

Der Einfluss von extratropischer Umwandlung auf polwärts gerichtetes Rossbywellenbrechen

-

The Influence of Extratropical Transition on poleward Rossby Wave Breaking

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Lisa-Ann Quandt

März 2014



INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

Prof. Dr. Sarah C. Jones

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
2	Grundlagen	11
2.1	Extratropische Umwandlung	11
2.1.1	Definition	11
2.1.2	Auftreten	12
2.1.3	Ablauf	12
2.1.4	Eigenschaften	13
2.1.5	Vorhersagbarkeit	14
2.2	Rosbywellenbrechen	15
2.2.1	Rosbywellen	15
2.2.2	Critical Layer–Theorie	16
2.2.3	Typen	20
2.2.4	Bedeutung	21
2.3	Blocking	21
3	Daten und Methoden	25
3.1	Daten	25
3.1.1	Ensemblevorhersage	25
3.1.2	Betrachtete Größen	26
	Potentielle Vorticity und potentielle Temperatur	26
	Bodendruck	27
	Windgeschwindigkeit	27

3.2	Methoden	28
3.2.1	Hovmöllerdiagramm	28
3.2.2	Empirische Orthogonalfunktionen	28
3.2.3	Fuzzy-Clustering	30
3.2.4	Wellenaktivitätsfluss	32
	Herleitung	32
	Detektion von Wellenbrechen	34
4	Ergebnisse	37
4.1	Jeanne	38
4.1.1	Analyse und Vorhersage	38
4.1.2	Gebiet und Clusterzeitpunkt	39
4.1.3	Ergebnisse aus der EOF-Analyse	41
4.1.4	Ergebnisse aus der Cluster-Analyse	42
4.1.5	Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern	44
4.1.6	Einfluss auf Wellenbrechen und Jet	45
4.1.7	Einfluss des Sturms	51
4.2	Ophelia	56
4.2.1	Analyse und Vorhersage	56
4.2.2	Gebiet und Clusterzeitpunkt	58
4.2.3	Ergebnisse aus der EOF-Analyse	59
4.2.4	Ergebnisse aus der Cluster-Analyse	61
4.2.5	Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern	62
4.2.6	Einfluss auf Wellenbrechen und Jet	63
4.3	Noel	67
4.3.1	Analyse und Vorhersage	67
4.3.2	Gebiet und Clusterzeitpunkt	69
4.3.3	Ergebnisse aus der EOF-Analyse	70
4.3.4	Ergebnisse aus der Cluster-Analyse	72

4.3.5	Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern	74
4.3.6	Einfluss auf Wellenbrechen und Jet	75
4.3.7	Betrachtung des Wellenbrechens mittels WAF–Analyse	83
4.4	Tomas	86
4.4.1	Analyse und Vorhersage	86
4.4.2	Gebiet und Clusterzeitpunkt	88
4.4.3	Ergebnisse aus der EOF–Analyse	89
4.4.4	Ergebnisse aus der Cluster–Analyse	90
4.4.5	Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern	93
4.4.6	Einfluss auf Wellenbrechen und Jet	94
5	Diskussion	101
6	Zusammenfassung und Ausblick	107
A	Literaturverzeichnis	109

1. Einleitung

Die großräumigen planetaren Wellen der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre haben einen entscheidenden Einfluss auf das Wetter und auf Austauschprozesse in der Tropopausenregion [Holton et al., 1995]. Wir kennen sie unter dem Namen Rossbywellen. Sie können u. a. die Entwicklung von Bodendrucksystemen und das Generieren von Wellen kürzerer Wellenlänge steuern [Bott, 2012]. Neben diesen wichtigen Prozessen haben Rossbywellen auch einen merklichen Effekt auf die Wetterlage, wenn sie brechen [Weijenborg et al., 2012]. Das Rossbywellenbrechen (RWB) kann man sich so vorstellen, dass sich die Welle zunächst amplifiziert und dann aufwickelt [Plumb, 2004], wobei der Vorgang endet, wenn sich der eingerollte Teil der Welle abschnürt. RWB tritt auf, wenn beispielsweise der Jet eine gespaltene Struktur hat, da diese eine horizontale Windscherung generiert [Homeyer und Bowman, 2013]. Im Winter beispielsweise kommt es klimatologisch gesehen über Europa zu einem solchen Jetsplitting. Dann existieren ein subtropischer Jet auf Höhe der nordafrikanischen Breiten und ein wirbelangetriebener Jet weiter nördlich [Woollings, 2010]. Außerdem kann das abgeschnürte System infolge eines RWBs eine blockierende Wirkung auf den Grundstrom haben, sodass dieser nach Norden oder Süden umgelenkt wird [Weijenborg et al., 2012]. Studien von Pelly und Hoskins [2003] ergaben, dass blockierende Wetterlagen bevorzugt über den europäisch-atlantischen Gefilden auftreten. Sowohl RWB als auch Blockings spielen demzufolge eine wichtige Rolle für das Wetter Europas und dessen Vorhersagbarkeit.

In dieser Arbeit wollen wir untersuchen, ob es einen Zusammenhang zwischen RWB und der extratropischen Umwandlung (*engl.* extratropical transition, ET) einer tropischen Zyklone (*engl.* tropical cyclone, TC) gibt. Ein Sturm mit tropischem Ursprung durchläuft dann eine ET, wenn er nach Norden zieht und dabei aufgrund der veränderten Umgebungsbedingungen seine Sturmeigenschaften modifiziert [Jones et al., 2003]. Eine ET kann zu einer diffluenten Strömung führen [Davis et al., 2008]. Eine diffluente Strömung ist wiederum eine Voraussetzung für ein polwärts gerichtetes antizyklonales RWB [Peters und Waugh, 1996]. Daher lässt sich die Kausalität vermuten, dass eine TC, welche sich extratropisch umwandelt, das beschriebene RWB auslöst. Wir haben also folgende Hypothese (Abb. 1.1): Eine TC zieht nach Norden und vollzieht eine ET. Tritt die ehemalige

TC in Wechselwirkung mit der Höhenströmung, kann dies einen Rücken aufwölben oder zumindest einen vorhandenen Rücken amplifizieren. Der Rücken könnte sich anschließend aufwickeln und brechen, wobei sich ein Höhenhoch abschnürt, das den Grundstrom blockiert.



Abbildung 1.1: Schematische Darstellung einer Rückenamplifizierung durch einen nach Norden ziehenden Sturm, dem anschließenden RWB und dem abschließenden Cut-Off-Prozess (von links)

Um unsere Hypothese zu prüfen, vergleichen wir das RWB in Fällen mit und ohne ET. Für diesen Vergleich ziehen wir Ensemblevorhersagedaten des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) heran. Mit Hilfe einer Analyse anhand von empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) und einem anschließendem Fuzzy-Clustering können wir die gewünschten Szenarien aus dem Ensemble extrahieren und die Ensemblemitglieder, die ähnliche Entwicklungen vorhersagen, in Gruppen zusammenfassen. Dann stellt sich die Frage, ob im Falle einer ET auch ein RWB beobachtet werden kann und sich im Anschluss eine blockierende Wetterlage ausbildet. Kommt es tatsächlich zu einem Wellenbrechen, so kann dies unter Zuhilfenahme des Wellenaktivitätsflusses (engl. wave activity flux, WAF) quantifiziert werden. Alle Betrachtungen beziehen sich dabei ausschließlich auf die nördliche Hemisphäre. Zudem werden nur tropische Systeme, die sich im Atlantik entwickelten (engl. hurricanes), analysiert. Diese Einschränkung wird gemacht, da die Richtung des Wellenbrechens einer regionalen Abhängigkeit unterliegt [Masato et al., 2012].

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit werden die Grundlagen vorgestellt. Dabei wird näher auf das Phänomen der ET eingegangen und das RWB thematisiert. Das Brechen der Rossbywellen wird anhand der Theorie der Critical Layer erklärt und in Typen unterteilt. Weiter wird auf den dynamischen Prozess des Blockings eingegangen. In einem zweiten Teil erfolgt eine Vorstellung der Daten und Methoden. Eine Herleitung des WAFs und Erläuterungen zu EOFs und zum Fuzzy-Clustering umfassen die Methoden. Im Teil darauf werden die Ergebnisse für die vier Stürme Jeanne (2004), Ophelia (2005), Noel

(2007) und Tomas (2010) diskutiert, wobei ein Schwerpunkt auf den Fall von Noel gelegt wird, sodass hier auch eine Auswertung mit Hilfe des WAFs erfolgt. Eine Zusammenfassung schließt die Arbeit ab.

2. Grundlagen

2.1 Extratropische Umwandlung

2.1.1 Definition

Zieht eine TC nach Norden und verliert ihren tropischen Charakter, da sie in Wechselwirkung mit der Strömung der baroklinen Zone tritt, dann durchläuft das System eine extratropische Umwandlung. Die ET ist ein vierdimensionaler Prozess: Die horizontale Skala agiert mit der vertikalen in einem zeitlichen Verlauf [Klein et al., 2000]. Bisher steht eine einheitliche operationelle Definition der ET aus. Es gibt jedoch verschiedene Ansätze. Beispielsweise kann man als Kriterium die Änderung der Meeresoberflächentemperatur heranziehen, denn damit ein Hurricane entsteht beziehungsweise am Leben gehalten wird, sollte eine Mindesttemperatur von 26°C bestehen. Ein anderes Kriterium, um eine ET zu identifizieren, berücksichtigt die Asymmetrie in den Wolkenstrukturen.

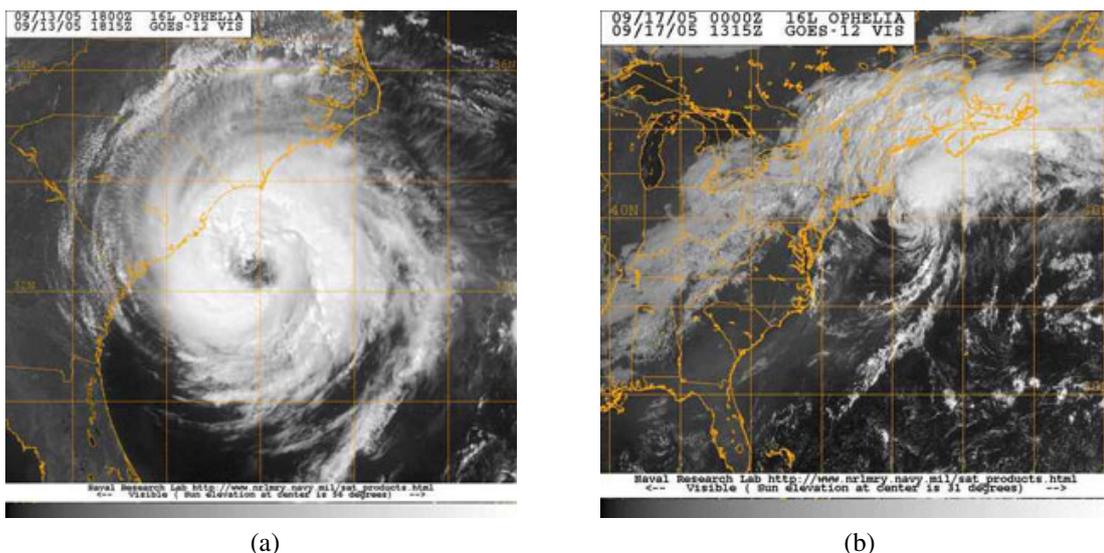


Abbildung 2.1: Satellitenbilder von TC Ophelia (2005) vor (a) und nach (b) ihrer ET [NASA, 2014].

Abbildung 2.1 zeigt Satellitenbilder des Hurricanes Ophelia (2005) vor der ET (Abb. 2.1 (a)) und danach (Abb. 2.1 (b)). Die veränderte Wolkenstruktur ist deutlich zu erkennen. Vor der ET sieht man die Wolken in Spiralen um das Auge angeordnet. Nach der Umwandlung hingegen zeigen sich im nördlichen Teil eine massive geschlossene Wolkendecke und im südlichen mehr ausgedünnte Strukturen und zudem in einem Bogen angeordnete konvektive Zellen. Eine andere mögliche Definition richtet sich nach der Temperatur im Zentrum des Sturms. Außertropische Zyklonen haben einen kalten Kern, eine TC hingegen einen warmen. Wandelt sich also eine TC in ein System mit einem kalten Kern um, so kann dies als ET bezeichnet werden [Thorncroft und Jones, 2000].

2.1.2 Auftreten

Die Umwandlung einer tropischen Zyklone in ein außertropisches System ist keine Seltenheit. Eine Klimatologie von Hart und Evans [2001] beinhaltet, dass 45 % der atlantischen TCs eine ET durchlaufen. Und weiter, dass prozentual betrachtet sich im Atlantik die meisten TCs umwandeln, mengenmäßig der Prozess jedoch am häufigsten im Pazifik stattfindet. Zudem kann beobachtet werden, dass tendenziell mehr ETs spät in der jeweiligen Saison stattfinden, unabhängig davon, ob die TC zuvor Landkontakt hatte (*engl.* Landfall) oder über Wasser blieb. Eine ET kann generell in allen Ozeanbecken, in denen sich TCs entwickeln, stattfinden. Häufig ändert sich zuvor die Verlagerungsrichtung der TC, sodass die Zugbahn eine bogenförmige Gestalt annimmt (*engl.* recurvature) [Thorncroft und Jones, 2000].

2.1.3 Ablauf

In den Studien von beispielsweise Harr et al. [2008], Hart und Evans [2001], Jones et al. [2003] sowie Klein et al. [2000] wird der Verlauf einer ET im Detail beleuchtet.

Eine tropische Zyklone durchläuft idealisiert folgenden Lebenszyklus: Nach der Entstehung vertieft sich das System innerhalb der Tropen. Anschließend kommt es zur Abschwächung. Wandert das System über Land, vollzieht einen Landfall, dann ist es von der Energiequelle, der latenten und fühlbaren Wärme des Ozeans, abgeschnitten und eine Auflösung ist begünstigt. Aber vom Land kann die Zyklone auch wieder über den Ozean ziehen oder von vornherein über dem Wasser bleiben. Erreicht die TC die mittleren Breiten, ist sie neuen Umgebungsbedingungen ausgesetzt. Die Baroklinität der Umgebungsströmung, die vertikale Scherung, der Coriolisparameter sowie die meridionalen Feuchtegradienten nehmen zu, während die Meeresoberflächentemperatur abnimmt.

Diese Faktoren können nun zur extratropischen Umwandlung führen. In der ersten Phase findet eine Wechselwirkung zwischen der TC und der baroklinen Zone der mittleren Breiten statt. Dieses Transformationsstadium, in dem aus dem ehemals tropischen System ein baroklines Tief wird, hängt von vier physikalischen Prozessen ab: dem Einströmen (*engl.* Inflow) von kälterer, trockenerer Luft, der Zunahme der Baroklinität, dem Einfluss der vertikalen Scherung auf den Kern und der äußeren asymmetrischen Zirkulation, welche die Frontogenese in der unteren Troposphäre steuert. Die zweite Phase der ET beschreibt eine Reintensivierung, wobei diese Phase nicht immer durchlaufen wird und das System auch ohne erneutes Vertiefen existieren kann, bis es schließlich zerfällt. Der umgewandelte Sturm hat nun neue Eigenschaften, die denen von außertropischen Zyklonen entsprechen, sodass es beispielsweise zur Ausbildung von Fronten kommt. Die Lage der ehemaligen TC relativ zur Zirkulation in den mittleren Breiten beeinflusst nicht nur die Frontogenese, sondern auch den Energiehaushalt während der ET sowie die Intensität. Nach der Okklusion folgt die Sturmauflösung.

2.1.4 Eigenschaften

Hurricanes können bei einem Landfall großen Schaden anrichten. Aber auch umgewandelte Systeme sind nicht zu unterschätzen, denn nach Hart und Evans [2001] liegt der Einflussradius einer TC bei 110 km und wächst im transformierten Zustand auf 300 km an. Ein sich umwandelnder oder bereits transformierter Sturm kann also noch hunderte von Kilometern vom Zentrum entfernt Extremwetterereignisse wie Starkregen oder sintflutartige Regenfälle herbeiführen. Hinzu kommt, dass sich ET-Systeme schneller verlagern als Stürme, die sich auf niedrigeren Breitengraden fortbewegen. Gründe hierfür sind die erhöhte Baroklinität in den mittleren Breiten gegenüber den (Sub)Tropen und die schnellere Umgebungsströmung. Durch die Überlagerung der erhöhten Translationsgeschwindigkeit und dem bestehendem Windfeld kommt es zu starken Asymmetrien innerhalb der Windstruktur. Jedoch erreichen umgewandelte Systeme in der Regel nicht die gleiche Intensität wie die ursprünglichen TCs, auch wenn mehr potentielle Energie bereit steht. Außerdem ist die Intensitätsänderung während der ET abhängig von der Zeit, welche die TC benötigt, um sich in ein außertropisches System umzuwandeln. Liegt diese Umwandlungszeit über 70 Stunden ist die Reintensivierung schwach. Eine moderate Intensivierung um etwa 20 hPa ergibt sich bei TCs, die sich innerhalb von 55 Stunden umwandeln. Transformationen, die zeitlich innerhalb eines Tages ablaufen, gehen mit starken Intensivierungen einher. Die bisher vorgestellten Eigenschaften können in Hart und Evans [2001] nachgelesen werden.

Die sich umwandelnde bzw. umgewandelte TC hat einen nennenswerten Einfluss auf die Wetterlage stromab. Oftmals entwickelt sich während einer ET stromab eine Zyklone. Zudem kann die warme und feuchte Luft, die das ehemals tropische System mitführt, zu einer Labilisierung in den mittleren Breiten führen. Auch ein Zusammenhang zwischen ET und Wetterereignissen mit hohem Schadenspotential konnte beobachtet werden. Unter anderem greifen die Untersuchungen von Riemer et al. [2008] diese Thematik im Detail auf.

Ein Augenmerk ist auch auf die Wechselwirkung zwischen Jet und TC zu legen. Zunächst hängt die Interaktion zwischen Jet und TC davon ab, ob die TC überhaupt überlebt und sich umwandelt. Erreicht der ehemalige Hurricane die mittleren Breiten, führt dies in der oberen Troposphäre zu einer Zunahme der Divergenz [Davis et al., 2008]. Damit ist die Divergenz der Richtung gemeint. Bezüglich der Geschwindigkeit gibt es eine Abnahme vom Hurricane weg, sodass von einer Geschwindigkeitkonvergenz zu sprechen ist. Folglich erzeugt das Ausströmen (*engl.* Outflow) einer umgewandelten TC – zumindest in ihrer unmittelbaren Umgebung – in der oberen Troposphäre eine diffuente Strömung.

2.1.5 Vorhersagbarkeit

Die Vorhersage einer ET ist erschwert in Bezug auf die Phasenlage zwischen TC und einem Trog in den mittleren Breiten, die Translationsgeschwindigkeit und die Intensivierung [Anwender et al., 2008].

Nach Froudes [2009] kann eine verfehlte Sturmposition im Gebiet des Atlantischen Ozeans daher kommen, dass die Verlagerungsgeschwindigkeit des Systems unterschätzt wird. Die Richtung wird hingegen meist besser getroffen. Im Ensemblevorhersagesystem des EZMWs besteht die Annahme, dass sich die TC über dem Ozean intensiviert und am Leben erhalten wird, da hier die latente Wärme des Ozeans das System antreibt. Für einen Landfall wird hingegen angenommen, dass er aufgrund des Abschnitts von der Energiequelle mit einer Sturmauflösung einhergeht. Folglich wird die Sturmintensität häufig über dem Ozean als zu stark und über Land als zu schwach angenommen. Insbesondere eine falsch vorhergesagte Vertikalstruktur hat große Auswirkungen, indem sie neben der Verlagerungsgeschwindigkeit auch Einfluss auf die Intensität nimmt. Bei TCs, die eine ET durchlaufen, stellt sich ein zusätzliches Problem. Wandert ein Sturm von den Tropen in die mittleren Breiten, so ändern sich die Umgebungsbedingungen, da sich die Baroklinität erhöht. Dadurch, dass also zusätzlich die Änderung der Umgebung berücksichtigt werden muss, ist die Vorhersage für TCs, die eine ET machen, schlechter als für Stürme, die entweder in den Tropen oder in den mittleren Breiten entstehen und sich dort auch auflösen [Froudes, 2009]. Wieso ist das so? Gerade der Übergang von einer Umgebung in

die andere macht Schwierigkeiten. Man kann sich vorstellen, dass man in ein Modell einpflegt, dass sich die Umgebungsbedingungen ab einem bestimmten Breitengrad ändern. Doch eine verfehlte Sturmzugbahn führt dann nicht nur dazu, dass es Abweichungen zur realen Sturmposition gibt, sondern auch, dass sich die Umgebungsbedingungen im Modell zu früh oder spät ändern, was wiederum einen negativen Effekt auf die Vorhersage der synoptischen Größen des Sturms hat. Außerdem kann gewöhnlich beobachtet werden, dass mit zunehmendem Zeitschritt die Zugbahnen eines Sturms, die aus einer Ensemblevorhersage stammen, auseinander laufen, was bedeutet, dass der Fehler in der Sturmposition mit der Zeit zunimmt. Dies ist zwar kein alleiniges Problem der Tropen, dennoch besonders hervorzuheben, da dadurch die Wechselwirkung zwischen ET und der Strömung der mittleren Breiten nicht richtig dargestellt werden kann.

Wie bereits in Abschnitt 2.1.4 aufgezeigt wurde, hat die ET einen bedeutsamen Einfluss stromab. Die Studien von Anwender et al. [2008] zeigen, dass dementsprechend auch die Vorhersage der Strömung stromab von der ET abhängig ist. Die ET wirkt sich dabei oftmals negativ auf die Vorhersagequalität aus. Die Vorhersage der Wetterlage stromab verbessert sich jedoch mit zunehmender Nähe des Initialisierungszeitpunktes zum Umwandlungszeitpunkt.

2.2 Rossbywellenbrechen

2.2.1 Rossbywellen

Zunächst erinnern wir daran, dass wir die Betrachtungen auf die nördliche Hemisphäre beschränken.

Auf etwa 500 hPa ist die Atmosphäre divergenzfrei und annähernd barotrop, was zu der Bezeichnung als quasi-barotropes Niveau führt. Unter diesen Voraussetzungen bilden sich barotrope Rossbywellen aus. Gehen wir von dem Erhalt der absoluten Vorticity aus, dann bedeutet das, dass wenn sich die relative Vorticity ändert, dies durch die planetare Vorticity ausgeglichen werden muss und umgekehrt. Was bedeutet das? In einer Strömung zum Äquator nimmt die relative Vorticity zu, da die planetare abnimmt. Eine Zunahme der relativen Vorticity geht mit einer zyklonalen Krümmung einher, sodass sich ein Trog ausbildet. Die Strömung wird dadurch wieder polwärts geführt, was heißt, dass die planetare Vorticity zunimmt. Dies wiederum führt zu einer Abnahme der relativen Vorticity, einhergehend mit einer antizyklonalen Krümmung und dementsprechend einer Rückenausbildung. Diese Trog–Rücken–Struktur wird als barotrope Rossbywelle bezeichnet. Oberhalb und unterhalb von 500 hPa ist die Annahme der Barotropie nicht mehr gerechtfertigt und wir müssen von baroklinen Verhältnissen ausgehen. Die Rela-

tion des thermischen Windes bewirkt, dass in tieferen Schichten die Windgeschwindigkeit niedriger ist als in höheren Schichten. Eine Änderung der Windgeschwindigkeit in der Vertikalen bedeutet auch eine vertikale Änderung der relativen Vorticity und folglich auch der absoluten Vorticity, was durch Vergenzen realisiert wird. Konvergenz führt zu einer Erhöhung der absoluten Vorticity, Divergenzen zu einer Reduktion. Anhand dieser Divergenz- und Konvergenzzonen, die Vertikalbewegungen generieren, entstehen barokline Rossbywellen. Amplifizieren kann sich die Rossbywelle unter anderem durch positive Rückkopplungen ausgehend von Drucksystemen am Boden. Auch Wechselwirkung zwischen Wellen – zum Beispiel zwischen einem Lang- und einem Kurzwellentrog – können einen Einfluss auf die Amplitude haben. Zudem können Wärmeflüsse eine Rolle spielen, indem sich zunächst die Vergenzen verstärken und im Weiteren die Rossbywellen. Mehr zur theoretischen Herleitung von Rossbywellen findet sich beispielsweise in Roedel [2011].

Rossbywellen werden in zwei Kategorien geteilt. Es gibt die freien und die erzwungenen. Freie Rossbywellen entstehen durch zufällige Abweichungen vom geostrophischen Gleichgewicht, wie es bei der baroklinen und barotropen Instabilität der Fall ist – auch thermische Effekte können das Gleichgewicht stören. Dieser Wellentyp ist bei West- und Ostwind möglich. Anders ergeht es den erzwungenen Rossbywellen, die Westwind als Voraussetzung brauchen und deren Bildung bei Ostwind abgeschwächt wird. Sie ergeben sich durch Abweichungen vom geostrophischen Gleichgewicht aufgrund von orographischen Effekten. Nähere Erläuterungen zu Rossbywellen finden sich in Beer [1974].

Das Wellenbrechen, wie es in dieser Arbeit untersucht wird, bezieht sich auf Rossbywellen auf der synoptischen Skala, also mit einer Lebensdauer von bis zu sieben Tagen.

2.2.2 Critical Layer–Theorie

Die nachfolgende Herleitung der Critical Layer basiert auf Plumb [2004]. Die Bezüge zur Instabilitätstheorie können Hantel und Meyer [2006] entnommen werden.

Das Brechen von Rossbywellen kann mit Hilfe der Critical Layer–Theorie erklärt werden. Ausgangspunkt ist, dass eine horizontal gescherte Strömung einen Bereich enthält, in dem das Vorzeichen des Windes wechselt. Das bedeutet auch, dass es eine Linie gibt, in deren Umfeld die gemittelte zonale Geschwindigkeit gleich Null ist. Diese Linie wird als Critical Line bezeichnet. Unsere Ausgangsgleichung ist die linearisierte Erhaltungsgleichung der isentropen potentiellen Vorticity (PV):

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}}_I + \underbrace{\bar{\vec{V}} \cdot \nabla \bar{q}}_{II} + \underbrace{\frac{\partial q'}{\partial t}}_{III} + \underbrace{\bar{\vec{V}} \cdot \nabla q'}_{IV} + \underbrace{\vec{V}' \cdot \nabla \bar{q}}_V + \underbrace{\vec{V}' \cdot \nabla q'}_{VI} = 0 \quad [2.1]$$

mit $q = \text{PV}$ und $\vec{V} = \text{geostrophischer Wind}$. Größen mit einem Querstrich beschreiben den Grundzustand und mit Hochkomma Störungen. In der Theorie der baroklinen Instabilität wird der Grundzustand als zeitlich konstant angenommen, sodass die Terme (I) und (II), die gemeinsam die totale zeitliche Ableitung von \bar{q} ergeben, zu Null werden. Zudem kann Term (VI) vernachlässigt werden, da \vec{V}' nur eine y -Komponente hat und q' sowie dementsprechend der Gradient von q' nur von x abhängen, sodass sich ihr Skalarprodukt zu Null ergibt. Es folgt, dass der Grundzustand des geostrophischen Windes nur eine zonale Komponente hat und dessen Störung allein eine meridionale. Durch den Wegfall von (I), (II) und (VI) folgt:

$$\underbrace{\frac{\partial q'}{\partial t}}_{\text{III}} + \underbrace{\overline{\vec{V}} \cdot \nabla q'}_{\text{IV}} + \underbrace{\vec{V}' \cdot \nabla \bar{q}}_{\text{V}} = 0 \quad [2.2]$$

(III) und (IV) umfassen die totale zeitliche Ableitung der Stör-PV bei Advektion mit dem Grundstrom. (V) ist der Gradient der Grund-PV bei Advektion mit Windfluktuationen. Berücksichtigen wir nun die gerade getroffenen Aussagen über den geostrophischen Wind, so finden wir:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) q' + v' \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = 0 \quad [2.3]$$

wobei $u = \text{zonale Windkomponente}$ und $v = \text{meridionale Windkomponente}$. Unter Berücksichtigung eines nach Norden verschobenen Luftpaketes ergibt sich aus der Definition der meridionalen Geschwindigkeit:

$$v' = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \eta' \quad [2.4]$$

mit $\eta' = \text{Verschiebung im Lagrangeschen Sinne}$. Setzen wir nun voraus, dass $q' = 0$, wenn $\eta' = 0$, dann erhält man durch Integration von Gleichung [2.3] und Umstellung nach q' :

$$q' = -\eta' \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} \quad [2.5]$$

Durch eine Taylorreihenentwicklung um \bar{q} folgt weiter:

$$\overline{v'q'} = -\overline{v'\eta'} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} = -\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{2} \overline{\eta'^2} \right) \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} \quad [2.6]$$

Für stationäre adiabatische Wellen wird der Term (vgl. Gl. [2.6]) Null, was bedeutet, dass $\overline{\eta'^2}$, also die mittlere Lagrangesche Verschiebung, stationär sein muss. Nun widmen wir uns der Eulerschen Betrachtung.

Mit der geostrophischen Stromfunktion (k sei dabei die Wellenzahl):

$$\psi' = \text{Re} (\psi(y) e^{ikx}) \quad [2.7]$$

ergibt sich v' zu:

$$v' = \text{Re} (ik\psi e^{ikx}) \quad [2.8]$$

Setzen wir [2.8] und [2.4] gleich, so finden wir:

$$\text{Re} (ik\psi e^{ikx}) = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \eta' \quad [2.9]$$

Unter der Annahme der Stationarität fällt die zeitliche Ableitung in [2.9] weg, sodass nach Integration nach x für die Verschiebung folgt:

$$\eta' = \text{Re} \left(\frac{\psi}{\bar{u}} e^{ikx} \right) \quad [2.10]$$

Aus den Anfangsbedingungen, bei denen η' und t gleich Null gesetzt werden, ergibt sich nach weiteren Umformungen, dass η' linear mit der Zeit anwächst. Dies wiederum bedeutet, dass es an der Critical Line zu keinen Oszillationen kommt. Dies geht einher mit einem turbulenten Fluss von ψ' . Damit ergeben sich geschlossene Wirbel antizyklonalen Drehsinns, die als Cat's Eyes bezeichnet werden, als Maxima der geostrophischen Stromfunktion. In Abbildung 2.2 sind die Stromlinien in der Nähe der Critical Layer dargestellt.

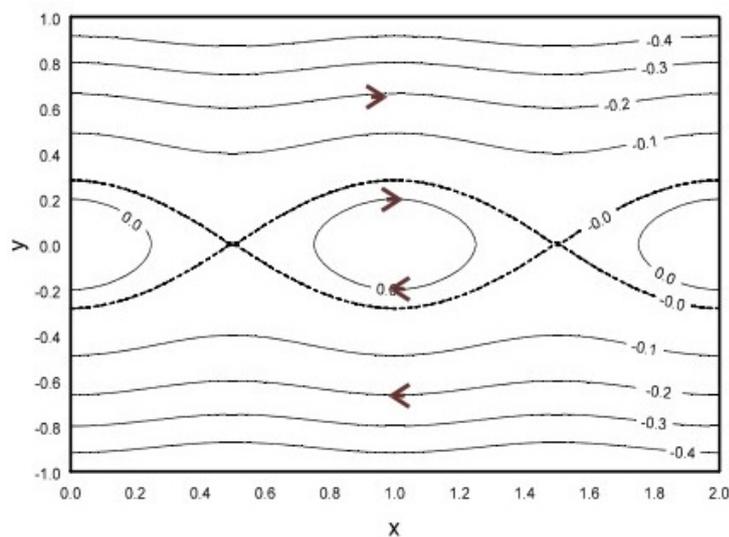


Abbildung 2.2: Stromlinien nahe der Critical Layer [Plumb, 2004].

Um abschätzen zu können, was mit der Welle beim Propagieren in die Critical Layer passiert, wird der Eliassen–Palm–Fluss (EP–Fluss) herangezogen. Dabei gelten nachstehende Voraussetzungen: Barotropie, Eindringen der Rossbywelle in die Critical Layer von Süden aus und Verschwinden des EP–Flusses südlich der Critical Line. Nördlich der Critical Line sei der EP–Fluss

$$F(y_N) = -(\overline{u'v'})_N \quad [2.11]$$

mit F = EP–Fluss, Index N = Nordkomponente und y = Breitengrad. Unter dem Wissen, dass

$$\overline{v'\zeta'} = -\frac{\partial}{\partial y}(\overline{u'v'}) \quad [2.12]$$

gilt, wobei ζ' = relative Vorticity, erkennen wir, dass durch Integration der EP–Fluss in den PV–Fluss innerhalb der Critical Layer überführt werden kann:

$$-F(y_N) = -\int_{y_S}^{y_N} \overline{v'\zeta'} dy \quad [2.13]$$

Dabei ist der Index S die Abkürzung für die Südkomponente einer Größe. Es können nun die nachstehenden drei zeitlich aufeinander folgenden Schritte abgeleitet werden:

1. *Absorption*: Advektion geringer PV nach Norden und hoher nach Süden. Dadurch wird der EP–Fluss negativ, also geht der Nettofluss in die Critical Layer hinein, was als Absorption der Wellenaktivität zu verstehen ist. Zu einem späteren Zeitschritt wird die advehierte PV–Zunge um die stationären Antizyklogen aufgewickelt und es kommt zu einer zonalen Verlagerung.
2. *Reflection*: Der EP–Fluss strebt gegen Null. Netto gibt es keine Wellenaktivität in der Critical Layer, an welcher nun Reflektionen stattfinden.
3. *Overreflection*: Die PV–Zunge wickelt sich weiter um die Cat's Eyes, was die hohe PV zurück nach Norden führt und die niedrige nach Süden. Dadurch wird $F(y_N) > 0$. Die Critical Layer emittiert die Wellenaktivität.

In der Realität kann es bei diesen Schritten beispielsweise dadurch zu Abweichungen kommen, dass die PV–Zunge instabil wird. Eine andere Möglichkeit, die den Ablauf stören kann, ist die Dissipation der Welle.

Eine Welle, die in die Critical Layer propagiert, führt Impuls und Wärme mit sich. Kommt es zum Wellenbrechen, wird "Spannung" abgebaut; soll heißen, dass, wenn die Rossbywelle bricht, Impuls und Energie an der Critical Line freigesetzt werden. Es soll noch

Erwähnung finden, dass diese Anschauung in dem Sinne vereinfacht ist, dass hier eine rein horizontale Betrachtung stattfindet. Eigentlich gibt es eine vertikale Komponente, sodass es sich um einen dreidimensionalen Prozess handelt, der insbesondere bei Austauschprozessen zwischen Troposphäre und Stratosphäre wichtig ist.

2.2.3 Typen

Die Unterteilung des Wellenbrechens in verschiedene Typen basiert auf den Arbeiten von Gabriel und Peters [2008] sowie Thorncroft et al. [1993]. Rossbywellen können nämlich in verschiedene Richtungen und mit unterschiedlichem Drehsinn brechen. So ist es möglich, dass die Welle polwärts oder äquatorwärts gerichtet bricht. Zudem kann dies antizyklonal oder zyklonal ablaufen. Insgesamt ergeben sich also vier Möglichkeiten für das Wellenbrechen. Es gibt aber auch eine weitere fünfte Möglichkeit. Beziehen sich die vier erstgenannten auf eine asymmetrische Brechweise, so beschreibt die fünfte das symmetrische Brechen, was allerdings nur äußerst selten beobachtet werden kann. Die vier asymmetrischen Typen erhalten folgende Bezeichnungen (Abb. 2.3): P1 (polwärts und zyklonal), LC1 (äquatorwärts und zyklonal), P2 (polwärts und antizyklonal) und LC2 (äquatorwärts und antizyklonal). P2 und LC2 werden in einer diffluenten Strömung beobachtet, für ein P1- und ein LC1-Ereignis ist jedoch Konfluenz vorauszusetzen.

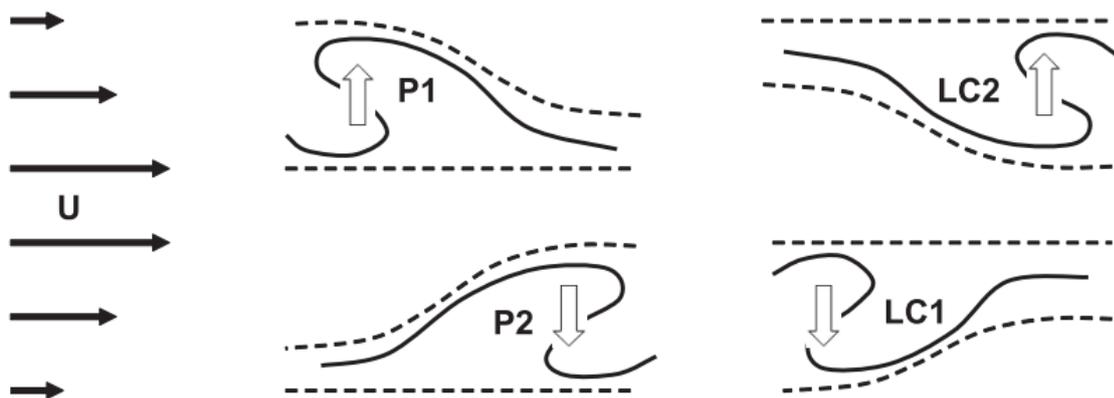


Abbildung 2.3: Schematisches Bild der asymmetrischen RWB-Typen, wobei PV (durchgezogene schwarze Linie), Geopotential (gestrichelte schwarze Linie), horizontal gescherter Jet (schwarze Pfeile) und meridionaler Wirbelfluss entlang des Jetgradientens (weiße Pfeile) dargestellt sind; gezeigt sind vier verschiedene Typen: polwärts gerichtet und zyklonal (links oben), äquatorwärts gerichtet und zyklonal (rechts oben), polwärts gerichtet und antizyklonal (links unten) sowie äquatorwärts gerichtet und antizyklonal (rechts unten) [Gabriel und Peters, 2008].

Die verschiedenen Möglichkeiten, die es für eine Rossbywelle gibt, um zu brechen, hängen zudem mit der Scherung des Jets zusammen. Ein zyklonal gescherter Jet bildet eine Grundlage für ebenso zyklonales RWB. Ist der Jet hingegen antizyklonal gescherter, so brechen Rossbywellen bevorzugt antizyklonal. Voraussetzung, damit eine Welle überhaupt bricht, ist das sogenannte PV–Overturning, was anhand von negativen meridionalen PV–Gradienten lokalisiert werden kann. Je nachdem wie das RWB gerichtet ist, ändert sich der Einfluss auf die großskalige Zirkulation und damit auf das Wetter.

2.2.4 Bedeutung

Neben der bereits beschriebenen Tatsache, dass durch das Wellenbrechen die “Spannung” in der Critical Line abgebaut werden kann und ein Impulsübertrag auf diese stattfindet, gehört das RWB in der extratropischen Tropopausenregion allgemein zu einem wichtigen dynamischen Effekt, da ein Luftaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre gewährleistet wird [Esler und Haynes, 1999]. Des Weiteren beeinflusst das RWB über advektive Prozesse den Säulengehalt von Ozon [Leovy et al., 1985]. Außerdem wurde ein Zusammenhang zwischen dem Wellenbrechen und der Ausbreitung von Aerosolen in die Stratosphäre, die durch den Ausbruch des Mount Pinatubo in die Atmosphäre gelangten, nachgewiesen [Trepte et al., 1993].

Nakamura (1994) zeigte, dass die blockierenden Wetterlagen über Europa im Winter mit Deformationen im PV–Feld einhergehen, die wiederum mit RWB auftreten. Genauere Erläuterungen zum Thema *Blocking* finden sich im nachfolgenden Abschnitt.

2.3 Blocking

Von einer blockierenden Wetterlage oder einem Blocking spricht man (Abb. 2.4), wenn Stürme und der vorherrschende Westwind durch eine persistente und stationäre Anomalie blockiert werden [Woollings, 2010]. Die Studien von Weijenborg et al. [2012] zeigen, dass über Europa 70% der antizyklonal brechenden Rossbywellen zur Ausbildung eines Blockings führen. Auch zyklonales RWB kann über Europa eine blockierende Wetterlage herbeiführen, welche jedoch in der Regel kurzlebiger und schwächer als ihr antizyklonales Pendant ist. Weiter zeigt Weijenborg et al. [2012], dass das Zusammenspiel aus RWB und Blocking regionalen und saisonalen Unterschieden unterliegt. Über Europa ist das RWB, das zu einem Blocking führt, wie bereits erwähnt häufiger antizyklonal, über dem Westpazifik ist jedoch die zyklonale Brechrichtung dominant.

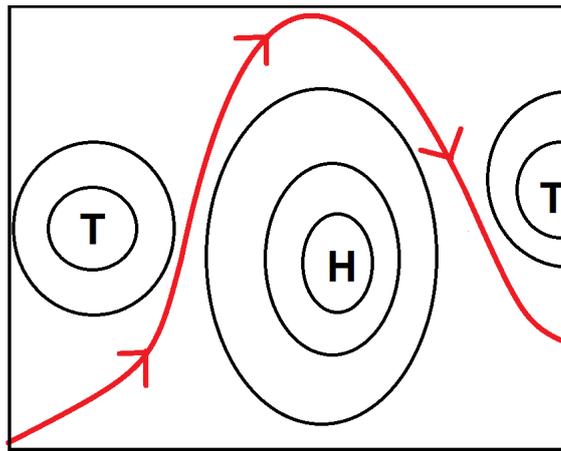


Abbildung 2.4: Beispiel einer blockierenden Wetterlage durch Tief–Hoch–Tief–Abfolge; Bodendruck als schwarze Konturen und Jetverlauf als rote Linie.

Das RWB kann also als ein Schlüsselprozess für das Blocking verstanden werden. In Masato et al. [2012] dient eine Kombination aus dem DB-Index (*direction of breaking*) und dem RI-Index (*relative intensity*) zur Klassifizierung der blockierenden Systeme. Der DB-Index gibt die Brechrichtung wieder, also ob das RWB zyklonal ($DB > 0$) oder antizyklonal ($DB < 0$) stattfindet. Der RI-Index bezieht sich auf die relative Intensität, also welche Luftmassenverdrängung zum Blocking führt. Ist der RI-Index positiv, dann erfolgt eine Warmluftverdrängung; ein negativer Wert bedeutet die Verdrängung kalter Luft. Mit Hilfe dieser Indices ergeben sich nach Masato et al. [2012] 5 Blocking-Gruppen: Über dem Westpazifik ist das Blocking häufig warm und zyklonal, ebenso über dem Zentralpazifik und dem Atlantischen Ozeanbecken. Über Asien sind sowohl antizyklonale als auch zyklonale Ereignisse zu beobachten. Über Europa dominiert das Blocking durch antizyklonales RWB, wobei warme oder kalte Luftmassen verdrängt werden können. Ein Blocking über einer Landmasse resultiert also häufiger aus dem antizyklonalen Brechen einer Welle, über den Ozeanen aus dem zyklonalen. Welche Auswirkung haben nun konkret diese unterschiedlich ausgelösten Blocking-Lagen? Antizyklonales Blocking verursacht Temperaturanomalien und zyklonale Änderungen im Niederschlag. Dieser Zusammenhang lässt sich damit erklären, dass das zyklonale Blocking, welches eher über dem Ozean zu finden ist, den Ozean als Feuchte- und Konvektionsquelle nutzt, sodass sich ein unmittelbarer Einfluss auf den Niederschlag ergibt. Das antizyklonale Blocking über der Landmasse sorgt durch Kaltluftadvektion für eine Reduktion der Temperatur. Welche Auswirkung ergibt sich daraus für das europäische Wetter? Im Winter kühlt die Landoberfläche unter einem wolkenfreien Himmel stark aus, sodass es zu extrem tiefen Temperaturen kommt. Im Sommer können hingegen infolge eines Blockings lange Trockenperioden und Hitzewellen auftreten [Woollings, 2010]. Das

Phänomen des Blockings verdient also größte Aufmerksamkeit, da es auf großen Skalen stattfindet und eine Persistenz des Wetters begünstigt. Auch wenn das Blocking und seine Folgen klar definiert werden können, so bleibt es ein Phänomen mit individuellem Charakter, insbesondere in Bezug auf seine Dauer [Pelly und Hoskins, 2003]. In der Vorhersage erzeugt dieser individuelle Charakter gerne Unsicherheiten. Die Untersuchungen von Tibaldi und Molteni [1990] ergaben, dass das Modell des EZMWs für kurz- und mittelfristige Vorhersagen lediglich 50% der Blockings erfasste. Zudem kam es zwischen Pazifik und Atlantik zu Unterschieden in der Vorhersagbarkeit von Blockings. Enthält ein Modell jedoch das blockierende System in seinen Anfangsbedingungen, so wird die Dauer zumindest meist gut vorhergesagt, wobei es auch hier zu Unterschätzungen kommen kann.

