

Kapitel 8

Die PV-Perspektive

Bodenwetterkarten, Höhenkarten (z.B. der Strömung auf 500 hPa) und vertikale Sondierungen sind traditionelle Formen der Visualisierung und Werkzeuge zur Untersuchung und Vorhersage von synoptischen Systemen. Sie basieren auf den direkt messbaren meteorologischen Parametern wie Druck, Wind, Temperatur und Taupunkt. Vom Standpunkt der dynamischen Meteorologie ist es jedoch prioritär, die *physikalisch aussagekräftigsten Grössen* darzustellen und für die Analyse der Wetterereignisse beizuziehen. Die “potentielle Vorticity” (PV) ist in den letzten Jahren zur eigentlichen Schlüsselvariablen der dynamischen Meteorologie avanciert. Sie wurde und wird weiterhin in zahlreichen Studien von idealisierten und realen atmosphärischen Strömungen verwendet, und es laufen intensive (und kontroverse) Diskussionen betreffend ihrer Nützlichkeit auch im Bereich der operationellen Wettervorhersage.

In den folgenden Abschnitten, werden die speziellen Eigenschaften der PV überblicksartig zusammengestellt, und Beispiele vorgestellt zur Verwendung von PV-Karten bei der Untersuchung von synoptischen Systemen und Strukturen auf dem Niveau der Tropopause.

8.1 Definition

[a] **Definition** (in kartesischen Koordinaten; Ertel 1942):

$$Q = \frac{1}{\rho} \vec{\eta} \cdot \vec{\nabla} \theta$$

wobei ρ die Dichte bezeichnet, θ die potentielle Temperatur und $\vec{\eta} = \vec{\nabla} \wedge \vec{u} + 2\vec{\Omega}$ den Vektor der absoluten Vorticity ($\vec{\Omega}$ ist der Vektor der Erdrotation).

Auf der synoptischen Skala dominiert der dritte Term des Skalarproduktes, d.h. das Produkt der vertikalen Vorticity-Komponente mit dem vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur. In guter Näherung kann die PV demzufolge in kartesischen Koordinaten geschrieben werden als

$$Q \simeq \frac{1}{\rho} (f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

oder in Druckkoordinaten als

$$Q \simeq -g (f + \zeta_p) \frac{\partial \theta}{\partial p}$$

$f = 2\Omega \sin \phi$ bezeichnet den Coriolis-Parameter (ϕ ist die geographische Breite) und $\zeta = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y$ die vertikale Komponente der relativen Vorticity (im Falle von ζ_p sind die Ableitungen entlang den Druckflächen).

Aufgabe: Mache Dir klar, was die Vortizität ζ darstellt. Welches Vorzeichen hat die Vortizität für einen Zyklone, und welches für eine Antizyklone? In der Vorlesung Fluidodynamik wurde ein Zusammenhang zwischen der Zirkulation und der Vortizität hergeleitet. Wie lautet dieser

Zusammenhang?

[b] **Einheit:** Eine natürliche Einheit für die PV (die sogenannte “PV unit” (pvu)) ergibt sich durch Abschätzen der typischen Größenordnungen der involvierten Terme im Falle einer synoptisch-skaligen Strömung (d.h. $\zeta \ll f$):

$$Q \simeq \frac{1}{\rho} f \frac{\partial \theta}{\partial z} \simeq 1 \text{ kg}^{-1} \text{ m}^3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1} \cdot 100 \text{ K}/10^4 \text{ m} \quad (8.1)$$

$$= 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1} \quad (8.2)$$

$$\Rightarrow 1 \text{ pvu} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1} \quad (8.3)$$

[c] Das folgende Beispiel zeigt, wie sich die PV aus den beiden Anteilen “Vortizität” und “vertikale Schichtung” zusammensetzt. Hohe PV-Werte findet man vor allem in der Stratosphäre. Dort wirkt sich die starke vertikale Schichtung (im Bild erkennbar durch die hohe Dichte der Isentropen) aus. Bei 30 N und bei 70 N sind sogenannte PV-Intrusionen erkennbar. Hohe PV-Werte reichen dort weit in die Troposphäre hinab. Beachte, dass bei diesen Intrusionen die Vortizität grosse positive Werte annimmt. Es zeigt sich in dieser Abbildung also klar, dass beide Anteile der PV-Definition wichtig sind. Weiter fällt auf, dass die PV fast durchwegs positive Werte aufweist. Tatsächlich lässt sich zeigen, dass dies auf der Nordhemisphäre immer der Fall ist. Negative PV-Anomalien unterliegen der sogenannten symmetrischen Instabilität, welche negative Werte abbaut. Das Vorzeichen lässt sich übrigens auch aus einer Skalenanalyse ableiten: Für synoptisch- und planetarskalige Phänomene gilt $\zeta \ll f$, dh., der erste Term der Definition ist positiv. Dass der zweite Term positiv ist, haben wir bereits in einer früheren Vorlesung festgestellt. In einer stabil geschichteten Atmosphäre muss die potentielle Temperatur mit der Höhe zunehmen, dh. $\partial \Theta / \partial p$ negativ sein.

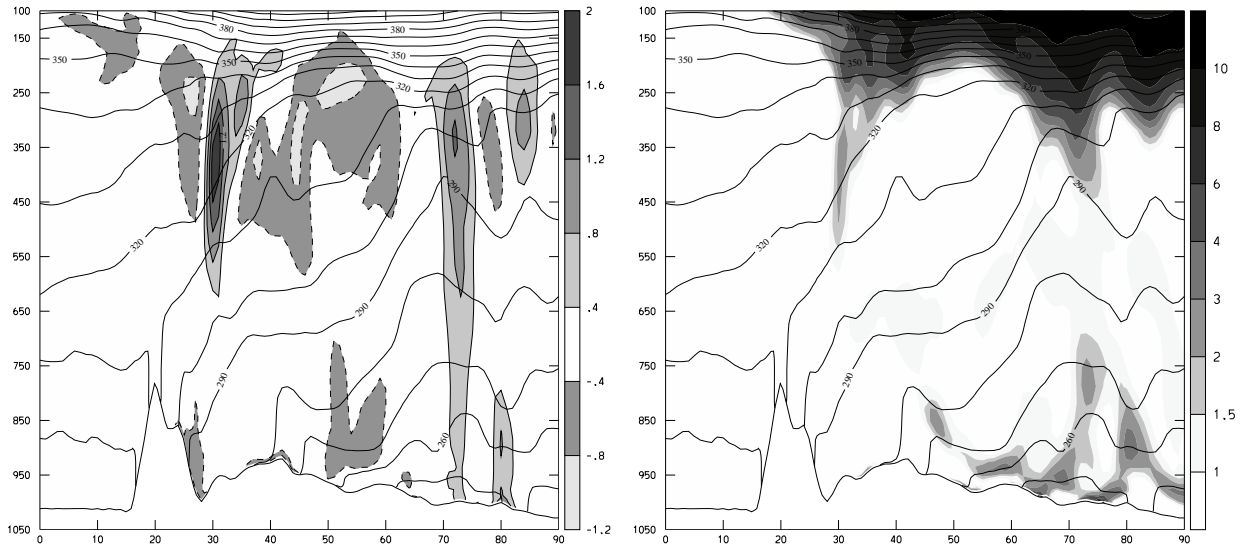


Fig. 1 Links: Vortizität ζ und potentielle Temperatur Θ in einem Nord/Südschnitt entlang dem 100 W Meridian. Rechts: Potentielle Vortizität PV und potentielle Temperatur Θ .

8.2 Die Erhaltungseigenschaft der PV - “IPV Maps”

[d] Im Falle einer adiabatischen und reibungsfreien Strömung ist PV eine materielle **Erhaltungsgrösse**:

$$\frac{D}{Dt} Q = 0,$$

d.h. unabhängig davon wohin sich ein Luftpaket bewegt, bleibt sein PV-Wert (das Produkt aus der inversen Dichte, der absoluten Vorticity und dem Gradienten der potentiellen Temperatur)

unverändert. Da unter diesen Voraussetzungen die potentielle Temperatur θ auch eine Erhaltungsgrösse ist, ist PV auf isentropen Flächen ($\theta=\text{const.}$) ein passiver Tracer.

[e] Die folgende Skizze versucht anschaulich zu zeigen, warum PV die erwähnte Erhaltungseigenschaft aufweist. Es handelt sich um keinen exakten Beweis, aber vermag zu motivieren, dass gerade das Produkt aus Vortizität und vertikaler Schichtung erhalten bleibt.

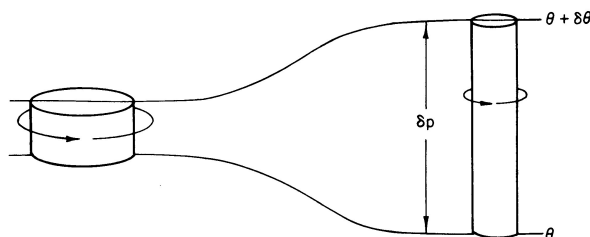


Fig. 2 Dargestellt ist eine Luftsäule, die zwischen zwei Isoflächen der potentiellen Temperatur (Isentropen) eingeklemmt ist. Bei einer adiabatischen Strömung bleibt die potentielle Temperatur erhalten, dh. die Luftsäule ist stets zwischen denselben Isentropen eingeklemmt. Wenn sich die beiden Isentropen auseinanderbewegen, kommt es deshalb zu einer Streckung der Luftsäule. Diese Streckung hat zwei Auswirkungen: 1. Die vertikale Schichtung $\partial\Theta/\partial p$ wird betragsmässig reduziert; 2. Die horizontale Konvergenz der Luftsäule führt zu einer Zunahme der Vortizität $\zeta + f$. In einer adiabatischen Strömung kompensieren sich die beiden Effekte gerade. Das Produkt $\partial\Theta/\partial p \cdot (\zeta + f)$ bleibt konstant. Dies ist aber gerade die Erhaltung der potentiellen Vortizität.

[e] Mit Hilfe einer Darstellung der PV auf isentropen Flächen, sogenannten “IPV-maps” (IPV steht für “isentropic PV”), kann somit eine adiabatische Strömung als quasi-horizontale Advektion der PV visualisiert werden. Die Bedingung einer adiabatischen Strömung ist ausserhalb der planetaren Grenzschicht relativ gut erfüllt solange in der Umgebung keine Kondensationsprozesse auftreten. Speziell für die Darstellung der Strömung in der oberen Troposphäre und der Tropopausenregion werden IPV-Karten häufig verwendet; bevorzugte θ -Niveaus sind 310-320 K im Winter und 320-330 K im Sommer. Die folgende Abbildung zeigt ein Beispiel für eine IPV-Map.

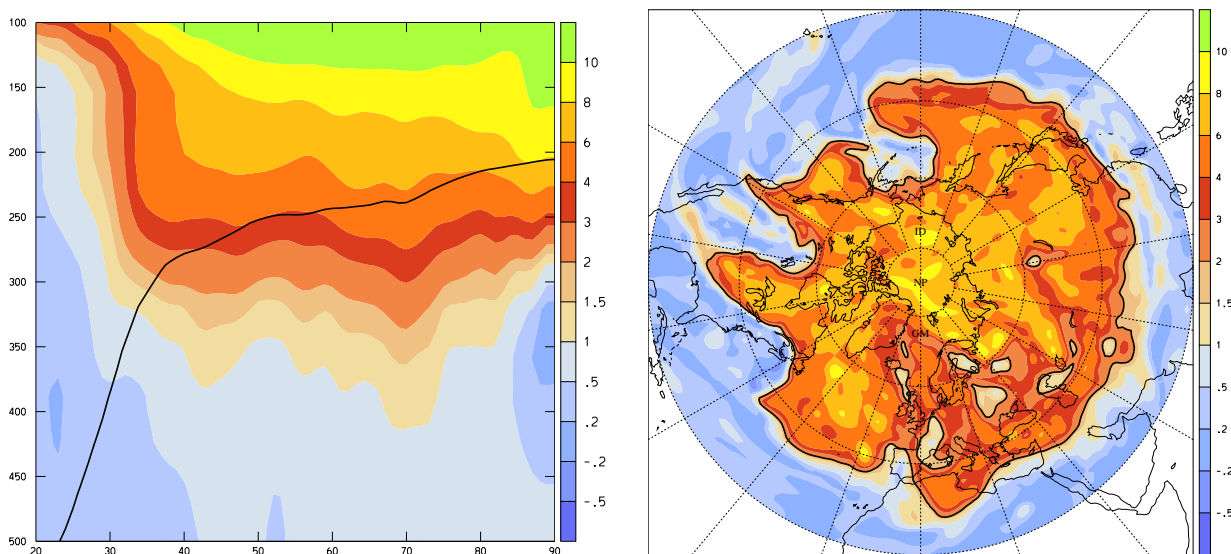


Fig. 3 Links: Zonal gemittelte PV in einem Nord/Südschnitt für den 1. Januar 1990. Dick eingezeichnet ist die Lage der 320 K Isentrope. Rechts: PV auf 320 K. Dick eingezeichnet ist die 2 pvu-Isolinie. Diese Isolinie kennzeichnet die dynamische Tropopause.

