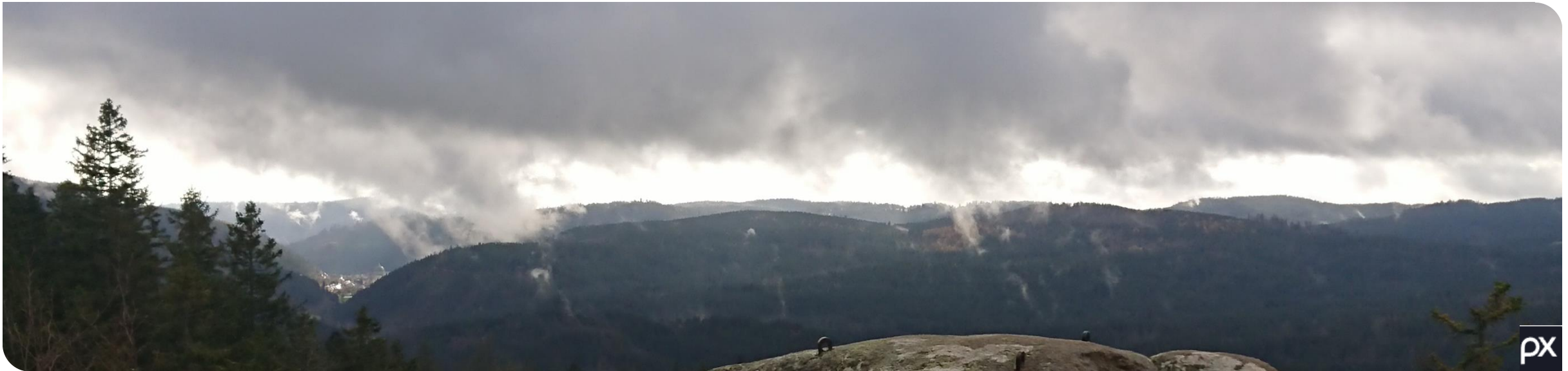


Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz



Das Wetter...



Vergangenes Wetter: Tornado



Tornado (Wind-/Wasserhose/Großtrombe)

Urexweiler

Deutschland (49.43 N, 7.08 E) < 3 km

17-11-2022 (Donnerstag)

13:45 UTC (+/- 5 min)

basiert auf: Informationen in: Foto(s) oder Video(s) der Schäden, einer Website, Foto(s) oder Video(s) des Ereignisses, einem Zeitungsbildungsbericht

Landnutzung: Land

Intensität: F2 T4

Intensitätsschätzung basiert auf Foto(s) oder Video(s) der Schäden.

Die Trichterwolke wurde beobachtet.

Länge der Schadensspur: 10.9 km

Mittlere Breite der Schadensspur: 150 m

Maximale Breite der Schadensspur: 370 m

Zugrichtung: WSW-ENE

Pfad Anfang von/bei (49.41 N, 7.00 E)

Pfad Ende in/bei (49.44 N, 7.15 E)

: Road(s) impassable or closed, Power transmission damaged or destroyed, Damage to roof or chimney, Roof(s) destroyed, Damage to window(s) or insulation layer(s), Car(s) dented, Car window(s) or windshield(s) broken, Large tree branch(es) broken, Tree(s) uprooted or snapped, Forest(s) damaged or destroyed

Schäden an Gebäuden, Infrastruktur und Vegetation Durchzug von Gewitter // Heavy damage in Dirmingen, Urexweiler and Remmesweiler. Roofs heavily damaged; forest areas destroyed. More information will follow. Path data and intensity rating preliminary.

<https://tornadoliste.de/read/8767>

<https://www.tornadomaps.org/post/vurexweiler22/>

<https://twitter.com/tornadomaps/status/1593621465030533120>

<https://www.saarbruecker-zeitung.de/saarland/st-wendel/saarland-tornado-verursacht-schaeden-und-sorgt-fuer-abgedeckte-daecher-aid-80095229>

<https://blauchtreport-saarland.de/2022/11/weiteres-unheimliches-video-vom-tornado-in-urexweiler-aufgetaucht1/>

<https://blauchtreport-saarland.de/2022/11/hier-geht-der-tornado-durch-das-saarland-augezeugenvideo-aufgetaucht1/>

<https://blauchtreport-saarland.de/2022/11/bildergalerie-so-heftig-wuetete-der-tornado-heute-im-nordsaarland/>

<https://kachelmannwetter.com/de/dopplersweeps/neuheilenbach-sued/radar-05grad/20221117-1330z.html>

<https://blauchtreport-saarland.de/2022/11/weiteres-unheimliches-video-vom-tornado-in-urexweiler-aufgetaucht1/>

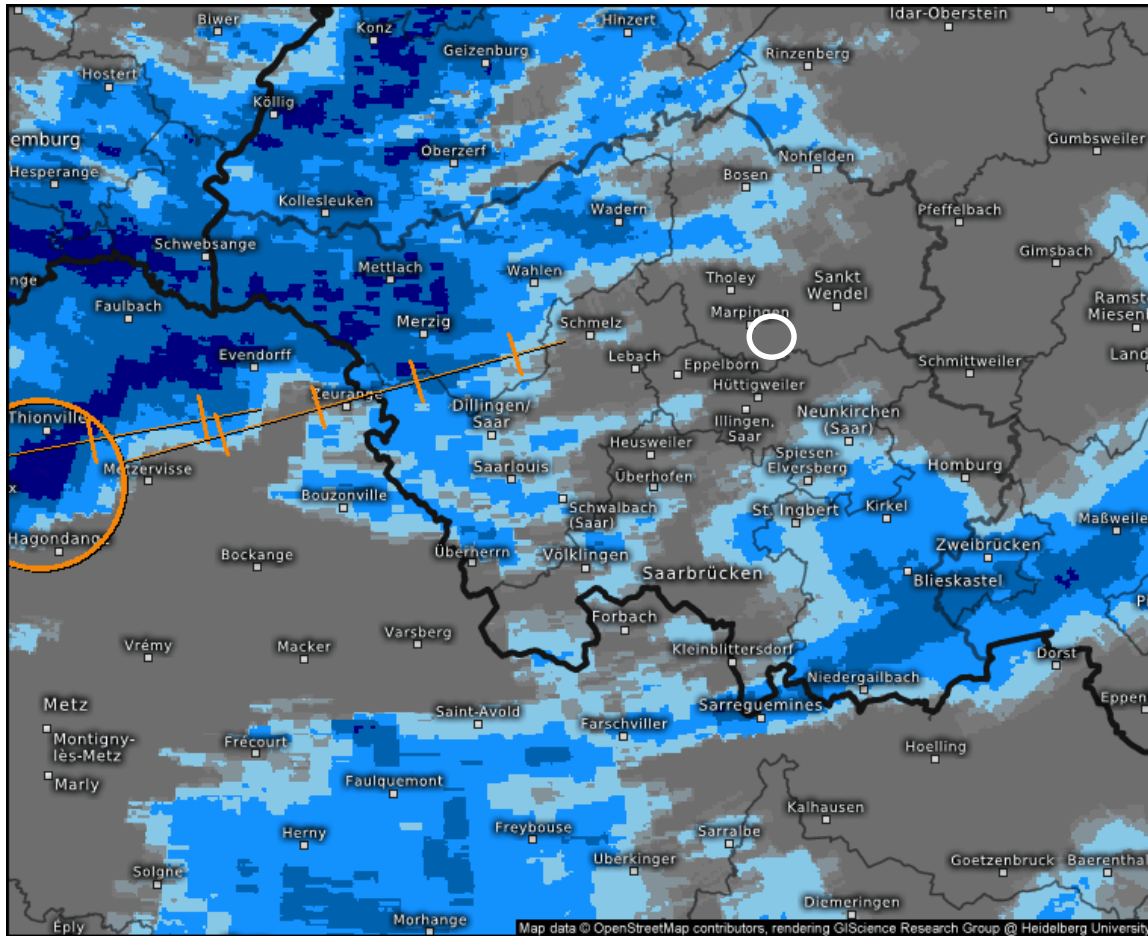
: Kachelmannwetter.com; "Tornado sorgt in Teilen des Saarlandes für abgedeckte Dächer und umgefallene Bäume" v. Saarbrücker Zeitung, 17 Nov 2022; Blauchtreport Saarland, 17 Nov 2022; tornadoliste.de, 17 Nov 2022; "Weiteres unheimliches Video vom Tornado in Urexweiler aufgetaucht", BLAUCHTREPORT-SAARLAND, 17 NOV 2022; @tornadomaps_org (v. Twitter), 18 Nov 2022; Detailed report v. www.tornadomaps.org, 20 Nov 2022;



17.11.2022, Urexweiler, Saarland



Vergangenes Wetter: Tornado



Radar-VorhersageHD / Stormtracking

Do. 17.11.2022, 13:40 Uhr MEZ

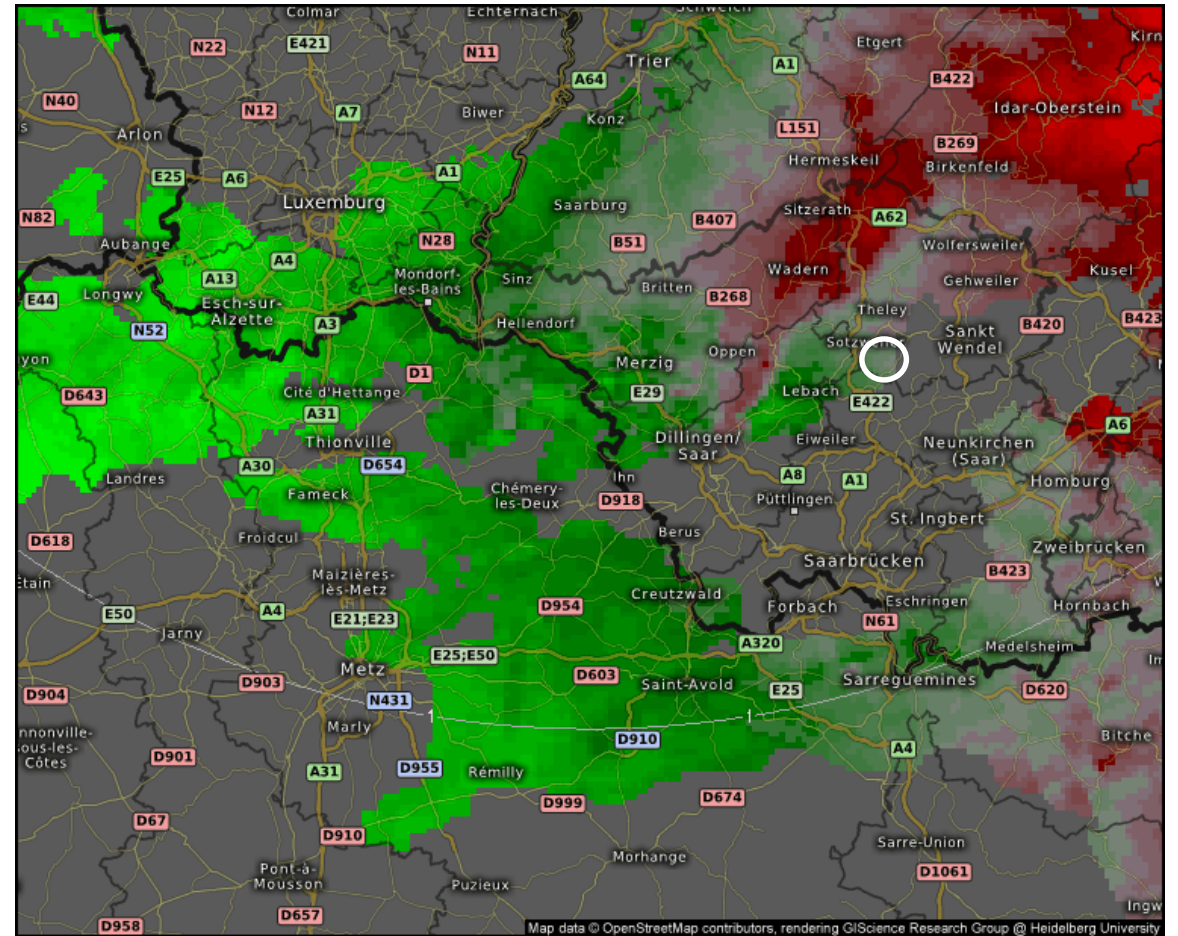
Rotation der Zelle

○ mäßig ○ stark ○ extrem

○ mäßig ○ stark ○ sehr stark
○ zyklonal ○ antizyklonal

kachelmannwetter.com
 WETTER HD

Saarland



Relative Geschwindigkeit (km/h)

