

Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz

Kapitel 7: Einführung in die Dynamik der Atmosphäre



Das Wetter...

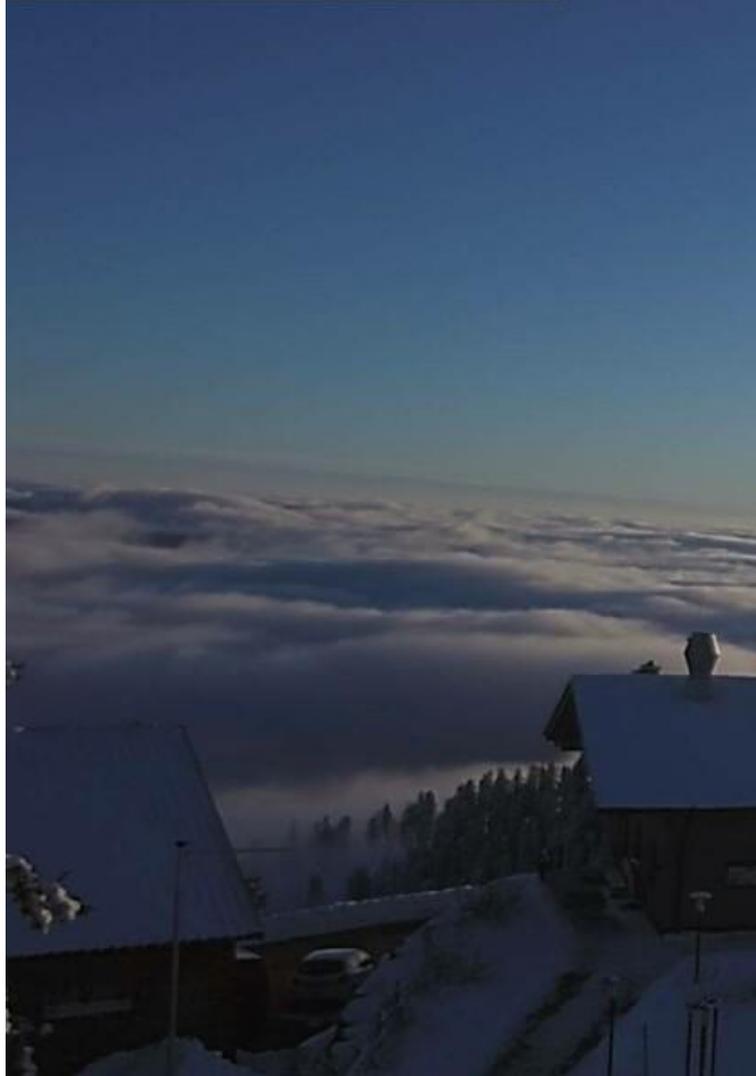


Wetter aktuell

2023-01-25 16:48:02

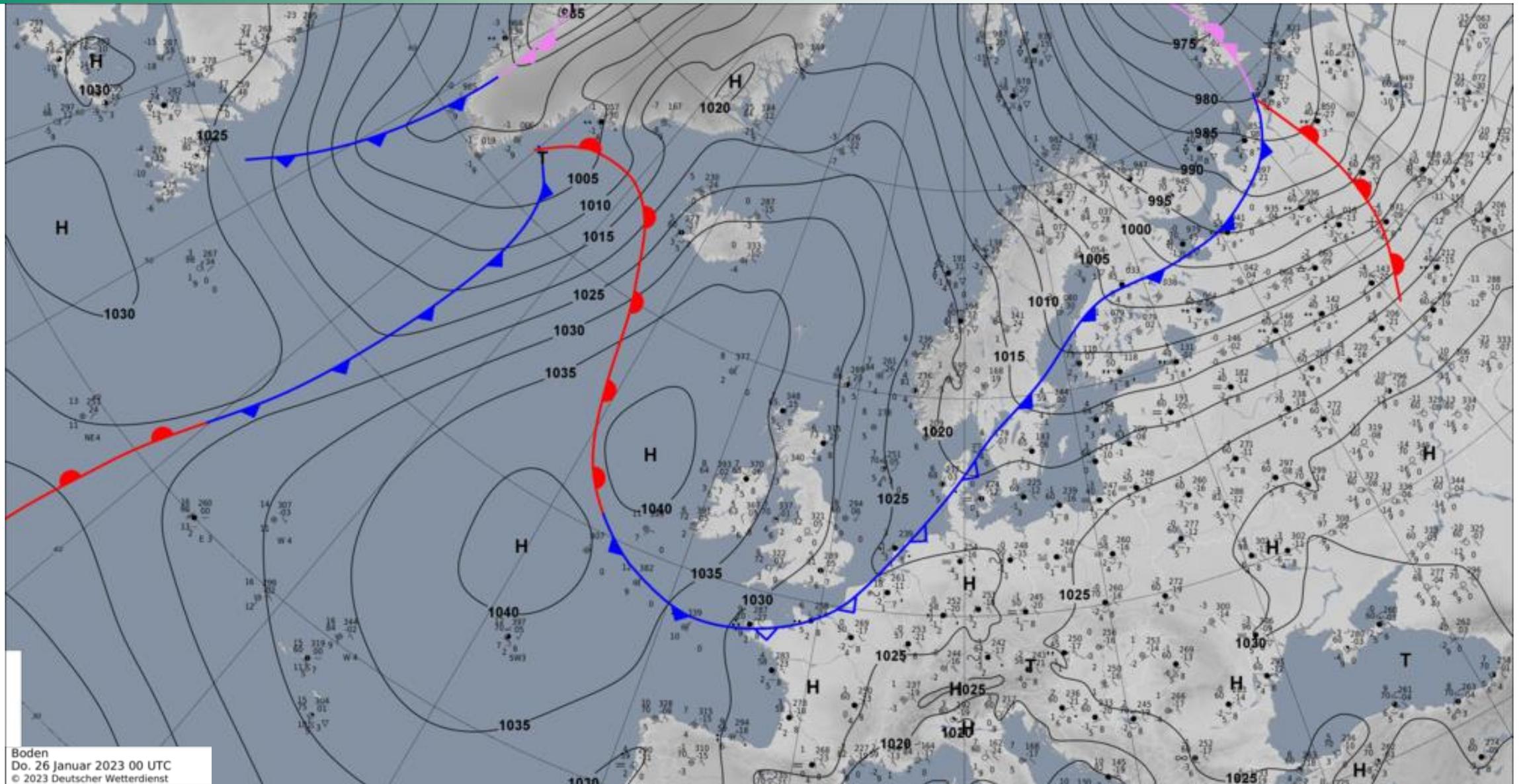
Grinde Turm - grindehuette.de

www.liftverbund-feldberg.de Blick auf den Seebuckgipfel 26.01.2023 08:17:03

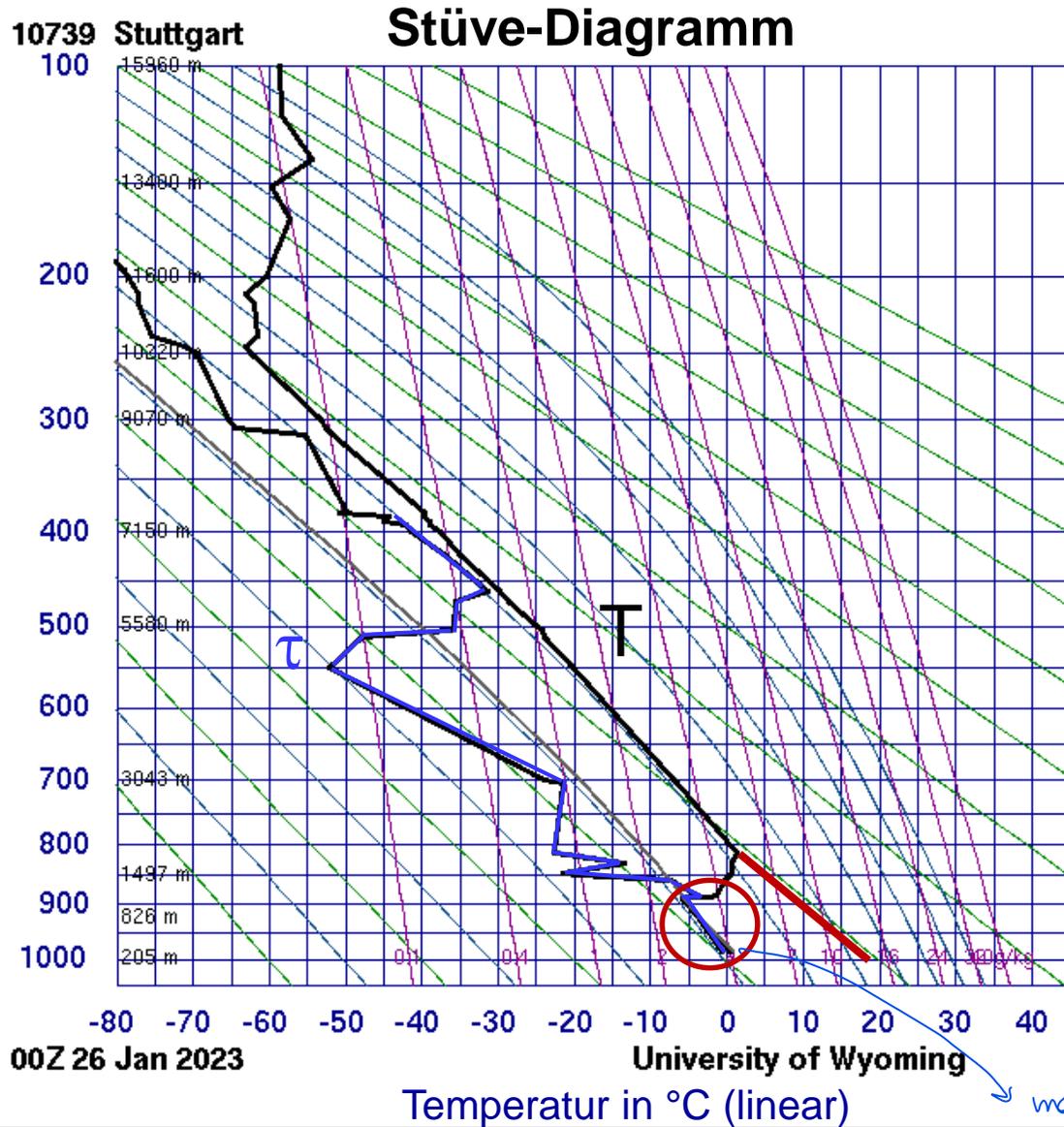


Heute

Wetter aktuell



Radiosondenaufstieg Stuttgart



SLAT	48.83
SLON	9.20
SELV	321.0
SHOW	11.63
LIFT	15.27
LFTV	15.29
SWET	44.68
KINX	-11.3
CTOT	5.30
VTOT	25.30
TOTL	30.60
CAPE	2.01
CAPV	2.09
CINS	0.00
CINV	0.00
EQLV	888.3
EQTV	888.2
LFCT	930.3
LFCV	930.4
BRCH	0.09
BRCV	0.10
LCLT	270.9
LCLP	947.0
LCLE	284.7
MLTH	275.2
MLMR	3.46
THCK	5375.
PWAT	6.82

- Annähernd **gesättigte Luft** bis 900 hPa
→ Hochnebeldecke
- Starke **Inversion** zw. 900 und 800 hPa
→ Bei Durchmischung: $T_{\text{Bodennah}} \sim 18^\circ\text{C}$
- Windänderung mit der Höhe:**
 - Zunahme Windgeschwindigkeit
→ Kaltluft im Bereich des Tiefs
 - Drehung Windrichtung **nach rechts**
→ **Warmluftadvektion**; beschränkt auf Höhen oberhalb 550 hPa

25 kt ○

15 kt NNO

Drehung nach rechts

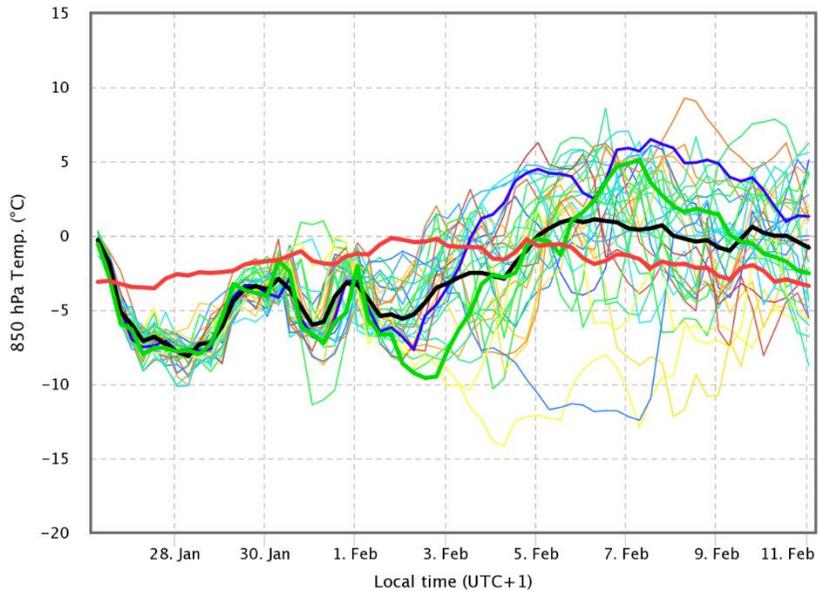
Temperaturgradient trocken(adiabatisch): 0,98 K/100 m
= konstante **potentielle Temperatur** θ (grüne Linien)

bei Frontdurchgang starke Durchmischung, Bodennah Zunahme Temp.