Links ist die Lage der 320 K Isentropen in einem Nord/Südschnitt eingezeichnet. In den Subtropen befindet sich diese Isentrope unterhalb von 300 hPa, also in der Troposphäre. In den mittleren Breiten und über dem Nordpol liegt die Isentrope in der Stratosphäre. In der rechten Abbildung ist troposphärische Luft in Blau und stratosphärische in Rot eingezeichnet. Zusätzlich ist die 2 pvu-Isolinie fett markiert. Es fällt auf, dass diese Linie sehr viel Struktur aufweist. Es gibt Auslenkungen von troposphärischer Luft nach Norden und von stratosphärischer Luft nach Süden. Weiter findet man isolierte “Inseln” von troposphärischer Luft in einer stratosphärischen Umgebung und analog isolierte “Inseln” von stratosphärischer Luft in einer troposphärischen Umgebung. Die folgende Abbildung zeigt diese Strukturen an einem konkreten Beispiel und führt die üblichen Bezeichnungen ein:

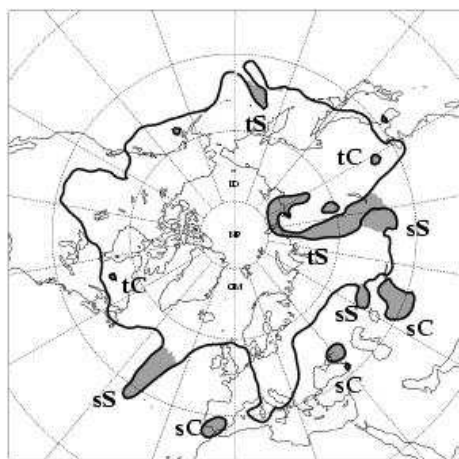


Fig. 4: Die ausgezogene Linie entspricht der 2 pvu-Isolinie auf einer isentropen Fläche. Diese Isolinie definiert die dynamische Tropopause, dh. die Luft ausserhalb der Kontur ist troposphärisch, diejenige innerhalb der Kontur stratosphärisch. Zusätzlich sind einige wichtige Strukturen gekennzeichnet: sS: Stratosphärische Streamer, tS: troposphärische Streamer, sC: stratosphärische Cutoffs, und tC: troposphärische Cutoffs.

Diese Strukturen zeigen Gebiete an, in denen die Tropopause stark gestört ist. Wir werden später sehen, dass dort auch häufig ein Massenaustausch durch die Tropopause stattfindet. Allgemein bieten IPV-Maps eine ausgezeichnete Möglichkeit, um die Dynamik in der Tropopausenregion zu studieren. Dies wird insbesondere offensichtlich, wenn man die IPV-Maps in einer zeitlichen Abfolge anschaut.

[f] Die folgenden Abbildungen zeigen Beispiele filamentartiger Strukturen stratosphärischer Luft (sogenannten “PV-Streamern”) auf isentropen Flächen.

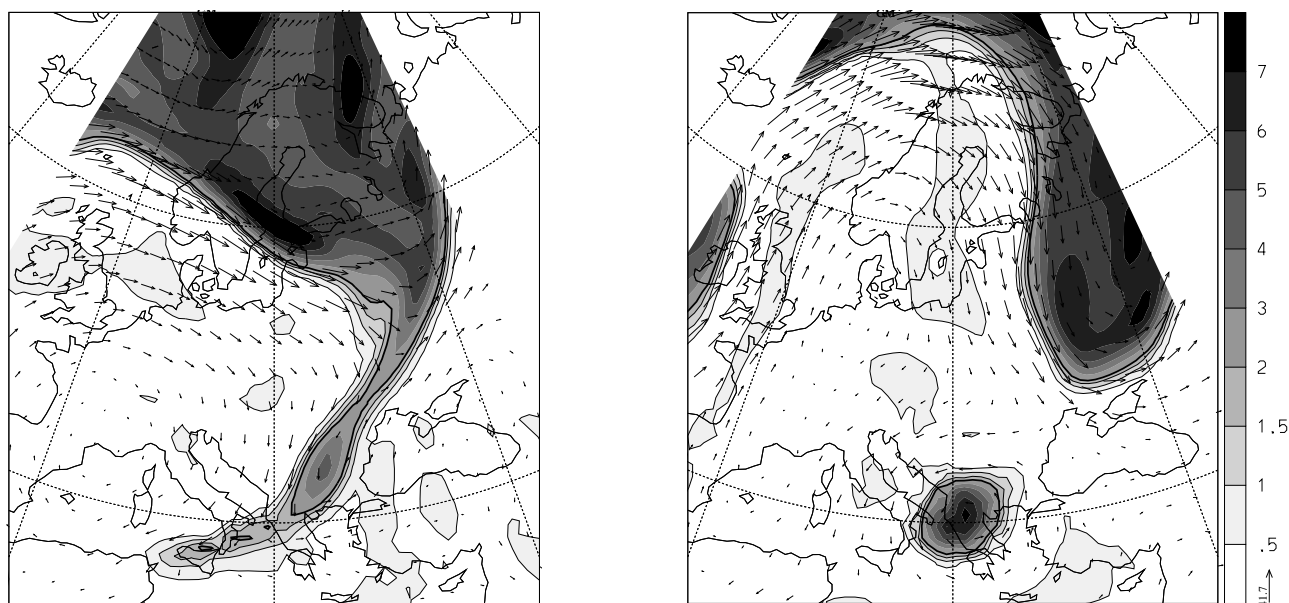


Fig. 5 Beispiel für (a) die Bildung eines PV-Streamers auf der 315 K Fläche am 13. Mai 1992 um 06 UTC über Südosteuropa und (b) des anschließenden Aufbrechens des Streamers in ein Cut-Off von stratosphärischer Luft, 36 h später.

Die PV-Streamer sind typischerweise ca. 2000-3000 km lang, etwa 5-10 mal schmaler und in der Vertikalen meist relativ dünn (50-100 hPa). Oft findet ein Aufbrechen der PV-Streamer statt: aus einem mit dem stratosphärischen Reservoir verbundenen Filament entstehen ein (oder mehrere) isolierte PV-Anomalien (sogenannte “Cut-Offs”). Dieses Aufbrechen stellt einen irreversiblen Vorgang dar und ist in vielen Fällen verbunden mit einem Mischen von troposphärischer und stratosphärischer Luft. In den obigen Abbildungen ist zusätzlich der Wind auf 315 K eingezeichnet. Es fällt auf, dass die Windstärke vor allem entlang der 2 pvu Isolinie gross ist. Ausserdem folgen die Winde annähernd dieser 2 pvu Isolinie. So findet man typischerweise einen Nordwind stromaufwärts und einen Südwind stromabwärts von einem stratosphärischen Streamer. Interessant ist ferner, dass sich um ein stratosphärisches Cutoff ein zyklonales Windfeld ausbildet. Wir werden weiter unten sehen, wie das mit dem sogenannten Invertibilitätsprinzip zusammenhängt.

[f] Da diese Streamer durch eine Bewegung von stratosphärischer Luft auf den geneigten isentropen Flächen nach Süden entstehen, und damit mit einem Absinken der Luft verbunden sind, können die PV-Filamente in WV-Satellitenbildern als trockene (d.h. dunkle) Bänder identifiziert werden. Dies bietet z.B. auch die Möglichkeit, Analyse- oder Vorhersagedaten von einem numerischen Modell (mit denen die PV-Verteilung gerechnet werden kann) zumindest qualitativ mit Satelliten-Beobachtungen zu vergleichen und damit die Modelldaten zu verifizieren.

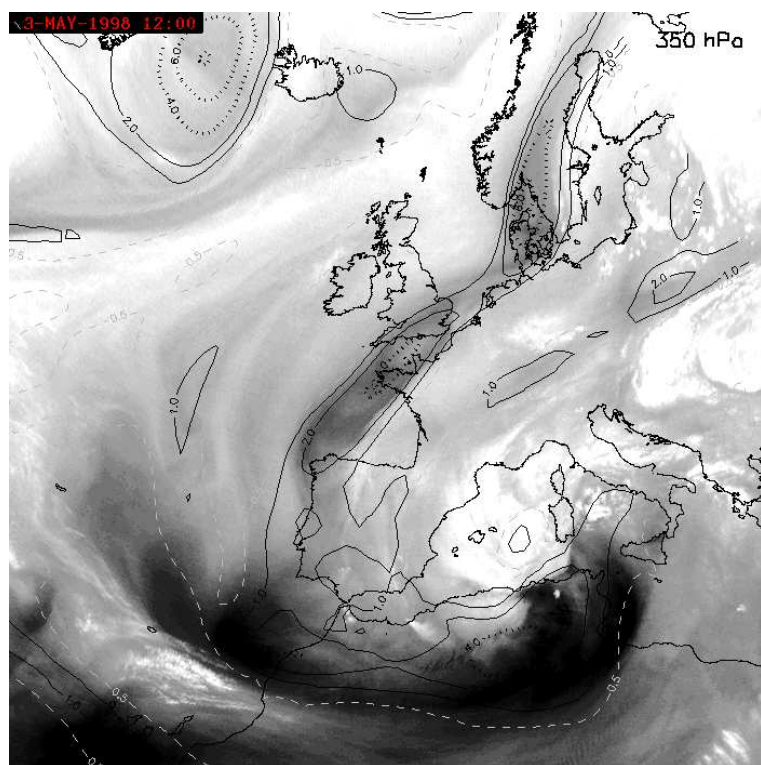


Fig. 6 WV-Satellitenbild und darübergerzeichnet die PV-Verteilung auf 350 hPa für den Fall eines aufbrechenden PV-Streamers am 3. Mai 1998.

8.3 Das Invertibilitätsprinzip

[a] Das **Invertibilitätsprinzip** gibt der PV vom dynamischen Standpunkt her eine ausgezeichnete Bedeutung. Es besagt, dass die PV-Verteilung in der Atmosphäre zusammen mit der Verteilung der potentiellen Temperatur am Boden die balancierte quasi-horizontale Strömung (Druck-, Temperatur- und Windfeld) vollständig festlegen. (Das Wort “balanciert” deutet an, dass z.B. Schwerewellen (“gravity waves”) von diesem Prinzip ausgeschlossen sind.) Die quantitative Umsetzung dieses Prinzips ist in den meisten Fällen nur mit nicht-trivialen numerischen Verfahren möglich. Die dabei vorgenommene Berechnung von Druck-, Temperatur- und Windfeldern zu einer vorgegebenen PV-Verteilung wird als **PV-Inversion** bezeichnet.

[b] Die folgende Abbildung zeigt ein Beispiel der PV-Inversion von idealisierten PV-Anomalien in der Atmosphäre. Als **Anomalie** bezeichnet man eine Abweichung von einer “typischen” klimatologischen Verteilung.

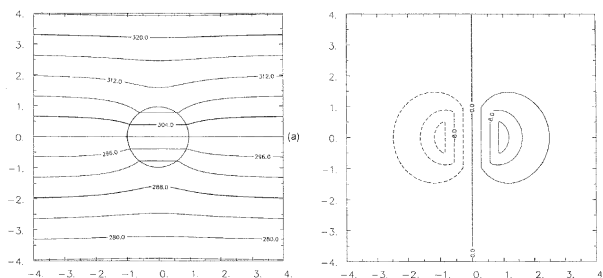


Fig. 7 Potentielles Temperatur- (links) und Windfeld (senkrecht zur dargestellten Ebene; rechts) einer isolierten positiven PV-Anomalie im Innern der Atmosphäre (aus: Thorpe and Bishop 1995, Q. J. Roy. Meteor. Soc. **121**, 1477-1495).

Aus der Abbildung lässt sich herauslesen, dass:

- *positive* Anomalien der PV im Inneren der Atmosphäre mit einem *zyklonalen* Windfeld verbunden sind.
- *negative* Anomalien der PV im Inneren der Atmosphäre mit einem *antizyklonalen* Windfeld verbunden sind.
- die von den Anomalien induzierten Windfelder die grösste Amplitude auf dem Niveau der Anomalie haben und ihre Intensität in der Vertikalen in etwa exponentiell abfällt.