Do. 17.11.2022, 14:30 Uhr MEZ

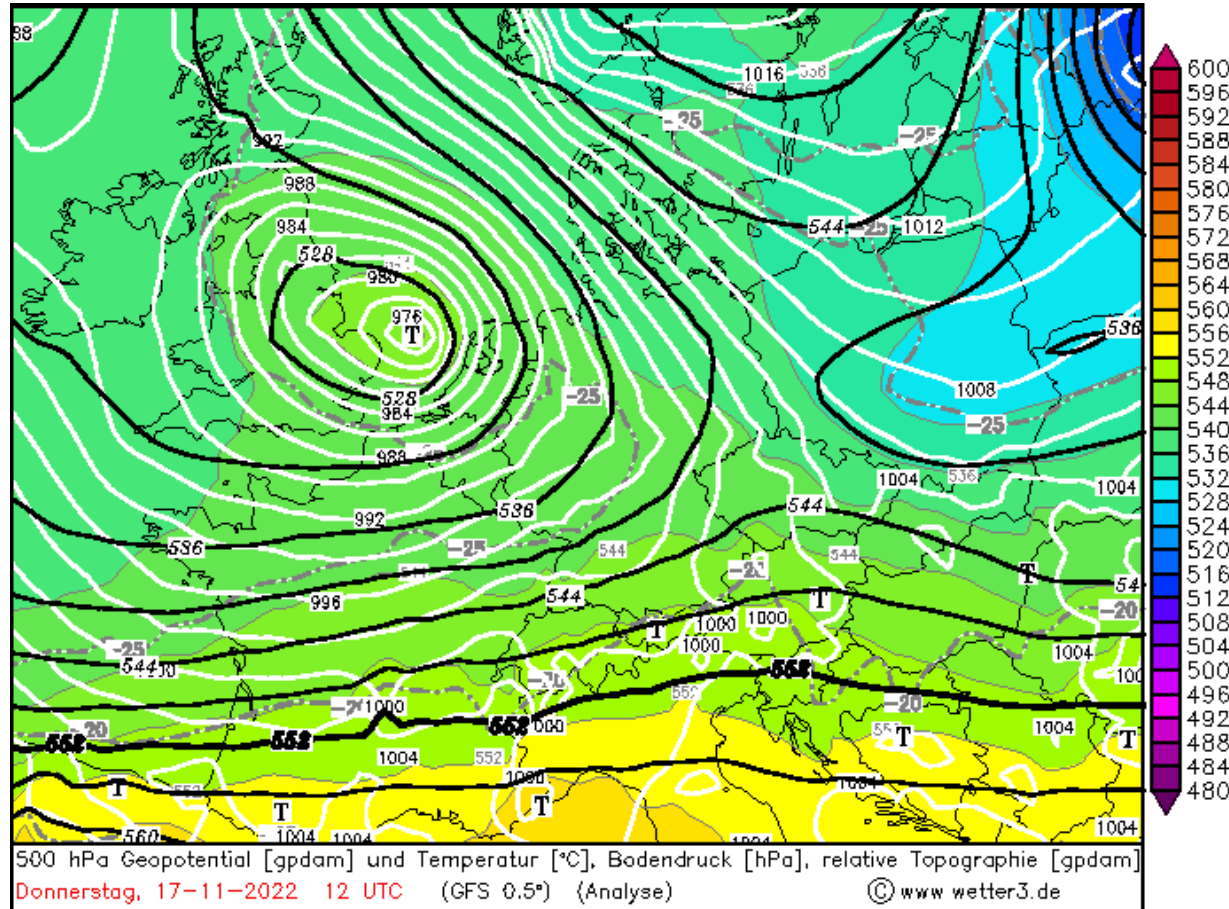


Radarstandort Neuheilenbach (Süd), Sweep 0,5°

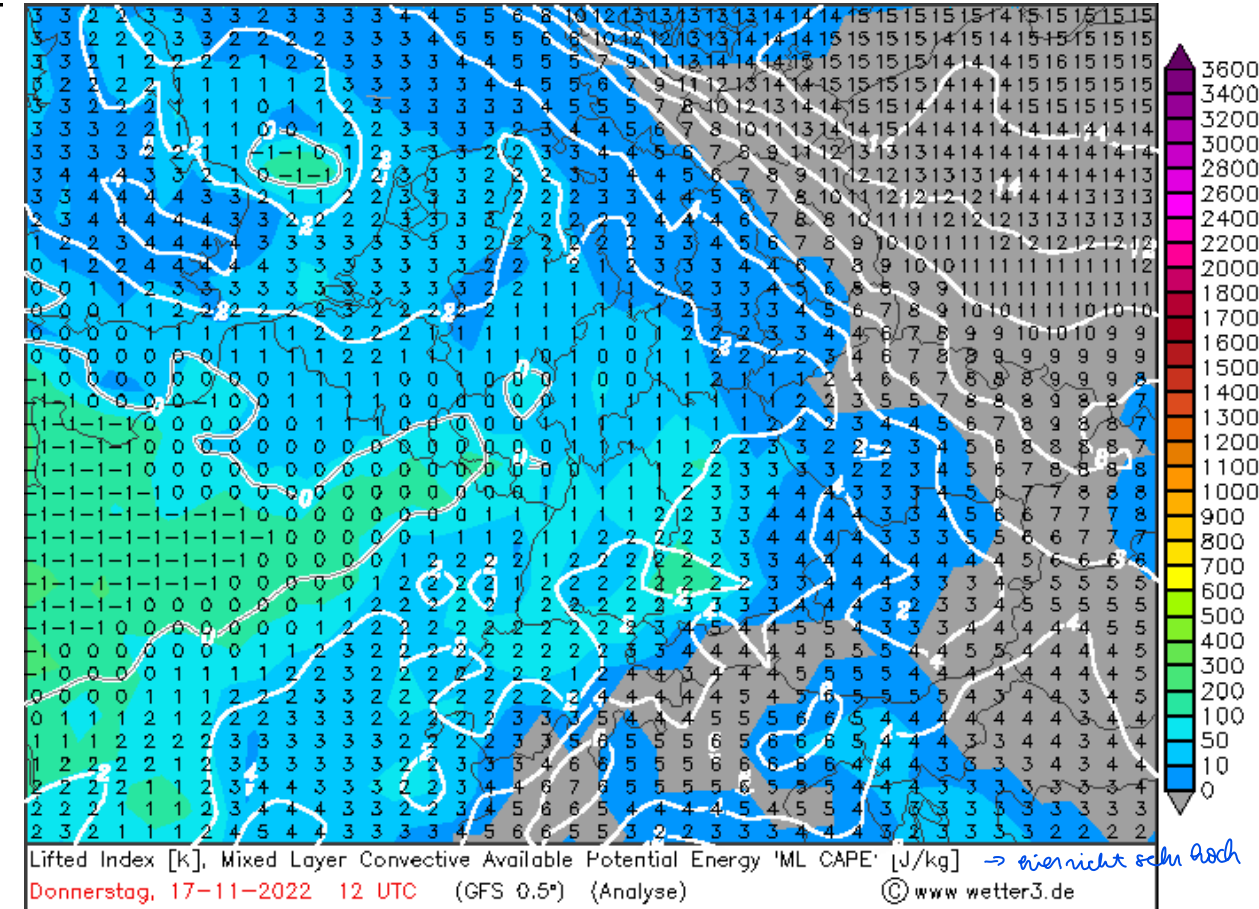
kachelmannwetter.com
 WETTER HD

Vergangenes Wetter: Tornado

500 hPa Geopotential



Konvektionsenergie (CAPE, Lifted Index)



Definition

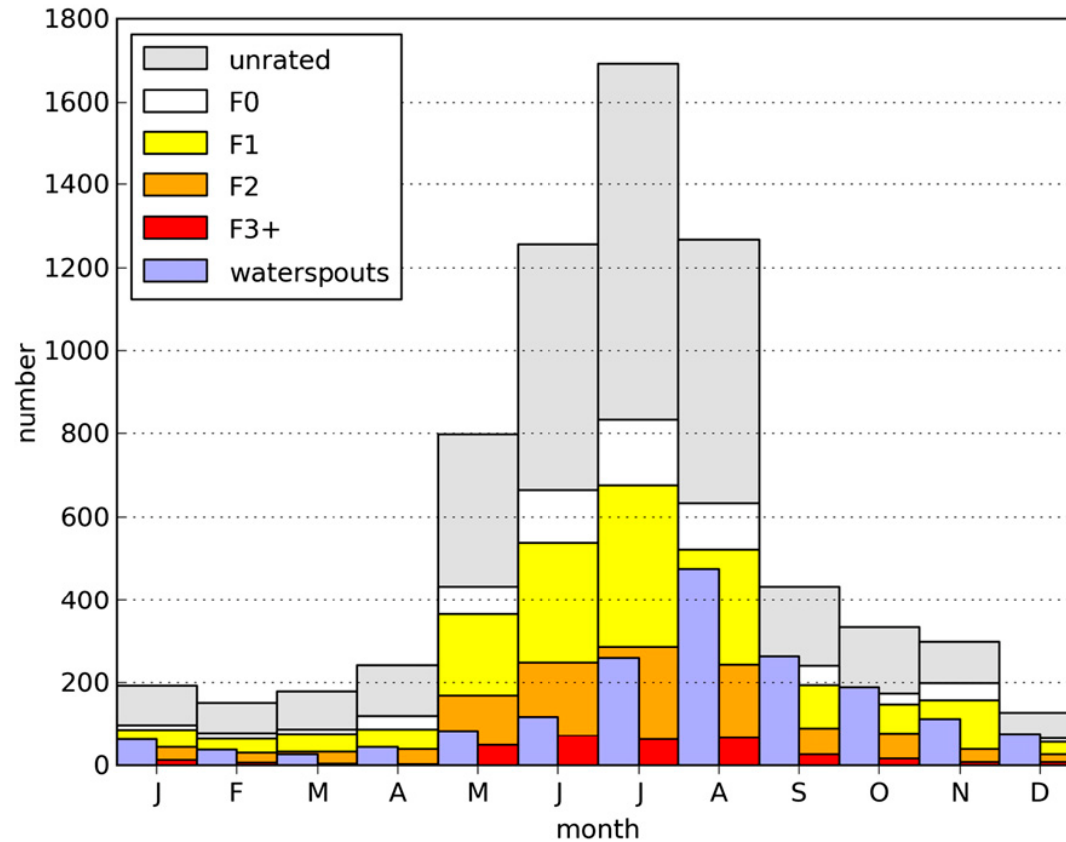
Tornado

- Tornado: rotierende Windgeschwindigkeiten am Boden > 105 (EF0) bis $> 500 \text{ km h}^{-1}$
- *Nicht* unbedingt mit sichtbarem funnel (Wolken Schlauch);
- Auftreten in Verbindung mit Superzellen EF0-EF5 oder Gewitterlinien EF0-EF2
- Durchmesser: 50 -1500 m
- Lebensdauer: Sek. bis $\frac{1}{2}$ Stunde

