre nach positiven PV-Anomalien durchsucht und ausgehend davon nach den mit ihnen möglicherweise wechselwirkenden positiven PV-Anomalien in der Höhe. Dafür wurden in  $1^\circ$  Abständen meridionale Vertikalschnitte erstellt. Die Ermittlung der PV-Anomalien in dieser Arbeit erfolgte mit Hilfe eines Schwellenwerts (0,3 PVU). Überschreitet die PV an einem Gitterpunkt diesen Schwellenwert, so repräsentiert dieser Gitterpunkt bzw. der dort vorhandene PV-Wert eine PV-Anomalie.

#### 4.1.1. Modifikationsgebiete am 4.Nov, 12 UTC

Zunächst wird die unveränderte PV-Verteilung im Niveau 300 hPa bzw. 750 hPa (repräsentative Druckflächen für die obere bzw. untere Troposphäre) zusammen mit dem Windfeld in 850 hPa am 4.11.2011, 12 UTC (Abb. 17) diskutiert. Aus

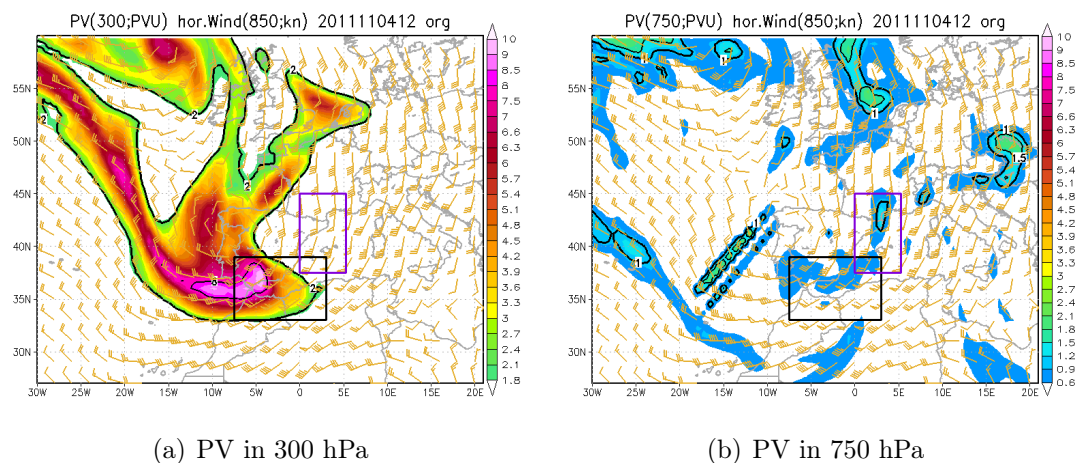


Abbildung 17: 4.11.2011, 12 UTC; (a) PV in 300 hPa (Farbflächen), Wind in 850 hPa (Windpfeile). (b) PV in 750 hPa (Farbflächen), Wind in 850 hPa. Eingezeichnet sind zudem die Modifikationsgebiete. Sie sind sowohl in (a) als auch in (b) identisch: die schwarze Box steht für das Modifikationsgebiet zwischen 200 hPa und 400 hPa, die violette Box für das Modifikationsgebiet zwischen 700 hPa und 900 hPa.

Gründen der Übersichtlichkeit sind PV-Werte in 300 hPa unter 1,8 PVU und in 750 hPa unter 0,6 PVU nicht dargestellt. Im Niveau 300 hPa besitzt der Trog kräftiger PV, auch „PV-Streamer“ genannt, eine breite südliche Flanke. Sie liegt zonal

über dem marokkanischen Festland und reicht vom Ostatlantik bis Algerien. Des Weiteren sind einige lokale Maxima im PV-Feld zu sehen, wie zum Beispiel über der Straße von Gibraltar (über 10 PVU), westlich der iberischen Halbinsel (knapp 7 PVU) und über der Biskaya (knapp 7 PVU). Im Windfeld erkennt man eine starke zyklonale Krümmung der Strömung über Nordwestspanien, östlich einer der eben erwähnten, in der Höhe befindlichen recht kräftigen PV-Gebiete. Außerdem sind relativ hohe Windgeschwindigkeiten an der Ostflanke des PV-Streamers in der Höhe (etwa 50 kn) sowie über dem westlichen Mittelmeer (ebenfalls bis zu 50 kn) auszumachen.

In 750 hPa befindet sich südöstlich der oben erwähnten stark zyklonal gekrümmten Strömung ein PV Gebiet über der Südküste der iberischen Halbinsel mit Werten im Bereich von 0,6 bis 0,9 PVU. Nordöstlich davon ist eine weitere PV Struktur östlich der Pyrenäen ausmachbar. Sie ist über 1 PVU stark. Sehr schön zu erkennen ist die südwestliche Flanke des PV-Streamers über dem Ostatlantik, die sich von der Höhe bis in die untere Troposphäre hinein ausdehnt. Dies wird in den Querschnitten (Abb. 34, siehe Anhang B) deutlich sichtbar. Bei den beiden Nordost-Südwest ausgerichteten PV Gebilden westlich der iberischen Halbinsel dürfte es sich aufgrund ihres doch sehr ungewöhnlichen bzw. untypischen Aussehens um Datenartefakte handeln.

Es wurden nun meridionale Vertikalschnitte in  $1^\circ$  Schritten zwischen  $15^\circ\text{W}$  und  $5^\circ\text{E}$  erstellt (Abb. 34, siehe Anhang B). Man sieht, dass zwischen  $15^\circ\text{W}$  und etwa  $7^\circ\text{W}$  der südliche Teil des Streamers deutlich in die mittlere Troposphäre hineinragt. Die 2 PVU Isolinie befindet sich in einem Bereich zwischen 400 hPa und 500 hPa, die 1 PVU Linie sogar zwischen 500 hPa und 600 hPa. Zwischen  $8^\circ\text{W}$  und  $4^\circ\text{W}$  kann man außerdem eine Verbindung zwischen der PV in der oberen und der in der unteren Troposphäre erkennen. Sie befindet sich ausgehend von einer kräftigen positiven Anomalie (stets über 8 PVU) im Niveau 300 hPa zwischen  $35^\circ\text{N}$  und  $40^\circ\text{N}$ . Die Werte der unteren PV-Anomalie liegen im Bereich 0,6 PVU bis 0,9 PVU. Das eben erwähnte lokale PV-Maximum in 300 hPa schwächt sich östlich von  $5^\circ\text{W}$  mehr und mehr ab, ebenso wie die Verbindung zur PV-Anomalie in der unteren Troposphäre. Zwischen  $2^\circ\text{E}$  und  $4^\circ\text{E}$  ist dann aber eine markante PV-Anomalie in der unteren und mittleren Troposphäre auszumachen (über 1 PVU). Sie liegt bodennah zwischen  $40^\circ\text{N}$  und  $45^\circ\text{N}$  und in 600 hPa etwa zwischen



35°N und 40°N. In der Höhe ist eine leichte Austrohung in tiefere Regionen bei etwa 35°N beobachtbar. Den drei eben beschriebenen Querschnitten (2°E bis 4°E) lässt sich demnach eine nach oben hin rückwärtige Achse entnehmen. Diese ist für das gegenseitige Wechselwirken zwischen den PV-Strukturen in den oberen und unteren Druckniveaus sowie für ihre im zeitlichen Verlauf mögliche Intensivierung wichtig. Die in den eben beschriebenen Abbildungen auftretenden teilweise sehr kräftigen PV-Anomalien in der unteren und mittleren Troposphäre (über 1,5 PVU) bei etwa 50°N bzw. noch weiter nördlich davon sind für die Entwicklung der in dieser Arbeit zu untersuchenden Zyklone ohne Belang. Auf sie wird daher nicht näher eingegangen.

Nach genauer Analyse der Querschnitte ergeben sich die Modifikationsgebiete wie in Abb. 17 dargestellt. Die Modifikationsgebiete sind in beiden Teilabbildungen dieselben. Die violette Box steht für das Modifikationsgebiet in der unteren Troposphäre zwischen 700 hPa und 900 hPa. Es reicht von 37,5°N bis 45°N sowie von 0°E bis 5,25°E. Diese Box wurde so gewählt, da in diesem Gebiet wie bereits erwähnt teils recht markante PV-Werte (über 1 PVU) sowohl in der unteren als auch in der mittleren Troposphäre zu finden sind. Der Grund für die auf 1/100-stel Grad genauen Eckpunktsangaben liegt im Programm, welches die SPVI durchführt. Aus technischen Gründen muss bei der Wahl der Eckpunkte des Modifikationsgebiets darauf geachtet werden, dass die Länge der einzelnen Seiten ein Vielfaches der dreifachen Auflösung ist, mit der gerechnet wird. In dieser Arbeit wurde eine Auflösung von 0,25° benutzt, weshalb die horizontalen Seitenlängen der Modifikationsboxen jeweils ein Vielfaches von 0,75 sein müssen (siehe Unterkapitel 2.4). Die schwarze Box steht für das Modifikationsgebiet in der oberen Troposphäre zwischen 200 hPa und 400 hPa. Es reicht von 33°N bis 39°N sowie von 7,5°W bis 3°E. Bei der Wahl dieses Gebiets wurde darauf geachtet, dass man der vorhin erwähnten rückwärtigen Achse zwischen unterer und oberer PV-Verteilung gerecht wird. Es beinhaltet zum einen die oben beschriebene kräftige Anomalie im 300 hPa Niveau zwischen 7°W und 4°W (über 8 PVU), zum anderen generell recht hohe PV-Werte, welche einen Einfluss auf die PV in der unteren Troposphäre haben könnten.

#### 4.1.2. Modifikationsgebiete am 5. Nov, 00 UTC

Am 5.11., 00 UTC hat der Streamer in der Höhe vor allem seine östliche Flanke verstärkt (Abb. 18). Sie verläuft annähernd meridional vom Norden Algeriens bis in den Nordosten Spaniens wohingegen die südliche Flanke im Vergleich zu 12 Stunden vorher eine deutlich zyklonalere Form annimmt. Das Gebiet mit sehr hohen PV-Werten (teilweise zwischen 9 PVU und 10 PVU), das am 4.11., 12 UTC noch zonal über der Straße von Gibraltar lag, befindet sich nun meridional ausgerichtet an der östlichen Flanke des Streamers. Eine weitere markante Erscheinung sind die beiden PV Arme, die den südlichen Teil des Streamers mit seinem Nordteil verbinden. Im Windfeld in 850 hPa ist nun eine Zyklone über Ostspanien erkenn-

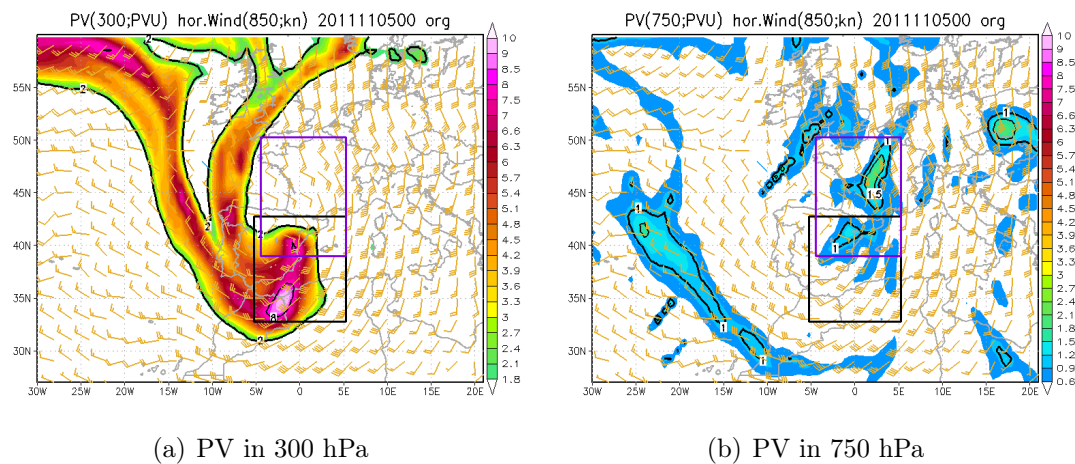


Abbildung 18: 5.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 17.

bar. Sie befindet sich mehr oder weniger direkt unter einem lokalen PV-Maximum in 300 hPa (etwa 8 PVU) wie auch in 750 hPa (über 1 PVU). Über dem westlichen Mittelmeer hat sich an den Windgeschwindigkeiten nichts Wesentliches verändert. Hier sind weiterhin Werte von bis zu 50 kn zu verzeichnen.

Im Druckniveau 750 hPa sieht man wie bereits erwähnt direkt über dem Zyklonenzentrum in 850 hPa ein PV Gebiet mit relativ hohen Werten (über 1 PVU). Über Frankreich befindet sich ein noch kräftigeres PV Gebiet. Hier werden Werte von über 1,5 PVU verzeichnet. Wie bereits 12 Stunden zuvor, ist auch hier wieder die Südwest- bzw. Südflanke des Streamers sehr schön über dem Ostatlantik sowie über Südmarokko und Algerien beobachtbar. Ihre vertikale Mächtigkeit ist

in Abbildung 35 zwischen  $10^{\circ}\text{W}$  und  $4^{\circ}\text{E}$  deutlich sichtbar (siehe Anhang B).

Betrachtet man die vertikalen Querschnitte zwischen  $10^{\circ}\text{W}$  und  $10^{\circ}\text{E}$  (Abb. 35, siehe Anhang B), kann man zwischen  $3^{\circ}\text{W}$  und  $4^{\circ}\text{E}$  die Entwicklung einer recht kräftigen PV-Anomalie in der unteren Troposphäre bei etwa  $40^{\circ}\text{N}$  erkennen. Sie besitzt fast über die komplette eben genannte Spanne Werte über 1 PVU. In derselben Spanne entwickelt sich weiter nördlich bei etwa  $45^{\circ}\text{N}$  eine noch stärkere Anomalie. Zwischen  $2^{\circ}\text{E}$  und  $3^{\circ}\text{E}$  betragen ihre Werte 1,5 PVU bis 1,8 PVU. Des Weiteren stellt man fest, dass zwischen  $10^{\circ}\text{W}$  und  $1^{\circ}\text{W}$  die Südflanke des Streamers ausgehend von einer kräftigen PV-Anomalie in der Höhe zwischen 200 hPa und 300 hPa (stets über 8 PVU) sehr weit in die mittlere bzw. sogar in die untere Troposphäre hineinreicht. Weiter östlich nimmt die Anomalie in der Höhe mehr und mehr ab und die 2 PVU Isolinie zieht sich immer weiter in höher gelegene Druckniveaus zurück. Die 1 PVU Isolinie bleibt dagegen noch bis etwa  $3^{\circ}\text{E}$  bestehen, ehe sie die Verbindung zur oberen Troposphäre verliert.

Abb. 18 zeigt die sich ergebenden Modifikationsgebiete für den 5.11., 00 UTC. Die Darstellung entspricht der aus Abb. 17. Die Modifikationsbox in der unteren Troposphäre (violett) reicht von  $39^{\circ}\text{N}$  bis  $50,25^{\circ}\text{N}$  und von  $4,5^{\circ}\text{W}$  bis  $5,25^{\circ}\text{E}$ . Sie enthält die oben beschriebenen recht markanten PV-Anomalien in der unteren Troposphäre. In der Höhe erstreckt sich das Modifikationsgebiet (schwarz) von  $32,25^{\circ}\text{N}$  bis  $42,75^{\circ}\text{N}$  und von  $5,25^{\circ}\text{W}$  bis  $5,25^{\circ}\text{E}$ . Es umfasst die oben beschriebene kräftige Anomalie zwischen  $30^{\circ}\text{N}$  und  $35^{\circ}\text{N}$  (über 8 PVU) sowie generell hohe PV-Werte, die mit den relativ hohen PV-Werten in der mittleren und unteren Troposphäre in Zusammenhang stehen könnten.

#### **4.1.3. Modifikationsgebiete am 5.Nov, 12 UTC**

Am 5.11., 12 UTC hat sich der Streamer in der Höhe weiter nach Osten verlagert. Seine östliche Flanke verläuft nun nicht mehr meridional, sondern in einem zyklonalen Bogen von Algerien über Tunesien ins westliche Mittelmeer. Das Gebiet mit relativ hohen PV-Werten (teilweise zwischen 9 PVU und 10 PVU), das 12 Stunden vorher noch entlang der östlichen Flanke des Streamers verlief, ist etwas kleiner geworden und liegt an der Nordostküste Algeriens. Es ist eingebettet in ein PV Band, das in einer zyklonalen Bahn von Südwestspanien über die Nordwestküste



Algeriens zur algerischen Nordostküste verläuft. Des Weiteren fällt auf, dass der südliche Teil des Streamers nur noch durch einen Arm mit seinem Nordteil verbunden ist. Im Windfeld in 850 hPa hat sich die Zyklone etwas nach Osten verlagert.

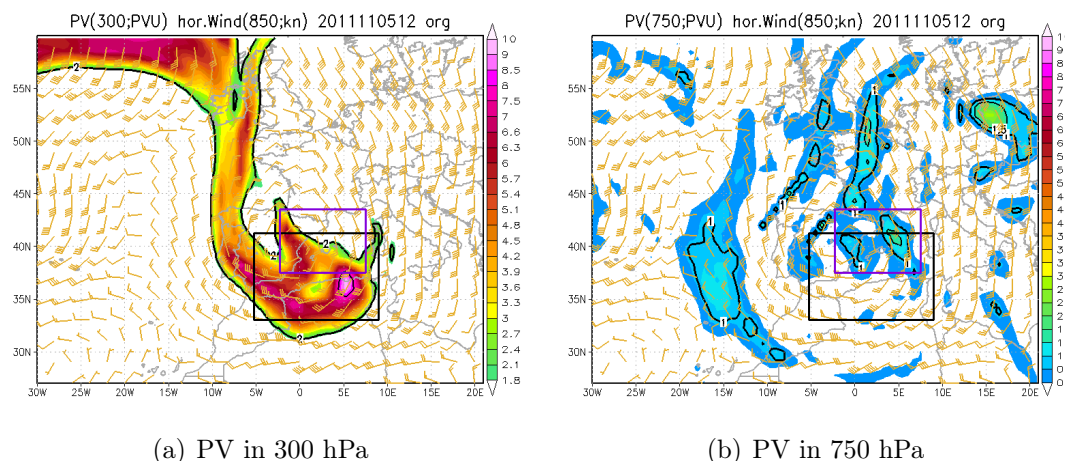


Abbildung 19: 5.11.2011, 12 UTC; Darstellung wie in Abb. 17.

Das Zentrum liegt in etwa zwischen der spanischen Ostküste und den Balearen. Man sieht sehr schön die nun recht weiträumige zyklonale Struktur des Winds um die Zyklone herum. Östlich des in der Höhe befindlichen Streamers ist in 850 hPa eine zum Teil deutliche Windzunahme über dem westlichen Mittelmeer beobachtbar. Lagen hier die Werte 12 Stunden zuvor noch bei bis zu 50 kn, betragen sie nun in der Spitze 60 kn.

In 750 hPa erkennt man leicht östlich und westlich des Zyklonenzentrums zwei PV Gebiete mit einer 1 PVU Isolinie. Eines über der spanischen Ostküste, das andere nordöstlich der Balearen. Bei letzterem liegen die PV-Werte teilweise sogar über 1,5 PVU. Nördlich des Zyklonenzentrums befindet sich eine weitere Region relativ hoher PV-Werte (über 1 PVU, teilweise auch über 1,5 PVU). Es erstreckt sich von den Pyrenäen bis über die Nordsee. Erneut ziemlich gut erkennbar ist die Südwest- bzw. Westflanke des Streamers über dem Ostatlantik. Bei den sehr kleinräumigen, aber auch sehr kräftigen PV Strukturen (teilweise über 1,5 PVU) über Nordwest- und Westspanien dürfte es sich aufgrund ihres untypischen Aussehens erneut um Datenartefakte handeln. Im Vergleich zu den beiden vorherigen Zeitschritten ist eine deutliche Zunahme von PV Gebieten mit relativen hohen

Werten (1 PVU und mehr) in Zyklonennähe zu beobachten.

In den Querschnitten vom 5.11., 12 UTC sieht man eine recht markante PV-Anomalie zwischen 1°W und 1°E (stets über 1 PVU, teilweise über 1,5 PVU) in der mittleren und unteren Troposphäre bei etwa 40°N (Abb. 36, siehe Anhang B). Diese Anomalie ist mit einer in der Höhe befindlichen starken Anomalie verbunden. Sie liegt oberhalb von etwa 350 hPa, etwas südlicher als die untere Anomalie und beinhaltet PV-Werte um 8 PVU. Weiter östlich ist ebenfalls bei etwa 40°N zwischen 3°E und 7°E in der mittleren und unteren Troposphäre eine weitere kräftige Anomalie auszumachen (stets über 1 PVU, teilweise über 1,8 PVU). Sie ist außerdem vor allem bei 4°E und 5°E durch eine recht große vertikale Mächtigkeit gekennzeichnet. Die 1 PVU Isolinie reicht dabei in etwa von 500 hPa bis 850 hPa. Auch hier findet man oberhalb von etwa 350 hPa etwas südlich der unteren Anomalie sehr hohe PV-Werte (stets über 8 PVU, teilweise bis zu 10 PVU). Zwischen 1°W und 7°E ist eine deutliche Austrohung der südlichen Flanke des Streamers in der Höhe erkennbar. Bei 6°E bzw. 7°E reicht die 2 PVU Isolinie fast bis ins Niveau 500 hPa herab. Die 1 PVU Isolinie durchdringt sogar etwas die 500 hPa Druckfläche. Abb. 19 zeigt die sich ergebenden Modifikationsgebiete für den 5.11., 12 UTC. Die Box in der unteren Troposphäre (violett) reicht von 37,5°N bis 43,5°N und von 2,25°W bis 7,5°E. In ihr sind die oben beschriebenen markanten PV-Anomalien zwischen 700 hPa und 900 hPa enthalten. Das Modifikationsgebiet in der oberen Troposphäre (schwarz) erstreckt sich von 33°N bis 41,25°N und von 5,25°W bis 9°E und umfasst die etwas südlich der unteren Anomalien befindlichen sehr hohen PV-Werte von teilweise bis zu 10 PVU zwischen 200 hPa und 400 hPa, welche allem Anschein nach mit der unteren Troposphäre wechselwirken.

#### **4.1.4. Modifikationsgebiete am 6.Nov, 00 UTC**

Am 6.11., 00 UTC hat sich der Streamer weiter nach Osten verlagert. Seine östliche Flanke ist stark zyklonal gekrümmt und reicht bis Sizilien. Die Südflanke ist im Vergleich zu 12 Stunden vorher zonal deutlich gestreckt. Sie verläuft vom Norden Marokkos in einem leicht zyklonalen Bogen über Algerien bis an die Ostküste Tunesiens, wo der Streamer schließlich auf einer stark zyklonal geformten Bahn über Sizilien und Sardinien Richtung Balearen abbiegt. Entlang dieser Bahn sind

zwischen Nordalgerien und Sardinien die höchsten PV-Werte zu verzeichnen (um 8 PVU). Ein weiteres Maximum befindet sich über der Südostküste Spaniens. Östlich dieses Maximums ist dagegen etwas nördlich der algerischen Mittelmeerküste ein markantes kreisrundes PV-Minimum zu beobachten mit Werten unter 1,8 PVU. Dieses liegt wie auch das eben erwähnte Maximum im Kernbereich des Höhentiefs in 300 hPa (nicht gezeigt). Außerdem fällt auf, dass der 12 Stunden vorher noch recht breite Verbindungsarm zwischen dem Gebiet hoher PV im Süden und dem im Norden deutlich schmaler geworden ist. Das Windfeld in 850 hPa zeigt eine

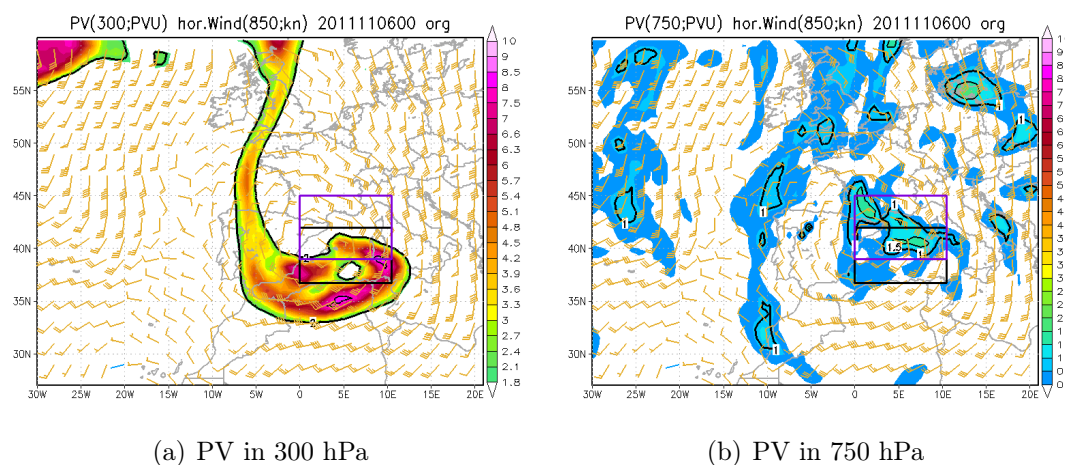


Abbildung 20: 6.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 17.

großräumige annähernd kreisrunde zyklonale Strömung um den Kern des Tiefs. Das Zyklonenzentrum hat sich erneut etwas weiter nach Osten verlagert und liegt nun über den Balearen. Die Windgeschwindigkeiten liegen an der östlichen Flanke des Streamers bei bis zu 55 kn.