3. Daten und Methoden

3.1 Daten

3.1.1 Ensemblevorhersage

Numerische Wettervorhersagemodelle sind nicht–lineare dynamische Systeme, die maßgeblich von den Anfangsbedingungen bestimmt werden. Wird ein konkreter Anfangszustand festgelegt und nur eine Entwicklung vorhergesagt, dann ist die Prognose deterministisch. Kleine Störungen, also Abweichungen vom Erwartungswert etwa durch falsche Festlegung der Anfangsbedingungen oder durch Modellfehler verursacht, haben hier teilweise schwerwiegende Folgen. Eine probabilistische Vorhersage hingegen, also eine Vorhersage, welche zusätzlich angibt, mit welcher Wahrscheinlichkeit ein Ereignis eintritt, kann mehrere solcher Störungen berücksichtigen. Probabilistische Vorhersagen werden in Form von Ensembles realisiert, also einer Menge von einzelnen deterministischen Vorhersagemitgliedern, die sich in ihren Initialbedingungen unterscheiden. Hauptziel der Ensembleprognose ist, die Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion eines Atmosphärenzustandes für einen zukünftigen Zeitschritt quantitativ vorherzusagen. Dabei ist die Wahrscheinlichkeitsverteilungsfunktion nicht exakt bekannt, bereits im Anfangsstadium gibt es Unsicherheiten, und die Lösung für ein mehrdimensionales System kann nur über Approximationen berechnet werden, wobei hier der Monte–Carlo–Algorithmus herangezogen wird. Eine Ensemblevorhersage wird als brauchbar erachtet, wenn die Verteilung eine ähnliche Breite hat wie die Wahrscheinlichkeitsverteilung für das Eintreten des Ereignisses. Unabhängig von der Breite der Verteilung sind Ensemblevorhersagen auch deshalb nützlich, weil sie zum einen Informationen über die Klimatologie geben und zum anderen einen Pluralismus an möglichen Szenarien nachweisen. Durch Untersuchungen der Unterschiede zwischen den Ensemblemitgliedern, die jeweils eine dynamisch–physikalisch konsistente mögliche Entwicklung für einen atmosphärischen Zustand darstellen, lassen sich Hypothesen für die verschiedenen Entwicklungen aufstellen. Ensemblevorhersagen können also nicht nur benutzt werden, um eine Wahrscheinlichkeitsvorhersage zu ma-

chen, sondern auch um das Verständnis atmosphärischer Prozesse zu verbessern. Details sind in Leutbecher und Palmer [2008] sowie Palmer und Hagedorn [2006] enthalten.

Woher kommt also der Pluralismus an möglichen Szenarien? Froude [2009] fasst die Streuung der Ergebnisse aus einer Ensemblevorhersage als Unsicherheit auf. Diese setzt sich aus der Modellunsicherheit durch fehlerhafte Parametrisierung von physikalischen Prozessen und dem fehlerbehafteten Initialisierungsbedingungen zusammen, wobei beide Unsicherheiten nicht vollständig getrennt voneinander betrachtet werden können.

Diese Arbeit hat zum Ziel, den Einfluss von ET auf das P2–RWB zu untersuchen. Hierzu suchen wir Ensemblemitglieder mit und ohne ET, um diese in einem nächsten Schritt vergleichen zu können. Dementsprechend verwenden wir Vorhersagen, die stark divergierende Zugbahnen aufweisen, sodass man in manchen Mitgliedern TCs hat, die eine ET durchlaufen und in anderen Mitgliedern TCs, die im Süden bleiben und sich auflösen oder einen Landfall machen. Wobei auch nach einem Landfall weiterhin die Möglichkeit für eine extratropische Umwandlung besteht.

Konkret werden Vorhersagen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage verwendet, die zu einem Zeitpunkt initialisiert wurden, ab dem die Entwicklung des jeweiligen Sturms nachvollzogen werden kann. Dabei umfasst eine Vorhersage 50 Mitglieder mit einem zusätzlichen Kontrollmitglied, welches aus der ungestörten Analyse, aber in gleicher Auflösung wie das Ensemble, integriert wurde. Der betrachtete Vorhersagezeitraum umfasst 10 Tage und die Daten stehen zwölfstündlich zur Verfügung. Die räumliche Auflösung liegt bei einem halben Grad. Die für die vorliegende Arbeit relevanten Größen werden in Abschnitt 3.1.2 vorgestellt.

3.1.2 Betrachtete Größen

Potentielle Vorticity und potentielle Temperatur

Die herangezogene Größe, um das RWB zu beobachten, ist die potentielle Temperatur auf der Fläche konstanter potentieller Vorticity (PV) von 2 PVU (PV unit; $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Ebenso findet die potentielle Vorticity auf der 320 K–Fläche bei der Berechnung des WAF (vgl. Abschnitt 4.3.7) Verwendung. Im Prinzip zeigen beide Größen das gleiche. Das beide Betrachtungen nicht konsistent mit einer Größe durchgeführt werden können, hat den einfachen Grund, dass in den Ensemblevorhersagen des EZMWs bis 2006 zwar die potentielle Temperatur auf 2 PVU verfügbar ist, aber noch nicht die potentiellen Vorticity auf 320 K.

Die Betrachtung der PV, welche durch $PV = -g\eta_{\Theta} \frac{\partial \Theta}{\partial p}$ (g = Schwerebeschleunigung, η_{Θ} = Komponente der absolute Vorticity senkrecht zur isentropen Fläche, Θ = potentielle Temperatur und p = Luftdruck) definiert wird, eignet sich generell für die Untersuchung dynamischer Prozesse. Sowohl die PV als auch die potentielle Temperatur können als Erhaltungsgrößen erachtet werden, wenn advektive Prozesse im Vergleich zu diabatischen und reibungsbehafteten vorherrschen. Bei der Herleitung der PV bewegt man sich im Theta-System, also jenem System, in dem die generalisierte Vertikalkoordinate die potentielle Temperatur ist. Bei Adiabasie verschwindet die Vertikalgeschwindigkeit, die erste zeitliche Ableitung der potentiellen Temperatur, was der Grund für die Erhaltung ist. Ein weiterer Vorteil ist das Prinzip der Umkehrbarkeit, was bedeutet, dass ausgehend von der PV auf andere synoptische Felder geschlossen werden kann, aber eben auch genauso umgekehrt. Nähere Ausführungen zur Herleitung und zu den Eigenschaften sowie den Anwendungsmöglichkeiten der PV finden sich in Hoskins et al. [1985].

Bodendruck

Ein weiteres zu betrachtendes synoptisches Feld ist der Bodendruck. Anhand der Isobaren lässt sich die Position des jeweiligen Hurricanes erkennen. Durch das Lokalisieren der Druckmaxima unter bestimmten Randbedingungen, wie einer zeitlich und räumlich erlaubten Verschiebung, kann folglich die Sturmzugbahn bestimmt werden.

Windgeschwindigkeit

Das Heranziehen der Geschwindigkeitskomponenten in verschiedenen Niveaus ermöglicht eine detaillierte Interpretation des Zusammenhangs zwischen ET und RWB. Beispielsweise kann der Jetstream auf der 200 hPa-Fläche analysiert werden. Dabei ist eine Wechselwirkung zwischen dem Outflow der TC und dem Jet beobachtbar. Falls der Outflow den Jet verstärkt, könnte dadurch das Wellenbrechen angetrieben werden. Dabei ist die Lage des Jetmaximums, seine Scherung und Struktur sowie die Lage der TC relativ zum Jet entscheidend. Ein gesplitteter Strahlstrom begünstigt das Brechen einer Rossbywelle. Tiefer gehende Informationen zur Interaktion zwischen Jet und Rossbywellen kann unter anderem in Homeyer und Bowman [2013] sowie Esler und Haynes [1999] nachgelesen werden.

3.2 Methoden

3.2.1 Hovmöllerdiagramm

1949 entwickelte Ernest Hovmöller das sogenannte “Trough–and–Ridge diagram” (Trog–und–Rücken–Diagramm). Er betrachtete das Geopotential auf der 500 hPa–Fläche und mittelte es über einen bestimmten Breitengradgürtel. Auf der Ordinate wurde die Zeit und auf der Abszisse der Längengrad aufgetragen [Hovmöller, 1949]. Durch diese Auftragung bietet das Diagramm den Vorteil, dass man sich einen schnellen Überblick über den zeitlichen Verlauf von Wellenzügen machen kann.

In dieser Arbeit findet das Hovmöllerdiagramm Anwendung, um einen geeigneten Clusterzeitpunkt zu finden. Dabei wurde über ein Breitengradband von 40° N bis 60° N gemittelt. Die betrachtete gemittelte Größe, die in Abhängigkeit von Zeit und Längengrad dargestellt wird, ist die Standardabweichung der potentiellen Temperatur auf der 2 PVU–Fläche. Die Standardabweichung ist ein Maß für die Streuung der Werte, welche die betrachtete Zufallsvariable annehmen kann, um deren Erwartungswert [Kenney, 1962]. Dementsprechend dient sie hier als Maß für die Streuung der Wellenstrukturen auf Höhe der dynamischen Tropopause in den Ensemblemitgliedern.

3.2.2 Empirische Orthogonalfunktionen

Die nachfolgende Beschreibung der EOF–Analyse basiert – sofern nicht explizit gekennzeichnet – auf Wilks [1995]. Die EOF–Analyse ist auch bekannt als Hauptkomponentenanalyse (*engl.* principal–component analysis, PCA). Sie gehört zu den multivariaten statistischen Methoden. Ziel der Analyse ist, einen großen Datensatz zu verkleinern. Dabei soll der neue reduzierte Datensatz die Variabilität – wie sie im ursprünglichen gegeben war – möglichst genau wiedergeben. Das heißt: Die Variablen eines Datenvektors \vec{x} der Dimension ($K \times 1$) sollten korreliert sein, damit redundante Informationen vorhanden sind. Man möchte nun einen neuen Vektor \vec{u} finden, dessen Dimension ($M^* \times 1$) ist, wobei $M^* \ll K$. Die Elemente des neuen Vektors, bei denen keine Korrelation erwünscht ist, nennt man Hauptkomponenten (*engl.* principal components, PC).

Die m –te PC des reduzierten Datenvektors berechnet sich wie folgt:

$$u_m = (\vec{e}_m)^T \vec{x}' = \sum_{k=1}^K e_{km} x'_k \quad [3.1]$$

m kann Werte von 1 bis M annehmen. \vec{e}_m ist der Eigenvektor von u_m . \vec{x}' ist der Anomalievektor, der sich als Abweichung vom Mittelwert ($\vec{\bar{x}}$) ergibt:

$$\vec{x}' = \vec{x} - \vec{\bar{x}} \quad [3.2]$$

Der erste Eigenvektor \vec{e}_1 zeigt in Richtung der größten Variabilität und besitzt den größten Eigenwert. Der zweite Eigenvektor zeigt in Richtung der zweitgrößten Variabilität und hat den zweitgrößten Eigenwert. Zudem steht er senkrecht zum ersten Eigenvektor. Die nachfolgenden Eigenvektoren stehen ebenso senkrecht zum jeweils vorhergehenden. Die entsprechende Indexnummer ordnet die Eigenvektoren nach der Größe ihrer Eigenwerte. Mit den Eigenvektoren wird nun ein neues Koordinatensystem aufgespannt, in dem dann die Daten betrachtet werden. Der Name EOF hat seinen Ursprung darin, dass die Eigenvektoren orthogonal zueinander stehen und sie empirisch aus einem konkreten Datensatz bestimmt werden. Die Eigenvektoren werden in einer Matrix zusammengefasst. So finden wir:

$$\vec{u} = [E]^T \vec{x}' \quad [3.3]$$

[E] ist die Eigenvektormatrix. Für den Anomalievektor folgt durch Umstellen:

$$\vec{x}' = [E] \vec{u} \quad [3.4]$$

Und in Indexschreibweise:

$$x'_k = \sum_{m=1}^M e_{km} u_m \quad [3.5]$$

Wobei k Werte von 1 bis K annehmen kann.

Zur Berechnung der EOFs eignet sich nach Björnsson und Venegas [1997] folgendes Vorgehen: Zunächst wird die Anomaliematrix bestimmt, indem man von den Elementen der ursprünglichen Datenmatrix den Mittelwert abzieht. Anschließend wird die Kovarianzmatrix berechnet. Danach müssen die Eigenwerte und –vektoren ermittelt werden. Dann erfolgt eine Ordnung der Eigenvektoren. Der Eigenvektor mit dem größten Eigenwert ist – wie bereits oben erwähnt – EOF 1. Zuletzt steht die Kalkulation des Ausdehnungskoeffizienten. Dieser kann als Amplitude verstanden werden. Weiter ist er unkorreliert in der Zeit, wohingegen die EOFs unkorreliert im Raum sind.

Die Größe, für welche die empirischen Orthogonalfunktionen bestimmt werden, ist die potentielle Temperatur auf der 2 PVU–Ebene, wobei die EOFs die Variabilität innerhalb des Ensembles widerspiegeln. Die berechneten PCs fließen in das Clustering (siehe Abschnitt 3.2.3) ein, in dem dann die Mitglieder gleicher Hauptkomponenten in Gruppen zusammengefasst werden.

Der Ansatz dieser Arbeit folgt Anwender et al. [2008], die charakteristische Variabilitätsmuster im Zusammenhang mit ET gefunden haben. Zunächst gibt es ein Muster, das Verlagerungen in zonaler Ausrichtung sowie eine horizontale Achsenneigung beschreibt (*engl.* Shift–Pattern). Positive Beiträge zu diesem Muster gehen mit einem ostwärts gerichteten Versatz einher, negative mit einem westwärts gerichteten. Dann gibt es noch ein Muster hinsichtlich der Amplitude (*engl.* Amplitude–Pattern). Dieses findet man vor, wenn es zu einer Amplifizierung (bei positiven Beiträgen zum Muster) oder einer Abflachung (bei negativen Beiträgen) einer Welle kommt. Weiter ist auch eine Mischung beider Muster möglich. Auch wenn sich diese Variabilitätsmuster zunächst allein auf ET beziehen, können sie in ähnlicher Form für Rossbywellen beobachtet werden.

Die Betrachtung beschränkt sich auf zwei EOFs, denn oftmals werden bereits durch die ersten zwei EOFs zwischen 25 und 45 % der Unsicherheit erfasst, sodass eine zweidimensionale Analyse ausreichend ist. [Harr et al., 2008].

3.2.3 Fuzzy–Clustering

Ziel des Fuzzy–Clusterings ist es, Ensemblemitglieder ähnlicher Hauptkomponenten, also mit einem ähnlichen Beitrag zur synoptisch–skaligen Variabilität, in Gruppen zusammenzufassen. Die dazu nötigen PCs stammen aus der vorangegangenen EOF–Analyse. Die Analyse startet mit einer Vorgabe, in wie viele Cluster die Daten unterteilt werden sollen. Hier haben wir 50 Ensemblemitglieder, also 50 Punkte im PC 1–PC 2–Phasenraum. Eine Aufteilung in mehr als sechs Cluster verfehlt den Sinn, denn teilt man das Ensemble zu fein ein, dann hat man pro Gruppe durchschnittlich nur 8 und weniger Mitglieder. Man würde statt repräsentativer Hauptszenarien viel eher Sonderfälle betrachten. Im Vordergrund dieser Arbeit steht sogar nur eine Einteilung in zwei Szenarien, nämlich mit oder ohne ET. Da sich die Variabilitätsanalyse mit Hilfe der EOFs jedoch nach der Wellenstruktur und nicht nach dem Track richtet, treten auch Fälle auf, in denen das Wellenbrechen durch Systeme angeregt wird, die keinen tropischen Ursprung haben. Somit ergeben sich sinnvolle Clusteranzahlen von zwei bis sechs.

Nach Auswahl der Clusteranzahl werden per Zufall als erste Zentren einzelnen Mitglieder ausgewählt. Die restlichen Ensemblemitglieder werden dem jeweils naheliegendsten Zentrum zugeordnet. Mitglieder, die von zwei Zentren etwa gleich weit entfernt sind, werden nicht zugeordnet. Die neuen Zentren berechnen sich durch Minimieren des Abstandes zwischen jedem Mitglied und jedem neuen Zentrum. Schließlich wird überprüft, ob das Mitglied eines Clusters nun näher an einem anderen Zentrum liegt. Ist dies der Fall, stoppt die Iteration. Das Verfahren wird unter anderem in Harr et al. [2008] und Keller et al. [2011] beschrieben.

Am Ende steht die Prüfung der Stabilität. Dazu wird das Clustering hundertmal durchgeführt. Da das erstmalige Setzen der Zentren zufällig geschieht, bedeutet das, dass hundert Clusterläufe auf denselben Datensatz angewendet, stets unterschiedliche Initialbedingungen haben. Anschließend werden die hundert Lösungen übereinander gelegt. Liegen die Zentren nicht übereinander (Abb. 3.1 (b)), sodass zum Beispiel für vier Cluster doppelt so viele Zentren eingetragen sind, dann ist die Lösung instabil [Keller et al., 2011]. Ein Diagramm einer stabilen Lösung zeigt Abbildung 3.1 (a).

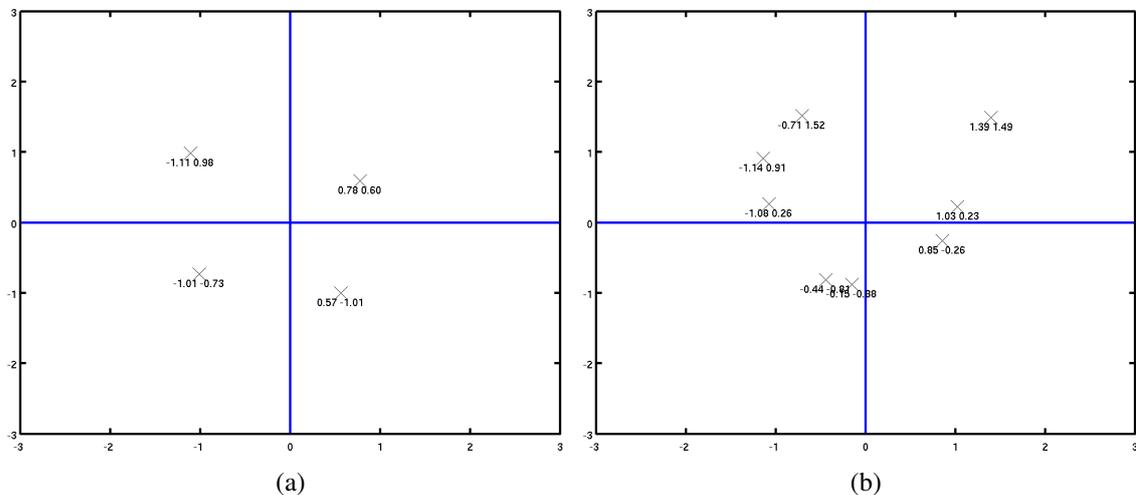


Abbildung 3.1: Beispiele einer stabilen ((a); aus der Analyse der TC Tomas) und einer instabilen ((b); aus der Analyse von Jeanne) Lösung bei einer Aufteilung in vier Cluster. Auf der Abszisse ist PC 1 und auf der Ordinate PC 2 aufgetragen. Die Kreuze zeigen die Positionen der berechneten Clusterzentren aus allen 100 Läufen.

Unter Kenntnis der stabilen Gruppeneinteilungen muss zuletzt eine Clusteranzahl gewählt werden. Für jede Einteilung betrachtet man repräsentative Mitglieder – die Auswahl dieser geschieht mit Hilfe eines Streudiagramms. Man vergleicht die zeitlichen Verläufe und muss abschätzen, welche Entwicklungsszenarien ähnlich oder unterschiedlich sind. Hat man beispielsweise eine Unterteilung in vier Cluster und in zweien werden Szenarien vorgestellt, die viel gemeinsam haben, liegt es nahe, die Ensemblemitglieder in nur drei Cluster zu splitten.

3.2.4 Wellenaktivitätsfluss

Um die Wellenaktivität und die Interaktion zwischen Wellen und dem Grundstrom zu analysieren, war die Verwendung des Eliassen–Palm–Flusses üblich [Takaya, 2001]. Er setzt sich aus einer meridionalen sowie einer vertikalen Komponente zusammen und beinhaltet den zonal gemittelten Wirbelimpuls sowie Temperaturflüsse. Des Weiteren ist er unabhängig von der Phase der Welle. Als zonal gemittelte Größe ist seine Anwendbarkeit beschränkt, was die Darstellung der Propagation in zonaler Richtung nicht möglich macht. Man kann ihn verstehen als eine Art Schnappschuss der Wellenausbreitung auf der meridionalen Ebene. Eine andere Formulierung lieferte Plumb im Jahr 1985. Sein WAF ist für stationäre Wellen divergenzfrei. Ansonsten kann über dessen Vergenzen abgeschätzt werden, ob sich Wellenaktivität anhäuft oder abtransportiert wird. Für flache Wellen ist der WAF phasenunabhängig und parallel zur Gruppengeschwindigkeit. Mittelt man ihn zonal, so kann er wieder in den EP–Fluss überführt werden.

Die in dieser Arbeit verwendete Formulierung ist die von Takaya und Nakamura [1997]. Die Grundidee dieser Betrachtung ist, dass ausgehend von einer Störstromfunktion, die proportional zur Wellenphase sein soll, die Wellenentrophie und die Wellenenergie proportional zu den Quadraten trigonometrischer Funktionen (Sinus bzw. Kosinus) sind, sodass sich aus der Linearkombination beider Größen eine Phasenunabhängigkeit des WAFs ergibt, ohne dass gemittelt werden muss [Takaya und Nakamura, 2001].

Herleitung

Ausgangspunkt ist die quasigeostrophische PV–Gleichung. Die Betrachtung findet auf der β –Ebene statt und der Logarithmus des Drucks fungiert als generalisierte Vertikalkoordinate. Folgende Voraussetzungen sind zur Herleitung zu machen:

1. Räumlich betrachtet, variiert die Stärke des mittleren PV–Gradienten weniger als die des Enstrophieflusses¹.
2. Der mittlere PV–Gradient erfährt keine Richtungsänderung. Dies bedeutet, dass kein PV–Overturning stattfindet, was auf ein Wellenbrechen hindeuten würde.
3. Der Ausgangszustand ist ungezwungen; es wirken also keine äußeren Kräfte wie beispielsweise Reibung.

Für die horizontalen Windkomponenten (u , v), die Stromfunktion (ψ) und die PV (q) wird die Reynoldsmittelung durchgeführt, wobei zusätzlich kleine Amplituden (U , V , Ψ)

¹Enstrophie ist die quadratische relative Vorticity gemittelt über die betrachtete Fläche.

und Q) vorausgesetzt werden, die von allen drei Raumrichtungen abhängen:

$$u = U(x, y, z) + u' \quad [3.6]$$

$$v = V(x, y, z) + v' \quad [3.7]$$

$$\psi = \Psi(x, y, z) + \psi' \quad [3.8]$$

$$q = Q(x, y, z) + q' \quad [3.9]$$

Größen mit Hochstrich (u' , v' , ψ' und q') kennzeichnen Störungen, die vom Mittelwert abweichen. Der Grundstrom $\vec{U} = (U, V, 0)^T$ sei zonal inhomogen. Die reynoldsgemittelten Größen werden in die Vorticitygleichung eingesetzt. Durch Vernachlässigung der quadratischen Terme erhält man eine linearisierte Form der PV-Gleichung (mit s' für als Störung des Quell- und Senkterms):

$$\frac{\partial q'}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla_H q' + \vec{u}' \cdot \nabla_H Q = s' \quad [3.10]$$

Diese wird in Rotationskoordinaten transformiert. Durch Manipulation der PV-Gleichung, was bedeutet, dass ein Zusatzterm dazumultipliziert wird, erhält man als erstes Zwischenergebnis eine Gleichung für die Wellenstrophie. Gleichung [3.10] wird nun erneut manipuliert, diesmal mit einem anderen Zusatzterm. Nun erhält man eine Gleichung für die Wellenenergie. Weiter muss an dieser Stelle vorausgesetzt werden, dass die Gruppengeschwindigkeit der betrachteten Welle konstant in Richtung des Grundstroms ist. Zudem kann man unter Verwendung der Definition des EP-Flusses die Gleichungen für die Enstrophie und die Wellenenergie in eine andere Form überführen. Beide Gleichungen werden nun kombiniert. Weiteren Umrechnungen folgt schließlich nachstehender Erhaltungssatz:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{W} = D_T \quad [3.11]$$

M ist eine Größe, die sich aus der Linearkombination der Wellenaktivität² (E) und der Wellenstrophie (A) ergibt: $M = \frac{A+E}{2}$. \vec{W} ist der gesuchte WAF, also der Fluss von M . Die rechte Seite der Gleichung D_T bezeichnet die Senk- und Quellterme.

²Die Wellenenergie, ist die Energie, die eine Welle mitführt und beim Brechen freigesetzt wird.

Im WAF werden zwei dynamische Aspekte der Wellenpropagation vereint. Das sind zum einen der Transport des Impulses durch Wirbel sowie Wärme Flüsse und zum anderen der ageostrophische Fluss des Geopotentials. Dadurch wird er zu einem geeigneten Werkzeug zur Untersuchung bewegter und stationärer Wirbel im quasigestrophischen Gleichgewicht. Dies konnte in Simulationen und Untersuchungen mit Beobachtungsdaten bereits validiert werden. Mehr Details zur Herleitung des WAFs kann in Takaya und Nakamura [1997, 2001] nachgelesen werden.

Detektion von Wellenbrechen

Die Detektion des Wellenbrechens (vgl. RWB–Typen in Abschnitt 2.2.3) wird in einer Kooperation mit dem Leibniz–Institut für Atmosphärenphysik an der Universität Rostock (IAP) von Andrea Schneidereit durchgeführt. In Hinblick auf die Interpretation der Ergebnisse ist Dieter Peters als weiterer Kooperationspartner zu nennen. Das Vorgehen richtet sich nach Gabriel und Peters [2008].

Da in dieser Arbeit Rossbywellen nur auf der synoptischen Skala betrachtet werden, werden die Daten zunächst gefiltert, indem zeitlich gesehen ein 3–Tages–Mittel und räumlich ein 9–Gitterpunkte–Mittel verwendet wird. Eine weitere Einschränkung ist, dass das Wellenbrechen nur beim erstmaligen Auftreten (*engl.* onset) detektiert wird, da nach Esler und Haynes [1999] zu diesem Zeitpunkt die meridionale WAF–Komponente am stärksten ist.

Im ersten Schritt findet die Lokalisierung von Gebieten statt, in denen die meridionale Ableitung der PV negativ ist, was ein PV–Overturning charakterisiert:

$$\frac{\partial q}{\partial y} < 0 \quad [3.12]$$

Nun kann mit der meridionalen Komponente des WAFs entschieden werden, ob es sich um ein zyklonales oder ein antizyklonales Ereignis handelt. Ist der meridionale Gradient des WAFs negativ, geht dies mit einem antizyklonal gescherten Grundstrom einher. Im Falle eines positiven Gradienten ist der Grundstrom zyklonal geschert. Je nachdem, ob der Grundstrom konfluent (horizontale Ableitung der geopotentiellen Höhe $\frac{\partial^2 h_\phi}{\partial x \partial y} > 0$) oder diffluent ($\frac{\partial^2 h_\phi}{\partial x \partial y} < 0$) ist, entscheidet sich, ob die Rossbywelle polwärts oder äquatorwärts gerichtet bricht. Diffluenz ist dabei Voraussetzung für die polwärtige Ausrichtung, Konfluenz für die äquatorwärtige. Zusammen mit dem WAF–Gradienten ergibt sich die in Tabelle 3.1 enthaltene Zusammenstellung für die jeweiligen RWB–Typen:

Tabelle 3.1: Überblick über die für die WAF-Analyse relevanten Terme in Abhängigkeit vom RWB-Typ

RWB-Typ	W_y	$\frac{\partial^2 h_\phi}{\partial x \partial y}$
P1	> 0	< 0
LC2	> 0	> 0
P2	< 0	> 0
LC1	< 0	< 0

Die Berechnung der meridionalen WAF-Komponente (WAF_y) basiert auf den Druckniveaus 500, 300, 250 und 200 hPa. Des Weiteren wird WAF_y über die Schichten 300, 250 und 200 hPa gemittelt. Der Grundstrom, der ebenfalls in die Berechnung eingeht, wurde aus ERA-Interim-Daten³ ermittelt. Eine weitere Größe, welche für die Bestimmung des WAFs relevant ist, ist die potentielle Vorticity, welche hier auf der 320 K-Isentropen betrachtet wird.

Eine Reihe von Schwellwerten⁴ muss überschritten werden, damit das RWB als solches erkannt werden kann:

1. Die PV muss größer als 0,25 PVU sein. Damit reduziert sich die Betrachtung auf die Nordhemisphäre und schließt zudem die Tropen aus.
2. Das 10^6 -fache des meridionalen PV-Gradienten soll kleiner sein als $-0,05 \cdot PV$ und das 10^6 -fache des Betrags des zonalen PV-Gradienten soll größer sein als $0,05 \cdot PV$. Dadurch wird sichergestellt, dass die Rossbywelle bereits "kippt". Die Werte leiten sich aus saisonalen Mittelwerten ab.
3. WAF_y muss größer sein als $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, der diffluyente und der konfluente Anteil jeweils größer als $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Hiermit werden Wellenbrechereignisse herausgefiltert, die eine zu geringe Intensität aufweisen.
4. Der Betrag des diffluenten Anteils von WAF_y muss sich um 10% von dem Betrag des konfluenten Anteils unterscheiden. Durch diese Einschränkung wird das symmetrische Wellenbrechen ausgeschlossen.

³ERA-Interim sind die derzeit neusten Reanalysedaten des EZMWs [EZMW, 2014].

⁴Die Schwellwerte basieren auf Untersuchungen von Gabriel und Peters [2007].

4. Ergebnisse

Im Folgenden werden vier Hurricanes hinsichtlich ihres Einflusses auf das Rossbywellenbrechen untersucht: Jeanne (2004), Ophelia (2005), Noel (2006) und Tomas (2010). Für jeden Sturm wird jeweils zunächst vorgestellt, wie sich das System laut Analyse (nach National Hurricane Center, NHC) entwickelte und anschließend welche Vorhersage verwendet wurde. Nach einem Abschnitt über die Auswahl des Gebiets und des Zeitpunkts, die für die EOF-Analyse und das Fuzzy-Clustering festzulegen sind, folgen die Ergebnisse beider Methoden. Dabei wird zur Darstellung der Ergebnisse des Clusterings u. a. ein Streudiagramm (*engl.* Scatterplot) herangezogen. Wir verwenden das Streudiagramm für zwei Dinge. Um Mitglieder zu finden, die einen positiven bzw. negativen Beitrag zu EOF 1 und 2 haben, werden diejenigen verwendet, die nahe der Achsen und weit vom Ursprung entfernt liegen. Die zweite Verwendungsart ist die Wahl der repräsentativen Mitglieder eines Clusters. Dabei ist ein geringer Abstand zwischen Mitglied und Zentrum Voraussetzung. Doch es werden nicht immer die Mitglieder genommen, die den geringsten Abstand zum jeweiligen Zentrum haben. In dieser Arbeit wurden zunächst pro Cluster mehrere Mitglieder in Zentrumsnähe betrachtet und miteinander verglichen. Dann wurde eines dieser Mitglieder für die weiteren Untersuchungen ausgewählt. Ein Beispiel dafür, unter welchen Gesichtspunkten diese Auswahl stattfindet, ist, dass man im Fall einer ET nicht unbedingt andere außertropische Systeme haben möchte, die auch mit der Rossbywelle in Wechselwirkung treten, da dies die Entscheidung erschwert, welches System mehr Einfluss auf die Welle hat.

Anschließend wird beschrieben, welche Zusammenhänge zwischen ET und RWB beobachtet werden können. Dabei werden jeweils zwei Fälle (Vorhersagen zweier Ensemblemitglieder) gegenüber gestellt, pro Sturm ein Fall mit ET und ein Fall ohne ET. Der Vergleich zwischen dem ET-Fall und dem Fall ohne ET wird zu einzelnen synoptisch relevanten Zeitpunkten vorgenommen, die nicht zwangsläufig in gleichen Zeitintervallen vorliegen. Auch wenn sich aus dem Clustering mehr als zwei verschiedene Szenarien ergaben, interessieren wir uns vor allem für die wesentlichen Unterschiede zwischen einem Fall mit und einem ohne ET, und weniger für Verschiedenheiten zwischen Szenarien, die beispielsweise beide eine ET zeigen. Daher konzentrieren wir uns im Folgenden nur auf

je zwei Fälle für Jeanne, Ophelia und Tomas. Eine Ausnahme stellen die Untersuchungen der TC Noel dar. Hier vergleichen wir drei Fälle und es stehen uns zudem die Berechnungen der RWB–Detektion mittels WAF zur Verfügung.

Um Verständnisproblemen vorzubeugen, sei noch gesagt, dass die Bezeichnung eines Szenarios als „ET–Fall“ nicht implizieren soll, dass alle darin beschriebenen Strukturen in Zusammenhang mit der ET gebracht werden können bzw. dürfen. Zusammenhänge werden explizit erwähnt.

4.1 Jeanne

4.1.1 Analyse und Vorhersage

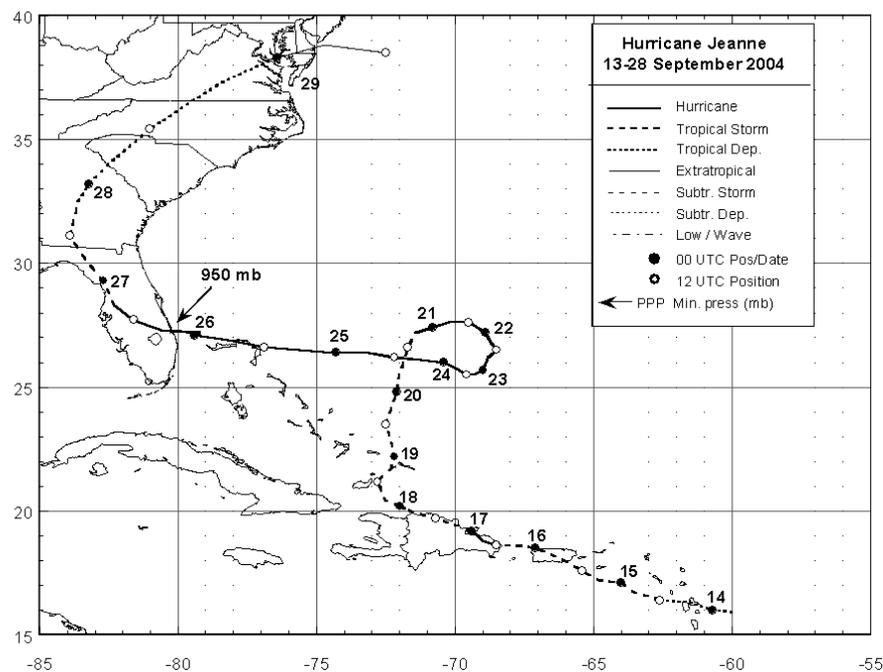


Abbildung 4.1: Offizielle Zugbahn für Jeanne nach NHC [Lawrence und Cobb, 2005].

Am 13. September 2004 entsteht Hurricane Jeanne (Abb. 4.1). Das System intensiviert sich und ist ab dem 20. September ein Hurricane der Kategorie 3 auf der Saffir–Simpson–Skala (*engl.* Saffir–Simpson hurricane scale, SSHS). Das System vertieft sich bis 950 hPa. Zudem werden Windspitzen von 195 km/h erreicht. Am 29. September wird Jeanne extratropisch – noch am selben Tag löst sich der Sturm auf. Eine Besonderheit an Jeanne ist die langsame Verlagerung, welche auf eine Wechselwirkung mit Hurricane Ivan zurückgeführt wird. Mehr zur meteorologischen Geschichte von Jeanne ist in Lawrence und

Cobb [2005] zu finden.

Zur Untersuchung von Jeanne wird eine Ensemblevorhersage verwendet, die am 20. September 2004 um 0 UTC initialisiert wurde. Die Sturmzugbahnen der Vorhersagemitglieder divergieren stark (Abb. 4.2). Einige TCs ziehen nach Nordosten über den Atlantik, wenige wandern weiter äquatorwärts und ein großer Anteil verlagert sich nach Nordwesten, wo es teilweise zu einem Landfall kommt. Durch die Mitglieder, deren Zugbahnen eine starke Nordkomponente haben, erhält man Fälle, in denen es zur ET von Jeanne kommt.

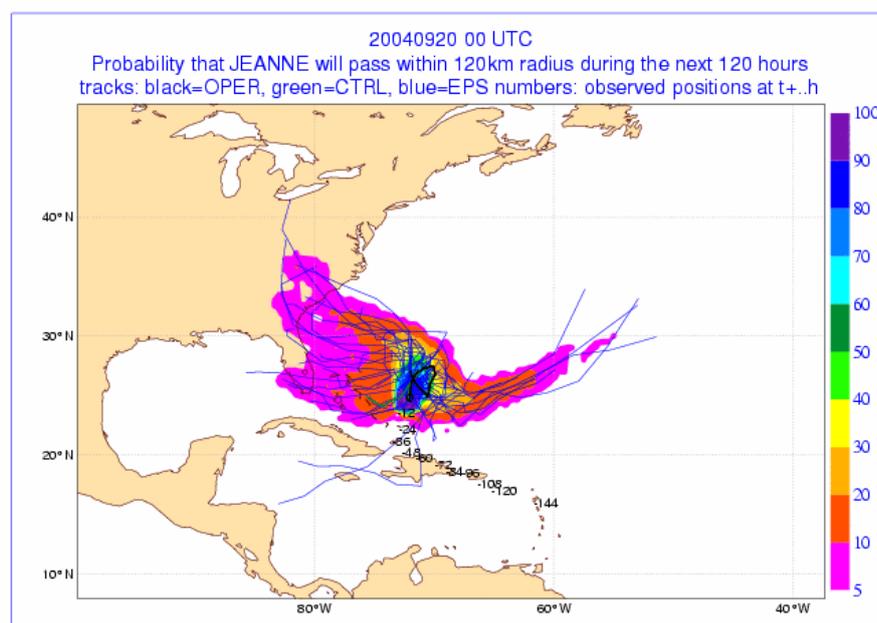


Abbildung 4.2: Zugbahnen der EZMW–Ensemblevorhersage für Jeanne bis fünf Tage nach dem Initialisierungszeitpunkt (20. September 2004 0 UTC) sowie als farbige Flächen die Aufenthaltswahrscheinlichkeit innerhalb eines Radius von 120 km [Karte bezogen von EZMW, 2013].

4.1.2 Gebiet und Clusterzeitpunkt

Am 23. September 12 UTC zeigt sich bei 50° W im Hovmöllerdiagramm (Abb. 4.3) ein starkes Maximum in der Standardabweichung der potentiellen Temperatur auf 2 PVU. Die Sturmpositionen streuen zu diesem Zeitpunkt bereits. Daher ist die Wahl dieses Zeitpunktes für die weiteren Berechnungen geeignet. Das Ensemblemittel der potentiellen Temperatur (Abb. 4.4) zeigt westlich von 50° W eine abgeschnürte Antizyklone und östlich einen Rücken, dessen Achse nach Nordosten geneigt ist; getrennt sind Cut–Off und Rücken durch einen Trog mit leicht ostwärts geneigter Achse.

Um die Variabilität beider Strukturen (für hohe potentielle Temperaturen über 355 K) erfassen zu können, muss die räumliche Abgrenzung des Gebiets für die EOF–Analyse wie folgt gewählt werden: in Ost–West–Erstreckung 30° W bis 90° W sowie meridional von 20° N bis 60° N.

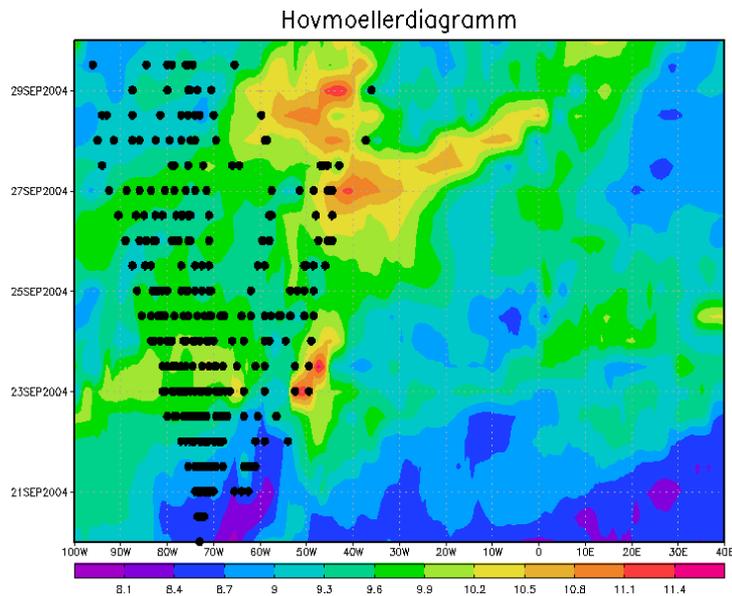


Abbildung 4.3: Zwischen 40° N und 60° N meridional gemittelte Standardabweichung der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche innerhalb des Ensembles mit Sturmpositionen aller Ensemblemitglieder für Jeanne zu jedem Zeitpunkt als schwarze Punkte.

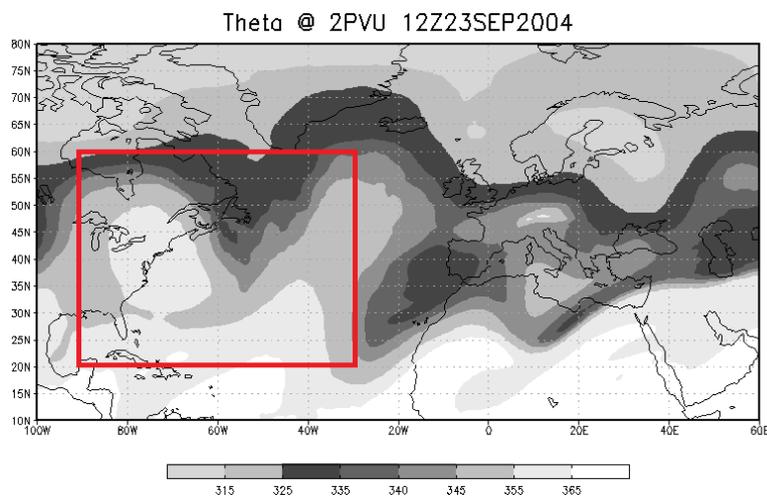


Abbildung 4.4: Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche über alle Mitglieder zum ausgewählten Clusterzeitpunkt; EOF–Gebiet (rote Umrandung).