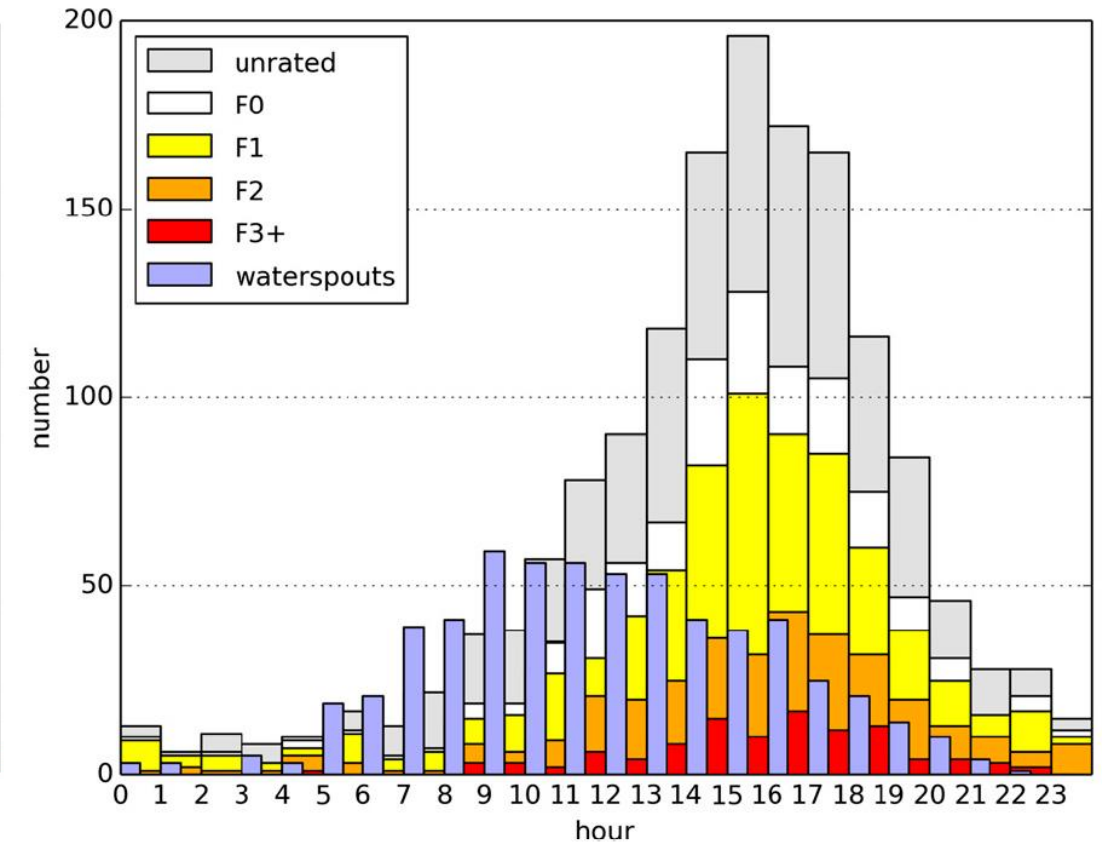


Häufigkeiten Tornados Europa

Jahresgang

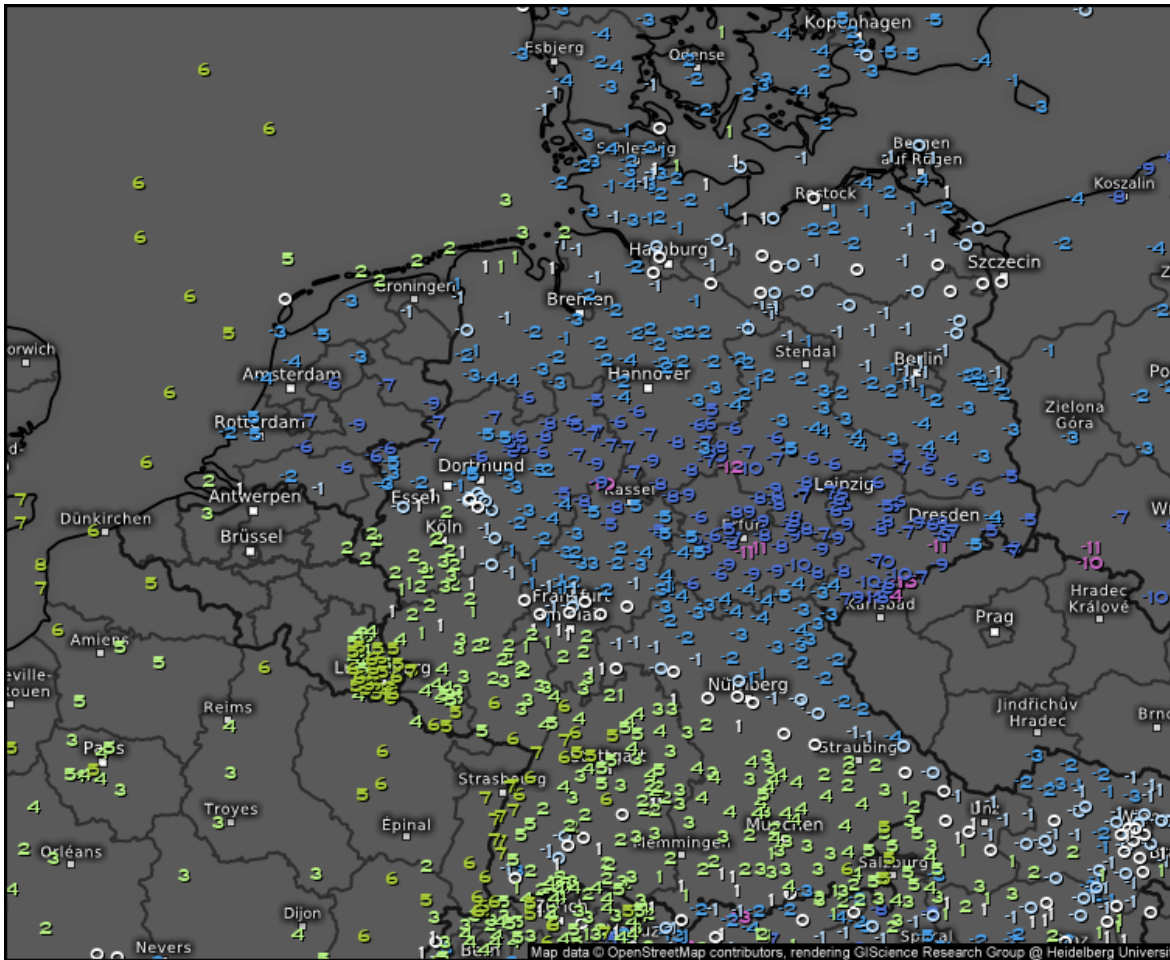


Tagesgang



(Groenemeijer und Kühne, MWR, 2014)

Wetter aktuell

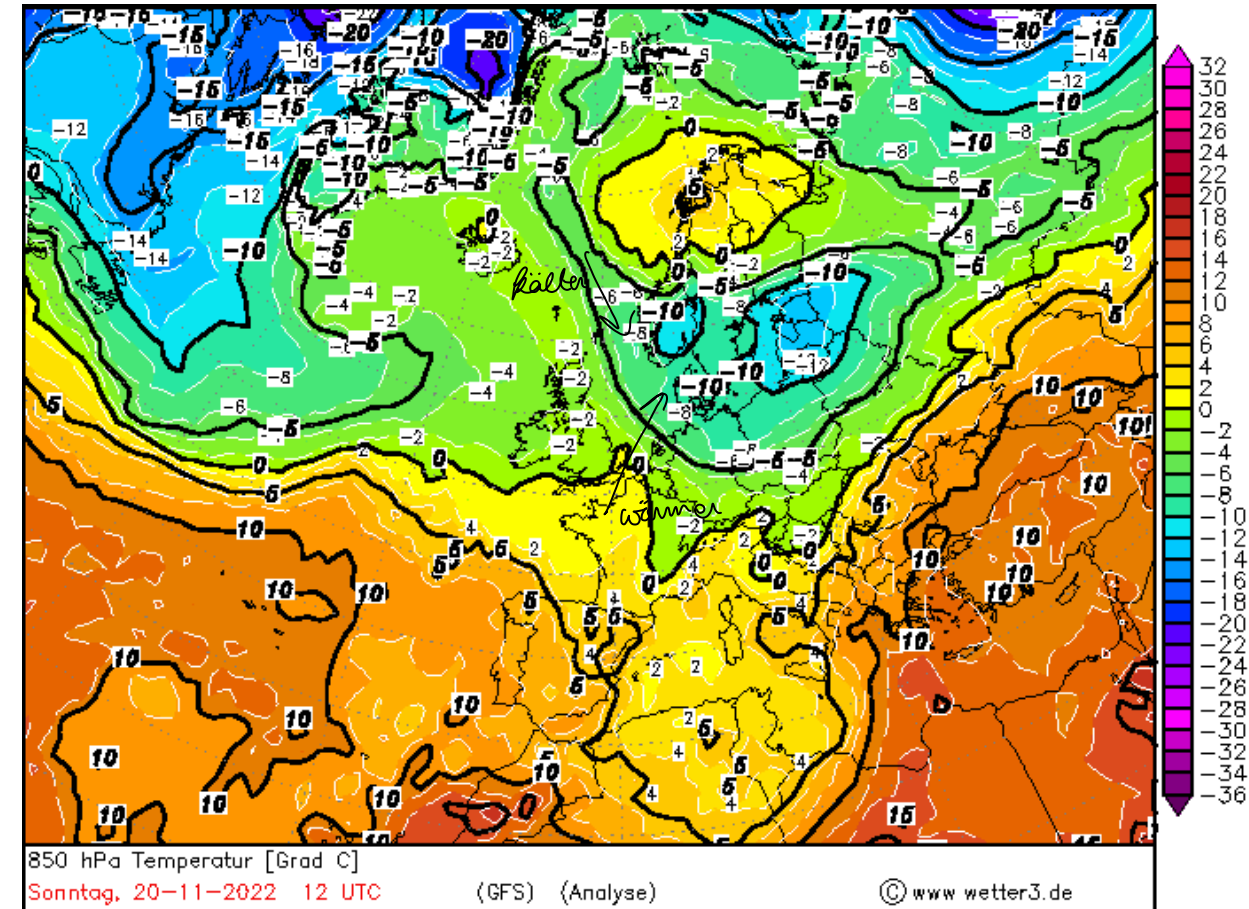


Min. Temperatur 2m, 12std (°C)