In 750 hPa ist verglichen mit dem 5.11., 12 UTC eine weitere Verdichtung von Gebieten mit relativ hohen PV-Werten (1 PVU und mehr) in Zyklonennähe erkennbar. Das Zyklonenzentrum ist nahezu vollständig umgeben von kräftigen PV Gebieten. Nur südlich davon liegen die PV-Werte unter 1 PVU. Östlich und nördlich des Kerns werden dagegen sogar über 1,5 PVU verzeichnet.

Bei Betrachtung der Querschnitte für den 6.11., 00 UTC stellt man wie auch schon in den drei Zeitschritten davor fest, dass die komplette Südflanke des Streamers in der Höhe (5°W bis 13°E) von oben bis in die mittlere Troposphäre vorstößt

(Abb. 37, siehe Anhang B). Die 1 PVU Isolinie verläuft dabei stets zwischen der 400 hPa und 500 hPa Druckfläche. Besonders hohe PV-Werte findet man im Bereich der Südflanke zwischen  $3^{\circ}\text{W}$  und  $10^{\circ}\text{E}$  in der Schicht von 200 hPa bis 300 hPa. Sie liegen in der Spitze stets über 8 PVU, teilweise sogar bei bis zu 10 PVU. Etwas nördlich davon erkennt man zwischen  $0^{\circ}\text{E}$  und  $13^{\circ}\text{E}$  bei etwa  $40^{\circ}\text{N}$  die Bildung eines PV Towers, wobei zwischen  $0^{\circ}\text{E}$  und  $10^{\circ}\text{E}$  stets Werte über 1 PVU vertreten sind. Besonders schön sieht man den Tower zwischen  $4^{\circ}\text{E}$  und  $9^{\circ}\text{E}$ . Hier verläuft die 1 PVU Isolinie meist von der oberen bis in die untere Troposphäre. Neben dieser Towerbildung entwickelt sich weiter westlich davon zwischen  $5^{\circ}\text{W}$  und  $0^{\circ}\text{E}$  bei etwa  $45^{\circ}\text{N}$  in der Schicht von 700 hPa bis 900 hPa eine kräftige PV-Anomalie mit Werten, die stets über 1 PVU, teilweise sogar bei über 2 PVU liegen.

In Abb. 20 werden die sich ergebenden Modifikationsgebiete für den 6.11., 00 UTC präsentiert. Die untere Box zwischen 700 hPa und 900 hPa (violett) erstreckt sich von  $39^{\circ}\text{N}$  bis  $45^{\circ}\text{N}$  sowie von  $0^{\circ}\text{E}$  bis  $10,5^{\circ}\text{E}$ . Sie beinhaltet den entsprechenden Anteil des beschriebenen PV Towers. Das obere Modifikationsgebiet zwischen 200 hPa und 400 hPa (schwarz) reicht von  $36,75^{\circ}\text{N}$  bis  $42^{\circ}\text{N}$  und wie die untere Box von  $0^{\circ}\text{E}$  bis  $10,5^{\circ}\text{E}$ . Sie umfasst den oberen Toweranteil sowie die oben beschriebenen hohen PV-Werte von teilweise bis zu 10 PVU zwischen 200 hPa und 300 hPa etwas südlich des PV Towers. Damit zeigt sich auch in diesem Zeitschritt eine nach oben hin rückwärtig geneigte Achse zwischen oberer und unterer Box.

## 4.2. Modifikation und Inversion der PV-Verteilung

Nach Festlegung der Modifikationsgebiete für die einzelnen Zeitschritte in der oberen und unteren Troposphäre wurde die SPVI durchgeführt. Das PV-Feld wurde dabei, wie bereits beschrieben, insofern verändert, als dass es durch Multiplikation mit einem konstanten Faktor abgeschwächt bzw. verstärkt wurde. Dieser Faktor betrug einmal 0,5 und ein andermal 1,25. Obgleich die Faktorwerte subjektiv ausgewählt wurden, wurde dennoch darauf geachtet, dass die daraus resultierenden PV-Werte noch einigermaßen realitätsnah sind. Würde man beispielsweise das PV-Feld, welches im Niveau 300 hPa PV-Werte von teilweise 10 PVU aufweisen kann, mit einem Faktor von 1,5 multiplizieren, so ergäben sich in diesem Drucklevel PV-Werte von 15 PVU. Dies dürfte in der Realität wohl nur selten zu sehen sein.

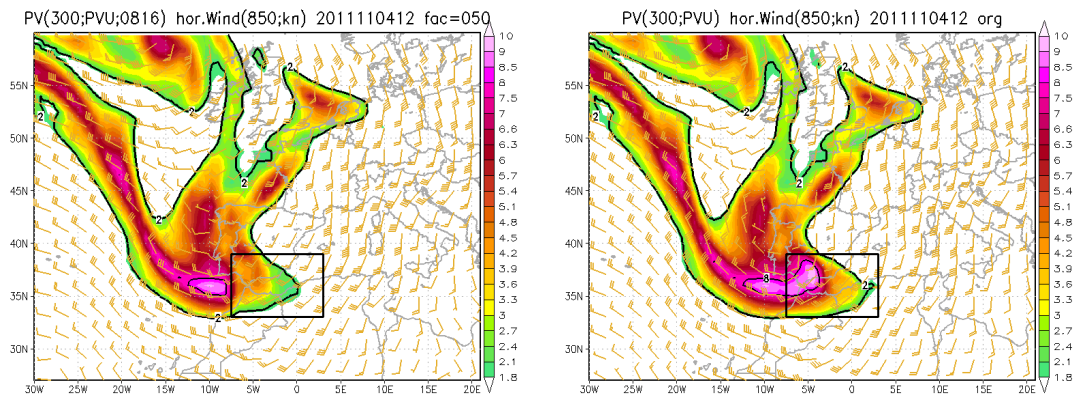
Im Folgenden werden nun Zeitschritt für Zeitschritt die sich nach der Modifikation und Inversion der potentiellen Vorticity ergebenden PV- und Windverteilungen mit den jeweiligen Originalfeldern verglichen. Dabei repräsentieren erneut die 300 hPa Druckfläche die obere und die 750 hPa Druckfläche die untere Troposphäre.

#### 4.2.1. SPVI am 4.Nov, 12 UTC

Vergleicht man die 2 PVU Isolinie der mit dem Faktor 0,5 multiplizierten und der analysierten PV-Verteilung (Abb. 21 (a) und (b)) in 300 hPa miteinander, so stellt man fest, dass sie sich auf der Ostflanke des Südteils des Streamers nun etwas weiter westlich befindet. Des Weiteren ist das lokale PV-Maximum mit Werten zwischen 9 PVU und 10 PVU über der Südküste Spaniens stark abgeschwächt und quasi nicht mehr vorhanden. Im Windfeld in 850 hPa ist über Nordwestspanien eine deutlich schwächere zyklonale Krümmung erkennbar. Die größten Veränderungen hinsichtlich der Windgeschwindigkeit sind südlich, südöstlich und östlich des Streamers in einem Bogen von Marokko über Algerien bis zum westlichen Mittelmeer zu verzeichnen (Abb. 23 (a)). Hier nimmt die Geschwindigkeit im Vergleich zur Analyse um teilweise über 8 kn ab (bis etwa 25 %). Über dem Westen der iberischen Halbinsel, dort, wo die zuvor starke zyklonale Krümmung deutlich abgenommen hat, ist dagegen eine Zunahme der Windgeschwindigkeit um bis zu 8 kn (etwa 160 %) beobachtbar.

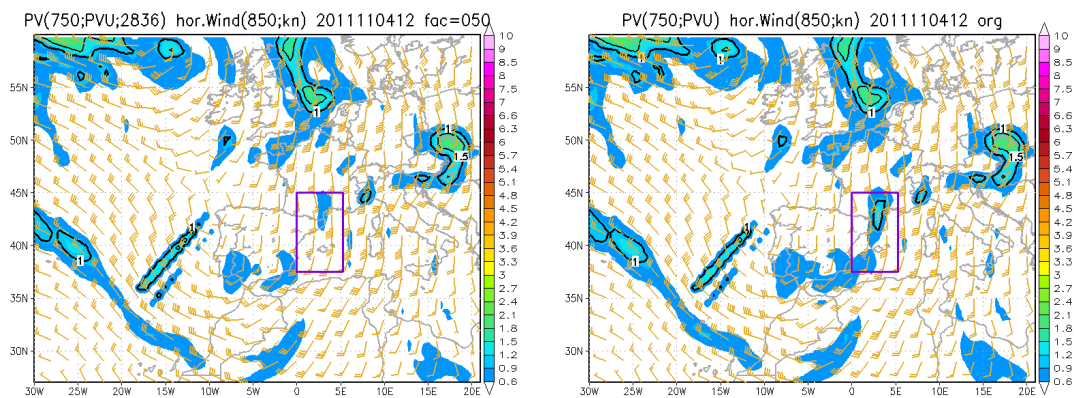
Im 750 hPa Niveau sieht man, dass nach der Modifikation in der unteren Troposphäre die Abschwächung der PV nicht nur innerhalb der Modifikationsbox, sondern auch außerhalb stattfindet, wie zum Beispiel im Südwesten der iberischen Halbinsel und über Südostspanien (Abb. 21 (c) und (d)). Das PV-Maximum innerhalb der Box liegt im Osten der Pyrenäen. Die Windgeschwindigkeit nimmt vor allem in der östlichen Hälfte des Modifikationsgebiets zwischen Südfrankreich und der algerischen Küste ab (bis zu 6 kn bzw. etwa 15 %) (Abb. 23 (b)). Über dem Osten Spaniens ist dagegen eine leichte Windzunahme feststellbar (2 kn bis 4 kn bzw. 13 % bis 16 %). Hinsichtlich des Strömungsmusters sind allerdings keine nennenswerten Veränderungen auszumachen.

Nach Multiplikation der analysierten PV-Verteilung zwischen 200 hPa und 400 hPa mit 1,25 erkennt man im Niveau 300 hPa im Vergleich zur Analyse, dass die



(a) abgeschwächte PV in 300 hPa

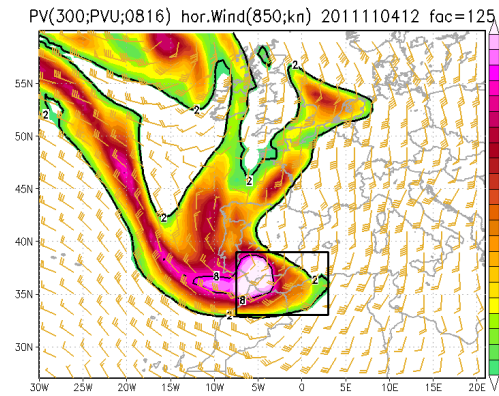
(b) originale PV in 300 hPa



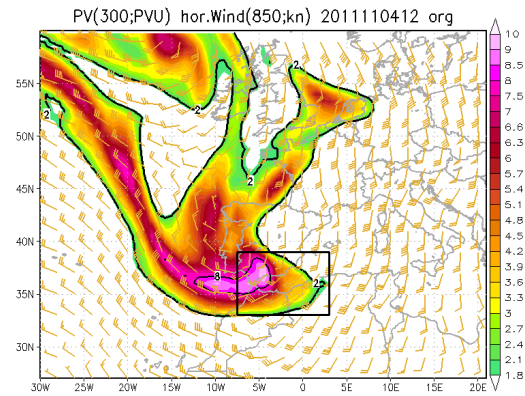
(c) abgeschwächte PV in 750 hPa

(d) originale PV in 750 hPa

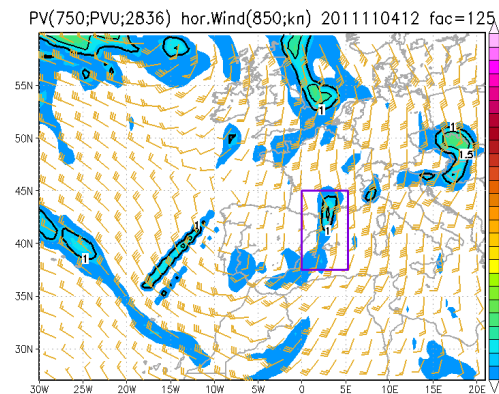
Abbildung 21: 4.11.2011, 12 UTC; dargestellt sind in Farbflächen potentielle Vorticity in PVU in 300 hPa bzw. 750 hPa ((a) und (b) bzw. (c) und (d)), Wind in 850 hPa in kn (Windpfeile) sowie das Modifikationsgebiet in der oberen bzw. unteren Troposphäre (schwarzes bzw. violette Rechteck). a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Abschwächung durch Multiplikation des Originalfelds mit 0,5. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.



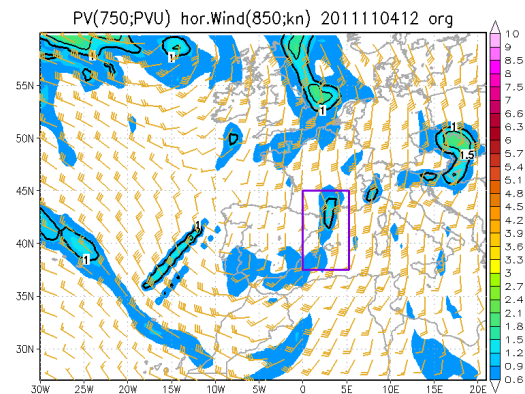
(a) verstärkte PV in 300 hPa



(b) originale PV in 300 hPa



(c) verstärkte PV in 750 hPa



(d) originale PV in 750 hPa

Abbildung 22: 4.11.2011, 12 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Verstärkung durch Multiplikation des Originalfelds mit 1,25. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.

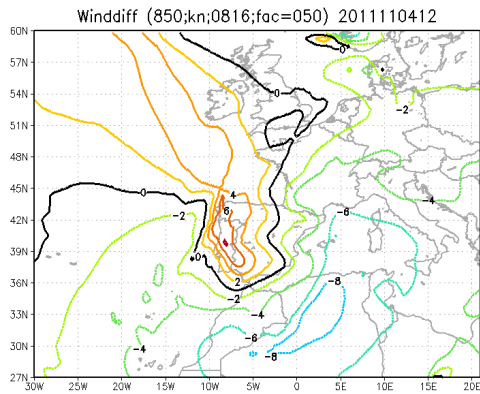
Ostflanke des südlichen Streameranteils etwas nach Osten ausgeweitet hat (Abb. 22 (a) und (b)). Außerdem ist der zyklonale Umkehrpunkt, also der Übergang von nördlichen zu südlichen Winden, über dem Westen der iberischen Halbinsel nun leicht nach Süden verschoben. In dieser Region nimmt der Wind um 4 kn bis 6 kn ab (etwa 20 %) (Abb. 23 (c)). Es fällt auf, dass das über der Südküste Spaniens liegende PV-Maximum (9 PVU bis 10 PVU) nach der Modifikation deutlich stärker (über 10 PVU) und flächenmäßig größer geworden ist. Im Windfeld sind über dem westlichen Mittelmeer kaum Veränderungen aufgetreten. Hier ist lediglich eine leichte Windzunahme um meist 4 kn bis 6 kn zu verzeichnen (etwa 10 %). Die höchste Windzunahme (über 6 kn bzw. etwa 20 %) findet man an der südwestlichen und südlichen Flanke des Streamers.

In 750 hPa hat sich das PV Gebiet im Osten der Pyrenäen nach der Modifikation zwischen 700 hPa und 900 hPa verstärkt (Abb. 22 (c) und (d)). Hier findet man nun PV-Werte von über 1,5 PVU. Trotzdem ist im Windfeld praktisch keine Veränderung sichtbar. Nur über dem westlichen Mittelmeer liegt eine leichte Windzunahme von etwa 2 kn (4 %) und über Nordwestspanien eine leichte Abnahme von ebenfalls ca. 2 kn (etwa 10 %) vor (Abb. 23 (d)).

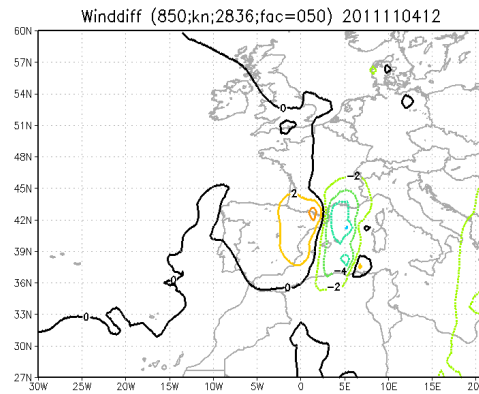
#### **4.2.2. SPVI am 5.Nov, 00 UTC**

Nach Dämpfung des PV-Felds in der Höhe (Faktor 0,5) ist eine deutliche Abschwächung der PV-Maxima entlang der östlichen Flanke des Südteils des Streamers in 300 hPa zu sehen (Abb. 24 (a) und (b)). Das Hauptmaximum mit Werten knapp unter 8 PVU befindet sich nun über der Nordwestküste Marokkos. Des Weiteren hat sich eben besagte Ostflanke, wie auch bereits 12 Stunden zuvor, etwas nach Westen zurückgezogen. Im Windfeld in 850 hPa ist keine Zyklone mehr erkennbar. Wehten beispielsweise über der Biskaya vor der Modifikation noch Ostwinde, herrschen dort nun Westwinde. An der Südspitze des Streamers über Nordwestalgerien befindet sich dagegen nun eine geschlossene zyklonale Struktur. Das Hauptgebiet der Geschwindigkeitsabnahme verläuft erneut in einem Bogen von Marokko über Algerien und Tunesien bis in die westliche und zentrale Mittelmeerregion (Abb. 26 (a)). Hier liegen verbreitet Änderungen zwischen 8 kn und 12 kn, im Nordosten Algeriens sogar über 14 kn (etwa 30 %) vor. Selbst in weiten Teilen Deutschlands ist

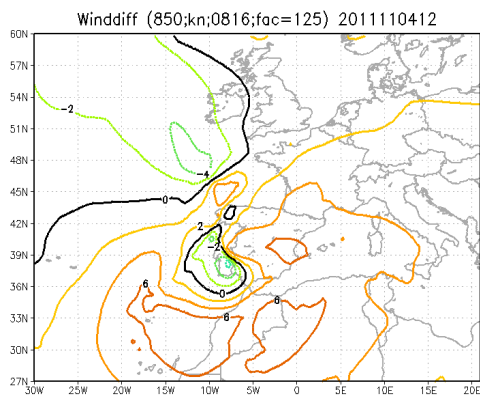




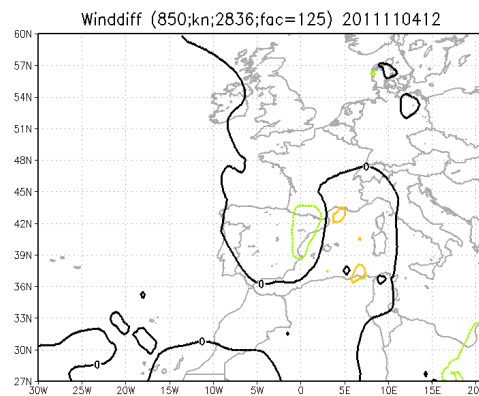
(a) Winddifferenz nach Abschwächung in oberer Troposphäre



(b) Winddifferenz nach Abschwächung in unterer Troposphäre

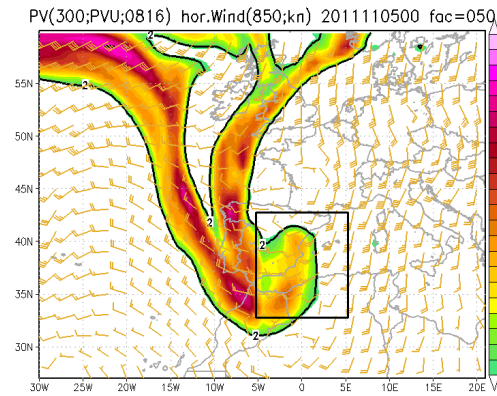


(c) Winddifferenz nach Verstärkung in oberer Troposphäre

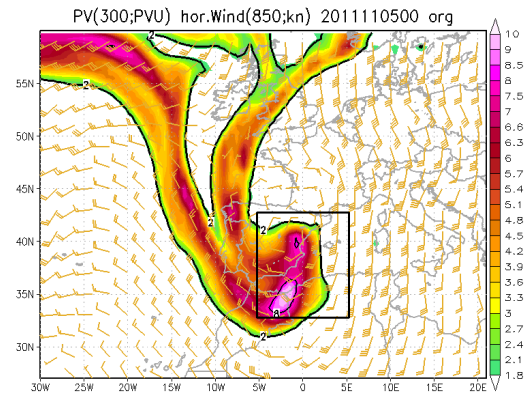


(d) Winddifferenz nach Verstärkung in unterer Troposphäre

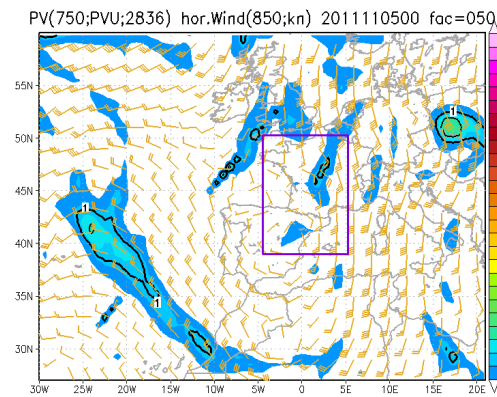
Abbildung 23: 4.11.2011, 12 UTC; dargestellt ist die Differenz zwischen modifiziertem und analysierten Windfeld in kn in 850 hPa (farbige Konturlinien). Positive Werte bedeuten eine Windzunahme gegenüber der analysierten Windverteilung, negative dementsprechend eine Windabnahme. (a) bzw. (b) zeigt den Unterschied nach der Abschwächung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre um den Faktor 0,5. (c) bzw. (d) zeigt den Unterschied nach der Verstärkung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre.



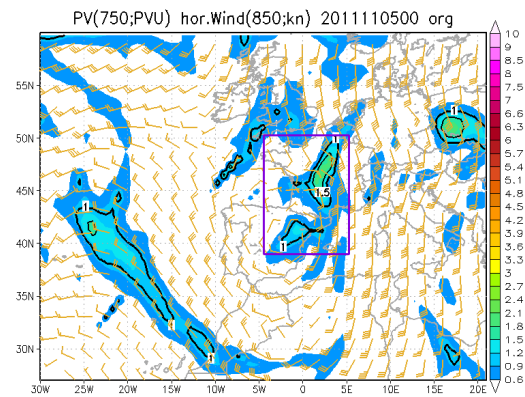
(a) abgeschwächte PV in 300 hPa



(b) originale PV in 300 hPa



(c) abgeschwächte PV in 750 hPa



(d) originale PV in 750 hPa

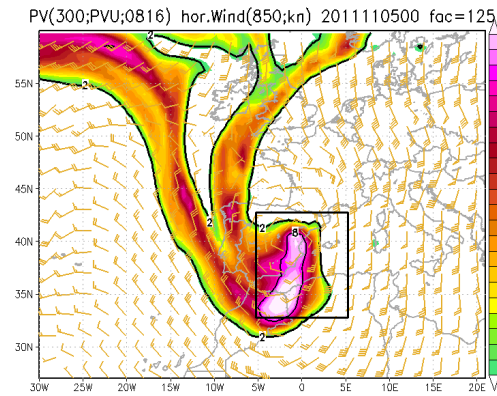
Abbildung 24: 5.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Abschwächung durch Multiplikation des Originalfelds mit 0,5. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.

eine Windabnahme um etwa 6 kn (etwa 17 %) beobachtbar, was den starken Einfluss dieser PV Abschwächung auf die Windverteilung in der unteren Troposphäre zeigt. Die Hauptgebiete der Geschwindigkeitszunahme sind relativ kleinräumig und befinden sich über Ostspanien und der Nordküste Spaniens (jeweils bis zu 10 kn bzw. etwa 100 %) sowie über dem Nordostatlantik, wo verbreitet 4 kn bis 6 kn, in der Spitze um 8 kn (etwa 160 %) zu verzeichnen sind. Durch diese kleinräumigen aber dennoch kräftigen Windzunahmegebiete entstehen zum Teil sehr große Gradienten der Windgeschwindigkeitsänderung. So nimmt der Wind zum Beispiel über der Nordküste Spaniens um 10 kn zu, wohingegen er über Westfrankreich um 10 kn abnimmt.