Vorhersage: Ensembles

- Modell GFS (Global Forecast System) des amerik. Wetterdienstes NOAA
- 30 Ensemble Läufe
- Gitterpunkt Karlsruhe

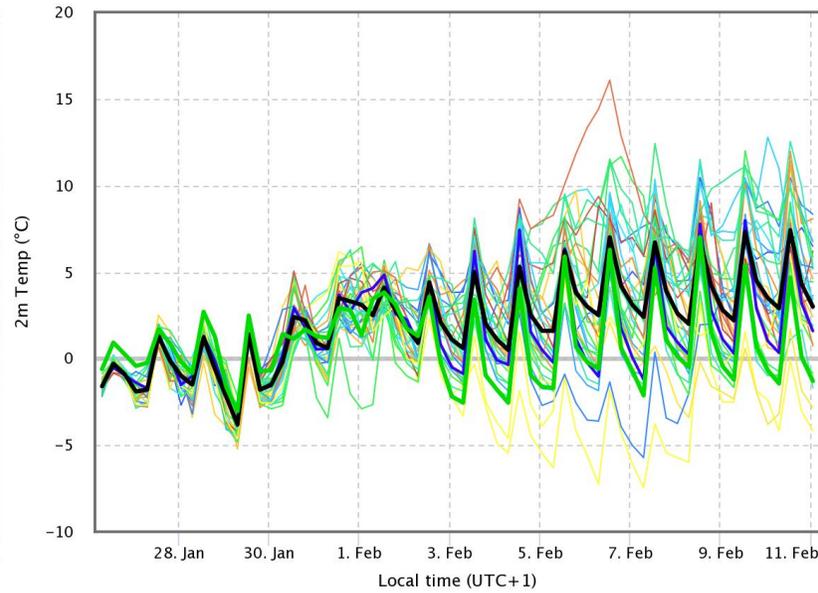
T850



P01 P02 P03 P04 P05 P06 P07 P08
 P09 P10 P11 P12 P13 P14 P15 P16
 P17 P18 P19 P20 P21 P22 P23 P24
 P25 P26 P27 P28 P29 P30 CONTROL AVG
 OPER LT MEAN 1981-2010

wetterzentrale.de

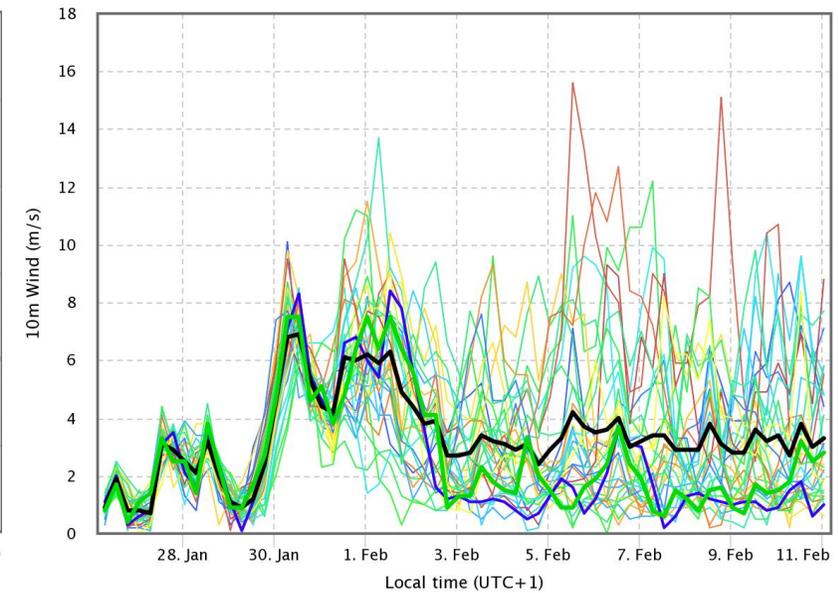
T 2m



P01 P02 P03 P04 P05 P06 P07 P08
 P09 P10 P11 P12 P13 P14 P15 P16
 P17 P18 P19 P20 P21 P22 P23 P24
 P25 P26 P27 P28 P29 P30 CONTROL AVG
 OPER

wetterzentrale.de

10 m Wind



P01 P02 P03 P04 P05 P06 P07 P08
 P09 P10 P11 P12 P13 P14 P15 P16
 P17 P18 P19 P20 P21 P22 P23 P24
 P25 P26 P27 P28 P29 P30 CONTROL AVG
 OPER

wetterzentrale.de

Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz

Kapitel 7: Einführung in die Dynamik der Atmosphäre



Letzte Vorlesung...

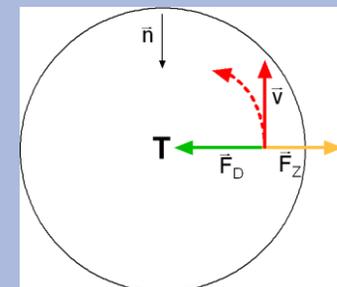
- **Tornado:** kleinräumiger Wirbel, Entstehung meist in Verbindung mit rotierender Mesozyklone (Superzelle); Rotation als Resultat von vertikaler Windscherung (v.a. Richtungsscherung = Änderung Windrichtung mit Höhe), Kippen Rotation (Tilting) und Streckung (Drehimpulserhaltung); Wichtig: Wirbel (Vorticity) des Abwinds

*Wandgeschw. sinken
v r = const.*



- **Zyklostrophischer Wind** (kleinräumige Bewegungen, z.B. Tornado): Gleichgewicht Druckgradient- / Zentrifugalkraft

$$\frac{V^2}{R} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

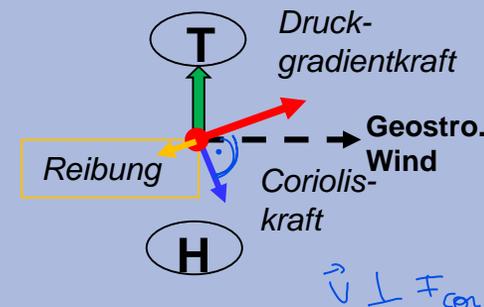


- **Geopotential / Geopotentielle Höhe:** $\phi = gz$ $Z = \frac{\phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz$

- **Geostrophischer Wind** als Funktion der geopotentiellen Höhe (in Richtung Normalenvektor):

$$V_g = \frac{g_0}{f} \frac{\partial Z}{\partial n}$$

- **Reibung** (Wind in Grenzschicht): Verringerung Geschwindigkeit, damit Verringerung Coriolisbeschleunigung, damit Drehung Wind in Richtung Tief



7 Einführung in die Dynamik der Atmosphäre

7.1 Newtonsche Axiome

7.2 Kräfte/Beschleunigungen in der Atmosphäre

7.2.1 Druckgradient-Beschleunigung

7.2.2 Schwere-Beschleunigung

7.2.3 Zentrifugal-Beschleunigung

7.2.4 Reibung

7.2.5 Coriolis-Beschleunigung

7.3 Bewegungsgleichungen

7.4 Skalenanalyse und vereinfachte Balancen

7.4.1 Geostrophischer Wind

7.4.2 Thermischer Wind

7.4.3 Gradientwind

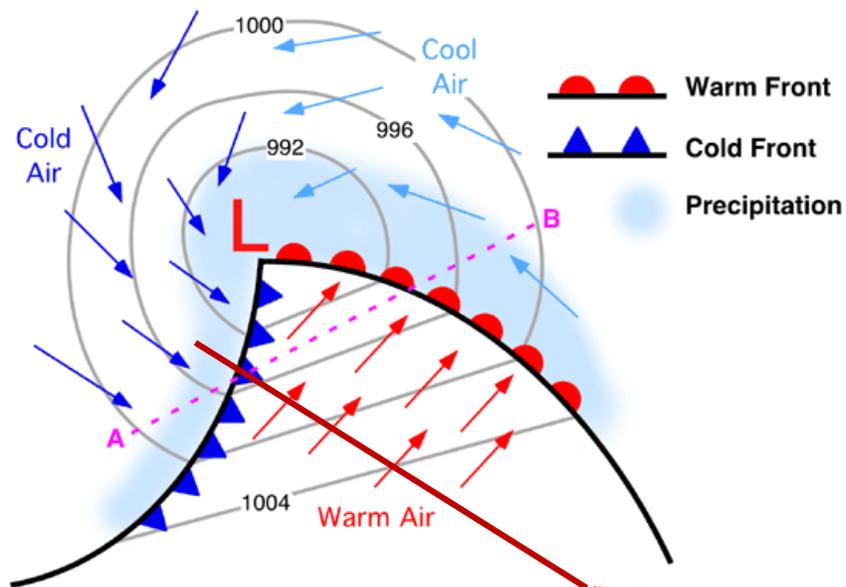
7.4.4 Zyklotropischer Wind

7.5.3 Thermischer Wind

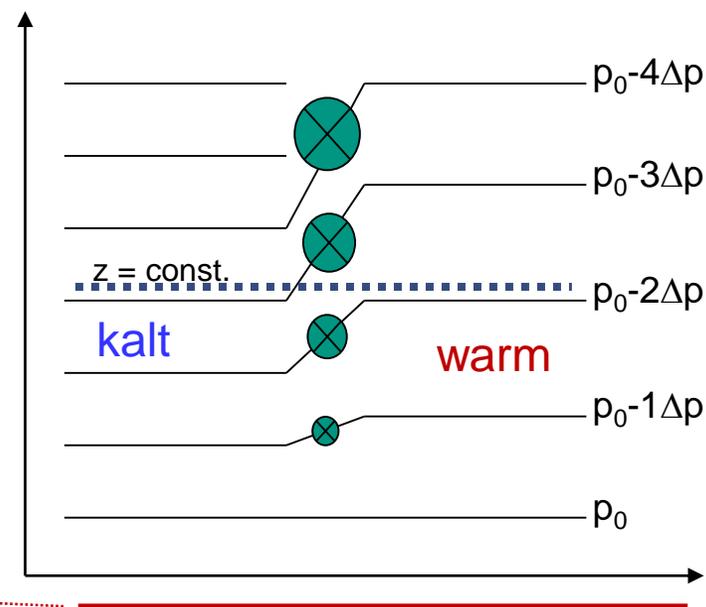
→ Differenzvektor

- Was ist, wenn neben einem horizontalen Druckgradient auch ein horizontaler Temperaturgradient vorherrscht (z.B. im Bereich eines Bodentiefs)?

horizontal



vertikal (Idealisierung: kein Druckgradient am Boden)



→ In Gebieten mit einem horizontalen Temperaturgradienten ändert sich der horizontale Druckgradient mit der Höhe
⇒ Änderung des geostrophischen Winds mit der Höhe: **thermischer Wind**

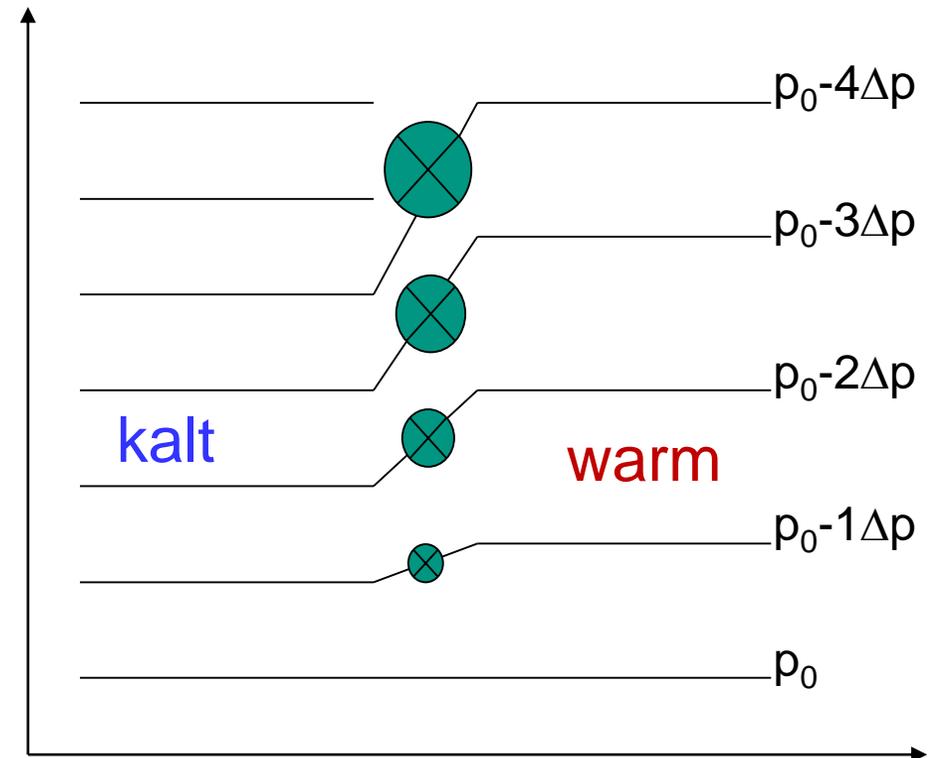
7.5.3 Thermischer Wind

- Differenzenvektor des geostrophischen Winds: **Thermischer Wind**

$$V_t = \frac{\partial V_g}{\partial z} \Delta z \approx -\frac{g}{T f} \frac{\partial T}{\partial n} \Delta z$$

Geschw. → *Temp grad.*
Normalenrichtung

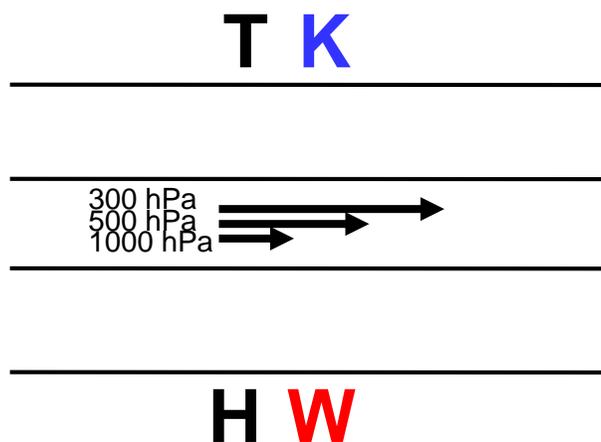
- proportional zum horizontalen Temperaturgradienten
- je größer der horizontale Temperaturgradient, umso stärker nimmt die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu (parallele Isobaren / Isotherme!)