[b] Häufig zeigt sich eine Anomalie im vertikalen Querschnitt nicht als isoliertes PV-Maximum, sondern es handelt sich um eine Struktur der Tropopause. Weiter vorne wurde gezeigt, dass man in der Stratosphäre hohe PV-Werte beobachtet, während die Troposphäre durch niedrige PV-Werte gekennzeichnet ist. Eine vertikale Auslenkung der Tropopause wird demnach zu einer PV-Anomalie führen. Bewegt sich die Tropopause nach unten, so findet man in Tropopausenhöhe eine positive PV-Anomalie. Bewegt sie sich nach oben, so handelt es sich um eine negative PV-Anomalie. Dies ist in der folgenden Abbildung dargestellt:

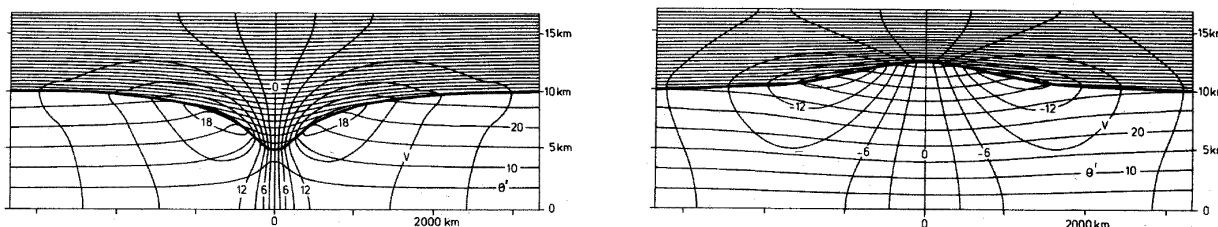


Fig. 8 Potentielles Temperatur- und Windfeld (senkrecht zur dargestellten Ebene) für den Fall einer (a) positiven PV-Anomalie auf dem Niveau der Tropopause, (b) negativen PV-Anomalie auf dem Niveau der Tropopause, (aus: Thorpe 1985, Mon. Wea. Rev. **114**, 1384-1389).

Ähnlich zu vorhin lassen sich die folgenden Schlussfolgerungen ziehen. Es gilt wieder, dass

- *positive* Anomalien der PV in Tropopausenhöhe mit einem *zyklonalen* Windfeld verbunden sind. Beachte hierzu auch, dass wir weiter vorne für ein stratosphärisches Cutoff ein zyklonales Windfeld gefunden haben. Dieses Cutoff entspricht dem Beispiel einer positiven Anomalie auf Tropopausenhöhe.
- *negative* Anomalien der PV in Tropopausenhöhe mit einem *antizyklonalen* Windfeld verbunden sind.
- der vertikale Abfall der Intensität der induzierten Zirkulation von der Stratifizierung ($\partial\theta/\partial z$) abhängt: Die Abbildungen zeigen das unterschiedliche Verhalten des Windfeldes in der Troposphäre und der stärker geschichteten Stratosphäre.

Sehr interessant ist weiterhin, dass die PV-Anomalien auch einen Einfluss auf die Isentropen haben. Unterhalb einer positiven Anomalie liegen die Isentropen weniger dicht. Umgekehrt hat man unterhalb einer negativen Anomalie eine erhöhte Dichte der Isentropen. Die Dichte der Isentropen beschreibt die vertikale Schichtung. Also ist die Atmosphäre unterhalb einer positiven Anomalie tendenziell schwächer geschichtet. Dies wiederum kann einen Einfluss auf die Auslösung von Konvektion und damit von Starkniederschlägen haben.

Die folgende Abbildung zeigt einen stratosphärischen Streamer und das dazugehörige Geschwindigkeitsfeld. Die positive PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe geht mit einem zyklonalen Windfeld einher.

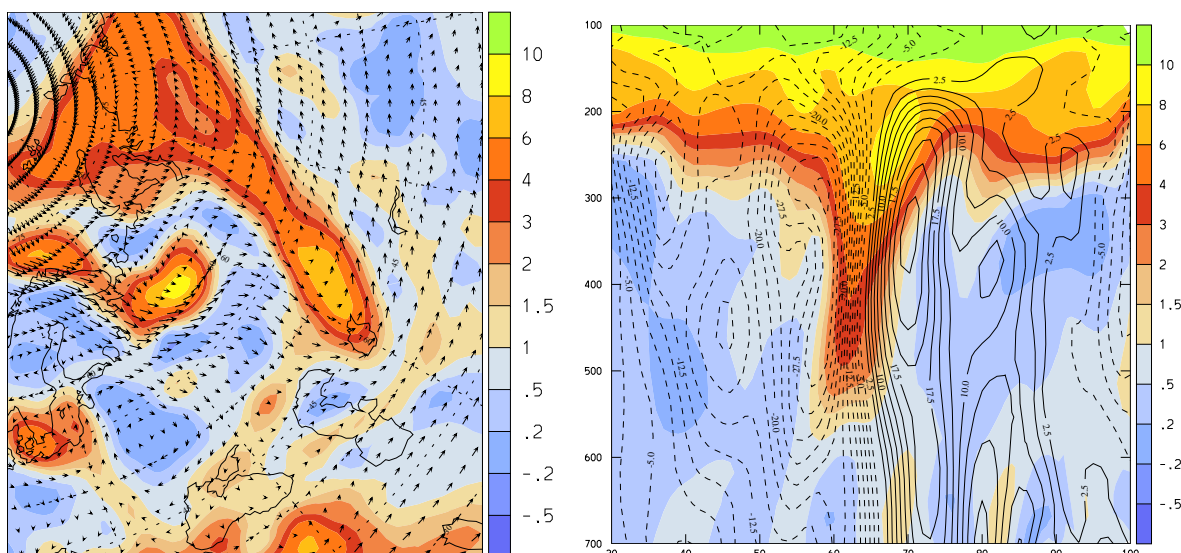


Fig. 9 PV-Streamer auf 350 hPa. Links ist der Streamer in einem horizontalen Schnitt gezeigt, rechts ein vertikaler Querschnitt entlang dem 50°N Breitenkreis. Zusätzlich ist rechts der meridionale Wind eingezeichnet (ausgezogen: nordwärts, strichliert: südwärts)

[c] Bisher haben wir lediglich PV-Anomalien und deren Windfeld betrachtet. Möchte man eine PV-Inversion durchführen, so muss zusätzlich die Temperatur auf dem Boden vorgegeben werden. Warm- und Kaltluftanomalien am Boden induzieren ebenfalls ein Windfeld. Dies ist in der folgenden Abbildung gezeigt:

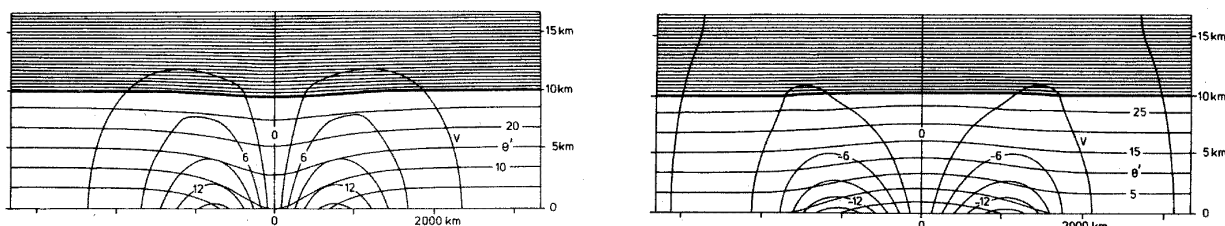


Fig. 10 Potentielles Temperatur- und Windfeld (senkrecht zur dargestellten Ebene) für den Fall einer (a) Warmanomalie am Boden, (b) Kaltanomalie am Boden (aus: Thorpe 1985, Mon. Wea. Rev. 114, 1384-1389).

- positive Anomalien der potentiellen Temperatur am Boden mit einem zyklonalen Windfeld verbunden sind.
- negative Anomalien der potentiellen Temperatur am Boden mit einem antizyklonalen Windfeld verbunden sind.

[d] Natürlich lassen sich weitere, beliebig komplizierte Verteilungen der PV und Bodentemperatur betrachten. Ein Beispiel für eine positive, innere PV-Anomalie in Anwesenheit einer Tropopause zeigt die folgende Abbildung:

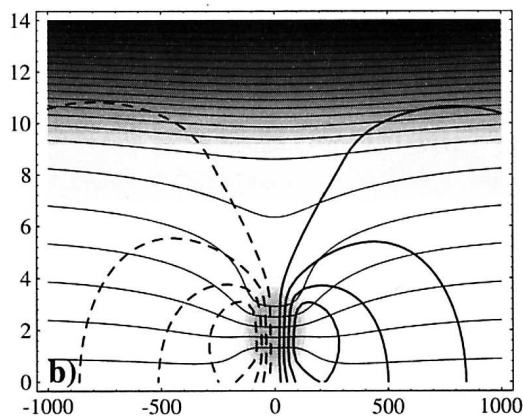


Fig. 11 Potentielles Temperatur- und Windfeld (senkrecht zur dargestellten Ebene) für den Fall einer positiven PV-Anomalie in der unteren Troposphäre auf einer Höhe von 2 km (aus: Fehlmann 1997, Dissertation ETH No. 12229).

[e] Besonders interessant ist es, wenn man sowohl eine PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe und eine Temperaturanomalie am Boden hat. Unter geeigneten atmosphärischen Zuständen kann es zu einer Kopplung der beiden Anomalien und einer gegenseitigen Verstärkung kommen. Dies entspricht der Zyklogenese im PV-Bild. Der grundsätzliche Mechanismus ist sehr schematisch in der folgenden Abbildung gezeigt:

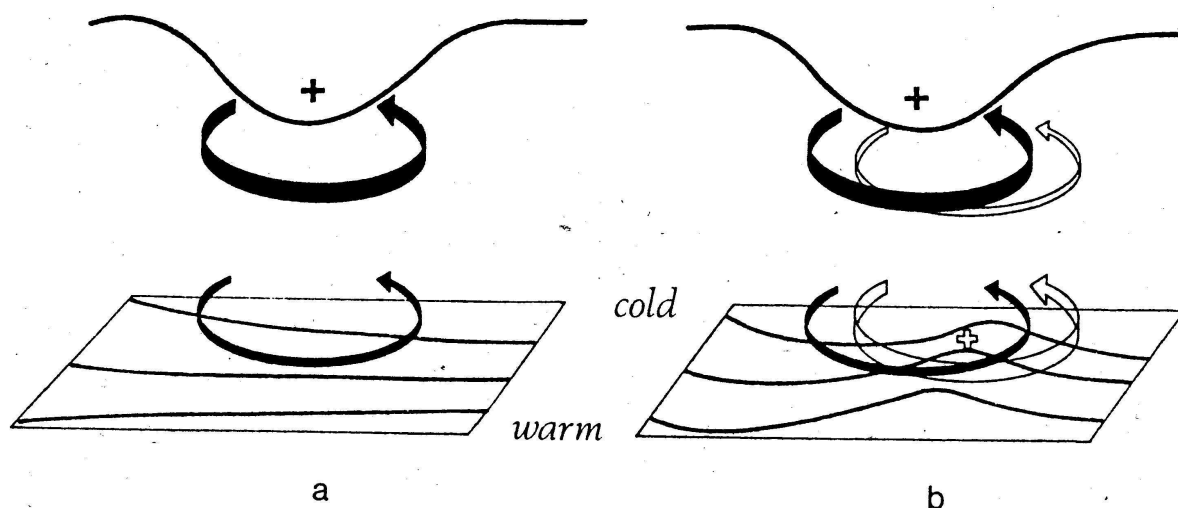


Fig. 12 In (a) befindet sich eine schwache positive PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe. Diese Intrusion von stratosphärischer Luft mit hoher PV in die Troposphäre induziert ein zyklonales Windfeld. Dieses hat seine maximale Stärke in Tropopausenhöhe, wirkt aber auch noch am Boden. Am Boden wird dadurch das Temperaturfeld deformiert, dh. die Isolinien der Temperatur weichen von ihrem Mittel ab und es kommt zu einer Warmluftanomalie am Boden. Dieses Warmluftanomalie induziert ihrerseits ein zyklonales Windfeld, das sich bis in Tropopausenhöhe auswirkt. Das Windfeld führt dazu, dass sich die PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe nach Süden verschiebt, wobei sie sich hierdurch verstärkt (b). Damit schliesst sich der Kreis. Denn jetzt erzeugt die PV-Anomalie ein noch stärkeres zyklonales Windfeld, das in Folge zu einer Intensivierung der Temperaturanomalie am Boden führt. Insgesamt resultiert eine positive Rückkopplung [entnommen aus „One the use and significance of isentropic potential vorticity maps“ von Hoskins, B. J., M. E. McIntyre und A. W. Robertson]

[f] Es lassen sich weitere Beispiele finden, bei denen die Kopplung von PV-Anomalien mit dem Temperaturfeld oder von PV-Anomalien untereinander zu interessanten Phänomenen führen. Zum Beispiel konnte gezeigt werden, dass es im Wintersturm Lothar zu einer Kopplung von bodennaher PV mit einer PV-Anomalie auf Tropopausenhöhe gekommen ist.

8.4 Partitionsprinzip

In den meisten Fällen kann die PV-Verteilung einer atmosphärischen Strömung auf der synoptischen Skala in einzelne klar definierte, isolierte Anomalien aufgeteilt werden (**Partitionierungsprinzip**), z.B. in PV-Anomalien auf dem Niveau der Tropopause (“upper-level PV-anomaly”), ev. diabatisch erzeugte (siehe unten) PV-Anomalien in der unteren Troposphäre (“low-level PV-anomaly”) und Boden-anomalien der potentiellen Temperatur (“surface potential temperature anomaly”). Die Abschätzung der Selbstentwicklung und gegenseitigen Wechselwirkung dieser PV-Elemente führt zu einem qualitativen Verständnis der dynamischen Prozesse und der Zeitentwicklung des betrachteten Systems.