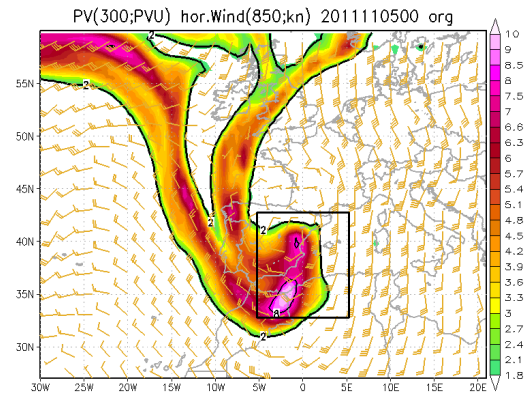
Die Modifikation in der unteren Troposphäre bewirkte eine deutliche Abschwächung der PV (Abb. 24 (c) und (d)). Das PV Gebiet über Frankreich besitzt nun nur noch auf sehr engem Raum die 1 PVU Isolinie, bei dem direkt über der Zyklone liegen die PV-Werte bei etwa 0,6 PVU. Nichtsdestotrotz bleibt die Zyklone im Windfeld in 850 hPa erhalten, es ist jetzt sogar noch eine weitere zyklonale Struktur über der Nordküste der iberischen Halbinsel sichtbar. In deren Nähe nimmt der Wind auf sehr kleinem Raum um bis zu 4 kn zu (etwa 80 %) (Abb. 26 (b)). Ansonsten sind keine nennenswerten Windzunahmen vorhanden. Das Hauptgebiet der Geschwindigkeitsabnahme befindet sich über der Osthälfte Frankreichs sowie über Teilen des westlichen Mittelmeers. Der Wind nimmt in dieser Zone um 4 kn bis 8 kn ab, über Ostfrankreich sogar um über 10 kn (etwa 22 %).

Als Folge der Multiplikation der PV-Verteilung in der Höhe mit dem Faktor 1,25 hat sich die östliche Flanke des südlichen Streameranteils in 300 hPa ein wenig nach Osten ausgeweitet (Abb. 25 (a) und (b)). Entlang dieser Flanke befinden sich die PV-Maxima. Sie besitzen stets Werte über 8 PVU, teilweise sogar über 10 PVU. Im Kern des Tiefs ist eine leichte Abnahme des Winds um bis zu 4 kn (etwa 20 %) erkennbar, ansonsten nimmt die Windgeschwindigkeit vor allem nördlich und östlich der Zyklone um bis zu 6 kn zu (etwa 85 % bzw. 15 %) (Abb. 26 (c)). Südlich davon in Zyklonennähe findet man dagegen kaum eine Windzunahme, stellenweise nimmt der Wind sogar leicht ab. Ein weiteres Hauptgebiet der Windzunahme verläuft in einem Bogen von Marokko über Algerien ins westliche Mittelmeer (6 kn bis 8 kn bzw. verbreitet etwa 20 % bis 40 %).

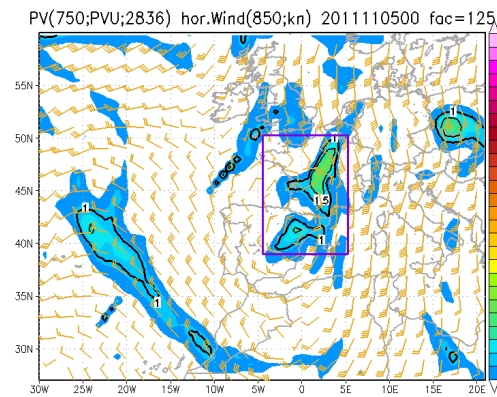
In 750 hPa sind nach der Modifikation kaum Veränderungen an der PV-Verteilung



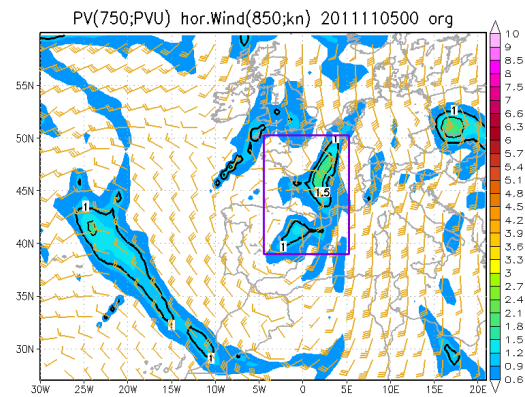
(a) verstärkte PV in 300 hPa



(b) originale PV in 300 hPa



(c) verstärkte PV in 750 hPa



(d) originale PV in 750 hPa

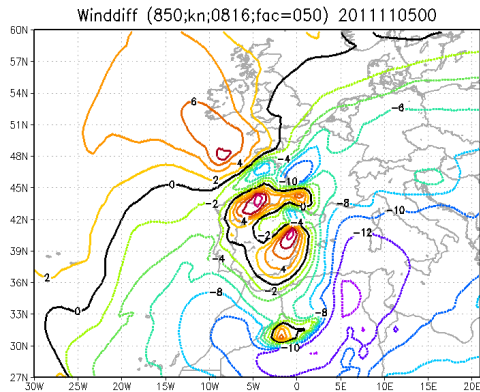
Abbildung 25: 5.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Verstärkung durch Multiplikation des Originalfelds mit 1,25. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.

zu erkennen (Abb. 25 (c) und (d)). Generell werden aber die PV Gebiete innerhalb der Modifikationsbox nicht größer, sondern etwas stärker. Das PV Gebiet direkt über dem Tief besitzt nun beispielsweise Werte über 1,5 PVU. Dies liegt daran, dass in den Abbildungen 25 (c) und (d) keine Werte kleiner als 0,6 PVU gezeigt sind. Durch eine Verstärkung erreicht bzw. überschreitet die PV nun an mehr Gitterpunkten diesen Schwellenwert, wodurch das dargestellte PV-Gebiet größer wird. Des Weiteren wird der Einfluss der Zyklone auf die sie umgebene Strömung etwas weiträumiger. Über der Westküste Frankreichs herrschen nun beispielsweise Nordost- statt wie zuvor Ostwinde. Im Allgemeinen ist eine leichte Windzunahme über dem westlichen Mittelmeer erkennbar (etwa um 2 kn bzw. 4 %), das Hauptgebiet liegt allerdings südwestlich des Tiefs (etwa um 4 kn bzw. 27 %) (Abb. 26 (d)). Nordöstlich der Zyklone im Südwesten Frankreichs sieht man dagegen, dass der Wind dort auf kleinem Raum leicht abnimmt (2 kn bzw. 20 %).

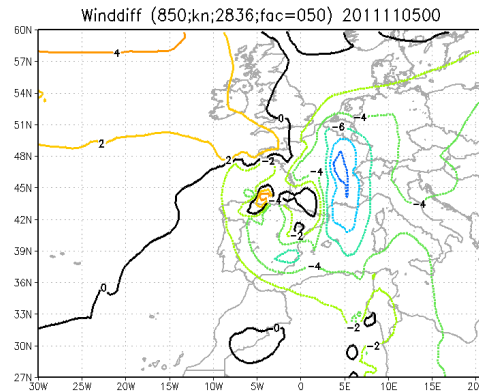
#### **4.2.3. SPVI am 5.Nov, 12 UTC**

Durch die Abschwächung des PV-Felds in der Höhe um den Faktor 0,5 zieht sich der Südteil des Streamers in 300 hPa wie bereits in den vergangenen beiden Zeitschritten leicht nach Westen zurück (Abb. 27 (a) und (b)). Die kräftigsten PV-Maxima befinden sich nun über Nordost- bzw. Südwestspanien (etwa 6 PVU bzw. 7 PVU), entlang der Südflanke des Streamers (etwa 5 PVU) und über der algerischen Mittelmeerküste (etwa 4 PVU). Im Windfeld in 850 hPa ist keine Zyklone mehr sichtbar, sodass über der Westhälfte Frankreichs Nord- und Südwinde auf engstem Raum aneinander vorbeiströmen. Über den Balearen sieht man eine sehr kleinräumige aber dennoch starke Zunahme der Windgeschwindigkeit (um bis zu 10 kn bzw. etwa 100 %), ansonsten nimmt der Wind weiträumig kräftig ab, vor allem entlang der Südwest-, Süd- und Ostflanke des Streamers bzw. in Strömungsrichtung rechts davon (Abb. 29 (a)). Hier sind meist Geschwindigkeitsabnahmen von über 10 kn (verbreitet 50 % und mehr), in einem Gebiet Südwesttunesien, Südsardinien und Westsizilien sogar über 16 kn zu finden (etwa 40 %). Über dem Nordostatlantik nimmt der Wind dagegen leicht um etwas über 4 kn zu (etwa 25 %).

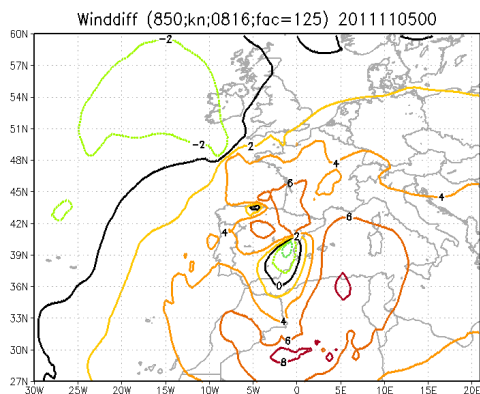
In 750 hPa sind die PV Gebiete leicht westlich und östlich der Zyklone nach



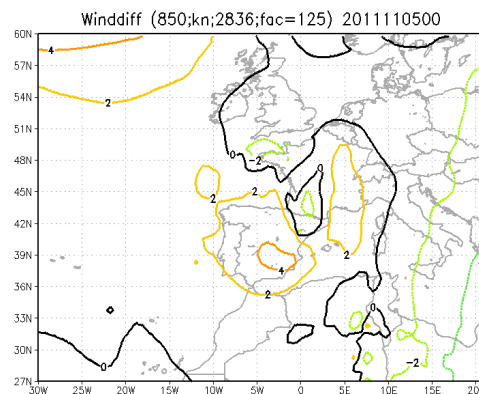
(a) Winddifferenz nach Abschwächung in oberer Troposphäre



(b) Winddifferenz nach Abschwächung in unterer Troposphäre

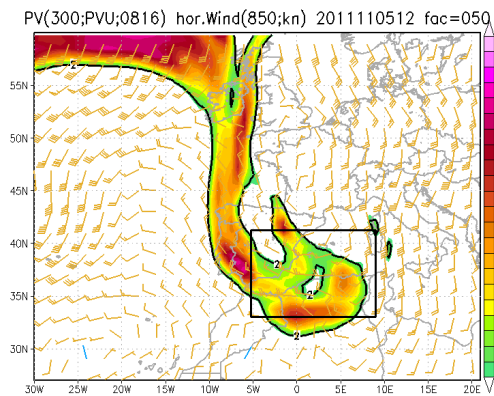


(c) Winddifferenz nach Verstärkung in oberer Troposphäre

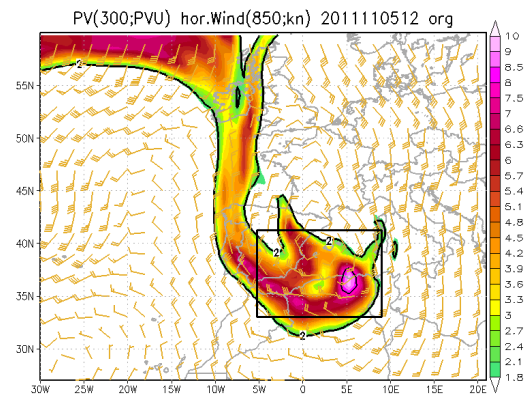


(d) Winddifferenz nach Verstärkung in unterer Troposphäre

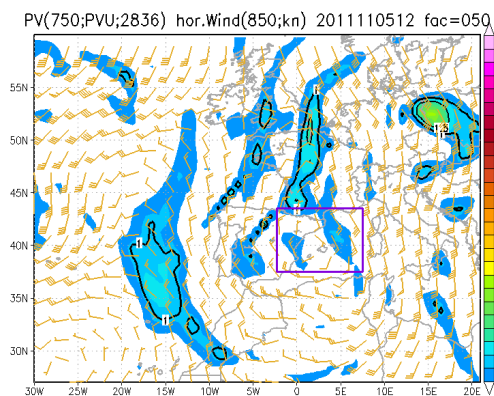
Abbildung 26: 5.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 23. (a) bzw. (b) zeigt den Unterschied nach der Abschwächung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre um den Faktor 0,5. (c) bzw. (d) zeigt den Unterschied nach der Verstärkung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre.



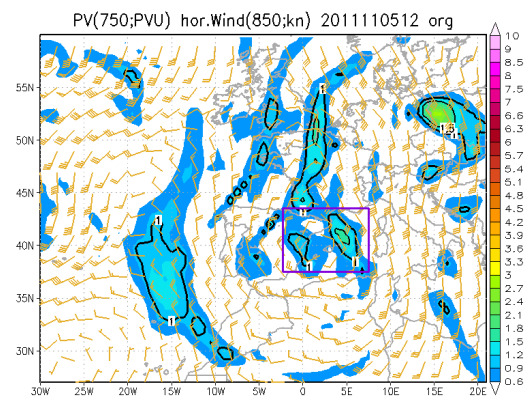
(a) abgeschwächte PV in 300 hPa



(b) originale PV in 300 hPa



(c) abgeschwächte PV in 750 hPa

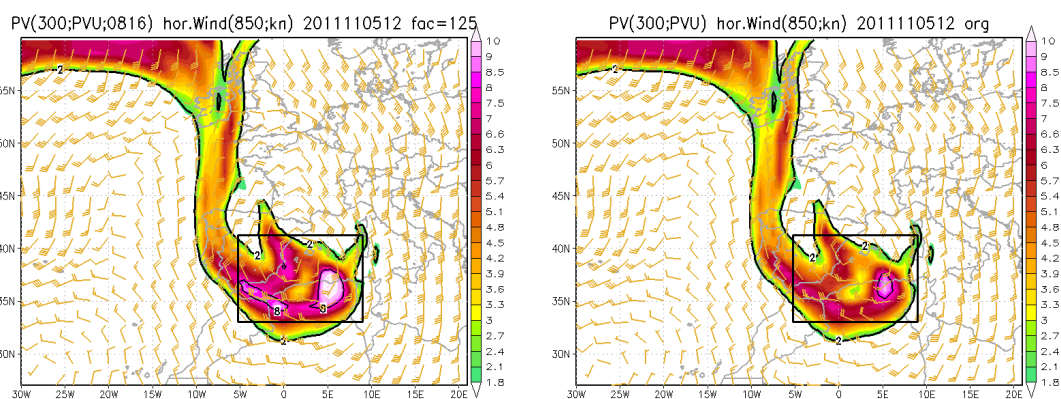


(d) originale PV in 750 hPa

Abbildung 27: 5.11.2011, 12 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Abschwächung durch Multiplikation des Originalfelds mit 0,5. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.

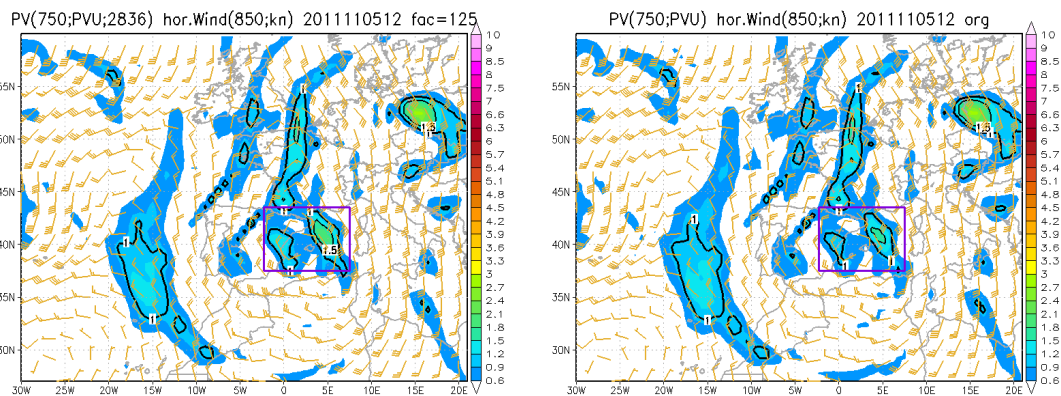


der Modifikation jetzt nur noch unter 1 PVU stark (Abb. 27 (c) und (d)). Das Tiefdrucksystem in 850 hPa ist hier weiterhin vorhanden, ansonsten gibt es keine weiteren zyklonalen Strukturen. Der Wind nimmt in einem annähernd kreisrunden Bogen um das Tief um meist 6 kn ab (15 % bis 30 %), über dem westlichen Mittelmeer beträgt die Abschwächung sogar 8 kn (etwa 22 %) (Abb. 29 (b)). Eben erwähnter Bogen verläuft von Ostspanien entlang der algerischen Küste bis zur französischen Mittelmeerküste. Im Vergleich zur Höhe sind die Änderungen der Windgeschwindigkeit auf ein relativ kleines Gebiet beschränkt.



(a) verstärkte PV in 300 hPa

(b) originale PV in 300 hPa



(c) verstärkte PV in 750 hPa

(d) originale PV in 750 hPa

Abbildung 28: 5.11.2011, 12 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Verstärkung durch Multiplikation des Originalfelds mit 1,25. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.

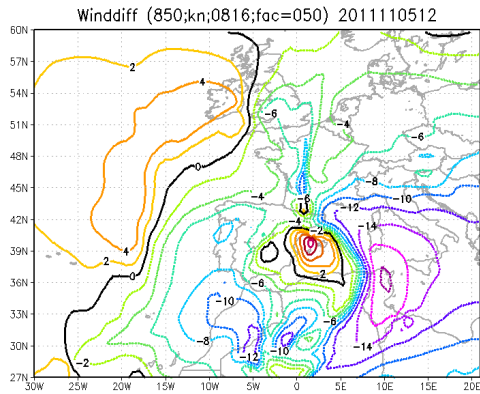


Die Verstärkung der PV-Verteilung in 300 hPa um den Faktor 1,25 macht sich dadurch bemerkbar, dass nun die PV-Maxima im Südwesten des Modifikationsgebiets, über der algerischen Küste sowie über der Ostküste Spaniens allesamt bei über 8 PVU, teilweise sogar bei über 10 PVU liegen (Abb. 28 (a) und (b)). Auf das Strömungsmuster hat dies allerdings kaum einen Einfluss. Es bleibt nahezu unverändert. Die Hauptwindzunahme erfolgt entlang der Südwest-, Süd-, Ost- und Nordflanke des Streamers bzw. in Strömungsrichtung rechts davon mit einer Änderung von meist über 6 kn, zwischen Südsardinien und Südtunesien zum Teil auch mal über 10 kn (15 % bis 25 %) (Abb. 29 (c)). Über Ibiza ist dagegen eine sehr kleinräumige und leichte Abnahme des Winds feststellbar (um etwa 4 kn bzw. 40 %).

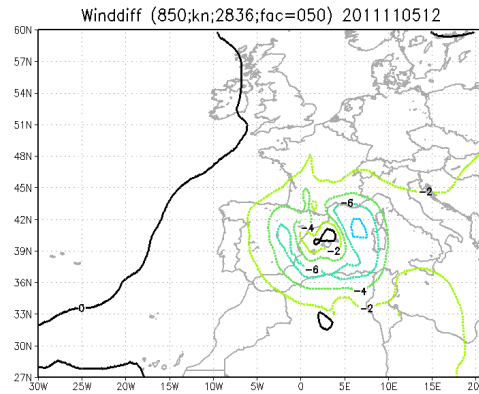
In 750 hPa sind nach der Modifikation wie auch bereits 12 Stunden zuvor kaum Veränderungen an der PV-Verteilung zu erkennen (Abb. 28 (c) und (d)). Erneut werden die PV Gebiete westlich und östlich des Tiefs in 850 hPa innerhalb der Modifikationsregion nicht größer, sondern nur etwas stärker. Im Windfeld in 850 hPa gibt es ebenfalls kaum Veränderungen, weder hinsichtlich der Windrichtung, noch in Bezug auf die Geschwindigkeit. Dennoch ist eine leichte Windzunahme von etwa 2 kn (4 % bis 10 %) in einem hufeisenförmigen Gebiet um die Zyklone erkennbar (Abb. 29 (d)).

#### **4.2.4. SPVI am 6.Nov, 00 UTC**

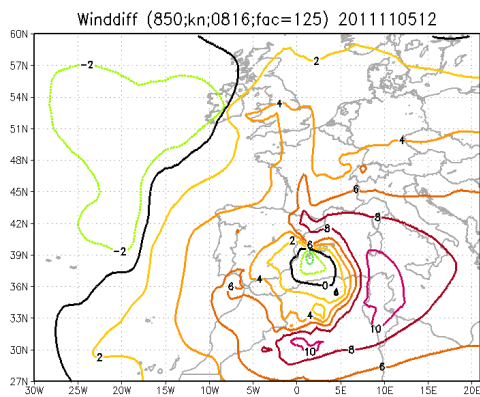
In Folge der Abschwächung der analysierten PV-Verteilung in 300 hPa um den Faktor 0,5 wurde die „donutförmige“ Struktur des südlichen Streameranteils in der Nähe der Balearen „aufgebrochen“ (Abb. 30 (a) und (b)). Ferner ergeben sich die PV-Maxima über der Südostküste Spaniens (etwa 7 PVU), über Nordalgerien (über 8 PVU) und zwischen Sardinien, Tunesien und Sizilien (etwa 5 PVU). Hinsichtlich des Strömungsmusters in 850 hPa gibt es keine nennenswerten Veränderungen. Die Hauptzone der Windgeschwindigkeitsabnahme liegt über der zentralen Mittelmeerregion (Abb. 32 (a)). Hier beträgt die Änderung zwischen dem Golf von Libyen und Norditalien über 6 kn, über Südwestitalien und Sizilien teilweise sogar über 10 kn (20 % bis 25 %). Über den Ostbalearen nimmt der Wind in einem sehr eng abgesteckten Gebiet leicht zu (um bis zu 4 kn bzw. etwa 80 %).



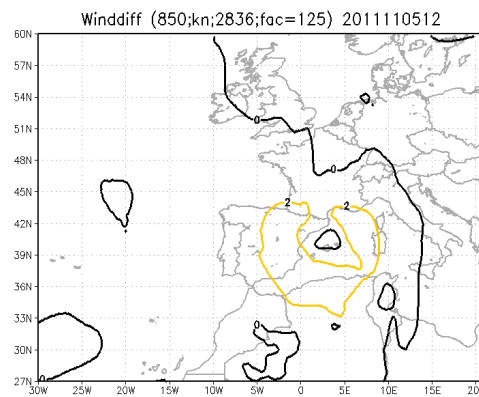
(a) Winddifferenz nach Abschwächung in oberer Troposphäre



(b) Winddifferenz nach Abschwächung in unterer Troposphäre

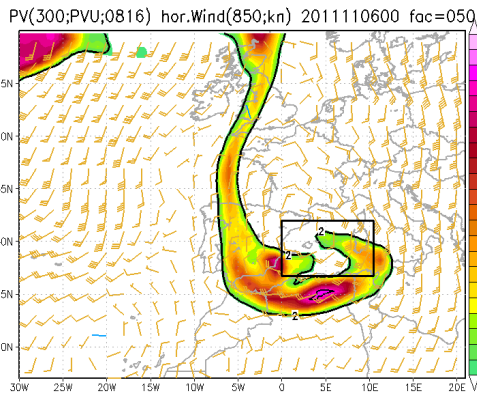


(c) Winddifferenz nach Verstärkung in oberer Troposphäre

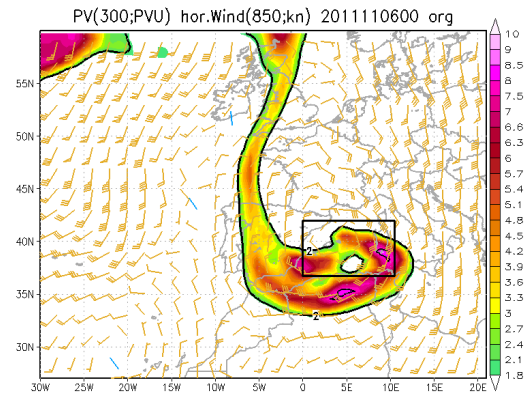


(d) Winddifferenz nach Verstärkung in unterer Troposphäre

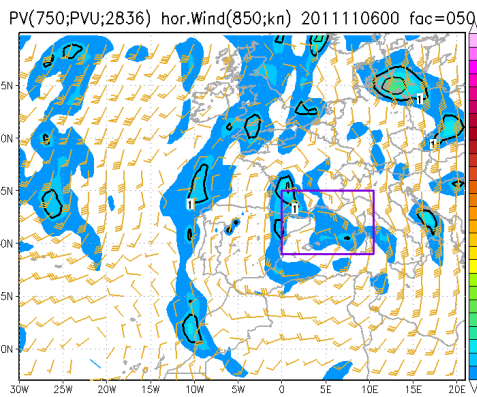
Abbildung 29: 5.11.2011, 12 UTC; Darstellung wie in Abb. 23. (a) bzw. (b) zeigt den Unterschied nach der Abschwächung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre um den Faktor 0,5. (c) bzw. (d) zeigt den Unterschied nach der Verstärkung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre.