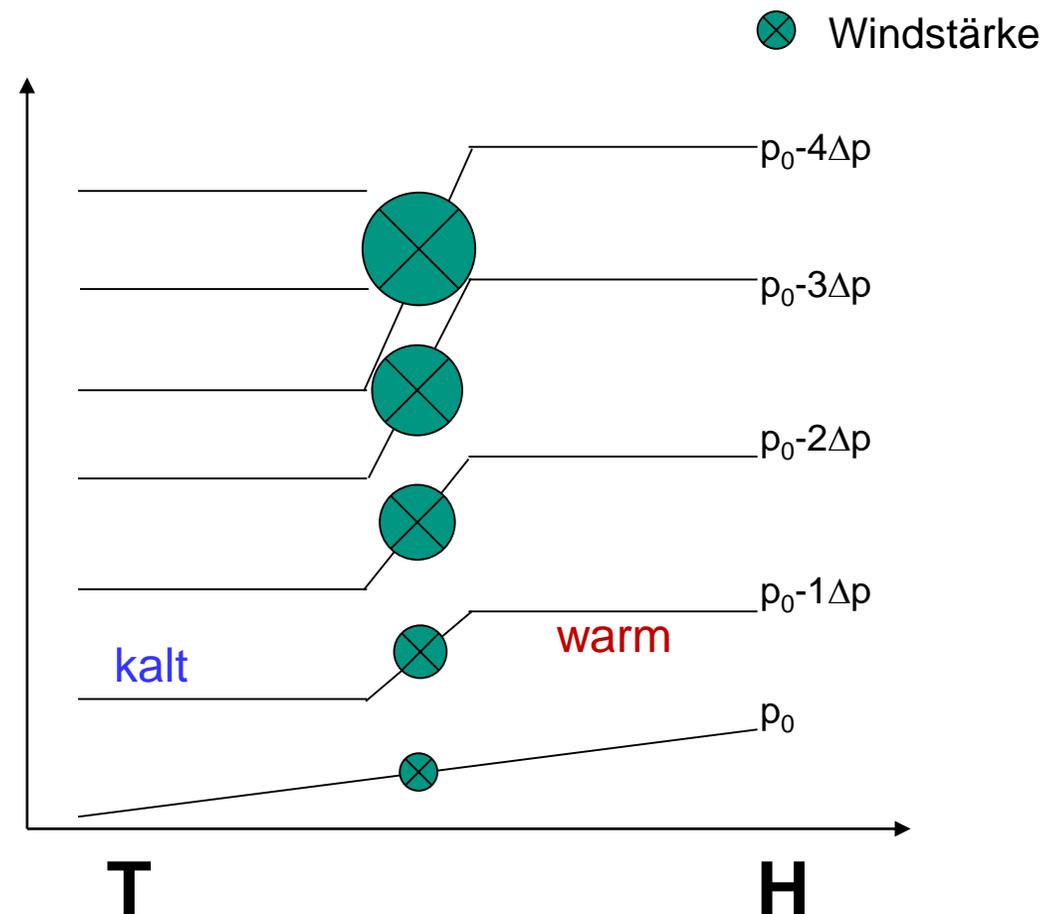
7.5.3 Thermischer Wind

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur

(a) Zunahme horizontaler Druckgradient mit Höhe



Zunahme Windgeschwindigkeit mit der Höhe
Windrichtung bleibt gleich

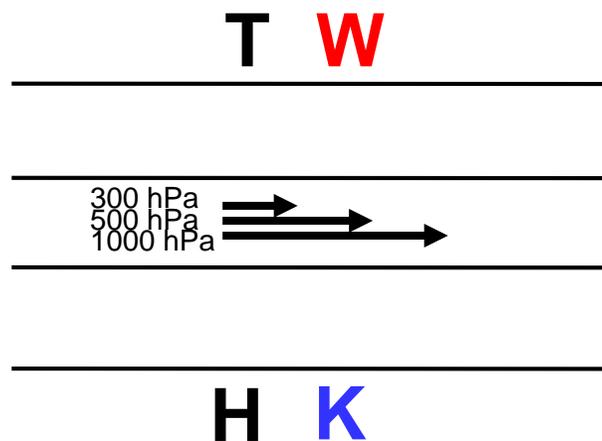


Druckgrad vom Boden nach oben ein verstärkt wegen ΔT

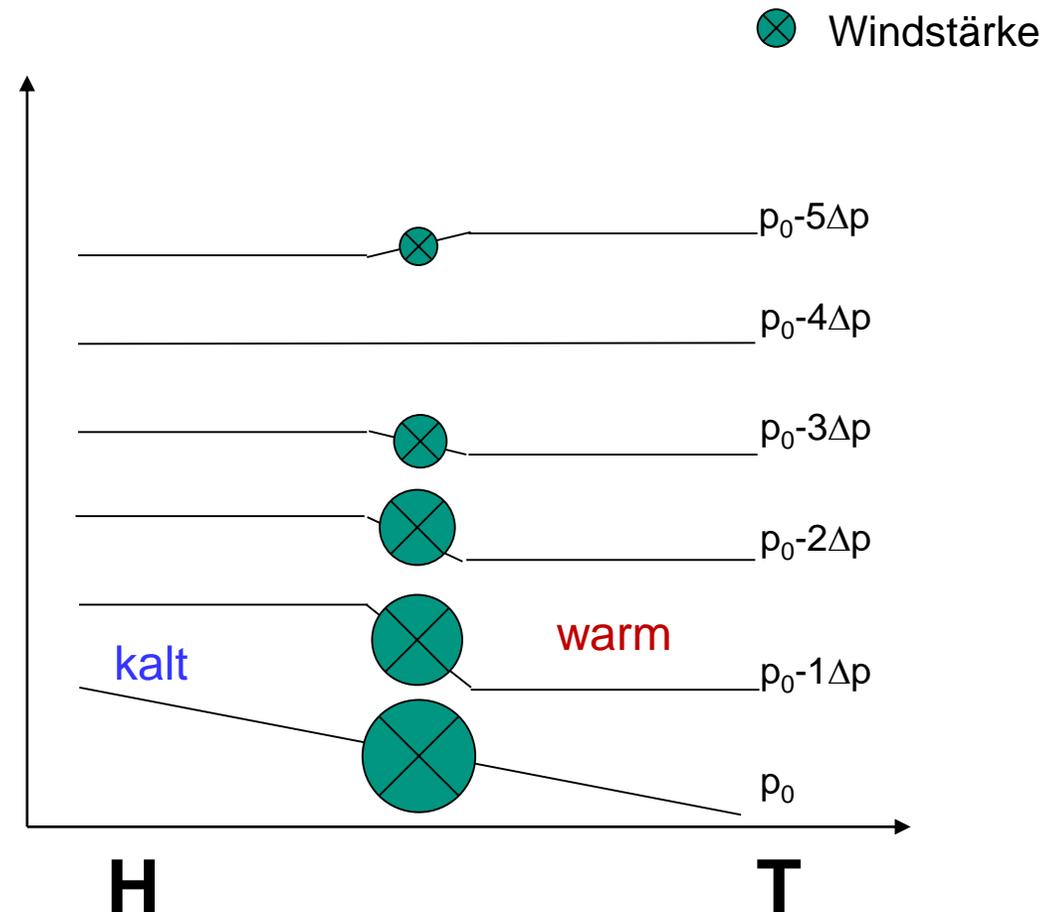
7.5.3 Thermischer Wind

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur

(b) Abnahme horizontaler Druckgradient mit Höhe



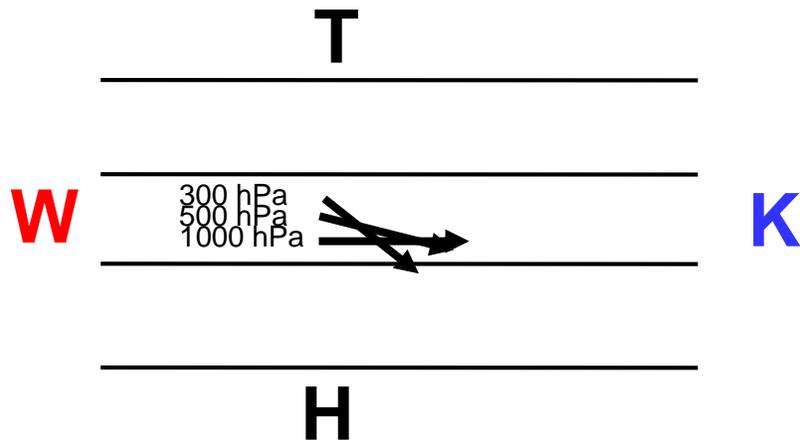
Abnahme Windgeschwindigkeit mit der Höhe
Windrichtung bleibt gleich !



7.5.3 Thermischer Wind

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur

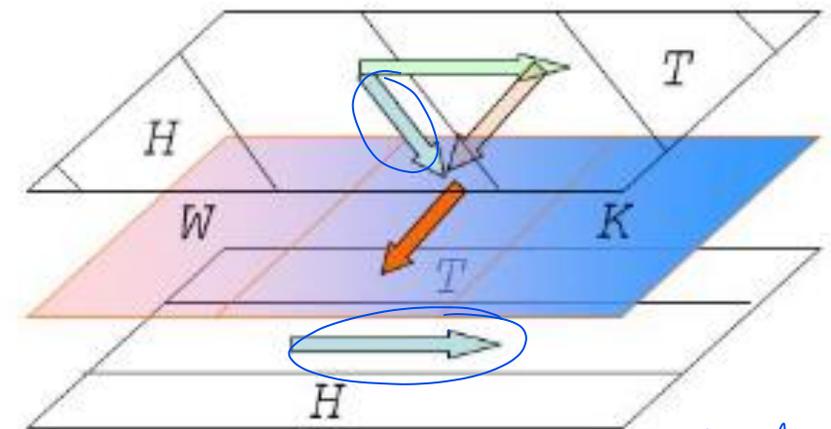
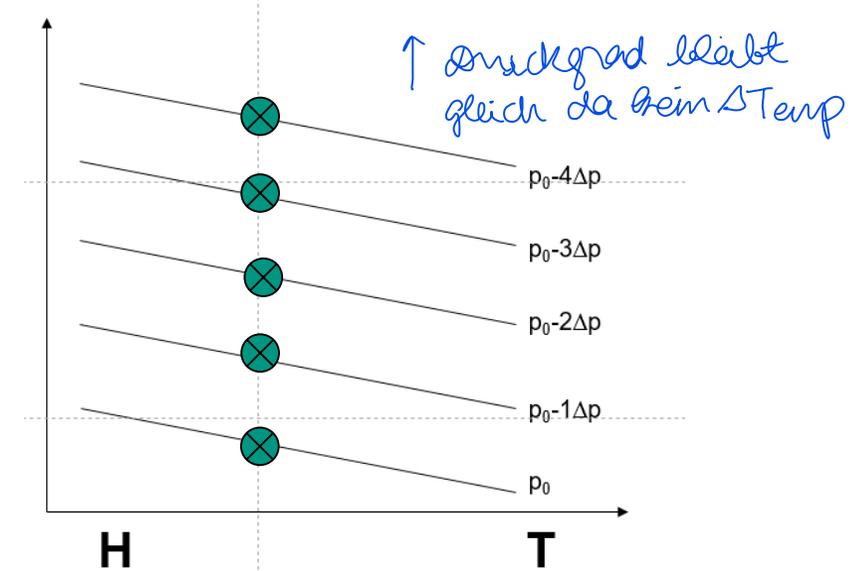
(c) Druckgradient ändert Richtung mit Höhe



↔ Druckgrad wegen ΔT

Wind dreht mit der Höhe nach Rechts
Windgeschwindigkeit bleibt gleich

rechts
Wärmeflussrichtung, nur bei Gradientfeld
≠ reiner Transport



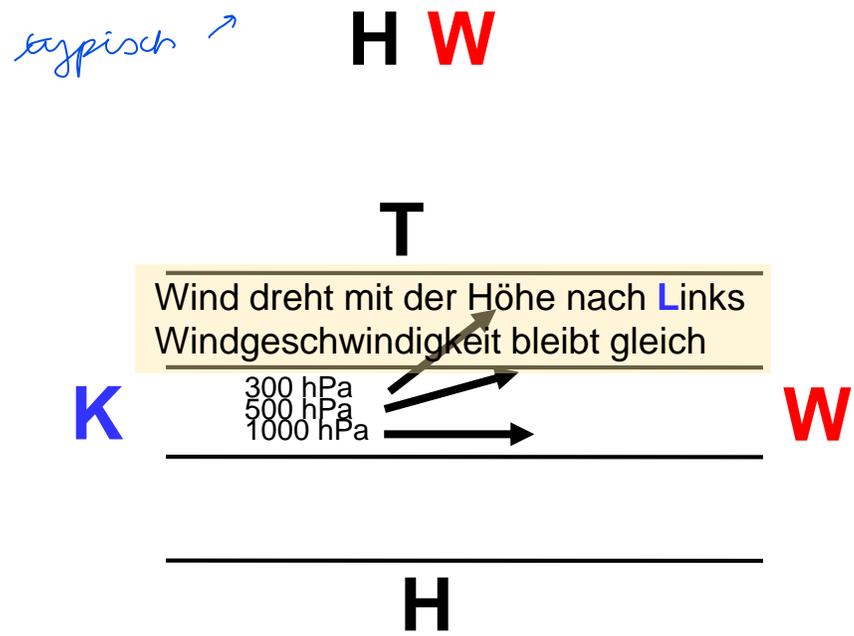
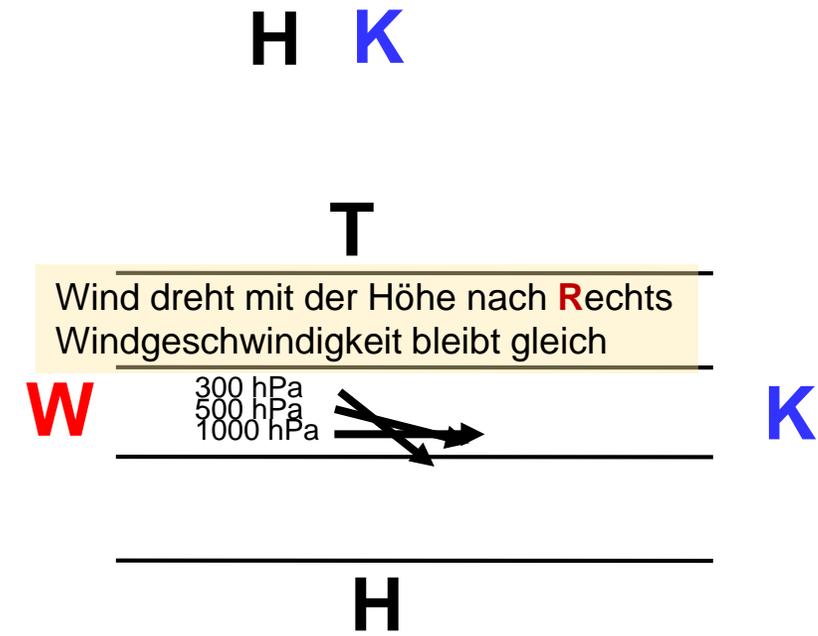
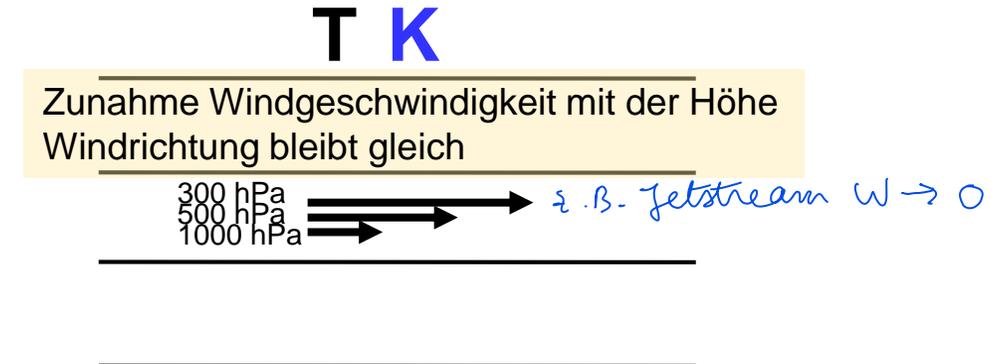
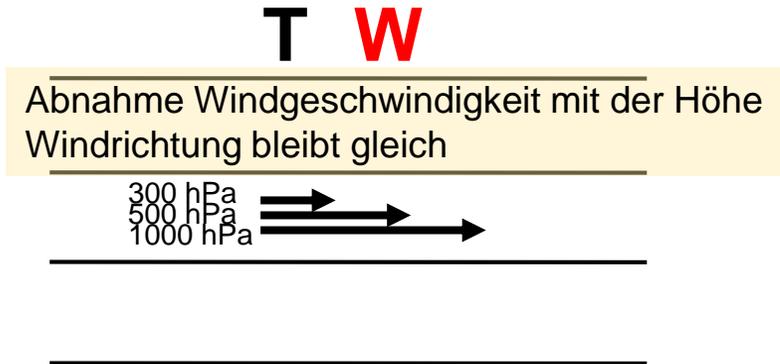
z.B. Süd