8.5 PV-Perspektive der Zyklognese

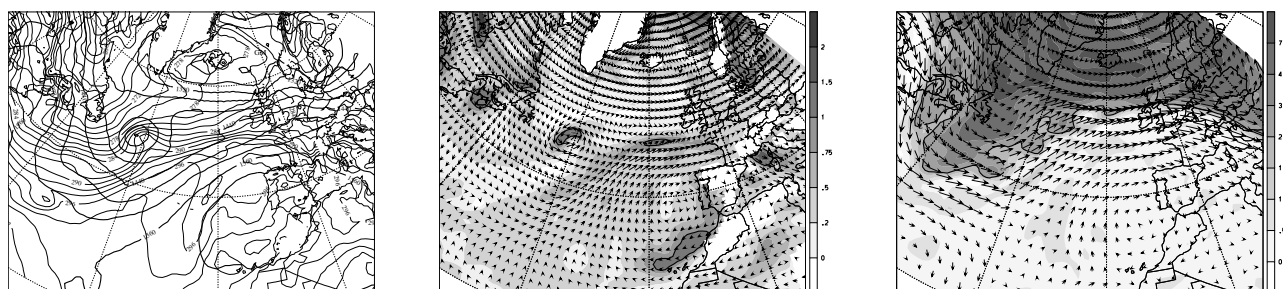
Wie bereits angedeutet stellen die anomalen PV-Strukturen in der Tropopausenregion und in der unteren Troposphäre (d.h. die Abweichungen von der Klimatologie) zusammen mit der Verteilung der potentiellen Temperatur am Boden aus dem Blickwinkel der PV-Perspektive die Schlüsselemente dar für das Verständnis der Entstehung und Entwicklung von Hoch- und Tiefdruckgebieten in den mittleren Breiten. Diese Elemente entsprechen typischerweise:

- adiabatischen Exkursionen von troposphärischen und stratosphärischen Luftpaketen auf den Isentropenflächen, welche durch die Tropopause hindurchgehen. In gewissen Fällen führt dies zu schmalen Filamenten von stratosphärischer Luft, die tief in die Troposphäre absinken (sogenannten PV-Streamern), was sich in vertikalen Querschnitten oft als sogenannte Tropopausenfaltungen manifestiert.
- ausgedehnten präfrontalen sub-synoptischen Bändern und “blobs” von diabatisch erzeugter PV in der unteren Troposphäre.
- bodennahen Zonen starker Baroklinität (d.h. Zonen mit einem grossen Gradienten der potentiellen Temperatur) und Fronten.

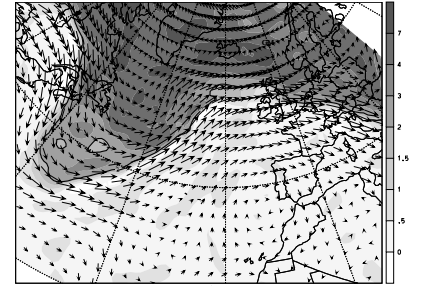
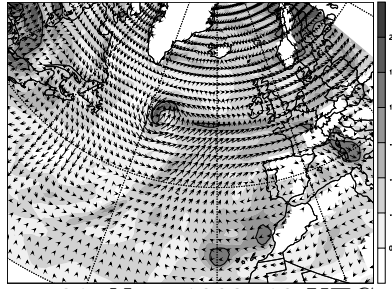
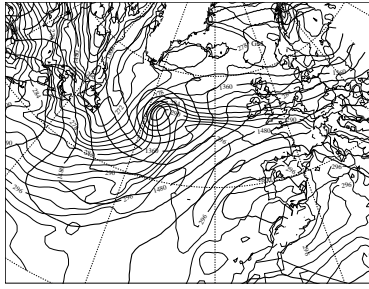
Aus der PV-Perspektive kann die Entwicklung von Tiefdruckgebieten in den mittleren Breiten als Selbstentwicklung und/oder Wechselwirkung dieser PV-Elemente betrachtet werden. So ist die Bildung von kräftigen Zyklonen in vielen Fällen charakterisiert durch das Herannahen einer markanten positiven PV-Anomalie auf dem Niveau der Tropopause, das Einschliessen von warmer Luft im bodennahen Tiefdruckzentrum (Sekklusion) und durch die diabatische Erzeugung von positiven PV-Anomalien in der unteren Troposphäre. Die Zyklone erreicht ihre maximale Intensität durch eine vertikal kohärente Anordnung dieser je mit einem zyklonalen Windfeld verbundenen Anomalien, d.h. durch die Bildung eines sogenannten vertikalen “PV-tower”.

Die folgende Abbildung zeigt eine zweitägige Wetterentwicklung im Nordatlantik im November 1992:

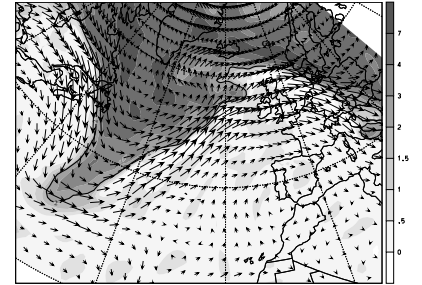
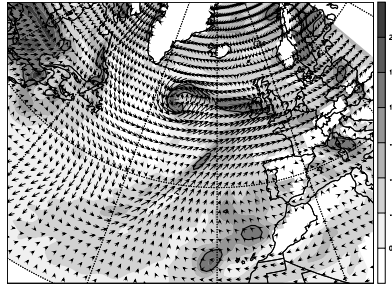
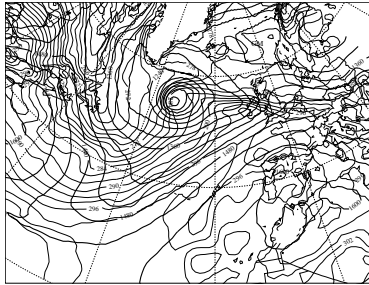
20. Nov. 1992, 12 UTC



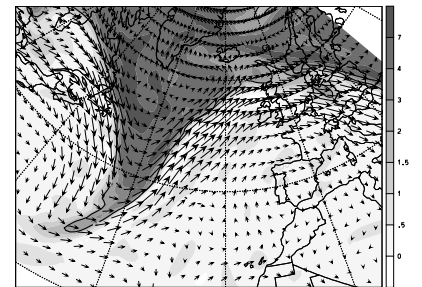
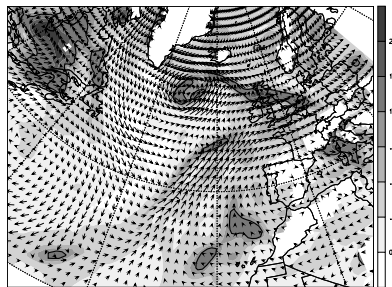
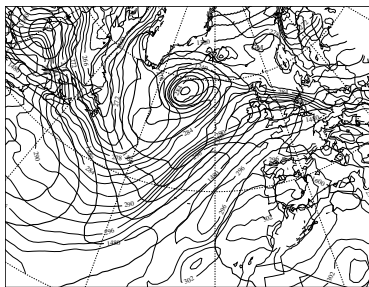
21. Nov. 1992, 00 UTC



21. Nov. 1992, 12 UTC



22. Nov. 1992, 00 UTC



22. Nov. 1992, 12 UTC

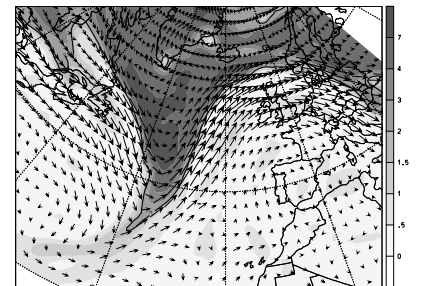
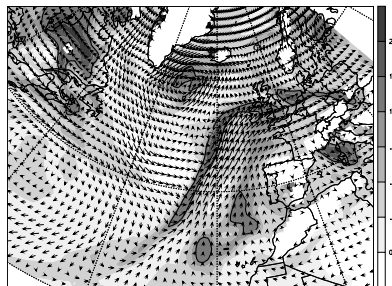
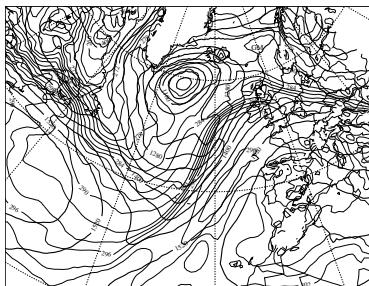


Fig. 13 Beispiel der Entwicklung einer Atlantischen Zyklone im November 1992. Gezeigt ist zu 5 aufeinanderfolgenden Zeitpunkten (im Abstand von 12 Stunden) jeweils: (links) die potentielle Temperatur (c.i. 2 K) und die geopotentielle Höhe (c.i. 40 m) auf 850 hPa; (mitte) das Windfeld und die PV-Verteilung auf 900 hPa; (rechts) das Windfeld und die PV-Verteilung auf 315 K.

- eine Zyklone entsteht am 20. Nov. bei 50°N südlich von Grönland und intensiviert sich während sie in zwei Tagen ca. 1000 km nach NE zieht.
- die Zyklone entsteht in der Mitte einer relativ starken baroklinen Zone, die sich in leicht SW-NE-licher Richtung über den ganzen Atlantik erstreckt. Während der Intensivierung der Zyklone bildet sich zuerst eine markante Warmfront (die bis zu den Britischen Inseln reicht) und später am 22. Nov. eine ausgedehnte, etwa 2000 km lange, leicht S-förmige Kaltfront (mit einem Temperaturkontrast von ca. 10 K/100 km).
- die Zyklone entsteht an der Vorderseite einer synoptisch-skaligen positiven PV-Anomalie und verstärkt sich unter der nach Osten propagierenden und sich nach Süden ausdehnenden Anomalie. Zu beachten sind auch die negative PV-Anomalie, die mit der Rücken-artigen Struktur über Westeuropa verbunden ist, sowie das von den PV-Anomalien induzierte

Windfeld, mit maximaler Intensität (“jet streams”) in den tropopausennahen Regionen welche starke PV-Gradienten aufweisen.

- das Zyklonenzentrum, die sich nach Osten erstreckende Warmfront und die später entstehende Kaltfront sind charakterisiert durch transiente low-level PV-Anomalien, deren Entstehung mit Kondensationsprozessen verbunden ist.
- beachte die typischen Charakteristiken einer markanten Kaltfront am 22. Nov. 12 UTC: der starke Temperaturgradient, der Knick in den Isobaren, die markante Winddrehung, das ausgedehnte PV-Band in der unteren Troposphäre, sowie die quasi-parallele Ausrichtung zur Vorderseite der darüberliegenden stratosphärischen PV-Struktur.
- auf dieser markanten Kaltfront bildet sich am 22. Nov. das Anzeichen eines neuen Tiefdruckgebietes (etwa bei $25^{\circ}\text{W}/50^{\circ}\text{N}$), das sich in den folgenden zwei Tagen rasch zu einer intensiven Zyklone entwickelt. Man spricht in einem solchen Fall auch von einer **Sekundärzyklone** (“secondary cyclone”) oder von einer **frontalen Welle** (“frontal wave cyclone”).

Die unterschiedlichen Strukturen bei der Entstehung dieser beiden Zyklonen am 20. Nov. bzw. am 22. Nov., und die Verschiedenartigkeit ihrer anschliessenden Entwicklung deuten auf die grosse Variabilität der “**life cycles**” der aussertropischen Tiefdruckgebiete hin. Von der PV-Perspektive ist diese Variabilität verbunden mit der Variabilität der Struktur und Amplitude der involvierten PV-Elemente, und damit ihrer Selbstentwicklung und gegenseitigen Wechselwirkung.

8.6 PV-Streamer und Starkniederschläge

[a] PV-Anomalien auf Tropopausenhöhe sind häufig mit Starkniederschlägen im Alpenraum verbunden. Der grundsätzliche Mechanismus ist in der untenstehenden Abbildung aufgezeigt.