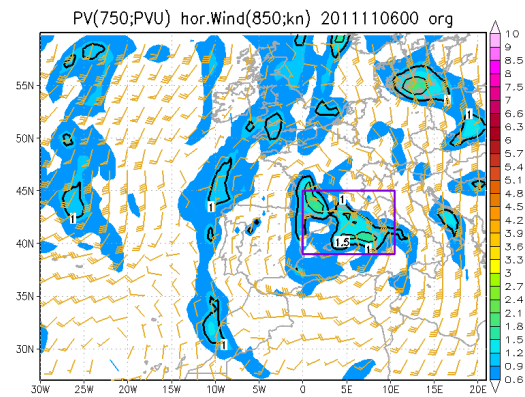
(a) abgeschwächte PV in 300 hPa



(b) originale PV in 300 hPa



(c) abgeschwächte PV in 750 hPa



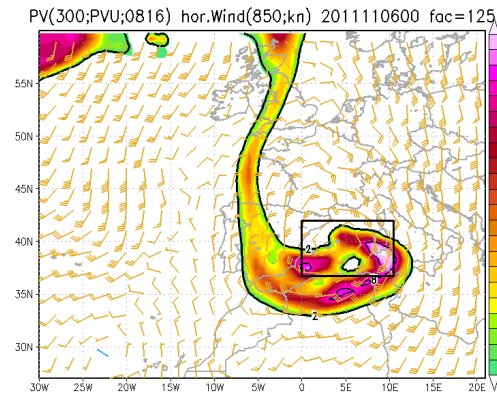
(d) originale PV in 750 hPa

Abbildung 30: 6.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Abschwächung durch Multiplikation des Originalfelds mit 0,5. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.

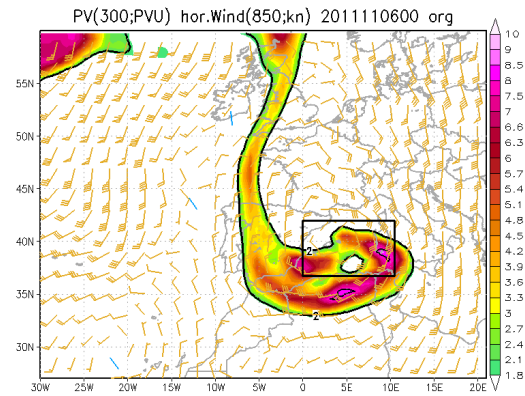
In 750 hPa erkennt man nach der Modifikation eine deutliche Abschwächung der PV Gebiete um die Zyklone herum (Abb. 30 (c) und (d)). Das PV Gebiet östlich des Zyklonenzentrums, das vorher noch Werte über 1,5 PVU aufweisen konnte, besitzt nun nicht mal mehr die 1 PVU Isolinie. Ebenso wie in der Höhe gibt es auch in 750 hPa keine bemerkenswerten Veränderungen in der Strömungsstruktur. Um den Kern des Tiefs herum nimmt der Wind in 850 hPa um bis zu 6 kn (etwa 15 % bis 30 %) ab, östlich von Korsika und Sardinien werden sogar über 10 kn (etwa 20 %) verzeichnet (Abb. 32 (b)). Ansonsten findet man im Zyklonenzentrum eine sehr kleinräumige und leichte Zunahme des Winds um etwa 2 kn (etwa 40 %).

Die Verstärkung des PV-Felds um den Faktor 1,25 zeigt sich in kräftigeren PV-Maxima über der Südostküste Spaniens (über 8 PVU) und Südsardinien (über 10 PVU) (Abb. 31 (a) und (b)). Außerdem existiert nun ein neues starkes Maximum über dem Zyklonenzentrum östlich der Balearen (etwa 7 PVU). Das Hauptgebiet der Windzunahme in 850 hPa verläuft entlang der Südost-, Ost- und Nordflanke des Streamers bzw. in Strömungsrichtung rechts davon (Abb. 32 (c)). Hier findet man Änderungen über 4 kn (etwa 15 % bis 25 %), an der Ostflanke bzw. östlich davon auch über 6 kn (10 % bis 15 %). Ansonsten weist die Strömung keinerlei weitere nennenswerte Veränderungen auf.

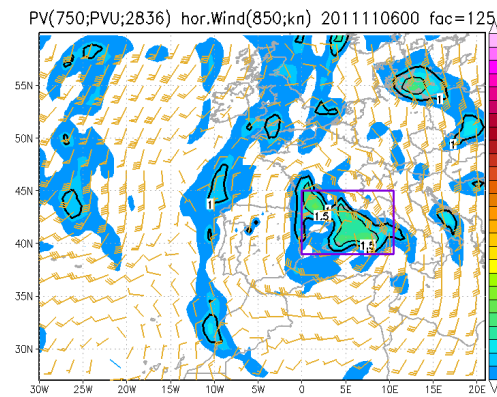
In 750 hPa haben sich infolge der Modifikation die PV Gebiete in Zyklonennähe unter weitgehender Beibehaltung ihrer räumlichen Größe verstärkt (Abb. 31 (c) und (d)). Bis auf eine sehr leichte Windzunahme (etwa 2 kn bzw. 5 % bis 10 %) in einem nahezu kreisrunden Gebiet um die Zyklone in 850 hPa herum gibt es allerdings keine besonderen Veränderungen im Strömungsmuster (Abb. 32 (d)).



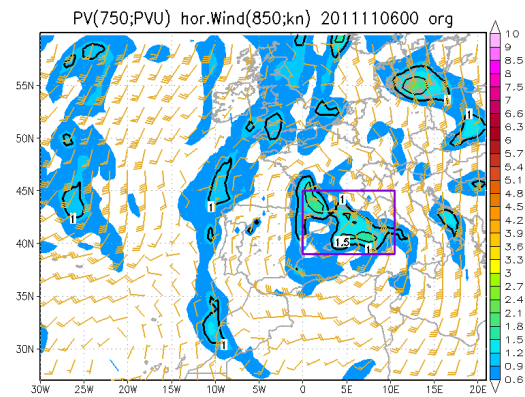
(a) verstärkte PV in 300 hPa



(b) originale PV in 300 hPa

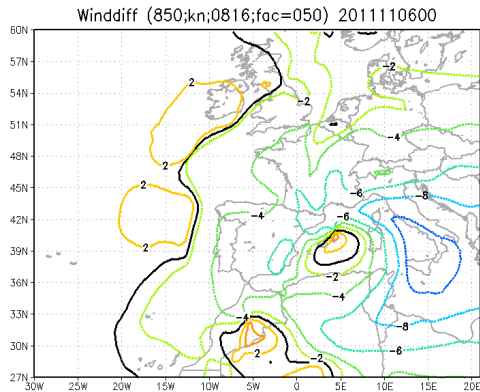


(c) verstärkte PV in 750 hPa

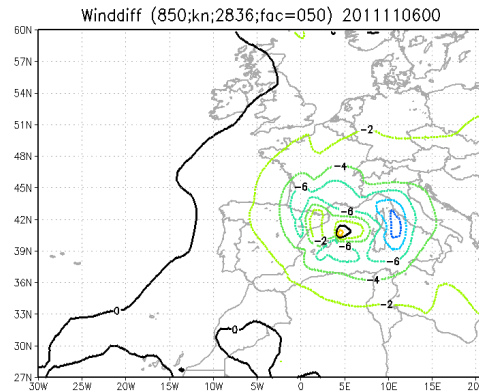


(d) originale PV in 750 hPa

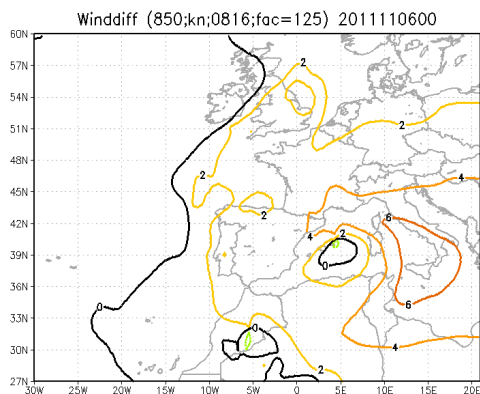
Abbildung 31: 6.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 21. a) bzw. c) modifiziertes PV-Feld in 300 hPa bzw. 750 hPa: Verstärkung durch Multiplikation des Originalfelds mit 1,25. b) bzw. d) unveränderte PV-Verteilung in 300 hPa bzw. 750 hPa.



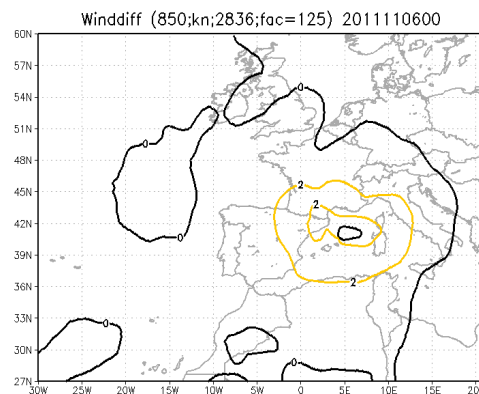
(a) Winddifferenz nach Abschwächung in oberer Troposphäre



(b) Winddifferenz nach Abschwächung in unterer Troposphäre



(c) Winddifferenz nach Verstärkung in oberer Troposphäre



(d) Winddifferenz nach Verstärkung in unterer Troposphäre

Abbildung 32: 6.11.2011, 00 UTC; Darstellung wie in Abb. 23. (a) bzw. (b) zeigt den Unterschied nach der Abschwächung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre um den Faktor 0,5. (c) bzw. (d) zeigt den Unterschied nach der Verstärkung der PV in der oberen bzw. unteren Troposphäre.

### 4.3. Zusammenhang zwischen PV und bodennahem Wind

Betrachtet man noch einmal die einzelnen Zeitschritte zwischen dem 4.11., 12 UTC und dem 6.11., 00 UTC hinsichtlich ihren Windgeschwindigkeitänderungen, so sieht man, dass die Wirkung einer PV-Anomalie in der oberen Troposphäre nicht nur auf sich selbst oder ihr direktes Umfeld beschränkt, sondern sehr weiträumig ist, sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen. Zum Beispiel umfasst das Modifikationsgebiet in der oberen Troposphäre am 5.11., 00 UTC (Abb. 24 (a)) den äußersten Westen des Mittelmeers samt den anliegenden Küstenregionen Marokkos und Algeriens sowie weite Teile Spaniens. Nach Abschwächung der PV zwischen 200 hPa und 400 hPa in diesem Gebiet um den Faktor 0,5 beschränkten sich die Auswirkungen auf das Windfeld nicht auf diese Region, sondern es kam zu weiträumigen Änderungen: im Südwesten Irlands, nahm der Wind um 6 kn (etwa 85 %) zu, im Osten Deutschlands um 6 kn (etwa 30 %) ab. Im Nordwesten Libyens kam es zu einer Geschwindigkeitsabnahme von etwa 10 kn (30 % bis 50 %). Vergleicht man dazu die Änderungen der Windgeschwindigkeit nach der Modifikation zwischen 700 hPa und 900 hPa, stellt man fest, dass diese sich relativ stark auf das Modifikationsgebiet beschränken. Sie ragen zwar auch über dessen Grenzen hinaus, aber bei weitem nicht so weit wie nach der Modifikation in der Höhe. Daraus lässt sich folgern, dass die Fernwirkung einer positiven PV-Anomalie in der oberen Troposphäre deutlich weiträumiger ist als die einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre.

Des Weiteren fällt auf, dass bei allen in Unterkapitel 4.2 beschriebenen Modifikationen Windverteilungen aus der SPVI resultieren, die sowohl Gebiete beinhalten, in denen die Windgeschwindigkeit zunimmt, als auch Gebiete, in denen sie abnimmt. Dabei gilt in fast allen Fällen, dass bei einer Abschwächung der PV die Regionen, in denen der Wind abnimmt, wesentlich großräumiger sind als die, in denen er zunimmt. Bei einer Verstärkung der PV sind dagegen die Gebiete der Windzunahme flächenmäßig gesehen bedeutend größer als die der Windabnahme. Ein Erklärungsansatz dafür hängt mit der Fernwirkung einer positiven PV-Anomalie zusammen. Zur Veranschaulichung wird die analysierte PV-Verteilung in 300 hPa sowie das dazugehörige Windfeld in 850 hPa am 4.11., 12 UTC herangezogen (Abb. 21 (b)). Eine isolierte positive PV-Anomalie in der Höhe induziert

ein zyklonales Windfeld, dass sich durch die Fernwirkung der PV-Anomalie bis zum Erdboden hinunter ausbreitet (Abb. 5 und 7 (a)). Die PV-Verteilung in Abbildung 21 (b) zeigt ein kräftiges lokales PV-Maximum von über 8 PVU südlich und südwestlich der iberischen Halbinsel (im Folgenden: M1). Ein weiteres recht starkes PM-Maximum (etwa 7 PVU) liegt westlich der iberischen Halbinsel (im Folgenden: M2). M1 induziert nun eine zyklonale Strömung, die durch ihre Fernwirkung auch in 850 hPa entsteht. Sie weht auf der Südseite von M1 in Richtung des dort herrschenden Grundstroms und unterstützt diesen somit. Wird nun die PV abgeschwächt, so verringert sich auch ihre Fernwirkung und somit der durch sie induzierte Wind. Dies bedeutet, dass auch die Unterstützung des Grundstroms verringert wird, was zu einer Abnahme des Gesamtwindes führt (vgl. Abb. 23 (a)). Dieser kann als Summe aus Grundstrom und von der PV-Anomalie induziertem Wind gesehen werden. Auf der Nordseite von M1 weht der durch M1 induzierte Wind nun dem Grundstrom entgegen und verringert diesen. Wird die PV abgeschwächt, wird wie bereits erwähnt auch das induzierte Windfeld gedämpft was bedeutet, dass der Gesamtwind zunimmt. M2 induziert ebenfalls ein zyklonales Windfeld. Es verläuft auf der Ostseite von M2 Richtung Norden entgegen dem Grundstrom wodurch nach einer PV-Abschwächung der Gesamtwind, wie eben erklärt, zunimmt. Auf der Westseite von M2 strömen Grundstrom und das von M2 induzierte Windfeld in südliche Richtungen. Dadurch kommt es nach einer PV-Abschwächung zu einer Zunahme des Winds (vgl. Abb. 23 (a)). Im weiteren Verlauf werden die Gebiete, in denen die Windgeschwindigkeiten nach einer PV-Abschwächung (PV-Verstärkung) zunehmen (abnehmen) flächenmäßig immer geringer. Dies liegt daran, dass der Grundstrom mit der Zeit mehr und mehr eine zyklonale Form annimmt und damit dem Grundstrom immer ähnlicher wird, sprich ihn immer mehr unterstützt.

Bei Betrachtung der Windgeschwindigkeitsänderungen aufgrund einer Abschwächung der PV in der oberen Troposphäre für die einzelnen Zeitschritte fällt auf, dass dies offensichtlich eine dämpfende Wirkung auf das zyklonale Erscheinungsbild der Windverteilung hat. Am 4.11., 12 UTC erkennt man, dass sich die zyklonale Krümmung über Nordwestspanien deutlich abgeschwächt hat. 12 Stunden später fehlt das in der Analyse vorhandene Tief über dem Osten Spaniens. Weitere 12 Stunden später ist immer noch keine Zyklone im Windfeld in 850 hPa erkennbar. Erst



am 6.11., 00 UTC findet man schließlich trotz PV-Abschwächung ein zyklonales Windfeld über den Balearen. Homar et al. (2006) zeigten, dass HIW häufig mit schwachen Zyklonen am Boden in Zusammenhang stehen. Eine Abschwächung der PV hat demnach also auch eine abschwächende Wirkung auf das Zustandekommen von HIW. Was dabei nicht ganz ins Bild passt, ist die neu entstandene zyklonale Struktur über Nordwestalgerien am 5.11., 00 UTC (Abb. 24 (a)). Diese steht in Zusammenhang mit einer sehr kleinräumigen Windzunahme von etwa 6 kn (Abb. 26 (a)). Ein Grund dafür könnte der doch relativ hohe PV-Gradient an der westlichen Seite des Modifikationsgebiets in der oberen Atmosphäre sein (Abb. 24 (a)), durch den die Windverteilung (fehlerhaft) beeinflusst werden könnte.

Des Weiteren sieht man, dass die Änderungen der Windgeschwindigkeiten bis zum 5.11., 12 UTC stärker und weiträumiger werden, am 6.11., 00 UTC aber wieder schwächer und etwas kleinräumiger ausfallen. Am 4.11., 12 UTC beträgt die maximale Windabnahme (Windzunahme) 8 kn bzw. etwa 25 % (8 kn bzw. etwa 160 %), am 5.11., 00 UTC 14 kn bzw. etwa 30 % (10 kn bzw. etwa 100 %), am 5.11., 12 UTC 18 kn bzw. etwa 40 % (10 kn bzw. etwa 100 %) und schließlich am 6.11., 00 UTC nur noch 10 kn bzw. 20 % bis 25 % (4 kn bzw. etwa 80 %).

Die Abschwächung der PV in der unteren Troposphäre zwischen 700 hPa und 900 hPa zeigt in jedem der vier Zeitschritte kaum Änderungen im Strömungsmuster in 850 hPa. Das Tief, das in der Analyse ab dem 5.11., 00 UTC im Windfeld zu sehen ist, bleibt erhalten, allerdings gibt es auch hier am 5.11., 00 UTC eine neu entstandene zyklonale Struktur über der Nordküste der iberischen Halbinsel. Auch in diesem Fall befindet sich in unmittelbarer Nähe zum Zentrum dieser Struktur ein sehr kleinräumiges Gebiet, in dem die Windgeschwindigkeit zunimmt (um bis zu 4 kn bzw. etwa 80 %). Das Gebiet, in dem die Windgeschwindigkeit abnimmt zeigt im zeitlichen Verlauf eine immer zyklonalere Struktur um das Tief herum. Dabei ist die Änderung der Windgeschwindigkeit im Gegensatz zur PV-Abschwächung in der Höhe am 6.11., 00 UTC mit am stärksten und weiträumigsten. Am 4.11., 12 UTC beträgt die maximale Windabnahme (Windzunahme) 6 kn bzw. etwa 15 % (4 kn bzw. etwa 16 %), am 5.11., 00 UTC 10 kn bzw. etwa 22 % (4 kn bzw. etwa 80 %), am 5.11., 12 UTC 8 kn bzw. etwa 22 % (0 kn) und schließlich am 6.11., 00 UTC wieder 10 kn bzw. etwa 20 % (2 kn bzw. etwa 40 %).

Nach der Verstärkung der PV in der oberen Troposphäre erkennt man am 4.11.,

12 UTC, dass sich der stark zyklonal gekrümmte Bereich über dem Westen der iberischen Halbinsel etwas weiter nach Süden ausgeweitet hat. In den restlichen drei Zeitschritten fallen einem jedoch keine nennenswerten strukturelle Veränderungen im Windfeld im Vergleich zur Analyse auf. Wie bereits bei der Abschwächung der PV in der oberen Troposphäre wird auch in diesem Fall die Windgeschwindigkeitsänderung bis zum 5.11., 12 UTC stärker und weiträumiger und am 6.11., 00 UTC wieder schwächer und etwas kleinräumiger. Am 4.11., 12 UTC beträgt die maximale Windzunahme (Windabnahme) 6 kn bzw. etwa 20 % (6 kn bzw. etwa 20 %), am 5.11., 00 UTC 8 kn bzw. 20 % bis 40 % (4 kn bzw. etwa 20 %), am 5.11., 12 UTC 10 kn bzw. 15 % bis 25 % (4 kn bzw. etwa 40 %) und schließlich am 6.11., 00 UTC nur noch 6 kn bzw. 10 % bis 15 % (2 kn bzw. 40 %).

Die Verstärkung der PV in der unteren Troposphäre zeigt weder von der Struktur her, noch von der Geschwindigkeit bedeutsame Änderungen im Windfeld in 850 hPa. Die Änderungen hinsichtlich der Windgeschwindigkeit liegen im Bereich von 2 kn und ordnen sich im zeitlichen Verlauf zyklonal um das Zyklonenzentrum herum an. Am 4.11., 12 UTC beträgt die maximale Windzunahme (Windabnahme) 2 kn bzw. etwa 4 % (2 kn bzw. etwa 10 %), am 5.11., 00 UTC 4 kn bzw. etwa 27 % (2 kn bzw. etwa 20 %), am 5.11., 12 UTC 2 kn bzw. 4 % bis 10 % (0 kn) und schließlich am 6.11., 00 UTC 2 kn bzw. 5 % bis 10 % (0 kn).

Die SPVI brachte also in der oberen Troposphäre Änderungen im Windfeld in 850 hPa hervor, die bis zum 5.11., 12 UTC immer stärker und weiträumiger, 12 Stunden später jedoch wieder geringer und etwas kleinräumiger wurden. Ferner war zumindest bei der Abschwächung der PV in der Höhe ein Einfluss auf die Zyklonalität im Windfeld deutlich sichtbar. Erst am 6.11., 00 UTC war trotz PV-Abschwächung eine Zyklone zu sehen. Die SPVI in der unteren Troposphäre sorgte zumeist kaum für bedeutsame Veränderungen im Strömungsmuster in 850 hPa. Die in der Analyse dargestellte Zyklone wurde nach der Modifikation auch immer noch gezeigt. Daraus kann man schließen, dass Modifikationen der PV-Verteilung in der Höhe einen größeren Einfluss auf das Windfeld in 850 hPa haben als Modifikationen in der unteren Troposphäre. Die großräumigen Gebiete der Windgeschwindigkeitsänderungen ordneten sich im zeitlichen Verlauf immer zyklonal um das Tief herum an. Dabei waren die Änderungen der Windgeschwindigkeiten im Gegensatz zur PV-Modifikation in der oberen Troposphäre am 6.11.,

00 UTC mit am stärksten und weiträumigsten.

Eine Abnahme (Zunahme) der PV, egal ob in der Höhe oder in unteren Druckniveaus, führte in allen Zeitschritten stets auch zu einer meist recht starken Abnahme (Zunahme) der Windgeschwindigkeit über dem westlichen bzw. zentralen Mittelmeer. Die dort herrschenden Südwinde und der damit verbundene Feuchte-transport Richtung Alpen (auch „atmospheric river“ genannt) reagieren demnach, wie bereits Schlemmer et al. (2009) erarbeiteten, relativ empfindlich auf Änderungen in der PV-Verteilung. Die Änderungen lagen meist zwischen 15 % und 40 %. Wie bedeutend ein „atmospheric river“ sein kann, legte Newell et al. (1992) dar. Demnach kann dieser von der transportierten Wassermenge her (ca.  $165000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) mit dem Amazonas verglichen werden.



## 5. Zusammenfassung und Ausblick

In dieser Arbeit wurde mittels einer stückweisen potentiellen Vorticity Inversion die PV als troposphärischer Antrieb für die Entwicklung von Mittelmeerzyklonen mit Potenzial für extreme Niederschlagsereignisse untersucht. Dabei wurde speziell der Einfluss der PV auf das Windfeld in 850 hPa analysiert, da diese Winde wichtig sind für den latenten Wärmefluss und damit auch für den Feuchtegehalt der Luft sowie die Freisetzung latenter Wärme. Dies sind alles wichtige Einflüsse auf die Entstehung einer Zyklone bzw. eines Medicanes (Fita et al., 2007). Die SPVI wurde verwendet, da sie es möglich macht, auf numerische Weise die Prozesse zu erforschen, die für die Bildung von HIW verantwortlich sind. Dank der Invertierbarkeit der PV können mit der SPVI aus einer gegebenen PV-Verteilung das mit ihr verbundene Wind- und Temperaturfeld ermittelt werden, wodurch man einen tiefen Einblick in die Dynamik eines Wettersystems erhält (Grams, 2011). Die SPVI wurde hier auf die Zeitspanne zwischen dem 4.11.2011, 12 UTC und dem 6.11.2011, 00 UTC angewendet.