Nord

7.5.3 Thermischer Wind

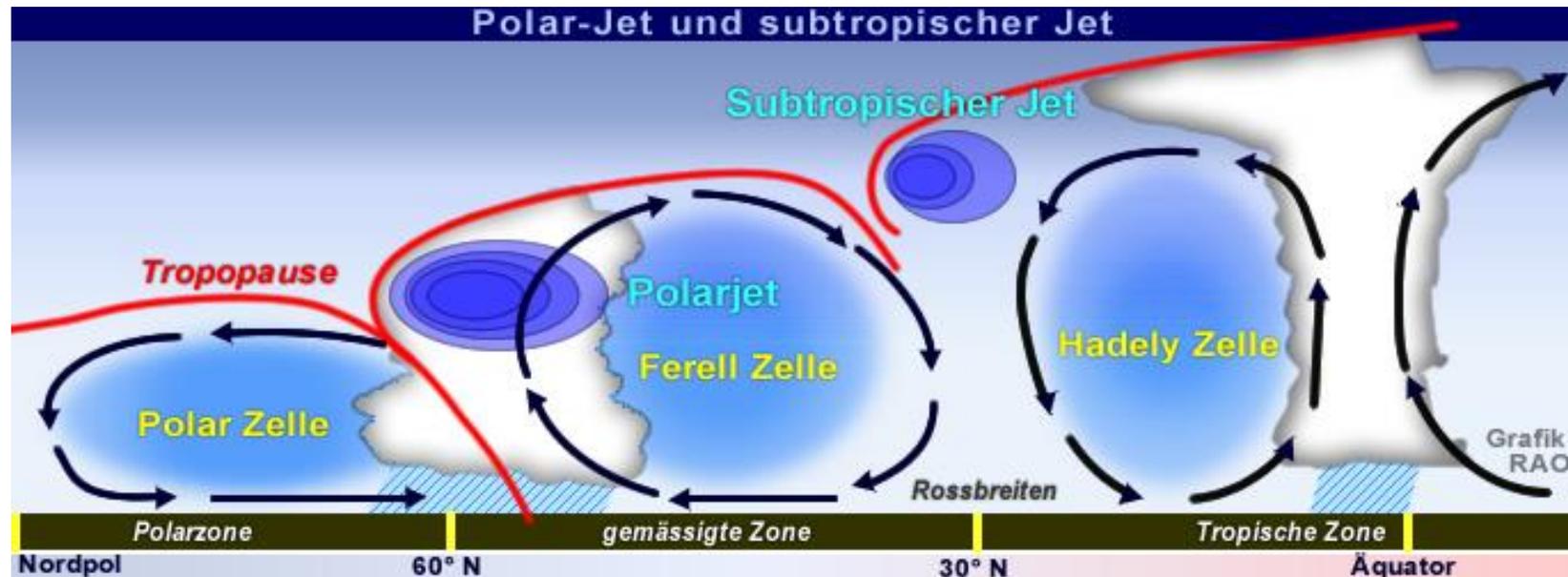
meandriert, kann sich aufspalten ← Jetstream wegen horiz. Druckgrad
Tiefdruckgebiete bewegen sich entlang Jetstream
große Sturmtiefs in Bereich Jetstream

- Windänderung abhängig von Anordnung Hoch / Tief relativ zur Temperatur



7.5.3 Thermischer Wind: Jetstream

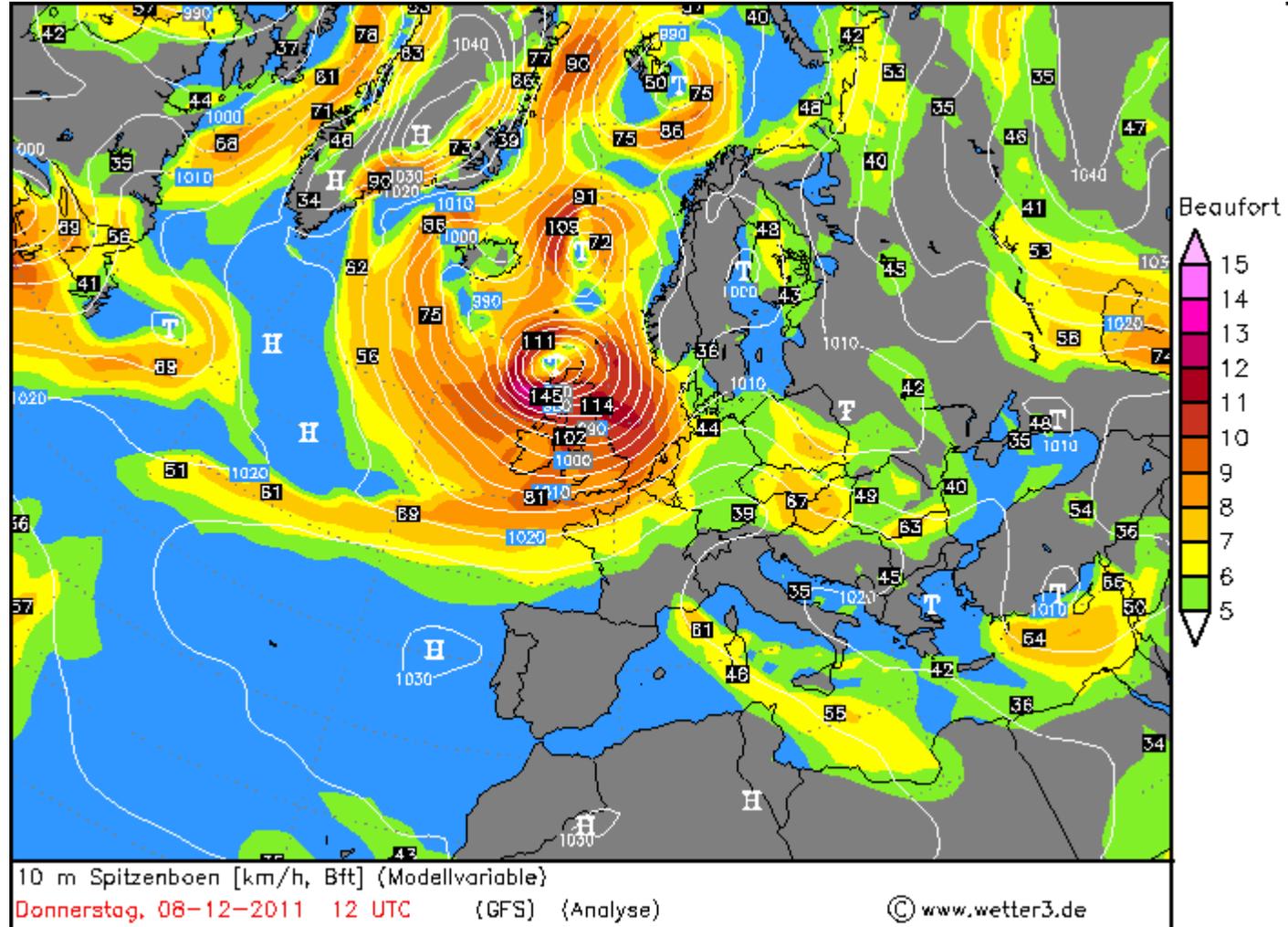
- **Frontalzone**: begrenztes Gebiet mit starker Temperaturdifferenz (horizontal)
 - ⇒ Starkwindband (Jetstream) in Höhe Tropopause (~200 hPa)
- Jetstream wichtig für
 - Steuerung Tiefdruckgebiete
 - Zyklogenese: Entstehung Tiefdruckgebiete



7.5.3 Thermischer Wind: Jetstream

entlang Isobaryen: \rightarrow max Wind
 \hookrightarrow gleiches Geopotenzial

■ Beispiel Sturmtief Friedhelm (07.12.2011)



7.5.3 Thermischer Wind: Jetstream

■ Beispiel Sturmtief Friedhelm (07.12.2011)

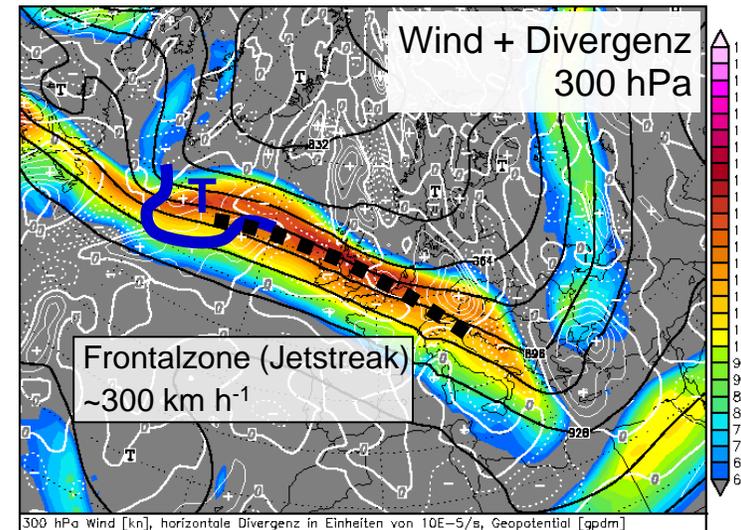
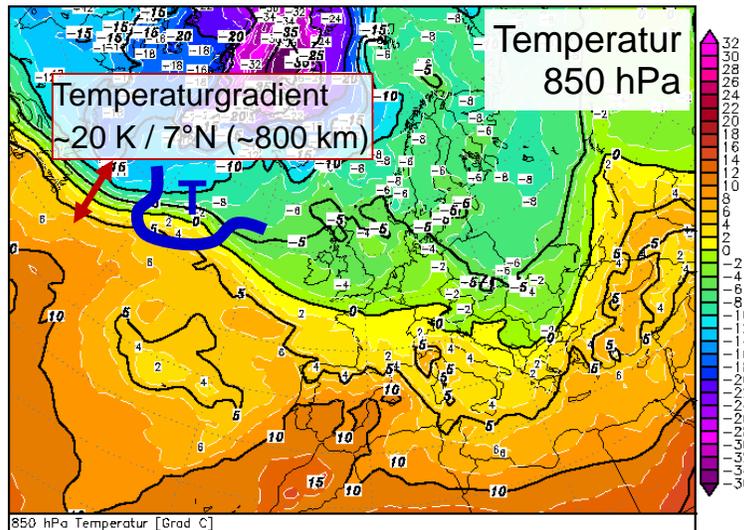
- Abschätzung Windgeschwindigkeit in 300 hPa bei Temperaturgradient 20 K/800 km

$g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$
 $f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$
 $T \approx 288 \text{ K}$
 $\Delta z = 10 \text{ km}$

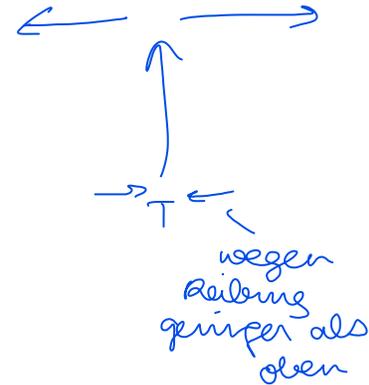
$$V_t \approx \frac{g}{Tf} \frac{\Delta T}{\Delta n} \Delta z$$

$$V_t = \frac{\partial V_g}{\partial z} \Delta z = -\frac{g}{Tf} \frac{\partial T}{\partial n} \Delta z$$

$$V_t \approx \frac{9,81}{288 \cdot 10^{-4}} \frac{20}{800} 10 \text{ m s}^{-1} = 85 \text{ m s}^{-1}$$

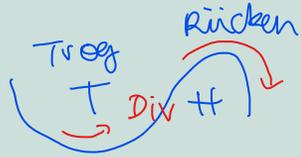


*Divergenz:
Sudfall*



Fragen über Fragen...

- Wo ist die **Windgeschwindigkeit** bei gleichem Isobarenabstand größer: **im Hoch** oder im Tief?
- Was folgt daraus beim Übergang von einem **Trog** zu einem **Rücken** (wieder gleicher Isobarenabstand)?
Windstärke nimmt zu → geschw. Divergenz
- Kann es in einem Hoch zu großflächigen Windgeschwindigkeiten mit **Sturmstärke** kommen?
Nein (numerisch zeigen)



7.5.4 Gradientwind

■ Bewegungsgleichung **Horizontalkomponente U (V)**

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2\Omega v \sin \varphi - 2\Omega w \cos \varphi$$

$$\sim \frac{U}{T} \quad \sim \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{L} \quad \sim fU \quad \sim fW$$

$$\frac{10}{10^5} = 10^{-4} \quad \frac{10^3}{10^6} = 10^{-3} \quad 10^{-3} \quad 10^{-6} \text{ m s}^{-2}$$

Bez.	Größenord.
U, V	10 m s ⁻¹
W	10 ⁻² m s ⁻¹
L	10 ⁶ m
T = L/U	10 ⁵ s
H	10 ⁴ m
ΔP	10 ³ Pa
P ₀	10 ⁵ Pa
ρ	1 kg m ⁻³
2 Ω sin φ	10 ⁻⁴ s ⁻¹
F _{Rx} , F _{Ry} , F _{Rz}	0 m s ⁻²

Bei gekrümmten Isobaren (Beschleunigung): Gleichgewicht zwischen

- Druckgradientkraft F_D
- Corioliskraft F_C *(nicht die wegen Rot. Erde)*
- **Zentrifugalkraft F_Z** (horizontal aufgrund Krümmung Isobaren)