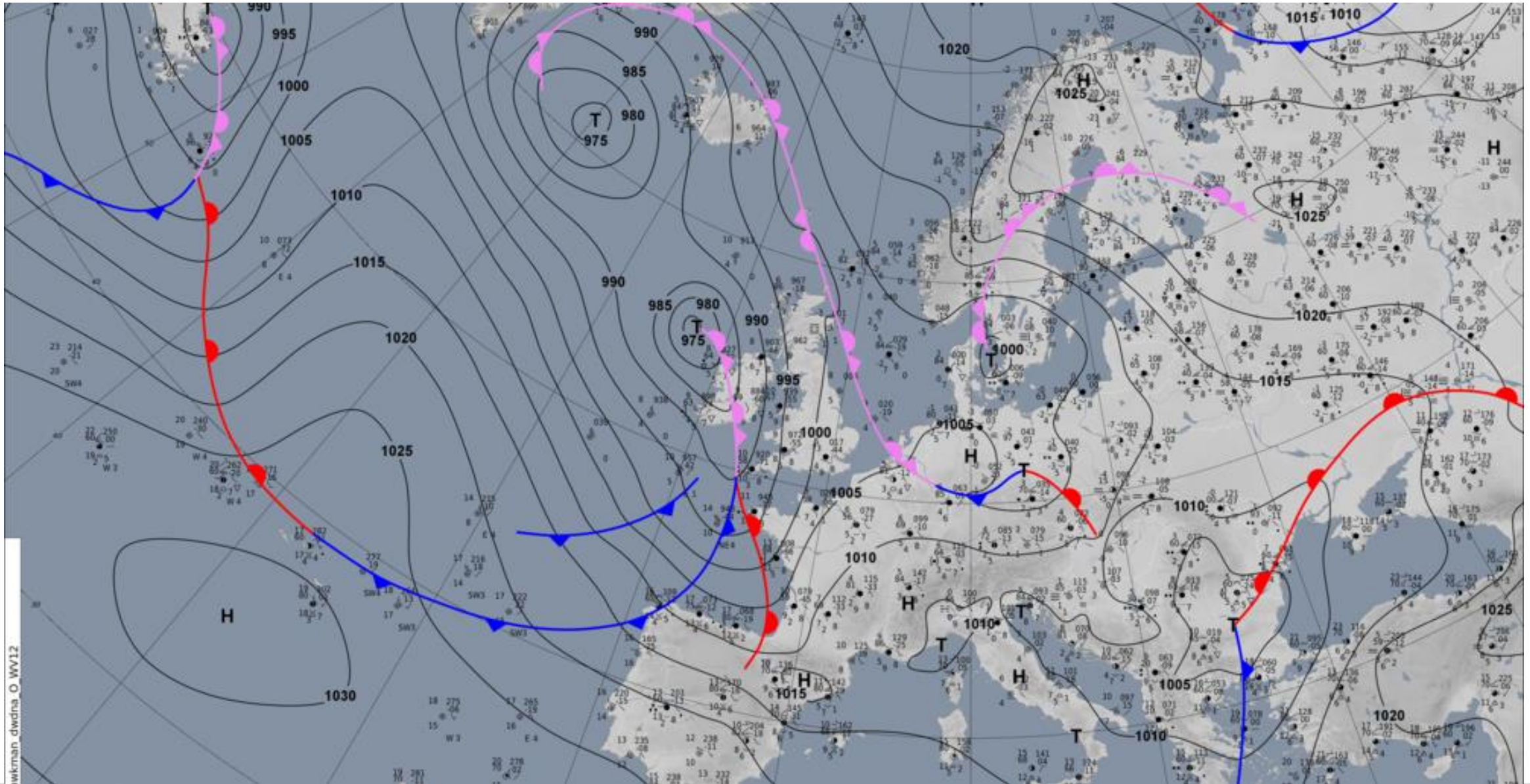
So. 20.11.2022, 19:00 Uhr MEZ



Deutschland, 1.205 Stationen im Kartenausschnitt

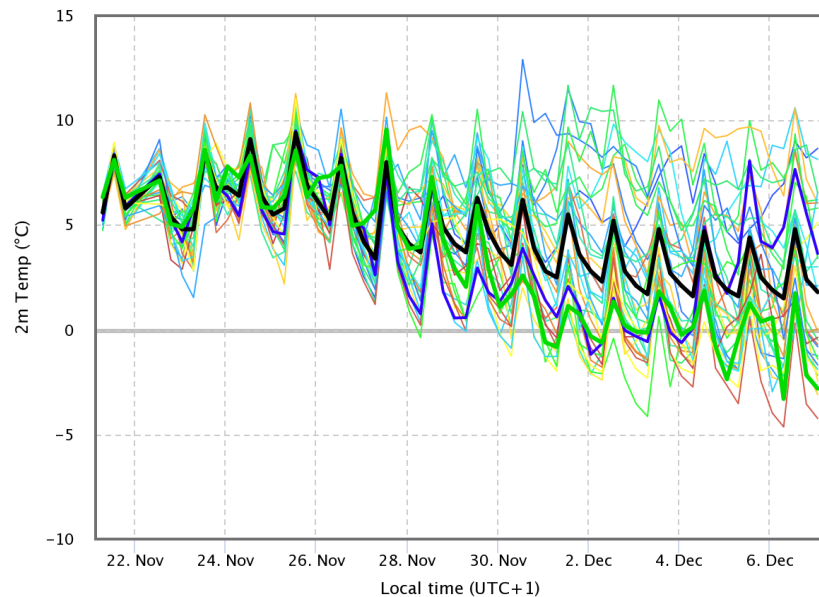


Bodenwetterkarte



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

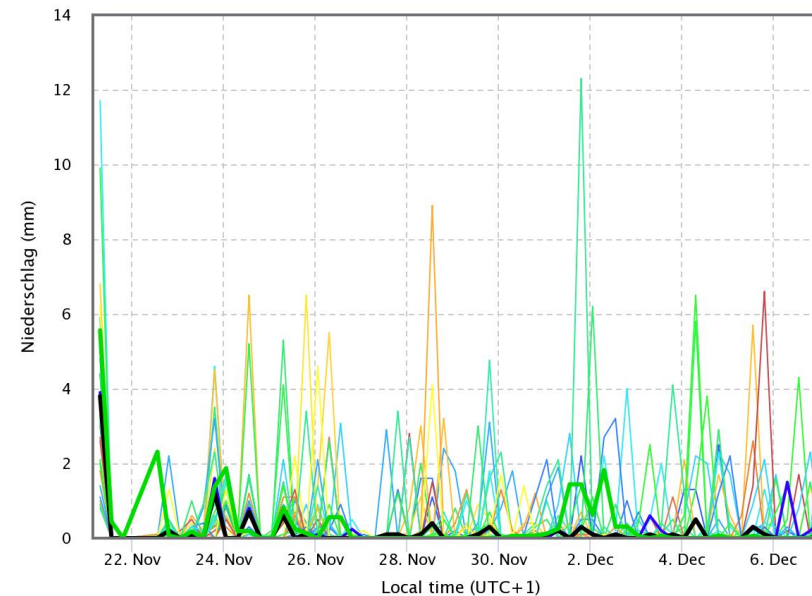
T 2m



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

Niederschlag



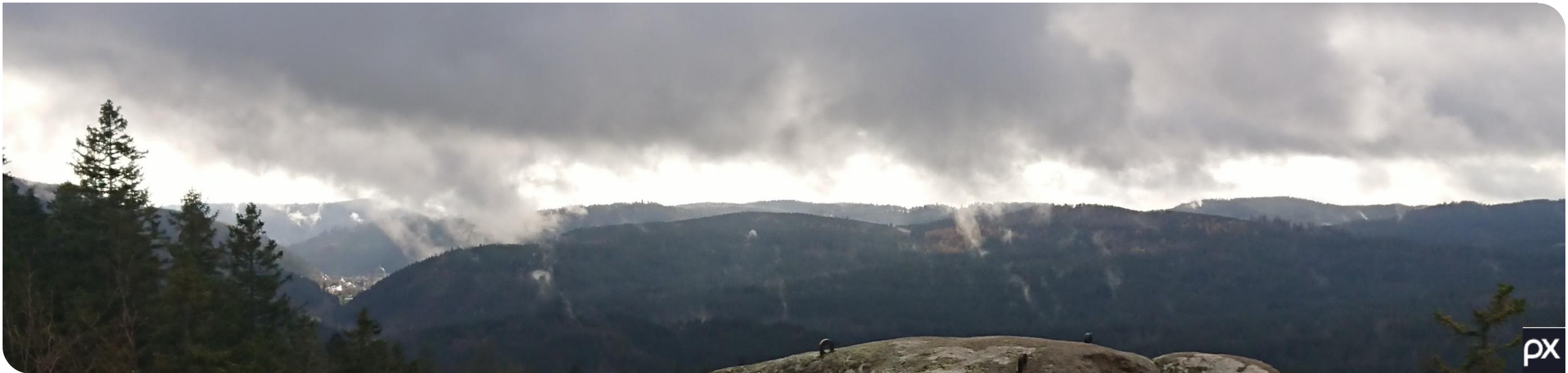
P01 P02 P03 P04 P05 P06 P07 P08
P09 P10 P11 P12 P13 P14 P15 P16
P17 P18 P19 P20 P21 P22 P23 P24
P25 P26 P27 P28 P29 P30 CONTROL — AVG
OPER

wetterzentrale.de

Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz

Kapitel 4: Vertikaler Aufbau der Atmosphäre

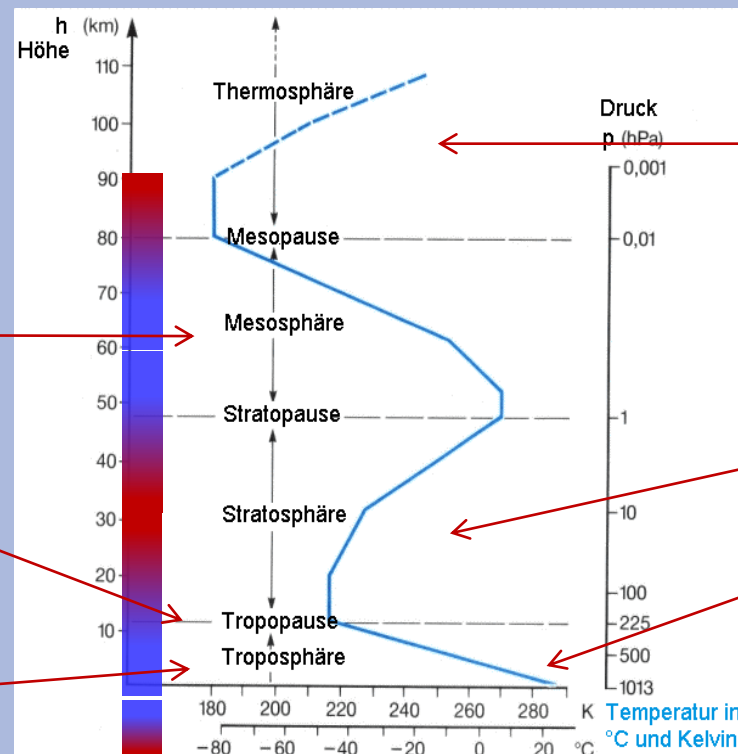


Letzte Vorlesung...

Mesosphäre: Abnahme Temperatur bis ca. 80 km; im Sommer kälter als im Winter (**Dynamik:** Zirkulation vom Sommer- zum Winterpol, Hebung über Sommerpol); Mesopause: Leuchtende **Nachtwolken**

Tropopause: konstante Temperatur oder geringe Zu/Abnahme; Höhe abhängig von Temperatur

Troposphäre: **Wettersysteme**; Temperaturabnahme mit der Höhe



Thermosphäre: Temperatur-zunahme bis ~ **1000 K**; Temperaturdefinition schwierig **Polarlichter** (Aurora Borealis und Aurora Australis), Entmischung (Ende Homosphäre; Abnahme molare Masse)

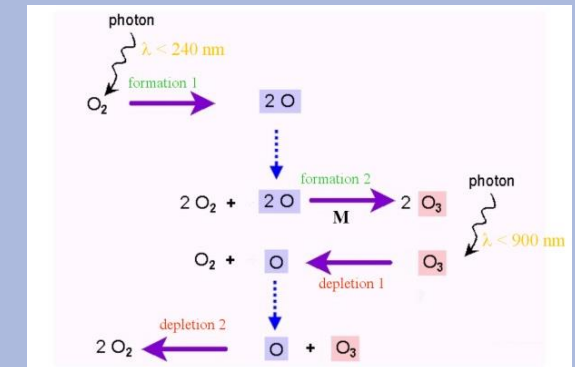
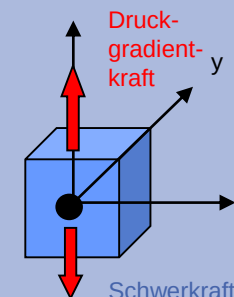
Stratosphäre: Temperatur-zunahme bis 60 km auf ~0°C; bestimmt v.a. durch **Ozonchemie**; **Stratosphärenwirbel** kann Einfluss haben auf Strömung in Troposphäre (v.a. SSW)

Planetare Grenzschicht: Ekman-Schicht, Prandtl-Schicht, Laminare Unterschicht

■ **Stratosphäre:** Chapman-Zyklus Entstehung + Abbau Ozon; Abbau durch freie Radikale (Cl) wenn an PSC aktiviert (niedrige Temp.!).

■ **Hydrostatisch:** Gleichgewicht zwischen Schwerkraft und (vertikale) Druckgradientkraft

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



4.1 Aufbau der Atmosphäre

4.1.1 Troposphäre

4.1.2 Stratosphäre

4.1.3 Mesosphäre

4.1.4 Thermosphäre

4.2 Hydrostatische Approximation

4.3 Modellatmosphären

4.3.1 Homogene Atmosphäre

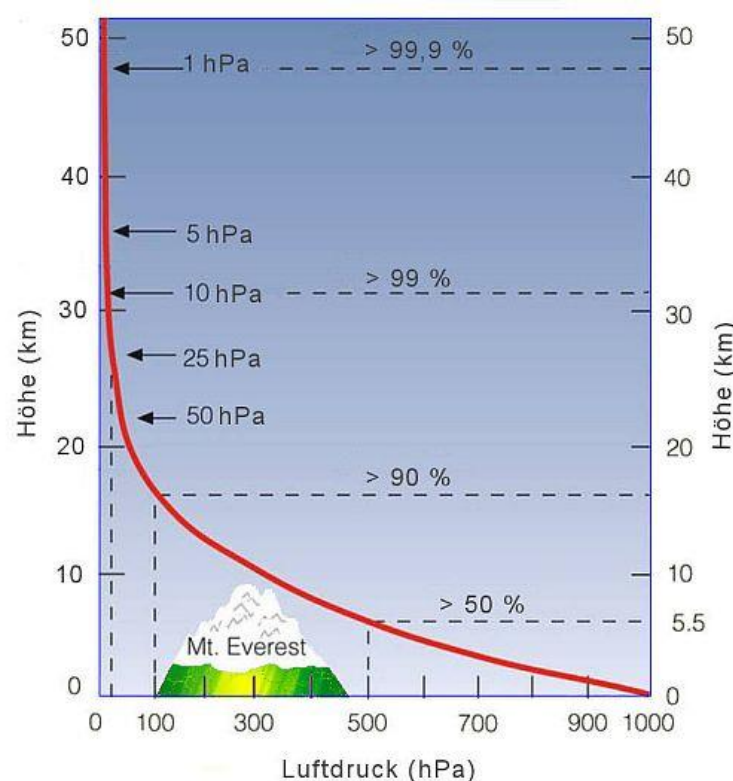
4.3.2 Isotherme Atmosphäre & Barometrische Höhenformel