Um den Einfluss der PV auf das Windfeld in 850 hPa zu bestimmen, wurde die analysierte PV-Verteilung für jeden zwölfstündigen Zeitschritt beginnend mit dem 4.11.2011, 12 UTC und endend am 6.11.2011, 00 UTC modifiziert. Diese Modifikation fand einmal in der oberen Troposphäre zwischen 200 hPa und 400 hPa und einmal in der unteren Troposphäre zwischen 700 hPa und 900 hPa statt, um eine Aussage darüber machen zu können, inwieweit PV-Anomalien in der oberen bzw. unteren Troposphäre das Windfeld in 850 hPa beeinflussen. Zur horizontalen Eingrenzung des jeweiligen Modifikationsgebiets wurden die Analysedaten zunächst in der unteren Troposphäre nach positiven PV-Anomalien durchsucht und ausgehend davon nach den mit ihnen möglicherweise wechselwirkenden positiven PV-Anomalien in der Höhe. Dafür wurden in  $1^\circ$  Abständen meridionale Vertikalschnitte erstellt. Die Modifikationsboxen wurden so gewählt, dass sie Gebiete mit recht markanten PV-Werten beinhalten. In den unteren Druckniveaus liegen die Spitzenwerte bei über 1 PVU, in der Höhe zwischen 8 PVU und 10 PVU. Zwischen oberer und unterer Modifikationsbox bzw. zwischen den in ihnen befindlichen PV-Strukturen zeigt sich dabei stets eine von unten nach oben rückwärtig geneigte Achse, welche wichtig ist für ihr gegenseitiges Wechselwirken sowie

ihre im zeitlichen Verlauf mögliche Intensivierung.

Im Anschluss wurde die SPVI für die einzelnen Fälle und Zeitschritte durchgeführt und auf die durch sie entstandenen Änderung in der PV- und Windverteilung eingegangen. Es zeigt sich, dass die Fernwirkung einer positiven PV-Anomalie in der oberen Troposphäre deutlich weiträumiger ist als die einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre. Am 5.11., 00 UTC beispielsweise führt die Abschwächung der PV zwischen 200 hPa und 400 hPa um den Faktor 0,5 zu Änderungen der Windgeschwindigkeit im Südwesten Irlands (Abnahme um 6 kn bzw. etwa 85 %), im Osten Deutschlands (Abnahme um 6 kn bzw. etwa 30 %) und im Nordwesten Libyens (Abnahme um etwa 10 kn bzw. 30 % bis 50 %). Die Änderungen der Windgeschwindigkeit nach der Modifikation zwischen 700 hPa und 900 hPa beschränken sich dagegen hauptsächlich auf das Modifikationsgebiet.

Des Weiteren kann man bei Betrachtung der Windgeschwindigkeitsänderungen aufgrund einer Abschwächung der PV in der oberen Troposphäre beobachten, dass dadurch das Windfeld in 850 hPa zu einem gewissen Grad seine zyklonale Struktur verliert. Da HIW-Fälle häufig mit schwachen Zyklonen am Boden in Verbindung stehen (Homar et al., 2006), führt eine Abschwächung der PV aufgrund der Verringerung der Zyklonalität demnach also auch zu einer abschwächenden Wirkung auf das Zustandekommen von HIW.

Zudem reagieren die über dem westlichen bzw. zentralen Mittelmeer herrschenden Südwinde relativ empfindlich auf Änderungen in der PV-Verteilung. Die Änderungen bewegen sich meist zwischen 15 % und 40 %. Eine Abschwächung (Verstärkung) der PV führt auch zu einer Abschwächung (Verstärkung) der Windgeschwindigkeit. Schwächere Winde verringern in der Folge den latenten Wärmefluss über der Meeresoberfläche, wodurch auch weniger latente Energie freigesetzt werden kann. Damit werden zwei der drei in Unterkapitel 2.1 beschriebenen Schlüsselkomponenten für die Bildung eines Medicanes abgeschwächt.

Dadurch, dass die SPVI in der unteren im Vergleich zur oberen Troposphäre kaum für nennenswerte Veränderungen im Strömungsmuster in 850 hPa sorgt, kann man daraus folgern, dass die Modifikation der PV-Verteilung in der Höhe einen größeren Einfluss auf das Windfeld in 850 hPa hat als Modifikationen in der unteren Troposphäre. Auch von Seiten der Windgeschwindigkeit liegen die Änderungen nach der SPVI in der oberen Troposphäre stets in einem höheren

Wertebereich als nach der SPVI in der unteren.

Hier muss man allerdings berücksichtigen, dass die PV in der Höhe und die PV unten stets um den denselben Faktor abgeschwächt bzw. verstärkt wurden. In den oberen Boxen werden aber im Gegensatz zu den unteren deutlich höhere PV-Werte verzeichnet. Vergleicht man zum Beispiel die PV-Verteilung auf der 300 hPa Druckfläche mit der im Niveau 750 hPa innerhalb der jeweiligen Box, so ist der mittlere PV-Gehalt der Luft in 300 hPa über alle vier Zeitschritte gemittelt fast 6 mal so hoch wie der in 750 hPa. Modifiziert man nun die PV oben und unten um denselben Faktor, kann man sich leicht vorstellen, dass die PV-Änderungen in der oberen Troposphäre einen größeren Einfluss auf die dynamischen Felder haben als die in der unteren Troposphäre. Um den Einfluss der PV in der Höhe mit der in unteren Druckniveaus besser vergleichen zu können, wäre es wichtig, den Modifikationsfaktor an die jeweilige PV-Verteilung anzupassen. Trotzdem ist es bemerkenswert, was für einen Einfluss die PV-Abschwächung in der Höhe um den Faktor 0,5 auf die Windgeschwindigkeiten in 850 hPa hat. Am 5.11., 12 UTC ändert sich die Windgeschwindigkeit im Bereich ihrer größten Abnahme um etwa 40 %.

Einen weiteren Punkt, den man kritisch betrachten muss, stellen die Grenzen der einzelnen Modifikationsboxen dar. An ihnen entstehen PV-Gradienten, die unter Umständen unnatürlich bzw. unphysikalisch sein können und somit das Ergebnis negativ beeinflussen.

Zu deren Verfälschung tragen natürlich auch mögliche Fehler in den verwendeten Ausgangsdaten bei. Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass es bei der Erstellung dieser Daten zu Unzulänglichkeiten kam.

Ein wichtiger Punkt, den man bei der Betrachtung der erarbeiteten Ergebnisse nicht außer Acht lassen darf, ist, dass in dieser Arbeit immer jeweils nur ein Zeitschritt untersucht wurde und keine fortlaufende zeitliche Entwicklung. Es wäre sehr interessant, zu wissen, wie sich beispielsweise die PV und das dazugehörige Windfeld nach der SPVI am 4.11., 12 UTC zeitlich weiterentwickelt hätten und zu welchem Zeitpunkt bzw. ob es überhaupt zur Entwicklung einer bodennahen Zyklone bzw. eines Medicanes gekommen wäre. Hierfür bietet sich das COSMO-Modell an. Dabei handelt es sich um ein nicht-hydrostatisches, gebietsbegrenzt, atmosphärisches Vorhersagemodell, das vom deutschen Wetterdienst operationell

genutzt wird. Mit Hilfe von COSMO könnten Vorhersagen ausgehend von den durch die SPVI modifizierten Anfangsbedingungen gerechnet und somit die zeitlichen Entwicklungen der modifizierten meteorologischen Felder untersucht werden. In letzter Konsequenz können die daraus resultierenden Erkenntnisse zur Verbesserung der Vorhersage von beispielsweise der Lage und Stärke eines PV-Streamers beitragen. Dies wäre ein sehr wichtiger und unbedingt notwendiger Schritt, um den immer wieder auftretenden enormen Verwüstungen sowie der hohen Anzahl an Verletzten und Toten durch HIW entgegen zu wirken, da, wie in dieser Arbeit gesehen, die Intensität des Streamers das Windfeld in der unteren Troposphäre beeinflusst und somit Fehler in seiner Vorhersage zu Fehlern in der Vorhersage des Windfelds und damit auch letzten Endes zu einer fehlerhaften Niederschlagsvorhersage führen.



## A. Literatur- und Webseitenverzeichnis

### Literaturverzeichnis

Bott, A., 2012: Synoptische Meteorologie. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 165-194.

Bretherton, F. P., 1966: Critical layer instability in baroclinic flows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 325–334.

Charney, J., 1955: The Use of the Primitive Equations of Motion in Numerical Prediction. *Tellus VII*, 22-26.

Davis, C., 1992: Piecewise Potential Vorticity Inversion. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1397-1411.

Davis, C., Emanuel, K., 1991: Potential Vorticity Diagnostics of Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1929-1953.

Emanuel, K., A., 2005: Genesis and maintenance of „Mediterranean hurricanes“. *Adv. Geosci.*, **2**, 217-220.

Ertel, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteor. Z.*, **59**, 271-281.

Fita, L., Romero, R., Luque, A., Emanuel, K., Ramis, C., 2007: Analysis of the environments of seven Mediterranean tropical-like storms using an axisymmetric, nonhydrostatic, cloud resolving model. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7**, 41-56.

Grams, C., 2011: Quantification of the downstream impact of extratropical transition for Typhoon Jangmi and other case studies. *Dissertation*, Karlsruher Institut für Technologie, Deutschland.

Homar, V., Jansà, A., Campins, J., Ramis, C., 2006: Towards a climatology of sensitivities of Mediterranean high impact weather - first approach. *Adv. Geosci.*, **7**, 259-267.

Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., Robertson, A. W., 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.

Kleinschmidt, E., 1950: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (1. Teil). *Meteor. Rundsch.*, **3**, 1-6.

Kleinschmidt, E., 1950: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (2. Teil). *Meteor. Rundsch.*, **3**, 54-61.

Kleinschmidt, E., 1951: Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen (3. Teil). *Meteor. Rundsch.*, **4**, 89-96.

Kleinschmidt, E., 1955: Die Entstehung einer Höhenzyklone über Nordamerika. *Tellus VII*, 96-110.

Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y., Scott, C., 1992: Tropospheric rivers? - A pilot study. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2401-2404.

Riemer, M., 2007: Extratropical transition of tropical cyclones: Impact on the mid-latitude flow pattern. *Dissertation*, Karlsruher Institut für Technologie, Deutschland.

Schlemmer, L., Martius, O., Sprenger, M., 2009: Disentangling the Forcing Mechanisms of a Heavy Precipitation Event along the Alpine South Side Using Potential Vorticity Inversion. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2336-2353.

Stull, R.B., 1988: An Introduction to Boundary Layer Meteorology. *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, Niederlande, 254, 274, 631-634.

Zhao, B., Guoxiong, W., Xiuping, Y., 2006: Potential Vorticity Structure and Inversion of the Cyclogenesis Over the Yangtze River and Huaihe River Valleys. *Adv. Atmos. Sci.*, **24**, 44-54.

## **Webseitenverzeichnis**

<http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/?ID=M&DAT=Medicane>

<http://www.ecmwf.int/>

<http://imkhp2.physik.uni-karlsruhe.de/muehr/satpicsf/FV/EUR/?N=D>; Ferdinand Valk

<http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/>

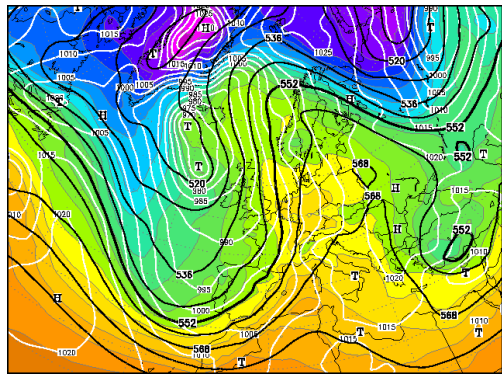
<http://www.wetter3.de/vorticity.html>

<http://wetteran.de/grundlagen/was-ist-vorticity>

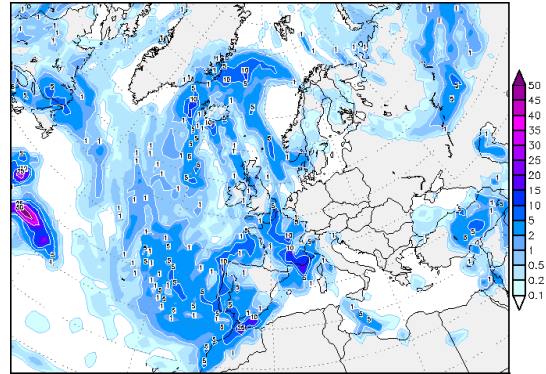
[http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20111107\\_e.html](http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20111107_e.html)