4.1.3 Ergebnisse aus der EOF-Analyse

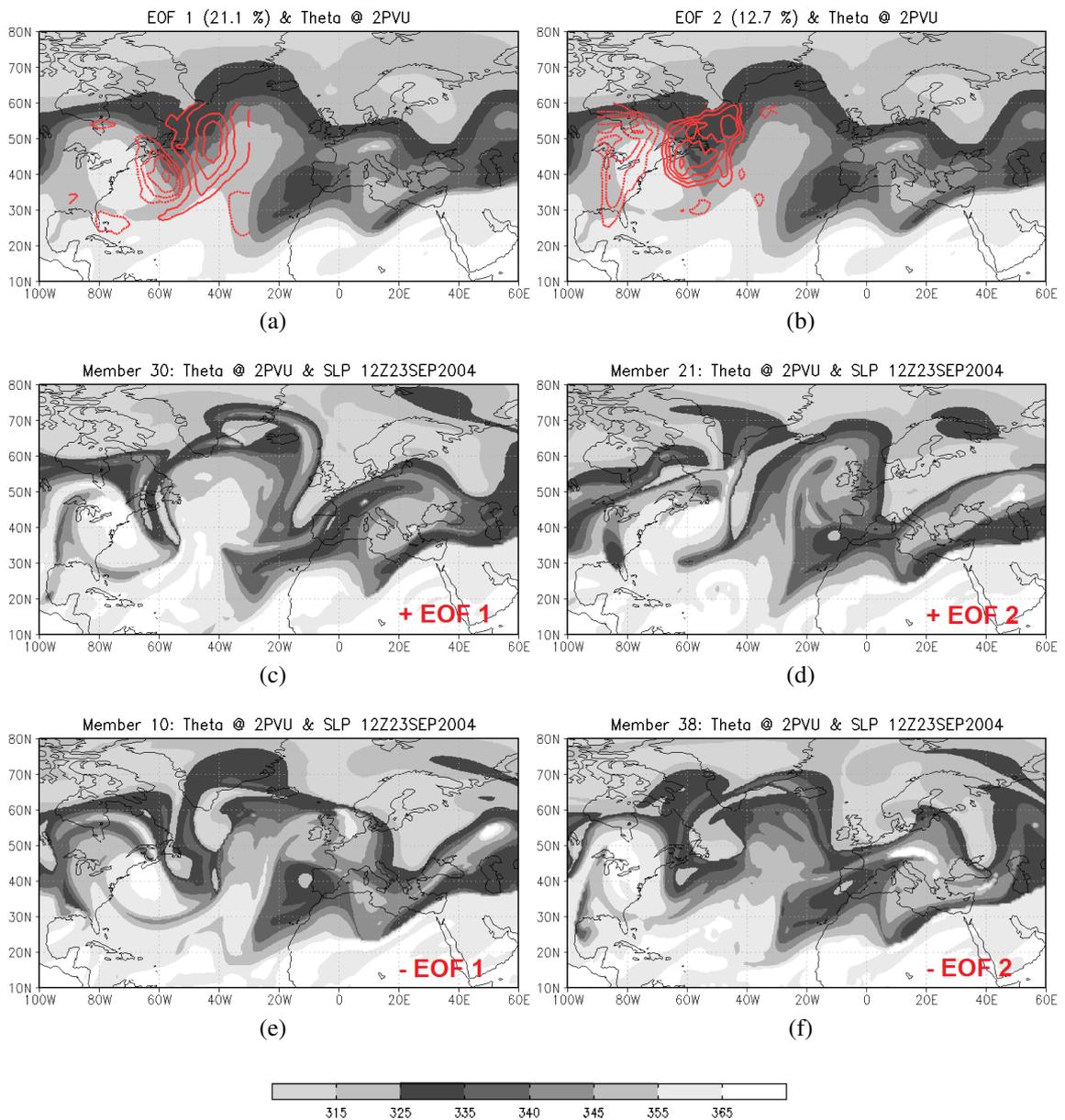


Abbildung 4.5: (a) EOF 1 und (b) EOF 2 (positive Signale als durchgezogene und negative Signale als gestrichelte rote Linien) sowie Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche für Jeanne zum Clusterzeitpunkt (schattiert). (c)–(f) Potentielle Temperatur auf der 2 PVU-Fläche für ausgewählte Vorhersagemitglieder mit positiven bzw. negativen Beiträgen zu den EOFs zum gleichen Zeitpunkt.

Die stärkste Variabilität (Abb. 4.5 (a)) weist eine negative Komponente an der Westflanke und eine positive an der Ostflanke des Trog auf. Also haben wir innerhalb des Trog eine Dipolstruktur. Diese Anordnung führt dazu, dass ein Mitglied, das zur ersten Haupt-

komponente einen positiven Beitrag hat, einen Trog zeigt, der nach Westen versetzt ist (Abb. 4.5 (c)). Dadurch liegt auch der Rücken, der sich im Osten an den Trog anschließt, weiter westlich als es im Ensemblemittel zu sehen ist. Negativ beitragende Mitglieder wie 10 (Abb. 4.5 (e)) zeigen hingegen einen Versatz der Trog–Rücken–Struktur nach Osten. EOF 1 spiegelt folglich einen räumlichen zonalen Versatz wieder, was wir als Shift–Pattern (vgl. Anwender et al., 2008) kennen.

Die zweitstärkste Variabilität (Abb. 4.5 (b)) geht einher mit einem negativen Signal am Westrand des Berechnungsgebiets und einem positiven im Trog. Mitglied 21 (Abb. 4.5 (d)) ist positiv beitragend, sodass der Trog stark abgeschwächt ist, wobei der sich stromauf anschließende Rücken breiter erscheint. Ein Mitglied mit negativem Beitrag (Abb. 4.5 (f)) zeigt einen gegenüber dem Mittel verstärkten Trog. Wir haben also Unterschiede zwischen den Ensemblemitgliedern hinsichtlich der Amplitude. Dadurch dass EOF 1 21,1% und EOF 2 12,7% der Variabilität wiedergeben, werden insgesamt 33,8% erfasst.

4.1.4 Ergebnisse aus der Cluster–Analyse

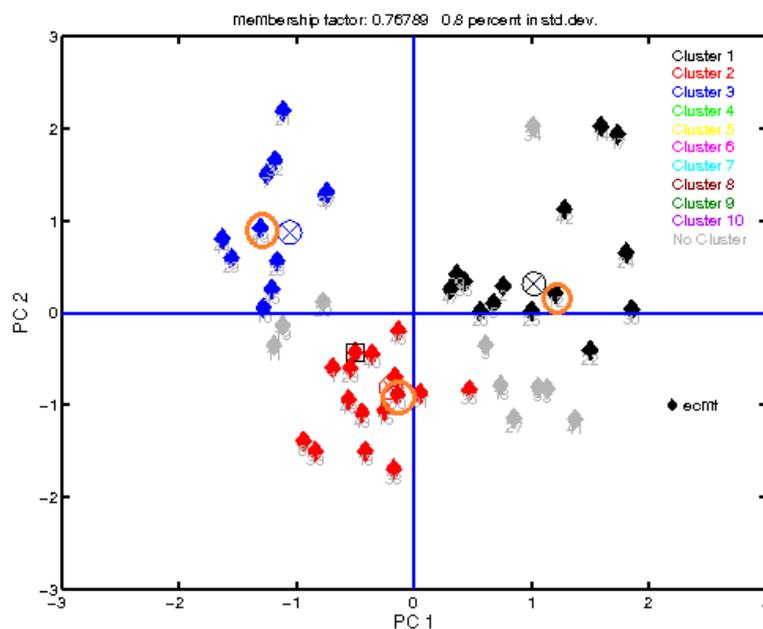


Abbildung 4.6: Streudiagramm für eine Unterteilung der Ensemblemitglieder für Jeanne in drei Cluster. Der Raum wird durch die erste und zweite PC aufgespannt; die Einfärbung der Mitglieder kennzeichnet die Clusterangehörigkeit; Position des Clusterzentrums markiert durch umkreistes Kreuz; repräsentative Mitglieder sind orange umkreist.

Das Clustering für Jeanne erzeugte nur die Unterteilung in drei Cluster als stabile Lösung, was eine Auswahl aus verschiedenen Clusteranzahlen hinfällig macht. Die Unterteilung in drei Gruppen stimmt mit dem subjektiven Eindruck überein (Abb. 4.6). In Abbildung 4.7 sind die Clustercomposites am 23. September 2004 (12 UTC) der drei Cluster dargestellt. Ein Clustercomposite ist ein Mittel über alle Ensemblemitglieder, die Teil des betrachteten Clusters sind. In dieser Arbeit wird die zeitliche Entwicklung für das Clustermittel nicht untersucht, sondern allein der Clusterzeitpunkt betrachtet. Zeitreihen werden allein für einzelne Mitglieder, die das jeweilige Cluster repräsentieren, betrachtet. Eine Mittelwertbetrachtung über die Zeit hinweg lohnt sich daher nicht, da für die Berechnung des WAF kleinräumige Strukturen nötig sind und diese bei der Mittelung verschwinden würden. Die Wahl der repräsentativen Mitglieder richtet sich nach der möglichst nahen Lage zum Clusterzentrum. Im Falle von Jeanne repräsentiert Mitglied 12 das erste, 50 das zweite und 49 das dritte Cluster (Abb. 4.6).

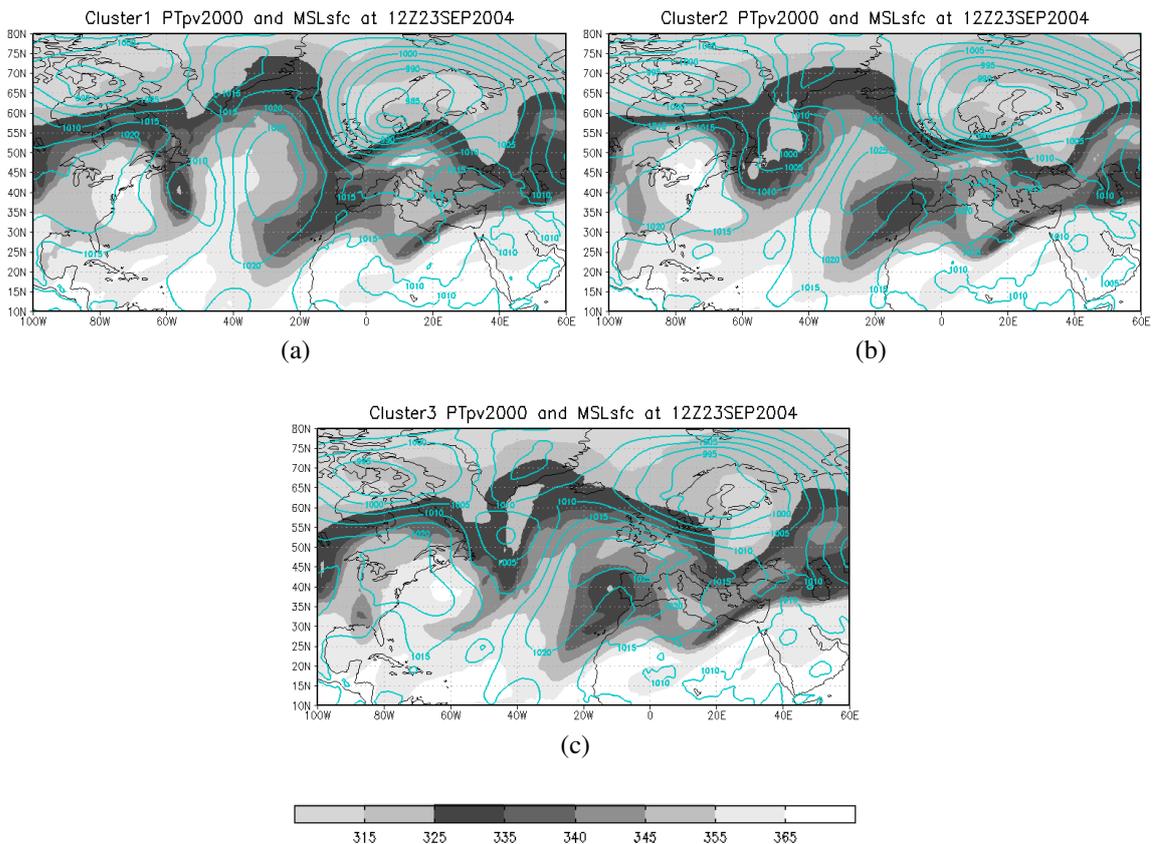


Abbildung 4.7: Clustermittel für Jeanne am 23. September 2004 12 UTC; dargestellte Größe ist die potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche als Schattierung und der Bodendruck [in hPa] in blauen Linien.

Um vorab einen Eindruck über die Cluster zu gewinnen, zunächst ein Blick auf die Composites (Abb. 4.7). Beschränken wir uns dabei auf das Gebiet, in dem die EOFs berechnet wurden (30°W – 90°W , 20°N – 60°N). In Cluster 1 (Abb. 4.7 (a)) erkennt man eine abgeschnürte Antizyklone und östlich davon einen Rücken mit Tendenz zur Abschnürung. Ähnlich in Cluster 2 (Abb. 4.7 (b)). Hier ist der Rücken allerdings in zonaler Richtung weniger ausgedehnt, die Eintrogung bei 50°W aber dafür stärker ausgeprägt. Des Weiteren liegt eine stärkere Achsenneigung nach Nordosten vor. Cluster 3 (Abb. 4.7 (c)) wiederum zeigt ein Stadium vor einem möglichen Cut–Off. Die Rückenstruktur ist weniger ausgeprägt als in den anderen Clustern.

4.1.5 Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern

Um herauszufinden, in welchen Ensemblemitgliedern eine ET vorhergesagt wird, betrachten wir nun die verschiedenen Sturmzugbahnen der Mitglieder. Alle ausgewählten Mitglieder zeigen einen anderen Verlauf in Hinblick auf die Sturmposition von Jeanne (Abb. 4.8). Mitglied 12 und 49 unterscheiden sich gänzlich von 50. In Mitglied 12 zieht die TC weit nach Norden und erreicht Breiten über 60°N . Der Verlauf erinnert an eine Sinuskurve. Insgesamt bleibt der Sturm über dem Atlantik und hat keinen Landkontakt. Anders in Mitglied 49. Hier zieht Jeanne zwar auch nach Norden, allerdings kommt es bei 30°N zu einem Landfall. Bei etwa 55°N zieht der Sturm wieder über Wasser. Nach weiteren fünf Breitengraden kann das System nicht mehr im Bodendruck nachgewiesen werden. Im 50. Mitglied des Ensembles bleibt Jeanne in den Subtropen. Die TC überschreitet 35°N nicht und kann daher keine Wechselwirkung mit der baroklinen Zone der mittleren Breiten eingehen.

Aufgrund der Zugbahnen kann also festgehalten werden, dass sich Jeanne in den Mitgliedern 12 und 49 in ein extratropisches System umwandelt. In Mitglied 50 hingegen findet keine ET statt. Da wir an dieser Stelle nicht ET–Fälle miteinander vergleichen wollen, verzichten wir im folgenden Abschnitt “Wellenbrechen und Jet” auf die Beschreibung der Zeitreihe des Ensemblemitgliedes 49 und wählen Mitglied 12, um einen Fall mit ET zu haben. Wir entscheiden uns für Mitglied 12 und gegen Mitglied 49, da zwischen Mitglied 12 und 50 die Unterschiede deutlicher herauskommen als beim Vergleich zwischen Mitglied 49 und 50. Der Vergleich zwischen Mitglied 12 und 50 ist also ein Vergleich der Fälle mit und ohne ET.

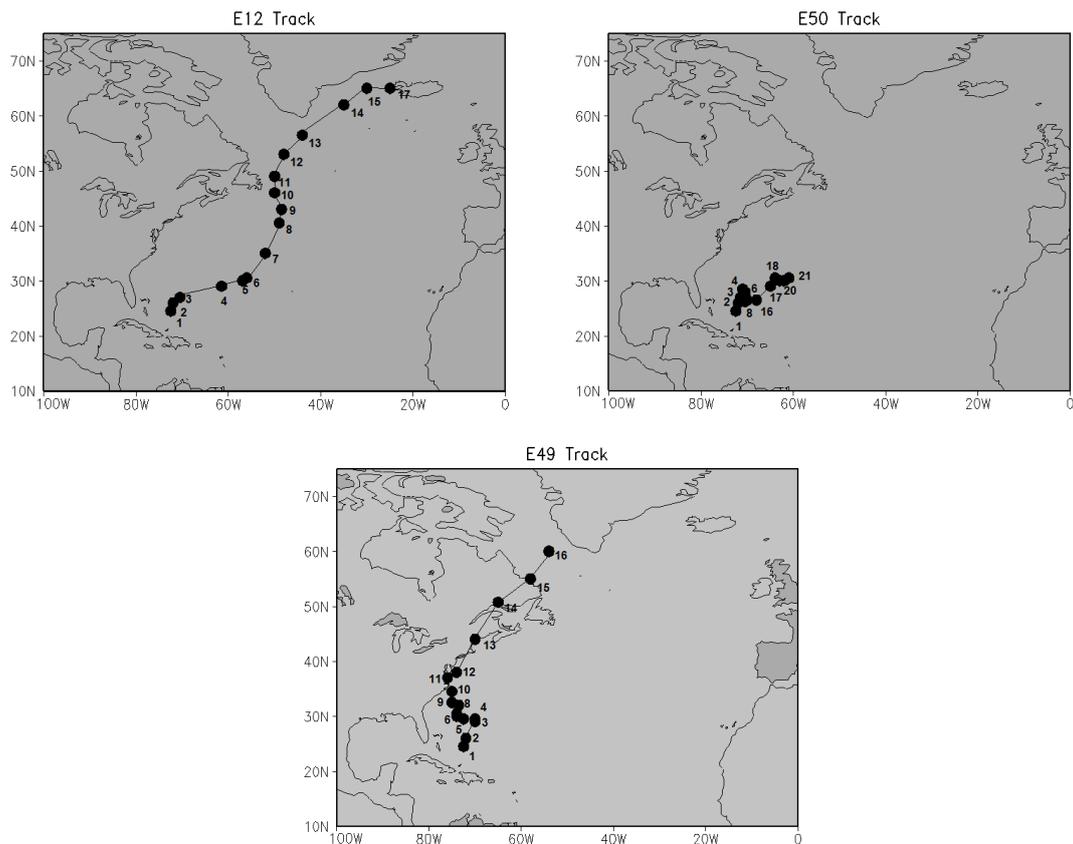


Abbildung 4.8: Zugbahnen der repräsentativen Mitglieder (Mitglied 12, 50 und 49 für Cluster 1, 2 und 3) für Jeanne; Sturmposition (schwarzer Punkt) mit entsprechendem Zeitpunkt (Zahl).

4.1.6 Einfluss auf Wellenbrechen und Jet

Vier Tage nach dem Initialisierungszeitpunkt (Abb. 4.9 (a)) hat Jeanne bereits 40° N erreicht und damit extratropischen Charakter. Relativ zur Welle liegt die einstige TC rückseitig eines Rückens, dessen Amplitude bis 75° N reicht. Damit hat Jeanne eine sehr günstige Position, um sich zu reintensivieren. Stromauf ist eine Cut-Off-Antizyklone zu sehen. Der Trog zwischen diesem System und dem Rücken ist recht schmal. In der Höhenströmung auf 200 hPa zeigt sich der Jet gekrümmt und die maximale Windgeschwindigkeit liegt bei etwa 280 km/h (Abb. 4.9 (b)). Anhand der Windvektoren ist zu erkennen, dass sich das antizyklonale Ausströmen von Jeanne in die Höhenströmung einfügt. Im Fall ohne ET liegt Jeanne deutlich südlicher. Das Ausströmen in der Höhe hat aufgrund der räumlichen Distanz keine merklichen Auswirkungen auf den Strahlstrom (Abb. 4.9 (d)). Anders als im Fall mit ET gibt es keine Intensivierung des Jets. Die Windvektoren des Grundstroms verlaufen teilweise entgegengesetzt zur Ausströmrichtung der TC. Dies

kann man sich damit erklären, dass das System nicht sonderlich stark ist oder dass das Ausströmen möglicherweise in einem anderen Höhenniveau stattfindet. Ein außertropisches System bei knapp 40° W/ 55° N scheint einen erheblicheren Einfluss zu haben, was sich ebenfalls in der Struktur der Rossbywellen erkennen lässt (Abb. 4.9 (c)). Der Rücken ist derart verformt, dass sich neben einer Tendenz für ein P2–Ereignis gleichzeitig ein P1–Wellenbrechen in der Umgebung der außertropischen Zyklone andeutet, was aber auf einer geringeren Wellenlänge abläuft. Auch hier finden wir stromauf eine abge-schnürte Antizyklone, welche im Vergleich zum ET–Fall einen Versatz nach Westen hat, was an der massiveren Eintrogung liegt.

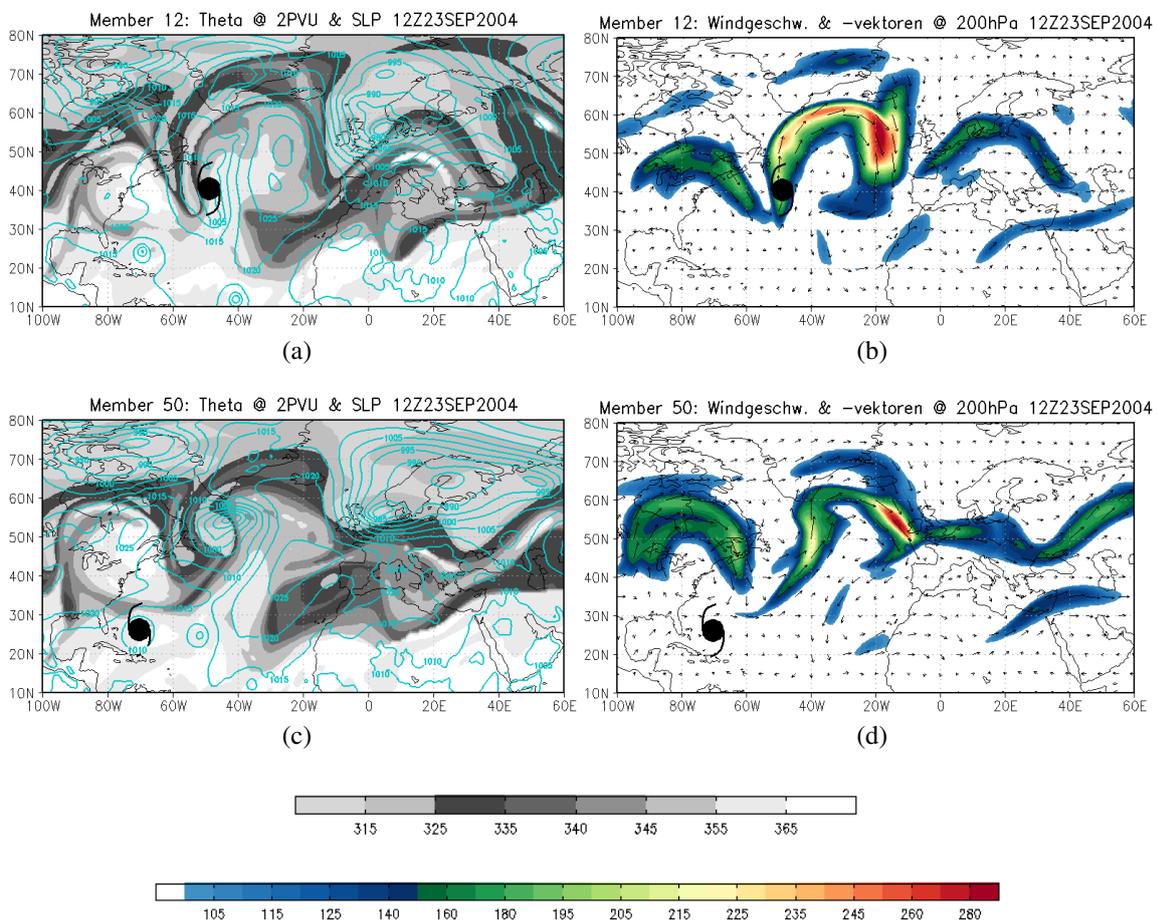


Abbildung 4.9: Für den Fall mit ET Jeannes ((a) und (b)) und ohne ET ((c) und (d)) am 23. September 2004 12 UTC potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche als Schattierung sowie Bodendruck [in hPa] als blaue Konturen ((a) und (c)) und absolute Windgeschwindigkeit [in km/h] als Schattierung mit Windvektoren als schwarze Pfeile auf 200 hPa ((b) und (d)); schwarzes TC–Symbol markiert die Sturmposition.

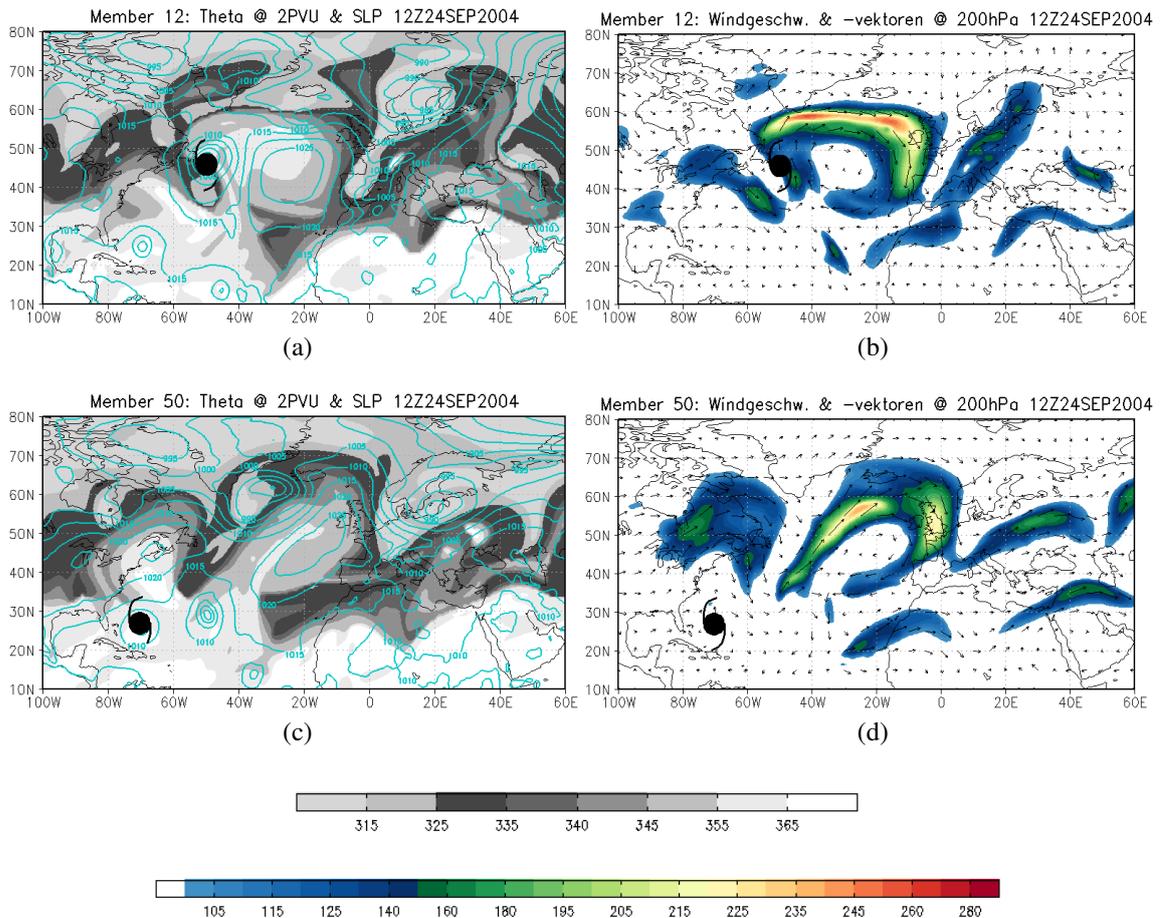


Abbildung 4.10: Wie Abbildung 4.9, aber am 24. September 2004 12 UTC.

Einen Tag später ist Jeanne wieder ein wenig weiter nach Norden gewandert. Die Windgeschwindigkeit auf 200 hPa ist reduziert, dennoch mit 250 km/h hoch (Abb. 4.10 (b)). Auch seine gekrümmte Form behält der Jet bei. Deutlich ist ein nahezu abgeschlossener Wirbel zu erkennen, an dessen Westflanke der Sturm liegt. Der Wirbel entstand vermutlich aufgrund einer horizontalen Windscherung, die nach Ausbildung des Wirbels nicht mehr im Verlauf der Windvektoren zu sehen ist. So sind die Windgeschwindigkeiten nördlich des Wirbels stärker als südlich. Die Luft wird folglich im Norden schneller bewegt als im Süden, sodass eine antizyklonale Luftströmung angeregt wird. Der Rücken hat begonnen, sich aufzuwickeln, wobei das Wellenbrechen der Strömung des antizyklonalen Wirbels folgt (Abb. 4.10 (a)). Westlich des RWB haben wir einen Rücken, der eine geringere Amplitude als der brechende hat. Im anderen Fall hat sich Jeanne nur auf kleinskaliger Ebene verlagert (Abb. 4.10 (c)). Eine Wechselwirkung mit dem Jet und dementsprechend mit dem Höhenrücken steht weiterhin aus (Abb. 4.10 (d)). Bei 20° W und zwischen 35° N und 65° N deutet sich ein RWB an. Dieses Wellenbrechen liegt außerhalb des Einflussradius des Sturms. Die Wirbelbildung und die Tendenz für ein

P2-Ereignis sind eventuell auf das außertropische System zurückzuführen, welches im Vergleich zu seiner Position 24 Stunden zuvor weiter nach Nordosten gezogen ist. Der Rücken stromauf ist im Fall ohne ET gegenüber dem Rücken im ET-Szenario amplifiziert. Der Trog unterliegt einer Südwestneigung. Mit ET ist der Trog hingegen nach Südosten geneigt.

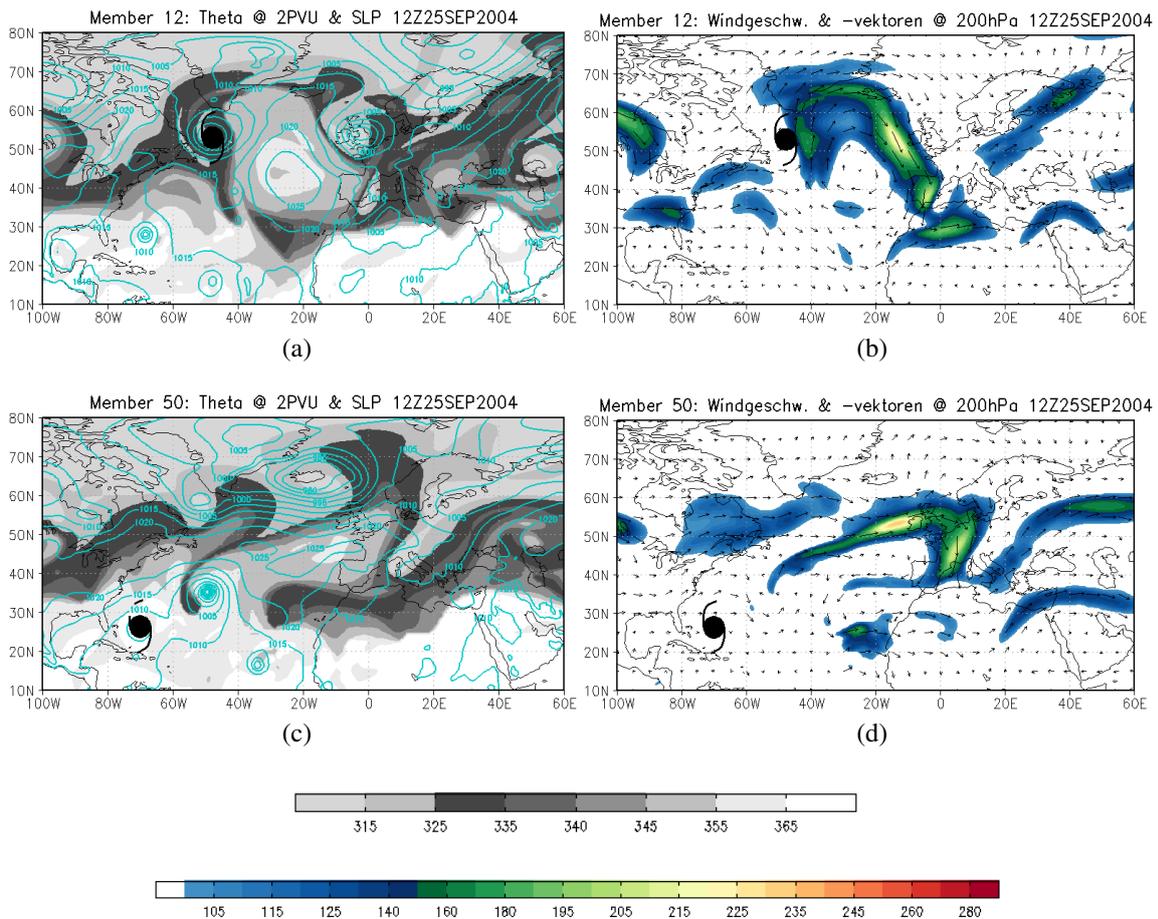


Abbildung 4.11: Wie Abbildung 4.9, aber am 25. September 2004 12 UTC.

Weitere 24 Stunden später liegt die ehemalige TC inzwischen weit im Norden und hat sich verstärkt. In der Höhenströmung auf dem 200 hPa-Level ist immer noch der antizyklonaler Wirbel zu sehen (Abb. 4.11 (b)). Dementsprechend finden wir an der Position des Wirbels auf 2 PVU den abgeschnürten Rücken (Abb. 4.11 (a)). Das Wellenbrechen war ein P2-Ereignis. Der Rücken stromauf hat sich nach Osten verlagert. Im Fall ohne ET zeigt sich Jeanne nur wenige Grade entfernt von der Position einen Tag zuvor. Die Welle über dem Atlantik wickelt sich weiter auf (Abb. 4.11 (c)). Der Rücken westlich dieses P2-RWB ist stärker geneigt im Vergleich zum Vortag und ist nach Osten propagiert.

Nördlich des Rückens befindet sich das erwähnte außertropische Tief. Dessen massive räumliche Ausdehnung lässt vermuten, dass es einen Einfluss auf die Höhenströmung haben könnte und demzufolge die Ausdehnung des brechenden Rückens nach Norden blockiert. Die Wirbelstruktur ist in der Höhenströmung nicht mehr zu identifizieren, dennoch ist die Jetstruktur für ein Wellenbrechen günstig, da es nach einem Strömen nach Süden über Europa bei 5° O/ 35° N einen Rücklauf nach Westen gibt (Abb. 4.11 (d)). Bei 50° W/ 35° N zieht eine andere Zyklone in den brechenden Rücken.

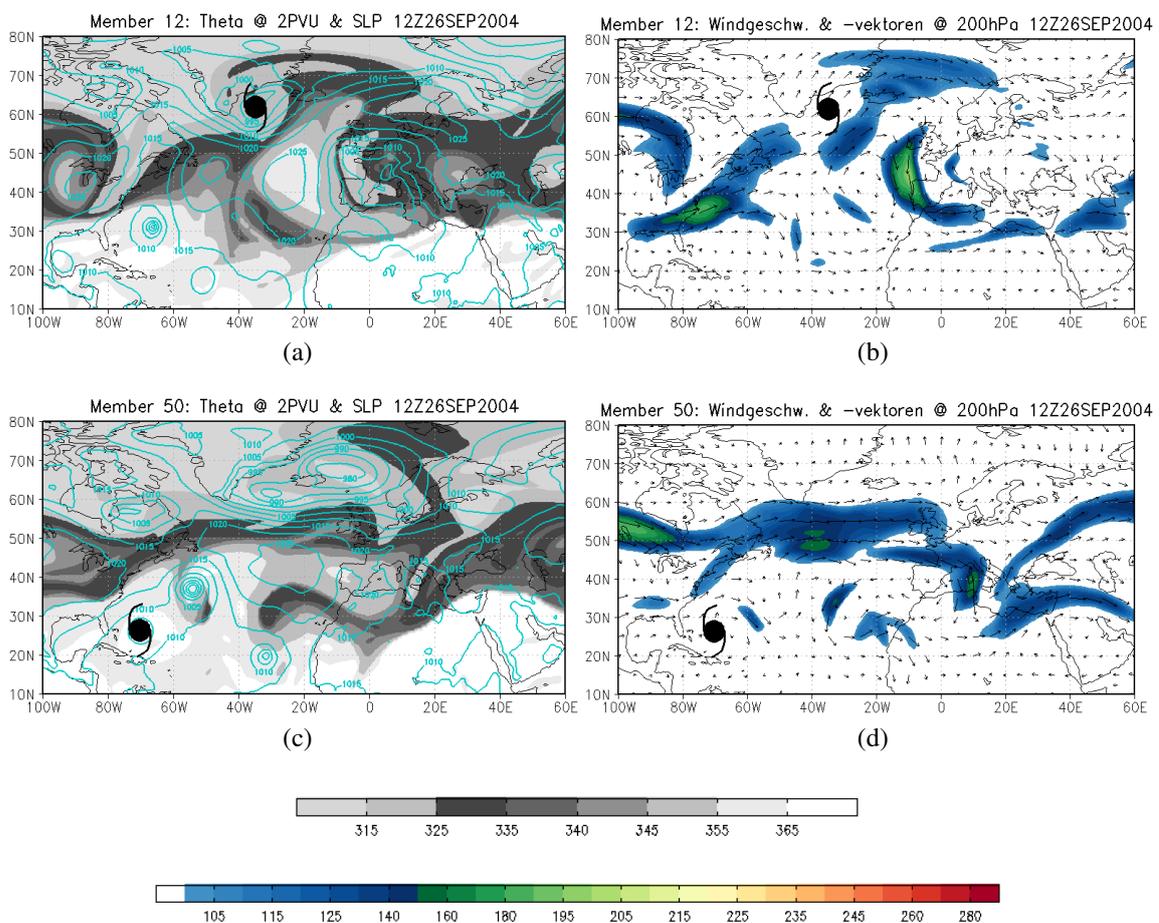


Abbildung 4.12: Wie Abbildung 4.9, aber am 26. September 2004 12 UTC.

Die extratropische Jeanne hat am 26. September 2004 um 12 UTC 60° N bereits überschritten und liegt somit nordwestlich der Cut-Off-Antizyklone (Abb. 4.12 (a)). Die Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre betragen in Sturmnähe lediglich 130 km/h (Abb. 4.12 (b)). Man kann davon ausgehen, dass es keinen Einfluss mehr von Jeanne auf die Höhenströmung in den mittleren Breiten gibt, da die Intensivierungsphase von Jeanne beendet ist und die relative Lage des Sturms zum Jet nicht mehr auf eine Wech-

selwirkung hindeuten. Der Wirbel allerdings bleibt stabil. Ohne ET reichen die Rossbywellen weniger weit nördlich als mit ET (Abb. 4.12 (c)). Sie haben eine stärkere zonale Komponente, die wahrscheinlich auf das im Norden befindliche Tief zurückzuführen ist, was die meridionale Ausdehnung der Wellen zu blockieren scheint. Der Rücken ist weiter nach Südosten gekippt und das Wellenbrechen folglich immer noch nicht abgeschlossen. Der Sturm verharrt an einer ähnlichen Position, die er auch am 25. September 2004 um 12 UTC einnahm. Das Tief, welches von Süden heranzieht, amplifiziert den Rücken weiter und es deutet sich bereits das nächste P2-Ereignis an.

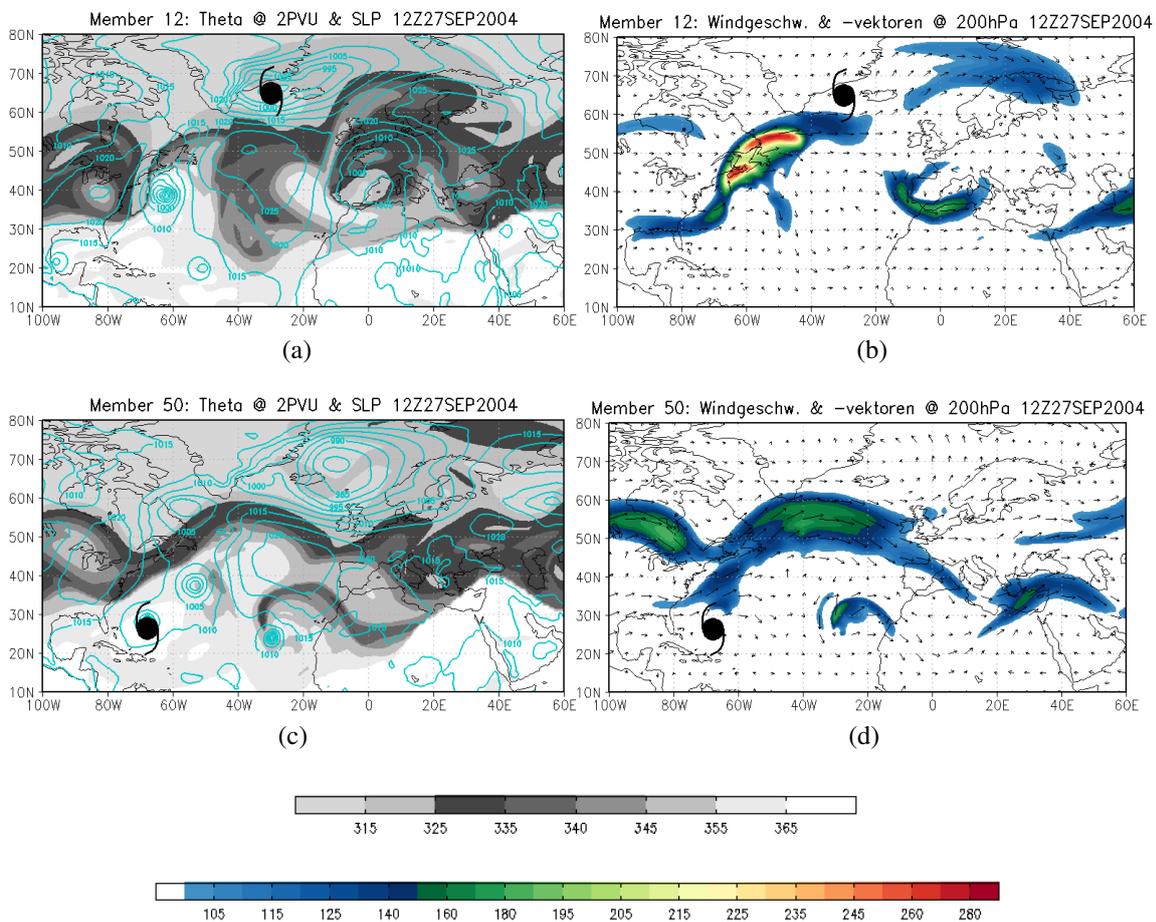


Abbildung 4.13: Wie Abbildung 4.9, aber am 27. September 2004 12 UTC.

Im ET-Fall gibt es einen Tag später keine besonderen Entwicklungen (Abb. 4.13 (a)). Der ehemalige Hurricane, der bereits zu einem früheren Zeitpunkt eine extratropische Umwandlung durchlaufen hat, ist weit im Norden, aber ein Einfluss, der in einem Wellenbrechen enden würde, ist inzwischen nicht mehr möglich. Nun haben wir stromauf ebenfalls ein Tief, dass den vorhandenen Rücken verstärkt. Die Welle ist nicht geneigt

und ein Wellenbrechen deutet sich folglich noch nicht an. Das Abschnüren durch Brechen der Welle steht im Fall ohne ET unmittelbar bevor (Abb. 4.13 (c)). Der nachlaufende Rücken ist weiter gekippt, was möglicherweise zu einem späteren Zeitpunkt zu einem Brechen führen wird.

Halten wir also fest: Idealerweise findet das Wellenbrechen dann statt, wenn sich ein Wirbel in der Höhenströmung ausbildet. Wandelt sich Jeanne in ein außertropisches System um, kommt es zu einem P2–RWB und einem anschließendem Cut-Off. Verweilt der Sturm im Süden, deutet sich ebenso ein Wellenbrechen an, aber der Rücken ist dabei weniger amplifiziert und der Wirbel nicht so langlebig. Getriggert wird hier das Brechen der Welle möglicherweise durch ein System, das keinen tropischen Ursprung hat. Hinzu kommt ein zeitlicher Versatz im Vergleich der beiden Vorhersagen. Mit ET findet das P2–Ereignis früher statt. Insgesamt scheinen die Rossbywellen im Fall mit ET weniger geneigt zu sein als ohne ET. Wahrscheinlich sorgt ohne Umwandlung von Jeanne das außertropische System, was auch für die Rückenamplifizierung verantwortlich sein könnte, dafür, dass die Ausdehnung nach Norden blockiert ist.

4.1.7 Einfluss des Sturms

Für die Fallanalyse von Jeanne wird nun zusätzlich noch das Verhalten der Ensemblemitglieder innerhalb der Cluster näher beleuchtet. Grund hierfür ist die Frage, ob möglicherweise allein der Grundstrom den Ablauf der Ereignisse in Hinblick auf die Wechselwirkung zwischen TC und mittleren Breiten und dem RWB bestimmt. Gibt der Grundstrom die Voraussetzung für eine ET und dementsprechend ein P2–RWB? Oder verursacht die ET durch Beeinflussung des Grundstroms ein Wellenbrechen? Um die Frage exakt zu beantworten, reichen die im Folgenden verwendeten Methoden nicht aus, aber sie machen eine erste Abschätzung möglich. Dazu nutzen wir Spaghettiplots. Alle Ensemblemitglieder eines Clusters sind durch eine Isotherme und die jeweilige Sturmposition repräsentiert. Als Temperaturwert verwenden wir 345 K, da hier Rossbywellen auf der 2 PVU–Fläche gut erkennbar sind. In Schwarz erscheint das TC–Symbol des jeweils repräsentativen Mitgliedes. Nun können wir die Wellenstrukturen und Sturmpositionen innerhalb der Cluster vergleichen. Dies machen wir zum Clusterzeitpunkt, um das Ergebnis mit den Clustercomposites vergleichen zu können.