4.3.3 Polytrope Atmosphäre

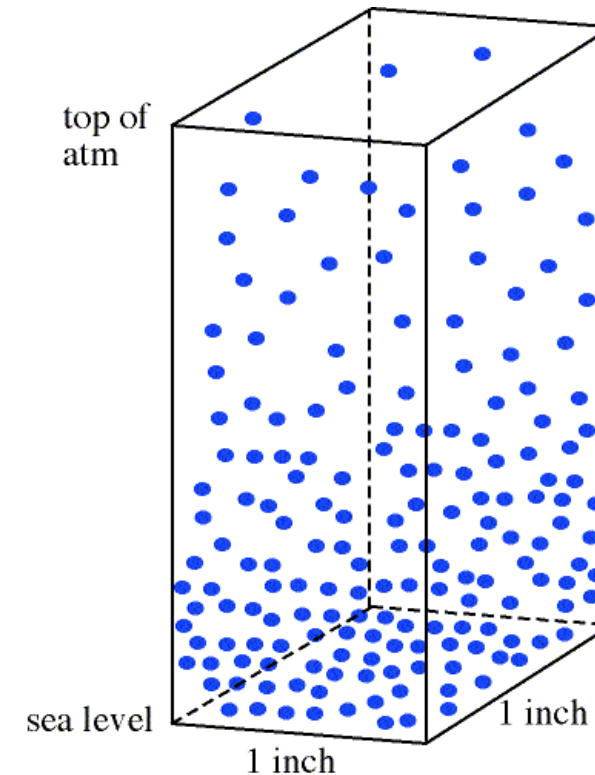
4.3 Modellatmosphären

Verlauf Luftdruck in der realen Atmosphäre

- **Luftdruck:** Gewichtskraft der Atmosphäre oberhalb von z
- Auf Meereshöhe ca. $10^5 \text{ Pa} \sim 10^4 \text{ kg}$ (Normalbedingungen: 1013.25 hPa, 0°C)
- **Exponentielle Druckabnahme** mit der Höhe wg. Kompressibilität von Luft ($\neq \text{flüssigkeiten}$)



(Bild: gerd-pfeffer.de)



4.3 Modellatmosphären

Modellatmosphären

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

hydrostatische
Approximation

$$p = \rho R_L T$$

Zustandsgleichung
für ein ideales Gas

p : Druck
 z : Höhe
 ρ : Dichte
 g : Schwerebeschl.
 T : Temperatur
 R_L : Gaskonstante für Luft
(trocken)

(a) Homogene Atmosphäre (isochor; $\rho = \text{const.}$)

(b) Isotherme Atmosphäre ($T = \text{const.}$)

(c) Polytrope Atmosphäre (Temp-Abnahme $\frac{\partial T}{\partial z} = \text{const.}$)

4.3.1 Homogene Atmosphäre

Homogene Atmosphäre:

$$\rho = \text{const.}$$

■ Herleitung über **hydrostatische Approximation** (substantiell)

Annahme: p nur von z abh.

$$\frac{dp'}{dz'} = -\rho g = \text{const.} \quad (1) \quad \text{Trennung Variablen}$$

$$\Leftrightarrow dp' = -\rho g dz' \quad (2)$$

$$\Rightarrow \int_{p_0}^p dp' = -\rho g \int_{z=0}^z dz' \quad (3)$$

$$\Rightarrow [p]_{p_0}^p = p - p_0 = -\rho g [z]_{z=0}^z = -\rho g z \quad (4)$$

$$p(z) = p_0 - \rho g z$$

■ Lineare Druckabnahme mit der Höhe in der homogenen Atmosphäre

– z.B. für einfache Abschätzung Druckänderung in untere Höhen; Faustformel: $\sim 1 \text{ hPa} / 9 \text{ m}$

■ Homogene Atmosphäre hat eine Obergrenze (Auflösung von Gleichung (4) nach z , $p=0$ ergibt mit typischen Werten $H \sim 8 \text{ km}$) → Übung

Fragen über Fragen...

- In welcher Luftmasse nimmt der Druck mit der Höhe schneller ab: in **warmer** oder in **kalter** Luft?
- Was passiert dynamisch, wenn warme Luft **horizontal** an kalte Luft angrenzt? $\overline{w} \quad \overline{t} \rightarrow \text{Wind}, \text{ Druckgradient}$
 $\rightarrow \text{Land tagsüber schneller warm (S} \rightarrow \text{L)}, \text{ nachts Wasser schneller warm (L} \rightarrow \text{S)}$
- Wodurch kommt die **Land-Seewind Zirkulation** zustande?
Und wodurch der **Jetstream** (Starkwindband im Bereich der Tropopause)?
 $\hookrightarrow ?$
- Prinzipiell befinden sich kalte Luftmassen im Norden, warme Luftmassen im Süden. Wieso kommt es nicht zum **Temperaturausgleich** durch direkte Strömung?
 Corioliskraft
 $H/T - \text{Gleich} \rightarrow \text{Ausgleich?}$
 $\text{Imbalance durch Strahlungsdiff.}$
 Conditio

4.3.2 Isotherme Atmosphäre

Isotherme Atmosphäre:

$$T = \text{const.}$$

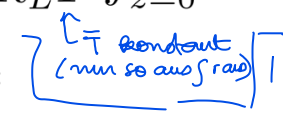
■ Herleitung über hydrostatische Approx. und Zustandsgleichung

hydrost. Approx. $dp' = -\rho g dz'$ (keine Integration mögl. da $\rho(z)$) (1)

Zustandsgleichung $p' = \rho R_L T \Leftrightarrow \rho = \frac{p'}{R_L T}$ (2)

(2) in (1) $dp' = -\frac{p' g}{R_L T} dz'$ 

$$\Leftrightarrow \int_{p_0}^p \frac{dp'}{p'} = \int_{p_0}^p d \ln p' = -\frac{g}{R_L \bar{T}} \int_{z=0}^z dz'$$

$\Leftrightarrow \ln p - \ln p_0 = \ln \frac{p}{p_0} = -\frac{gz}{R_L \bar{T}}$  $\ln a - \ln b = \ln \frac{a}{b}$

$\bar{T}$ Schichtmitteltemperatur

Vertikaler Druckverlauf
isotherme Atmosphäre

$$\Leftrightarrow p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_L \bar{T}}\right)$$

$$a = e^x \Leftrightarrow \ln a = x$$
$$\Leftrightarrow \exp(\ln a) = a = e^x$$

 $\rightarrow$ Druck nimmt exponentiell ab

**barometrische
Höhenformel**

$$z = \frac{R_L \bar{T}}{g} \ln \frac{p_0}{p(z)}$$

$$\Delta z = \frac{R_L \bar{T}}{g} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

4.3.2 Isotherme Atmosphäre

Isotherme Atmosphäre: $T = \text{const.}$

$$p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_L \bar{T}}\right)$$

z	$p(z)_{\overline{T}=288,15 \text{ K}}^{15^\circ\text{C}}$	$p(z)_{\overline{T}=273,15 \text{ K}}^{0^\circ\text{C}}$
0	1000 hPa	1000 hPa
1000	890 hPa	882,4 hPa
2000	790 hPa	778,6 hPa
3000	700 hPa	687,1 hPa
4000	620 hPa	606,3 hPa
5000	550 hPa	534,9 hPa
6000	490 hPa	472,0 hPa
7000	430 hPa	416,5 hPa
8000	390 hPa	367,5 hPa
9000	340 hPa	324,3 hPa
10000	300 hPa	286,1 hPa
11000	270 hPa	252,5 hPa
12000	240 hPa	222,8 hPa

Druckgradient (Δp)
↔
Strömungen

4.3.2 Isotherme Atmosphäre

Isotherme Atmosphäre:

$$T = \text{const.}$$

$$p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{gz}{R_L \bar{T}}\right)$$

■ Bsp: Berechnung Höhendifferenz

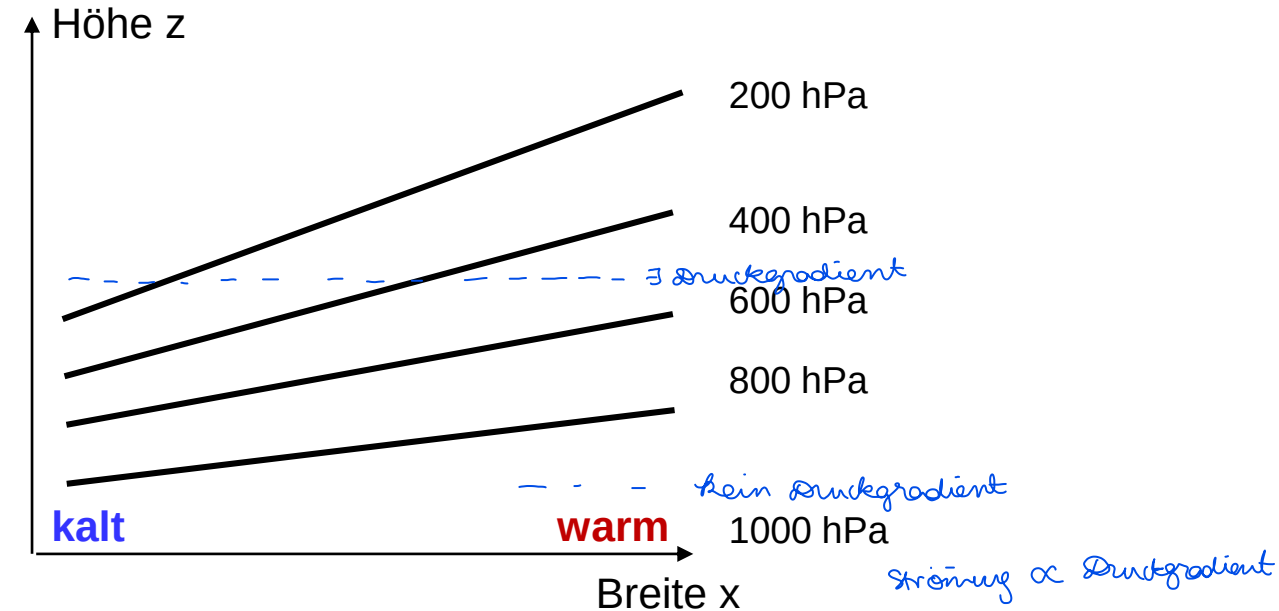
$$\Delta z = \frac{R_L \bar{T}}{g} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

$$p_1 = 1000 \text{ hPa}$$

$$p_2 = 850 \text{ hPa}$$

$$\Delta z = 4,7546 \cdot \bar{T} \text{ m}$$

$$\Delta z = \left\{ \begin{array}{ll} 1370 \text{ m} & \text{bei } \bar{T} = 288,2 \text{ K} \quad (\vartheta = 15^\circ \text{C}) \\ 1299 \text{ m} & \text{bei } \bar{T} = 273,2 \text{ K} \quad (\vartheta = 0^\circ \text{C}) \end{array} \right\}$$