*geradlinige Isobaren:
beschleunigungsfrei*

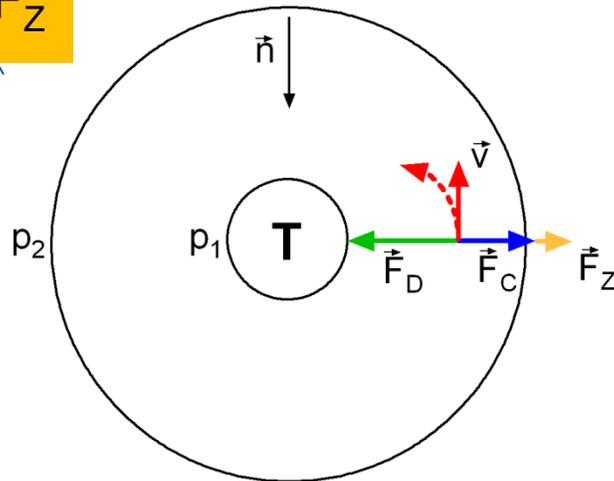
7.5.4 Gradientwind

■ Effekt der Isobarenkrümmung: **Gradientwind** als Gleichgewicht zwischen

- Druckgradientkraft F_D
- Corioliskraft F_C
- Zentrifugalkraft F_Z

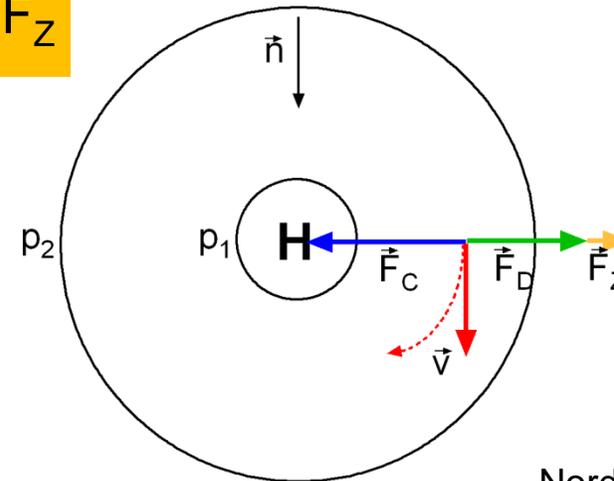
zyklonal

$$F_C = F_D - F_Z$$



antizyklonal

$$F_C = F_D + F_Z$$



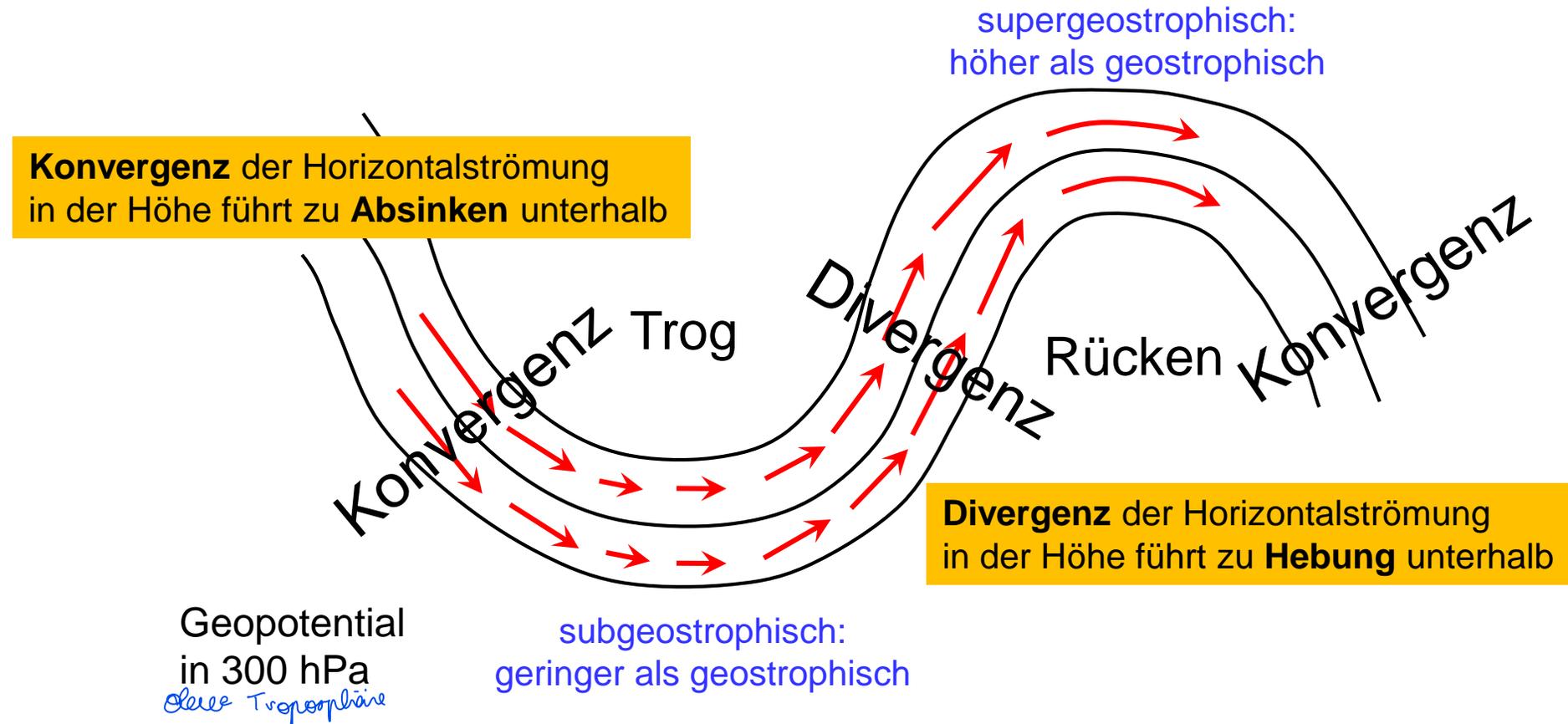
⇒ im T v geringer

Nordhemisphäre

- da $F_C \sim v$, muss bei gleichem Druckgradient v_{Tief} **geringer** sein als v_{Hoch}
- **zyklonal: subgeostrophische; antizyklonal: supergeostrophische Geschw**

7.5.4 Gradientwind

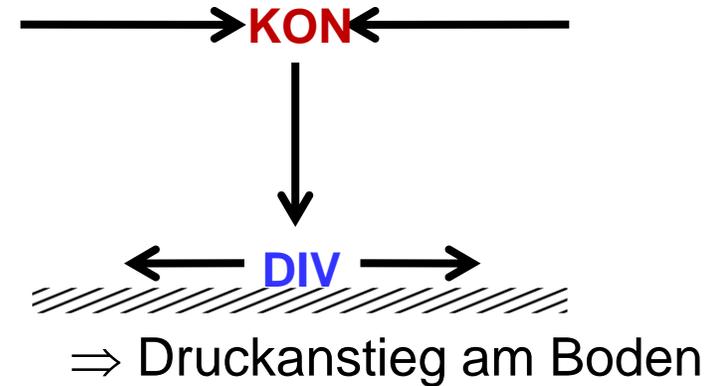
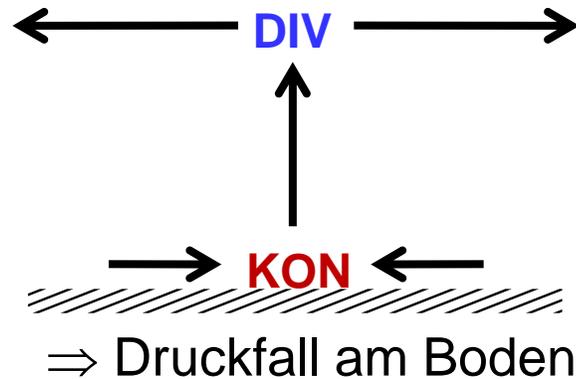
- Divergenz im Bereich von Rücken / Tröge
 - Annahme: konstanter Druckgradient (Breitenabhängigkeit der Corioliskraft sei vernachlässigbar)



hier gleicher Isobarenabstand

7.5.4 Gradientwind

- Wenn **Divergenz/Konvergenz in der Höhe stärker** sind als bodennah:

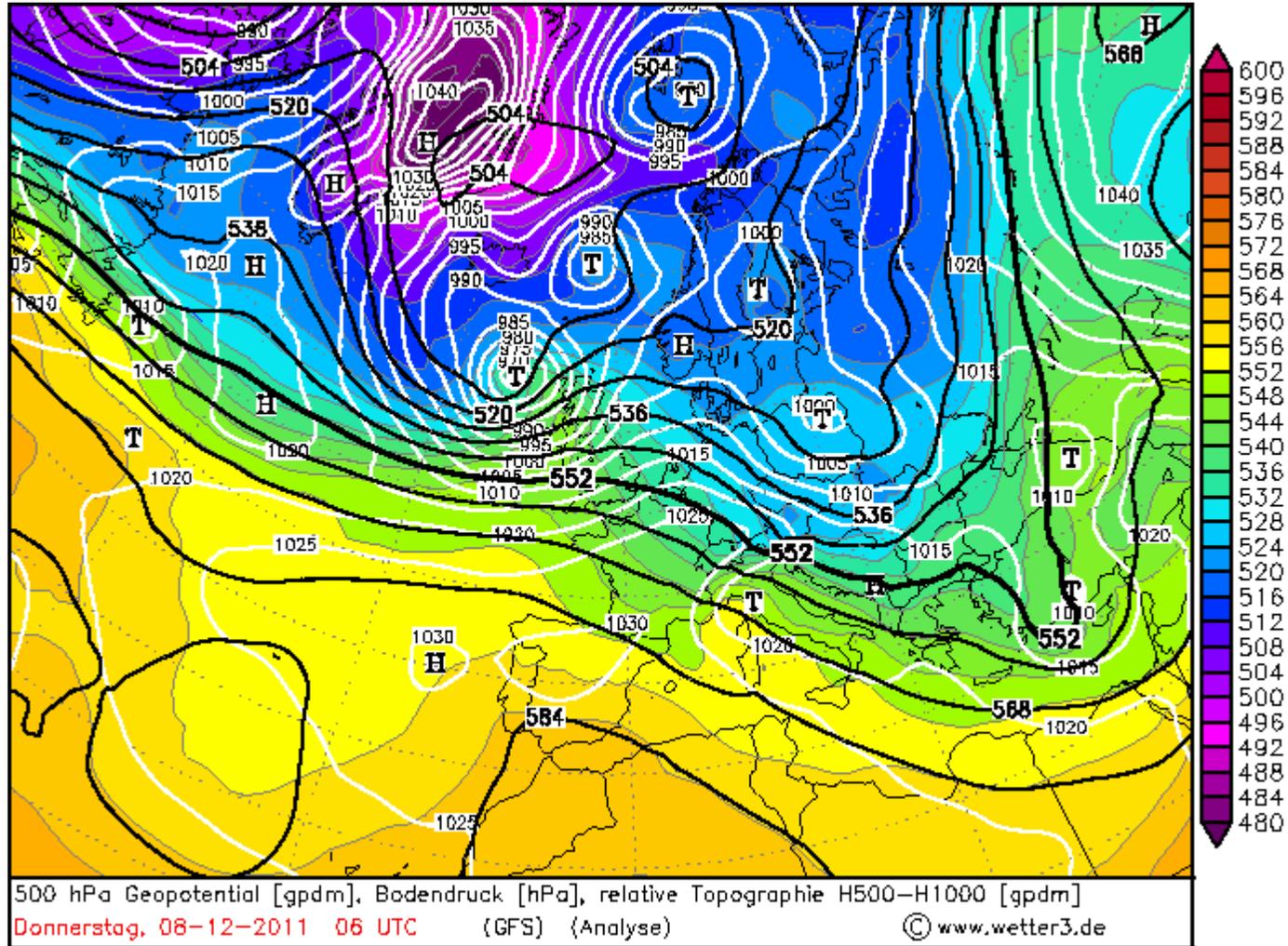


- Divergenz / Konvergenz in Höhenströmung ausschlaggebend für
- Vorzeichen + Stärke Vertikalbewegungen
 - Entwicklung Bodendruckfeld

→ wichtige Wettersysteme in der Höhe bestimmt

7.5.4 Gradientwind

■ Beispiel Sturmtief Friedhelm (07.12.2011)



starkes T regen
divergenz

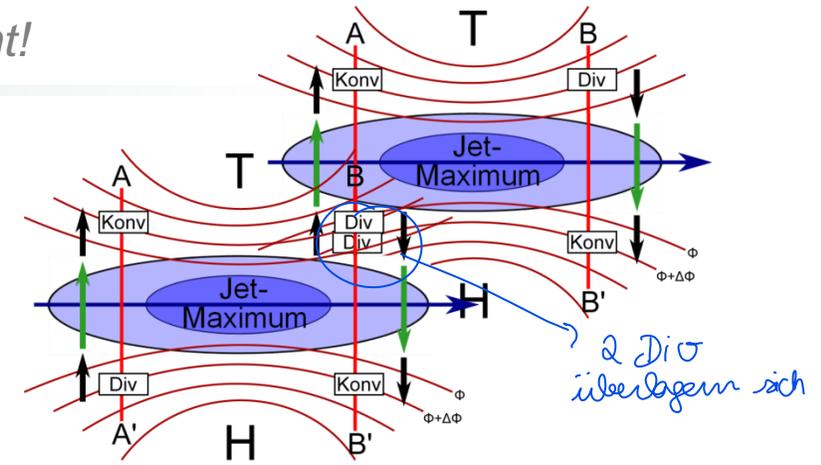
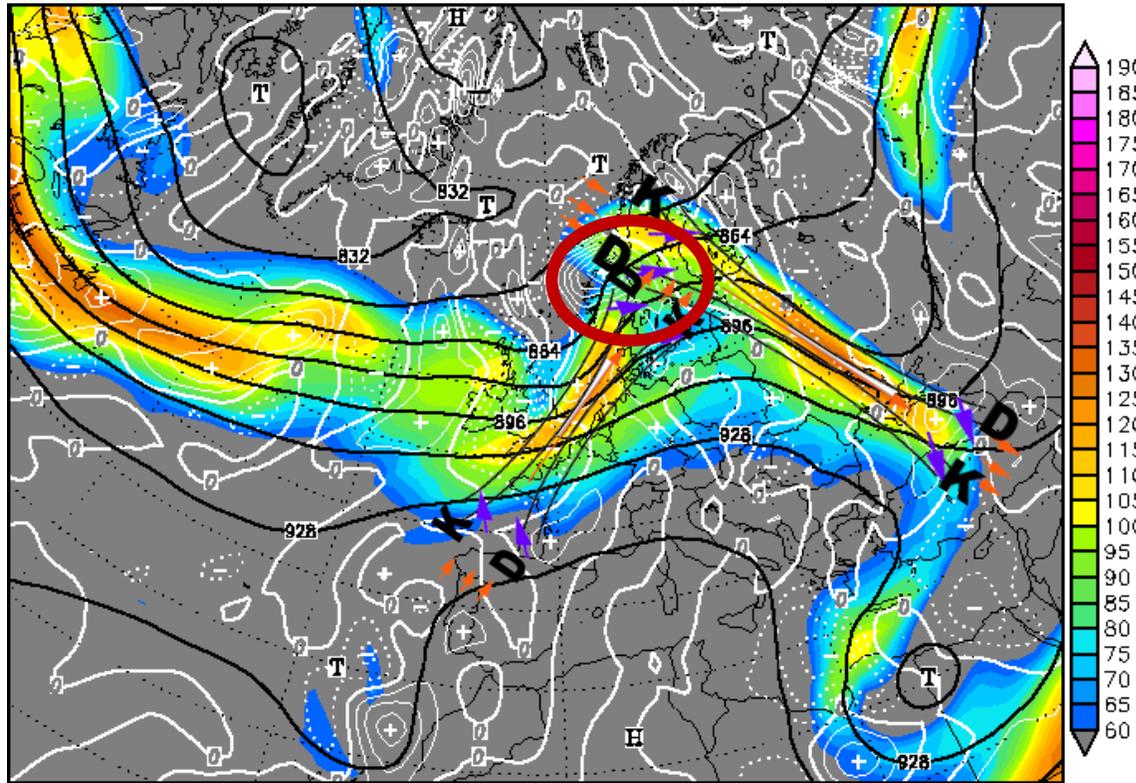
weiße Linien

7.5.4 Gradientwind

nicht prüfungsrelevant!