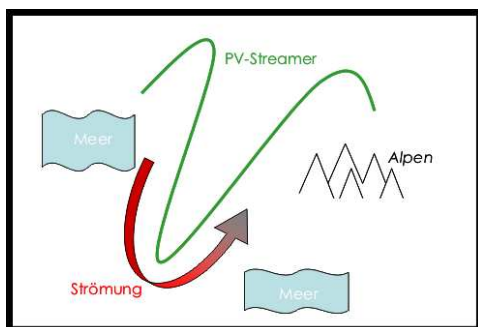


Fig. 14 Schematische Darstellung, wie stratosphärische PV-Streamer zu Starkniederschlägen auf der Alpensüdseite führen

Befindet sich westlich der Alpen ein PV-Streamer auf Tropopausenhöhe, so befindet auf der Vorderseite des Streamers einen Südwind. Dieser Südwind beschränkt sich nicht nur auf die Tropopausenregion, sondern erstreckt sich bis in die untere Troposphäre. Der bodennahe Südwind advergiiert feuchte Luft vom Mittelmeer gegen die Alpen. Dort kommt es zu orographisch induziertem Niederschlag. Wichtig für Starkniederschläge ist, dass der Streamer sich nicht zu schnell über die Alpen hinwegbewegt, sondern während längerer Zeit feuchte Luft gegen die Alpen advergieren kann. Wichtig ist natürlich ebenfalls, dass die Luft genügend Feuchte aufnehmen konnte. Die Feuchte kann dabei sowohl vom Mittelmeer als auch von Atlantik stammen. Für die Auslösung des Niederschlags auf der Alpensüdseite kann verstärkend hinzukommen, dass auf der Unterseite eines PV-Streamers die Stabilität der Atmosphäre reduziert ist. Dies wiederum fördert die Ausbildung von konvektiven Zellen.

[b] Beispiele, die weitgehend dem obigen Szenario folgten, sind die Starkniederschläge von Brig und Gondo mit den anschliessenden Überschwemmungen. Ein weiteres Beispiel ist der Murgang

von Schlans (GR) am 16. November 2002. Im Fall von Schlans hat sich an der Vorderflanke des PV-Streamers eine kräftige Südwestströmung ausgebildet, welche feuchte Luft vom Atlantik her übers Mittelmeer gegen die Alpen führt. Am alpinen Gebirgshindernis stauen sich die gesättigten Luftmassen auf. Sie werden angehoben, kühlen sich dadurch ab und erreichen die Kondensationstemperatur. Es bilden sich Hebungsniederschläge an den Südflanken der Alpen. Dies ist in den folgenden drei Abbildungen illustriert:

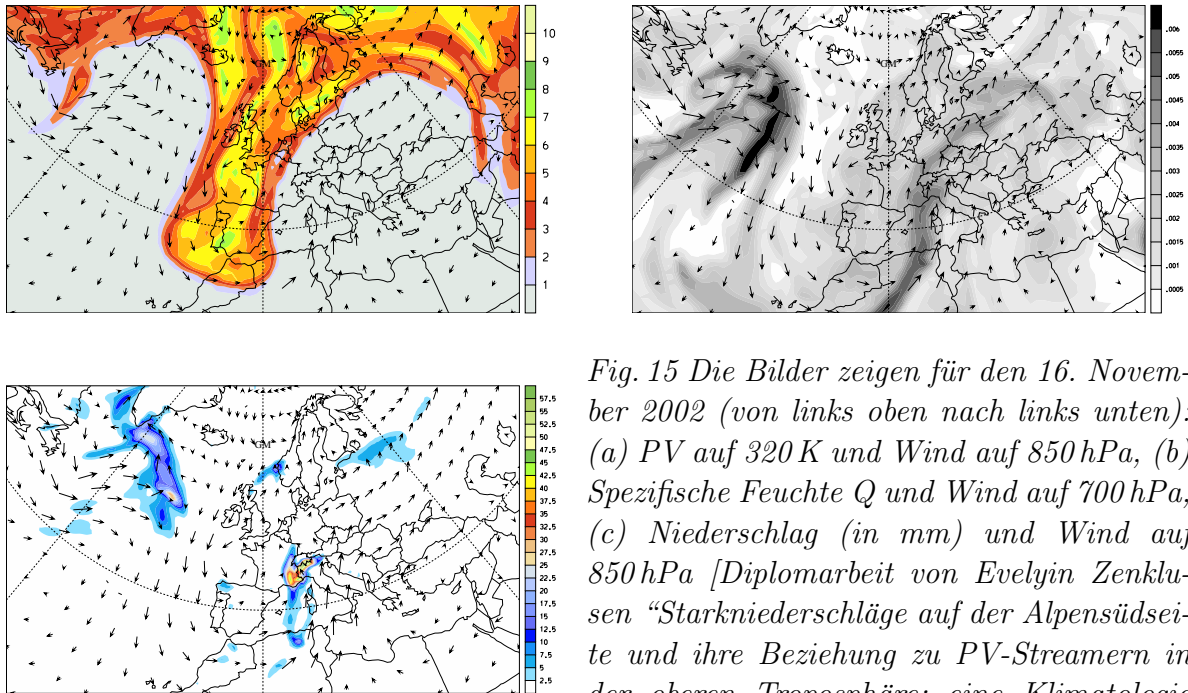


Fig. 15 Die Bilder zeigen für den 16. November 2002 (von links oben nach links unten): (a) PV auf 320 K und Wind auf 850 hPa, (b) Spezifische Feuchte Q und Wind auf 700 hPa, (c) Niederschlag (in mm) und Wind auf 850 hPa [Diplomarbeit von Evelyin Zenklusen "Starkniederschläge auf der Alpensüdseite und ihre Beziehung zu PV-Streamern in der oberen Troposphäre: eine Klimatologie von 1966-99].

Die folgenden Satellitenbilder zeigen eindrücklich, wie sich die feuchten Luftmassen an den Alpen aufstauen. Das Wasserdampf-Satellitenbild lässt zudem den PV-Streamer, in Form der trockenen stratosphärischen Luft (weiss und braun) und die feuchten Wolken an den Alpen (in grün) deutlich hervortreten.

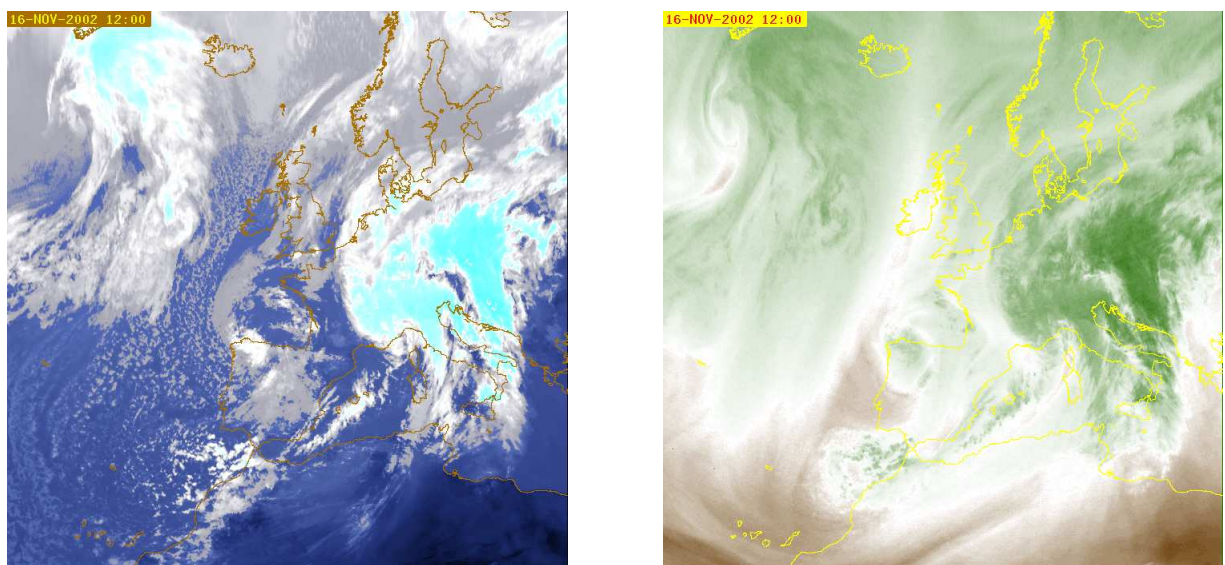


Fig. 16 IR und WV Satellitenaufnahmen vom 16. Novemehr 2002, 12 UTC

8.7 Der Mechanismus der Rossby-Wellen

[a] Betrachte eine Kette von positiven und negativen PV Anomalien, die in West/Ost-Richtung orientiert ist und in einer mittleren Westströmung eingebettet ist. Dann sind die Maxima der PV mit Maxima der Vorticity (Tiefdrucktröge) und Minima der PV mit Minima der Vorticity (Hochdruckrücken) verbunden. Diese Situation ist in der folgenden Abbildung dargestellt:

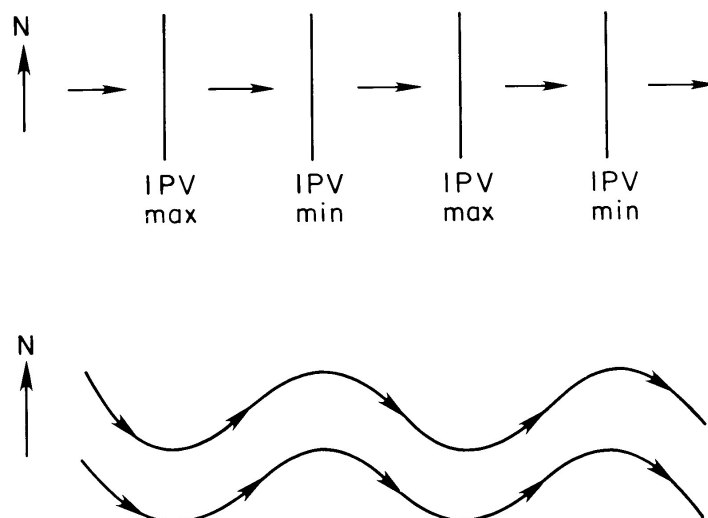


Fig. 18 Grundzustand, bei dem die PV nach Norden hin zunimmt infolge der meridionalen Variation des Coriolis-Parameters [entnommen aus „Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II, Observations and Theory of Weather Systems“ von H. B. Bluestein].

[b] Im folgenden soll die Bewegung der Welle genauer untersucht werden. Betrachte dazu einen Grundzustand, bei dem man einen nordwärts gerichteten Gradienten der PV hat. Dies wird zum Beispiel dadurch verursacht, da die PV gemäss Definition und bei Abwesenheit von relativer Vorticity proportional zum Coriolis-Parameter ist, welcher wiederum nach Norden hin zunimmt. Weiter soll im Moment angenommen sein, dass kein mittlerer Wind weht. Die folgende Abbildung zeigt, die Verteilung der PV:

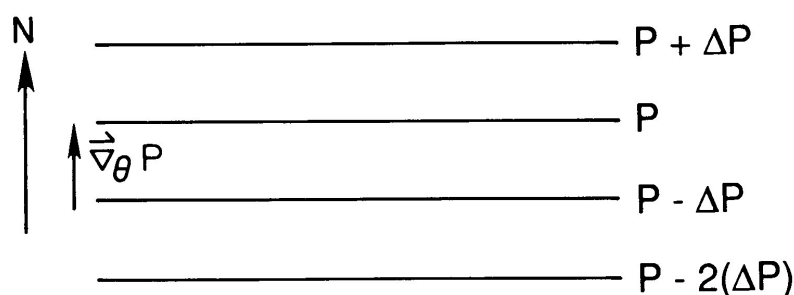


Fig. 17 Grundzustand der potentiellen Vorticity: Zunahme gegen Norden hin [entnommen aus „Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II, Observations and Theory of Weather Systems“ von H. B. Bluestein].

[c] Überlagere nun eine Kette von positiven und negativen PV-Anomalien. Entstanden sei die Kette der PV-Anomalien dadurch, dass Luftpakete im West/Ost-Kanal alternierend nach Norden und Süden ausgelenkt wurden. Jede positive Anomalie induziert einen zyklonalen Wirbel, währenddem jede negative PV-Anomalie einen antizyklonalen Wirbel induziert. Die Kette der

PV-Anomlien geht also einher mit einer Kette von Zyklonen und Antizyklonen. Dies zeigt die folgende Abbildung:

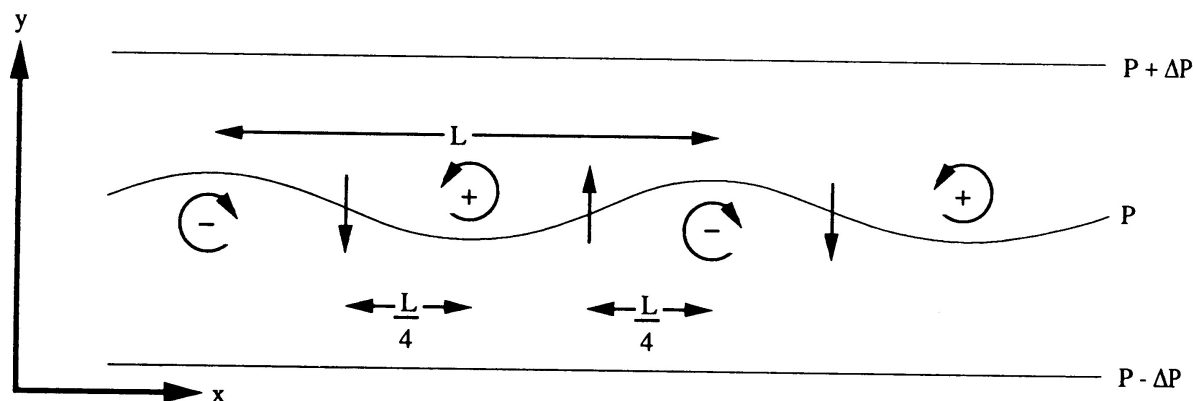


Fig. 18 Wellenzug von positiven und negativen Vorticity-Anomalien. Die ausgezogenen Linien entsprechen Isolinien der PV. Am Nord- und Südrand ist die PV ungestört, im Zentrum weicht sie vom Grundzustand ab (vergleiche mit der vorherigen Abbildung). Die Zentren der Vorticity-Anomalien sind mit + (zyklonal) und - (antizyklonal) markiert. Die x- und y-Achsen weisen nach Osten und Norden. Die Pfeile geben die Richtung des induzierten Windfeldes an. Eine Wellenlänge ist mit L gekennzeichnet [entnommen aus „Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II, Observations and Theory of Weather Systems“ von H. B. Bluestein].