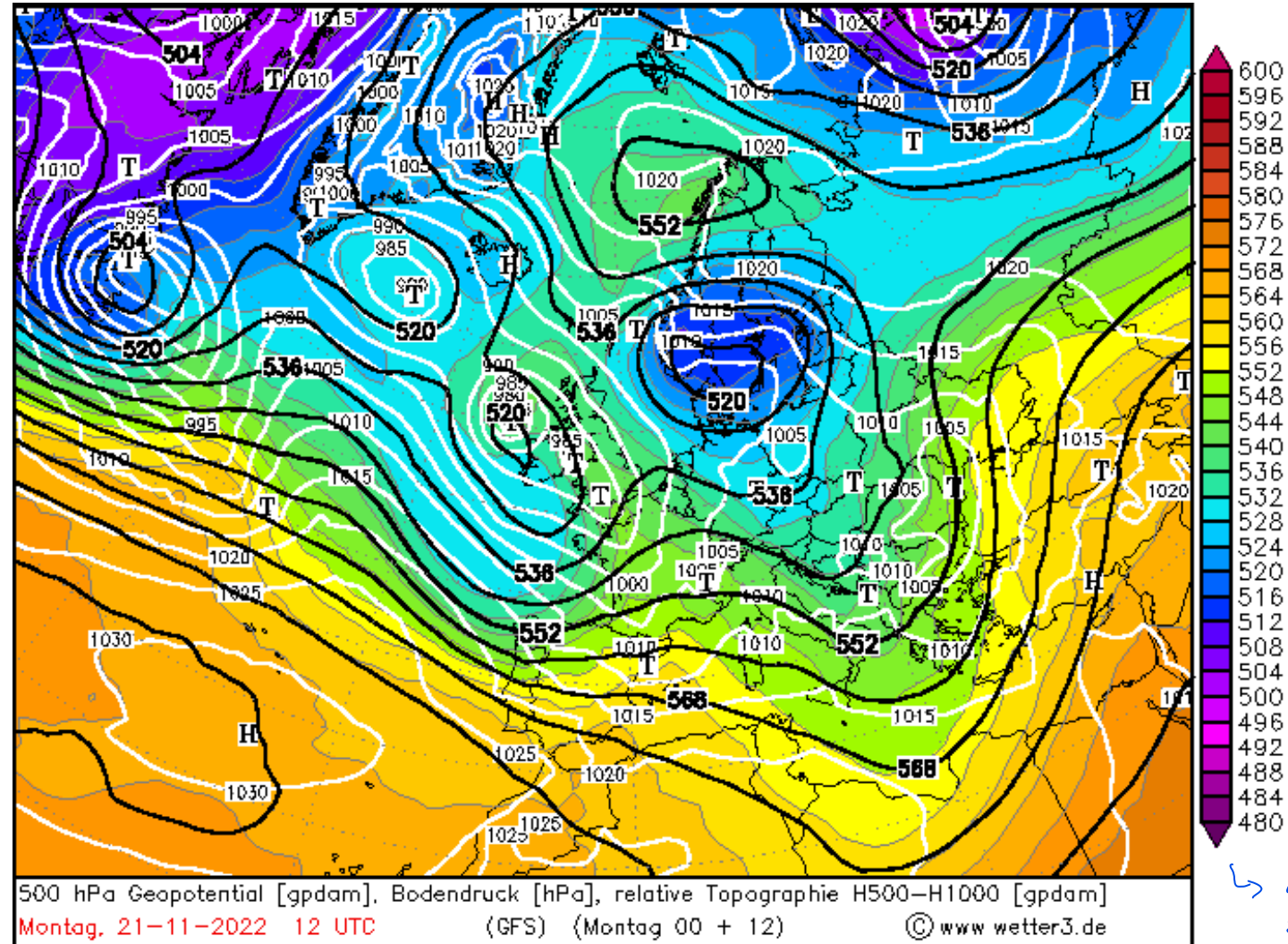


→ je höher die Temperatur, umso größer ist der vertikale geometrische Abstand zweier Druckflächen

„in kalter Luft drängen sich die Isobaren“

4.3.2 Isotherme Atmosphäre

- Relative Topographie 500 – 1000 hPa spiegelt Mitteltemperatur in dieser Schicht wider



weiß: Bodendruck
Schw.: Isolinien?

relative Topographie, abh. von T

↳ Druckuntersch. zw. 500 & 1000 hPa
schichtmittl. temp.

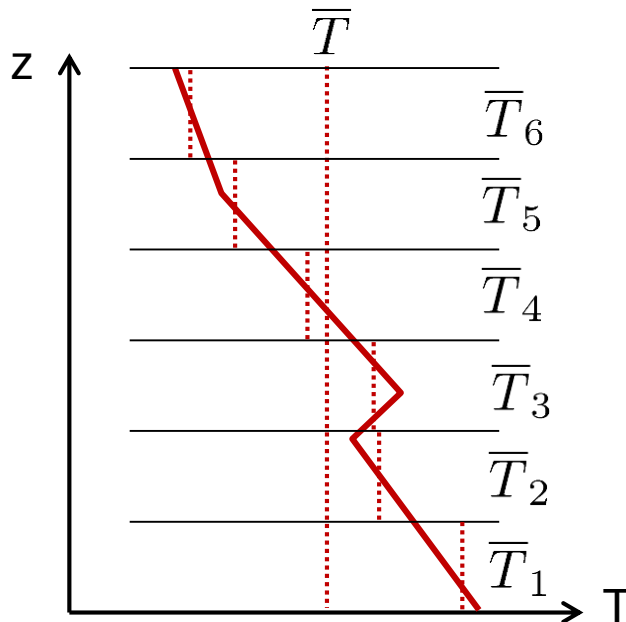
4.3.2 Isotherme Atmosphäre

$$\Delta z = \frac{R_L \bar{T}}{g} \ln \frac{p_1}{p_2}$$

Isotherme Atmosphäre:

$$T = \text{const.}$$

- **Barometerreduktion:** Ergebnis isotherme Atmosphäre lässt sich auch für nicht-isotherme Verhältnisse anwenden, wenn für T der Mittelwert zwischen zwei Höhenniveaus Δz verwendet wird
- Ergebnis wird immer genauer, je geringer die Schichtdicke zwischen den zwei Höhenniveaus
unterteilen in einzelne Abschnitte mit untersch. Integrationsgrenzen z



*Flugzeughöhe auch damit geschätzt für
Höhe
(rel. zu anderen Flugzeugen wichtig)*

4.3.3 Polytrope Atmosphäre

Polytrope Atmosphäre: konstanter Temperaturgradient

= γ

■ Herleitung über **hydrostatische Approx.** und **Zustandsgleichung**

■ Annahme: konstante lineare Temperaturannahme:

vertikalen Temp. gradient: $\frac{dT}{dz} = -\gamma = \text{const.} \quad \Rightarrow \int_{T_0}^T dT = -\gamma \int_{z=0}^z dz \quad \Rightarrow \underline{T(z) = T_0 - \gamma z}$

hydrost. Approx. $dp = -\rho g dz$ (1)

Zustandsgleich. $p = \rho R_L \underbrace{(T_0 - \gamma z)}_{T(z)} \Leftrightarrow \rho = \frac{p}{R_L(T_0 - \gamma z)}$ (2)

(2) in (1) $\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_L(T_0 - \gamma z)} dz$ (3)

Lösung des Integrals (3) (i) Integrationstafeln, z.B. Bronstein u. Semendjajew !
(ii) Erweiterung dz / Substituierung

Ansatz: $dz = \boxed{-\frac{1}{\gamma}} d(T_0 - \gamma z)$

Differential Konstante = 0 $-d(\gamma z) = -\gamma dz$ mit $\boxed{}$ ist rechte Seite = dz

4.3.3 Polytrope Atmosphäre

Polytrope Atmosphäre: konstanter Temperaturgradient

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R_L(T_0 - \gamma z)} dz \quad \text{und} \quad dz = -\frac{1}{\gamma} d(\underbrace{T_0 - \gamma z}_0)$$

$$\int_{p_0}^p \frac{dp}{p} = \int_{p_0}^p d \ln p = \frac{g}{R_L \gamma} \int_{z=0}^z \frac{d(T_0 - \gamma z)}{T_0 - \gamma z} = \frac{g}{R_L \gamma} \int_{z=0}^z d \ln(T_0 - \gamma z)$$

$$\ln \frac{p}{p_0} = \frac{g}{R_L \gamma} \{ \ln(T_0 - \gamma z) - \ln T_0 \} \quad (\text{in Klammer: 1. Term in Höhe } z, \text{ 2. Term in } z = 0)$$

$$= \frac{g}{R_L \gamma} \ln \frac{T_0 - \gamma z}{T_0} = \ln \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{g/(\gamma R_L)} \quad a \ln b = \ln b^a$$

$$\Rightarrow p(z) = p_0 \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{R_L \gamma}}$$

Vertikaler Druckverlauf
Polytrope Atmosphäre

4.3.3 Polytrope Atmosphäre

Normatmosphäre ICAO (International Civil Aviation Organization)

- Für die Luftfahrt allgemein gültige und verbindliche Normatmosphäre mit

- $T_0 = 288,15 \text{ K}$ (15°C)
- $p_0 = 1013,25 \text{ hPa}$
- $\rho_0 = 1,225 \text{ kg m}^{-3}$

- Ermöglicht international einheitliche Bezugsgröße (z.B. für definierte Flughöhen); weicht von der aktuellen, lokalen Atmosphäre ab

relativer Abstand (Flugzeuge zueinander) wichtig

- Konstanter Temperaturgradient in versch. Schichten

Troposphäre:

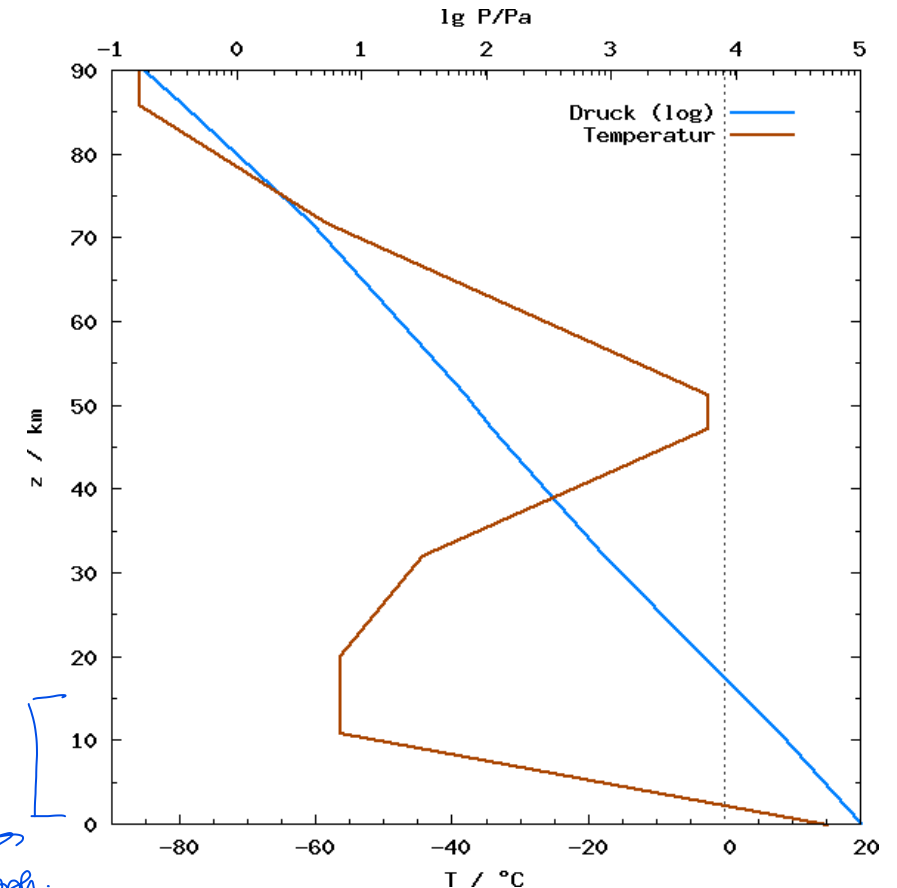
$$\frac{dT}{dz} = -0.65 \text{ K } 100 \text{ m}^{-1}$$

Prüfung!