Multiple Jetsreaks

- Überlagerung der Divergenzbereiche von zwei Jetstreams

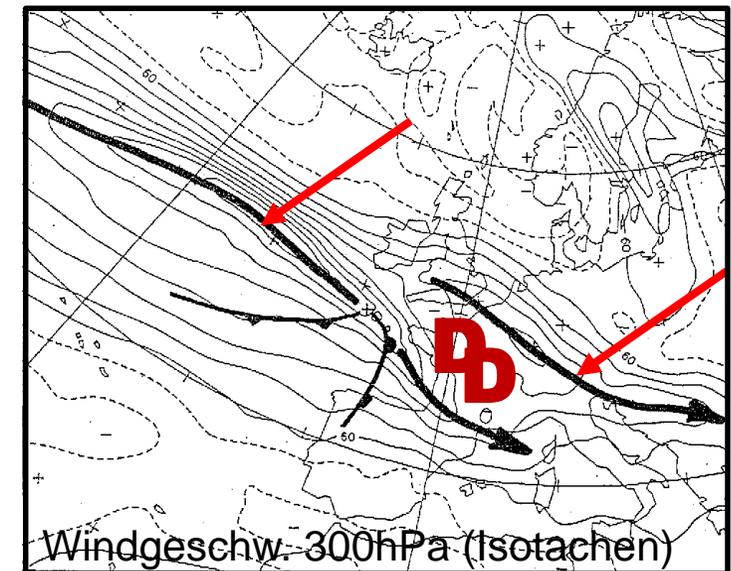
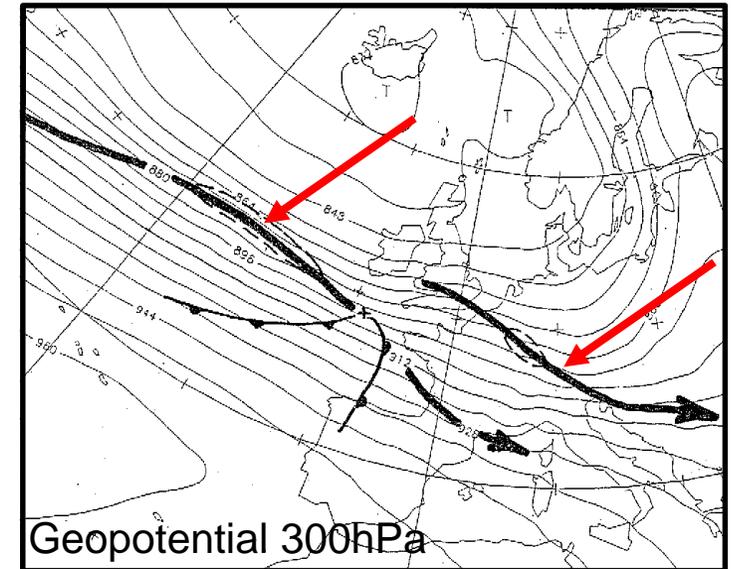
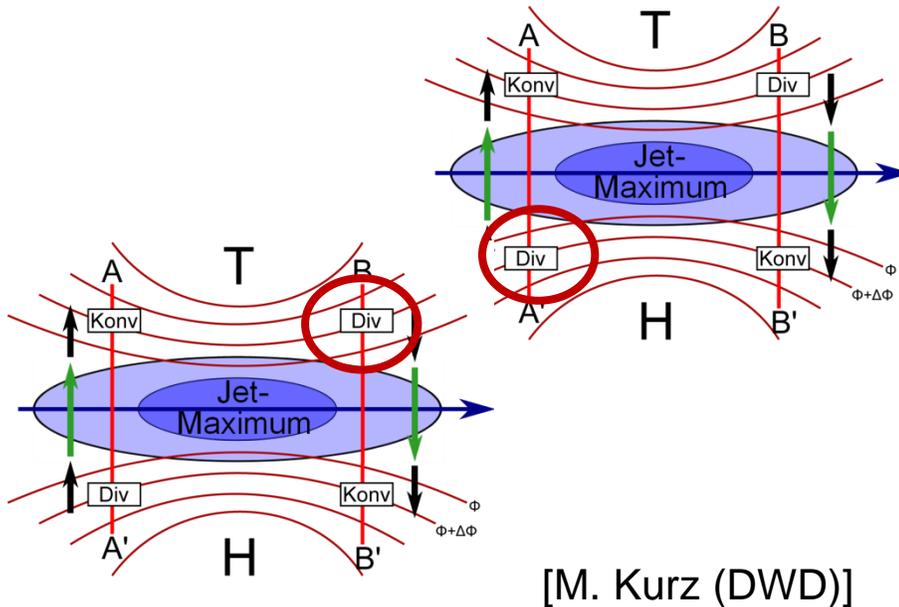


Orkan Lothar

nicht prüfungsrelevant!

■ 26. Dezember, 00:00 UTC

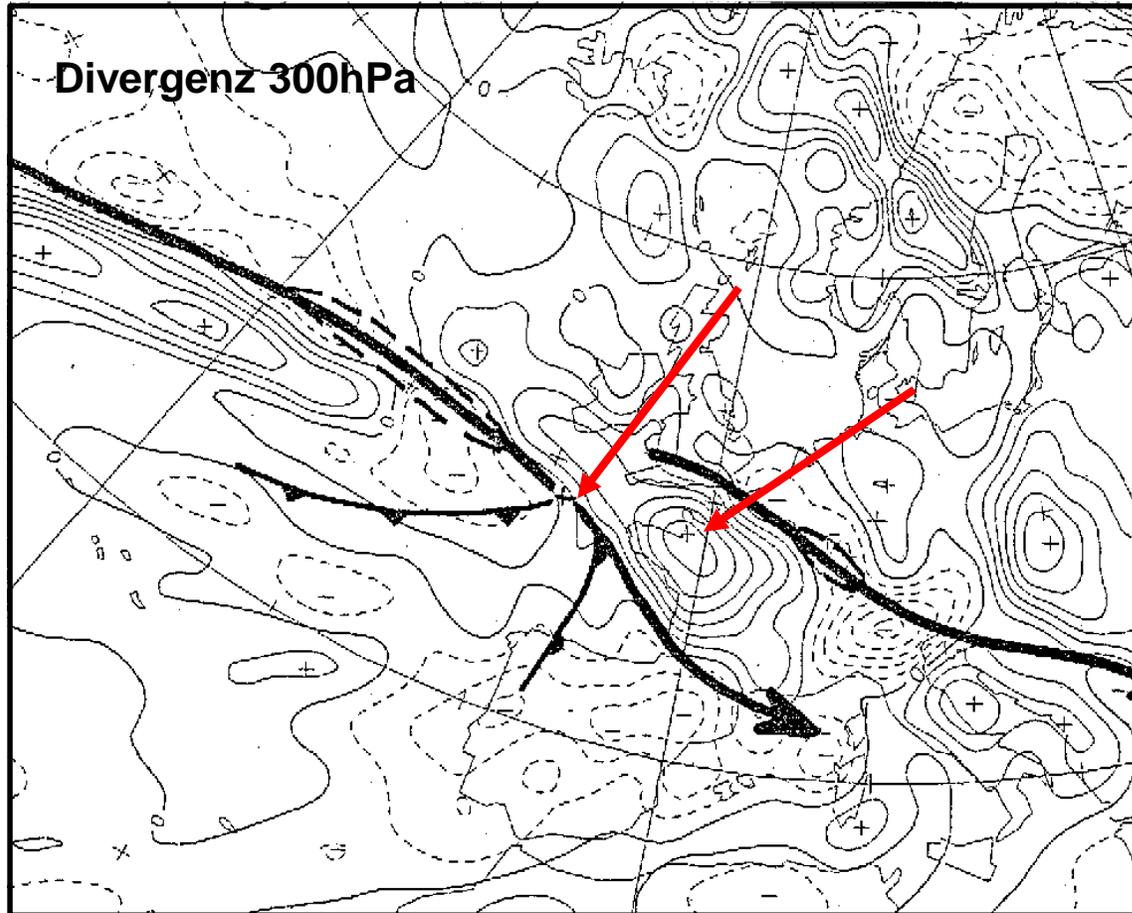
- Jetachse teilt sich
 - Bodentief gerät in Bereich des multiplen Jets der Höhenströmung
- ⇒ Überlagerung Divergenzbereiche beider Jets
⇒ explosive Entwicklung des Bodentiefs



Orkan Lothar

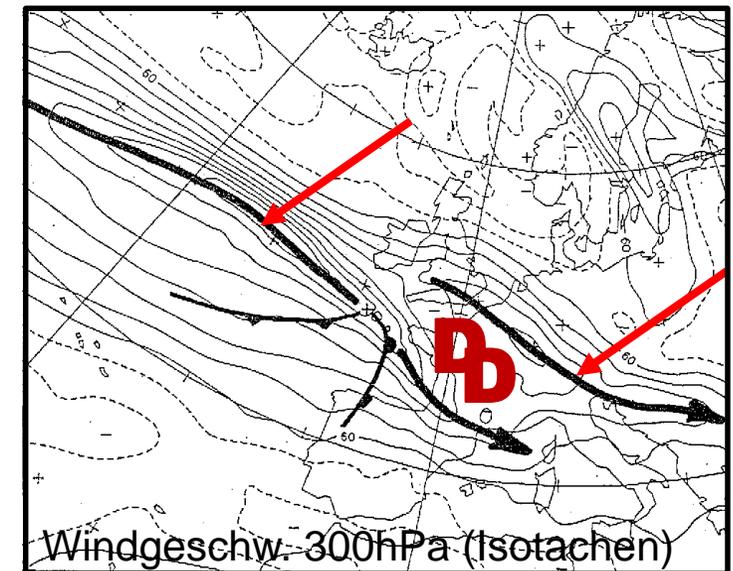
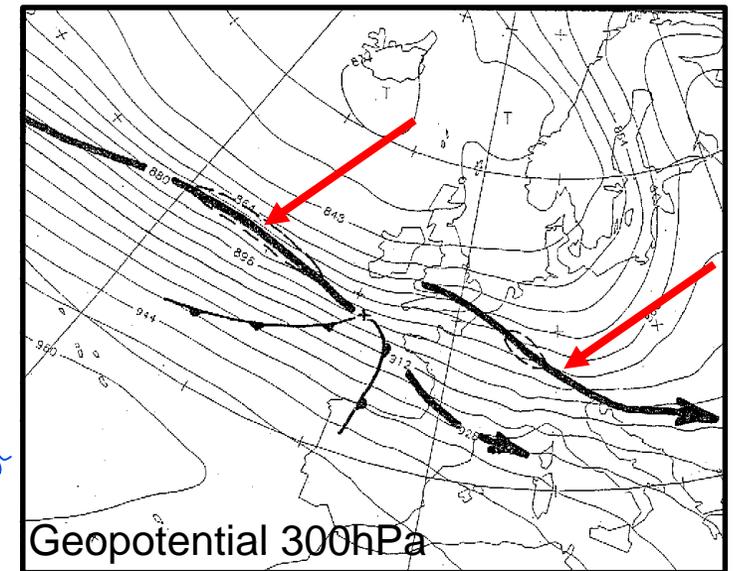
nicht prüfungsrelevant!

■ 26. Dezember, 00:00 UTC



[M. Kurz (DWD)]

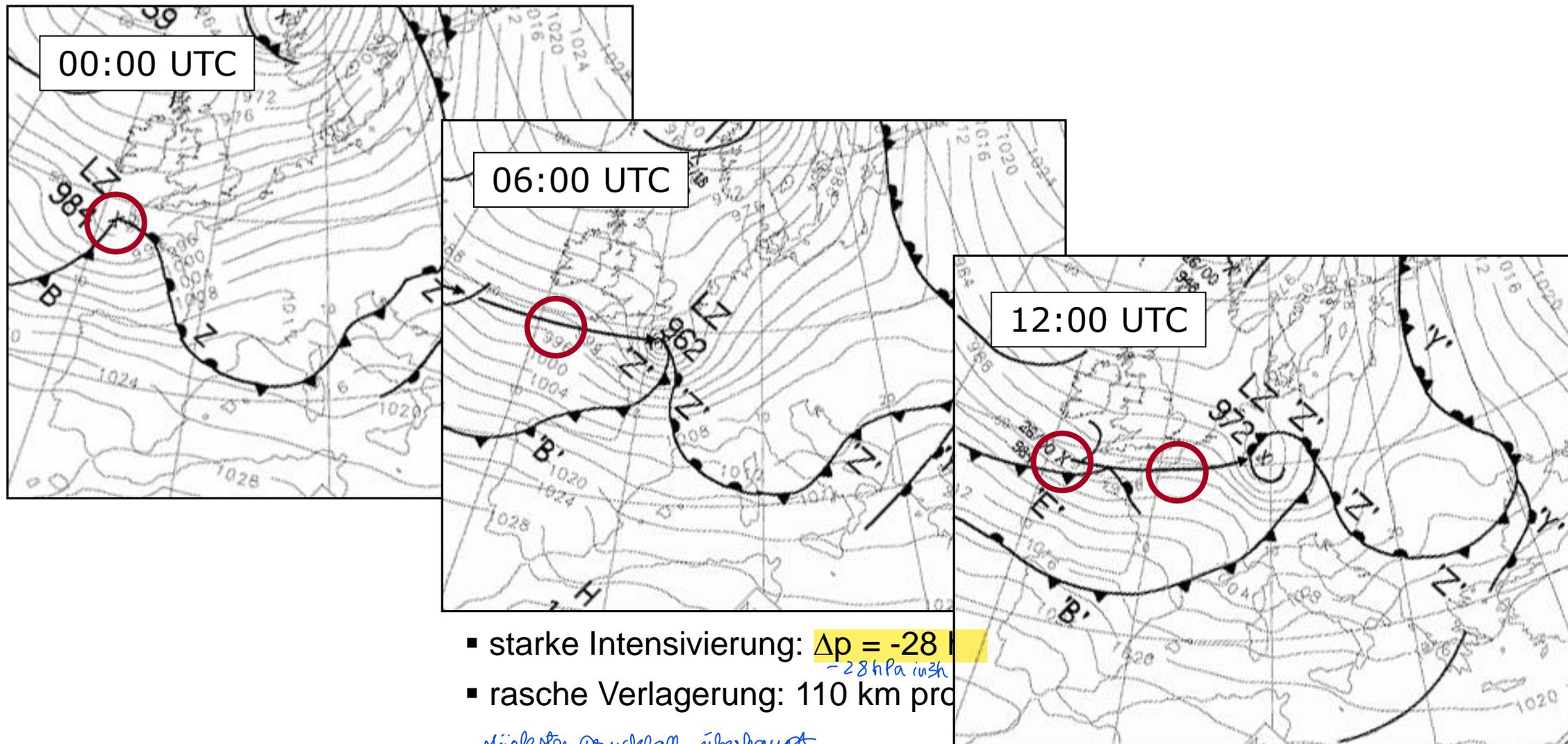
*Überlagerung Dir und
Potential*



2 Jetstreams

Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!