Zum Clusterzeitpunkt (23.9.2004 12 UTC) erkennen wir bereits, dass Vorhersagen der einzelnen Mitglieder – auch innerhalb eines Clusters – auseinanderlaufen (Abb. 4.14).

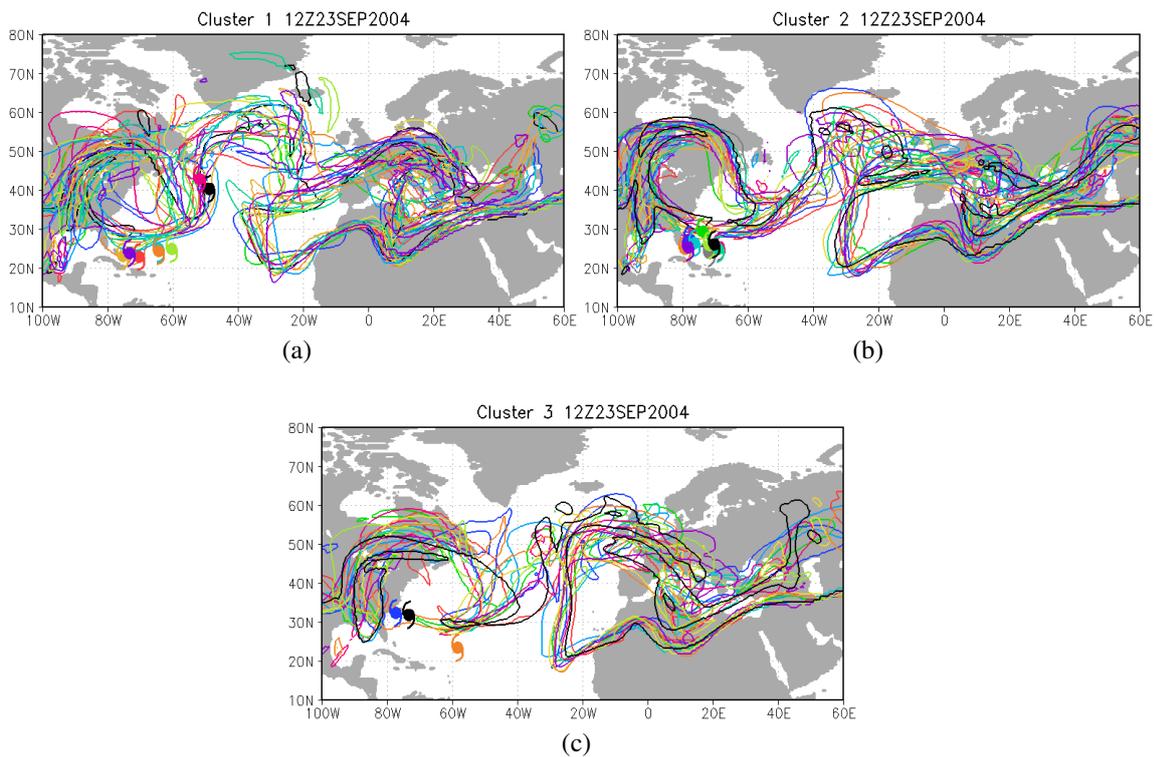


Abbildung 4.14: 345K–Isotherme auf der 2 PVU–Fläche und Sturmposition Jeannes (sofern TC noch existent) jedes Ensemblemitgliedes geordnet nach Clusterangehörigkeit ((a) Cluster 1, (b) Cluster 2 und (c) Cluster 3 unten).

Dennoch sind die Verläufe der 345K–Isotherme innerhalb eines Clusters relativ ähnlich, während sie sich zwischen den Clustern unterscheiden, sodass die Strukturen durch Mittelung erfasst werden können. Demzufolge erkennen wir Muster wieder, die uns auch die Clustercomposites zeigen. Um nun die zuvor beschriebene Fragestellung angehen zu können, fokussieren wir uns auf die Sturmpositionen. Zunächst legen wir fest, dass wir innerhalb eines Clusters (zumindest in zeitlicher Nähe zum Initialisierungszeitpunkt) einen ähnlichen Grundstrom annehmen, was gerechtfertigt ist, da das Clustering die Cluster anhand ähnlicher Hauptkomponenten bildet. Im ersten Cluster sind viele der Stürme bei 25° N, zwei jedoch befinden sich deutlich weiter nordöstlich. In Cluster 2 und 3 streut die Verteilung der Sturmpositionen weniger. Daher wenden wir uns nun Cluster 1 zu und vergleichen drei Mitglieder: Mitglied 12 mit ET Jeannes (Abb. 4.14, in Schwarz), Mitglied 47 mit ET einer anderen TC (Abb. 4.14, in Lila) und Mitglied 24 ohne ET (Abb. 4.14, in Gelb). Es sei noch erwähnt, dass in Cluster 1 die Mehrheit der Stürme eine ET durchlaufen, allerdings zu unterschiedlichen Zeitpunkten, sodass es weiterhin gerechtfertigt ist, Mitglied 12 als das repräsentative Mitglied des Clusters zu erachten. Der Fall ohne ET stellt in diesem Cluster eine Ausnahme dar.

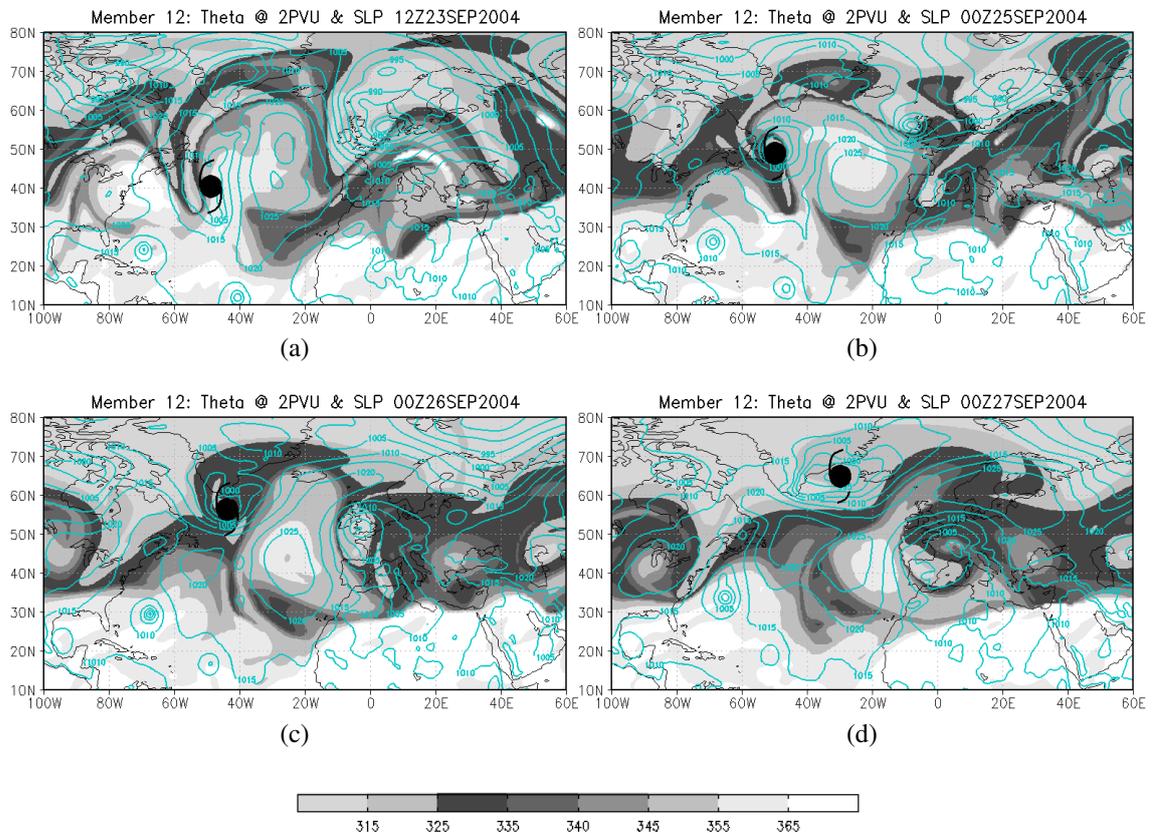


Abbildung 4.15: Potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche als Schattierung sowie Bodendruck [in hPa] als Kontur für den Fall mit ET von Jeanne zu den Zeitpunkten 23. September 2004 12 UTC (a), 25. September 2004 0 UTC (b), 26. September 2004 0 UTC (c) und 27. September 2004 0 UTC (d); schwarzes TC–Symbol markiert die Sturmposition.

Widmen wir uns als erstes dem Fall, in dem Jeanne eine ET durchläuft. Jeanne hat bereits 40° N erreicht und befindet sich an der Westflanke eines sich einrollenden Rückens (Abb. 4.15 (a)). 36 Stunden später hat sich Jeanne weiter nach Norden verlagert und die Welle hat sich weiter aufgewickelt (Abb. 4.15 (b)). Einen weiteren Tag später ist Jeanne noch weiter im Norden und das Wellenbrechen endet in einem Cut–Off bei 30° W/ 45° N (Abb. 4.15 (c)). Am 27. September 2004 um 0 UTC liegt die ehemalige TC weit im Norden und das abgeschnürte System ist nach Westen gewandert (Abb. 4.15 (d)).

Ähnliche Entwicklungen sehen wir im zweiten ET–Fall, bei dem sich jedoch nicht Jeanne, sondern ein anderer Hurricane umwandelt. Bei dem tropischen System handelt es sich um Ivan. Ivan befindet sich am 23. September 2004 um 12 UTC bei etwa 50° W/ 33° N und damit auf der westlichen Seite eines sich amplifizierenden Rückens (Abb. 4.16 (a)). Nach 36 Stunden ist Ivan weiter nördlich und bei 30° W ist ein P2–Wellenbrechen

zu erkennen (Abb. 4.16 (b)). 24 Stunden später ist die einstige TC weiter nach Norden gewandert und das Wellenbrechen weiter vorangeschritten (Abb. 4.16 (c)). Neben dem P2-Ereignis sehen wir direkt beim Sturm ein zusätzliches P1-RWB. Schließlich positioniert sich der Sturm bei $38^\circ \text{ W}/60^\circ \text{ N}$ und auch hier endet das Brechen des Rückens in einer Abschnürung bei $20^\circ \text{ W}/40^\circ \text{ N}$ (Abb. 4.16 (d)). Auch das polwärts gerichtete zyklonale Wellenbrechen beim Sturm ist weiterhin zu sehen und zudem nun auch ein LC2-RWB des Troges südwestlich des Sturms. Wir haben also eine Kombination aus P1 und LC2, was aus Kontinuitätsgründen möglich ist. Genau dieses P1-RWB bzw. LC2-RWB ist es, dass die beide ET-Fälle voneinander unterscheidet: Wir haben sowohl bei der ET Jeannes als auch bei der ET Ivans am Ende eine Cut-Off-Antizyklone bei 20° W infolge des P2-RWBs stromab, doch bei $40^\circ \text{ W}/65^\circ \text{ N}$ haben wir eben bei Ivan noch ein zusätzliches P1- bzw. LC2-Ereignis. Wahrscheinlich kommt dieser Unterschied daher, dass sich in den verwendeten Vorhersagemitgliedern Ivan im Vergleich zu Jeanne stärker reintensiviert.

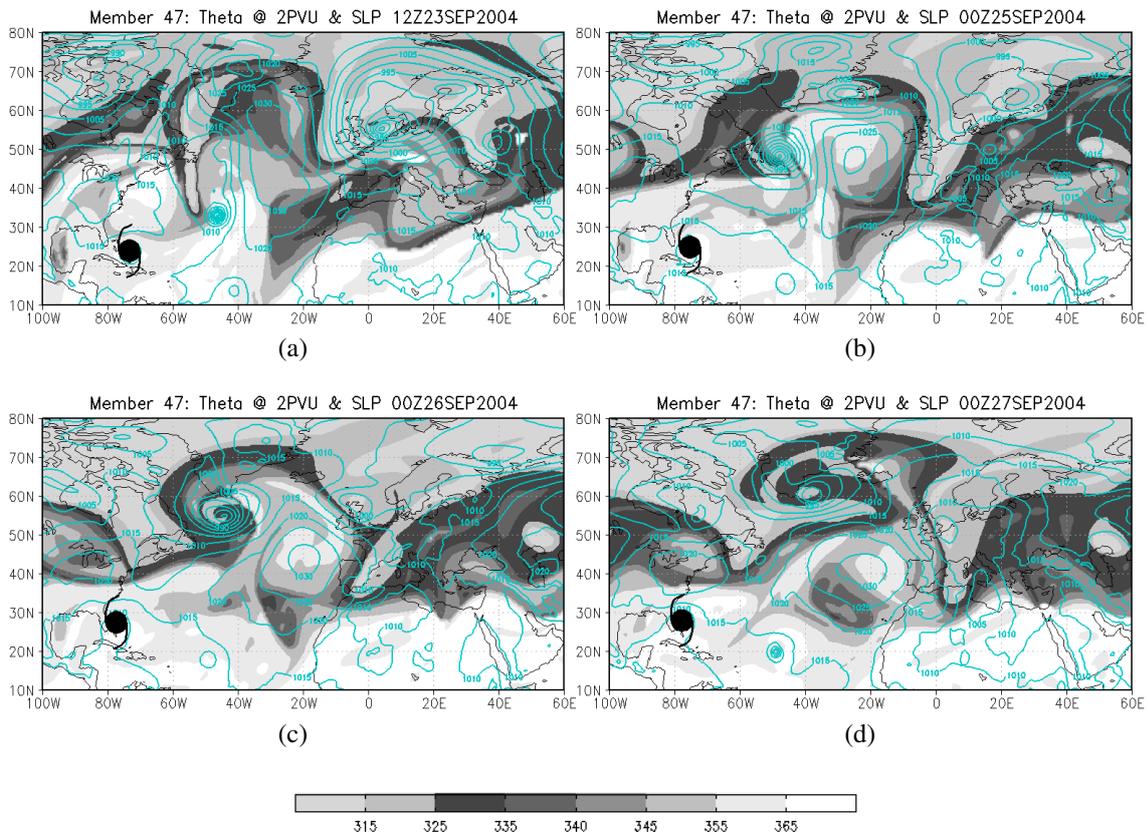


Abbildung 4.16: Wie Abbildung 4.15, aber für den Fall mit ET einer anderen TC.

Im Gegensatz dazu nun der Fall ohne extratropische Umwandlung. Am 23. September 2004 um 12 UTC sehen wir im Bodendruckfeld keine markanten Sturmstrukturen in der Umgebung des Rückens bei 40° W (Abb. 4.17 (a)). Dieser ist bei 35° N schmaler als im nördlichen Teil der Welle, was ein symmetrisches Wellenbrechen in Richtung des Pols andeutet. Jedoch findet dieses Wellenbrechen nicht statt. Dominant zeigt sich hingegen der Trog östlich des Rückens, der eine auffällige Südwestneigung aufweist (Abb. 4.17 (b)). Einen Tag später erkennt man ein LC1-Wellenbrechen (äquatorwärts und antizyklonal) zwischen 40° W und 10° O sowie 20° N und 40° N (Abb. 4.17 (c)). Weitere 24 Stunden später existiert eine abgeschnürte Zyklone bei 30° W/ 25° N als Ergebnis des Wellenbrechens (Abb. 4.17 (d)).

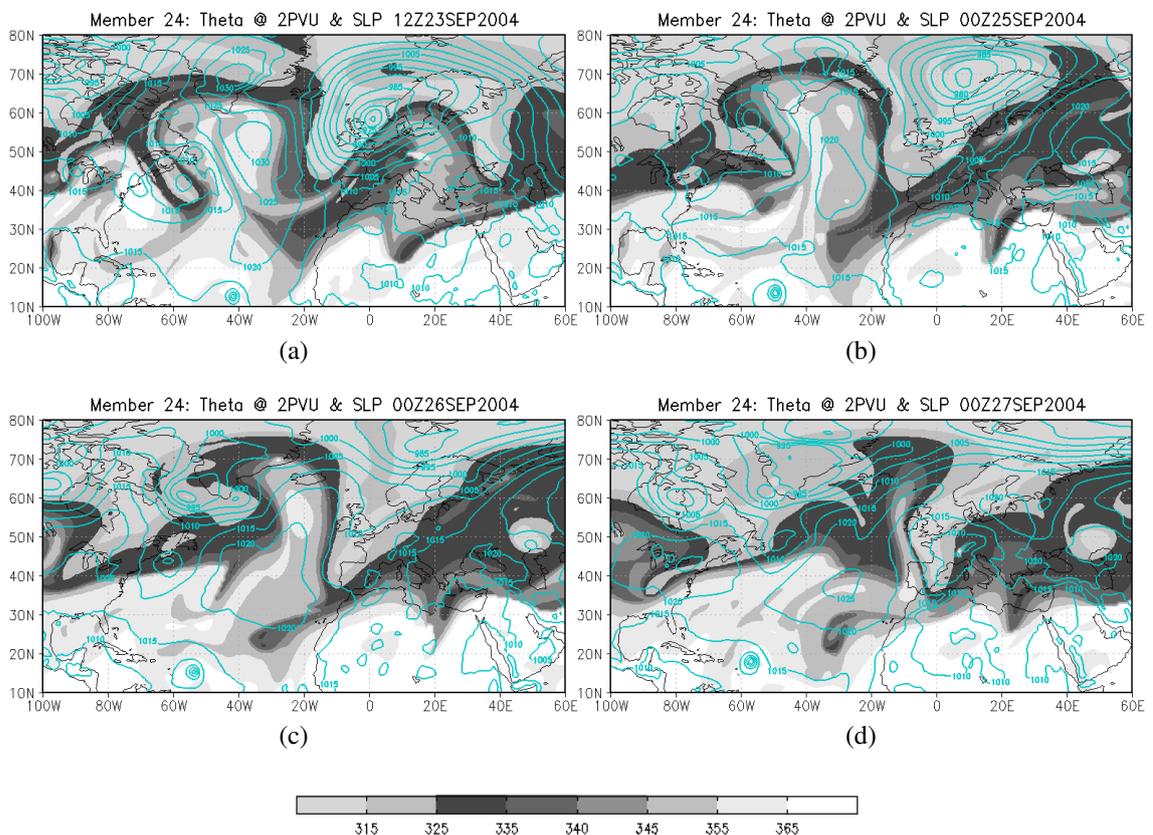


Abbildung 4.17: Wie Abbildung 4.15, aber für den Fall ohne ET.

Fassen wir zusammen: In zwei Fällen mit ET haben wir stromab des jeweiligen umgewandelten Sturms ein P2-RWB. Ohne ET haben wir zwar ein Wellenbrechen, aber vom Typ LC1. Wir haben Fälle untersucht, bei denen ursprünglich ein ähnlicher Grundstrom vorherrschte. Trotzdem gibt es mit und ohne ET unterschiedliche Entwicklungen. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass der Sturm einen wesentlichen Einfluss auf das

Wellenbrechen zu nehmen scheint und nicht allein der Grundstrom die ET und das RWB triggert. In Woollings et al. [2008] ist dieser Gedanke untermauert. Demnach könnten Stürme Windanomalien erzeugen, die für das RWB von Bedeutung seien, sodass eine verstärkte Sturmaktivität ein Vorreiter für ein Wellenbrechereignis sei.

Für Cluster 2 und 3 kann ein solcher Vergleich, wie er für Cluster 1 gemacht wurde, nicht vorgenommen werden. Der Grund hierfür ist, dass es innerhalb der Cluster keine wesentlichen Unterschiede zwischen den Mitgliedern gibt. In den Fällen ohne ET kommt es in diesen Clustern dennoch zu einem P2-Ereignis. Dabei scheint das RWB durch außertropische Systeme beeinflusst zu werden. Das P2-RWB durch außertropische Systeme unterscheidet sich von dem durch ET-Systeme unter anderem in der Amplitude der brechenden Welle.

4.2 Ophelia

4.2.1 Analyse und Vorhersage

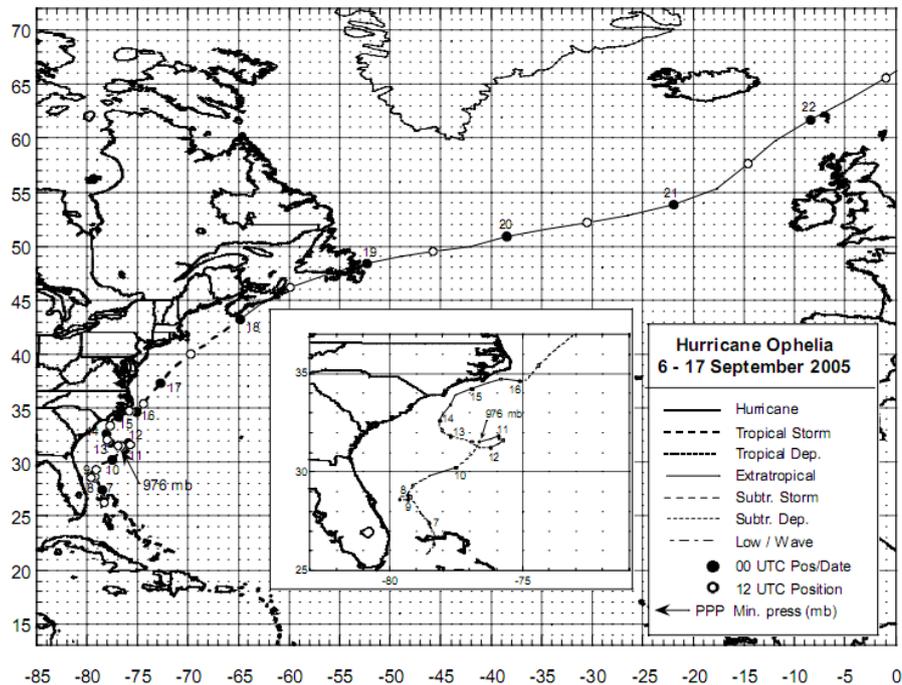


Abbildung 4.18: Offizielle Zugbahn für Ophelia nach NHC [Beven und Cobb, 2006].

Der Sturm entsteht am 6. September 2005 und intensiviert sich innerhalb der folgenden zwei Tage zu einem Hurricane der Kategorie 1 auf der SSHS (Abb. 4.18). Ophelia vertieft sich bis etwa 980 hPa. Zudem werden Windgeschwindigkeiten von rund 140 km/h

gemessen. Jedoch schwankt der Intensitätsgrad häufig zwischen tropischem Sturm (*engl.* tropical storm, TS) und tropischer Zyklone. Am 17. September wird das System extratropisch und zieht dabei immer weiter nach Nordosten bis es sich am 23. September schließlich auflöst. Besonderheiten an Ophelia sind ihre langsame Verlagerung und die räumlich lang erstreckte Zugbahn, die bis in die Nordsee reicht. Mehr hierzu in Beven und Cobb [2006].

Der 10. September 2005 0 UTC ist der Initialisierungszeitpunkt der Vorhersage, die für die Untersuchung des Hurricanes Ophelia herangezogen wird. In der Ensemblevorhersage gibt es etwa zu gleichen Teilen einmal Mitglieder mit TCs, die über Florida hinweg über den Golf von Mexiko ziehen und zum anderen Mitglieder mit TCs, die einen Landfall an der Ostküste der Vereinigten Staaten machen (Abb. 4.19). Außerdem existieren Zugbahnen, die ein stationäres Verweilen vor der Küste zeigen. Die Ensemblemitglieder, die einen Landfall durchlaufen, werden teilweise eine ET vorweisen, wenn Ophelia nach dem Zug über Land wieder zurück über den Atlantik Richtung Norden zieht. Die Mitglieder mit im Ozean verweilenden Hurricanes zeigen entweder eine rasche Sturmauflösung oder länger andauerndes stationäres Verhalten.¹

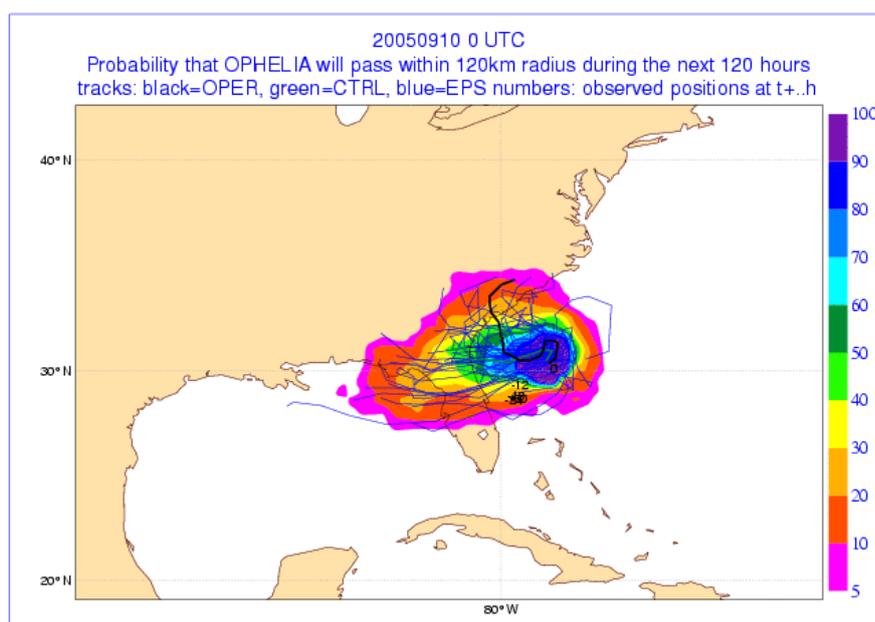


Abbildung 4.19: Zugbahnen der EZMW–Ensemblevorhersage für Ophelia bis fünf Tage nach dem Initialisierungszeitpunkt (20.9.2005 0 UTC) sowie als farbige Flächen die Aufenthaltswahrscheinlichkeit innerhalb eines Radius von 120 km [Karte bezogen von EZMW, 2013].

¹Da die Zugbahnen in Abb. 4.19 für nur fünf Tage gezeigt sind, ist die ET noch nicht erfasst.

4.2.2 Gebiet und Clusterzeitpunkt

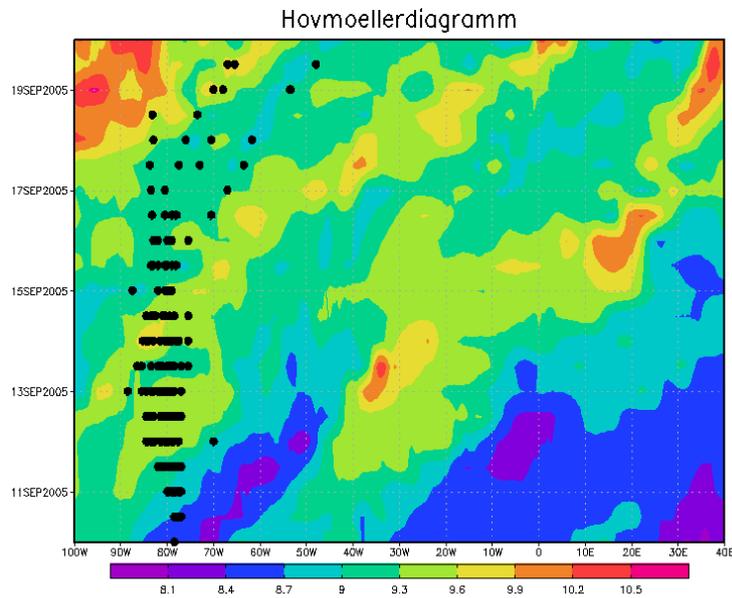


Abbildung 4.20: a) Zwischen 40° N und 60° N meridional gemittelte Standardabweichung der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche innerhalb des Ensembles mit Sturmpositionen aller Ensemblemitglieder für Ophelia für jeden Zeitpunkt als schwarze Punkte.

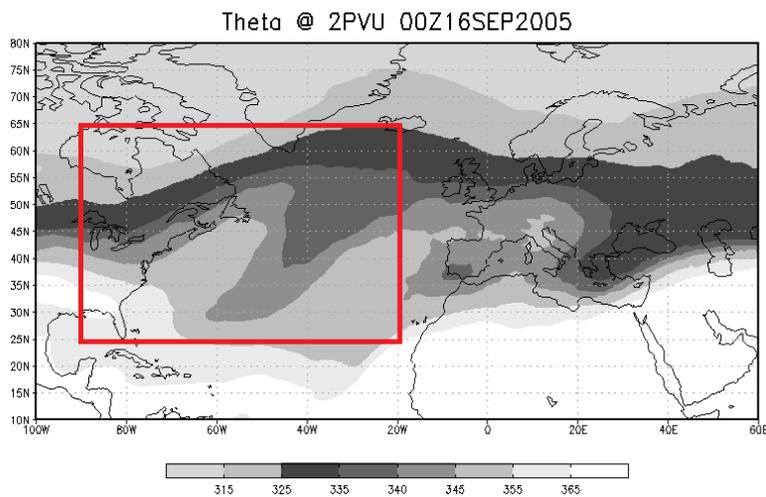


Abbildung 4.21: Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche über alle Mitglieder zum ausgewählten Clusterzeitpunkt; EOF-Gebiet (rote Umrandung).

Im Hovmöllerdiagramm (Abb. 4.20) ist zu sehen, dass ab dem 16. September 2005 0 UTC, was 156 Stunden nach dem Initialisierungszeitpunkt entspricht, die Sturmzugbahnen divergieren. Zudem zeigt sich eineinhalb Tage später östlich der Zugbahnen bei 40° W ein Maximum in der meridional gemittelten Standardabweichung. Die Ursprünge des Signals liegen jedoch zeitlich früher und östlich der vorhergesagten Stürme. Dennoch könnte das Maximum später – zumindest teilweise – eine Reaktion auf die divergierenden Zugbahnen sein. Wir wählen den 16. September 2005 0 UTC als Clusterzeitpunkt. Bereits das Hovmöllerdiagramm gibt vor, dass das Gebiet aufgrund der Existenz des genannten Maximums zonal den 40° Längengrad beinhalten sollte. Abbildung 4.21 zeigt das Mittel über alle Ensemblemitglieder. Auffallend zwischen 90° W und 20° W ist eine Rücken–Trog–Struktur, welche einer Neigung nach Nordosten unterliegt. Um diese Struktur räumlich zu erfassen, wird das Berechnungsgebiet zonal von 90° W bis 20° W festgelegt und meridional von 25° N bis 65° N.

4.2.3 Ergebnisse aus der EOF–Analyse

Die stärkste Unsicherheit zeigt sich entlang des westlichen Rückens und des Troges, wobei positive und negative Signale abwechselnd auftreten (Abb. 4.22 (a)). Ein Mitglied des Ensembles wie Mitglied 15, das einen positiven Beitrag liefert, müsste den westlichen Rücken weiter nach Norden amplifizieren und durch eine stärkere Eintrogung die zonale Ausdehnung des besagten Rückens verschmälern (Abb. 4.22 (c)). Ein negativ beitragendes Mitglied hingegen sollte die Neigung des westlichen Rückens verstärken beziehungsweise dessen Ausdehnung nach Süden verringern. Negativ beitragend ist beispielsweise Mitglied 35 (Abb. 4.22 (e)). Die Verteilung der zweitstärksten Unsicherheit erscheint deutlich diffuser (Abb. 4.22 (b)). Positive Signale finden sich an der Ostflanke des dominierenden Rückens und südlich des Ost– und Westrandes des Berechnungsgebiets. Über das verbleibende Gebiet verteilen sich negative Strukturen. Auffallend ist dabei die Dipolstruktur um den Trog. Trägt ein Ensemblemitglied positiv bei, wie zum Beispiel Mitglied 36 (Abb. 4.22 (d)), dann sind die beiden Rücken mehr in Richtung Südosten verlagert. Mitglied 11 (Abb. 4.22 (f)), welches eine negative zweite Hauptkomponente hat, zeigt insbesondere eine Abschwächung des westlichen Rückens und eine deutlichere Eintrogung zwischen beiden Rücken. EOF 1 und 2 präsentieren eine Varianz in Hinblick auf Lage und Amplitude der Rücken–Trog–Rücken–Struktur. EOF 1 erfasst 19,4% der Variabilität. EOF 2 9,3%. Damit wird durch die ersten beiden EOFs 28,7% wiedergegeben.

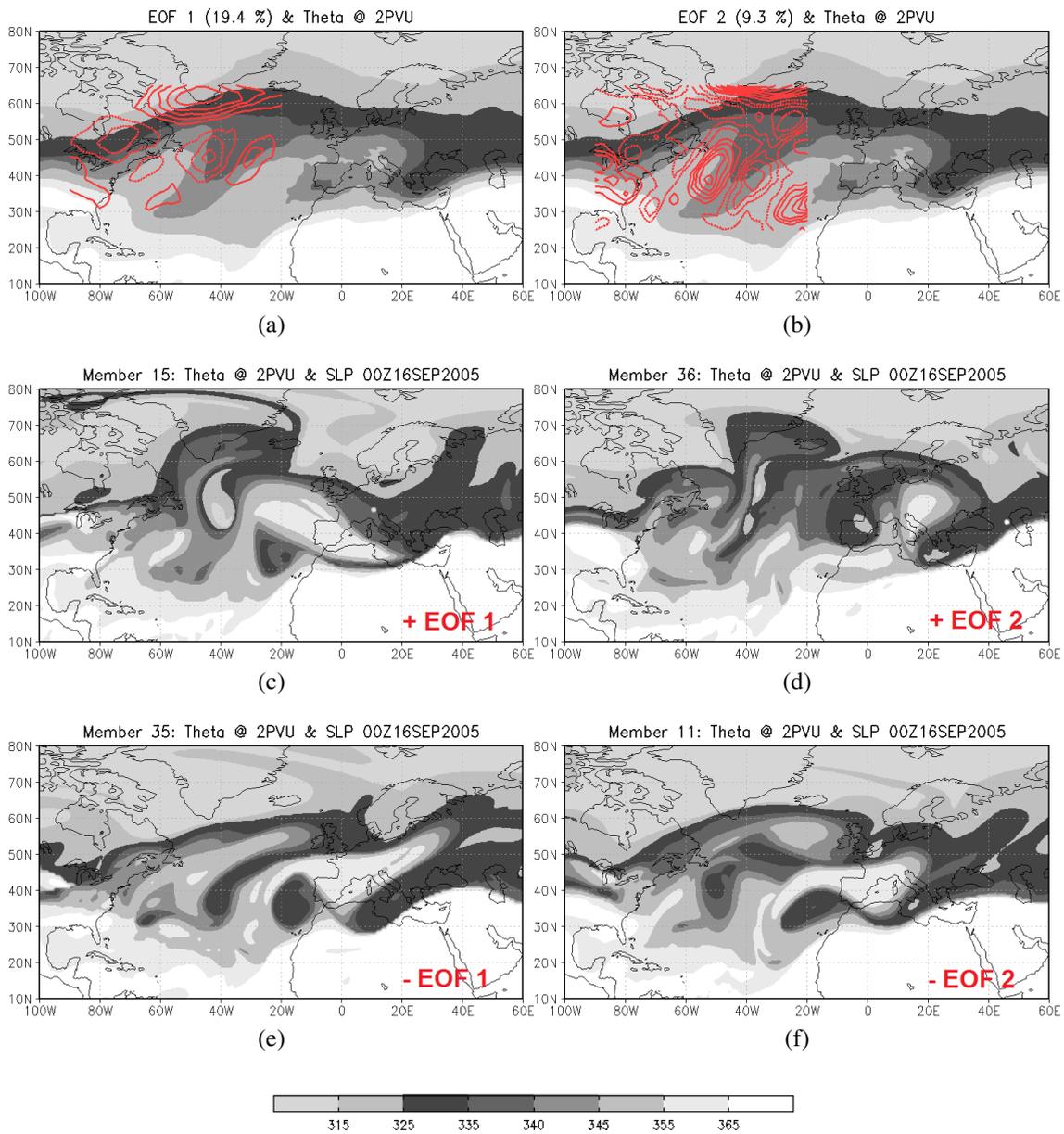


Abbildung 4.22: (a) EOF 1 und (b) EOF 2 (positive Signale als durchgezogene und negative Signale als gestrichelte rote Linien) sowie Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche für Ophelia zum Clusterzeitpunkt (schattiert). (c)–(f) Potentielle Temperatur auf der 2 PVU-Fläche für ausgewählte Vorhersagemitglieder mit positiven bzw. negativen Beiträgen zu den EOFs zum gleichen Zeitpunkt.

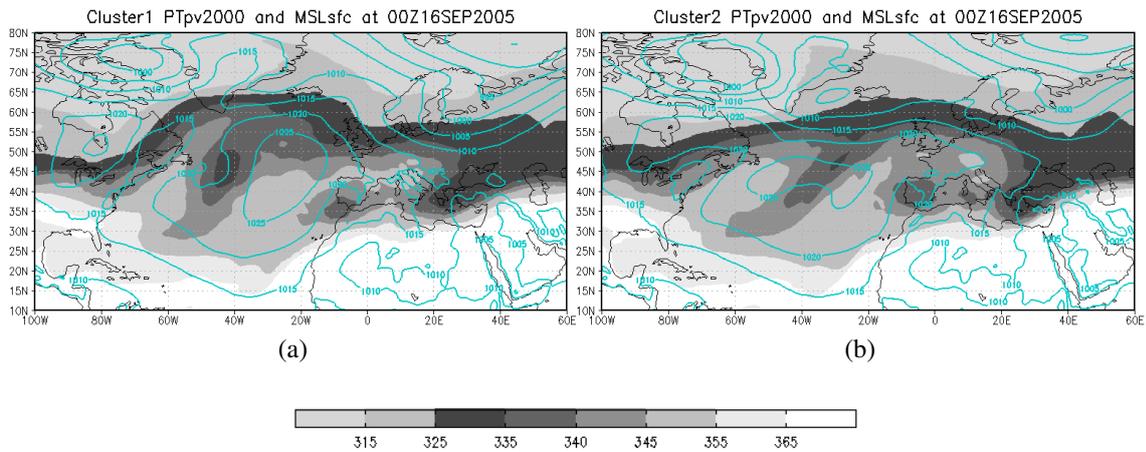


Abbildung 4.24: Clustermittel für Ophelia am 16. September 2005 0 UTC; dargestellte Größe ist die potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche als Schattierung und der Bodendruck [in hPa] in blaue Linien.

4.2.5 Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern

Für die Analyse des Sturms Ophelia werden zwei Fälle unterschieden (Abb. 4.25). In Mitglied 5 verweilt Ophelia vor der Küste Floridas und löst sich rasch nach dem Initialisierungszeitpunkt auf. In Mitglied 31 hingegen zieht der Sturm an der Ostküste der USA entlang nach Norden. Bei etwa 35° N streift das ehemalige tropische System die Küste, zieht dann aber wieder über Wasser. Ophelia kann bis 40° N im Bodendruckfeld nachgewiesen werden. Im Vergleich liegt also ein Fall mit und einer ohne ET vor.

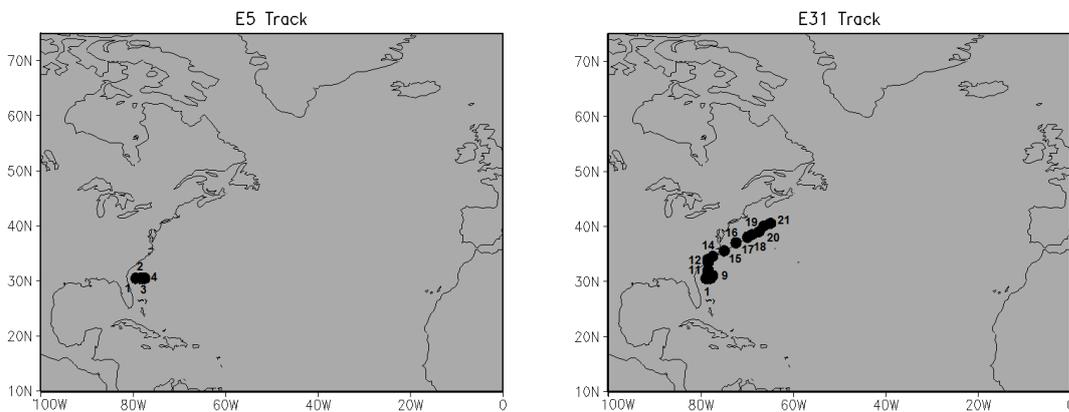


Abbildung 4.25: Zugbahnen der repräsentativen Mitglieder (Mitglied 5 und 31 für Cluster 1 und 2) für Ophelia; Sturmposition (schwarzer Punkt) mit entsprechendem Zeitpunkt (Zahl).

4.2.6 Einfluss auf Wellenbrechen und Jet

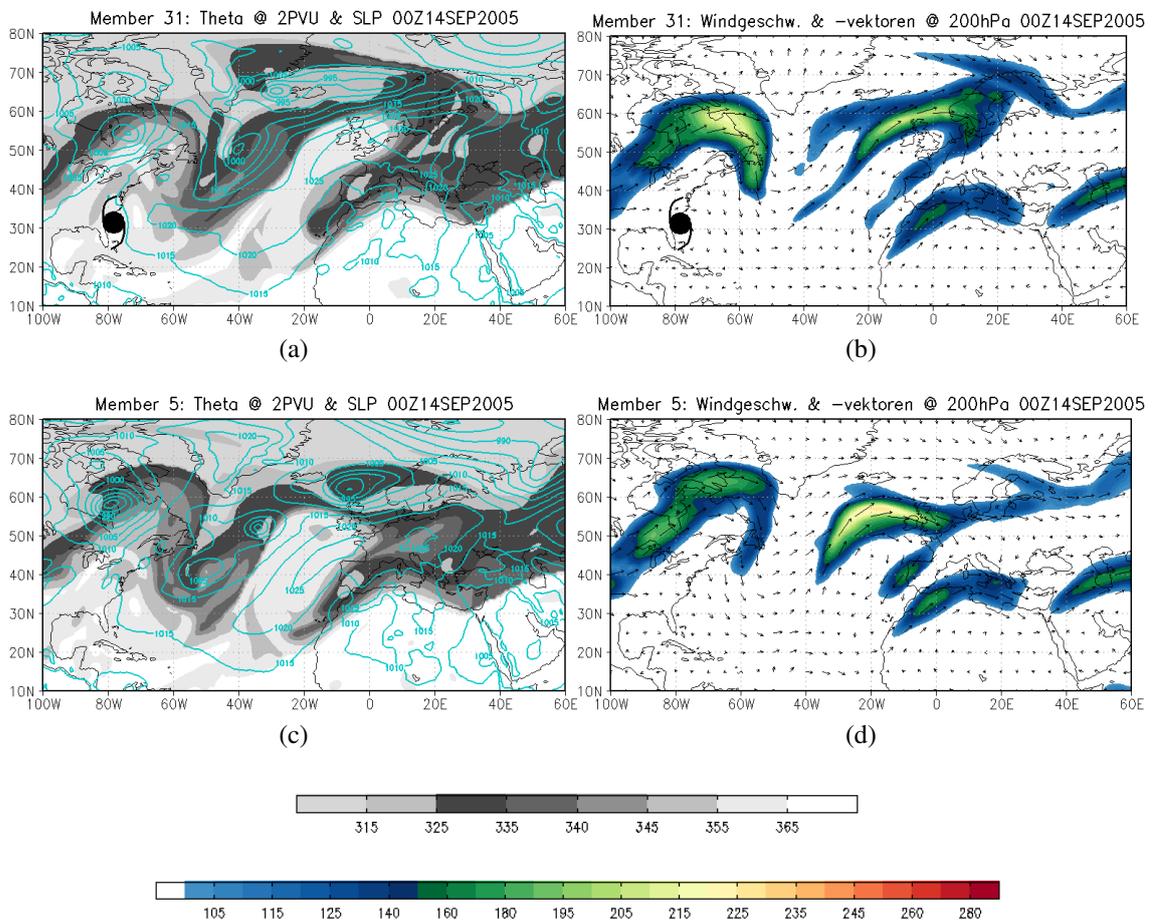


Abbildung 4.26: Für den Fall mit ET Ophelias ((a) und (b)) und ohne ET ((c) und (d)) am 14. September 2005 0 UTC potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche als Schattierung sowie Bodendruck [in hPa] als blaue Konturen ((a) und (c)) und absolute Windgeschwindigkeit [in km/h] als Schattierung mit Windvektoren als schwarze Pfeile auf 200 hPa ((b) und (d)); schwarzes TC–Symbol markiert die Sturmposition.