Die Maxima der induzierten Südwinde sind gegenüber den Zentren der maximalen Südauslenkung der Luftpakete um eine Viertel-Wellenlänge nach Osten verschoben. Dasselbe trifft für die relative Lage der maximalen Nordwinde und der maximalen Nordauslenkung der Luftpakete zu. Beachte, dass die Lage der maximalen Auslenkungen zusammenfällt mit der Lage der PV-Anomalien. Interessant ist nun zu betrachten, wie die induzierten Winde die PV-Verteilung ändern. Man erkennt aus der Abbildung folgendes:

- Östlich von der positiven PV-Anomlie advergiert der induzierte Südwind „tiefe“ PV nach Norden. Durch die Advektion der PV kommt es zu einer Abnahme der PV östlich der positiven PV-Anomlie.
- Westlich von der negativen PV-Anomlie advergiert der induzierte Nordwind „hohe“ PV nach Süden. Durch die Advektion der PV kommt es zu einer Zunahme der PV westlich der negativen PV-Anomlie.

Insgesamt wird durch diesen Prozess also das ganze Muster der PV-Anomalien (inklusive deren induzierte Windfelder) nach Westen verschoben. Da grosskalige PV-Anomalien stärkere Winde induzieren als kleinskalige PV-Anomalien, ist die Westwärtsbewegung bei grosskaligen Wellen stärker als bei kleinskaligen Wellen.

[d] Schliesslich überlagern wir noch einen mittleren Westwind. Dieser Westwind advergiert das ganze Muster nach Osten. Jetzt stellt sich die Frage, welcher Effekt stärker ist: (a) Die Ostwärtsadvektion durch den Westwind, oder (b) die Westwärtsverschiebung durch den Mechanismus der Rossby-Wellen. Gemäss dem gesagten, dominiert bei grossen Wellenlängen die Westwärtsbewegung: Die langen Rossby-Wellen bewegen sich nach Westen. Die kurzen Wellen hingegen werden durch den mittleren Westwind nach Osten advergiert.

[e] Aus der vorherigen Diskussion geht hervor, dass Rossby-Wellen eng mit dem Vorhandensein von PV-Gradienten verknüpft sind. Diese Gradienten dienen den Rossby-Wellen als Wellenleiter. In der folgenden Abbildung ist (nochmals) die PV auf der 320 K-Isentropen und für den 1. Januar 1990 gezeigt.

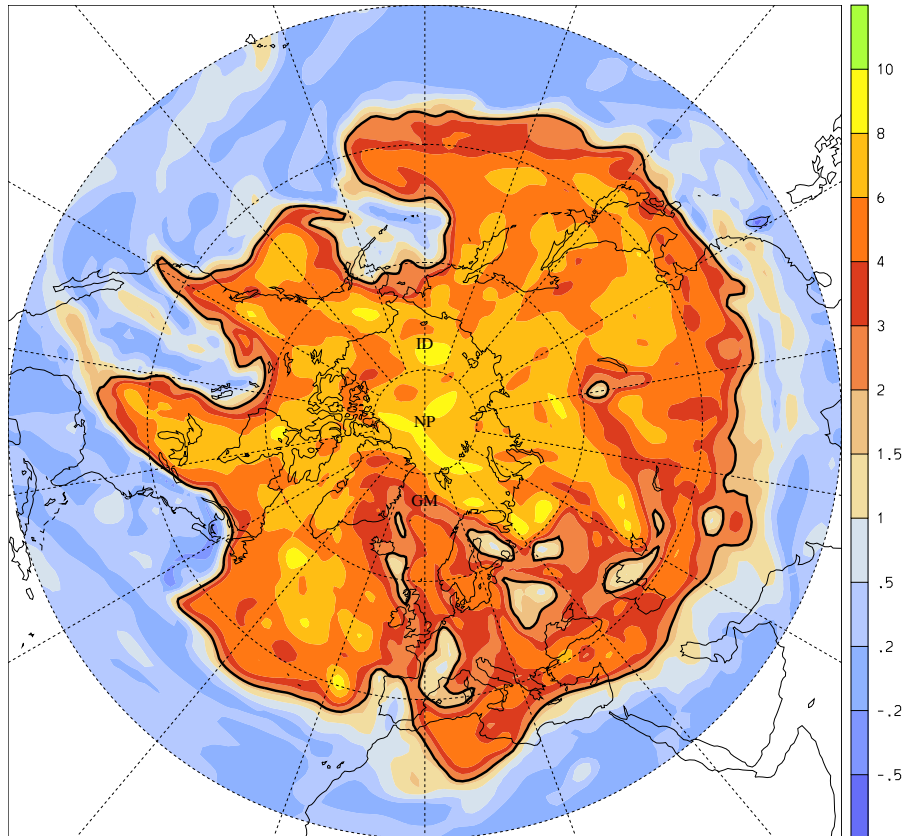


Fig. 19 PV auf der 320 K-Isentropen für den 1. Januar 1990. Dick eingezeichnet ist die 2 pvu-Isolinien, dh. die Lage der dynamischen Tropopause.

Beachte, dass man in dieser Karte die stärksten PV-Gradienten ungefähr entlang der 2 pvu-Isolinie findet. Damit erwartet man auch besonders entlang von dieser Linie die Ausbreitung von Rossby-Wellen: Der starke PV-Gradient entlang der 2 pvu-Isolinie dient als Wellenleiter. Tatsächlich interpretiert man die grossen Auslenkungen der 2 pvu-Kontur als Ausdruck von brechenden Rossby-Wellen. Es handelt sich hierbei um Rossby-Wellen, die sich im Laufe ihrer Entwicklung sehr verstärkt haben und damit die Phase des linearen Wachstums verlassen haben. Die stratosphärischen und troposphärischen Streamer, die weiter vorne vorgestellt wurden, sind in dieser Betrachtungsweise die Endstadien der nichtlinearen, brechenden Rossby-Wellen.

8.8 Die Erzeugung und Vernichtung von PV

[a] Das Vorhandensein z.B. von Kondensationsprozessen oder Reibung in einem Luftpaket führt zur **Erzeugung oder Vernichtung von PV** in diesem Paket. In Druckkoordinaten gilt:

$$\frac{D}{Dt} Q = -g \vec{\eta}_p \cdot \vec{\nabla}_p \dot{\theta} - g \vec{\nabla}_p \theta \cdot (\vec{\nabla}_p \wedge \vec{F}).$$

Dabei bezeichnet $\dot{\theta}$ die diabatische Heizrate (in K s^{-1}) und \vec{F} die Summe der nicht-konservativen Kräfte. Auf den Reibungsterm wird hier nicht näher eingegangen. Er spielt vor allem in Bodennähe und speziell bei der Um- und Überströmung von Gebirgen eine Rolle, wo er zur Bildung von meso-skaliigen Bändern von positiver und negativer PV führen kann. Die folgende Abbildung zeigt ein Beispiel für solche PV-Banner im Lee der Alpen:

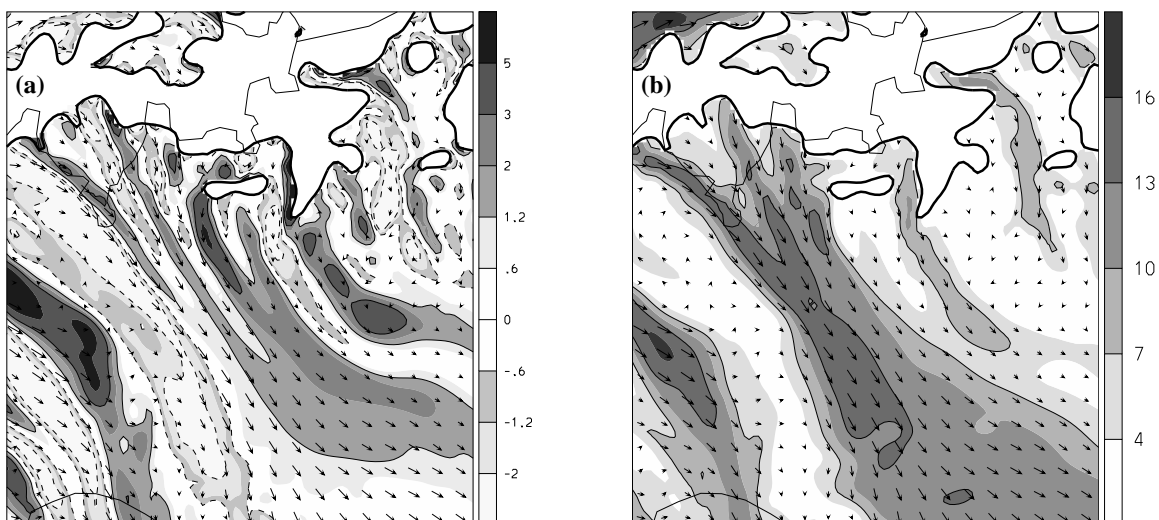


Fig. 20 PV-Banner im Lee der Alpen auf 850 hPa während einer Nordanströmung. Es entstehen positive und negative PV-Banner bei der Ablösung der Strömung von der Topographie. Diese PV-Banner können sich dann mehrere hundert Kilometer stromabwärts erstrecken. Rechts ist das dazugehörige Geschwindigkeitsfeld dargestellt. Man erkennt, dass die Lage der PV-Banner mit Zonen starker Windscherung einhergeht. Diese sogenannte “Low-Level-PV” ist also vor allem durch den Vortizitätanteil bestimmt.

Von besonderer Bedeutung sind die PV-Banner, die sich am Westrand der Alpen bilden. Ein Beispiel für einen solchen primären PV-Banner (im Gegensatz zu den in der vorher gezeigten sekundären PV-Bannern) ist in der folgenden Abbildung gezeigt:

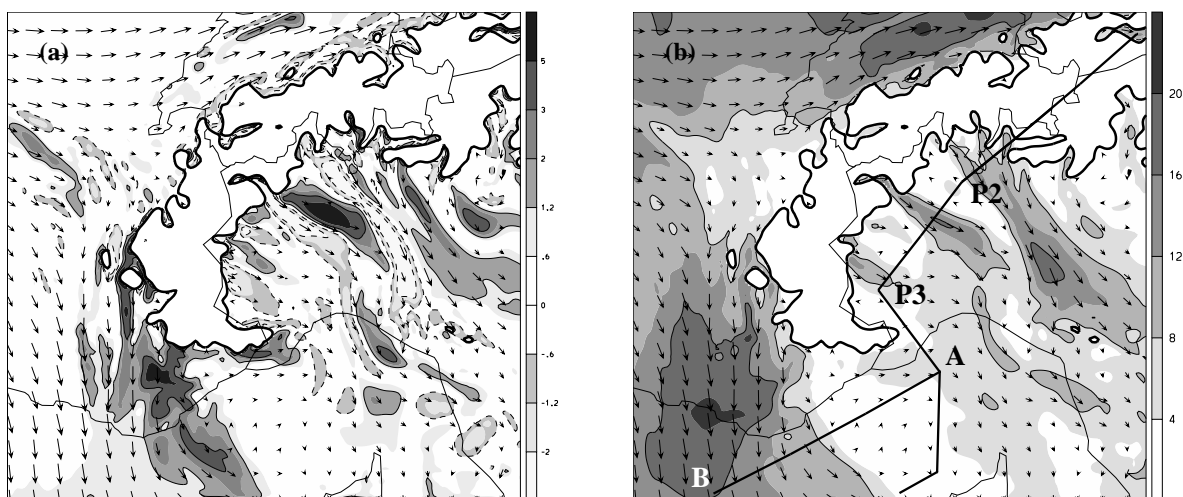


Fig. 21 Primärer PV-Banner im Lee der Alpen auf 850 hPa (links PV, rechts Windgeschwindigkeit). Am Westrand der Alpen löst sich die Strömung von der Topographie. Es bildet sich eine windstille Zone (ein sogenanntes “Wake”) im Lee der Alpen aus. Von der Ablöseregion geht ein positiver PV-Banner aus. Er markiert die scharfe horizontale Scherung im Windfeld. Die Linien kennzeichnen Flugpfade von Forschungsflugzeugen.