- starke Intensivierung: $\Delta p = -28$ hPa
- rasche Verlagerung: 110 km pro Stunde

stärkster Druckfall überhaupt

Reibung → auflösen des Tiefs

$\Delta p = +10$ hPa: Tief füllt sich bereits auf

Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!

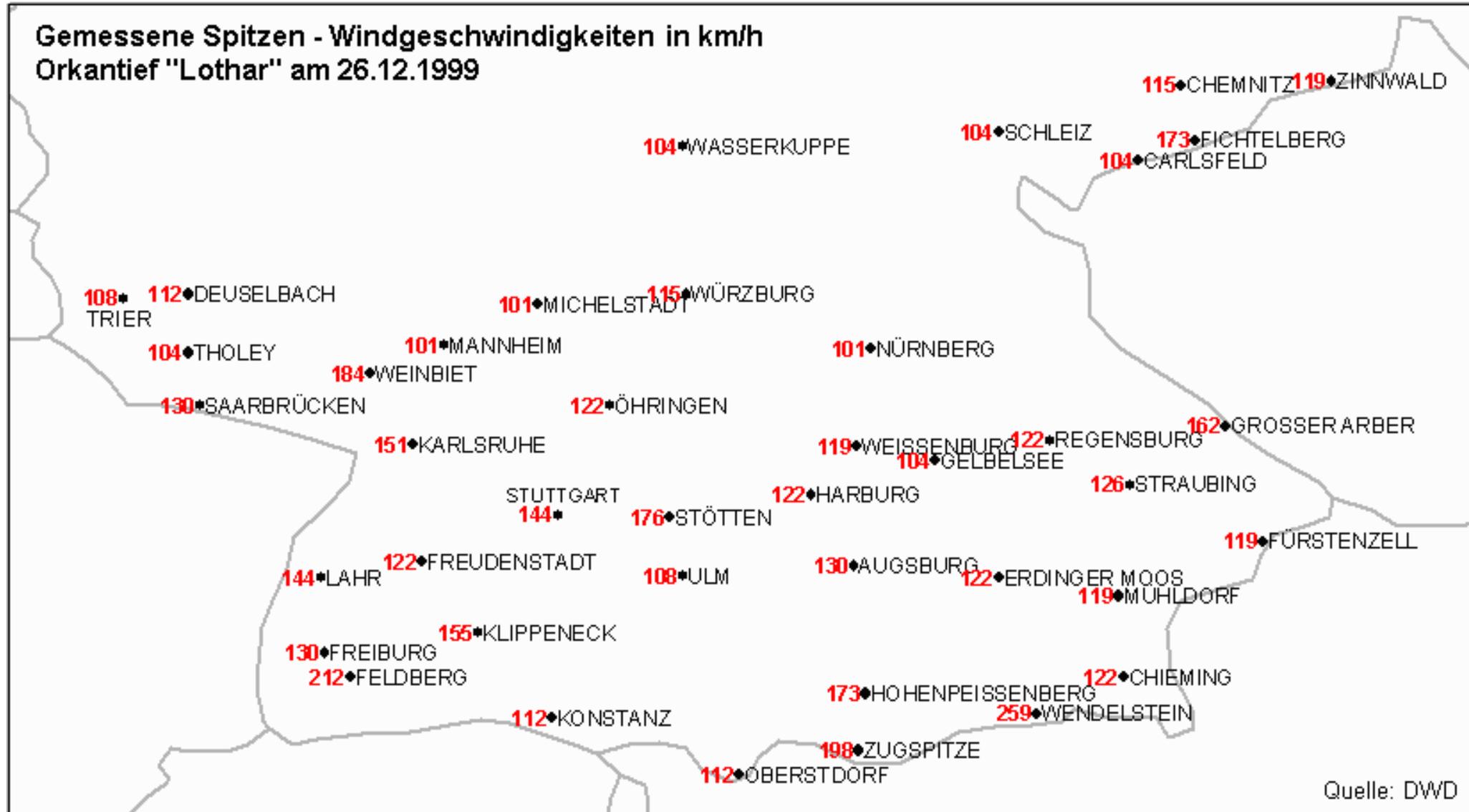
- 110 Tote
- 10 Mrd € Schäden
- 2.4 Mio Einzelschäden
- KA: 151 km/h
Orly (Fr): 173 km/h
Feldberg: 212 km/h
Wendelstein: 259 km/h
- verhältnismäßig geringe räumliche Ausdehnung



Zugbahn des Tiefdruckzentrums

Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!



Orkantief Lothar 26.12.1999

nicht prüfungsrelevant!



Gleichgewicht Druckgradientkraft + Corioliskraft + Zentrifugalkraft

zyklonal $F_C + F_Z = F_D$

$$fV + \frac{V^2}{R} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

$$V = -\frac{Rf}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{Rf}{2}\right)^2 - \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

antizyklonal $F_C - F_Z = F_D$

$$fV - \frac{V^2}{R} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}$$

$$V = -\frac{Rf}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{Rf}{2}\right)^2 + \frac{R}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n}}$$

- Da $\frac{\partial p}{\partial n} < 0$ folgt für **antizyklonalen** Strömungen

→ damit bleibt Lösung reell

→ *zsg beschränkt*

Bedingung →

$$\left| \frac{\partial p}{\partial n} \right| \leq \left| \frac{\rho R f^2}{4} \right|$$

- In Hochdruckgebieten kann der **Druckgradient nicht beliebig groß** werden
 - Daher: nur im Tief kann der Wind sehr hohe Geschwindigkeiten bis Orkanstärke erreichen

keine Sturmstöße

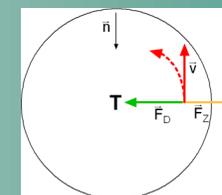
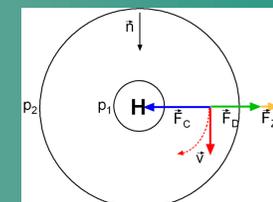
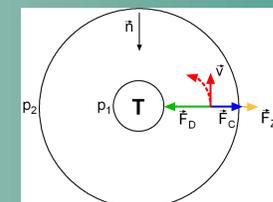
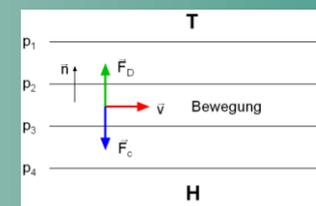
Zusammenfassung: Balancen aus Skalenanalyse

Skalenanalyse: Bestimmung der relevanten Terme in Abhängigkeit von ihrer Größenordnung (hier: Bewegungsgleichung)

- **hydrostatische Approximation:** abhängig vom Verhältnis D/L

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

Beschleunigung/ Balance	Coriolis	Druckgradient	Zentrifugal	Besonderheiten
geostrophisch	X	X	-	<ul style="list-style-type: none"> ▪ beschleunigungsfrei ▪ geradlinige Isobaren ▪ $v \sim$ Druckgradient
Gradientwind	X	X	X	<ul style="list-style-type: none"> ▪ gekrümmte Isobaren ▪ Unterschied in v zyklonal / antizyklonal
zyklostrophisch	-	X	X	<ul style="list-style-type: none"> ▪ kleinräumig



Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz

Kapitel 8: Thermodynamische Grundlagen



Kapitel 8: Thermodynamische Grundlagen

8.1 Der 1. Hauptsatz der Thermodynamik

8.2 Trockenadiabatische Zustandsänderungen

8.2.1 Adiabatische Zustandsänderungen

8.2.2 Vertikalbewegungen

8.2.3 Potentielle Temperatur

8.3.4 Trockenadiabatischer Temperaturgradient

8.3 Sättigungsadiabatische Zustandsänderungen

8.3.1 Pseudoadiabatischer Prozess

8.3.2 Pseudopotentielle Temperatur

8.4 Thermodynamische Diagrammpapiere: Stüve-Diagramm

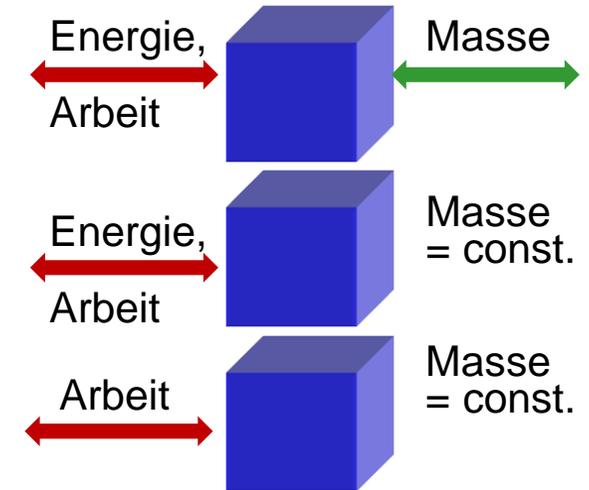
8.5 Stabilität und Labilität einer Luftschichtung

8. Thermodynamische Grundlagen

■ **Zustand** eines Gases (thermodynamisches System) ist durch die Zustandsgleichung $f(p, T, V) = const.$ festgelegt

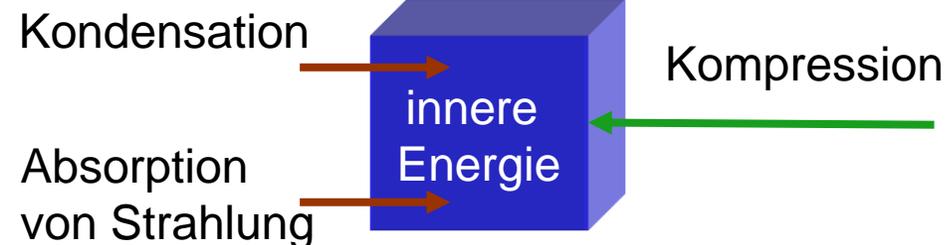
■ Thermodynamisches System

- offenes System: Austausch Energie, Arbeit, Masse → *damit arbeiten wir nicht*
- (mechanisch) geschlossenes System: kein Massenaustausch möglich
- **adiabatisches** System: kein Massen- und Energieaustausch möglich *mit Umgebung*



■ **Zustandsänderungen** im Volumen (=Luftpaket) durch Phasenübergänge, Energieaustausch mit Umgebung, Arbeit am Volumen

z.B. Zunahme
innere Energie

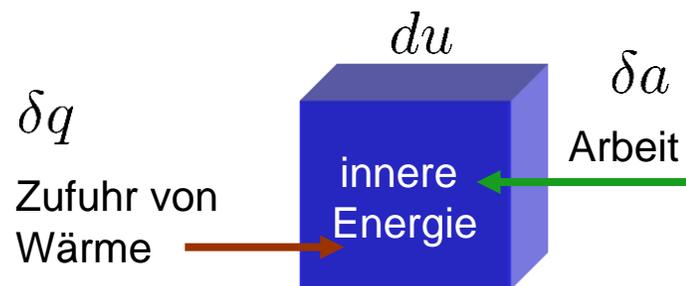


Fragen über Fragen...

- Warum kühlt sich ein **Luftpaket** ab wenn es gehoben wird?
- Wie groß ist die **Abkühlung bei Hebung** ohne Kondensation (=trockenadiabatischer Temperaturgradient)?
- Was beschreibt der **1. Hauptsatz der Thermodynamik**?
- Wie ist ein **vollständiges Differential** definiert?

8.1 Der erste Hauptsatz der Thermodynamik

1. H.S. für (mechanisch) geschlossene Systeme, ideale Gase



Prüfung
↓

$$du = \delta q + \delta a$$

- **Änderung der inneren Energie du** (pro Masseneinheit) durch Zufuhr/Abfuhr von **Wärme** und durch geleistete **Arbeit** (Annahme: keine Phasenänderungen oder chemische Reaktionen)
- **Energieerhaltung** für geschlossene Systeme: Summe der Energieänderungen = const. (Energie kann nicht vernichtet oder erzeugt werden)
 - **Änderung** durch **Umverteilung** der Anteile (im System)
- Formulierung für **intensive Größen** (massenspezifisch; Kleinbuchstaben)
 - Einheit: $\text{J/kg} = \text{m}^2/\text{s}^2$

8.1 Der erste Hauptsatz der Thermodynamik

1. H.S. für (mechanisch) geschlossene Systeme, ideale Gase

- **Änderung innere Energie du** pro Masseneinheit (ME):
bei ruhenden idealen Gasen allein durch
Molekularbewegung bestimmt

$$du = \delta q + \delta a$$

$$\rightarrow du \sim dT \quad \text{bzw.} \quad du = c_v dT$$

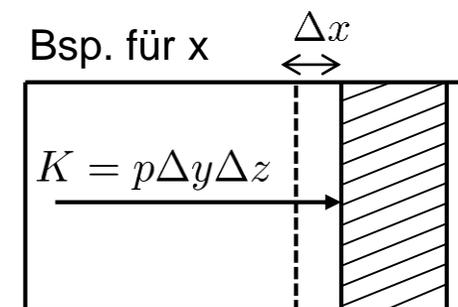
- **Änderung Wärmezufuhr δq** pro ME: **Erwärmung** z.B. durch
Absorption von **Strahlung** im Volumen (Strahlungsflussdivergenz)
bei **adiabatischen Systemen (Luftpaket!)** kein Austausch mit Umgebung

$$\rightarrow \delta q = 0$$

- **Verrichtete Arbeit δa** pro ME: **Kompressionsarbeit**
Arbeit = Kraft x Weg:

$$\Delta A = -K \Delta x = -p \Delta y \Delta z \Delta x = -p \Delta V$$

$$\delta A = -p dV \quad \text{bzw.} \quad \delta a = -p dv \quad v = V/m = \rho^{-1}$$



- **1. H.S im adiabatischen Fall**

$$du = \delta a \Leftrightarrow c_v dT + p dv = 0$$

8.1 Der erste Hauptsatz der Thermodynamik

Spezifische Wärme c_y

- Wärmemenge, die notwendig ist, um die Temperatur einer Masseneinheit (ME) eines thermodynamischen Systems um eine Einheit (K) zu erhöhen → SI-Einheit: $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
- Für feste Körper, Flüssigkeiten und Gase: nur sehr geringe Abhängigkeit von der Temperatur
- Es gilt:

$$c_p = c_v + R$$

spezifische Wärme bei konstantem Druck (=isobar) spezifische Wärme bei konstantem Volumen (=isochor) Gaskonstante

Für trockene Luft:

$$c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$$

$$c_v = 717 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$$

$$R_l = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$$

$$\kappa = \frac{R_l}{c_p} = 0,286$$

8.1 Der erste Hauptsatz der Thermodynamik

nicht gen.