Im Fall mit ET befindet sich Ophelia vor der Küste Floridas. Sie positioniert sich dadurch mittig eines Rückens, der sich gerade amplifiziert (Abb. 4.26 (a)). Bei 80° W/ 60° N befindet sich zudem eine außertropische Zyklone, die wahrscheinlich auch zu der Amplifizierung beiträgt. Stromab finden wir nach einer Eintrogung einen Rücken, der sich antizyklonal aufwickelt. In der Höhenströmung zeigt der Jet an der Spitze beider Rücken eine starke Krümmung und Windgeschwindigkeiten von 220 km/h werden erreicht (Abb. 4.26 (b)). Diese Jetkrümmung begünstigt ein Wellenbrechen. Im anderen Szenario zeigt sich eine ähnliche Wellenstruktur wie im ET–Fall (Abb. 4.26 (c)). Dabei scheint der westliche Rücken, der hier schmaler ist, an ein außertropisches System bei 80° W/ 60° N gekoppelt zu sein. Dieses außertropische System können wir auch im ET–Fall beobachten,

allerdings ist es ohne ET stärker, was an der starken Isobarendrängung zu erkennen ist. Der östliche Rücken über dem Atlantik kippt ebenfalls, aber seine zonale Ausdehnung ist größer als im Fall mit ET. Die Jetkrümmung ist auch in dem Fall ohne ET auffallend (Abb. 4.26 (d)). Doch im Bereich des westlichen Rückens erreicht der Wind auf 200 hPa Geschwindigkeiten von etwa 170 km/h und damit weniger als mit der sich umwandelnden TC.

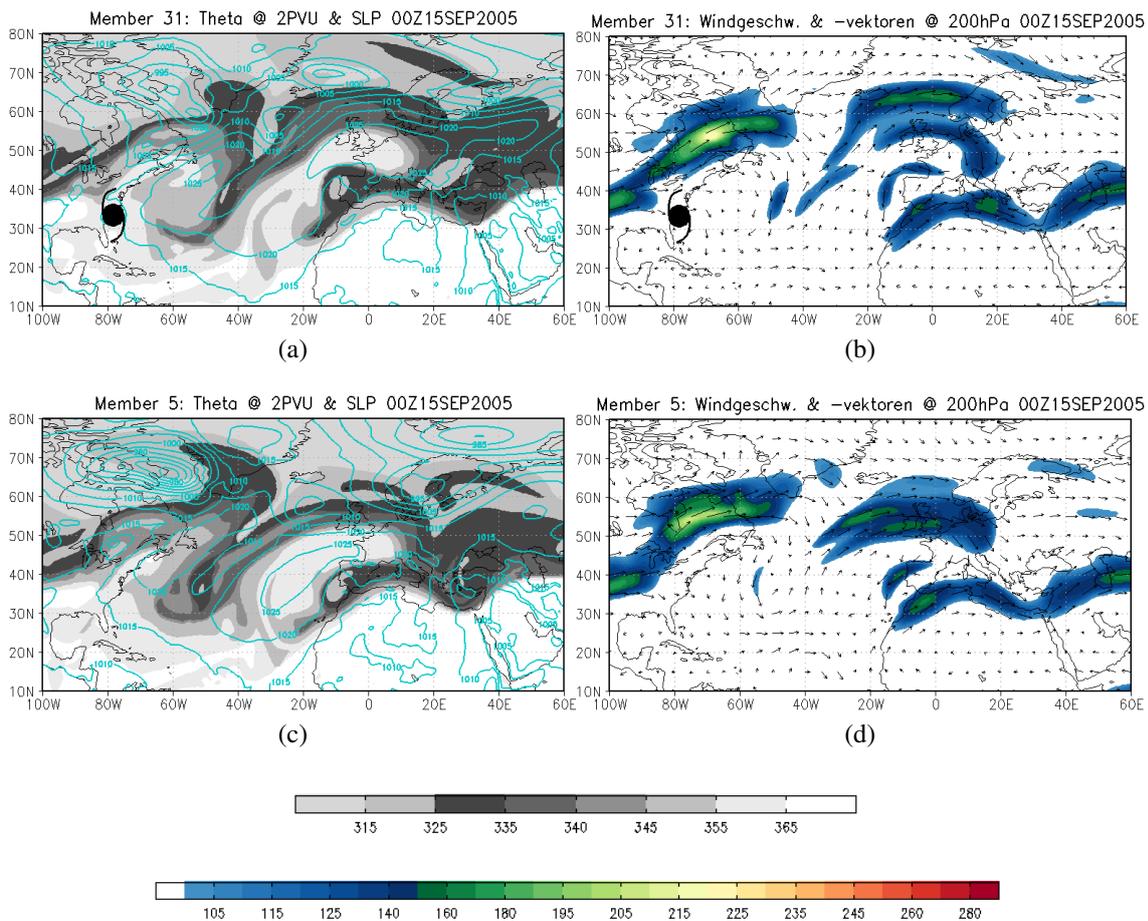


Abbildung 4.27: Wie Abbildung 4.26, aber am 15. September 2005 0 UTC.

Einen Tag später scheinen Verlauf und die Intensität des Jets auf den ersten Blick in beiden Szenarien ähnlich (Abb. 4.27 (b) und (d)). Aber östlich von 80° W zwischen 25° N und 55° N zeigen sich Unterschiede in der Ausrichtung der Windvektoren. Dieser Bereich umfasst im ET-Fall die nähere Umgebung des Sturms, sodass ein Einfluss von diesem wahrscheinlich ist. In beiden Vorhersagevarianten bilden sich Wirbel auf 200 hPa aus. Mit ET gibt es Windvektoren auf der Höhe von 30° N, die nach Westen zeigen. Aus diesem Grund und daher, dass das Windmaximum bei 55° N liegt, wird ein lokaler Wir-

bel antizyklonalen Drehsinns ausgebildet. Das P2–RWB, welches durch einen solchen Wirbel angetrieben wird, ist in der Wellenstruktur erkennbar, sodass Temperaturwerte um 360 K auf der 2 PVU–Ebene nordöstlich des Sturms (60° W/ 45° N) ein antizyklonales Aufwickeln zeigen (Abb. 4.27 (a)). Im Fall ohne ET hingegen ist der Wirbel zyklonal (40° W bis 60° W sowie 25° N bis 55° N), der relativ zur Welle ein LC2–Ereignis triggern könnte. Aber auch stromab gibt es deutliche Unterschiede zwischen beiden Fällen. Mit ET ist der Trog stark ausgedünnt, was eventuell ein zusätzliches äquatorwärts gerichtetes Wellenbrechen andeuten könnte. Weiter östlich setzt sich das Aufwickeln des Rückens fort. Im Fall ohne ET ist der Trog ausgeprägter. Das Brechen des Rückens schreitet auch hier voran (Abb. 4.27 (b)).

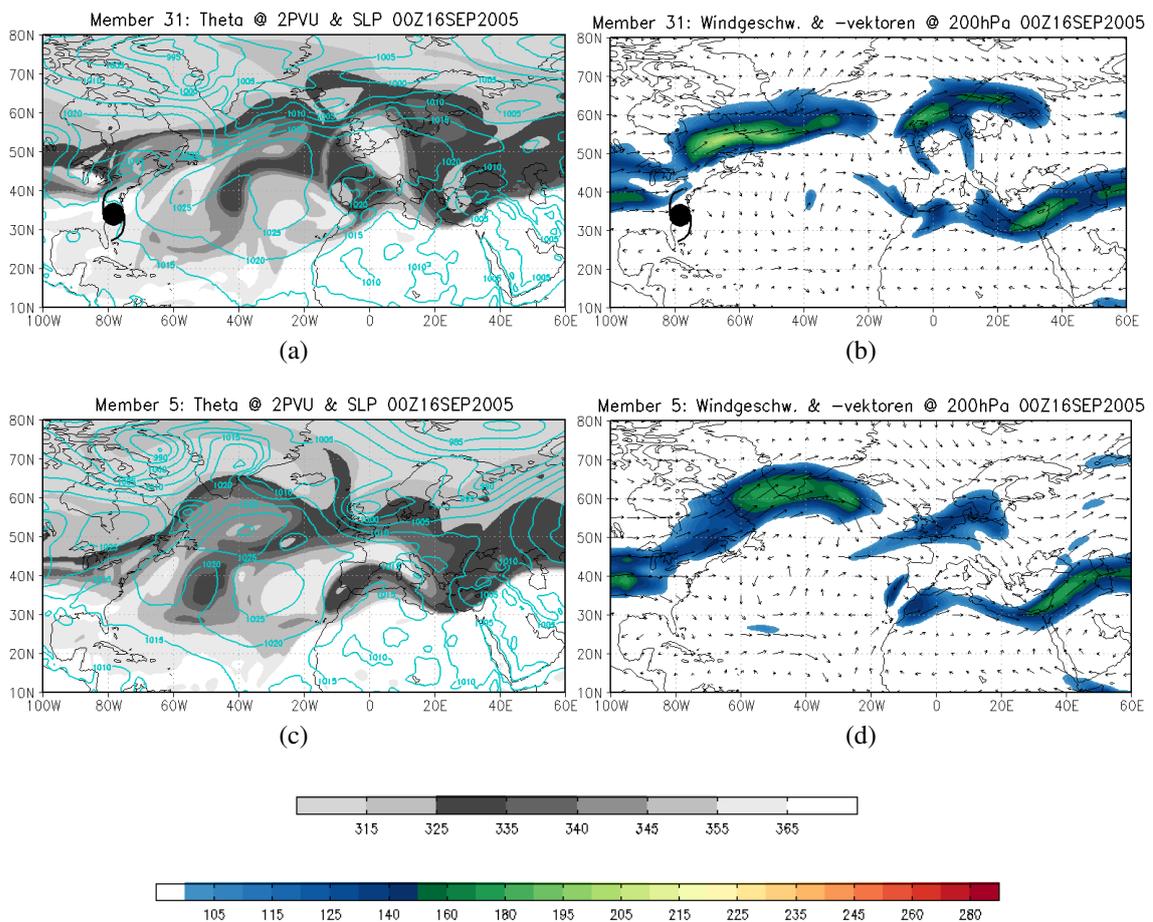


Abbildung 4.28: Wie Abbildung 4.26, aber am 16. September 2005 0 UTC.

Zum Clusterzeitpunkt, also wiederum 24 Stunden später, sind die Windgeschwindigkeiten ohne ET ungefähr 20 km/h geringer als mit ET (Abb. 4.28 (b) und (d)). Mit ET erscheint der Jet zudem weniger gekrümmt und das Maximum liegt weiter westlich. Zwischen 40° W und 10° O sehen wir, dass das Brechen des östlichen Rückens in beiden Fällen nahezu abgeschlossen ist (Abb. 4.28 (a) und (c)). Ein deutlicher Unterschied zeigt sich immer noch in der zonalen Trogausdehnung, die mit ET geringer ist und weiterhin ein LC2-Ereignis ankündigen könnte. Der westliche Rücken wickelt sich nun in beiden Szenarien antizyklonal auf. Jedoch sehen wir, dass nordöstlich des Sturms (60° W/ 45° N) die antizyklonale Krümmung wesentlich stärker ausgeprägt ist als ohne Sturm, sodass man dieses Aufwickeln innerhalb des brechenden Rückens als einen lokalen Einfluss des ehemals tropischen Systems deuten könnte.

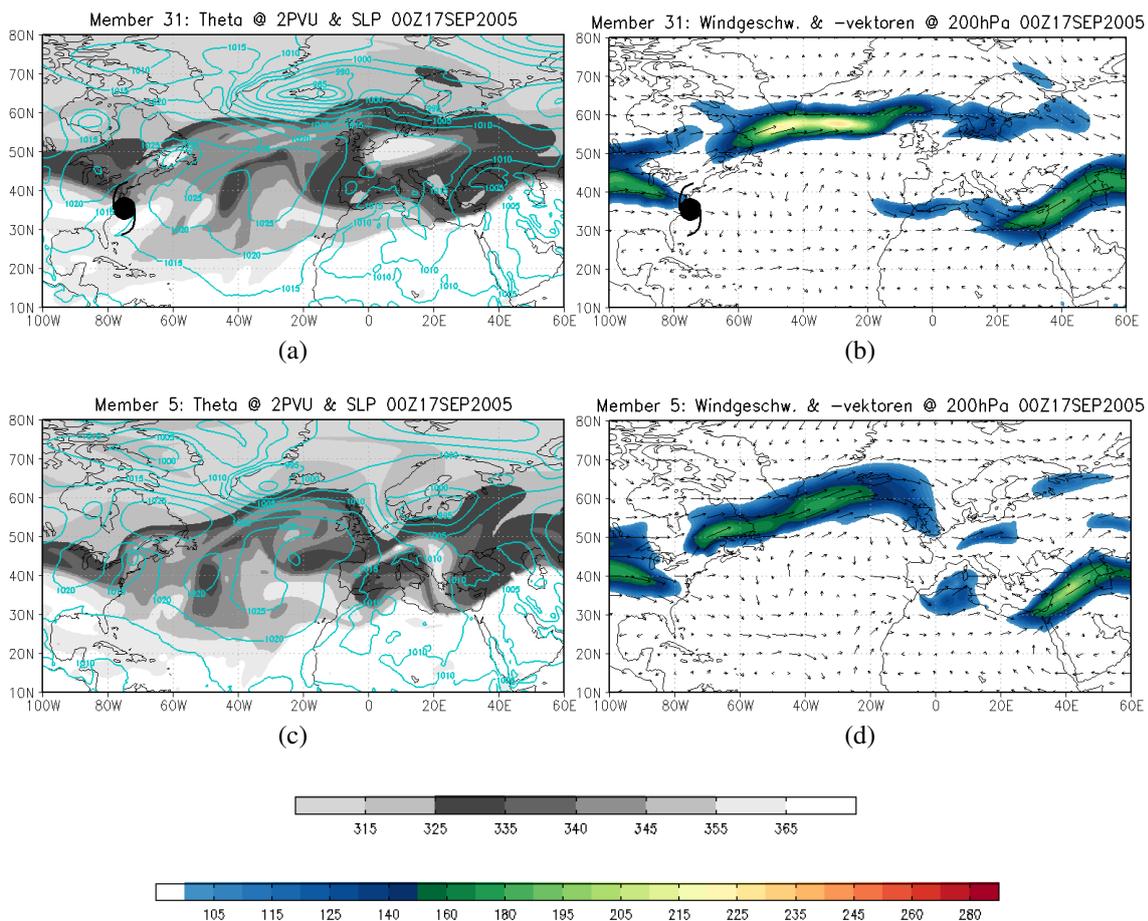


Abbildung 4.29: Wie Abbildung 4.26, aber am 17. September 2005 0 UTC.

Am 17. September sehen wir im ET-Fall bei 50° W/ 35° N östlich von Ophelia eine kleine abgeschnürte Antizyklone, die infolge des P2-RWB entstand (Abb. 4.29 (a)). Der langwellige Rücken zwischen 60° W und 10° W bei 50° N, der sich ebenfalls aufwickelt, ist immer noch nicht vollständig gebrochen. Auf 200 hPa hat sich der Jet wieder verstärkt und erreicht Geschwindigkeiten über 230 km/h (Abb. 4.29 (b)). Ohne ET ist das Brechen des Rückens über dem Atlantik bei 55° N weiter entwickelt als mit ET, dennoch ebenfalls noch nicht abgeschlossen (Abb. 4.29 (c)). Bei 50° W/ 40° N erkennen wir nun das LC2-Ereignis, das wir zuvor vermutet haben. Dieses kann auch im ET-Fall beobachtet werden, in dem die Abschnürung wohl später stattfinden wird. Ohne ET sehen wir in der Höhenströmung passend zu den RWB-Ereignissen Wirbel, einen zyklonalen bei 50° W sowie einen antizyklonalen bei 30° W jeweils zwischen 30° N und 50° N (Abb. 4.29 (d)). Was lernen wir also aus dem Fall Ophelia? Wie auch im Fall von Jeanne wird deutlich, welche wichtige Rolle die Ausbildung eines Wirbels für das Wellenbrechen spielt. Mit und ohne ET bildet sich ein Wirbel aus. Dabei ist die Orientierung des Wirbels zunächst verschieden und schließlich in beiden Fällen antizyklonal. Zudem kann man in Sturmnähe ein antizyklonales Aufwickeln innerhalb eines langwelligeren Rückens sehen, der ebenfalls bricht. Ohne ET kann das nicht beobachtet werden. Dies deutet auf einen lokalen Einfluss des Sturms hin, wobei wahrscheinlich das antizyklonale Ausströmen in der Höhe das Aufwickeln des Rückens ermöglicht. Gerade wenn wir die langwelligen Rücken betrachten, hat man allerdings eher den Eindruck, dass Ophelia nur einen geringen Einfluss hat. Trotz Umwandlung scheint der einstige Hurricane schwach, was am Bodendruckfeld nachzuvollziehen ist. Wahrscheinlich ist hier der Einfluss der Strömung in den mittleren Breiten auf das RWB bedeutsamer als der Einfluss Ophelias.

4.3 Noel

4.3.1 Analyse und Vorhersage

Am 28. Oktober 2007 entsteht der tropische Sturm (Abb. 4.30). Noel entwickelt sich mit Windgeschwindigkeiten von 130 km/h und einem minimalen Kerndruck von 980 hPa zu einem Hurricane der Kategorie 1 auf der SSHS. Am 2. November verlässt das System die Tropen. Noel durchläuft anschließend innerhalb der nächsten zwei Tage eine ET, wobei sich der Sturm stärker intensiviert als im Stadium als tropische Zyklone. Als außertropisches Tief zieht der Sturm über Grönland, wo er am 5. November schließlich zerfällt. Weitergehende Details können in Brown [2008] nachgelesen werden.

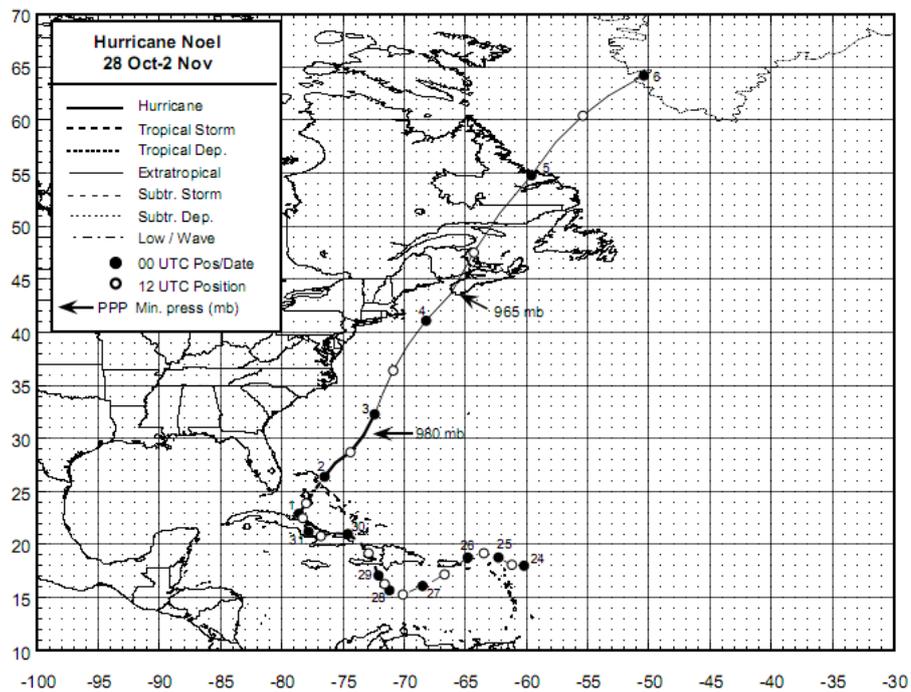


Abbildung 4.30: Offizielle Zugbahn für Noel nach NHC [Brown, 2008].

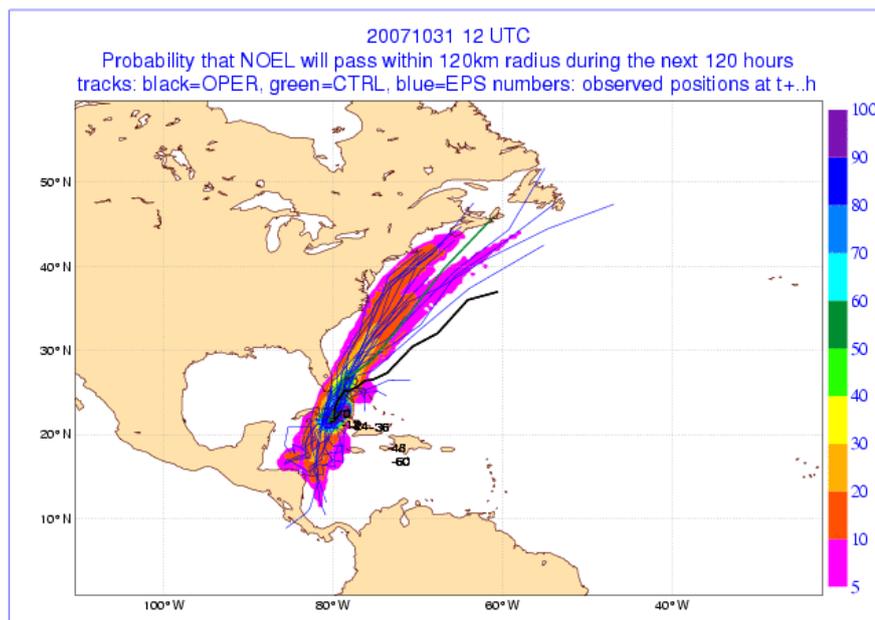


Abbildung 4.31: Zugbahnen der EZMW-Ensemblevorhersage für Noel bis fünf Tage nach dem Initialisierungszeitpunkt (31. Oktober 2007 12 UTC) sowie als farbige Flächen die Aufenthaltswahrscheinlichkeit innerhalb eines Radius von 120 km [Karte bezogen von EZMW, 2013].

Die Ensemblevorhersage, welche am 31. Oktober 2007 um 12 UTC initialisiert wurde, wird benutzt, um Noel zu untersuchen. Wie die Zugbahnen der Ensemblemitglieder zeigen (Abb. 4.31), gibt es eine grobe Aufteilung in zwei Gruppen. Die eine Hälfte der Stürme zieht entlang der Ostküste der Vereinigten Staaten in nördliche Richtung, sodass wir eine ET erwarten können, und die andere Hälfte schlägt eine Zugbahn nach Südwesten ein, was eine ET Noels eher ausschließt. Vereinzelt gibt es Mitglieder der Ensemblevorhersage, in denen sich Noel nach Osten verlagert. Ein Teil derer, die nach Osten ziehen, verlagern sich ähnlich wie in der Analyse (nach NHC).

4.3.2 Gebiet und Clusterzeitpunkt

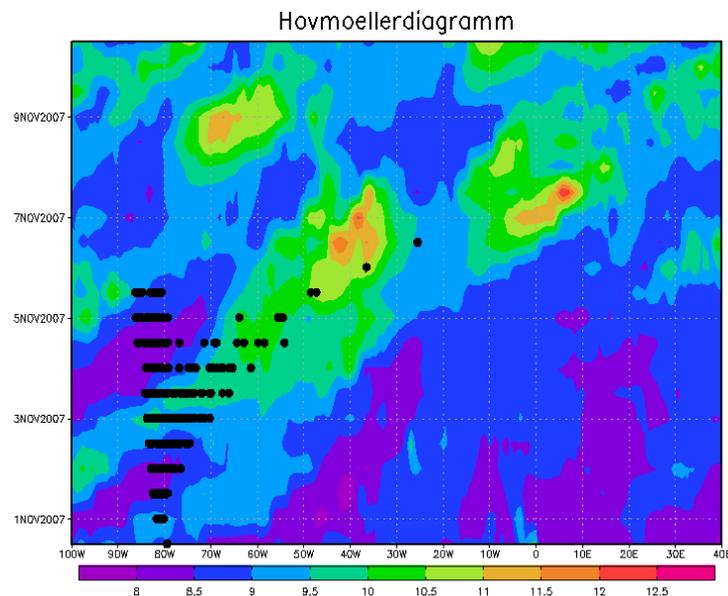


Abbildung 4.32: (a) Zwischen 40° N und 60° N meridional gemittelte Standardabweichung der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche innerhalb des Ensembles mit Sturmpositionen aller Ensemblemitglieder für Noel für jeden Zeitpunkt als schwarze Punkte.

Am 7. November 2007 um 0 UTC haben sich bereits die meisten Stürme in den jeweiligen Ensemblemitgliedern aufgelöst (schwarze Punkte in Abbildung 4.32). Zuvor unterlagen die Zugbahnen bereits einer starken Streuung, sodass ein Teil der Stürme nach Nordosten zieht und ein anderer Teil nach Nordwesten. Dies könnte in Zusammenhang mit der Variabilität eines Trogas stromab stehen. Zu besagtem Zeitpunkt ist die Standardabweichung bei etwa 37° W maximiert, sodass wir den 7. November (0 UTC) als Clusterzeitpunkt wählen.

Das Gebiet für die Berechnung der EOFs reicht zonal von 50° W bis 10° O und in Nord–Süd–Richtung von 30° N bis 80° N. In diesem Gebiet ist im Ensemblemittel ein Rücken zu sehen, der antizyklonal und polwärts gerichtet bricht (Abb. 4.33).

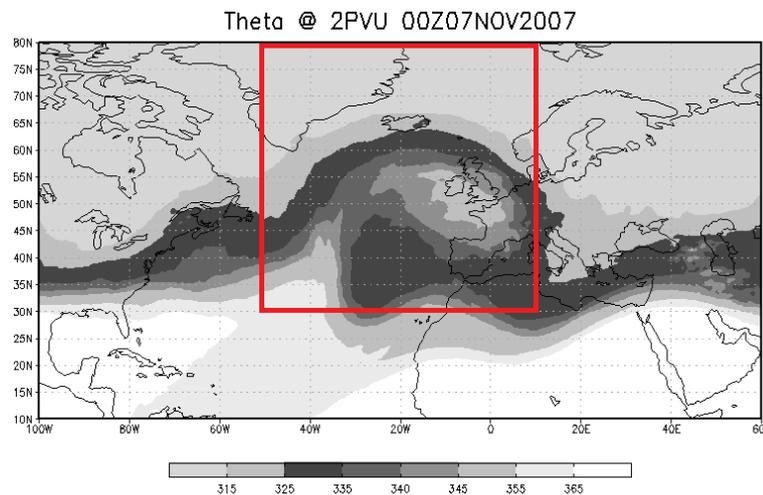


Abbildung 4.33: Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf 2 PVU–Fläche über alle Mitglieder zum ausgewählten Clusterzeitpunkt; EOF–Gebiet (rote Umrandung).

4.3.3 Ergebnisse aus der EOF–Analyse

Die stärkste Variabilität (Abb. 4.34 (a)) zeigt eine positive Komponente im nördlichen Bereich des brechenden Rückens und negative Signaturen am Ostrand und am südwestlichen Teil des Rückens, der nur eine geringe meridionale Neigung zeigt. In einem positiv beitragenden Vorhersagemitglied reicht der Rücken weiter nach Norden und ist in seiner Mächtigkeit deutlich verringert im Vergleich zum Mittel, was an dem Filament hoher Temperaturwerte gesehen werden kann (Abb. 4.34 (c)). Ein negativ beitragendes Mitglied zeigt eine Eintrogung von Norden her drückend (40° W bis 20° W) und einen Versatz des Wellenbrechens nach Osten (Abb. 4.34 (e)). Verglichen mit dem positiv beitragenden Mitglied erscheint die Wellenstruktur insgesamt zonaler. Die zweitstärkste Variabilität verteilt sich entlang des Rückens mit positiven Werten und mit einem negativen Signal an der Westflanke (Abb. 4.34 (b)). Diese Verteilung entsteht dadurch, dass Mitglieder mit positivem Beitrag eine starke Ausdünnung des Rückens sowie eine ausgeprägte Cut–Off–Antizyklone zeigen (Abb. 4.34 (d)). Ein gegensätzliches Bild wird durch ein negativ beitragendes Mitglied präsentiert (Abb. 4.34 (f)). Die Rückenstruktur ist nahezu komplett abgebaut, sodass für hohe Temperaturen auf 2 PVU ein zonaleres Strömungsmuster als bei den zuvor beschriebenen Fällen besteht.

Lässt sich die Struktur von EOF 1 als Amplitude Pattern (vgl. Anwender et al., 2008) beschreiben, so spiegelt EOF 2 eher eine Art Shift Pattern wider, jedoch mit einer zusätzlichen Dipolstruktur. Durch die ersten beiden empirischen Orthogonalfunktionen werden 34,8% der Variabilität erfasst. Dabei geht EOF 1 mit 20,9% und EOF 2 mit 13,9% ein.

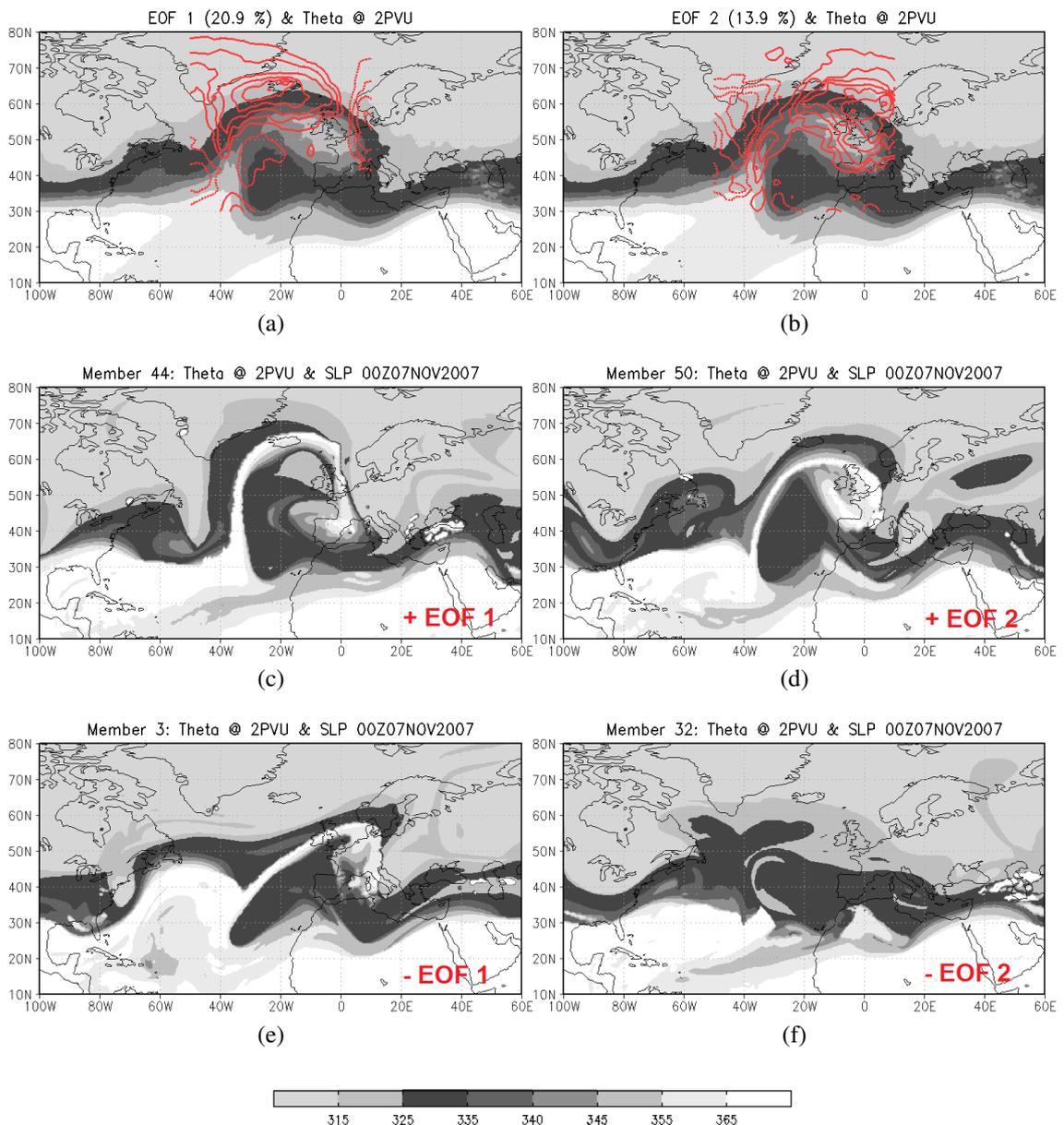


Abbildung 4.34: (a) EOF 1 und (b) EOF 2 (positive Signale als durchgezogene und negative Signale als gestrichelte rote Linien) sowie Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche für Noel zum Clusterzeitpunkt (schattiert). (c)–(f) Potentielle Temperatur auf der 2 PVU-Fläche für ausgewählte Vorhersagemitglieder mit positiven bzw. negativen Beiträgen zu den EOFs zum gleichen Zeitpunkt.

4.3.4 Ergebnisse aus der Cluster-Analyse

Stabil war nur die 3-Cluster-Lösung, sodass keine andere Aufteilung in Frage kommt. Im Streudiagramm kann man erkennen, dass die Ensemblemitglieder 11 (für Cluster 1), 12 (für Cluster 2) und 39 (für Cluster 3) nahe dem jeweiligen Clusterzentrum liegen und damit als Repräsentanten ihres Clusters herangezogen werden können (Abb. 4.35).

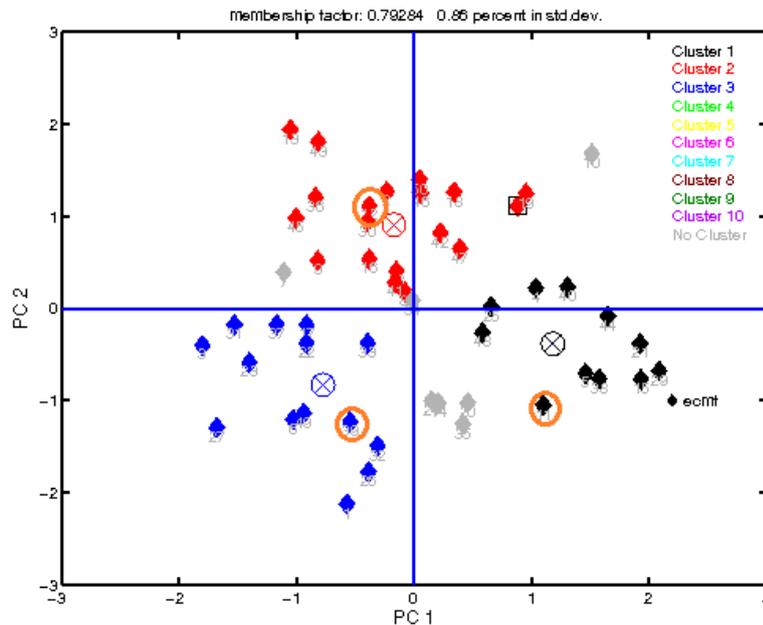


Abbildung 4.35: Streudiagramm für eine Unterteilung der Ensemblemitglieder für Noel in drei Cluster. Der Raum wird durch die erste und zweite PC aufgespannt; die Einfärbung der Mitglieder kennzeichnet die Clusterangehörigkeit; Position des Clusterzentrums markiert durch umkreistes Kreuz; repräsentative Mitglieder sind orange umkreist.

Alle drei Cluster zeigen zwischen 40° W und 10° O im Mittel ein P2-RWB, jedoch unterschiedlich in der Zeit vorangeschritten und verschieden in der räumlichen Ausdehnung (Abb. 4.36). Cluster 3 ist weiter vorangeschritten als die anderen Cluster. Östlich des brechenden Rückens gibt es in der anschließenden Trog-Rücken-Struktur in den Clustern viele Gemeinsamkeiten. In Cluster 1 und 2 ist stromauf zwischen 100° W und 40° W die Wellenstruktur ebenfalls ähnlich (Abb. 4.36 (a) und (b)). In Cluster 3 fehlt eine Eintrogung bei 50° W, die hingegen in den anderen Clustern zu sehen ist (Abb. 4.36 (c)). Eine weitere Gemeinsamkeit zwischen Cluster 1 und 2 ist die nördliche Ausdehnung des brechenden Rückens, welcher in Cluster 3 weniger weit nach Norden reicht, da die Rückenachse hier zonal ausgerichtet ist. Die Unterschiede in der nördlichen Ausdehnung können in Zusammenhang mit der Trog-Rücken-Struktur und der entsprechenden

Bodendruckverteilung im Norden stehen.² Denn im Bodendruckfeld in Cluster 3 gibt es bei $10^{\circ} \text{O}/70^{\circ} \text{N}$ nördlich des Rückens ein massives Tiefdruckgebiet, welches womöglich eine blockierende Wirkung hat. Oder aber das Tief kann sich derart ausbilden, weil der Rücken sich nicht so stark amplifiziert. Jedenfalls unterscheidet sich dadurch Cluster 3 von Cluster 1 und 2, da hier die Tiefs weiter östlich liegen und die jeweilige Rückenamplifizierung daher vielleicht weniger behindert wird.

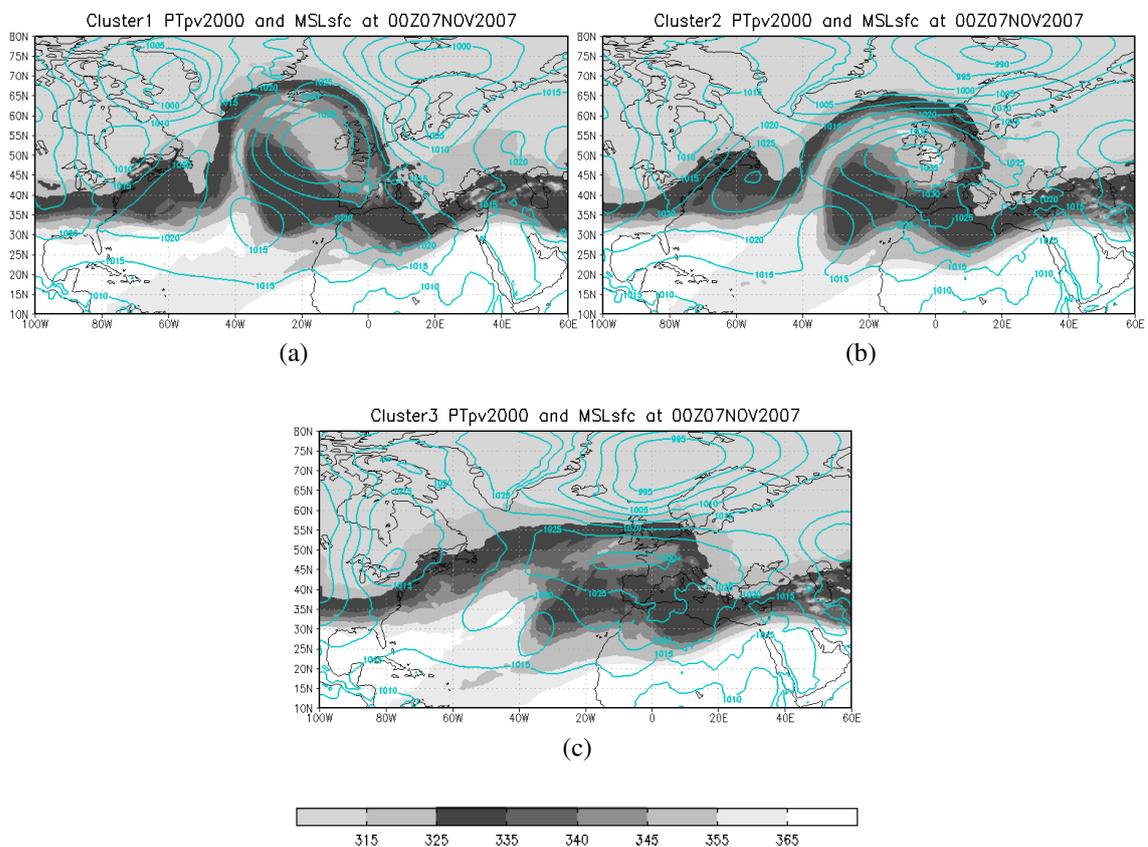


Abbildung 4.36: Clustermittel für Noel am 7. November 2007 0 UTC; dargestellte Größe ist die potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche als Schattierung und der Bodendruck [in hPa] in blauen Linien.

²Die nördliche Trog-Rücken-Struktur können wir aufgrund der Farbgebung der Intervalle nicht sehen, sodass wir unseren Augenmerk auf das Bodendruckfeld richten.

4.3.5 Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern

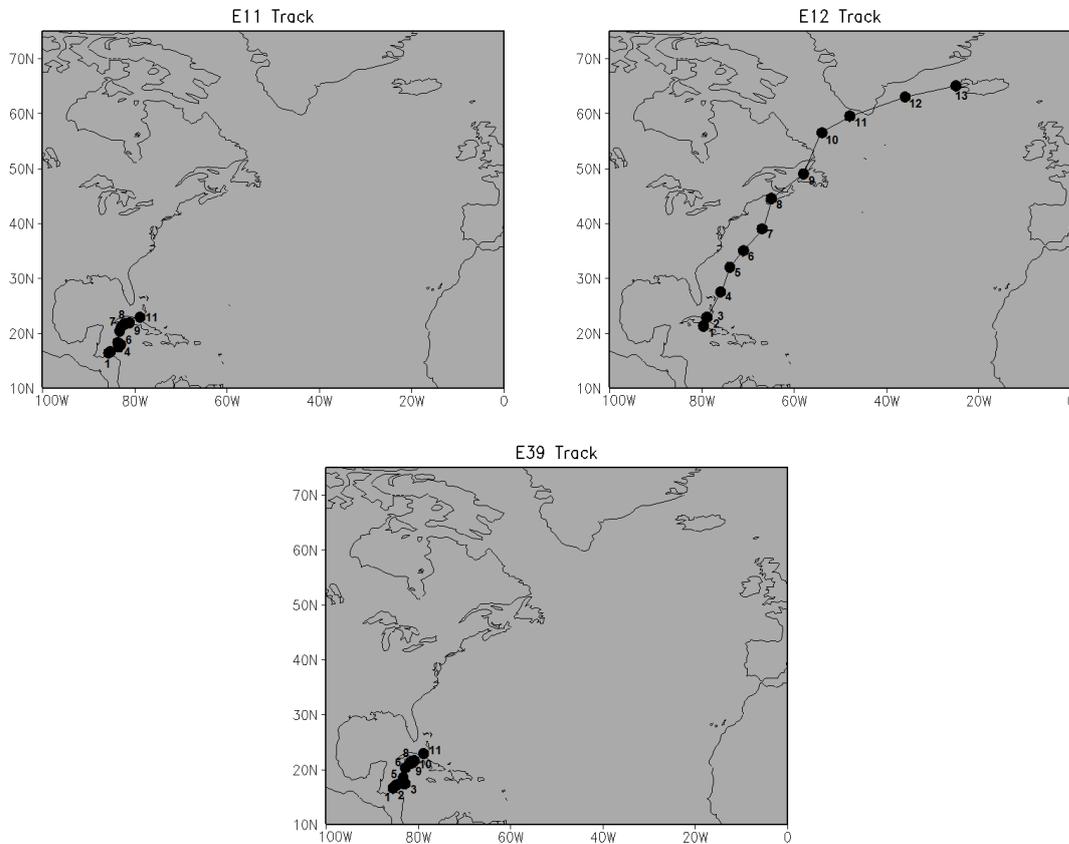


Abbildung 4.37: Zugbahnen der repräsentativen Mitglieder (Mitglied 11, 12 und 39 für Cluster 1, 2 und 3) für Noel; Sturmposition (schwarzer Punkt) mit entsprechendem Zeitpunkt (Zahl).