mittlere Temp. gradient

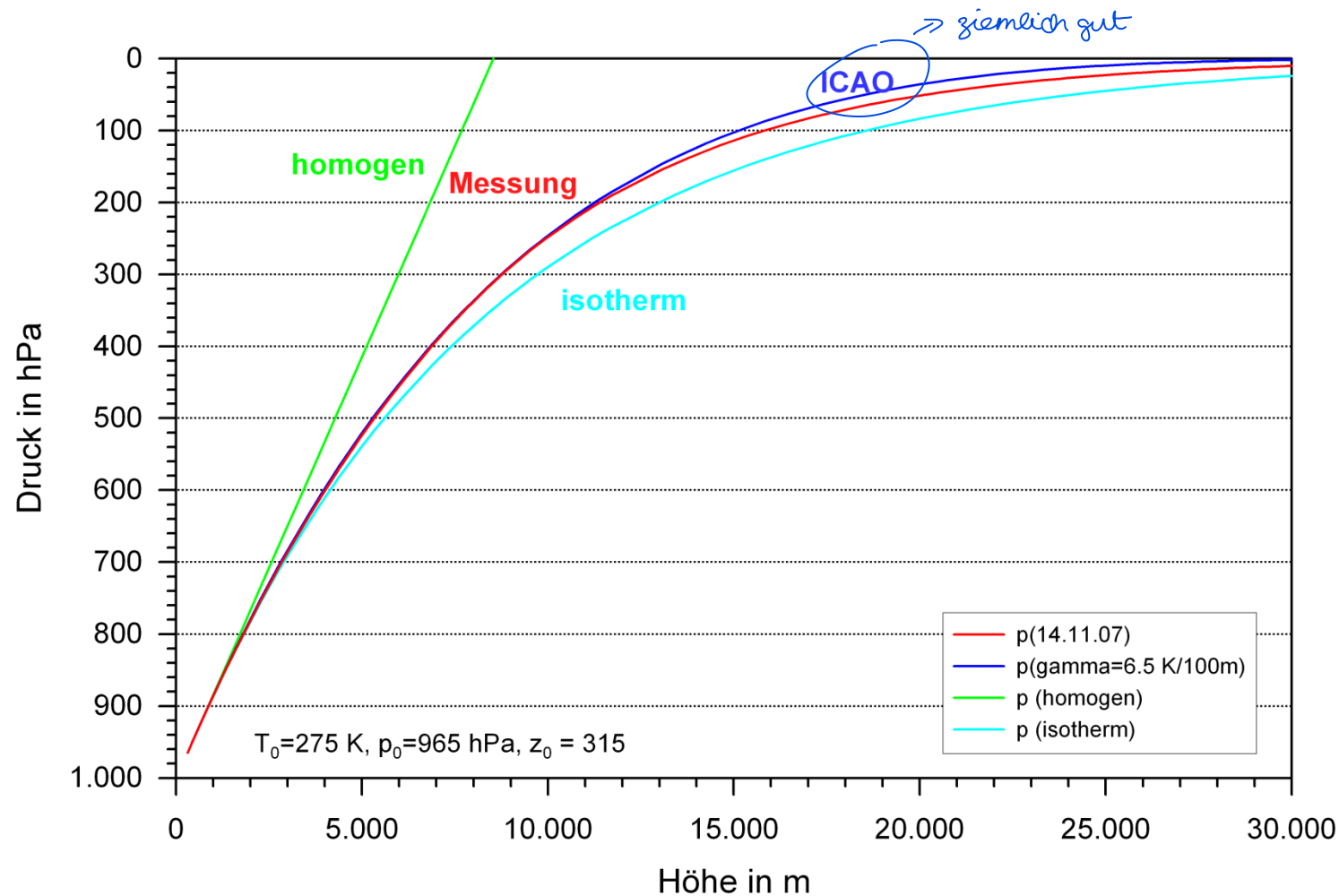
Luftfahrt (untere Stratosph.)

Standardatmosph.