Der primäre PV-Banner am Westrand der Alpen ist häufig der Ausgangspunkt einer Lee-Zylogense im Golf von Genua. Dies kann zum Beispiel auftreten, wenn diese Low-Level-PV (auf 850 hPa) mit Upper-Level-PV (auf Tropopausenhöhe) wechselwirkt.

[b] Beim diabatischen Term dominiert wiederum die dritte Komponente des Skalarprodukts, d.h. näherungsweise gilt

$$\frac{D}{Dt} Q \simeq -g (f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial p}.$$

Dies besagt für den normalerweise anzutreffenden Fall $(f + \zeta) > 0$, dass in einem Luftpaket unterhalb (oberhalb) eines Maximums der diabatischen Heizrate – d.h. in einer Region wo $\partial \theta / \partial p < 0$ (> 0) – PV produziert (vernichtet) wird. Beachte dass obige Gleichung nicht eine Aussage macht über die lokale Änderung der PV ($\partial Q / \partial t$) sondern über die totale Ableitung, d.h. über die Änderung der PV in einem sich im Allgemeinen bewegendem Luftpaket. Die Abb. 4 zeigt zwei idealisierte und stark kontrastierende Beispiele für die diabatische Erzeugung von PV-Anomalien.

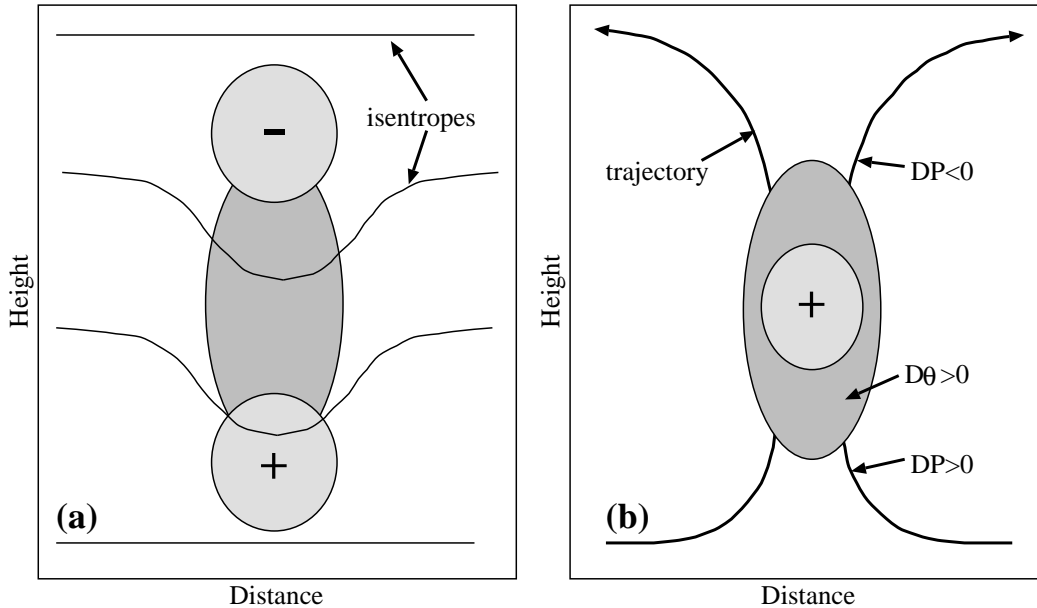


Fig. 22 Schematische Darstellungen von zwei idealisierten Beispielen der diabatischen Produktion von PV-Anomalien: (a) “impulsives diabatisches Heizen” und (b) “langanhaltende Kondensation”. Die Region mit Kondensation ist grau schattiert, die entstehenden PV-Anomalien sind schräg schraffiert. Die Linien stellen in (a) Isentropen dar und in (b) die Trajektorien von aufsteigenden Luftpaketen. $D\theta$ und DP stehen hier für die totale Ableitung der potentiellen Temperatur bzw. der PV.

Im Falle des “impulsiven diabatischen Heizens” wird angenommen, dass nur während einer ganz kurzen Zeit Kondensation auftritt, so dass die Bewegung der Luftpakete während dieser Zeit vernachlässigbar ist. Somit entstehen an den Orten wo kurzfristig $DQ/Dt > 0$ (< 0) ist, d.h. unterhalb (oberhalb) der diabatischen Heizregion, positive (negative) PV-Anomalien. Im zweiten Fall wird angenommen, die Kondensation finde über einen längeren Zeitraum statt (z.B. Kondensation in einer Kaltfront während einem ganzen Tag), so dass es den Luftpaketen möglich ist, während dieser Zeit vom Boden bis in die Region der Tropopause aufzusteigen (beachte, dass Kondensation typischerweise mit einer solchen Bewegung der Luftpakete verbunden ist). Diese Luftpakete erfahren nun im unteren Teil des Aufstiegs eine Erzeugung von PV und anschliessend im oberen Teil wieder eine Vernichtung. In diesem idealisierten Beispiel haben sie somit am Ende des Aufstiegs wieder etwa den gleichen PV-Wert wie in der Nähe des Bodens, und ein PV-Maximum, d.h. eine positive PV-Anomalie etabliert sich auf dem Niveau der maximalen diabatischen Heizrate.

In der folgenden Abbildung ist die impulsive Erzeugung von PV an einem konkreten Beispiel gezeigt. Gezeigt ist links ein vertikaler Querschnitt entlang 38 W der Heizung durch Freisetzung

latenter Wärme (die sogenannte konvektive Heizrate). Diese lässt sich „leicht“ bestimmen, wenn man den Wasserdampfgehalt, die Temperatur und die vertikale Windgeschwindigkeit kennt (Überlege Dir qualitativ, wie eine solche Rechnung aussieht!). Rechts ist die dazugehörige PV-Änderung gezeigt, wie sie sich aus der obigen Formel ergibt.

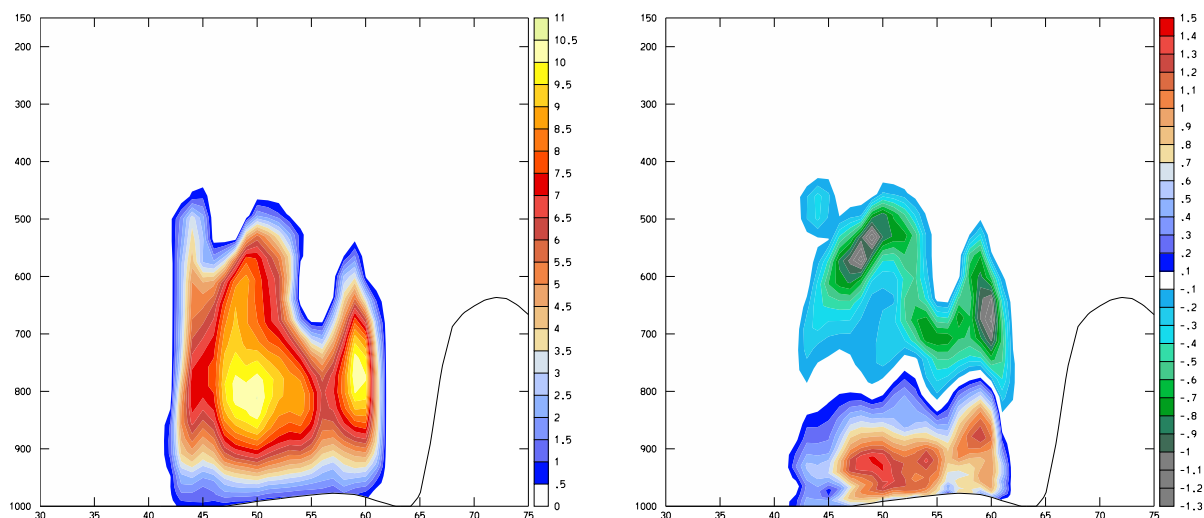


Fig. 23 Konvektive Heizrate (links) und dazugehörige Änderungsrate der PV (rechts) in einem vertikalen Querschnitt entlang 38 W und für den 28. Dezember 1989, 00 UTC.

In der folgenden Abbildung wird das obige Beispiel noch etwas weitergeführt. Links ist wiederum eine Heizrate gezeigt. Allerdings handelt es sich nun nicht mehr um die Freisetzung von latenter Wärme, sondern um die Heizung durch Strahlung. Tatsächlich ist in diesem Fall die Heizrate negativ, dh. durch Strahlung wird die Luftmasse abgekühlt. Beachte, dass der Querschnitt nicht von Bodennähe, sondern erst ab ca. 600 hPa gezeigt ist. Die Strahlungsabkühlung findet also oberhalb der konvektiven Heizzone statt. In der rechten Abbildung ist nun gezeigt, welche Änderung der PV durch diese Strahlungsabkühlung verursacht wird. Unterhalb des Maximums der Strahlungsabkühlung wird PV vernichtet, oberhalb wird PV erzeugt. Spannend ist, dass diese Erzeugung der PV mit einer lokalen Absenkung der 2 pvu-Isofläche zusammenfällt. Wir werden im nächsten Kapitel sehen, dass diese 2 pvu-Isofläche als dynamische Tropopausehöhe definiert werden kann. Zusammenfassend lässt sich demnach vermuten, dass lokal die Tropopause durch eine strahlungsinduzierte PV-Änderung abgesenkt wird.

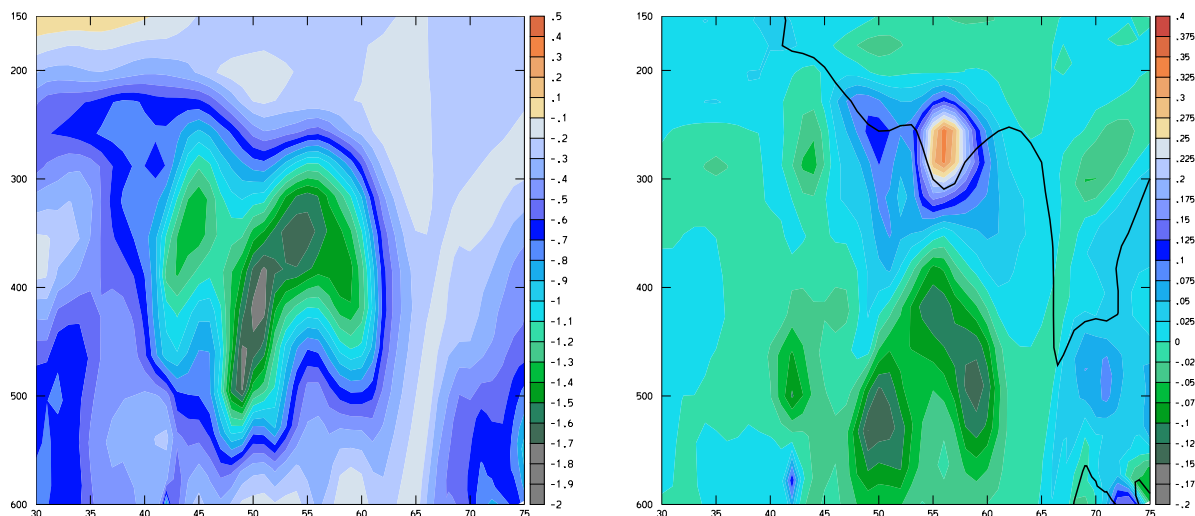


Fig. 24 Radiative Heizrate (links) und dazugehörige Änderungsrate der PV (rechts) in einem vertikalen Querschnitt entlang 38 W und für den 28. Dezember 1989, 00 UTC. Beachte, dass im Vergleich zur vorherigen Figur der vertikale Abschnitt erst ab 600 hPa gezeigt wird.