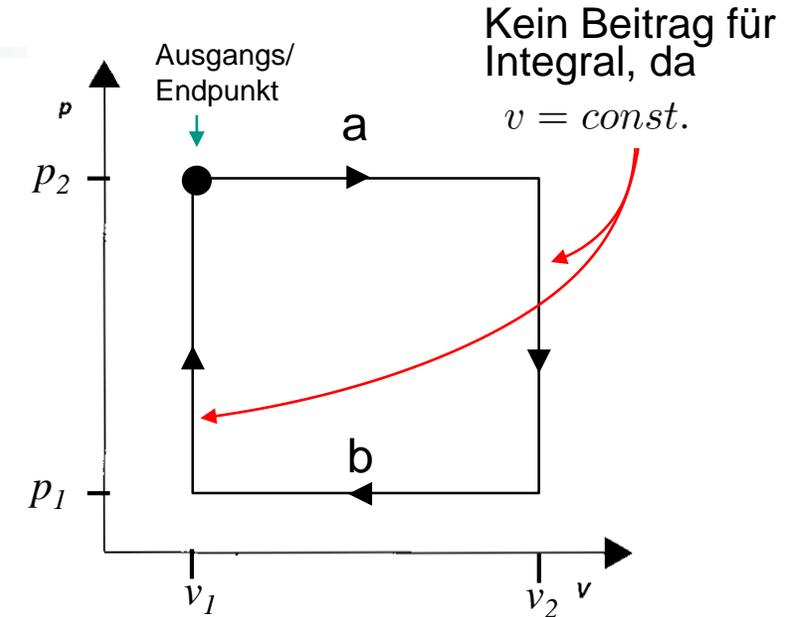
Unvollständige Differentiale

- **Arbeit** im idealisierten Kreisprozess:

$$-\oint \delta a = \oint p dv = \underbrace{p_2(v_2 - v_1)}_a + \underbrace{p_1(v_1 - v_2)}_b \neq 0$$

- Gesamte positive Arbeitsleistung ist $\neq 0$, Integral ist also **vom Weg abhängig**
- Daher ist die Änderung der Kompressionsarbeit δa kein totales (vollständiges) Differential und damit **keine Zustandsgröße**; gilt analog für **zugeführte Wärme δq**
- Division durch T macht aus δq (und δa) ein **totales Differential** und damit eine Zustandsgröße: **Entropie ds**

$$\frac{\delta q}{T} = ds$$

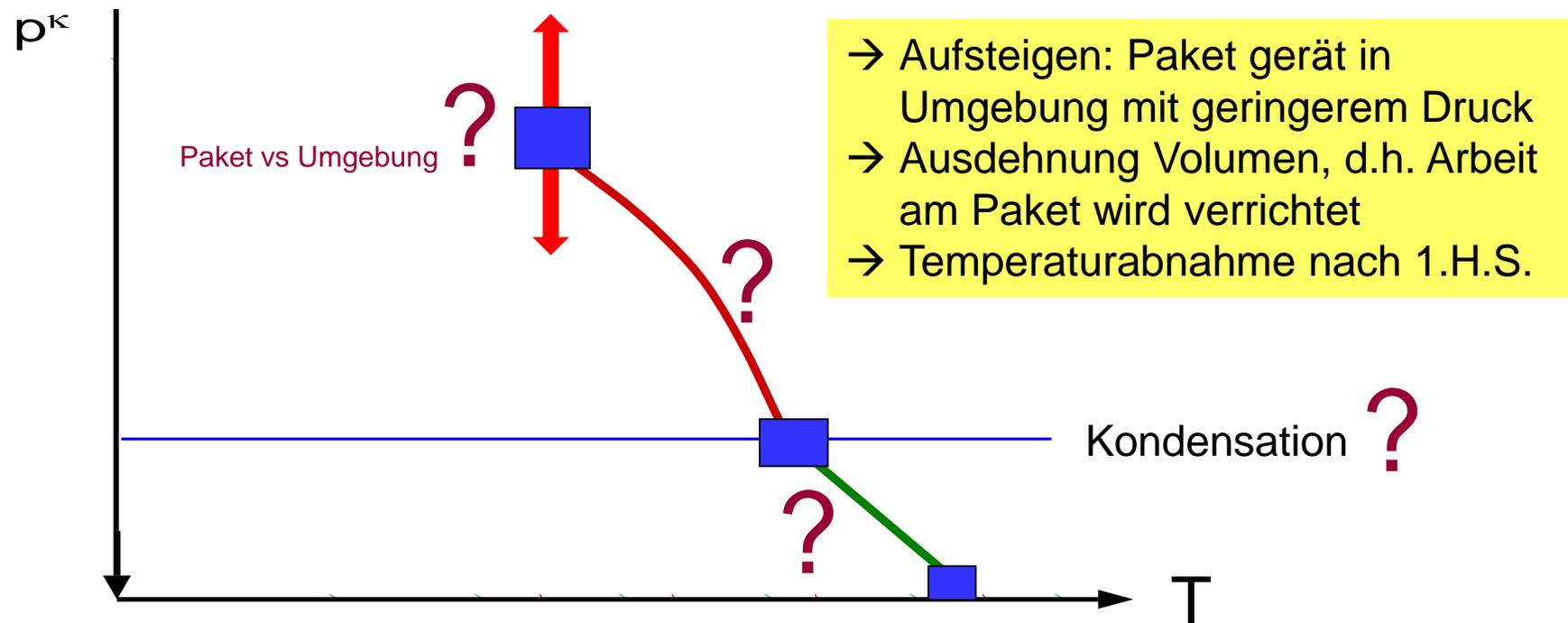


(historisch: erst später konnte Boltzmann zeigen, dass Entropie auch eine wichtige physik. Bedeutung hat ☺)

8.2 Trockenadiabatische Zustandsänderungen

Vertikalbewegungen eines Luftpakets („parcel theory“)

- Betrachtung Temperaturänderung eines vertikal ausgelenkten Luftpakets
- Annahme **adiabatische Vertikalbewegung**: kein Energie- und Massenaustausch mit Umgebung → geschlossenes System
- **Quasistatische Annahme**: Druck Luftpaket = Druck Umgebung



8.2 Trockenadiabatische Zustandsänderungen

Adiabatisch: keine Wärmezufuhr / -abgabe durch Umgebung

- 1. H.S. für adiabatische Zustandsänderungen

... mit **Enthalpie**

$$h = u + pv \quad dh = c_p dT$$

spez. ist R_L

- Zustandsgleichung für ideales Gas (trockene Luft)

$$c_v dT + p dv = 0 \quad (1)$$

$$c_p dT - v dp = 0 \quad (2)$$

$$p = \rho R_L T \Leftrightarrow v = \frac{R_L T}{p}$$

- eingesetzt in (2)

$$\Leftrightarrow c_p dT = \frac{R_L T}{p} dp$$

- Integration: → **Poissongleichung**: gibt Zusammenhang zwischen Temperatur- und Druckänderung bei adiabatischen Prozessen an

$$\frac{T_0}{T} = \left(\frac{p_0}{p} \right)^\kappa \quad \kappa = \frac{R_L}{c_p}$$

- Mit: $p_0 = 1000 \text{ hPa}$, $T_0 = \theta$
→ **Potentielle Temperatur θ**

$$\theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^\kappa$$

?

8.2 Trockenadiabatische Zustandsänderungen

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_l / c_p}$$

Potentielle Temperatur θ

- Die potentielle Temperatur θ ist jene Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn es von einer beliebigen Höhe trocken-adiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird
- Berücksichtigt:
 - thermische Energie
 - potentielle Energie
- Damit: Vergleich Energiegehalt von Luftpaketen aus verschiedenen Höhen

- θ ist invariant gegenüber **Vertikalbewegungen** (bei trocken-adiabatischen Prozessen!)

$$\left. \frac{d\theta}{dz} \right|_{\text{Luftpaket}} = 0$$

- Bsp: $p = 500 \text{ hPa}, T = -32,7^\circ\text{C}$
 $p = 850 \text{ hPa}, T = 6,7^\circ\text{C}$
 $p = 900 \text{ hPa}, T = 11,3^\circ\text{C}$

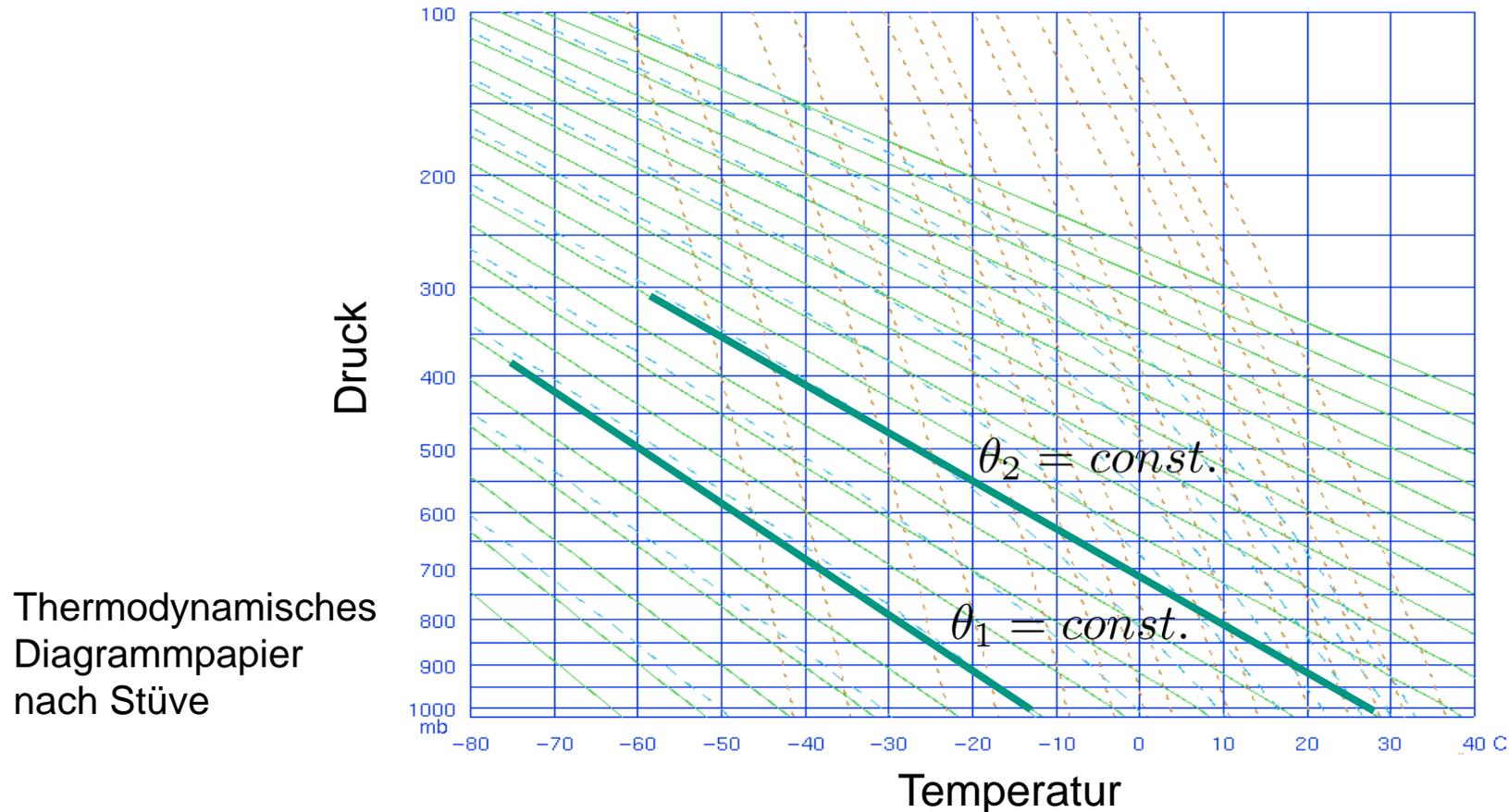
$$\theta = 293 \text{ K} = 20^\circ\text{C} = \text{const. (in 3 Fällen gleich)}$$

8.2 Trockenadiabatische Zustandsänderungen

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_l / c_p}$$

Potentielle Temperatur θ

- Potentielle Temperatur θ eines Luftpakets bleibt bei **Hebung / Absinken** konstant



Wir fassen zusammen...

- **Thermischer Wind:** Änderung geostrophischer Wind mit der Höhe; Änderung Windrichtung/-geschwindigkeit je nach Lage der Isothermen relativ zu den Isobaren; Kaltluft im Tief: Zunahme Windgeschwindigkeit mit der Höhe; Warmluftadvektion = **Rechtsdrehung**, Kaltluftadvektion = **linksdrehend**
- **Starkwindband / Jetstream:** im Bereich eines hohen horizontalen Temperaturgradienten
- **Gradientwind:** Gleichgewicht Druckgradientkraft F_D + Corioliskraft F_C + Zentrifugalkraft F_Z ; Begrenzung Druckgradient im Hoch (nicht Tief)
 - Bei gleichem Druckgradienten: höhere Geschwindigkeit im Hoch (**supergeostrophisch**) gegenüber Tief (**subgeostrophisch**)
 - Folge für Höhenströmung (z.B. 300 hPa): **Divergenz** stromab von Trögen → Hebung und Druckfall (wenn Konvergenz am Boden geringer); **Konvergenz** stromauf → Absinken, Druckanstieg
- Zyklongenese (Druckfall) unterhalb divergenter Höhenströmung des Jet; besonders bei multiplen Jets
- **1. H.S. Thermodynamik:** Änderung innere Energie ist gleich Summe Änderung zugeführte Wärme δq und Änderung Arbeit δa (geschlossenes System) $du = \delta q + \delta a$
- **adiabatisch:** $\delta q = 0$; kein Austausch Energie mit Umgebung $c_v dT + p dv = 0$
- Spezifische Wärmen $c_p = c_v + R$
- **Potentielle Temperatur:** thermische + pot. Energie $\theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^\kappa$