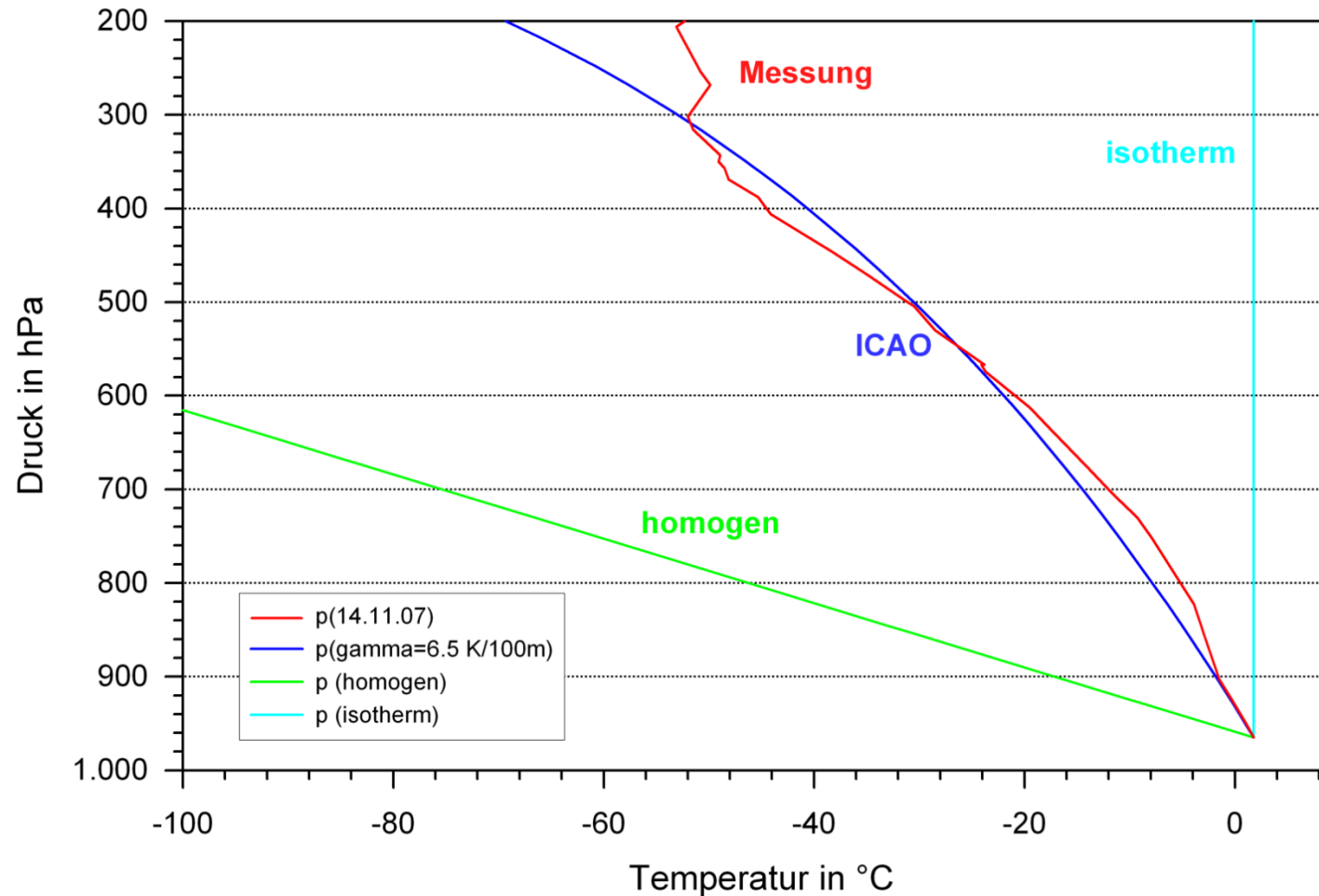
4.3 Zusammenfassung

Homogene / isotherme / polytrope (ICAO) / reale Atmosphäre



4.3 Zusammenfassung

Homogene / isotherme / polytrope (ICAO) / reale Atmosphäre



Vorlesung „Allgemeine Meteorologie“

Prof. Michael Kunz

Kapitel 5: Der Wasserdampf in der Atmosphäre



Der Wasserdampf in der Atmosphäre

5.1 Wasserdampf und Feuchtemaße

5.2 Vertikale Verteilung des Wasserdampfs

5.3 Koexistenz von Flüssigkeit und Dampf

5.4 Koexistenz von Festkörper und Flüssigkeit

5.5 Koexistenz dreier Phasen

5.6 Reale Gase

5.7 Thermodynamische Phänomene, Kondensationsprozesse

5.7.1 Dunst

5.7.2 Nebel: Strahlungsnebel, Advektionsnebel

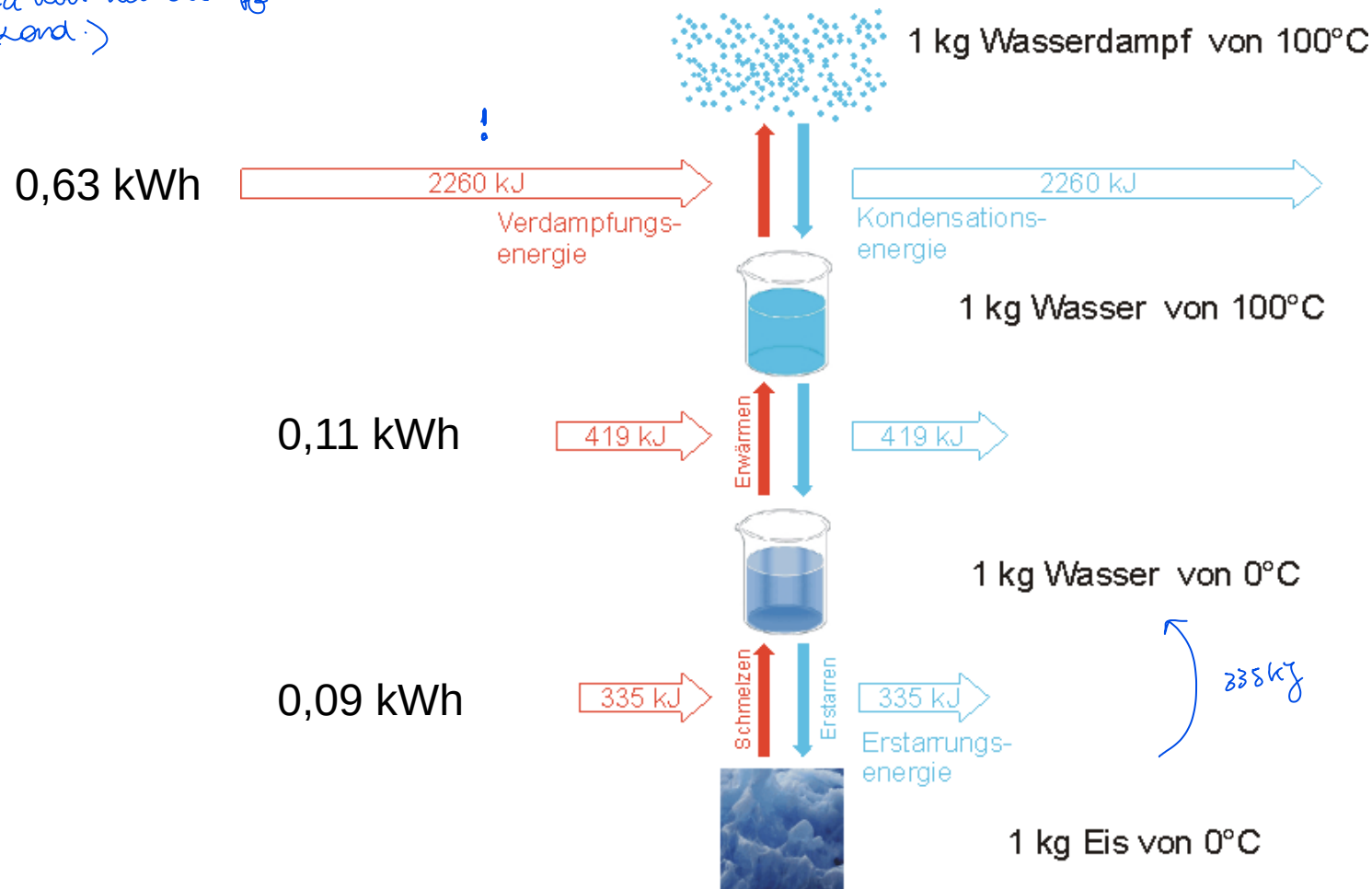
5.7.3 Wolkenklassifikation

5.1 Wasserdampf und Feuchte Maße

Bedeutung Wasserdampf: Energieträger

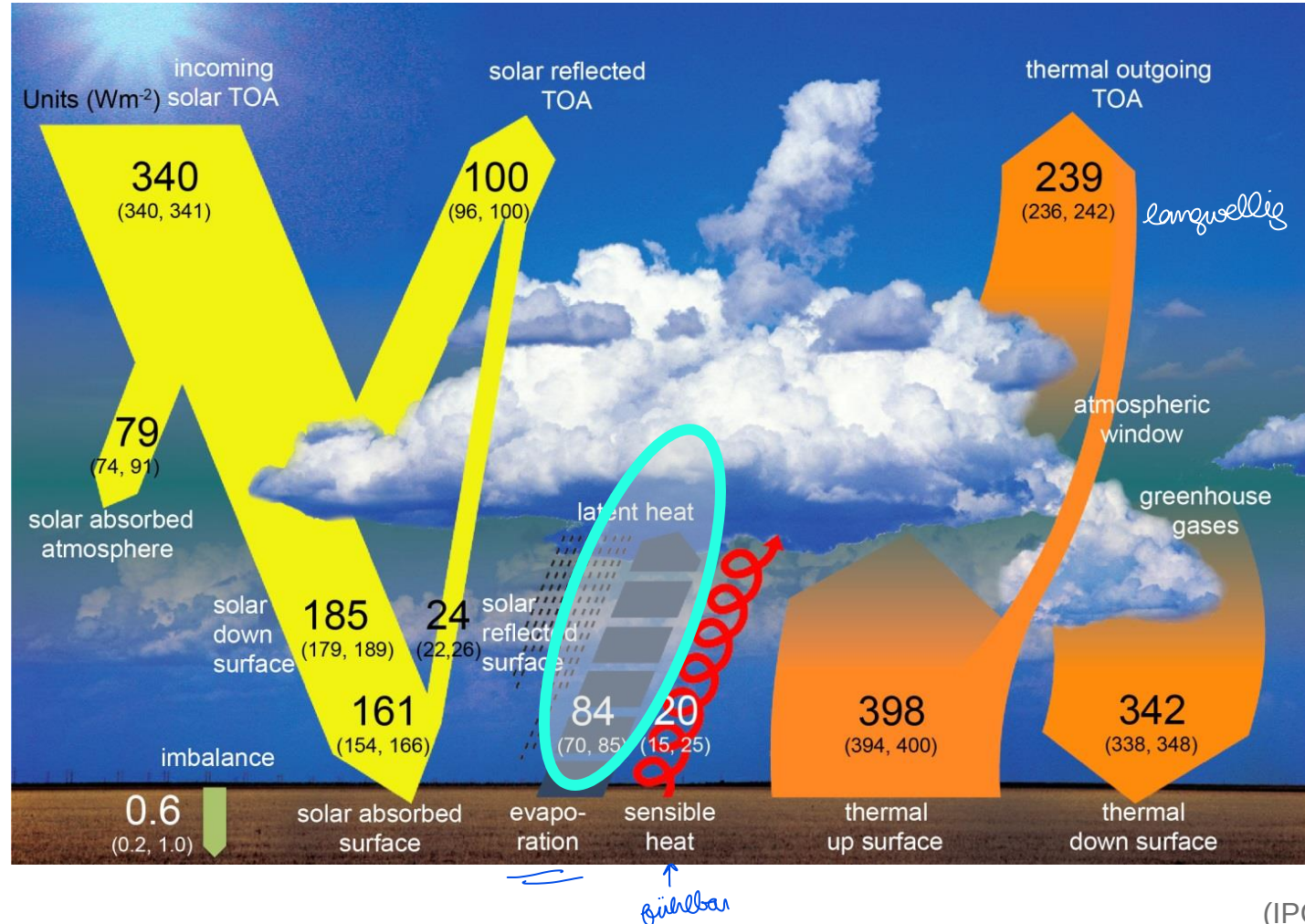
Temp. ausgleich v.a. über Wasserdampf
(Verdunstung - Kond.)

Schmelzwasser nicht so kriecht



5.1 Wasserdampf und Feuchtemaße

Bedeutung Wasserdampf: Energieträger



(IPCC AR5, 2013)

Fragen über Fragen...

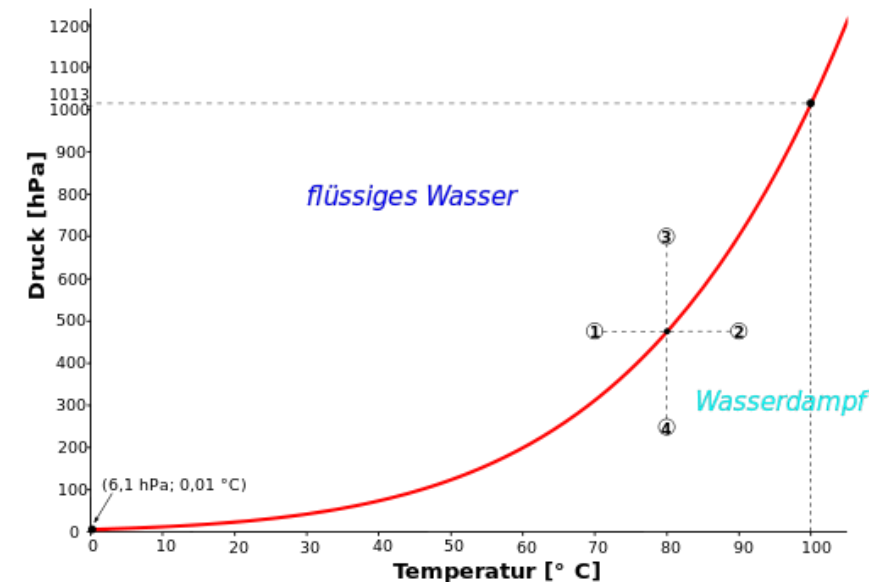
- Wovon hängt die **relative Feuchte** ab?
- Was ist die **Taupunktstemperatur**?
- Das **Mischungsverhältnis** ist definiert als Masse Dampf zu Masse trockener Luft. Ändert sich das Mischungsverhältnis eines Luftpakets, das gehoben wird (ohne Kondensation)?
- Ändert sich die **relative Feuchte** bei Hebung?
- Gilt die **Zustandsgleichung** (siehe Herleitung in VL 4) auch für feuchte Luft?

5.1 Wasserdampf und Feuchte Maße

a.) Dampfdruck e , Sättigungsdampfdruck E

- Jedes Gas i übt einen bestimmten Druck aus, den Partialdruck p_i
- **Daltonsches Gesetz:** Gesamt(luft)druck p ist die Summe der Partialdrucke
- Partialdruck von Wasserdampf: **Dampfdruck e** ; Einheit hPa
- e hat obere Grenze, die **nur** von der Temperatur abhängt **Sättigungsdampfdruck $E(\text{☺})$** (siehe nächste VL)

$$p = \sum_i p_i$$



5.1 Wasserdampf und Feuchtemaße

b.) Relative Feuchte f

- Verhältnis von gemessenem Dampfdruck zu Dampfdruck bei Sättigung (Sättigungsdampfdruck)

$$f = \frac{e}{E(\vartheta)} \cdot 100 \quad \text{in \%} \quad \left(= \frac{r}{r_s} \cdot 100 = \frac{q}{q_s} \cdot 100 \right)$$

- Grad der Feuchteanreicherung (oder Sättigung) der Luft
- abhängig von der Temperatur; keine Aussage über tatsächlichen Anteil an Wasserdampf in der Luft
- Untersättigung bei $f < 100\%$; Wolken-/Nebelbildung bei $f = 100\%$ ($f > 100\%$ selten in Atmosphäre)



5.1 Wasserdampf und Feuchtemaße

c.) Absolute Feuchte a

- Masse Wasserdampf pro Volumeneinheit (= Wasserdampfdichte)

$$a = \rho_d \quad \text{in} \quad \text{kg m}^{-3}$$

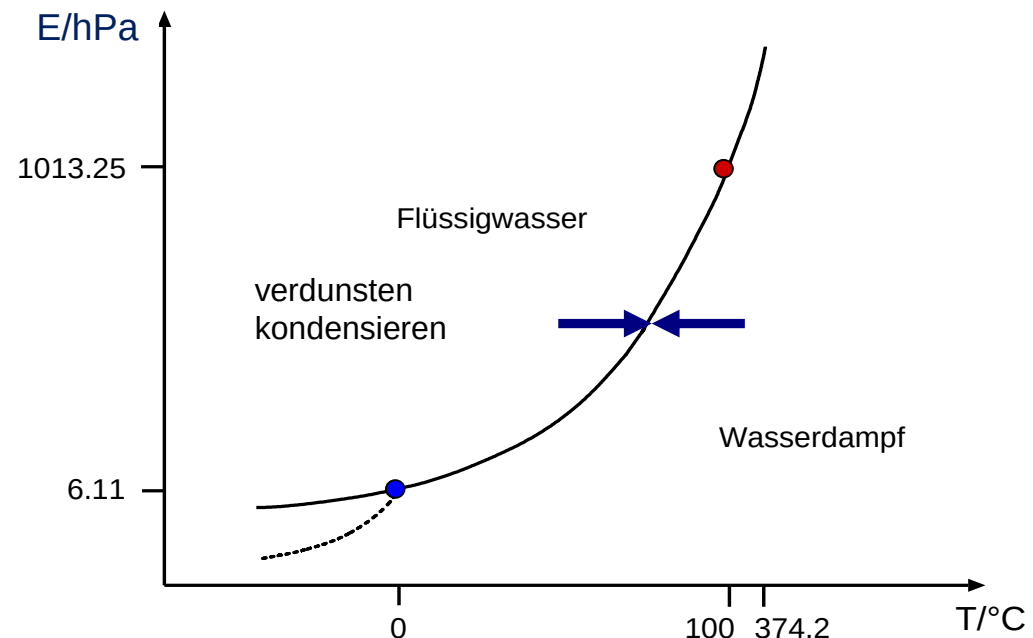
- gibt direkt den Wasserdampfanteil der Luft wieder
- Einheit wird oft angegeben in g m^{-3} (keine SI-Einheit!)

5.1 Wasserdampf und Feuchtemaße

d.) Taupunkt bzw. Taupunktstemperatur T_d oder τ

- Definiert als Temperatur, ab der es bei isobarer Abkühlung der Luft zu Sättigung (Wolken / Nebelbildung) kommt; keine Advektion von Wasserdampf
- Die Taupunktstemperatur ist ein eindeutiges Maß für den Wasserdampfpartialdruck e (→ siehe Übung und nächste VL)

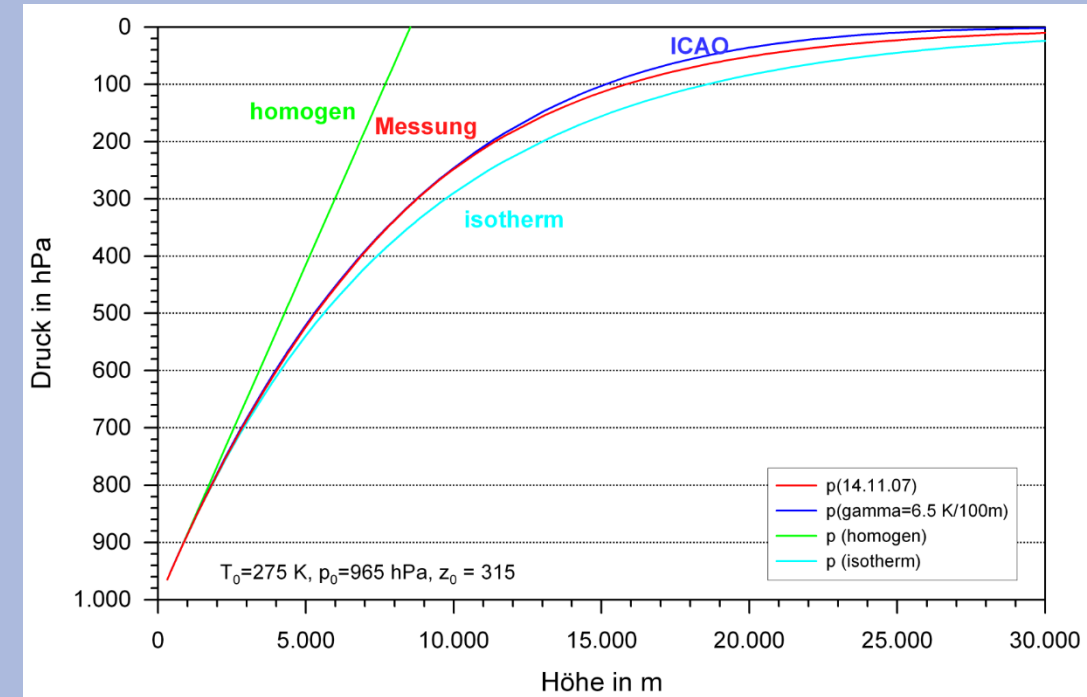
$$e(T) = E(T_d)$$



Wir fassen zusammen...

■ Modellatmosphären

- Homogen ($\rho = \text{const.}$) $p(z) = p_0 - \rho g z$
- Isotherm ($T = \text{const.}$) $p(z) = p_0 \exp\left(-\frac{gz}{\bar{T} R_L}\right)$
- Polytrop ($dT/dz = \text{const.}$) $p(z) = p_0 \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0}\right)^{\frac{g}{R_L \gamma}}$



■ Feuchtemaße (Verwendung je nach Fragestellung)

- **Wasserdampfpartialdruck e** (in hPa): Druck durch den Dampf; hat eine obere Grenze, die von der Temperatur abhängt → Sättigungsdampfdruck E
- **Relative Feuchte f** (in %): relatives Maß, abh. von Temperatur
- **Taupunktstemperatur τ** (in °C): Temperatur bei 100% rel. Feuchte