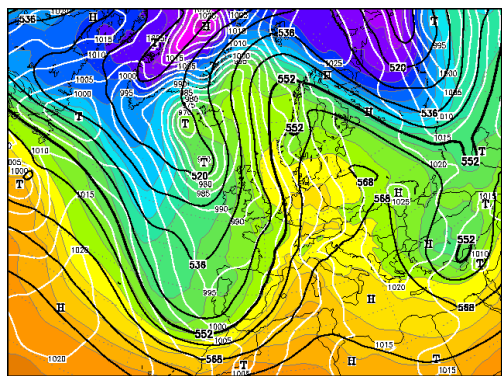
## B. Ergänzende Abbildungen



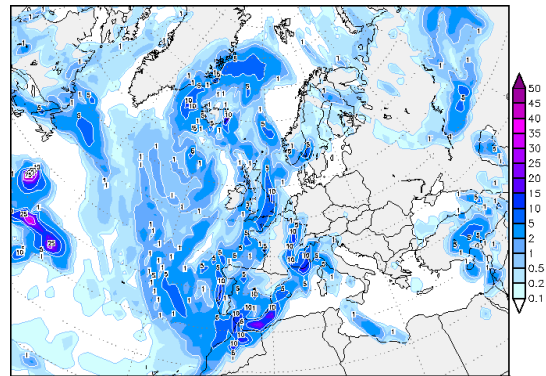
(a) 4.11.2011, 00 UTC



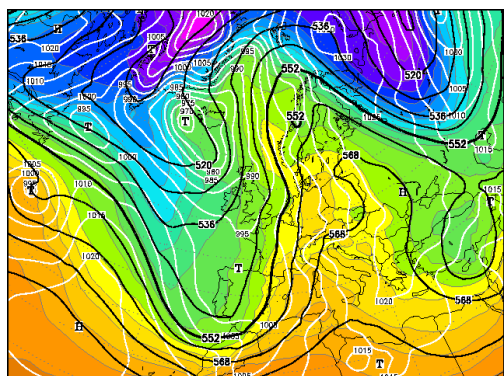
(b) 4.11.2011, 00 UTC



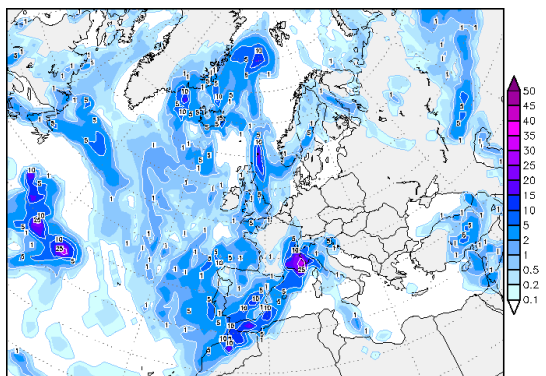
(c) 4.11.2011, 06 UTC



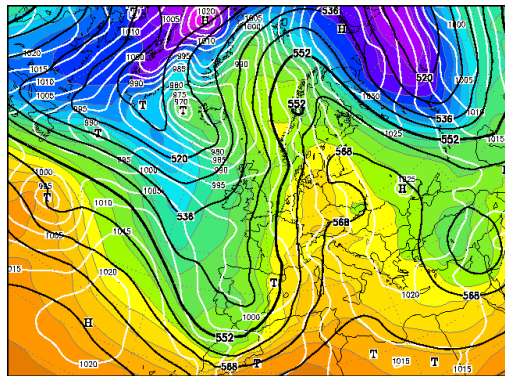
(d) 4.11.2011, 06 UTC



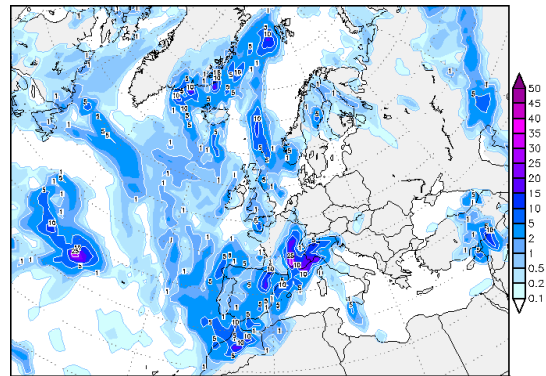
(e) 4.11.2011, 12 UTC



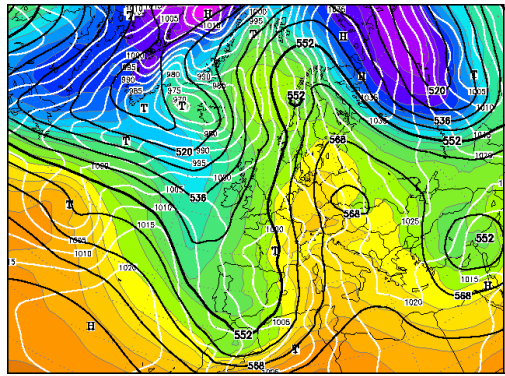
(f) 4.11.2011, 12 UTC



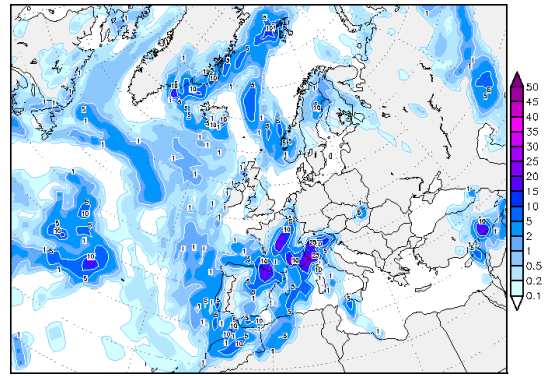
(g) 4.11.2011, 18 UTC



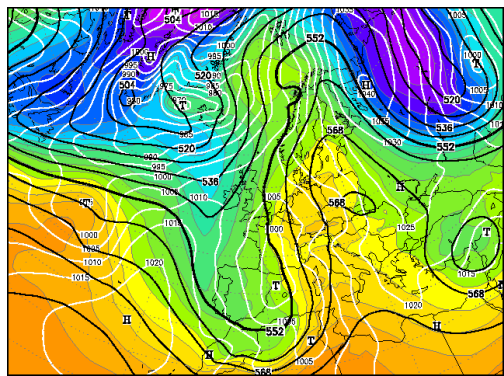
(h) 4.11.2011, 18 UTC



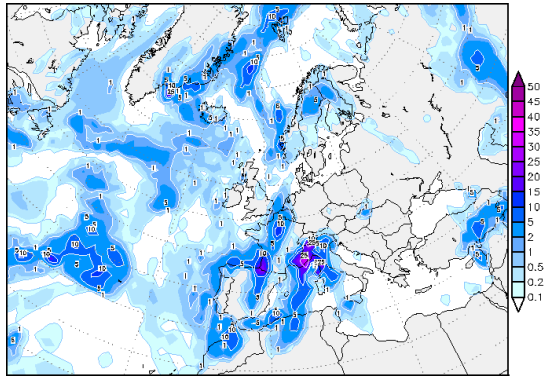
(i) 5.11.2011, 00 UTC



(j) 5.11.2011, 00 UTC

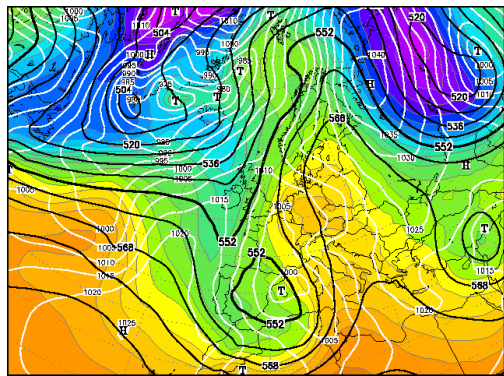


(k) 5.11.2011, 06 UTC

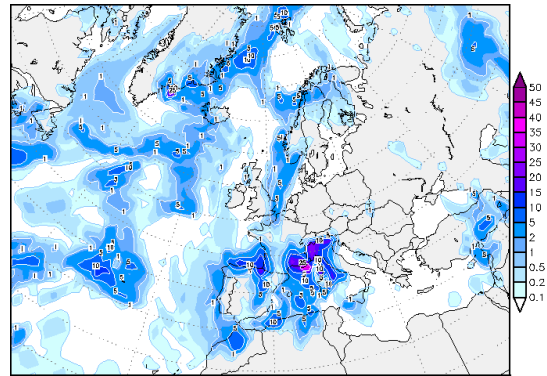


(l) 5.11.2011, 06 UTC

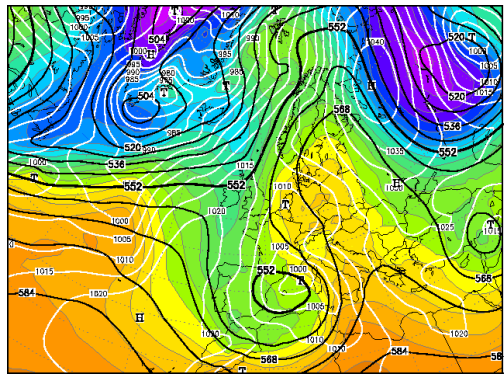




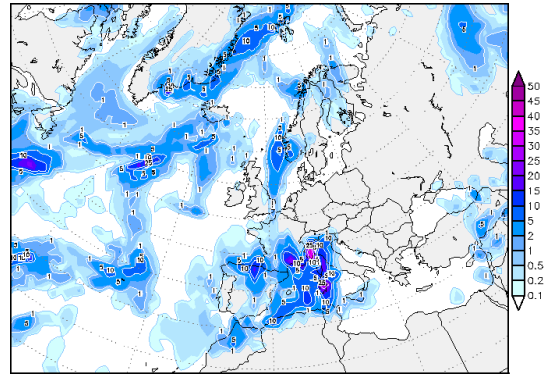
(m) 5.11.2011, 12 UTC



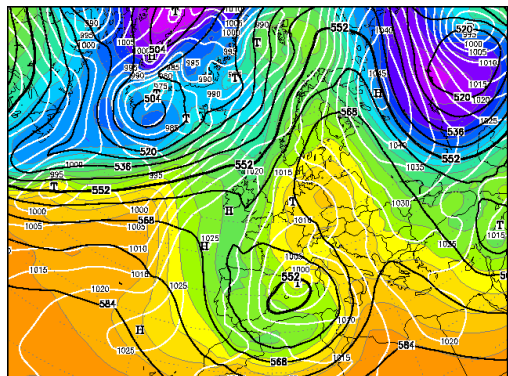
(n) 5.11.2011, 12 UTC



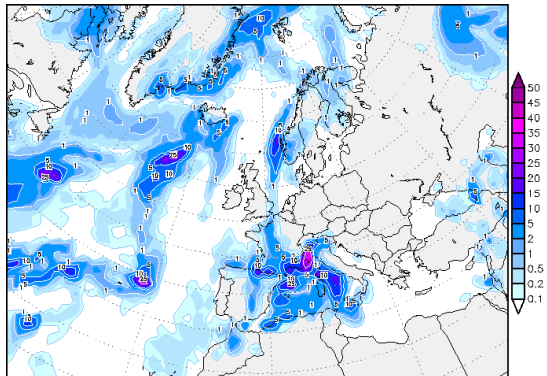
(o) 5.11.2011, 18 UTC



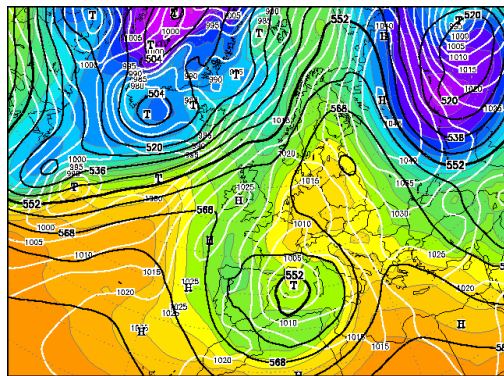
(p) 5.11.2011, 18 UTC



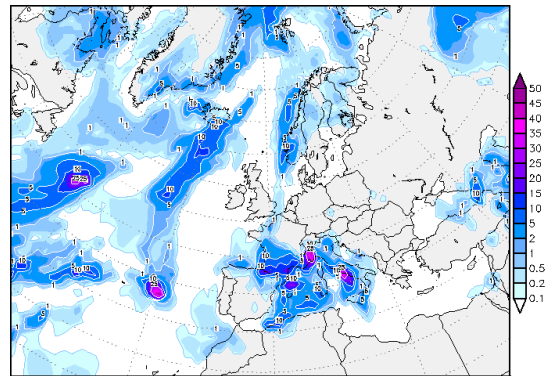
(q) 6.11.2011, 00 UTC



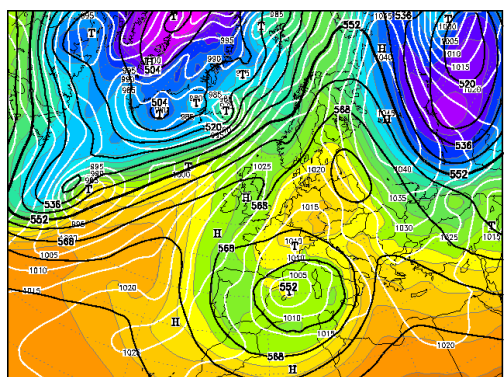
(r) 6.11.2011, 00 UTC



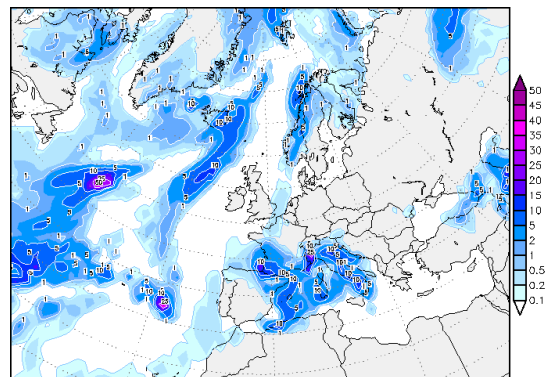
(s) 6.11.2011, 06 UTC



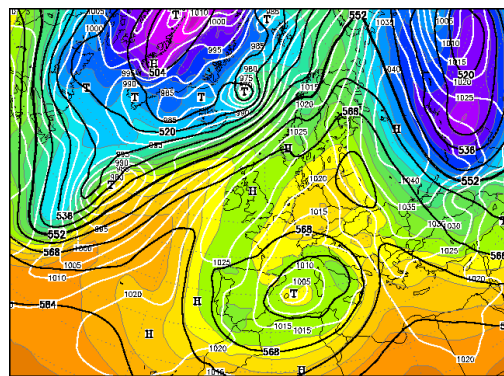
(t) 6.11.2011, 06 UTC



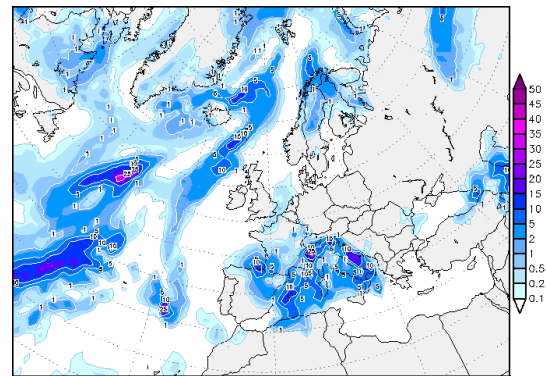
(u) 6.11.2011, 12 UTC



(v) 6.11.2011, 12 UTC



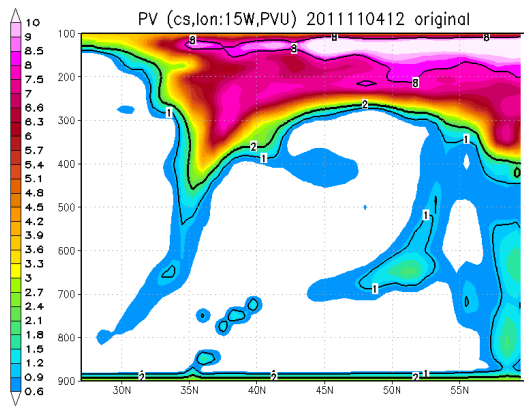
(w) 6.11.2011, 18 UTC



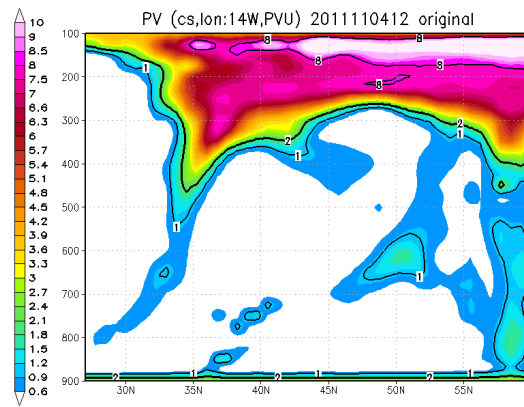
(x) 6.11.2011, 18 UTC

Abbildung 33: Dargestellt ist die sechsstündliche Entwicklung von Geopotential (schwarze Linien, in gpm), Bodendruck (weiße Linien, in hPa) und relativer Topographie zwischen 500 hPa und 1000 hPa (Farbflächen, in gpm) in der linken Spalte sowie die dazugehörige Niederschlagsverteilung in der rechten Spalte. Der Zeitraum reicht vom 4.11.2011, 00 UTC bis zum 7.11.2011, 18 UTC.

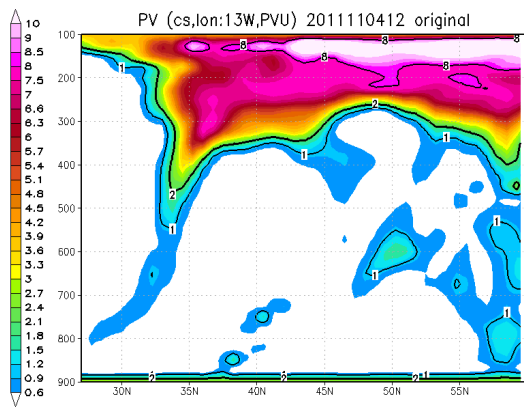




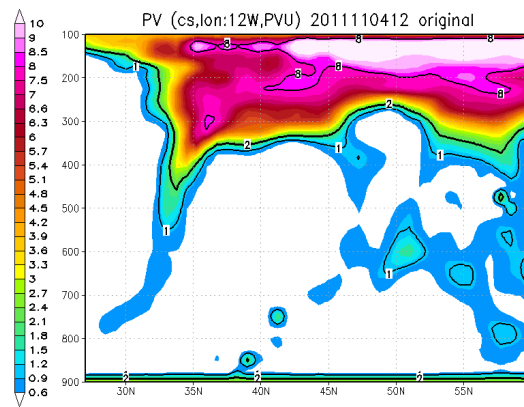
(a) 15W



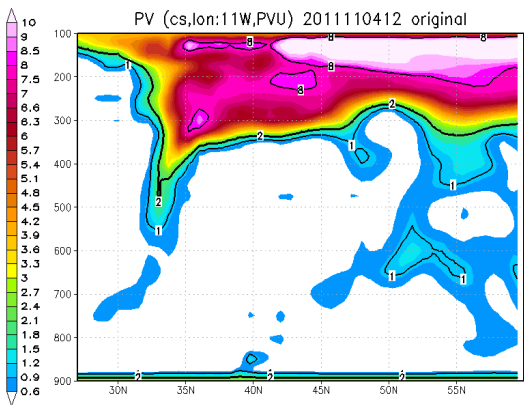
(b) 14W



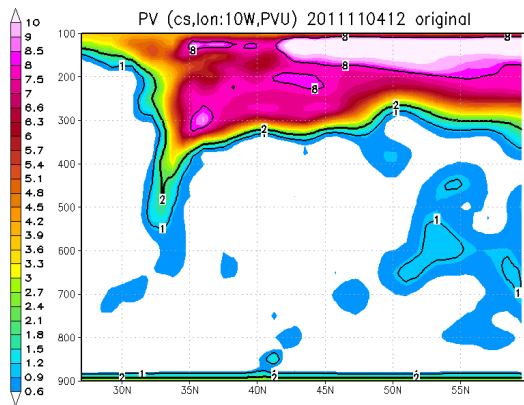
(c) 13W



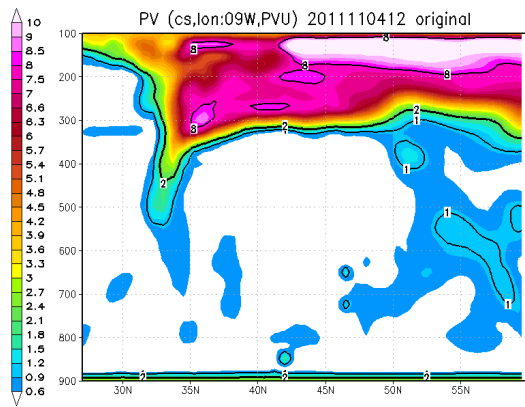
(d) 12W



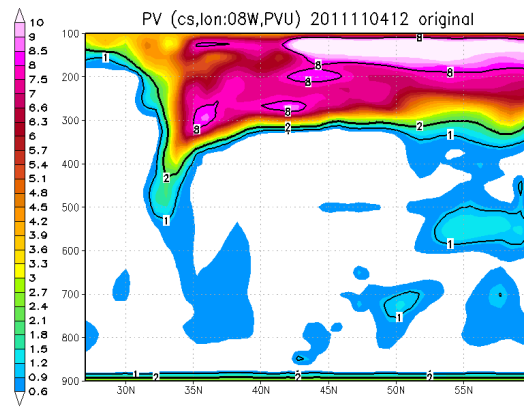
(e) 11W



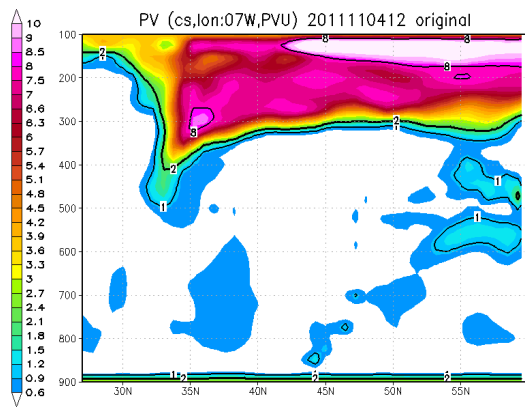
(f) 10W



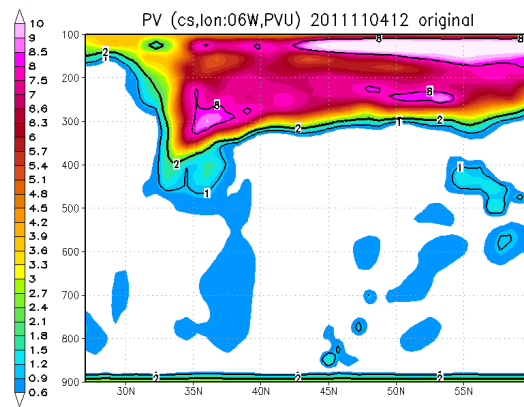
(g) 9W



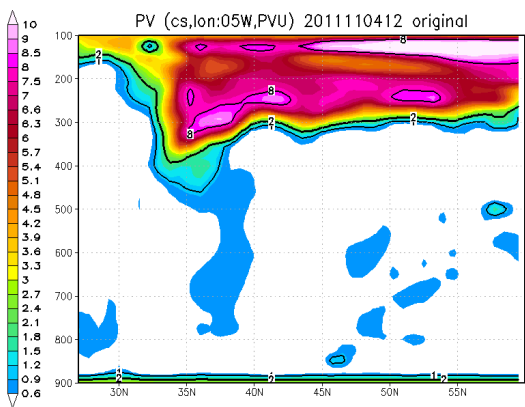
(h) 8W



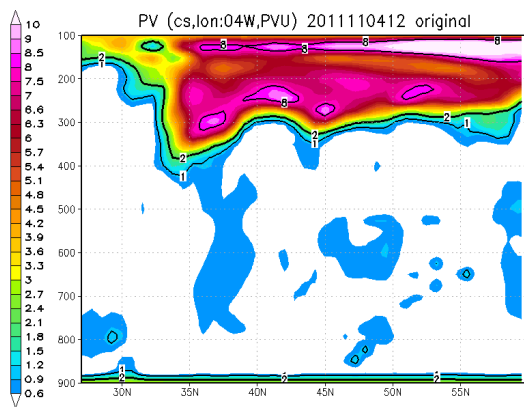
(i) 7W



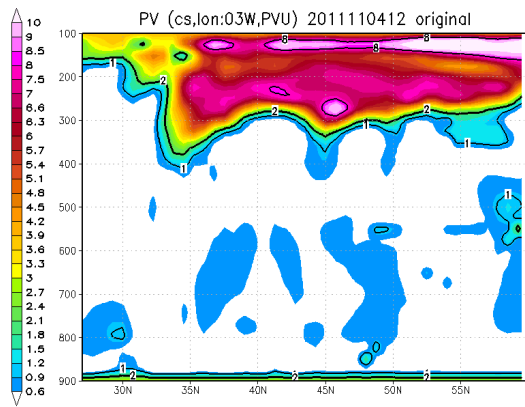
(j) 6W



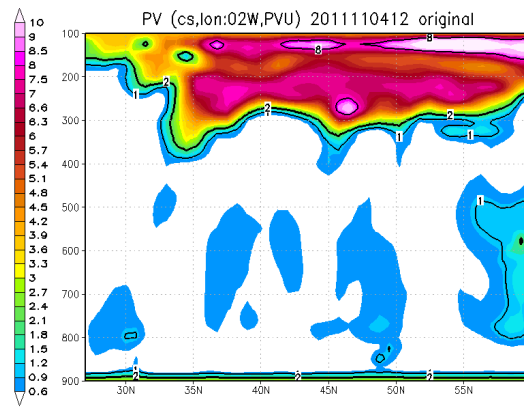
(k) 5W



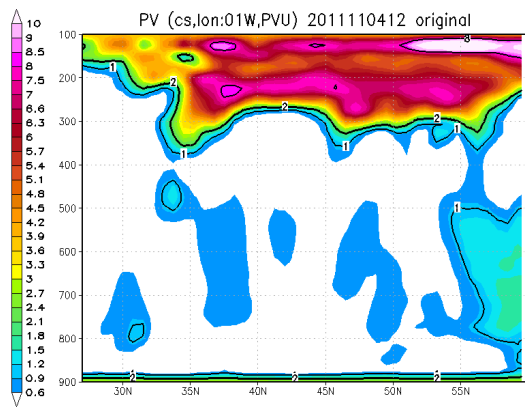
(l) 4W



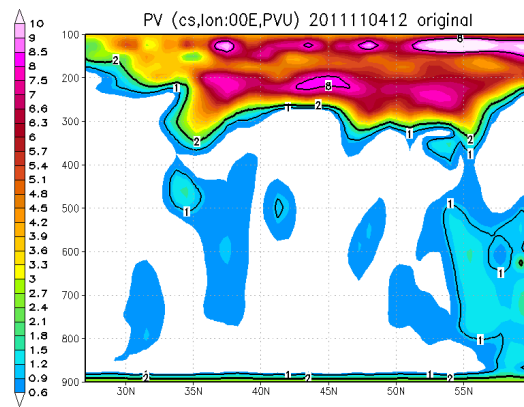
(m) 3W



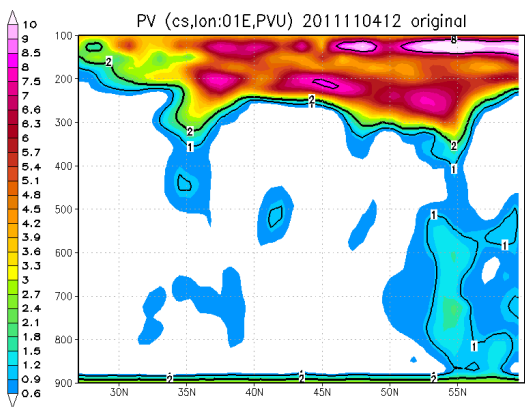
(n) 2W



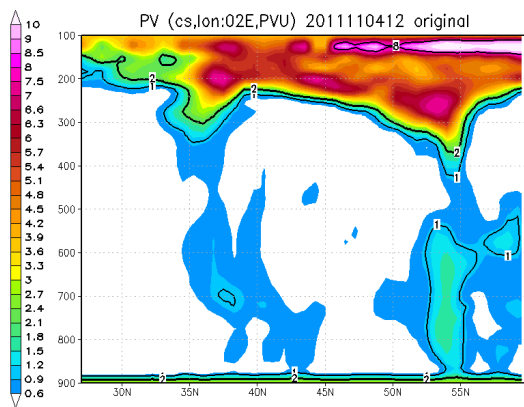
(o) 1W



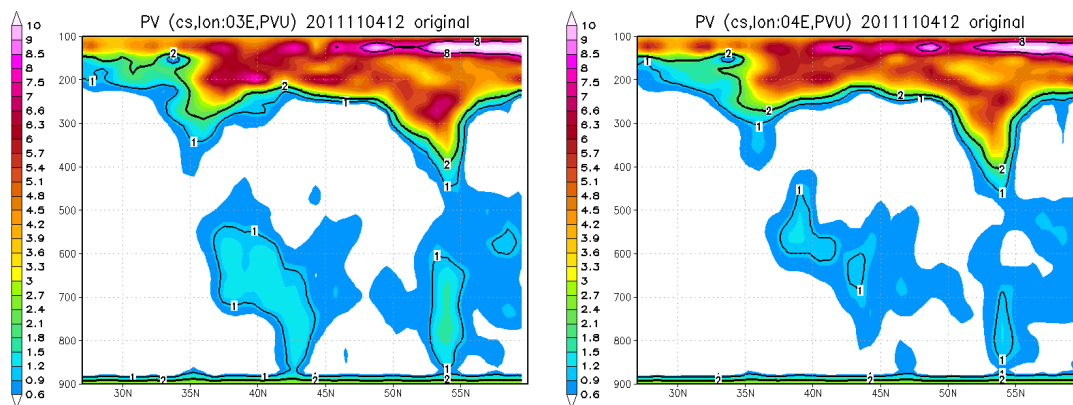
(p) 0E



(q) 1E

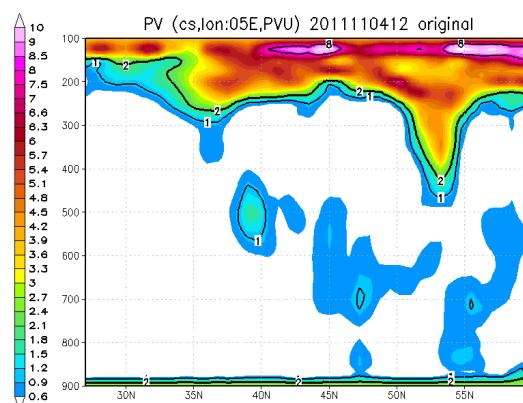


(r) 2E



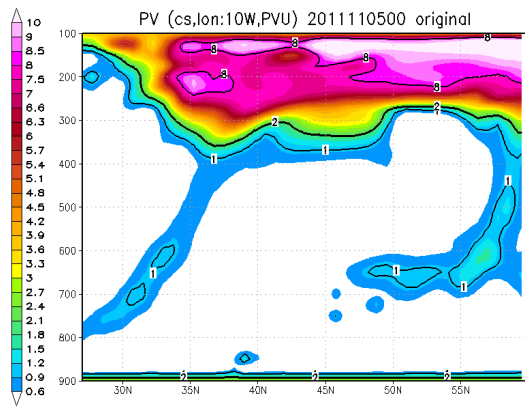
(s) 3E

(t) 4E

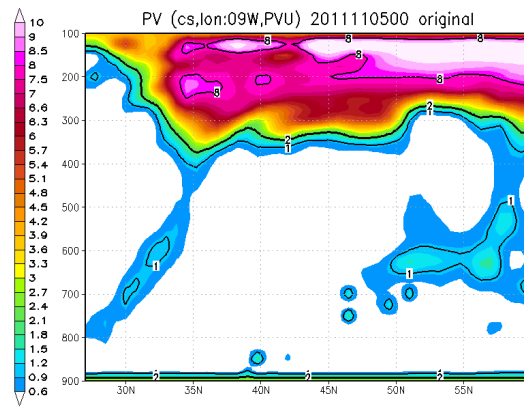


(u) 5E

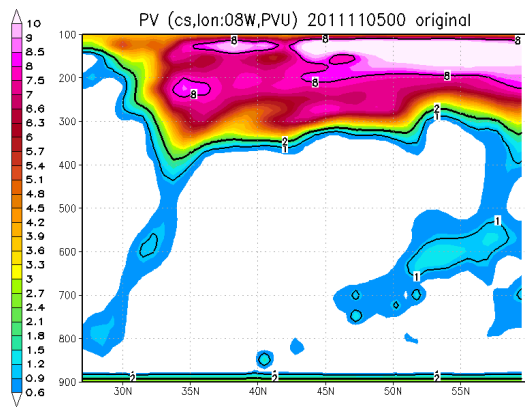
Abbildung 34: 4.11., 12 UTC: Dargestellt sind meridionale Querschnitte der analysierten PV (Farbflächen) in  $1^\circ$  Schritten zwischen  $15^\circ$  West und  $5^\circ$  Ost. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden nur PV-Werte über 0,6 PVU gezeigt.