In Mitglied 11 zieht Noel über Kuba, wo es schließlich zur Auflösung kommt, sodass 25° N nicht überschritten werden (Abb. 4.37). Ein sehr ähnliches Bild ist in Mitglied 39 zu finden. Der Track, der in Mitglied 12 vorhergesagt wird, unterscheidet sich stark von denen der anderen Mitglieder und kann wie folgt beschrieben werden: Von Kuba ausgehend zieht Noel in nordöstlicher Richtung an der Ostküste entlang. Bei Nova Scotia (65° W/ 45° N) macht die ehemalige TC einen Landfall, zieht über die Halbinsel hinweg und erreicht anschließend Neufundland. Erst bei etwa 65° N ist der Sturm nicht mehr als Druckminimum lokalisierbar. Er streift zuvor Grönland und löst sich bei Island auf. Wir haben also mit Mitglied 12 das Szenario mit ET und durch die Mitglieder 11 und 39 zwei Fälle ohne ET. Da wir für Noel drei Szenarien vergleichen, unterscheiden wir der Übersicht halber die beiden Fälle ohne ET ab jetzt als NoET1 für Mitglied 11 und NoET2 für Mitglied 39.

4.3.6 Einfluss auf Wellenbrechen und Jet

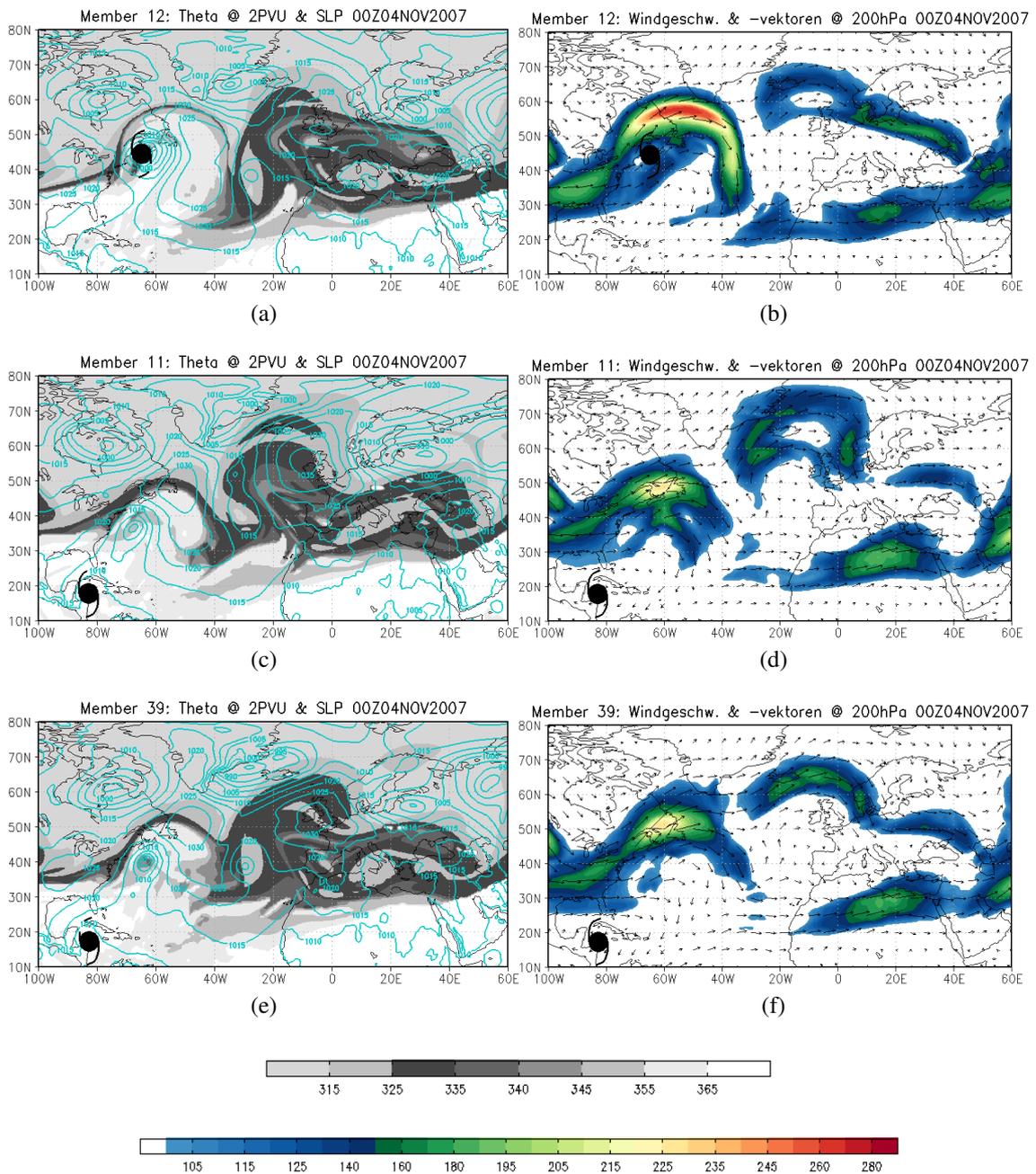


Abbildung 4.38: Für den Fall mit ET Noels ((a) und (b)) und für zwei Fälle ohne ET ((c) und (d) sowie (e) und (f)) am 4. November 2007 0 UTC potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche als Schattierung sowie Bodendruck [in hPa] als blaue Konturen ((a), (c) und (e)) und absolute Windgeschwindigkeit [in km/h] als Schattierung mit Windvektoren als schwarze Pfeile auf 200 hPa ((b), (d) und (f)); schwarzes TC–Symbol markiert die Sturmposition.

Am 4. November 2007 um 0 UTC liegt Noel im ET-Fall bei 65° W/ 45° N (Abb. 4.38 (a)). Damit zieht der Sturm in einen vorhandenen Rücken, dessen Amplitude bis 55° N reicht. In der Höhenströmung sehen wir nordöstlich von Noel maximierte Windgeschwindigkeiten von 280 km/h (Abb. 4.38 (b)). Der Jet strömt bei 40° W nach Süden und bei 25° N gibt es einen Rückstrom nach Westen. In den Fällen ohne ET befindet sich Noel noch in den Tropen (Abb. 4.38 (c) und (e)). NoET1 und NoET2 haben viele Gemeinsamkeiten. Bei 65° W und 35° N bzw. 40° N ist ein außertropisches System zu sehen. Dieses zieht wie Noel im ET-Fall in einen vorhandenen Rücken hinein, der jedoch schwächer ausgeprägt ist als mit ET. Die geringere Rückenaufwölbung bei 60° W deutet darauf hin, dass zwischen diesen Bodentiefs und der Höhenströmung eine schwächere Wechselwirkung besteht als zwischen der Höhenströmung und dem ehemaligen Hurricane. Die Bodentiefs entstehen in beiden Fällen am 2. November 2011. In NoET1 bei 75° W/ 27° N und in NoET2 weiter nördlich bei 75° W/ 35° N. Im Geopotential auf 500 hPa sieht man in NoET1 und NoET2, dass die Bodenzyklonen vorderseitig eines langwelligen und eines darin liegenden kurzwelligen Trogs entstehen, sodass in der Höhe die für die Zyklogene-
[hier nicht gezeigt]. Auf 200 hPa liegt ein Maximum der Windgeschwindigkeit bei 60° W/ 50° N (Abb. 4.38 (d) und (f)). Allerdings werden 230 km/h nicht überschritten. Der Jet weist zudem eine deutliche Krümmung auf. In allen drei Fällen erscheint der Trog stromauf (70° W bis 100° W) ähnlich. Die Situation stromab unterscheidet sich darin, dass ein P2-RWB über Europa zwischen 0° und 50° W in beiden Fällen ohne ET weiter vorangeschritten ist als mit ET. Zudem ist die Eintrogung bei 30° W verschieden. Mit ET (Abb. 4.38 (a)), aber auch in NoET2 (Abb. 4.38 (e)) haben wir bereits auf 2 PVU eine abgeschnürte Zyklone, wobei wir hier auch im Bodendruckfeld Tiefdruckgebiete vorfinden.

24 Stunden später ist Noel im ET-Fall weiter nach Nordosten gezogen (Abb. 4.39 (a)). Der Rücken über dem Atlantik und der Trog stromauf bei 80° W sind amplifiziert. Die Neigung und Ausdehnung des Rückens deutet ein P2-RWB an. In unmittelbarer Sturmnähe beginnt sich der nordöstliche Teil des Rückens zudem zyklonal aufzuwickeln, was ein lokales P1-Brechen darstellt. Über Europa ist die Welle inzwischen gebrochen. In der Höhenströmung sind die maximalen Windgeschwindigkeiten im Vergleich zum Vortag reduziert (Abb. 4.39 (b)). Die Krümmung des Jets ist ebenfalls geringer, aber auffällig ist seine gesplittete Struktur, sodass wir auch bei 40° W zwischen 25° N und 40° N maximale Windgeschwindigkeiten finden mit Strömungsrichtung nach Süden. Zudem findet sich ein weiteres Jetmaximum südwestlich des Sturms. Die Entwicklung der Wellenstruktur ist in NoET1 dem Fall mit ET ähnlich (Abb. 4.39 (c)). Die Rolle von Noel im ET-Fall wird hier von dem außertropischen System übernommen, welches sich in den

letzten 24 Stunden vertieft hat. Im Jet, der gekrümmt ist, sehen wir ein Maximum von über 270 km/h (Abb. 4.39 (d)). Der Rücken über dem Atlantik hat sich verstärkt, bleibt aber zunächst aufrecht. Wir bemerken hier einen zeitlichen Versatz zwischen den Fällen: Die momentan bestehenden Strukturen in NoET1 haben viele Gemeinsamkeiten zu denen im ET-Fall 24 Stunden zuvor. In NoET2 wickelt sich der südliche Teil (bis 45° N) des Rücken über dem Atlantik schon deutlich auf, was sich durch die Zunge hoher potentieller Temperatur bei 40° W/35° N zeigt (Abb. 4.39 (e)). Das außertropische Tief liegt an einer ähnlichen Position wie Noel im ET-Fall und das Tief in NoET1. Da wir in der Höhenströmung bei 30° W zwischen 30° N und 50° N lokal maximale Windgeschwindigkeiten haben und sich der Wind nach Süden richtet, wird das Brechen des Rückens ermöglicht (Abb. 4.39 (f)). Im ET-Fall und in NoET1 haben wir an einer ähnlichen Position ein Windmaximum. Hier kommt es jedoch nicht zu einem vorzeitigen lokalen RWB, da vermutlich der im Vergleich zu NoET2 stärkere Jet im Norden (60° W/40° N) die Strömung dominiert und die weitere Aufwölbung des Rückens begünstigt. Demnach scheint es einen Zusammenhang zwischen der stärkeren Intensivierung der extratropischen Noel bzw. dem Tief in NoET1 und der stärkeren Rückenaufwölbung zu geben. Es sei noch gesagt, dass das Strömen nach Süden und nach Osten bei 60° N sowie die Lage der Windgeschwindigkeitsmaxima, wie es in allen drei Fällen beobachtet wird, als Richtungsdivergenz und Geschwindigkeitskonvergenz zu verstehen sind, sodass wir eine diffluente Strömung haben, was eine Voraussetzung für ein antizyklonales Wellenbrechen ist. Vergleicht man die drei Szenarien stromab, haben wir auf der 2 PVU-Ebene mit ET einen Rücken über Europa mit westlich und östlich anschließenden abgeschlossenen Zyklonen. Ohne ET ist der Rücken ausgeprägter: Die Struktur in NoET1 hat eine Ω -Form und in NoET2 zeigt sich sogar ein markantes antizyklonales polwärts gerichtetes Einrollen der Welle (Abb. 4.39 (e)).

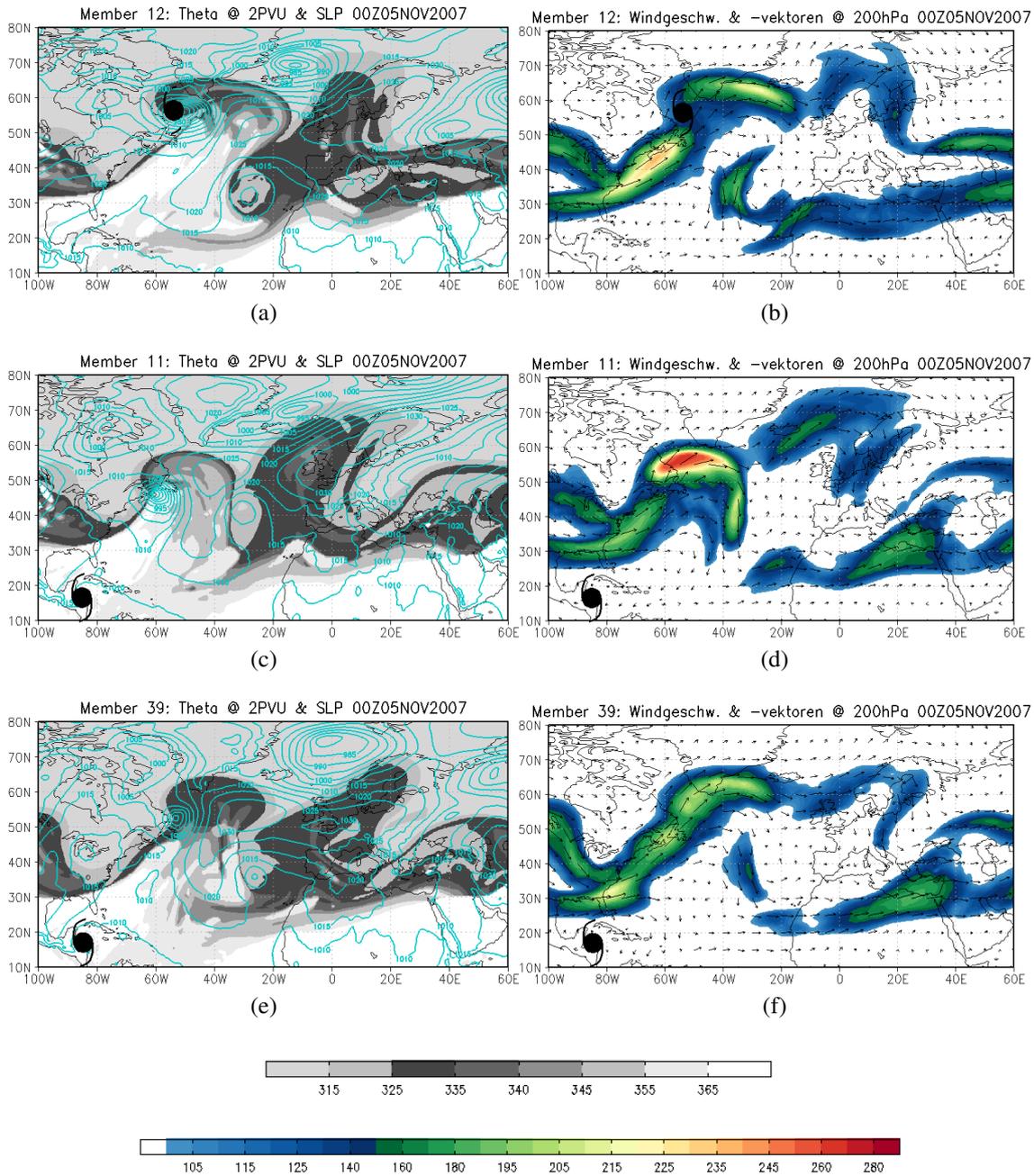


Abbildung 4.39: Wie Abbildung 4.38, aber am 5. November 2007 0 UTC.

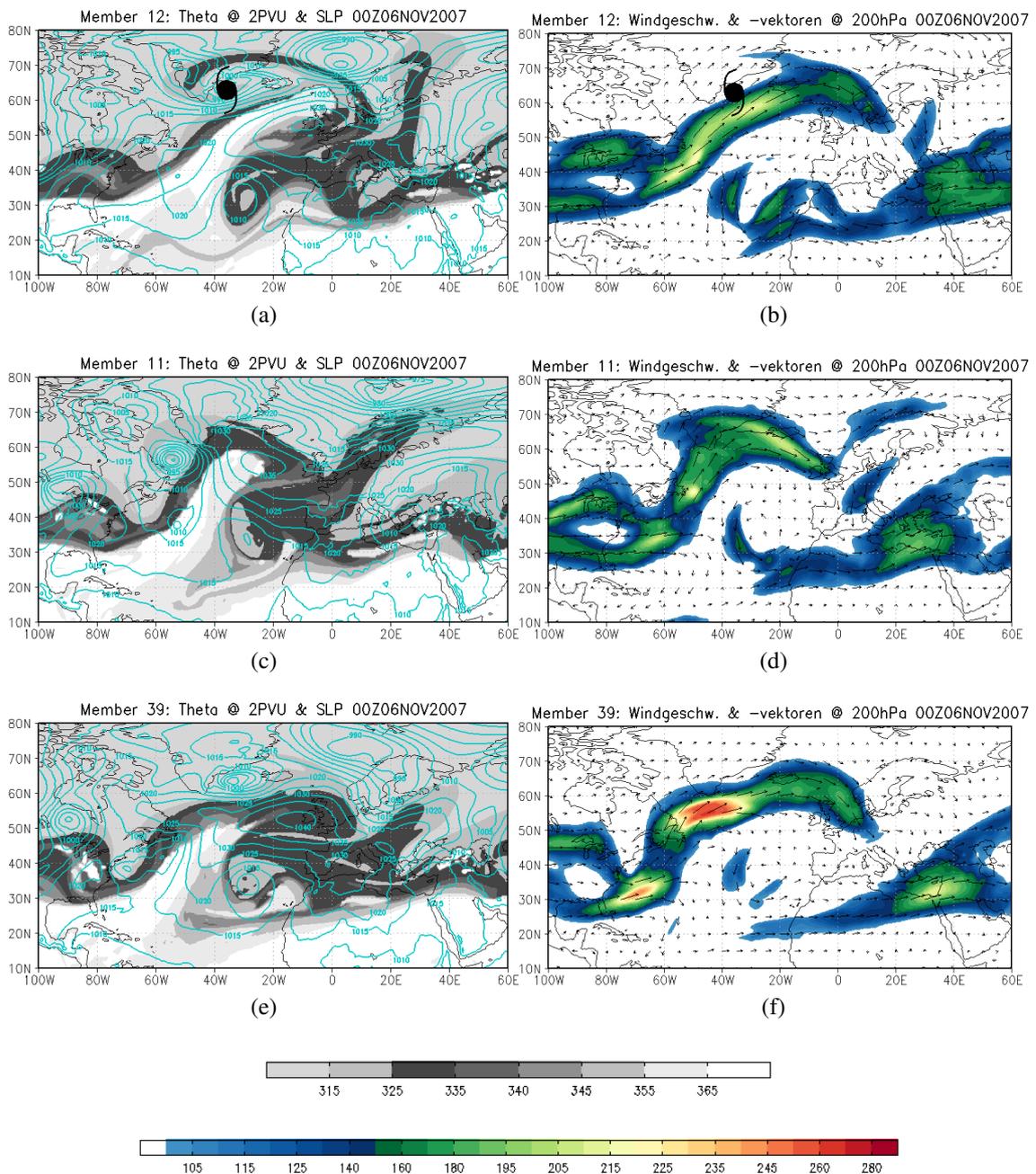


Abbildung 4.40: Wie Abbildung 4.38, aber am 6. November 2007 0 UTC.

Am darauf folgenden Tag beobachten wir im ET-Fall, dass Noel inzwischen weit im Norden liegt (Abb. 4.40 (a)). Die Verteilung der potentiellen Temperatur nördlich des Sturms zeigt ein P1-RWB. Der brechende atlantische Rücken wickelt sich weiter auf. Die Windgeschwindigkeiten auf 200 hPa sind schwächer als am Vortag (Abb. 4.40 (b)). In NoET1 sorgt weiterhin die außertropische Zyklone für eine ähnliche Entwicklung, aber wir erkennen weiterhin den zeitlich Versatz zum ET-Fall, sodass hier der Rücken über dem Atlantik weitaus weniger amplifiziert und geneigt ist (Abb. 4.40 (c)). Auf 200

hPa ist der Jet bei 65° N stark gekrümmt und damit ähnlich der Höhenströmung im ET-Fall 24 Stunden zuvor (Abb. 4.40 (d)). In NoET2 nehmen die Windgeschwindigkeiten auf 200 hPa zu und erreichen an der nordwestlichen Spitze des Rückens Werte über 250 km/h (Abb. 4.40 (f)). Solche hohen Windgeschwindigkeiten können wir in den Folgetagen auch im ET-Fall und in NoET1 erwarten, da wir NoET2 als Vertreter des dritten Clusters als das Szenario verstehen, dass zeitlich vorangeschrittener ist als die anderen beiden Szenarien aus Cluster 1 und 2 (vgl. Abschnitt 4.3.4). Das P2-RWB fand dementsprechend in NoET2 über dem Atlantischen Becken bereits statt und als Folge sehen wir bei 20° W/ 30° N ein abgeschnürtes System (Abb. 4.40 (e)). Dennoch besteht der Rücken weiterhin mit einer Amplitude, die bis 55° N reicht. Unterschiede zwischen den Fällen zeigen sich auch stromauf und -ab. Stromauf bei 80° W sieht man einen Rücken, der in NoET2 eine stärkere nordöstliche Achsenneigung und im ET-Fall die geringste Aufwölbung besitzt (Abb. 4.40 (a) und (e)). Stromab über Europa ist das Bild geprägt durch eine Eintrogung mit einer Achsenneigung nach Südwesten. Sie reicht in NoET1 bis $0^\circ/35^\circ$ N (Abb. 4.40 (c)). In den anderen beiden Vorhersagen ist der Trog weniger stark.

Am 7. November um 0 UTC hat sich Noel beziehungsweise das außertropische System, in das sich die TC transformiert hat, aufgelöst. Das Wellenbrechen über dem Atlantik schreitet weiter voran (Abb. 4.41 (a)). Dementsprechend ist der Jet bei 60° N gekrümmt und hat sich über der Nordsee verstärkt (Abb. 4.41 (b)). In NoET1 erkennen wir auch ein P2-RWB, welches aber nicht so weit nach Europa reicht wie im ET-Fall (Abb. 4.41 (c)). Auffallend ist hier jedoch auf 200 hPa ein antizyklonaler Wirbel zwischen 40° W und 10° O sowie 45° N und 65° N, dessen Ausbildung in der Windscherung begründet ist, wobei wir bei 65° N erhöhte Windgeschwindigkeiten von 240 km/h vorfinden (Abb. 4.41 (d)). Dieser Wirbel ist im ET-Fall auch vorhanden, doch in NoET1 ist er stärker (Abb. 4.41 (b)). NoET2 hat das P2-RWB – wie beschrieben – bereits früher stattgefunden (Abb. 4.41 (e)). Der Rücken ist sogar im Vergleich zum Vortrag in seiner zonalen Ausdehnung reduziert. Auch die Windgeschwindigkeit auf 200 hPa ist zurückgegangen (Abb. 4.41 (f)). Stromauf zeichnet sich der Rücken im ET-Fall durch seine breite Erscheinung aus, in NoET2 durch seine Neigung (Abb. 4.41 (a) und (e)). Den stärksten Trog zwischen diesem Rücken und dem atlantischen Rücken finden wir in NoET1 bei etwa 60° W (Abb. 4.41 (c)).

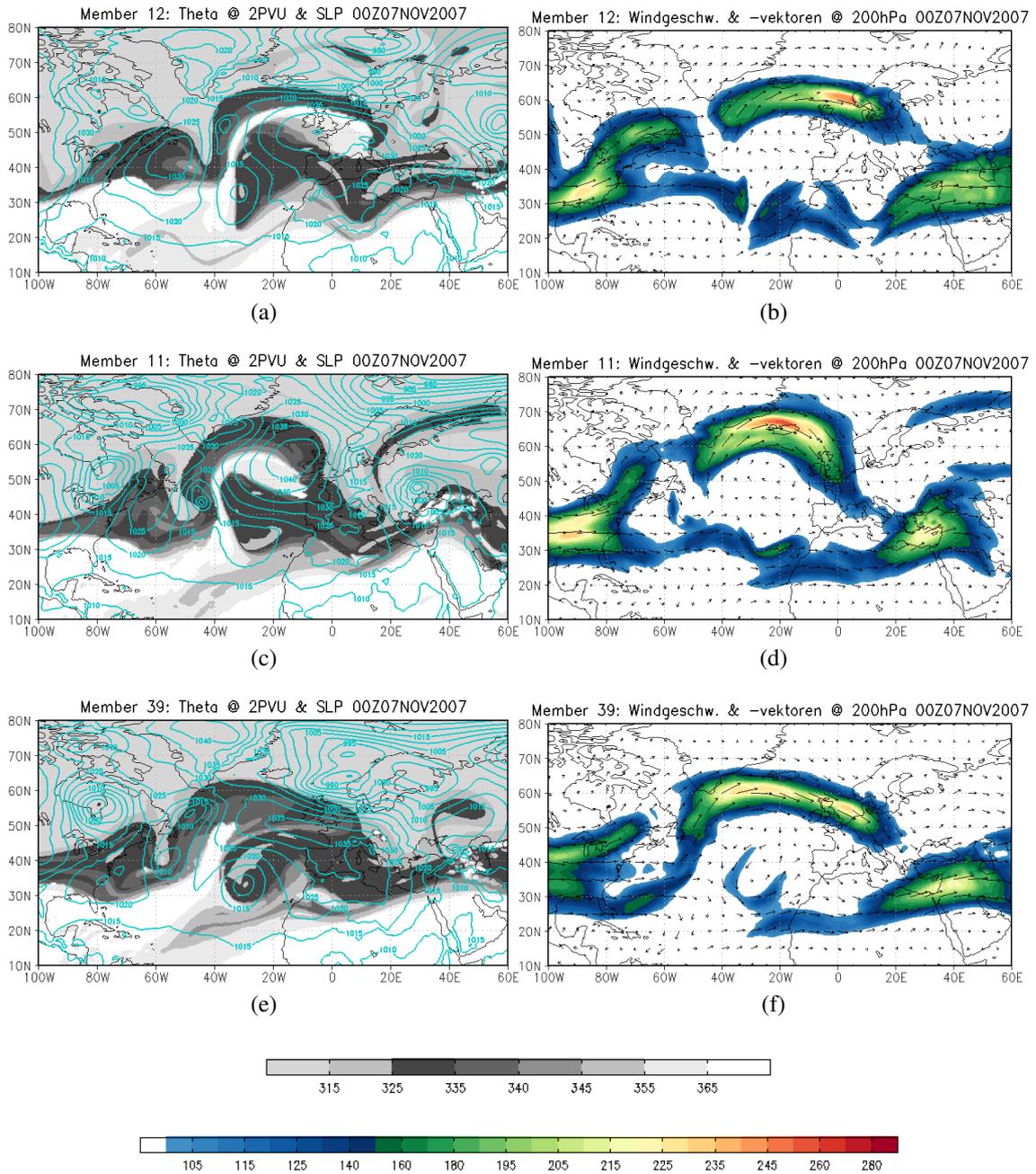


Abbildung 4.41: Wie Abbildung 4.38, aber am 7. November 2007 0 UTC.

32 Stunden darauf ist die Welle im ET-Fall endgültig gebrochen und es hat sich infolgedessen eine Cut-Off-Antizyklone über Europa gebildet (Abb. 4.42 (a)). Im weiteren Verlauf (*hier nicht gezeigt*) verweilt das Cut-Off-System an dieser Position und hat daher eine blockierende Wirkung im Grundstrom. Die Windvektoren auf 200 hPa untermauern dieses Bild: Der Jet mäandriert um das Höhenhoch herum und die Länge der Windvektoren zeigt eine reduzierte Windgeschwindigkeit (Abb. 4.42 (b)). In NoET1 haben wir auch eine abgeschnürte Antizyklone nach einem P2-Ereignis, jedoch weiter westlich als

mit ET (Abb. 4.42 (c)). Sie bremst den Wind auf 200 hPa aus und lenkt ihn nach Süden und Norden um, sodass sie ebenfalls als Blocking-Event zu erachten ist (Abb. 4.42 (d)). NoET2 unterscheidet sich wesentlich. Ein langwelliger Rücken dominiert den Atlantik (Abb. 4.42 (e)). Ein abgeschnürtes Höhenhoch über Europa existiert hier nicht, da auch das RWB ausblieb. Der Rücken stromauf hat sich im ET-Fall und NoET1 verstärkt sowie ebenso die Eintrogung über Nordamerika. In NoET2 sehen wir diese Entwicklung nicht.

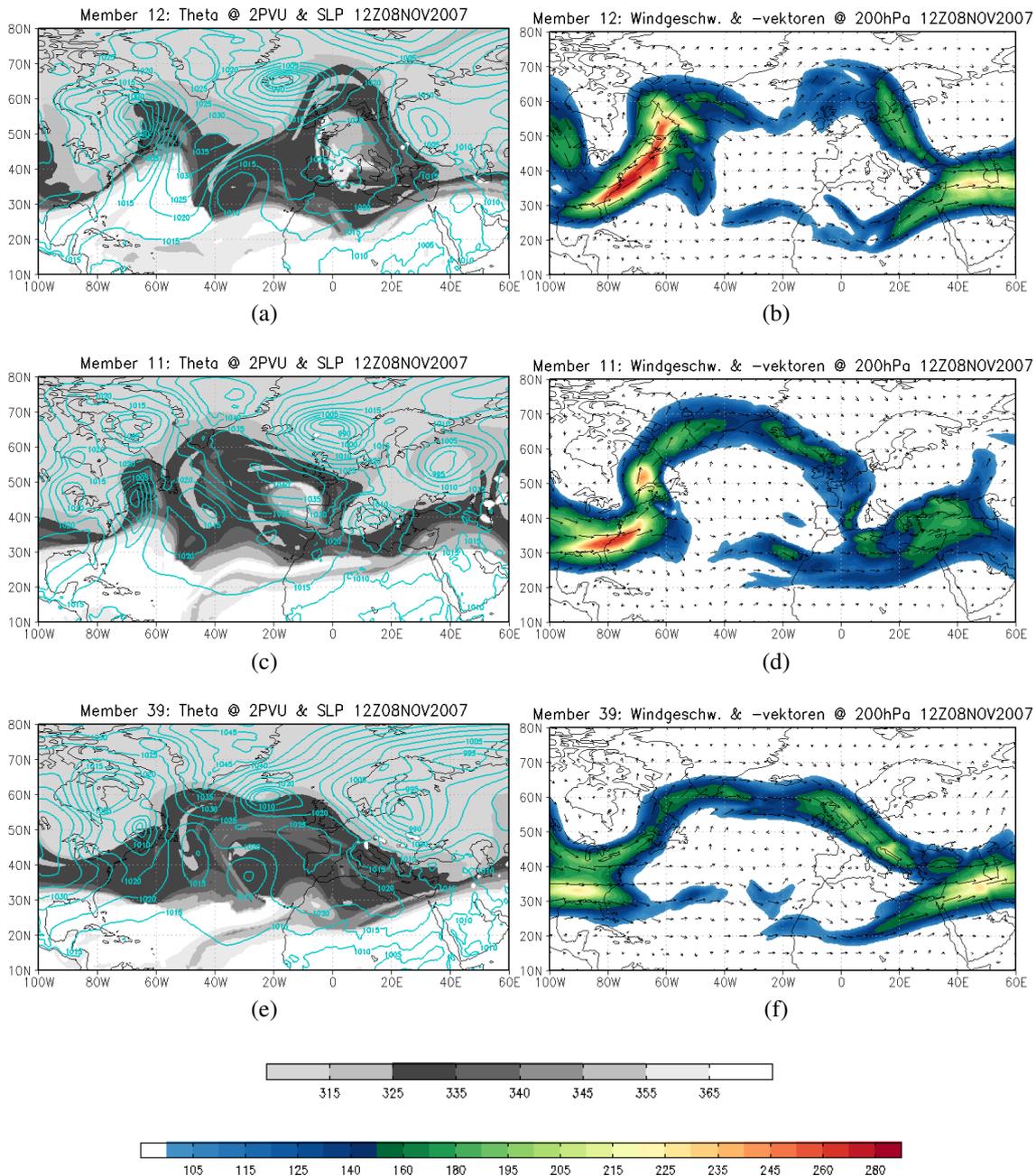


Abbildung 4.42: Wie Abbildung 4.38, aber am 8. November 2007 12 UTC.

Der Vergleich der Szenarien bestätigt uns, dass auch ein außertropisches System ohne tropischen Ursprung einen ähnlichen Effekt wie ein umgewandelter Hurricane haben kann. In beiden Fällen kommt es zu einem P2–RWB mit anschließendem Blocking. Unterschiede finden wir darin, dass mit ET das blockierende Höhenhoch weiter westlich liegt und darin, dass während des P2–RWB in Sturmnähe ein P1–RWB stattfindet. Ohne ET und mit nur schwachem außertropischem System gibt es auch ein P2–Ereignis. Dies geschieht jedoch früher und die Amplifizierung des Rückens ist deutlich geringer. Es bildet sich zudem kein Blocking aus.

4.3.7 Betrachtung des Wellenbrechens mittels WAF–Analyse

Wie aus Abschnitt 4.3.6 hervorgeht, kommt es im vorhergesagten Zeitraum mehr als einmal zu RWB–Ereignissen. Wir konzentrieren uns nun jedoch nur auf das P2–Wellenbrechen, bei dem wir einen Sturmeinfluss vermuten: Das antizyklonale polwärts gerichtete Brechen des Rückens über dem Atlantik, was zu einem Blocking über Europa führt. Die Ergebnisse, die wir zuvor gefunden haben, wollen wir im Folgenden mit Hilfe des Wellenaktivitätsflusses quantifizieren und schauen uns dazu den 5. November 2007 an. Die Betrachtung ist nun eine andere: Statt die potentielle Temperatur auf der 2 PVU–Fläche zu betrachten, ziehen wir nun die potentielle Vorticity auf 320 K heran, da man diese Größe für die hier angewendete Detektionsmethode benötigt. Die Abbildungen 4.43, 4.44 und 4.45 stellen das Ergebnis der Detektion dar. Wir erinnern uns, dass das Vorzeichen der meridionalen Komponente des WAFs aussagt, ob eine Rossbywelle antizyklonal oder zyklonal bricht.

Im ET–Fall sehen wir einen Trog, dessen Achse entlang der Ostküste der USA verläuft, und anschließend eine Rücken–Trog–Struktur über dem Atlantik, wobei hier eine starke Nordostneigung der Achsen auffällt (Abb. 4.43). Weiter im Osten schließt sich ein Rücken an, der eine kleinere Amplitude und eine geringere Achsenneigung als der Rücken über dem Atlantik hat, wobei hier der PV–Bereich unterhalb von 0,5 PVU gemeint ist. Stromab dieses Rückens existiert ein Trog, wobei sich der südliche Teil abgeschnürt hat, sodass wir über Nordafrika ein Cut–Off–System vorfinden. Über dem Atlantik bei 40° N findet sich zwischen Rücken und Trog eine blaue Markierung. Diese zeigt ein P2–RWB an. Was steckt dahinter, wenn hier ein P2–Ereignis detektiert wird? Es bedeutet, dass die vertikal gemittelte meridionale WAF–Komponente am Detektionsort negativ sein muss, was einer antizyklonalen meridionalen Windscherung des Grundstroms entspricht.

Des Weiteren muss der Grundstrom diffluent sein, was damit einhergeht, dass die horizontale Ableitung der mittleren geopotentiellen Höhe größer Null ist. Dies kann an der Änderung des Geopotential auf 1000 hPa, das am Detektionsort von Süden nach Norden größer wird (positiver Gradient), nachempfunden werden.

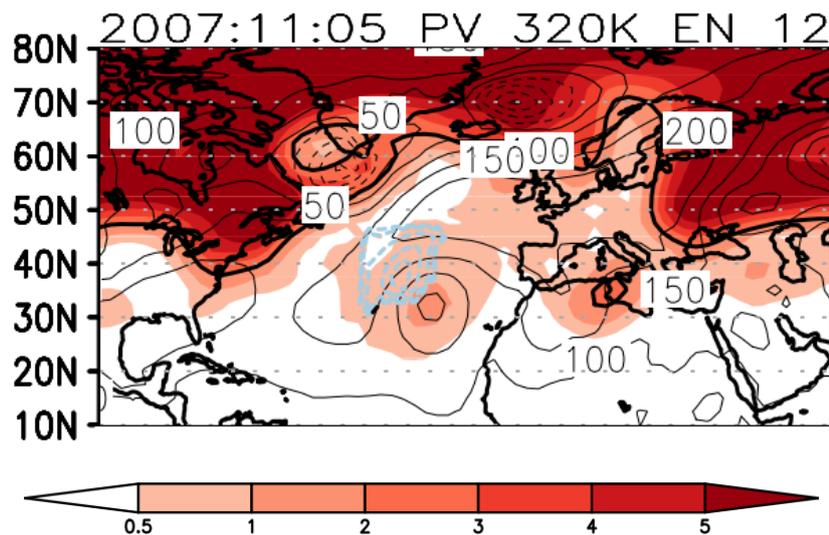


Abbildung 4.43: Potentielle Vorticity [in PVU] als Schattierung und Geopotential [in gpm] auf 1000 hPa als schwarze Konturlinien für den Fall mit ET Noels am 5. November 2007; blaue Markierung zur Kennzeichnung negativer Werte des vertikal gemittelten meridionalen WAFs [in $m^2 s^{-2}$] [Ausschnitte von Abbildungen von Andrea Schneiderei].

In NoET1 erscheint die Wellenstruktur über den USA ähnlich der im Fall mit ET (Abb. 4.44). Unterschiede ergeben sich über dem Atlantik: Es gibt zwei Rücken, getrennt durch einen sich abschnürenden Trog, wobei die Achse des westlicheren Rückens nach Nordwesten zeigt und die des östlicheren Rückens nach Nordosten. Über Europa zeigt sich ein mächtiger Trog mit südwestlich orientierter Achse. Ein Wellenbrechen wird hier nicht detektiert, was sich von den Ergebnissen aus Abschnitt 4.3.6 unterscheidet. In NoET2 bleibt die Detektion eines RWBs ebenfalls aus (Abb. 4.45), auch dies beobachteten wir in der vorherigen Untersuchung anders. Über den USA ist in NoET2 die Struktur vergleichbar mit der, in den anderen beiden Fällen. Zudem ist in beiden Fällen ohne ET die räumliche Ausdehnung des Trogs ähnlich. Über dem Atlantischen Ozean entspricht die Struktur hier wiederum eher der im ET-Szenario, jedoch mit dem Unterschied, dass wir in der Größenordnung von 1 PVU zwischen 25° N und 45° N ein isoliertes System erkennen.

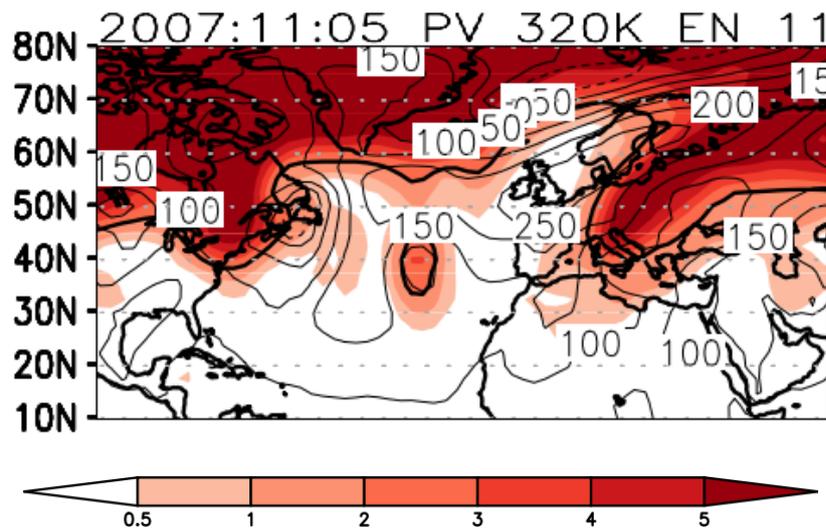


Abbildung 4.44: Wie Abbildung 4.43, aber für NoET1.

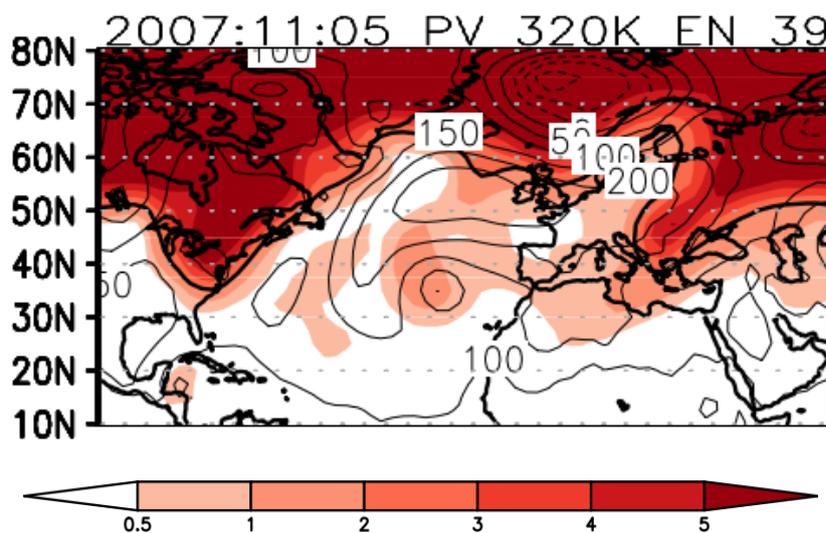


Abbildung 4.45: Wie Abbildung 4.43, aber für NoET2.

Im Szenario, in dem Noel sich extratropisch umwandelt, wird wie oben beschrieben ein Wellenbrechen nach dem P2-Typ detektiert. In den anderen beiden Fällen, in denen die ET der tropischen Zyklone ausbleibt und diese bis zur Auflösung in den Tropen verweilt, wird kein Wellenbrechen verzeichnet (Abb. 4.44 und 4.45). Auch an den darauf folgenden Tagen findet keine Detektion eines P2-RWBs oder eines anderen RWB-Typs statt (*hier nicht gezeigt*). Auf den Punkt gebracht, scheint es in dieser Analyse so, dass mit ET ein polwärtiges Rossbywellenbrechen stattfindet, ohne ET nicht. Dieses Ergebnis würde unsere Hypothese untermauern, dass eine ET Einfluss aus das RWB hat, da mit ET eine diffluente Strömung entstehen kann, welche eine Voraussetzung für ein P2-Ereignis

ist. In unseren vorherigen Analysen finden wir jedoch auch ohne ET ein P2–RWB, was vermutlich durch eine Zyklone außertropischen Ursprungs getriggert wird. Dieses wird hier unter Verwendung des WAFs nicht detektiert. Dieser Unterschied kann verschiedene Ursachen haben. Zum einen wurde hier vor der Detektion ein räumlicher Filter verwendet, der kleinskalige Strukturen ausschließt, die uns bei der Untersuchung in Abschnitt 4.3.6 jedoch zur Verfügung stehen. Zum anderen betrachten wir bei der RWB–Detektion ein Tagesmittel, wohingegen zuvor eine 12–stündliche Betrachtung möglich war, sodass von uns zuvor beobachtete Strukturen hier unter Umständen „herausgemittelt“ werden können. Wir können jedoch noch einen Schritt weitergehen und vermuten, dass das Wellenbrechen in den Fällen ohne ET zu schwach ist, um registriert zu werden. Denn die Detektion von Wellenbrechereignissen läuft unter der Erfüllung konkreter Schwellwerte ab. Ist unter anderem der vertikal gemittelte meridionale WAF zu schwach, dann kann das Wellenbrechen mit der verwendeten Methode nicht nachgewiesen werden. Unter der Intensität eines RWB–Ereignissen kann man sich die Menge der Wellenenergie vorstellen, die beim Brechen freigesetzt wird.

Fassen wir unsere Erkenntnisse, die uns die WAF–Analyse im Fall Noel liefert, nochmals zusammen: Mit ET gibt es ein P2–RWB, ohne ET nicht, was sich nicht mit unseren Beobachtungen in Abschnitt 4.3.6 deckt. Wenn wir davon ausgehen, dass der WAF beziehungsweise das RWB selbst ohne ET zu schwach sind, um das RWB detektieren zu können, so ermöglicht uns die WAF–Analyse eine Intensitätsabschätzung, wie stark eine Welle bricht. Das würde heißen, mit ET ist das P2–RWB stärker als ohne ET.

4.4 Tomas

4.4.1 Analyse und Vorhersage

Am 29. Oktober 2010 entsteht Tomas (Abb. 4.46). Es handelt sich dabei um eine tropische Zyklone der Kategorie 2 auf der SSHS, da bei einem Kerndruck von 982 hPa Windspitzen von 155 km/h erreicht werden [Pasch und Kimberlain, 2011]. Am 8. November wird der Sturm extratropisch und besteht weitere 6 Tage als abgeschlossenes Druckminimum bis er sich schließlich auflöst.