[c] Eine aktuelle Anwendung des obigen PV-Mechanismus soll hier kurz vorgestellt werden. Den grundsätzliche Vorgang illustriert die folgende Abbildung:

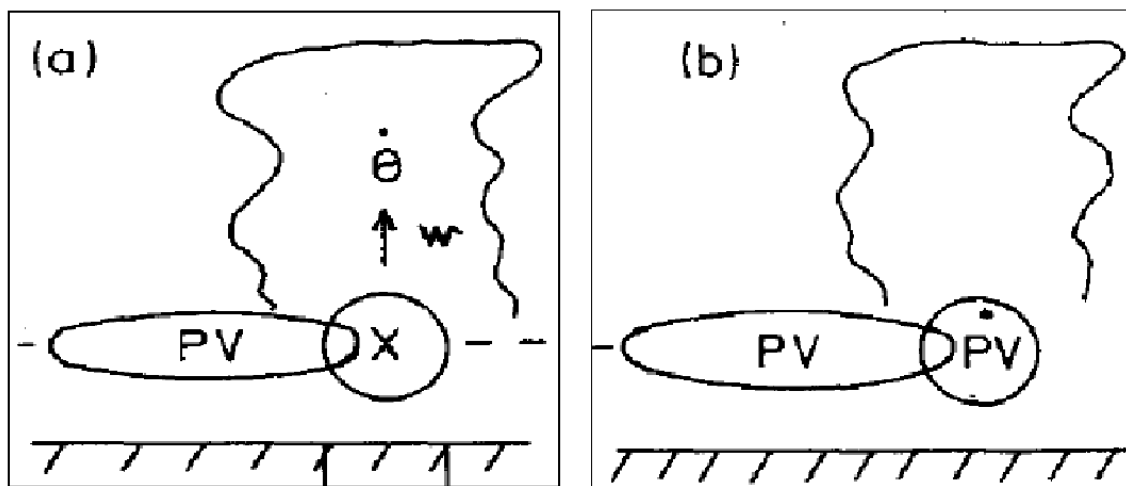


Fig. 22 Der physikalische Mechanismus der diabatischen Rossby Welle [entnommen aus "Parker, D.J. and A.J.Thorpe, 1995: Conditional Convective Heating in a baroclinic atmosphere: A model of convective frontogenesis. J. Atmos. Sci, 52, 1699-1711]

Man startet mit einer positiven PV-Anomalie (PV) in der unteren Troposphäre (a). Diese PV-Anomalie induziert ein zyklonales Windfeld, dh. es weist auf der Vorderseite der PV-Anomalie in die Blattebene hinein (X). Liegt die PV-Anomalie und deren Vorderseite in einer baroklinen Zone, so ist der Südwind (X) verbunden mit einer vertikalen Hebung (w) der Luftpakete (Begründung, siehe unten). Befindet sich in den Luftpaketen genügend Feuchte, so führt die Hebung zu Kondensation und damit zu einer Heizung ($\partial\Theta/\partial t$). Damit sind wir jedoch beim oben diskutierten Schema angelangt. Dort wurde nämlich gezeigt, dass eine Heizung in der mittleren Troposphäre zu einer Erzeugung von positiver PV in der unteren und mittleren Troposphäre führt (b). Auf der Vorderseite der ursprünglichen PV-Anomalie hat sich damit eine neue Anomalie gebildet, dh. die ursprüngliche PV-Anomalie hat sich nach Osten hin fortgesetzt ($\partial PV/\partial t$). Wird der westliche Teil der PV-Anomalie abgebaut, so ist insgesamt die PV-Anomalie nach Osten gewandert. Dieser Prozess kann sich nun mit dieser neuen Anomalie fortsetzen. Man erhält so eine PV-Störung der unteren Troposphäre, die sich immer weiter nach Osten bewegt. Man spricht in diesem Fall von einer diabatischen Rossby-Welle oder einem diabatischen Rossby-Vortex.

Damit bleibt noch die Frage, weshalb eine barokline Zone auf der Vorderseite zu einer Hebung der Luftpakete führt. Dies ist in der folgenden Abbildung erklärt:

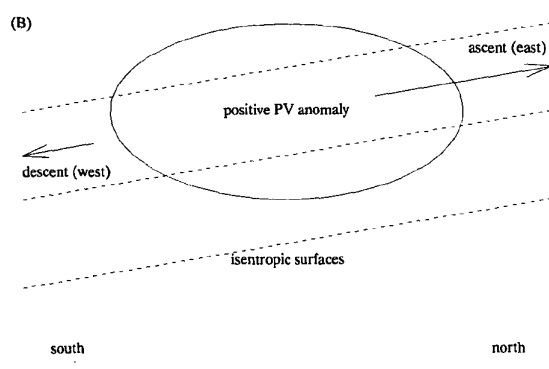


Fig. 23 Windfeld einer positiven PV-Anomalie in einer baroklinen Atmosphäre [entnommen aus "Raymond, D.J and H. Jiang, 1990: A theory for long-lived mesoscale convective systems", J. Atmos. Sci., 47, 3067-3077]

Die PV-Anomalie befindet sich in einer baroklinen Zone, dh. die Isolinien der potentiellen Temperatur sind geneigt. Auf der Südseite hat man höhere Temperaturen als auf der Nordseite.

Solange keine diabatischen Prozesse auftreten, bleibt die potentielle Temperatur eines Luftpakets erhalten. Bewegt sich also ein Luftpaket auf der Vorderseite im zyklonalen Windfeld der PV-Anomalie (von Süd nach Nord), so muss es den geneigten Isolinien der potentiellen Temperatur folgen, dh. es kommt zu einer vertikalen Hebung des Luftpaketts.

Eine reales Beispiel für den Mechanismus der diabatischen Rossby-Welle zeigt die folgende Abbildung:

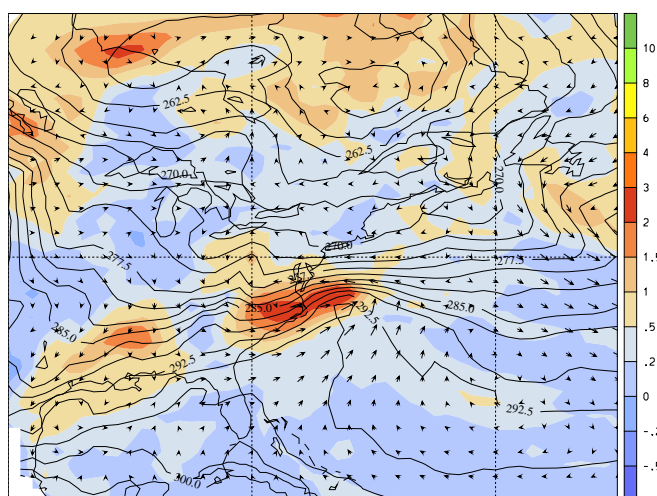


Fig. 24 Gezeigt ist die PV (in Farbe), die potentielle Temperatur (Konturlinie) und die Windpfeile auf 900 hPa für 25. Februar 2005, 00 UTC. Beachte, dass die positive PV-Anomalie über der Ostküste der USA in einer ausgeprägten baroklinen Zone liegt. Auf der Vorderseite dieser PV-Anomalie hat man eine Südanströmung, wobei die Baroklinizität eine Hebung verursacht.

Die folgenden Abbildungen zeigen die Baroklinizität in einem vertikalen Querschnitt durch die PV-Anomalie und die spezifische Feuchte.

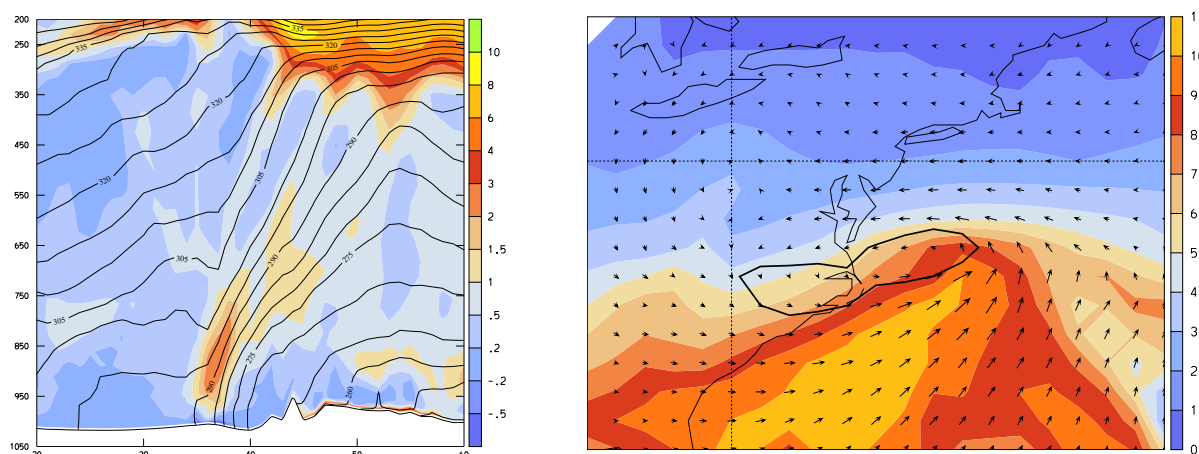


Fig. 25 Links: Nord/Süd-Querschnitt der PV und potentiellen Temperatur entlang dem 74 W Meridian (etwa durch das Zentrum der PV-Anomalie). Rechts: Spezifische Feuchte (in g/kg) und Windvektoren auf 900 hPa. Die 2 pvu-Isolinie ist fett eingezeichnet.

8.9 Die klimatologische PV- und Θ -Verteilung

[a] Die zonal gemittelte klimatologische Verteilung der PV und der potentiellen Temperatur, d.h. die zeitliche und in W-E Richtung gemittelte Verteilung dieser Variablen zeigt die typischerweise auf der Nordhalbkugel auftretenden Werte.

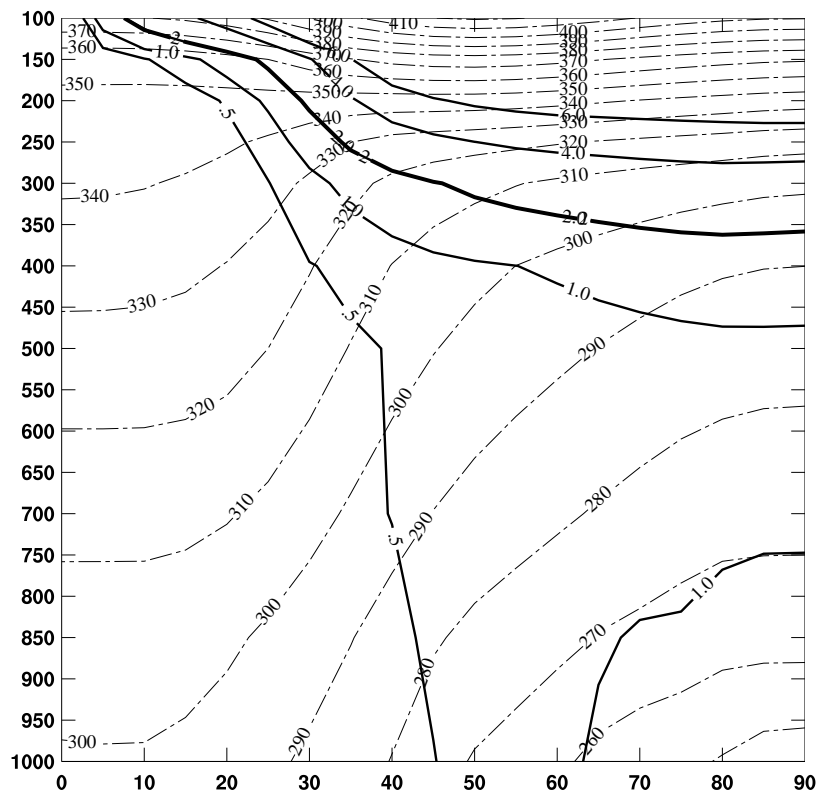


Fig. 26 Die zonal (d.h. in W-E Richtung) gemittelte klimatologische Verteilung der potentiellen Temperatur (gepunkt-strichelte Linien) und der PV auf der Nordhalbkugel. Die 2 pvu-Isolinie (d.h. die dynamische Definition der Tropopause) ist fett eingezeichnet.

In der Troposphäre sind die PV-Werte normalerweise kleiner als 1 pvu und in der Stratosphäre deutlich grösser als 2 pvu, dies wegen der stärkeren Stratifizierung (beachte die unterschiedlichen vertikalen Gradienten der potentiellen Temperatur in der Tropo- bzw. in der Stratosphäre). Die 2-pvu Fläche wird häufig als “dynamische Definition” der Tropopause benutzt (in gewissen Studien auch die 1.5 bzw. die 3.5 pvu Fläche). Die Neigung der Tropopause nach Norden ist vor allem auf die Zunahme des Coriolis-Parameters $f = 2\Omega \sin \phi$ mit zunehmender geographischer Breite ϕ zurückzuführen.

[b] Klar ersichtlich ist auch die Baroklinität der zonal gemittelten Atmosphäre, d.h. der durch die unterschiedliche Sonneneinstrahlung bedingte Temperaturkontrast zwischen dem Äquator und dem Nordpol, vor allem in den mittleren Breiten zwischen 25 und 65°N. Diese klimatologische Verteilung macht auch klar, dass sich stratosphärische Luft, die sich in den mittleren Breiten adiabatisch (d.h. auf einer Isentropenfläche) nach Süden (Norden) verschiebt, im Allgemeinen nach unten (oben) bewegt, d.h. dass ihre Bewegung mit einer Vertikalbewegung verbunden ist.

8.10 Literatur

1. Die Referenz zu PV und IPV-Karten ist: „**On the use and significance of isentropic potential vorticity maps**“ von B. J. Hoskins, M. E. McIntyre and A. W. Robertson: 1985, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 877-946.
2. Eine gute Diskussion findet sich in: „**Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II, Observations and Theory of Weather Systems**“ von H. B. Bluestein
3. Eine sehr schöne, knappe Einführung in das IPV-Denken gibt B. Hoskins in „**A potential vorticity view of synoptic development**“ (Meteorol. Appl., 4, 325-334, 1997).