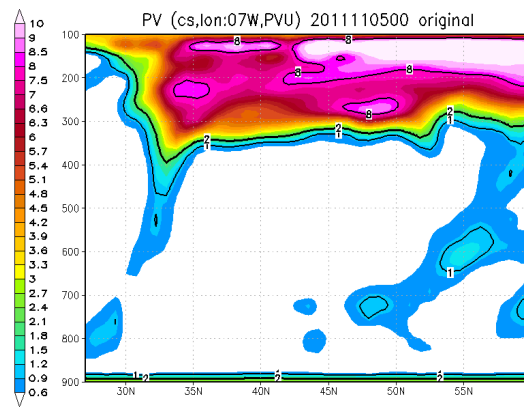
(a) 10W



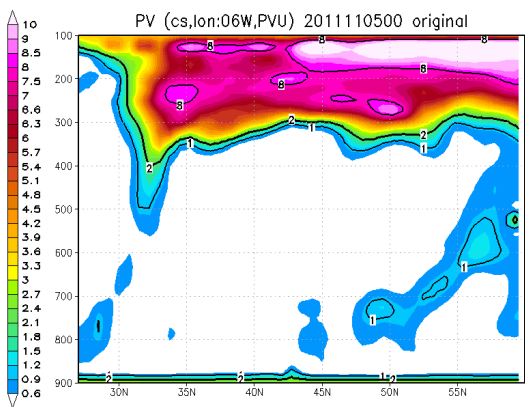
(b) 9W



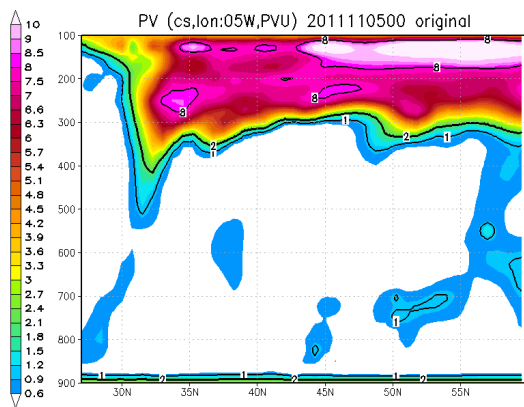
(c) 8W



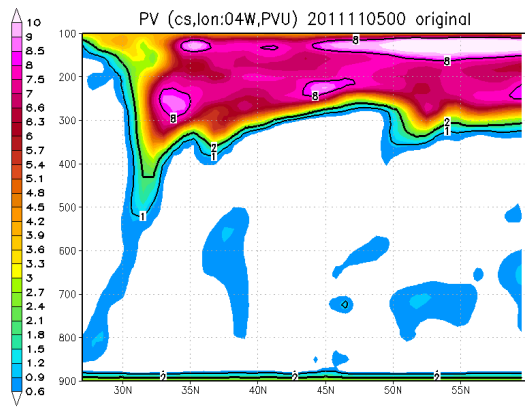
(d) 7W



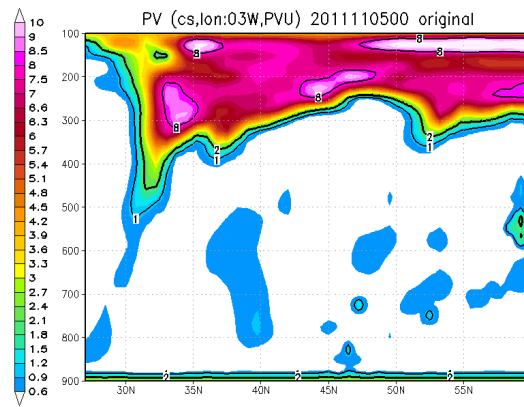
(e) 6W



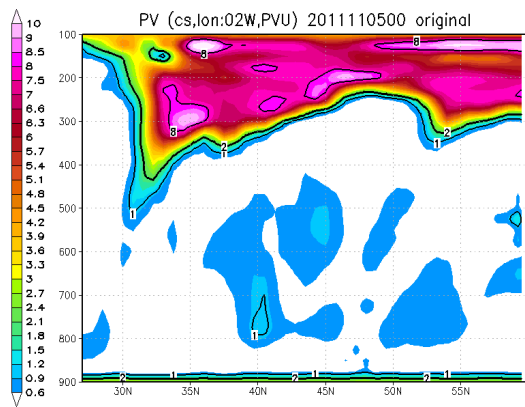
(f) 5W



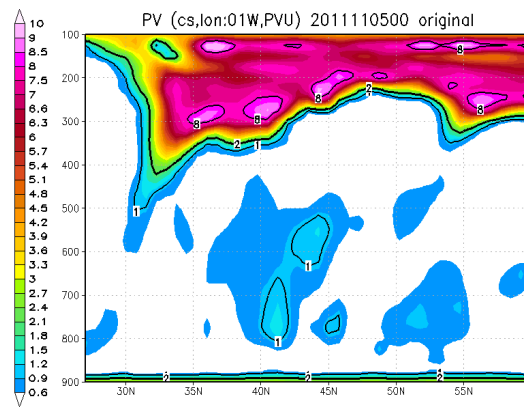
(g) 4W



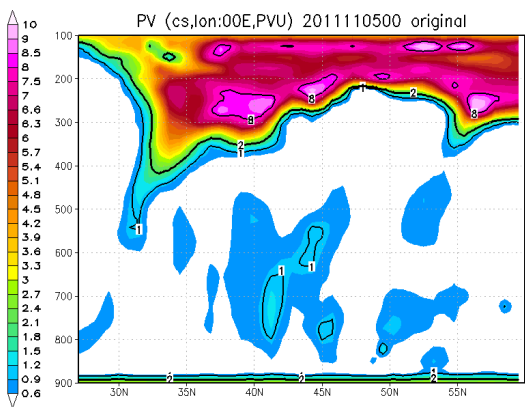
(h) 3W



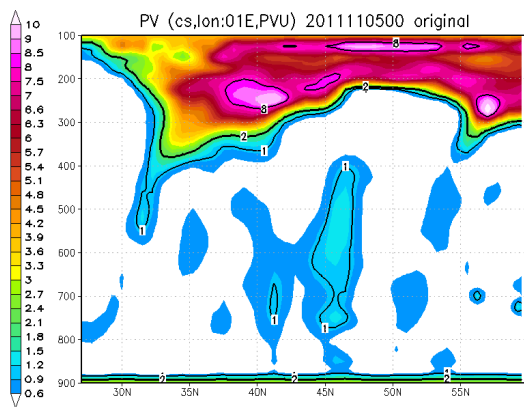
(i) 2W



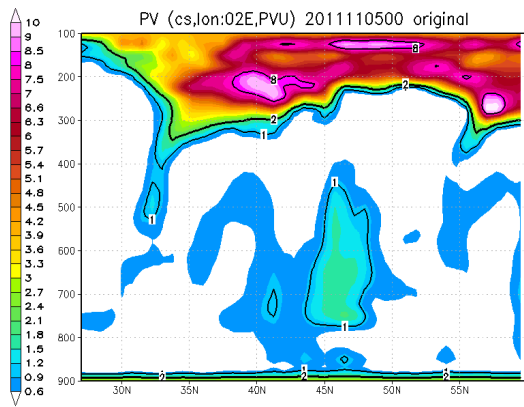
(j) 1W



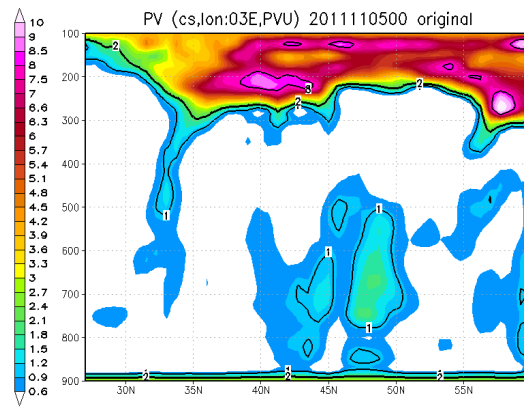
(k) 0E



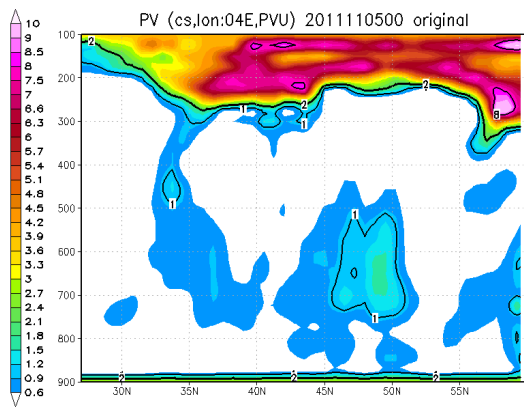
(l) 1E



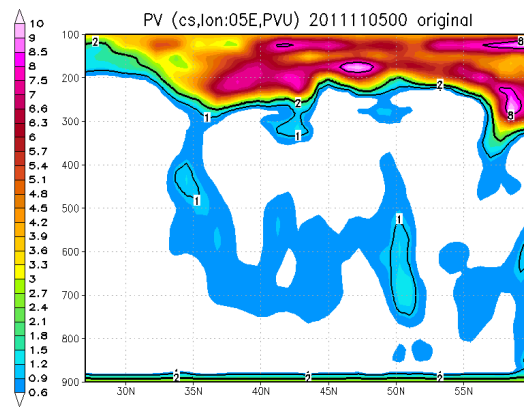
(m) 2E



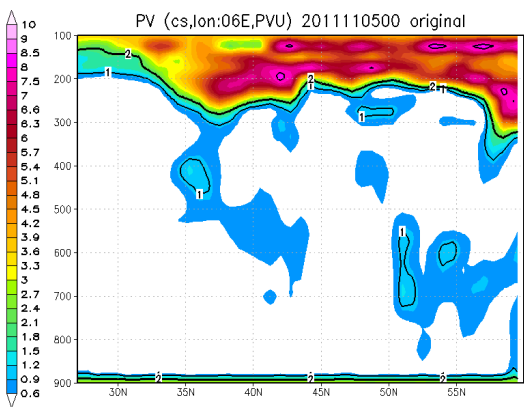
(n) 3E



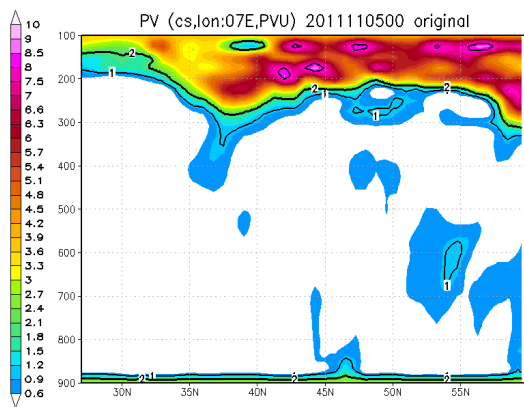
(o) 4E



(p) 5E



(q) 6E



(r) 7E

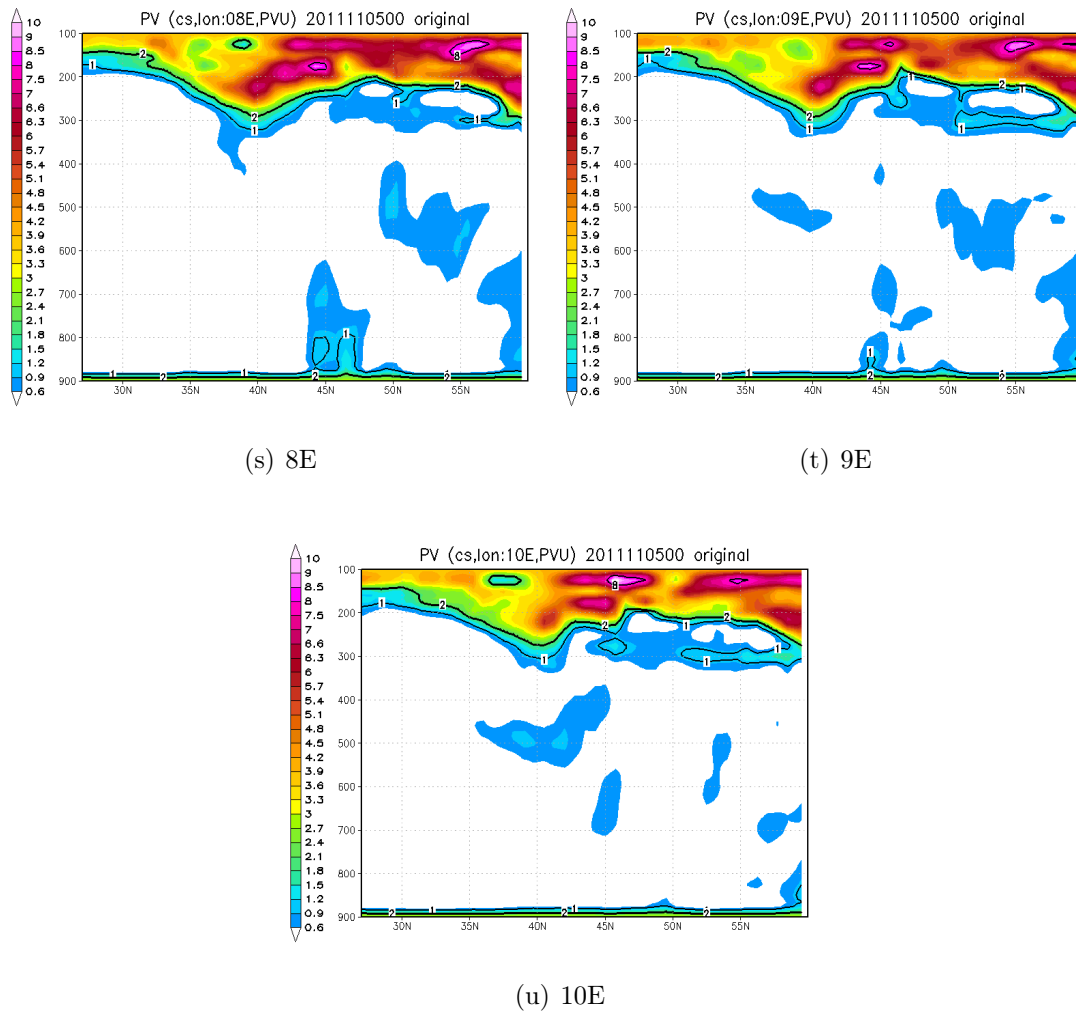
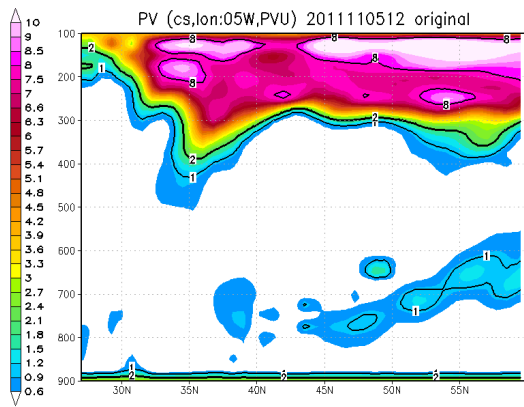
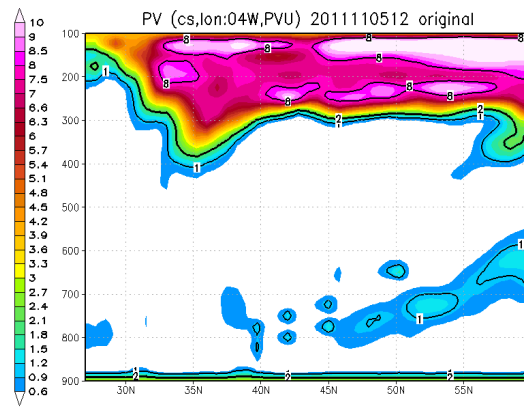


Abbildung 35: 5.11., 00 UTC: Dargestellt sind meridionale Querschnitte der analysierten PV (Farbflächen) in  $1^\circ$  Schritten zwischen  $10^\circ$  West und  $10^\circ$  Ost. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden nur PV-Werte über 0,6 PVU gezeigt.

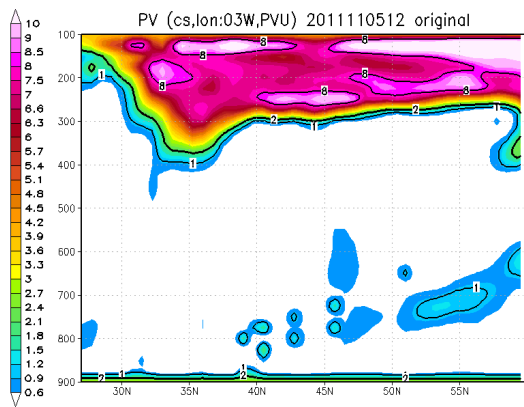




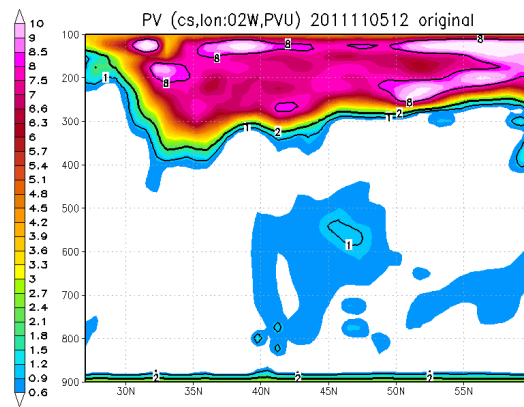
(a) 5W



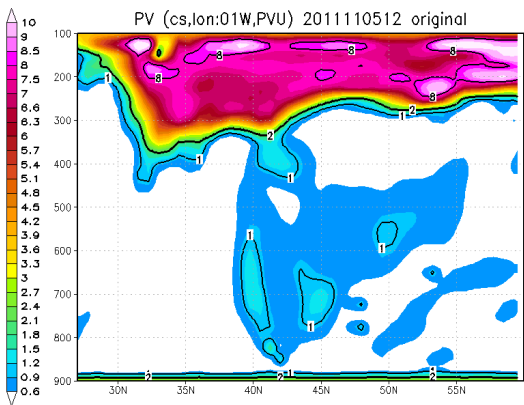
(b) 4W



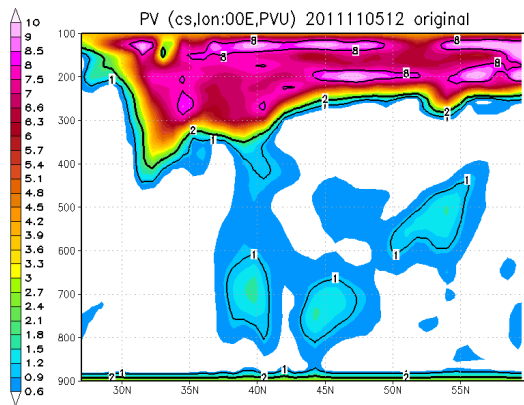
(c) 3W



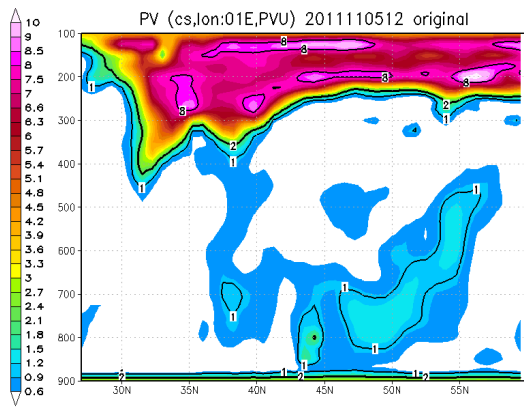
(d) 2W



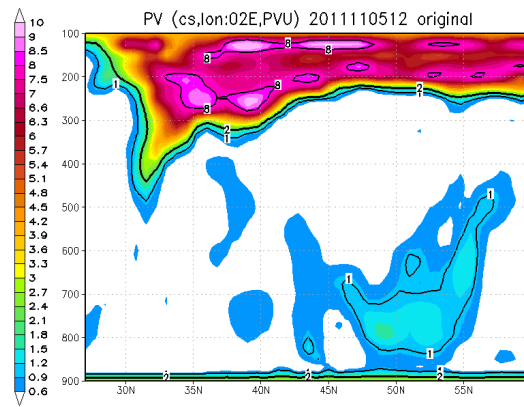
(e) 1W



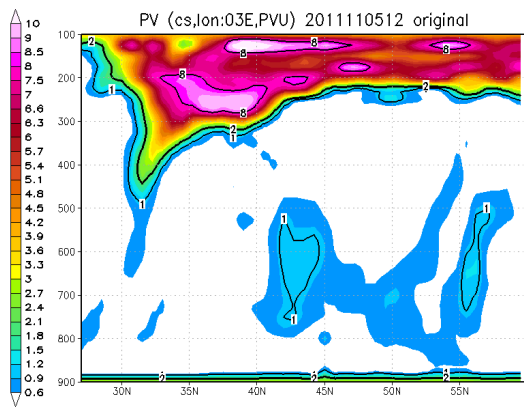
(f) 0E



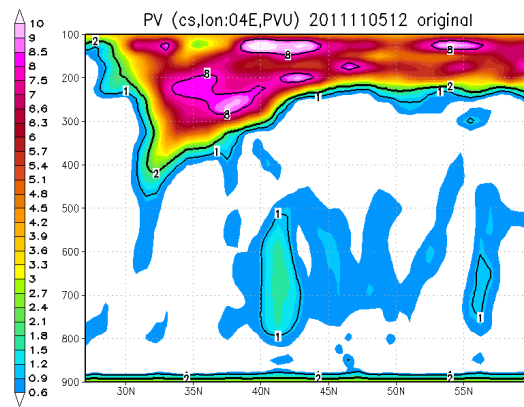
(g) 1E



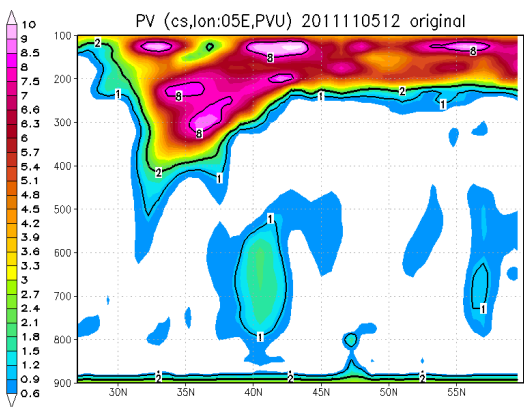
(h) 2E



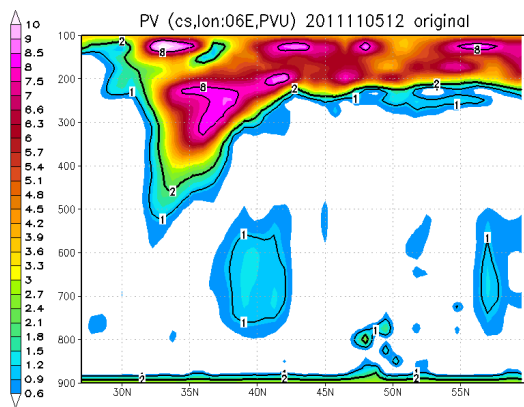
(i) 3E



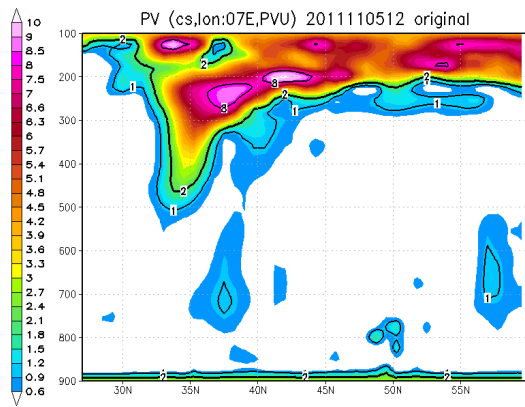
(j) 4E



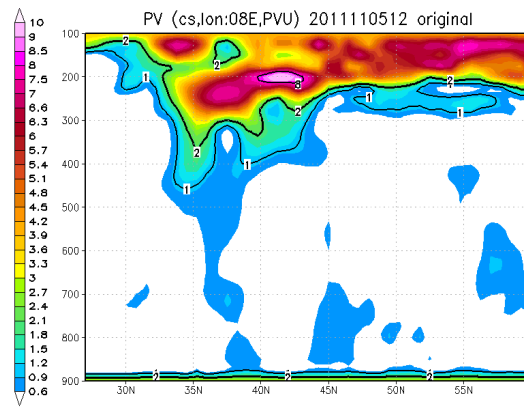
(k) 5E



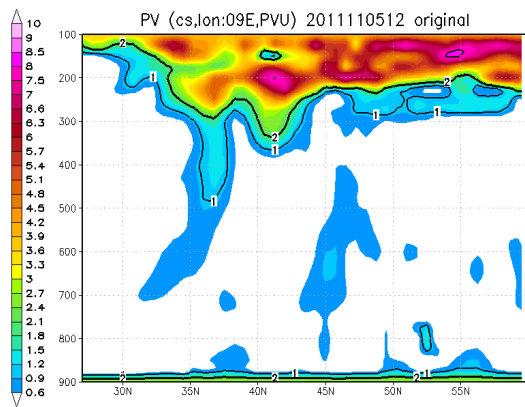
(l) 6E



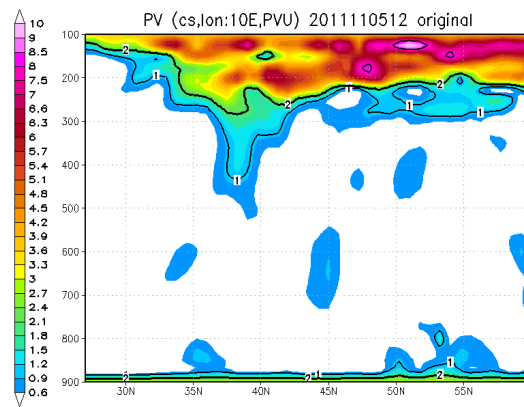
(m) 7E



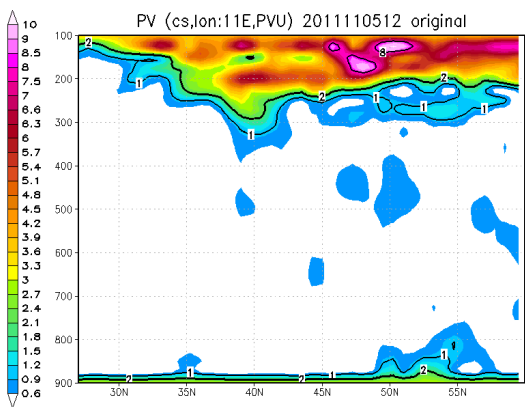
(n) 8E



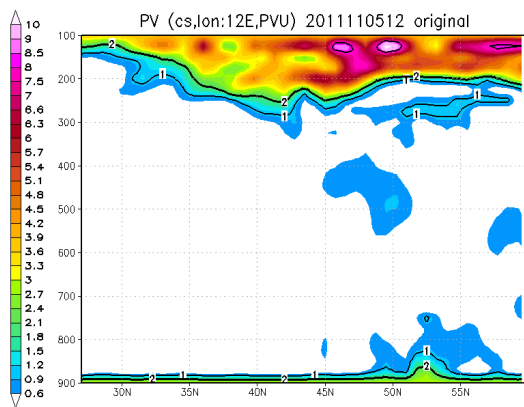
(o) 9E



(p) 10E



(q) 11E



(r) 12E

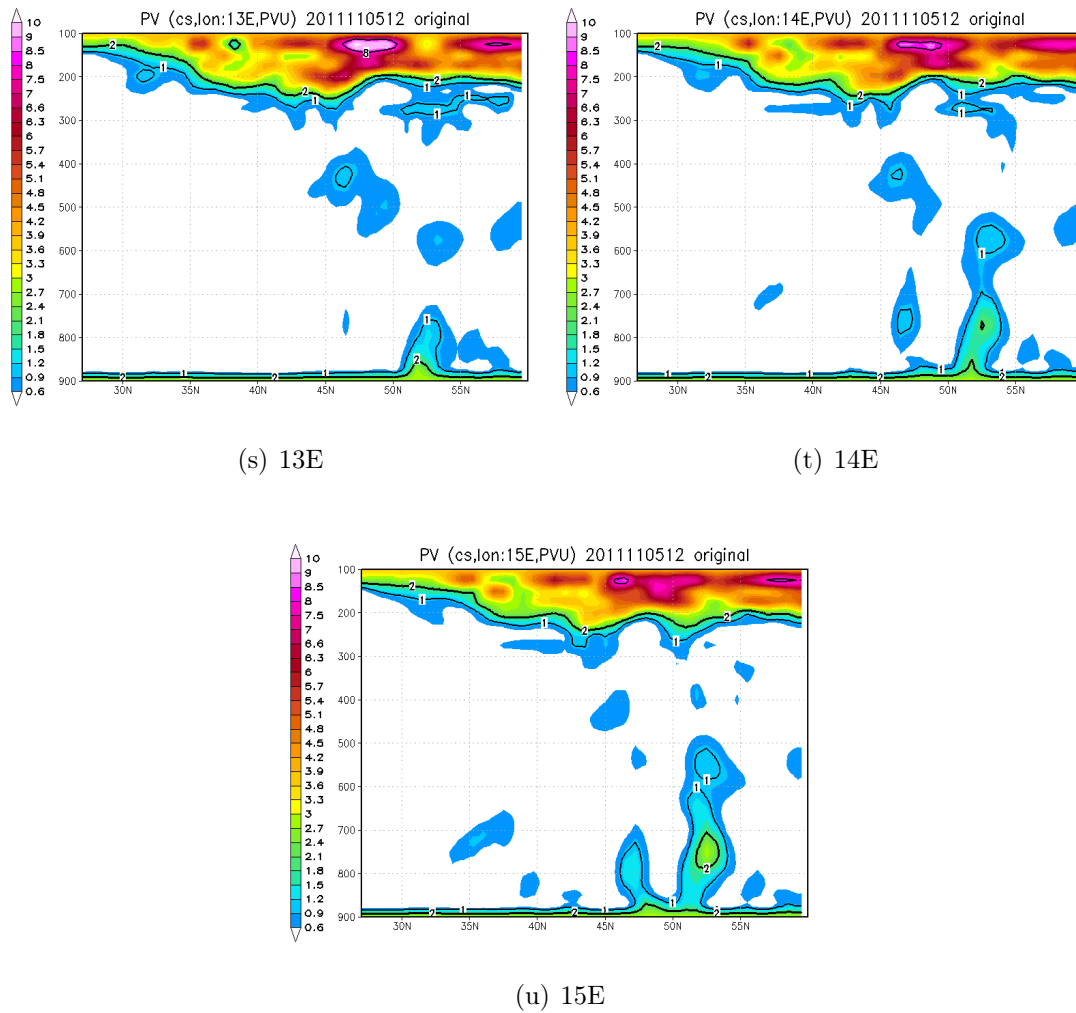
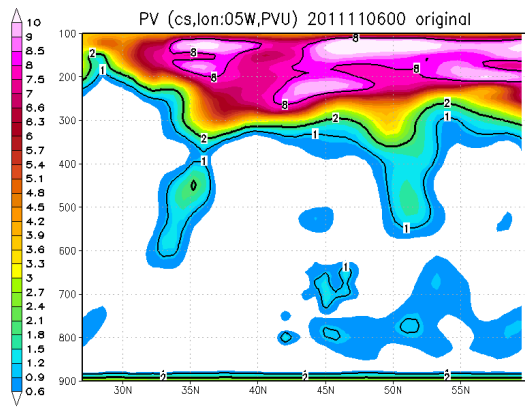
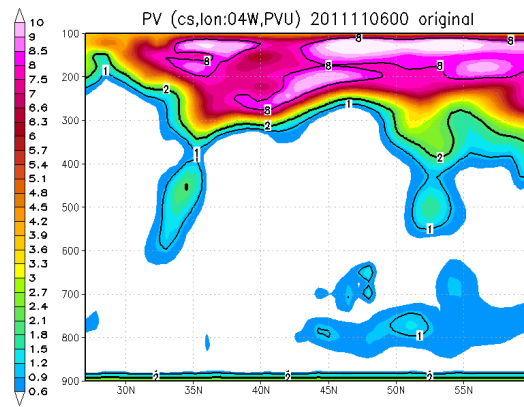