Für die Untersuchungen zu Tomas wird eine Ensemblevorhersage gewählt, die am 6. November 2010 um 0 UTC initialisiert wurde (Abb. 4.47). Die Unsicherheit der Vorhersage ist anhand der Divergenz der Zugbahnen zu erkennen. Es gibt eine Tendenz für Zugbahnen nach Osten und eine noch deutlichere nach Nordosten. In diesen Mitgliedern ist die ET von Tomas wahrscheinlich. Neben diesen Zugbahnen gibt es auch welche mit Südausrichtung. Wenn die TC im Süden bleibt, dann wird keine ET durchlaufen.

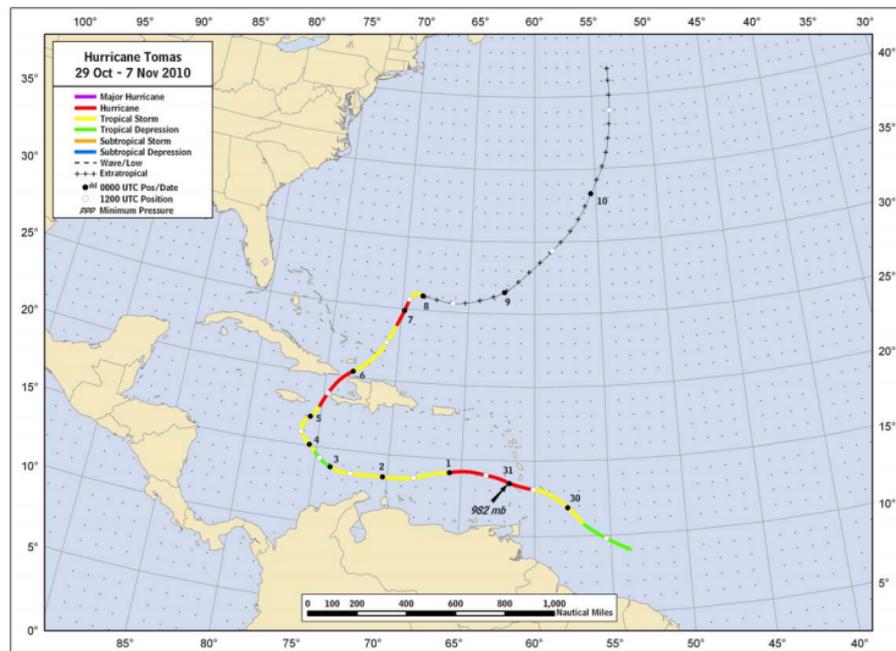


Abbildung 4.46: Offizielle Zugbahn für Tomas nach NHC [Pasch und Kimberlain, 2011].

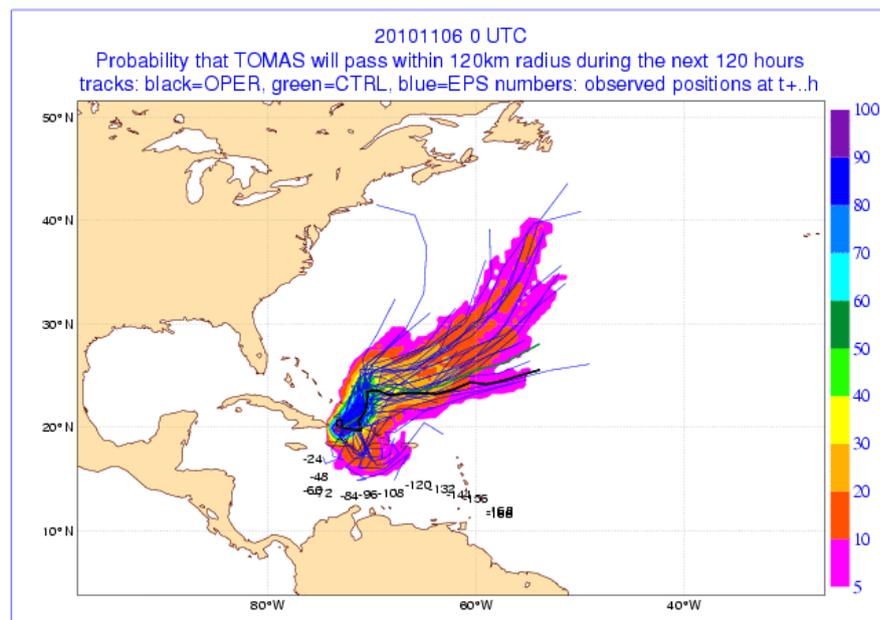


Abbildung 4.47: Zugbahnen der EZMW–Ensemblevorhersage für Tomas bis fünf Tage nach dem Initialisierungszeitpunkt (6. November 2010 0 UTC) sowie als farbige Flächen die Aufenthaltswahrscheinlichkeit innerhalb eines Radius von 120 km [Karte bezogen von EZMW, 2013].

4.4.2 Gebiet und Clusterzeitpunkt

Im Hovmöllerdiagramm findet man am 14. November 2010 bei 10° W ein ausgeprägtes Maximum in der meridional gemittelten Standardabweichung (Abb. 4.48). Die Divergenz der Sturmzugbahnen ist schon zu einem früheren Zeitpunkt markant. Da die Vorhersage nur noch bis zum 16. November reicht, wir uns aber für die Entwicklung nach dem Clusterzeitpunkt interessieren, wählen wir für die EOF–Analyse und das anschließende Clustering den 13. November 2010 um 0 UTC als Zeitpunkt.

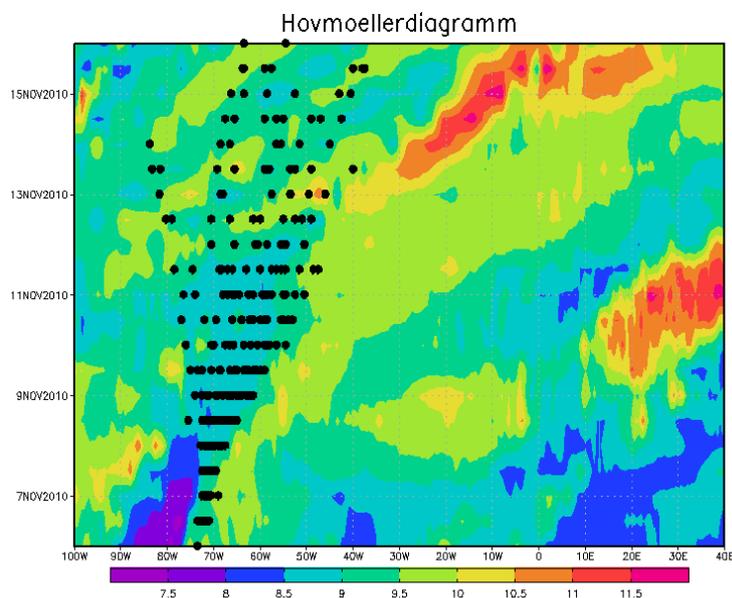


Abbildung 4.48: (a) Zwischen 40° N und 60° N meridional gemittelte Standardabweichung der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche innerhalb des Ensembles mit Sturmpositionen aller Ensemblemitglieder für Tomas für jeden Zeitpunkt als schwarze Punkte.

Das Ensembledittel zu diesem Zeitpunkt zeigt über dem Atlantik bis nach Europa einen dominierenden Rücken, dessen Nordostneigung zu einer starken zonalen Ausrichtung führt (Abb. 4.49). Weiter im Westen an der nordamerikanischen Küste findet sich nach einem Trog ein weiterer Rücken, der jedoch eine geringere Amplitude hat und auch weniger geneigt ist. Zur Erfassung der Strukturen wird ein Gebiet abgegrenzt, das im Vergleich zu den Gebieten in den anderen Sturmanalysen relativ weitläufig ist: 90° W bis 20° O und 25° N bis 65° N.

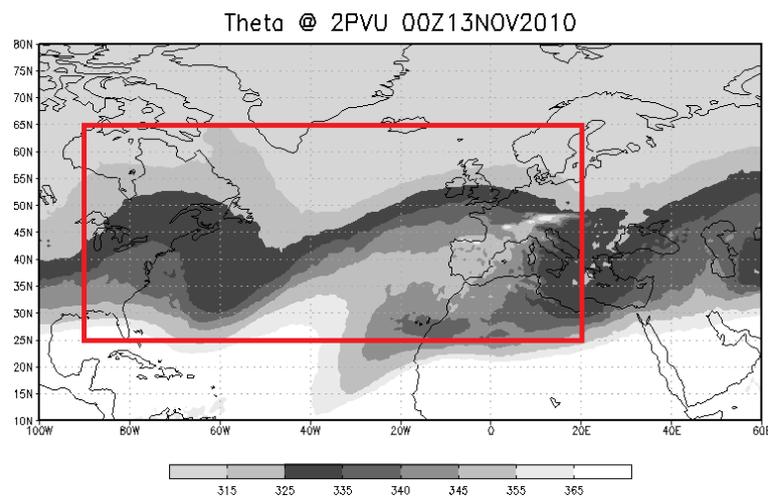


Abbildung 4.49: Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU–Fläche über alle Mitglieder zum ausgewählten Clusterzeitpunkt; EOF–Gebiet (rote Umrandung).

4.4.3 Ergebnisse aus der EOF–Analyse

Die stärkste Variabilität in der Ensemblevorhersage liegt nördlich des zentralen Rückens und in der sich östlich anschließenden Eintrogung über dem Mittelmeerraum. Dabei ist das nördliche Signal negativ und das andere positiv (Abb. 4.50 (a)). Mitglied 32 (Abb. 4.50 (c)) des Ensembles hat einen positiven Beitrag zur ersten EOF und bildet folgendes Muster ab: Der Rücken mit der zonalen Ausrichtung wird weiter nach Süden gedrückt und bricht antizyklonal. Über Südeuropa (10° O/ 40° N) ist infolge eines vorigen Wellenbrechens [*hier nicht gezeigt*] ein Anstieg der potentiellen Temperatur erkennbar. Anders in Mitglied 28 (Abb. 4.50 (e)) mit einem negativen Beitrag zu EOF 1: Der brechende Rücken reicht weiter nach Norden im Vergleich zur Struktur im Ensemblemittel. Zudem wird der Mittelmeerraum durch eine breitere stärker geneigte Eintrogung dominiert.

Die zweitstärkste Variabilität liefert ein markantes positives Signal über Europa und ein negatives über dem Atlantik südlich von Island (Abb. 4.50 (b)). Nach dem negativen schließt sich zu Westen ein positives Signal im Trog an. Daraus folgt für Mitglieder mit positiven Beitrag zu EOF 2 ein starker Rücken über Europa und eine breite Vertiefung der potentiellen Temperatur auf 2 PVU über dem Atlantik bis etwa 40° N (Abb. 4.50 (d)). Das Struktur des negativ beitragenden Mitgliedes 2 lässt sich wie folgt beschreiben (Abb. 4.50 (f)): Über dem Atlantik zeigt sich ein starker Rücken und über Europa sowie südlich von Grönland eine Eintrogung. EOF 2 und EOF 1 beschreiben sowohl einen räumlichen Versatz als auch Unterschiede in Hinblick auf die Amplitude. Mit 18,7% durch EOF 1 und 10,4% durch EOF 2 werden 29,1% der Gesamtvariabilität erfasst.

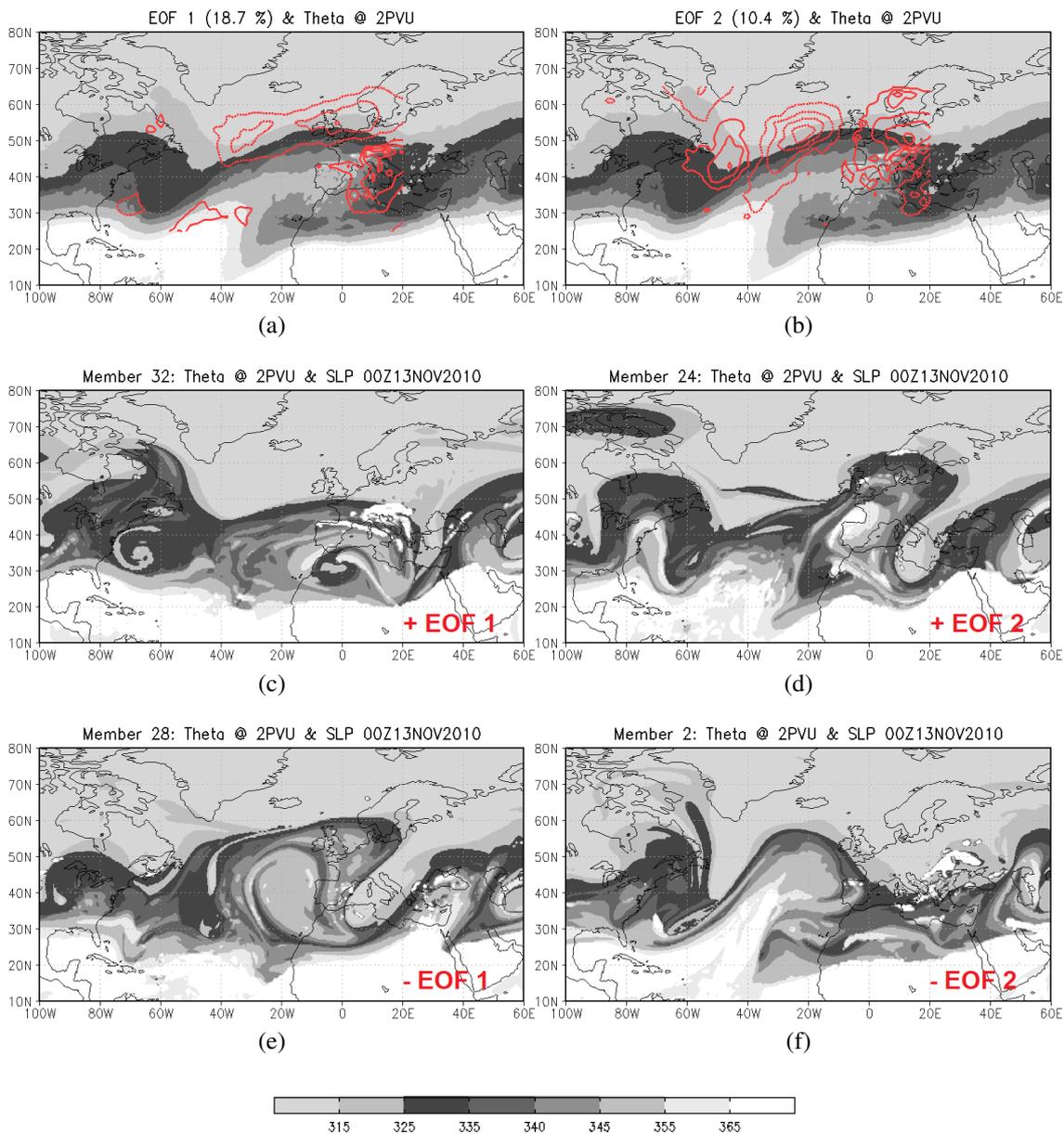


Abbildung 4.50: (a) EOF 1 und (b) EOF 2 (positive Signale als durchgezogene und negative Signale als gestrichelte rote Linien) sowie Ensemblemittel der potentiellen Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche für Tomas zum Clusterzeitpunkt (schattiert). (c)–(f) Potentielle Temperatur auf der 2 PVU-Fläche für ausgewählte Vorhersagemitglieder mit positiven bzw. negativen Beiträgen zu den EOFs zum gleichen Zeitpunkt.

4.4.4 Ergebnisse aus der Cluster-Analyse

Für Tomas ergaben sich aus dem Clustering drei stabile Lösungen, die eine Aufteilung der Ensemblemitglieder in zwei bis zu vier Cluster ermöglichen. Die 4-Cluster-Lösung (Abb. 4.51) zeigt vier unterschiedliche Entwicklungen und wird daher ausgewählt.

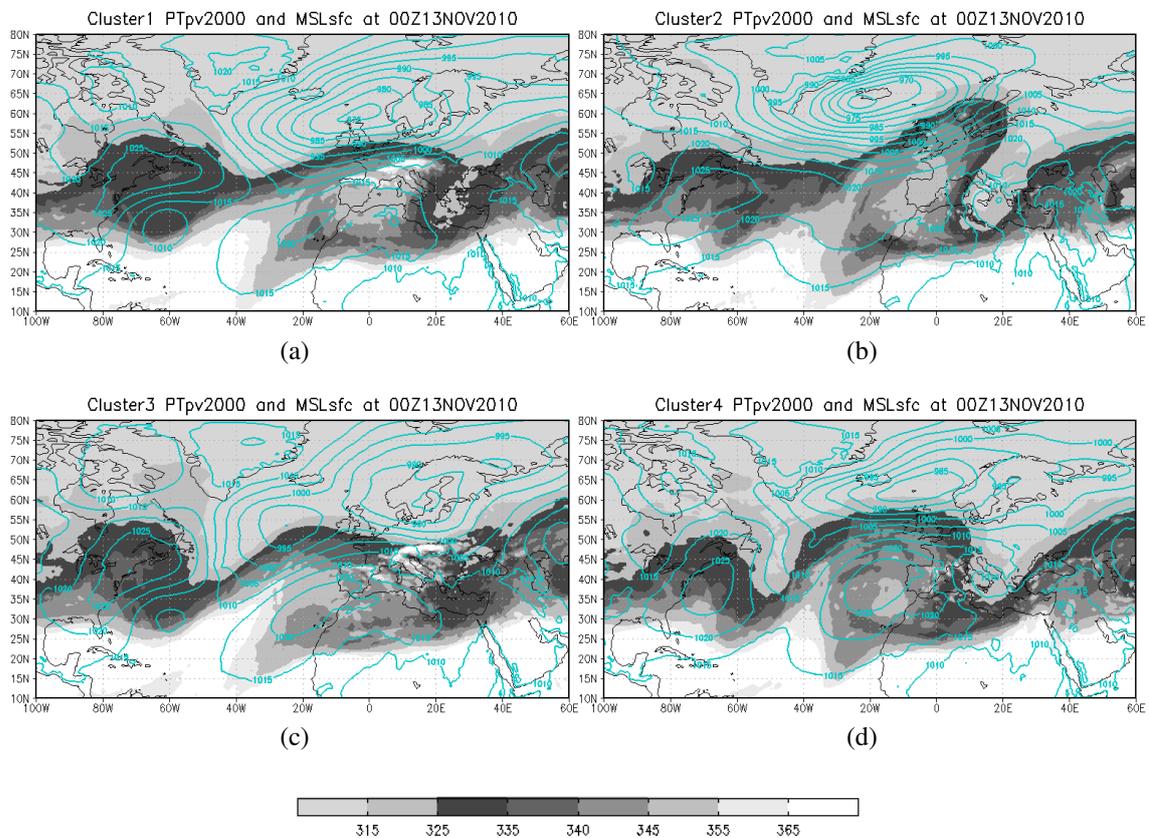


Abbildung 4.51: Clustermittel für Tomas zum Clusterzeitpunkt (13. November 2010 0 UTC); dargestellte Größe ist die potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche als Schattierung und der Bodendruck [in hPa] in blauen Linien.

Zwischen den vier Clustern finden wir folgende Unterschiede: Cluster 1 zeigt einen Rücken, der durch eine starke zonale Neigung seiner Achse auffällt (Abb. 4.51 (a)). Die erhöhte potentielle Temperatur über Europa deutet darauf hin, dass es infolge eines P2-Ereignisses zu einer Abschnürung kam. Im zweiten Cluster reicht der Rücken weiter nach Norden und ist aufrechter. Seine Achsenneigung richtet sich nach Nordosten aus (Abb. 4.51 (b)). Auch hier erkennen wir ein antizyklonales Cut-Off-System zwischen 0° und 20° O. Im dritten Cluster zeigt sich der Rücken weniger aufgerichtet und man erkennt außerdem Gebiete erhöhter potentieller Temperatur über Europa, was wieder als Ergebnis einer Abschnürung zu verstehen ist (Abb. 4.51 (c)). Cluster 4 besitzt diese erhöhte potentielle Temperatur südwestlich von Europa auch, aber schwächer (Abb. 4.51 (d)). Man kann ein schwaches P2-RWB sehen. Die Eintrogung bei 20° O, die sich dem Rücken östlich anschließt, ist in Cluster 2 und 4 ähnlich ausgeprägt, in 1 weniger und ist kaum in Cluster 3 erkennbar. Westlich des Rückens um 40° W hingegen ist die Amplitude des Tro-

ges in Cluster 1 und 2 kleiner als in den anderen Clustern. Ist dieser Trog eher schwach, reicht die Spitze des Rückens weiter nach Osten. Im Bodendruckfeld sehen wir markante Unterschiede in Bezug auf die räumliche Ausdehnung und Stärke eines Tiefs bei 65° N und auf die Existenz und Struktur eines Hochs bei 30° N. Dieses Tief, welches zwischen Grönland und Europa liegt, ist in Cluster 1 und 2 am stärksten, in Cluster 4 schwächer und in Cluster 3 gesplittet in 2 Systeme (20° W und 20° O). Das Hoch bei 20° W ist ähnlich elliptisch in Cluster 1 und 3. In Cluster 4 ist es eher kreisförmig und in Cluster 3 gar nicht vorhanden. Vermutlich spielt insbesondere eine blockierende Wirkung des Tiefs eine entscheidende Rolle bezüglich der Amplitude des atlantischen Rückens.

Allgemein scheint es im Vergleich zwischen den Clustern einen zeitlichen Versatz zu geben, sodass in manchen Fällen das Wellenbrechen bevor steht und in anderen bereits eine Abschnürung stattfand. Zudem variiert von Cluster zu Cluster die Amplitude des Rückens bzw. des Troges. Cluster 1 (2/3/4) wird durch Ensemblemitglied 3 (11/37/26) repräsentiert. In Abbildung 4.52 ist zu sehen, dass die aufgelisteten Mitglieder in der unmittelbaren Umgebung der Clusterzentren liegen, was ihre Eignung als Repräsentanten kenntlich macht.

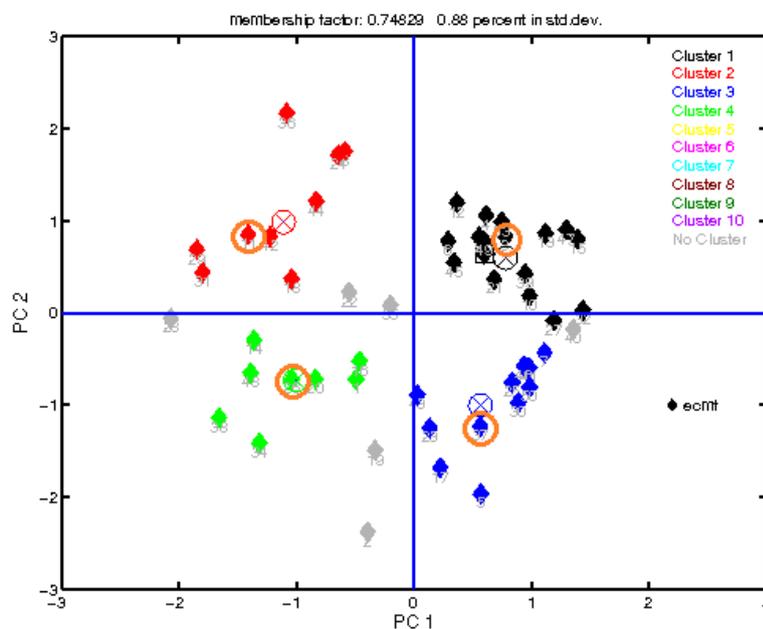


Abbildung 4.52: Streudiagramm für eine Unterteilung der Ensemblemitglieder für Tomas in vier Cluster. Der Raum wird durch die erste und zweite PC aufgespannt; die Einfärbung der Mitglieder kennzeichnet die Clusterangehörigkeit; Position des Clusterzentrums markiert durch umkreistes Kreuz; repräsentative Mitglieder sind orange umkreist.

4.4.5 Sturmzugbahnen in den gewählten Vorhersagemitgliedern

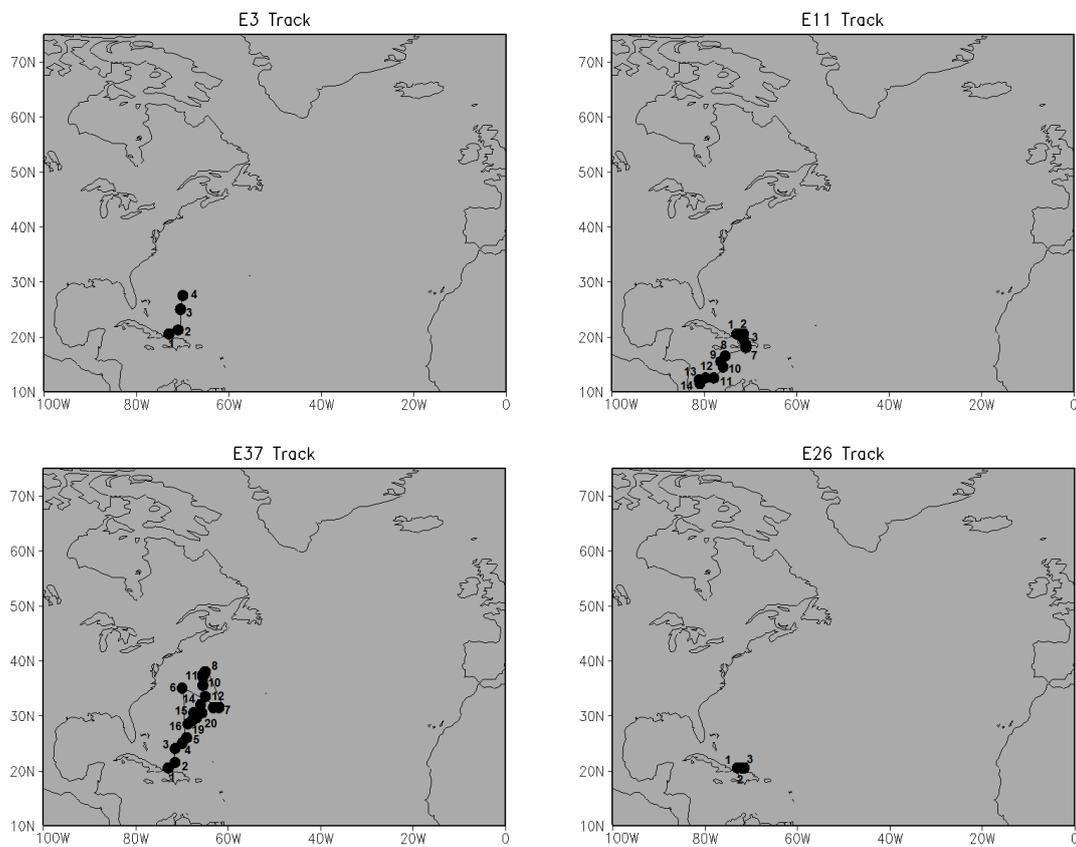


Abbildung 4.53: Zugbahnen der repräsentativen Mitglieder (Mitglied 3, 11, 37 und 26 für Cluster 1, 2, 3 und 4) für Tomas; Sturmposition (schwarzer Punkt) mit entsprechendem Zeitpunkt (Zahl).

Für die vier repräsentativen Ensemblemitglieder (3, 11, 26 und 37) werden unterschiedliche Sturmzugbahnen vorhergesagt (Abb. 4.53). Mitglied 3, welches Cluster 1 repräsentiert, zeigt zunächst, dass Tomas beginnend von Kuba nach Norden zieht, allerdings nur bis 28° N, wo er sich auflöst. In Mitglied 11, stellvertretend für Cluster 2, verläuft die Zugbahn der TC ausgehend von den Karibischen Inseln nach Südwesten. Tomas wandert nur langsam und kann nach 6 Tagen nicht mehr im Bodendruckfeld nachgewiesen werden. In Mitglied 37 (repräsentativ für das 3. Cluster) zieht Tomas von der Karibik aus nach Nordosten, wobei die nördliche Komponente ausgeprägter ist als die östliche. Tomas erreicht 37° N, kehrt dann aber um und wandert wieder nach Süden. Bei etwa 30° N zerfällt er schließlich. Ein Hurricane, der sich durch stationäres Verweilen charakterisiert und keine zwei Tage lebt, ist in Mitglied 26 (repräsentativ für das 4. Cluster) zu sehen. Es ergeben sich also drei Fälle ohne ET (vgl. Mitglied 3, 11 und 26) und ein Fall, in

dem die Umwandlung in ein außertropisches System stattfindet (vgl. Mitglied 37). Für die Untersuchung des Einflusses des Sturms auf das Wellenbrechen wird aus den drei Fällen ohne ET Mitglied 3 als Vergleichsszenario zu Mitglied 37 gewählt, da sich hier die größten Unterschiede hinsichtlich des Wellenbrechens ergaben.

4.4.6 Einfluss auf Wellenbrechen und Jet

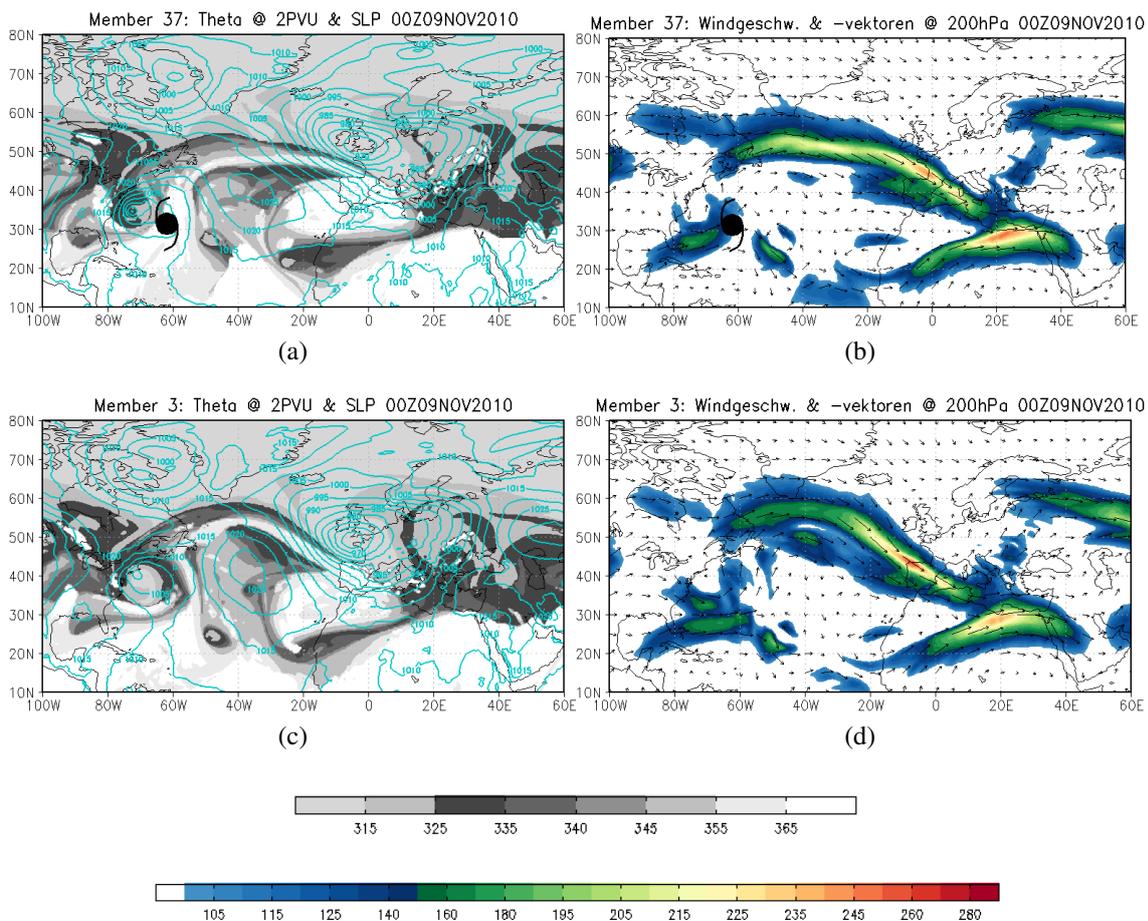


Abbildung 4.54: Für den Fall mit ET von Tomas ((a) und (b)) und ohne ET ((c) und (d)) am 9. November 2010 0 UTC die potentielle Temperatur [in K] auf der 2 PVU-Fläche als Schattierung sowie Bodendruck [in hPa] als blaue Konturen ((a) und (c)) und absolute Windgeschwindigkeit [in km/h] als Schattierung mit Windvektoren als schwarze Pfeile auf 200 hPa ((b) und (d)); schwarzes TC-Symbol markiert die Sturmposition.

Im ET-Fall verweilt Tomas am 9. November 2010 um 0 UTC zunächst bei 60° W/ 30° N in den Subtropen (Abb. 4.54 (a)). Zwischen 40° W und 20° O sehen wir einen Rücken, der sich polwärts gerichtet antizyklonal aufwickelt. Entsprechend findet sich in der Höhe in diesem Bereich zwischen 40° N und 50° N um 0° eine Strömung nach Südosten und

bei 20° W/ 30° N ein Rückstrom (Abb. 4.54 (b)). Stromauf westlich der TC sieht man ein vorangegangenes LC2-Ereignis. Im Szenario ohne ET hat sich Tomas zum betrachteten Zeitpunkt bereits aufgelöst (Abb. 4.54 (c)). Auch hier beobachten wir das Wellenbrechen des Rückens und das LC2-RWB stromauf vor der Ostküste der USA. Ebenso ist die Höhenströmung ähnlich (Abb. 4.54 (d)). Ein Unterschied zwischen beiden Fällen ist, dass ohne ET die Krümmung des Rückens und damit des Jets zwischen 60° W und 20° W stärker ist.

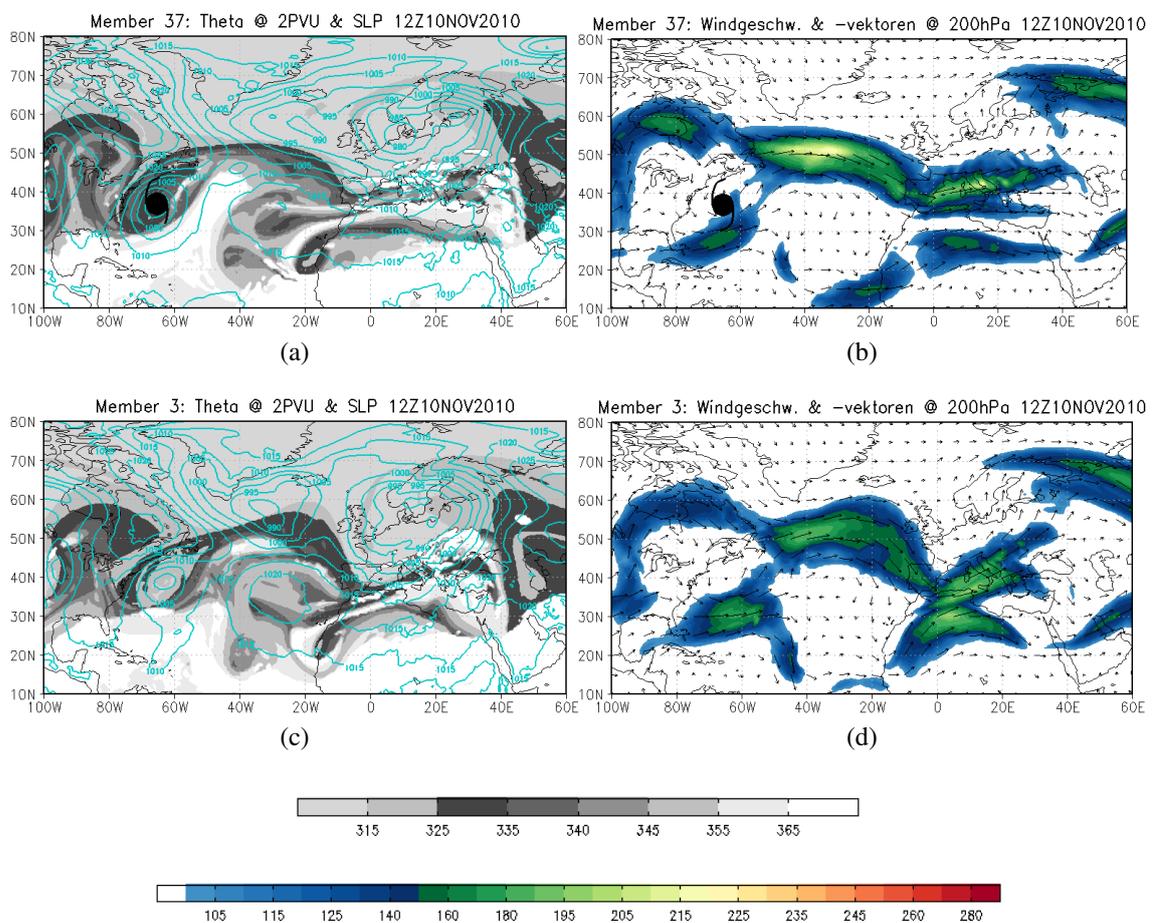


Abbildung 4.55: Wie Abbildung 4.54, aber am 10. November 2010 12 UTC.

Innerhalb der nächsten 36 Stunden löst sich durch das Brechen des Rückens bei 20° O ein abgeschnürtes System ab, das über Europa hinwegzieht, mitgeführt durch den mäandrierenden Jet, der über Europa eine starke Ostkomponente hat (Abb. 4.55). Dies ist in beiden Szenarien ähnlich. Stromauf über dem Atlantischen Ozean zeigt sich inzwischen jedoch ein deutlicher Unterschied. Im ET-Fall hat sich der Sturm nach Nordwesten verlagert und liegt vorderseitig seines stark ausgedünnten Trog (Abb. 4.55 (a)). Östlich davon

sehen wir einen Rücken, der sich amplifiziert. In der Höhe finden wir nördlich dieses Rückens maximale Windgeschwindigkeiten von 225 km/h (Abb. 4.55 (b)). Ohne ET hat sich der Rücken zwischen 50° W und 10° W ebenfalls aufgewölbt, doch im Gegensatz zum ET-Fall beginnt dessen Aufwickeln (Abb. 4.55 (c)). Der Trog westlich des Rückens ist ohne ET stärker als mit ET. Auf 200 hPa ist ohne ET der Jet über dem Atlantik stärker gekrümmt als mit ET, sodass dort die Ausbildung eines antizyklonalen Wirbels begünstigt ist (Abb. 4.55 (d)). Jedoch erreichen die maximalen Windgeschwindigkeiten nur 190 km/h.

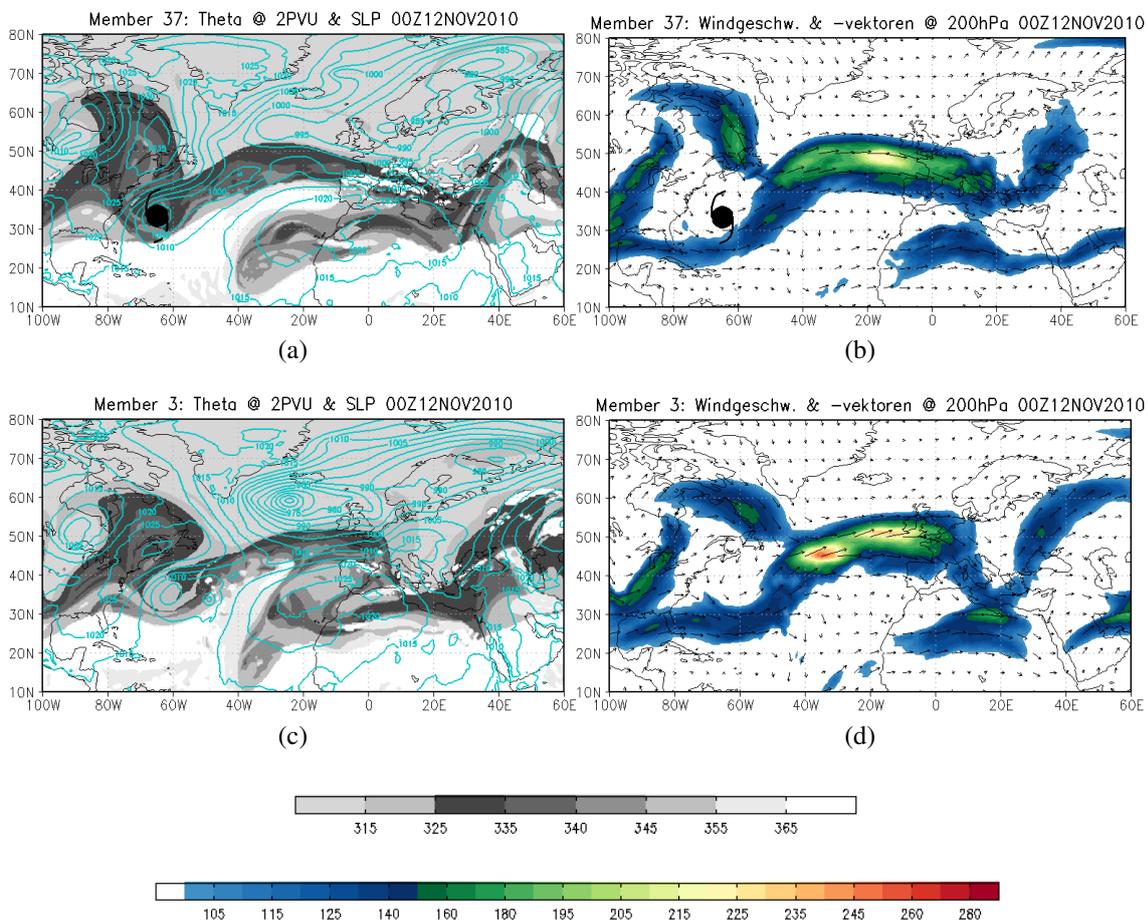


Abbildung 4.56: Wie Abbildung 4.54, aber am 12. November 2010 0 UTC.

Im ET-Fall sehen wir am 12. November 2010 um 0 UTC über dem Atlantik, dass sich der Rücken weiter nach Osten ausgedehnt hat (Abb. 4.56 (a)). Tomas liegt in einem Trog und stromauf über Nordamerika zeigt sich westwärts ein brechender Rücken. In der Höhe ist der Grundstrom in Sturmnähe reduziert im Vergleich zum Fall ohne ET (Abb. 4.56 (b)), was vermuten lässt, der Rücken in seiner Ostpropagation ausgebremst wird, sodass

dieser infolge der Blockierung bricht. Im Fall, in dem Tomas bereits zerfallen ist, bricht der Rücken über Nordamerika auch, aber mit strukturellen Unterschieden im Vergleich zum ET-Fall. Zudem ist die Eintrogung bei 60° W hier stärker als mit ET (Abb. 4.56 (c)). Die Folge ist, dass sich neben dem Brechen des Rückens wahrscheinlich auch der Trog antizyklonal abschnüren wird (LC1–RWB). Der Rücken über dem Atlantik ist gebrochen und wir finden zwischen 20° W und 0° W eine entsprechendes abgeschnürtes System. Über Europa bei 25° O sehen wir zudem eine deutliche Eintrogung. Uns fällt auf, dass nördlich des atlantischen Rückens bei 30° W/ 60° N ein massives Bodentief liegt, welches in Zusammenhang mit einem Höhentrog, der aufgrund der Farbintervalle in der Abbildung nicht zu sehen ist, womöglich einen Einfluss auf die Rückenaufwölbung und das Aufwickeln hat. Die Windgeschwindigkeiten über dem Atlantik bei 50° N sind höher als 36 Stunden zuvor, zudem sehen wir eine Jetsplittung (Abb. 4.56 (d)). Mit ET hingegen ist die Intensität des Windes in diesem Bereich zurückgegangen. Dieser Unterschied geht damit einher, dass der atlantische Rücken im Fall ohne ET bereits gebrochen ist, was mit ET noch aussteht.

Am 13. November 2010 um 0 UTC wird im ET-Fall Tomas Position bei 70° W/ 30° N vorhergesagt (Abb. 4.57 (a)). Der Sturm liegt damit immer noch im Trog. Der Rücken zwischen 50° W und 0° wickelt sich auf und wird daher in absehbarer Zeit antizyklonal als P2 brechen. Der Strahlstrom auf 200 hPa ist nördlich des Rückens deutlich gekrümmt (Abb. 4.57 (b)). Ohne ET hat sich das Cut–Off–System nach 0° / 30° N verlagert (Abb. 4.57 (c)). Der südliche Teil des Rückens, der infolge des Abschnürens übrig geblieben ist, hat sich zonal weiter nach Osten ausgedehnt. Auch hier fällt die Bodendruckverteilung im Norden ins Auge: Wir sehen nun auch im ET-Fall ein Bodentief, doch das im Fall ohne ET ist stärker und hat eine breitere zonale Erstreckung, sodass der Rücken eventuell mehr nach Süden gedrückt wird, was wiederum Auswirkungen auf das Brechen haben könnte. Auf 200 hPa werden ohne ET höhere Windgeschwindigkeiten erreicht als mit ET, aber unter geringerer Krümmung (Abb. 4.57 (d)). Zudem sehen wir bei 60° W/ 33° N, dass stromauf tatsächlich neben dem P2–RWB ein LC1–Ereignis stattfand (Abb. 4.57 (c)).