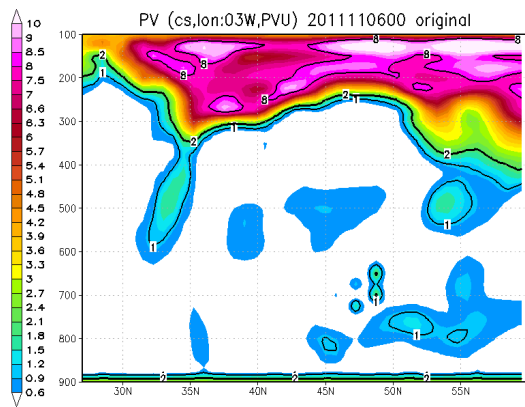
Abbildung 36: 5.11., 12 UTC: Dargestellt sind meridionale Querschnitte der analysierten PV (Farbflächen) in  $1^\circ$  Schritten zwischen  $5^\circ$  West und  $15^\circ$  Ost. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden nur PV-Werte über 0,6 PVU gezeigt.



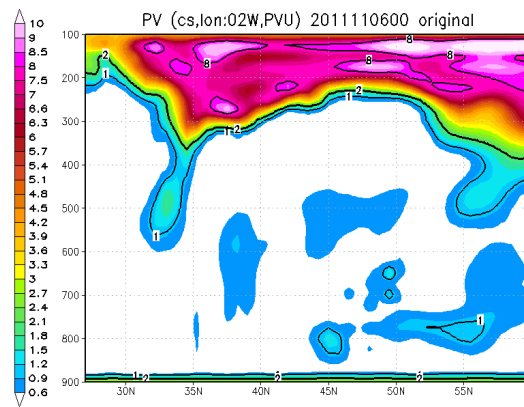
(a) 5W



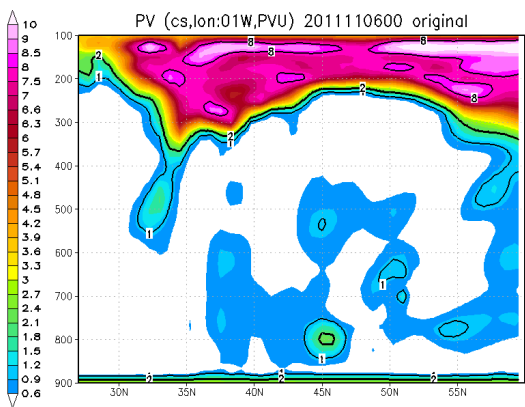
(b) 4W



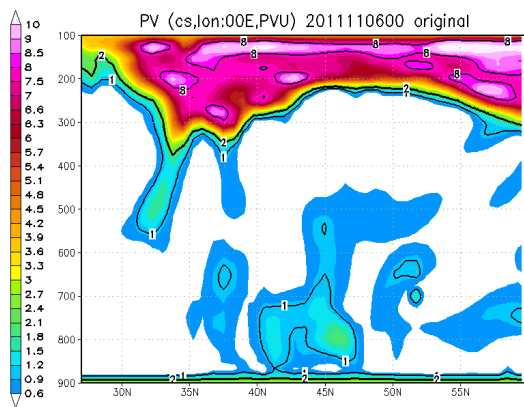
(c) 3W



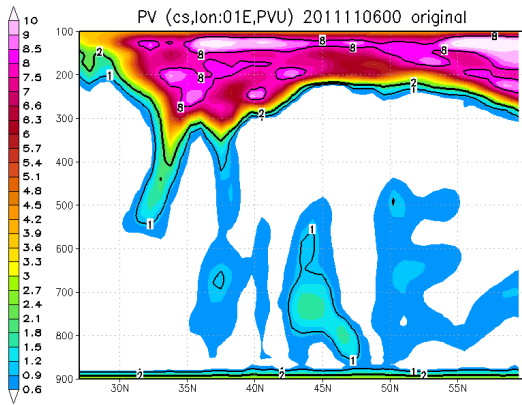
(d) 2W



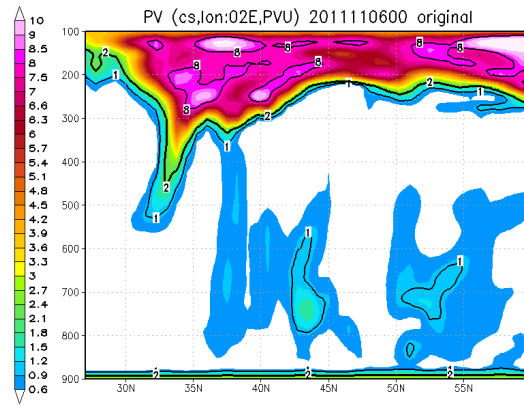
(e) 1W



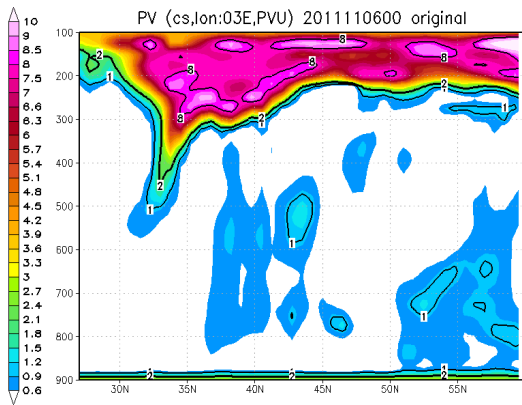
(f) 0E



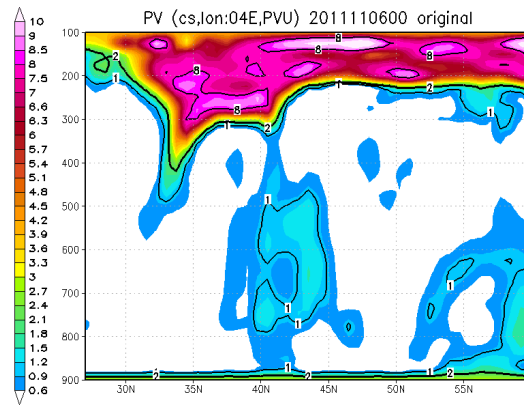
(g) 1E



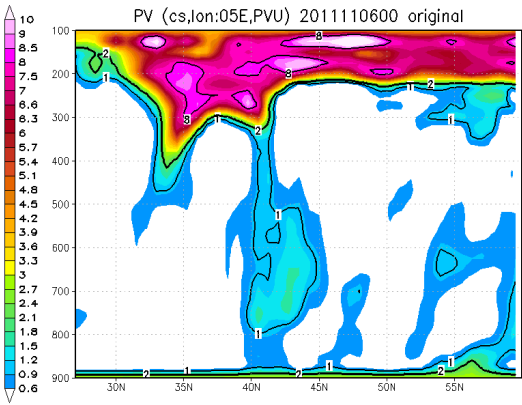
(h) 2E



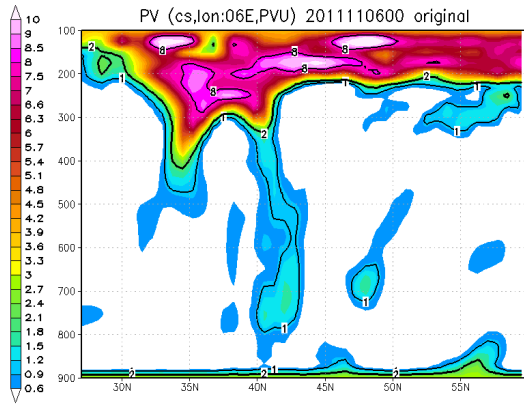
(i) 3E



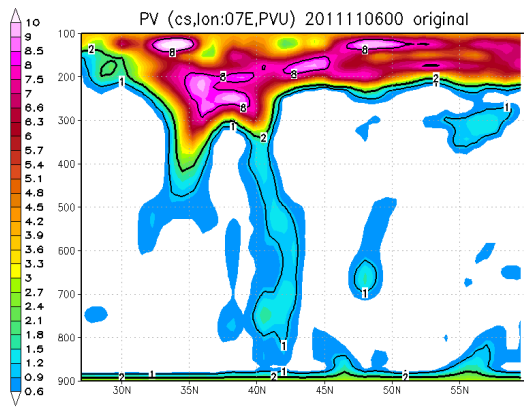
(j) 4E



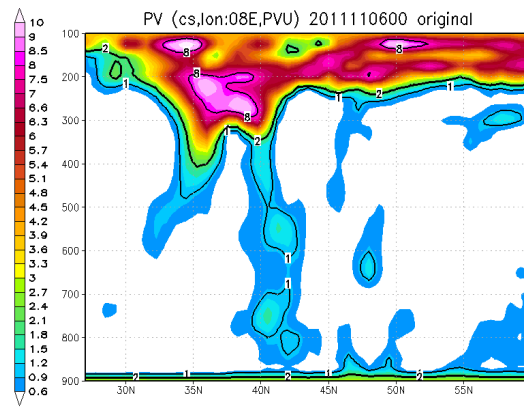
(k) 5E



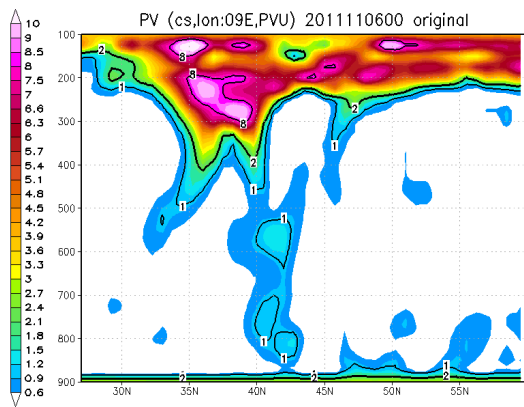
(l) 6E



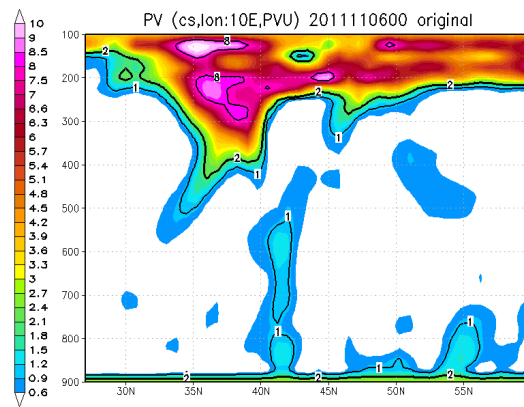
(m) 7E



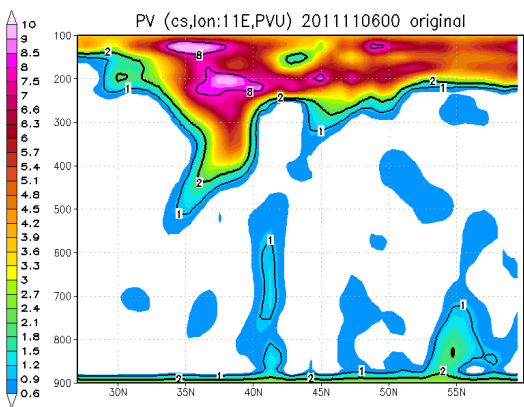
(n) 8E



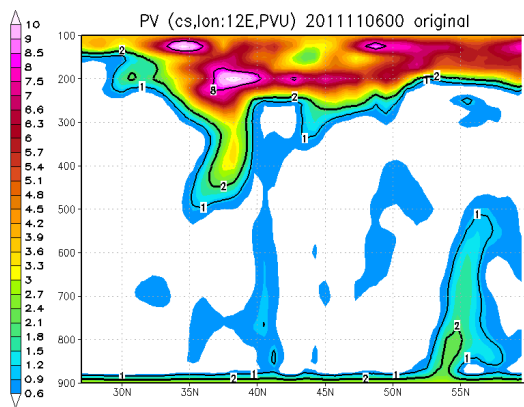
(o) 9E



(p) 10E

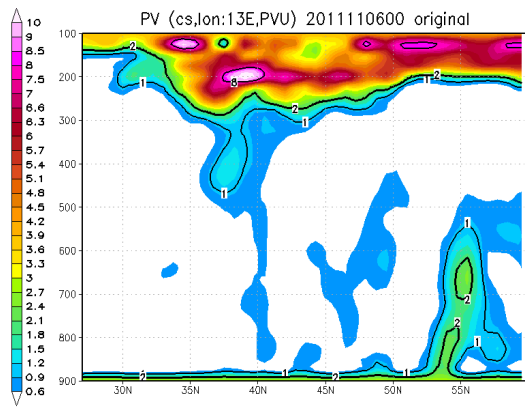


(q) 11E

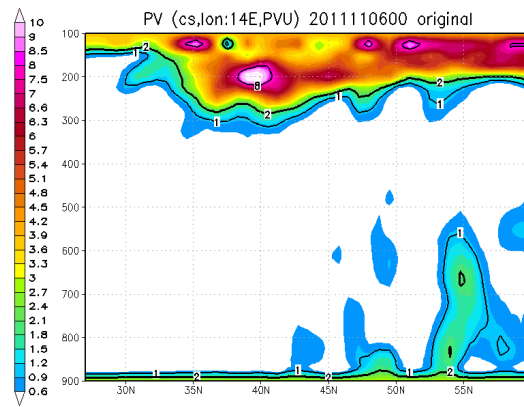


(r) 12E

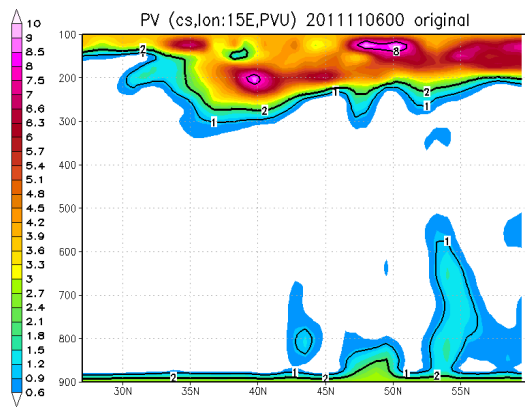




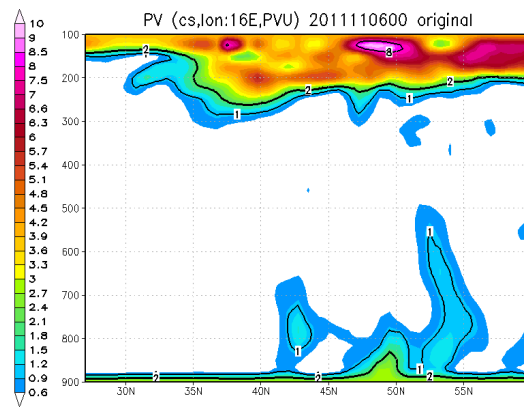
(s) 13E



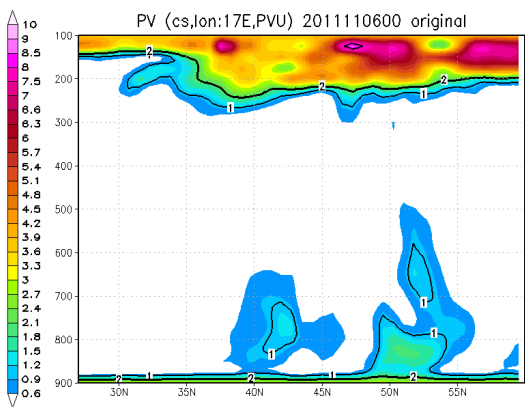
(t) 14E



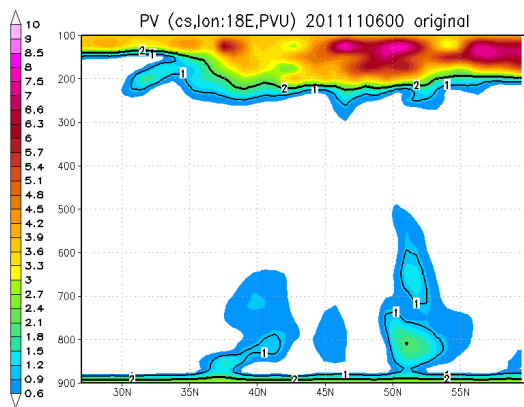
(u) 15E



(v) 16E

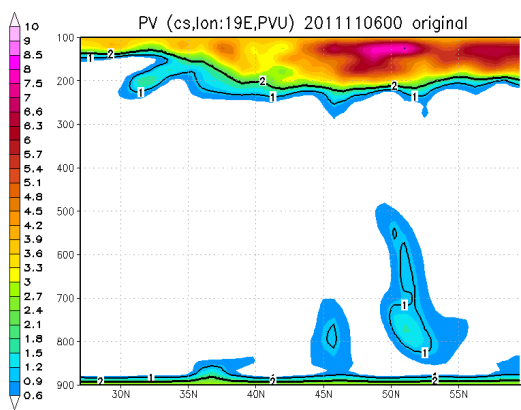


(w) 17E

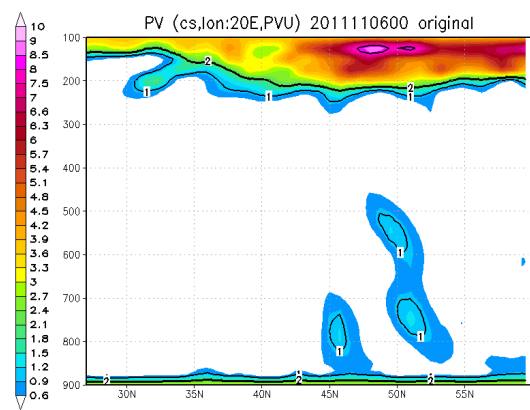


(x) 18E





(y) 19E



(z) 20E

Abbildung 37: 6.11., 00 UTC: Dargestellt sind meridionale Querschnitte der analysierten PV (Farbflächen) in  $1^\circ$  Schritten zwischen  $5^\circ$  West und  $20^\circ$  Ost. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden nur PV-Werte über 0,6 PVU gezeigt.



## Danksagung

Gleich zu Beginn gilt mein Dank Prof. Dr. Sarah Jones für die Übernahme des Referats und die Ermöglichung dieser Arbeit. Aus den Besprechungen mit ihr ging ich stets mit neuen Ideen und neuer Motivation.

Außerdem danke ich Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats sowie das aufmerksame Korrekturlesen vor Abschluss der Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Ulrich Corsmeier und Dr. Jana Campa für die Betreuung sowie das intensive Korrekturlesen meiner Arbeit. Ohne sie hätte diese Arbeit nie entstehen können. Sie standen mir immer mit Rat und Tat zur Seite und hatten stets ein offenes Ohr und passende Lösungsvorschläge für meine vielen kleinen und großen Probleme während der Arbeit. Speziell Jana möchte ich nochmals Danke sagen zum einen für ihre Nervenstärke besonders zu Beginn der Arbeit, als ich sie beinahe täglich mit meinen Problemen konfrontierte, zum anderen für die Bereitstellung ihrer Wohnung als Unterkunft für mich während des Young Scientists Treffens in Mainz.

Ebenso bedanke ich mich sehr herzlich bei Dipl. Met. Luisa Röhner für ihre ununterbrochene Hilfsbereitschaft und Beratung sowie die Organisation vieler Dienstreisen.

Ein weiterer Dank gebührt Dr. Ulrich Corsmeier, Dr. Jana Campa und Dipl. Met. Luisa Röhner für die außerordentlich gute Arbeitsatmosphäre in der MED-Arbeitsgruppe. Sowohl fachlich als auch menschlich blieben keine Wünsche offen. Dies trug wesentlich zur Fertigstellung dieser Arbeit bei.

Einen essentiellen Beitrag zum Gelingen dieser Arbeit leistete Dr. Christian Grams (ETH Zürich). Er stellte mir die SPVI-Methode sowie die benötigten Daten zur Verfügung und half mir mit viel Geduld bei der Installation und Anwendung des Programms. Ohne ihn wäre diese Arbeit nicht das, was sie jetzt ist. Vielen Dank!

Den Teilnehmern der PANDOWAE- und Young Scientists-Treffen möchte ich auf diesem Weg für ihre konstruktive Kritik an meiner Arbeit sowie Verbesserungsvorschläge meinen Dank aussprechen. Dies steigerten meine Motivation ungemein. Im Speziellen danke ich der Karlsruher PANDOWAE-Fraktion, namentlich Dr. Jana Campa, Dr. Ulrich Corsmeier, Prof. Dr. Sarah Jones, Dr. Julia Keller, M. Sc. Hilke Lentink, Marlon Maranan, Lisa Quandt, Dipl. Met. Julian Quinting und Dipl. Met. Luisa Röhner.

Des Weiteren ergeht mein Dank an die Belegschaft des Diplomandenraums für die sehr gute und lockere Atmosphäre. Vielen Dank Martin Busch, Sandra Freudenstein, Sarah Jäger, Daniel Köbele, Petra Kugel, Daniel Landvogt, Marlon Maranan, Anna Neubauer, Lisa Quandt und Julia Wiegel!

Ein ganz besonderer Dank geht an meine Freundin Kathrin, die immer für mich da war, mich immer unterstützt und immer an mich geglaubt hat, vor allem in problematischen und stressigen Momenten.

Ich bedanke mich sehr bei meinen Mitbewohnern und Freunden, die nicht nur während meiner Diplomarbeitzeit, sondern über das gesamte Studium hinweg auf meiner Seite standen. Neben ihrer Unterstützung sorgten sie auch für die nötige Abwechslung vom Uni-Alltag. Leider muss ich hier auf eine namentliche Nennung verzichten, da dies den Rahmen der Danksagung sprengen würde.

Des Weiteren danke ich meinen Eltern Inge und Rupert sowie meiner Schwester Nadine für den ununterbrochenen familiären Rückhalt in allen Lebenslagen nicht nur während des Studiums, sondern seit ich in der Lage bin, zu denken. An dieser Stelle möchte ich auch Nadines Freund Frank herzlich danken, der sich nahtlos in diesen Rückhalt einfügt.

Abschließend danke ich meinen Eltern für die finanzielle Unterstützung ohne die mein Studium, diese Arbeit und dieser wunderschöne Lebensabschnitt nicht möglich gewesen wären.

## Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 30. Juli 2013

Tobias Reinartz