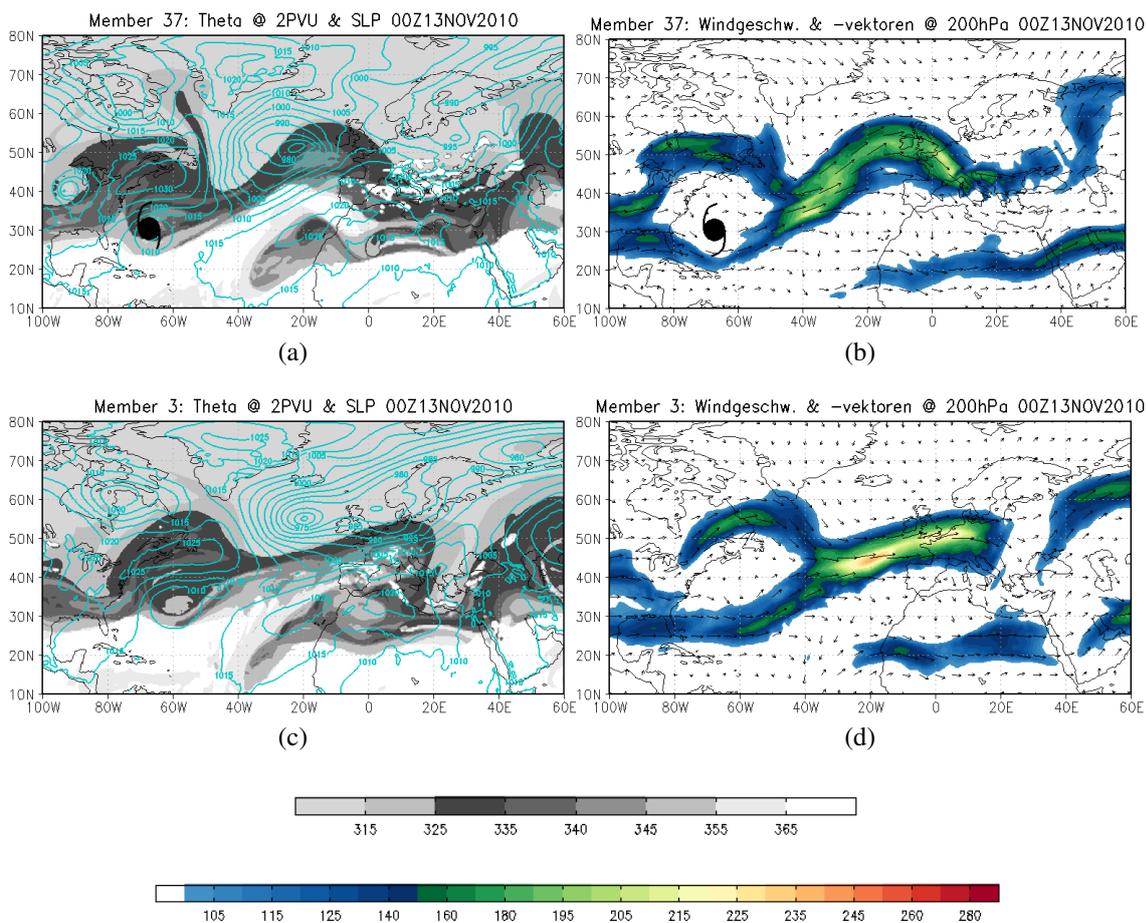


Abbildung 4.57: Wie Abbildung 4.54, aber am 13. November 2010 0 UTC.

48 Stunden später hat sich Tomas nur kleinräumig bewegt (Abb. 4.58 (a)). Der Sturm befindet sich jedoch nun rückseitig des Rückens, der sich womöglich im Weiteren mehr aufwölben wird. Der brechende Rücken über dem Atlantik hat sich weiter nach Osten verlagert und liegt nun über Europa, sodass über dem Atlantik der Trog dominiert. Die Struktur des Jets ist für ein Wellenbrechen nahezu ideal, da eine deutliche Windscherung vorhanden ist, sodass der notwendige Wirbel generiert werden kann (Abb. 4.58 (b)). Im Fall ohne ET sehen wir isolierte höhere potentielle Temperaturen über Europa, was als erneutes Abschnüren zu verstehen ist (Abb. 4.58 (c)). Zudem sehen wir zwischen 30° O und 40° O eine abgeschnürte Zyklone als Ergebnis eines LC1–RWB. Das heißt, dass ein P2– und ein LC1–Ereignis zeitgleich stattfanden. Aus Kontinuitätsgründen ist ein gemeinsames Auftreten beider RWB–Typen möglich. Der Trog bei 10° W ist weiter im Osten als mit ET, was damit einher geht, dass auch der sich westlich anschließende Rücken über dem Atlantik nach Osten versetzt ist. Stromauf ist der Trog bei 10° W weiter im Osten als mit ET, was damit einhergeht, dass auch der sich westlich anschließende Rücken nach Osten versetzt ist. Der Strahlstrom im Fall ohne ET unterscheidet sich vom ET–Szenario

am stärksten zwischen 80° W und 50° W: Ohne ET verläuft der Jet weiter im Süden als mit ET und ist zudem anders gesplittet (Abb. 4.58 (b) und (d)).

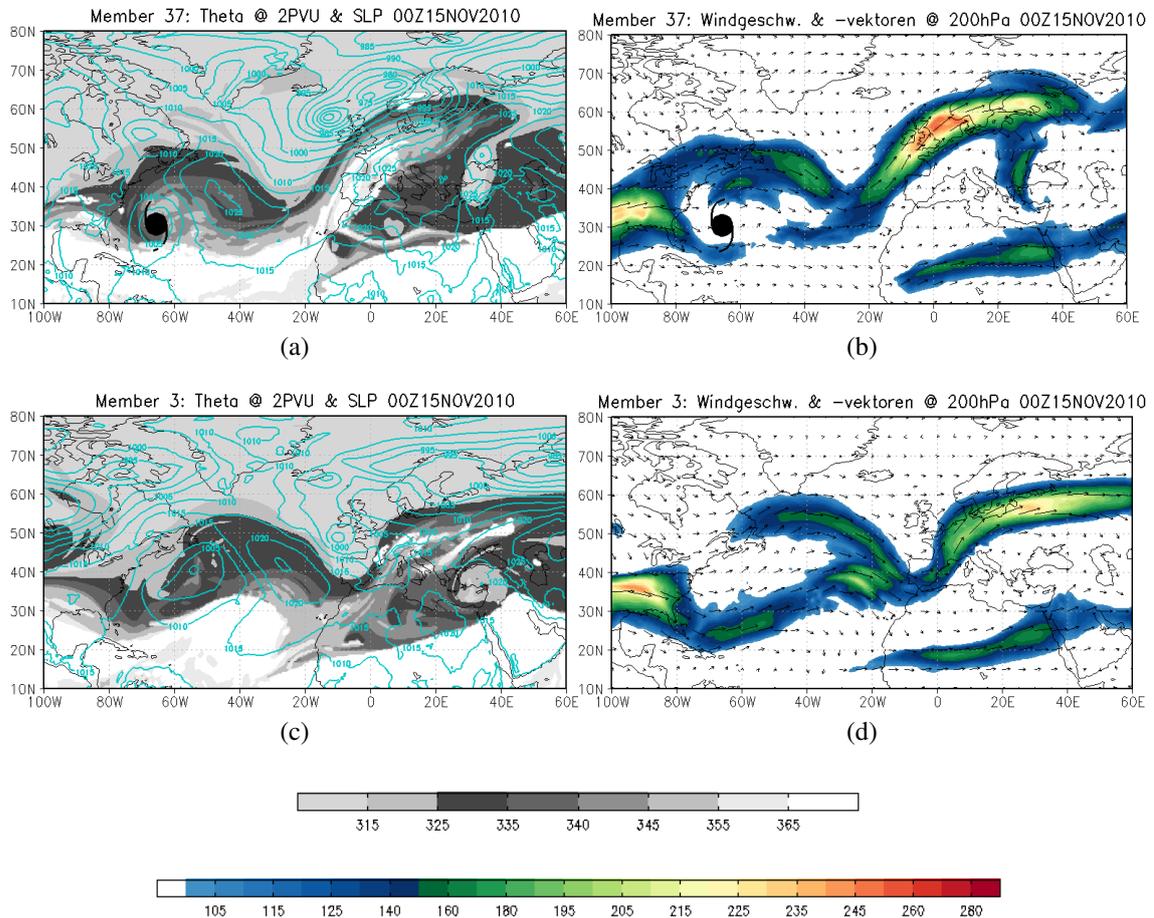


Abbildung 4.58: Wie Abbildung 4.54, aber am 15. November 2010 0 UTC.

Ein Vergleich zwischen dem Fall mit ET von Tomas und dem ohne ET liefert in Bezug auf das Wellenbrechen Unterschiede, was vielleicht mit verschiedener Bodendruckverteilung und dementsprechenden Trogstrukturen im Norden zu erklären ist. Das P2-Wellenbrechen, welches über dem Atlantik beginnt, ist ohne ET gegenüber dem ET-Fall nach Osten versetzt. Dass dieses P2-Ereignis unabhängig davon stattfindet, ob es einen Sturm gibt oder nicht, liegt daran, dass es auch mit ET gänzlich außerhalb des Einflussbereiches des Sturms abläuft. Denn im Beobachtungszeitraum liegt Tomas in einem Trog, sodass das Ausströmen des Sturms in der Höhe der Grundströmung entgegenwirkt, anstatt eine Intensivierung des Jets und eine daraus folgende Wellenamplifizierung zu bewirken. Dies macht deutlich, wie wichtig die Lage des Sturms relativ zur Welle ist. Aber im zuletzt beschriebenen Zeitschritt sieht man bei 60° W ohne Sturm eine Eintrogung,

mit Sturm hingegen eine Rückenaufwölbung. Es ist zu vermuten, dass hier erst im weiteren zeitlichen Verlauf Jet und Outflow des Sturms konstruktiv interferieren. Da die Vorhersage jedoch nur noch einen weiteren Tag nach dem zuletzt beschriebenen Zeitpunkt beinhaltet, kann diese Vermutung nicht nachgewiesen werden. Eine weitere interessante Beobachtung ist der Einfluss des Sturms innerhalb des Troges und stromauf. Der Trog, in dem Tomas liegt, ist ohne ET stärker und bricht sogar als LC1. Womöglich hemmt Tomas durch das Freisetzen latenter Wärme, was mit einem PV-Abbau einhergeht, die Verstärkung des Troges. Dies hat vermutlich wiederum Auswirkungen auf den Rücken über Nordamerika, der sich im ET-Fall mehr aufstaut bevor er schließlich bricht.

5. Diskussion

Wir stellen die Frage, ob ein ehemals tropisches System, welches eine ET durchläuft, aufgrund des Erzeugens einer diffluenten Strömung, einen Einfluss auf das polwärtige Rossbywellebrechen haben kann? Um eine mögliche Antwort geben zu können, haben wir vier Stürme untersucht. Für jeden Sturm wurden dabei Fälle mit und ohne ET verglichen. Der Vergleich der Szenarien liefert die nachstehenden Erkenntnisse.

Die Erkenntnisse, die uns die Untersuchung von Jeanne bringt, können folgendermaßen verallgemeinert werden: Zunächst gibt es die TC. Verlagert sie sich weit genug nach Norden, verliert sie ihren tropischen Charakter und wandelt sich in ein außertropisches System um. Sie durchläuft also eine ET. Eine tropische Zyklone, aber auch eine ehemalige TC, hat eine mächtige vertikale Erstreckung. Am Oberrand der Troposphäre kommt es zum antizyklonalen Ausströmen. Dies verläuft bogenförmig nach Nordosten und ebenso nach Südwesten [Wu und Emanuel, 1994]. Der Outflow wechselwirkt mit dem Strahlstrom, wodurch dieser intensiviert werden kann (Abb. 5.1). Hierbei ist die Lage des Sturms relativ zum Jet ein entscheidender Faktor: Dieselbe Ausrichtung der Geschwindigkeitsvektoren führt zu einer Verstärkung des Jets, die entgegengesetzte hingegen zu seiner Abschwächung. Ein Maximum der Windgeschwindigkeit bedeutet, dass der Wind vom Maximum weg schwächer wird. Der umgewandelte Sturm schafft also durch Modifizieren des Grundstroms in den mittleren Breiten die Bedingungen, damit sich eine Windscherung ausbilden kann. In der oberen Troposphäre ist eine solche horizontal gescherte Strömung die Voraussetzung für Rossbywellenbrechen [Gabriel und Peters, 2008]. Neben dem gerade beschriebenen Intensivierungsmechanismus gibt es auch andere, wie beispielsweise der folgende: Die geringe PV im Outflow der TC stößt gegen den Jet und erhöht den PV-Gradienten, was den Jet beschleunigt [Riemer et al., 2008]. Diese Art der Intensivierung kann auch bei geringer Divergenz in der Höhenströmung beobachtet werden.

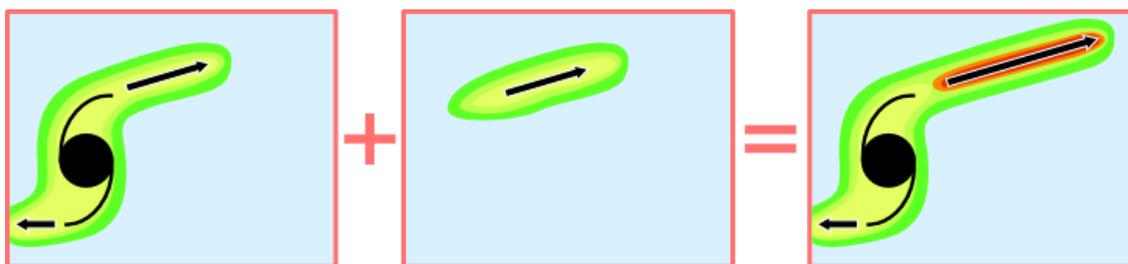


Abbildung 5.1: Vektorielle Jetintensivierung durch TC; Windgeschwindigkeiten auf 200 hPa als farbige Fläche und Windvektoren.

Ein gekrümmter Strahlstrom ist ebenfalls wichtig für das Brechen einer Welle. Empfinden wir nachstehende Abfolge nach: Die ehemalige TC befindet sich südwestlich eines Jetmaximums, wobei der Outflow des Sturms sich in die Höhenströmung eingliedert bzw. Einfluss auf ihre Richtung und ihren Betrag nimmt. Der Jet ist gekrümmt, sodass es am östlichen Ende des Windmaximums eine Strömung nach Süden gibt. Auf niedrigeren Breiten verläuft die Strömung nach Westen zum Sturm hin. Durch den Rückstrom zum Sturm nach Westen entsteht ein geschlossener Wirbel. Im Sinne der Critical Layer können hier Ähnlichkeiten gegenüber den Cat's Eyes gezogen werden, jenen Antizyklonen, die das Aufwickeln der Wellen begünstigen [Plumb, 2004]. Der Rückstrom auf niedrigeren Breiten begünstigt die Wirbelbildung, ist aber nicht zwingend notwendig, sodass auch allein eine Windscherung ausreichend ist, um den Wirbel zu generieren. Benennen wir nochmals die Rolle des Sturms: Er kann den Jet intensivieren und auch einen Einfluss auf dessen Krümmung haben. Der Rückstrom im Süden ist jedoch vermutlich nicht auf die Existenz des Sturmes zurückzuführen. In Abbildung 5.2 ((a) und (b)) ist die beschriebene Bildung eines antizyklonalen Wirbels vereinfacht dargestellt. Die Bedeutung eines Wirbels für das Wellenbrechen wurde bereits in McIntyre und Palmer (1985) beschrieben.

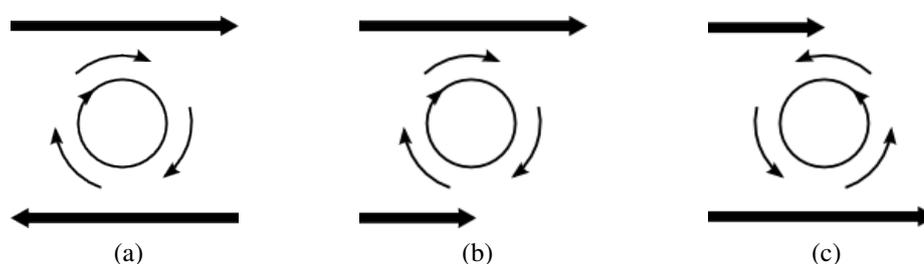


Abbildung 5.2: Bildung eines antizyklonalen Wirbels (im Windgeschwindigkeitsfeld) auf Höhe der dynamischen Tropopause durch (a) einen südlichen Rückstrom und (b) einen gescherten Horizontalwind. (c) Bildung eines zyklonalen Wirbels in gescherter Strömung.

Was passiert nun mit dem Rücken westlich des Wirbels (Abb. 5.3)? Der Wirbel dehnt den Rücken zunächst nördlich, was als Amplifizierung zu verstehen ist, gleichzeitig reduziert sich die zonale Ausdehnung des Rückens; er wird schmaler. Der Rücken wird nun um den Wirbel herumgeführt und damit aufgewickelt. Nach diesem Einrollen schnürt sich die Struktur schließlich ab und es bleibt eine Cut-Off-Antizyklone. Es ist nicht immer notwendig, dass sich ein vollständiger Wirbel ausbildet, damit die Welle bricht. Weist der Rücken bereits eine starke Neigung auf, so reicht es für ein polwärts gerichtetes RWB aus, wenn der mäandrierende Jet eine Südkomponente aufweist. Dann bricht die Welle früher und rollt sich davor weniger auf als mit vollständigem Wirbel.

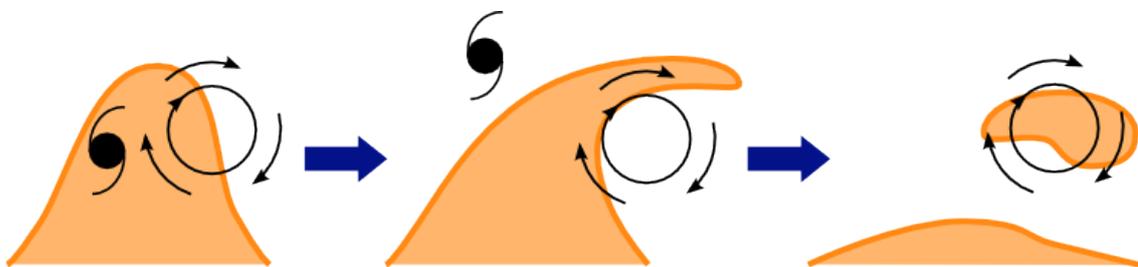


Abbildung 5.3: Zeitliche Abfolge (von links) eines P2-RWBs in Anwesenheit eines Sturms unter Ausbildung eines antizyklonalen Wirbels auf Höhe der dynamischen Tropopause.

Um zu verstehen, ob die ET das P2-RWB triggert oder ob der Grundstrom sowohl ET als auch das Wellenbrechen bestimmt, führten wir eine zusätzliche Untersuchung durch, wobei wir für Jeanne innerhalb eines Clusters drei Fälle verglichen. Die Idee dahinter ist, dass wir innerhalb eines Clusters einen ähnlichen Grundstrom haben, sodass wir Abweichungen innerhalb des Clusters auf den Sturm zurückführen dürfen. In zwei Fällen mit ET beobachten wir ein P2-Ereignis, ohne ET hingegen ein LC1-RWB. Dies lässt vermuten, dass die Existenz des Sturms das Brechen einer Rossbywelle maßgeblich beeinflussen kann.

Der Sturm kann auch nur einen sehr eingeschränkten Wirkungsbereich aufweisen, sodass es lediglich in Sturmnähe zu eindeutigen Wechselwirkungen mit der Umgebung kommt. Dieser lokal bleibende Einfluss konnte explizit im Falle von Ophelia beobachtet werden: Im nordöstlichen Ausströmgebiet von Ophelia wickelt sich ein kurzweiliger Rücken antizyklonal auf. Dies konnte in der Vergleichsvorhersage ohne Sturm nicht beobachtet werden.

Aus der Untersuchung von Noel wird uns klar, dass neben dem beschriebenen P2-RWB, ein Teil der Welle auch zyklonal brechen kann. Man kann sich die Dynamik, die dahinter steckt, wie folgt vorstellen (Abb. 5.4): Der Jet verläuft südwestlich der TC, strömt dann

auf dem Längengrad, wo der Sturm ist, nach Norden. Nordöstlich der TC verläuft der Jet nach Osten und wechselwirkt dabei mit dem Outflow des Sturms. Wie wir wissen, kommt bei dieser Lage der TC relativ zum Jet zur Jetintensivierung in Sturmnähe und nordöstlich des Systems. Nun sei das Augenmerk jedoch auf die Strömung südwestlich der einst tropischen Zyklone gerichtet. Die Geschwindigkeiten westlich des Rückens nehmen aufgrund des Verlaufs des Jets nach Norden hin ab. Es gibt also eine Windscherung, wobei maximale Windgeschwindigkeiten im Süden liegen. Dies kann westlich des Rückens die Ausbildung eines zyklonalen Wirbels auslösen (vgl. Abb. 5.2 (c)), der die nordwestliche Spitze des Rückens und die TC erfasst. Die Rückenspitze bricht anschließend im Sinne des P1-Typs. Das abgeschnürte System und die ehemalige TC verlagern sich dann weiter nach Nordwesten.

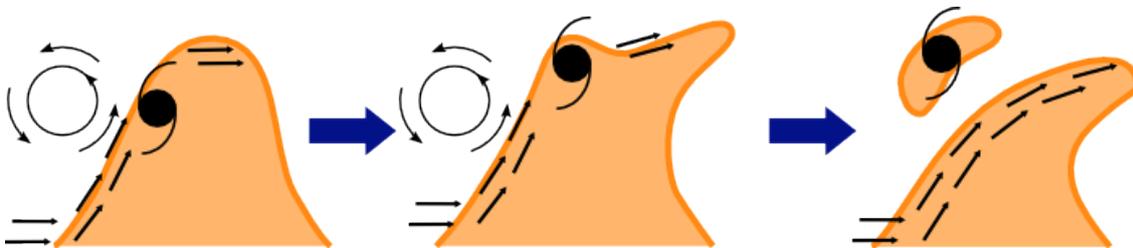


Abbildung 5.4: Zeitliche Abfolge (von links) eines lokalen P1-RWBs in Anwesenheit eines Sturms unter Ausbildung eines zyklonalen Wirbels auf Höhe der dynamischen Tropopause.

Die Wellendetektion mit Hilfe des WAFs, die für Noel durchgeführt wurde, liefert uns mit ET ein P2-RWB, ohne ET kein Wellenbrechen. Wir beobachten allerdings in der Untersuchung von Noel auch ohne ET ein P2-RWB. Wieso wurde dieses nicht detektiert? Entweder wurden die nötigen Schwellwerte nicht überschritten oder das Wellenbrechen wurde zu einem anderen Zeitpunkt detektiert [Schneidereit, 2014]. Da wir aber auch an den darauffolgenden Tagen [*hier nicht gezeigt*], kein P2-RWB detektierten, vermuten wir, dass die Schwellwerte nicht erfüllt wurden. Dann könnte man schlussfolgern, dass das Wellenbrechen ohne ET nicht stark genug ist (also zu wenig Wellenenergie freigesetzt wird), um registriert zu werden. Dies würde bedeuten, dass P2-Ereignisse unter Einfluss einer ET stärker sind als RWB ohne ET.

Welche Erkenntnisse liefert uns die Untersuchung von Tomas? Im Fall von Tomas wird uns besonders klar, dass die Lage des Sturms relativ zur Welle entscheidend ist. Liegt die ehemalige TC trogvorderseitig, beobachten wir stromab kein P2-RWB infolge einer Rückenamplifizierung, sondern vermuten einen Einfluss der TC auf den Trog. Dessen Verstärkung ist mit Sturm geringer als ohne (Abb. 5.5). Ohne Sturm verstärkt sich der

Trog und es folgt ein LC1–RWB (Abb. 5.5 (a)). Stromauf können wir in beiden Fällen, also sowohl mit als auch ohne Tomas, ein P2–Ereignis beobachten. Unterschiede im Ablauf zeigen sich auch hier, die vermutlich auf die unterschiedlich starke Eintrogung zurückzuführen sind.

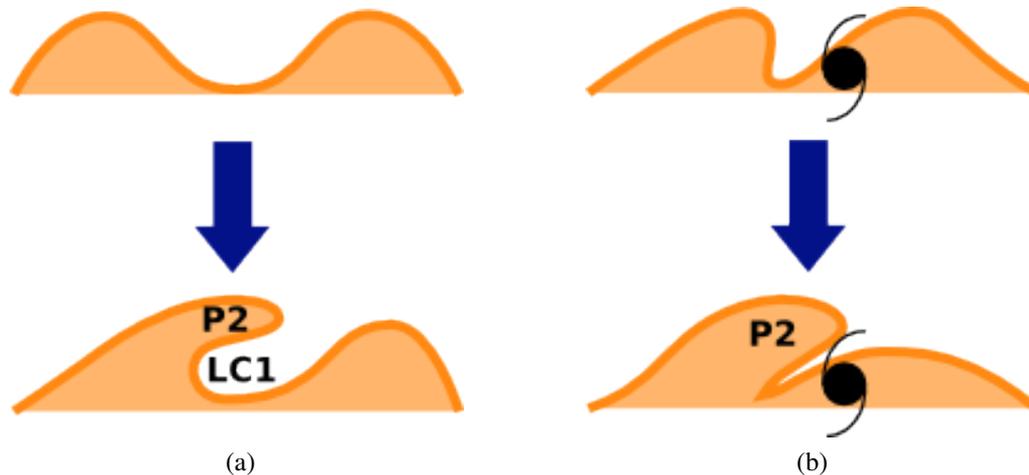


Abbildung 5.5: (a) LC1– und P2–RWB ohne Sturm sowie (b) P2–RWB stromauf des Sturms auf Höhe der dynamischen Tropopause.

Die Rückenamplifizierung (vgl. Jeanne und Noel) bzw. Trogabschwächung (vgl. Tomas) während einer ET kann man sich damit erklären, dass während der Reintensivierung des einstigen Hurricanes latente Wärme freigesetzt wird [Jones et al., 2003], sodass PV am der Tropopause abgebaut wird.

Unabhängig davon, um welchen Sturm es sich handelt, finden wir heraus: Das polwärts gerichtete antizyklonale Rossbywellenbrechen (P2–RWB) kann in Szenarien beobachtet werden sowohl mit als auch ohne ET. Doch der Verlauf ist von Fall zu Fall unterschiedlich. Zudem kommt es zu einem zeitlichen Versatz. Das Wellenbrechen wird in den Fällen ohne extratropische Umwandlung des Sturms oftmals früher vorhergesagt. Ein weiterer Unterschied liegt in der Amplitude und der Neigung des brechenden Rückens. Dies lässt sich folgendermaßen erklären: Wie wir bereits wissen, erzeugt die sich umwandelnde Zyklone eine Jetintensivierung. Dadurch kann sich der existierende Rücken amplifizieren. Aufgrund einer Wirbelausbildung bzw. einer starken nach Süden gerichteten Komponente des Strahlstroms bricht die Welle. Ohne das Ausströmen auf Tropopausenniveau wölbt sich der Rücken nicht so stark auf. Die Amplifizierung, sofern diese überhaupt stattfindet, endet früher und das bevorstehende Wellenbrechen findet folglich früher statt. Kurz gesagt, das ehemalige tropische System bremst den Wellenbrechvorgang aus, da zunächst die Amplitude der Welle anwächst.

Wir haben vier Stürme untersucht und beobachtet, wie sich der jeweilige Sturm auf das polwärts gerichtete Wellenbrechen auswirkt. Es müssen jedoch mehr Stürme in Zusammenhang mit RWB-Ereignissen untersucht werden, beispielsweise in Form einer Klimatologie, um eine statistische Signifikanz der Ergebnisse zu erzielen. Schlussendlich bleibt generell die Schwierigkeit, Ursache und Wirkung zu beweisen. Weitere Studien sind nötig, um die hier gefundenen Mechanismen und die Rolle der ET zu quantifizieren.

6. Zusammenfassung und Ausblick

Diese Arbeit verfolgte die Fragestellung, ob es einen Zusammenhang zwischen einer ET und einem P2–RWB geben könnte. Hierzu wurden zunächst EZMW–Ensemblevorhersagen ausgewählt, in denen die Zugbahnen der TCs stark divergieren. Die Divergenz der Tracks stellte sicher, dass die Ensemblevorhersage Mitglieder enthielt, in denen eine ET stattfindet und solche, bei denen die TC keine Umwandlung durch Wechselwirkung mit der baroklinen Zone der mittleren Breiten vollzieht. Im Anschluss wurden eine EOF–Analyse und ein Fuzzy–Clustering mit der potentiellen Temperatur auf der 2 PVU–Fläche als geclusterte Größe durchgeführt. Dementsprechend gruppiert ein Cluster Szenarien mit ähnlichen Wellenstrukturen. In den Clustern konnten dann Mitglieder extrahiert werden, in denen eine ET stattfindet und solche, in denen sich der Sturm nicht umwandelt. Diese Mitglieder wurden anschließend genauer unter die Lupe genommen, um zu untersuchen wie sich die ET auf das RWB auswirkt. Zusätzlich wurde der Jet auf 200 hPa betrachtet. Im Falle von Noel ermöglichten die Berechnungen von Kooperationspartnerin Andrea Schneiderei zudem die Detektion des Wellenbrechens mit Hilfe des Wellenaktivitätsflusses.

Die Untersuchung von Jeanne ergab, dass aufgrund der horizontalen Windscherung ein antizyklonaler Wirbel ausgebildet wird. Der Rücken wird um diesen Wirbel aufgewickelt. Schließlich folgt das polwärts gerichtete Wellenbrechen. Es muss sich nicht immer ein vollständiger Wirbel ausbilden. Weist der mäandrierende Jet eine starke nach Süden gerichtete Komponente auf, so kann das für eine nach Nordosten geneigte Welle ausreichen, um zu brechen. Ein zusätzlicher Vergleich zwischen Fällen eines Clusters, unter der Annahme, dass innerhalb eines Clusters der Grundstrom ähnlich ist, stützt die Hypothese, dass die ET einen direkten Effekt auf das RWB hat und nicht allein der Grundstrom das RWB bestimmt.

Im Falle von Ophelia beschränkt sich der Einfluss auf das Gebiet in Sturmnähe. In der Gegenüberstellung der Szenarien mit bzw. ohne extratropische Umwandlung finden wir, dass ohne ein sich umwandelndes System die Strömung eher zonal verläuft, wohingegen mit ET sich ein kurzweiliger Rücken antizyklonal aufwickelt.

Auch Noel zeigt einen lokalen Einfluss, indem neben dem mustergültigen P2–RWB, ein

zusätzliches P1-Ereignis zu sehen ist. Im Fokus steht dennoch das polwärts gerichtete antizyklonale Wellenbrechen, welches durch die Jetintensivierung des sich transformierenden Sturms getriggert wird. Die Detektion des Wellenbrechens unter Verwendung des WAFs quantifizierte das Ergebnis. Zudem erkennt man, dass auch Systeme, die keinen tropischen Ursprung haben, einen ähnlichen Einfluss haben können. Jedoch kann das RWB hier nicht mit Hilfe des WAFs detektiert werden, da es wahrscheinlich schwächer ist als mit ET, was bedeutet, dass beim Brechvorgang weniger Wellenenergie freigesetzt wird.

Tomas zeigt uns, wie wichtig die Lage des Sturms relativ zur Welle ist, damit es zu einem P2-Ereignis kommen kann. Liegt der Sturm wie im Falle von Tomas in einem Trog, dann kann stromab kein RWB generiert werden, beziehungsweise keines, welches nah genug ist, um sich mit dem Sturm in Verbindung bringen zu lassen. Hingegen scheint Tomas eine Auswirkung auf den Trog zu haben, in dem er liegt. Der Trog ist schwächer als ohne Sturm. Ohne ET kann sogar ein Brechen des Trogs beobachtet werden.

Allgemein finden wir einen zeitlichen Versatz im Vorgang des Wellenbrechens. Verlagert sich der Sturm nach Norden und verliert seinen tropischen Charakter, so findet das P2-RWB später statt. Die mögliche Begründung hierfür ist, dass sich der Rücken beim Vorhandensein einer ehemaligen TC zunächst stärker amplifiziert. Die Dauer der Amplifizierung ist die Zeit, welche am Ende die Verzögerung im Brechvorgang hervorruft.

Zusammenfassend kann man die Rolle der umgewandelten TC wie folgt beschreiben: Bei geeigneter Lage relativ zur Welle kann der Sturm die Strömung in der oberen Troposphäre so verändern, dass die Voraussetzungen – wie Diffluenz und dementsprechend das Ausbilden eines antizyklonalen Wirbels – für ein polwärts gerichtetes antizyklonales Rossbywellenbrechen gegeben sind. Anhand der vier analysierten Stürme Jeanne, Ophelia, Noel und Tomas kann man folglich den gesuchten Zusammenhang zwischen ET und P2-RWB bestätigen.

Offene Fragen bleiben dennoch. Bei der Untersuchung von Noel ergibt sich in einem Fall ohne ET ein P1-RWB stromauf im Pazifik. Möglicherweise hat der Sturm, trotz seines Verweilens in den Tropen, durch das Auslösen eines Wellenzugs einen Einfluss auf das polwärts gerichtete zyklonale Wellenbrechen stromauf. Eine Beurteilung dieser Beobachtung steht bisher aus und bedarf weiterer Analysen. Das Erstellen einer Klimatologie könnte zeigen, ob das gemeinsame Auftreten von ET und polwärts gerichteten RWB-Ereignissen auch über lange Zeiträume bestätigt werden kann. Doch um die Rolle des Sturms in Hinblick auf RWB zu quantifizieren, wären Modellierungen, wie beispielsweise eine PV-Inversion, hilfreich. Entfernt man den umgewandelten Sturm aus der Strömung, so könnte man diesen modifizierten Verlauf mit dem ursprünglichen Verlauf, in dem der Sturm noch existiert, in Hinblick auf das RWB vergleichen.

A. Literaturverzeichnis

Printmedien

1. Anwender D., Harr P. A., Jones S. C. (2008): Predictability Associated with the Downstream Impacts of the Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Case Studies. *Monthly Weather Review*, 136(9), 3226–3247
2. Beer T. (1974): *Atmospheric waves*. Adam Hilger
3. Beven J., Cobb H. D. (2006): Hurricane Ophelia. Tropical Cyclone Report (National Hurricane Center), www.nhc.noaa.gov
4. Björnsson H., Venegas S. (1997): *A Manual for EOF and SVD Analyses of Climate Data*. CCGCR Report 97.1
5. Bott A. (2012): *Rosbywellen*. *Synoptische Meteorologie*. Springer Berlin Heidelberg, 265–318
6. Brown D. P. (2008): Hurricane Noel. Tropical Cyclone Report (National Hurricane Center), www.nhc.noaa.gov
7. Davis C. A., Jones S. C., Riemer M. (2008): Hurricane Vortex Dynamics during Atlantic Extratropical Transition. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(3), 714–736
8. Esler J. G., Haynes P. H. (1999): Baroclinic Wave Breaking and the Internal Variability of the Tropospheric Circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(23), 4014–4031
9. Froude L. S. (2009): Regional Differences in the Prediction of Extratropical Cyclones by ECMWF Ensemble Prediction System. *Monthly Weather Review*, 137(3), 893–911

10. Gabriel A., Peters D. (2008): A Diagnostic Study of Different Types of Rossby Wave Breaking Events in the Northern Extratropics. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 86(5), 613–631
11. Hantel M., Meyer D. (2006): Skriptum Theoretische Meteorologie II (Wiener meteorologische Schriften – Heft 5). *Facultas*
12. Harr P. A., Anwender D., Jones S. C. (2008): Predictability Associated with the Downstream Impacts of the Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Methodology and a Case Study of Typhoon Nabi (2005). *Monthly Weather Review*, 136(9), 3205–3225
13. Hart R. E., Evans J. L. (2001): A Climatology of the Extratropical Transition of Atlantic Tropical Cyclones. *Journal of Climate*, 14(4), 546–564
14. Holton J. R., Haynes P. H., McIntyre M. E., Douglass A. R., Rood R.B., Pfister L. (1995): Stratosphere–troposphere exchange. *Reviews of Geophysics*, 33(4), 403–439
15. Homeyer C. R., Bowman K. P. (2013): Rossby Wave Breaking and Transport between the Tropics and Extratropics above the Subtropical Jet. *Journal Atmospheric Sciences*, 70(2), 607–626
16. Hoskins B. J., McIntyre M. E., Robertson A. W. (1985): On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111,(470), 877–946
17. Hovmöller E. (1949): The Trough–and–Ridge diagram. *Tellus*, 1(2), 62–66
18. Jones S. C., Harr P. A., Abraham J., Bosart L. F., Bowyer P. J., Evans J. L., Hanley D., Hanstrum B., Hart R., Lalaurette F., Sinclair M., Smith R., Thorncroft C. (2003): The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Weather and Forecasting*, 18(6), 1052–1092
19. Keller J. H., Jones S. C., Evans J. L., Harr P. A. (2011): Characteristics of the TIGGE multimodel ensemble prediction system in representing forecast variability associated with extratropical transition. *Geophysical Research Letters*, 38(12)
20. Kenney J. (1962): *Mathematics of statistics*. Van Nostrand, 3. Auflage

-
21. Klein P. M., Harr P. A., Elsberry R. L. (2000): Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: An overview and conceptual model of the transformation stage. *Weather and Forecasting*, 15(4), 373–395
 22. Lawrence M. B., Cobb H. D. (2005): Hurricane Jeanne. Tropical Cyclone Report (National Hurricane Center), www.nhc.noaa.gov
 23. Leovy C. B., Sun C. R., Hitchman M. H., Remsberg E. E., Russel J. M., Gordley L. L., Gille J., Lyjak L. V. (1985): Transport of ozone in the middle stratosphere: Evidence of planetary wave breaking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(3), 230–244
 24. Leutbecher M., Palmer T. N. (2008): Ensemble forecasting. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3515–3539
 25. Masato G., Hoskins B. J., Woollings T. J. (2012): Wave-breaking characteristics of midlatitude blocking. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(666), 1285–1296
 26. McIntyre M. E., Palmer T. N. (1985): A Note on the General Concept of Wave Breaking for Rossby and Gravity Waves. *Pure and Applied Geophysics*, 123(6), 964–975
 27. Nakamura H. (1994): Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe. *Geophysical Research Letters*, 21(18), 2003–2006
 28. Palmer T. N., Hagedorn R. (2006): *Predictability of Weather and Climate*. Cambridge University Press
 29. Pasch R. J., Kimberlain T. B. (2011): Hurricane Tomas. Tropical Cyclone Report (National Hurricane Center), www.nhc.noaa.gov
 30. Pelly J. L., Hoskins B.J. (2003): A New Perspective on Blocking. *Journal of the Atmospheric Science*, 60(5), 743–755
 31. Peters D., Waugh D. W. (1996): Influence of Barotropic Shear on Poleward Advection of Upper-Tropospheric Air. *Journal of the Atmospheric Science*, 53(21), 3013–3031
 32. Plumb R. A. (2004): Rossby wave breaking. Chapter 7 of *Dynamics and Transport in the Stratosphere*, www-eaps.mit.edu/~rap/courses/12831_notes.html

33. Plumb R. A. (1985): On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(3), 217–229
34. Riemer M., Jones S. C., Davis C. A. (2008): The impact of extratropical transition on the downstream flow: An idealized modelling study with a straight jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(630), 69–91
35. Roedel W., Wagner T. (2011): *Physik unserer Umwelt – Die Atmosphäre*. Springer, 4. Auflage
36. Schneiderei A. [2014]: Schriftliche Mitteilung vom 6. März 2014
37. Takaya K., Nakamura H. (1997): A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophysical Research Letters*, 24(23), 2985–2988
38. Takaya K., Nakamura H. (2001): A Formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for Stationary and Migratory Quasigeostrophic Eddies on a Zonally Varying Basic Flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 58(6), 608–627
39. Thorncroft C. D., Hoskins B. J., McIntyre M. E. (1993): Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119(509), 17–55
40. Thorncroft C., Jones S. C. (2000): The Extratropical Transitions of Hurricane Felix and Iris in 1995. *Monthly Weather Review*, 128(4), 947–972
41. Tibaldi S., Molteni F. (1990): On the operational predictability of blocking. *Tellus A*, 42(3), 343–365
42. Trepte C. R., Veiga R. E., McCormick M. P. (1993): The poleward dispersal of Mount Pinatubo volcanic aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 98(D10), 18563–18575
43. Weijenborg C., de Vries H., Haarsma R. J. (2012): On the direction of Rossby wave breaking in blocking. *Climate Dynamics*, 39,(12), 2823–2831
44. Wilks D. S. (1995): *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press
45. Woollings T., Hoskins B., Blackburn M., Berrisford P. (2008): A New Rossby Wave-Breaking Interpretation of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Atmospheric Sciences* 65(2), 609–626

46. Woollings T. (2010): Dynamical influences on European climate an uncertain future. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 368(1924), 3733–3756
47. Wu C. C., Emanuel K. A. (1994): On Hurricane Outflow Structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(13), 1995–2003

Internetquellen

1. ECMWF (2013): www.ecmwf.int
2. NASA (2014): www.nasa.gov
3. PANDOWAE (2013): www.pandowae.de

Danksagung

An erster Stelle möchte ich einen großen Dank und ein ebenso großes Lob an meine Betreuerin Julia Keller aussprechen. Sarah Jones danke ich für ihren Rat und die Aufnahme in ihre Arbeitsgruppe. Sie und Dieter Peters überlegten sich die Fragestellung meiner Arbeit und fanden damit ein Thema, mit dem ich mich nur allzu gern ein Jahr lang beschäftigte. Auch Dieter Peters stand mir mit seinem Rat zur Seite und ermöglichte mir, mich gut in die Thematik des Rossbywellenbrechens einzufinden. Für die Übernahme des Korreferats danke ich außerdem Christoph Kottmeier.

Insgesamt danke ich der Arbeitsgruppe um Sarah Jones und den Mitgliedern der Forschergruppe PANDOWAE für eine tolle Zeit und viele interessante Einblicke in die Meteorologie. Hier sei noch explizit Julian Quinting genannt, der insbesondere in der Anfangsphase meine täglichen Fragen zum Thema Rossbywellenbrechen zu ertragen hatte. Andrea Schneiderei verdanke ich die Berechnungen hinsichtlich des Wellenaktivitätsflusses. Ich danke ihr für diese Arbeit und auch für informative Gespräche, die mir eine große Hilfe in der Erstellung meiner Masterarbeit darstellten.

Einen weiteren Dank verdienen sicherlich meine Kommilitonen: Peter Brugger, Sarah Jäger, Daniel Köbele, Marlon Maranan und Kai-Uwe Nerding. Sie haben mich das ganze Studium begleitet und mir insgesamt eine fantastische Zeit beschert. Insbesondere sei Marlon Maranan gedankt, der mir in Programmierfragen immerzu zur Seite stand, und Kai-Uwe Nerding, der mich beim Formatieren der Arbeit unterstützte.

Für jegliche moralische Unterstützung danke ich meiner Familie, meinem Freund Valentin Kautz und David Bermbach. Sie haben mir stets den Rücken freigehalten, damit ich mich auf das Wesentliche konzentrieren konnte. Valentin Kautz verdient einen weiteren Dank für seine Hilfe bei der Erstellung der schematischen Darstellung für meine Arbeit.

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe, wörtlich oder inhaltlich übernommene Stellen als solche kenntlich gemacht und die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der gültigen Fassung (Amtliche Bekanntmachungen, Nr. 36, 2010) beachtet habe.

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

Karlsruhe, den 25. März 2014

Lisa-Ann Quandt