Die Temperatur

Das Bestimmen der exakten Lufttemperatur ist nach wie vor eine Herausforderung für die Meteorologie, da viele Faktoren, wie die Strahlung, die Örtlichkeit berücksichtigt und die Messinstrumente kalibriert und gewartet werden müssen. Wie mag es wohl dann erst den Herren Assmann und Fuess ergangen sein, die vom Ende des letzten bis Anfang des 20. Jahrhunderts versucht haben, die Lufttemperatur exakt zu bestimmen. Dabei lieferten sie sich einen Wettbewerb, um das beste Instrument für die Messung der Lufttemperatur zu konstruieren. Inzwischen weiß man, dass sich der Arzt und Meteorologe Richard Aßmann (1845-1918) mit seinem Instrument, das Aspirations-Psychrometer, ein Denkmal gesetzt hat, welches heute noch in der Meteorologie Verwendung findet. Er gründete vor über 100 Jahren das einzigartige Freiluftlaboratorium für die Atmosphärenforschung in Lindenberg bei Berlin.

Über Jahre hinweg versuchte Aßmann mit seiner Erfindung, dem Psychrometer, die exakte Temperatur zu ermitteln. Dabei führte er Messungen mit Freiballon-Aufstiegen bis an den oberen Rand der Troposphäre durch. Auch die Drachenaufsteige bis in große Höhen der Troposphäre sind heute noch legendär. Schließlich berichtete Aßmann über eine merkwürdige Temperaturzunahme in 10 bis 12 km Höhe und entdeckte über seine wissenschaftlichen Ballonfahrten dabei auch die Tropopause.

So viel zum geschichtlichen Hintergrund über die Anfänge der Temperaturmessung. Die Temperatur wird heute mit geeigneten Sensoren bis auf eine Abweichung von nur ein Zehntel Grad genau gemessen. Dabei haben hochempfindliche Sensoren das herkömmliche mit Alkohol oder Quecksilber gefüllte Thermometer längst abgelöst. Auch die englische Wetterhütte ist größtenteils von der Bildfläche verschwunden. Um genau messen zu können, verlangt es auch bestimmte Voraussetzungen, die von der World Meteorology Organisation, der WMO, vorgegeben und weltweit standardisiert sind. Dabei sollen Messfehler so gering wie möglich gehalten werden. Dabei müssen nach der WMO folgende Bedingungen erfüllt sein:
Die Lufttemperatur wird in 2 m Höhe über Grund gemessen. Die Messung erfolgt in einer strahlungs- und witterungsgeschützten Hütte. Die Hütte soll auf natürlichem Untergrund, möglichst auf einer Rasenfläche stehen und der Luftströmung ungehindert ausgesetzt sein. Am besten eignet sich hierfür ein freier Platz oder ein locker mit Sträuchern bewachsenes Gelände (ausgedehnter Garten) in möglichst ebenem Gelände. Der Luftraum, in dem gemessen wird, darf nicht durch Mauern, Bretterzäune, Hecken, dicht stehendes Strauchwerk oder dicht wachsende höhere Pflanzenkulturen abgeschlossen sein. Der Messpunkt liegt außerhalb jeglicher Schattenwürfe bei einem Sonnenstand von > 7 Grad. Schattenwürfe durch natürliches Relief werden nicht berücksichtigt. In der Folgezeit ist darauf zu achten, dass Bäume und Büsche unter dem angegebenen Winkel bleiben. Das gilt auch für benachbarte Grundstücke und für Bauten, die neu errichtet werden sollen. Mauern (auch Hauswände) müssen wegen der Reflexion und/oder der Abgabe von Wärmestrahlung mindestens 10 m entfernt sein. (exakt: unter einem Winkel von 8 Grad sein) Lässt sich dies nicht realisieren, kann die Mauer ggf. durch Buschwerk verdeckt werden. Wärmequellen (z. B. Gewächshäuser), Feuchtequellen (z. B. Springbrunnen) und Erschütterungsquellen (z. B. Straßen mit Schwerlastverkehr) sollen möglichst weit entfernt sein. (Quelle DWD)

Die Temperatur ist wie der Luftdruck und der Wind eine physikalische Zustandsgröße, die auch gemessen werden kann und beschreibt den Wärmezustand eines Körpers. Führt man einem Luftvolumen Energie zu, nimmt die Geschwindigkeit der Moleküle zu und umso höher ist auch die Lufttemperatur. Dabei umfasst die Temperatur eine ganze Reihe von Größen, die entweder direkt gemessen, bzw. abgeleitet oder berechnet werden

- Lufttemperatur, einschließlich Feuchttemperatur in 2 Meter Höhe über Grund
- Temperatur in 5 cm über Grund
- Extremtemperaturen (Maximum, Minimum eines Tages)
- Erdbodentemperaturen in verschiedenen Tiefen bis 1 Meter
- Wassertemperatur (des Meerwassers von See – und Küstenstationen, in 1 m Tiefe)
  Berechnet werden:
- Tagesmitteltemperaturen
- Mitteltemperaturen für verschiedene Zeiträume
- Weitere definierte Größen wie Sommertage, Frosttag usw.

Wärmeübertragung

Die Erwärmung der Luft geschieht über den vertikalen Austausch zwischen Boden und der darüberliegenden Luftmasse. Dabei muss zunächst die Sonneneinstrahlung am Boden absorbiert werden. Dazu gilt eine einfache Regel: Je höher die Einstrahlung und die Konvektion, desto schneller erfolgt die Wärmeübertragung. Die physikalischen Grundlagen der Thermodynamik werden hier bewusst vernachlässigt. Hier soll es in erster Linie um die praktische Betrachtung der meteorologischen Elemente gehen.

Das sich ein Asphaltboden schneller erwärmt als eine feuchte Wiese dürfte hinreichend bekannt sein. Sand kann enorm heiß werden und Luft erwärmt sich schneller als Wasser. Das hängt immer mit der eingestrahlten Energie der Sonne und mit dem Emmissionsgrad sowie der spezifischen Wärmekapazität des jeweiligen Stoffes zusammen.

Beispiel:

Es wird eine Strahlungsbilanz von 80 W/m² gemessen. Wie schnell erwärmt sich dabei eine A) trockene Grasfläche B) feuchter Lehmboden C) Sandboden in einer Stunde unter windstillen Verhältnissen.

$\Delta E\ Strahlungsbilanz\ [Js\ Wm^2]$
$\frac{\Delta T}{3600} Temperaturerhöhung\ in\ 1 Stunde\ [K]$
$Cp\ Spezifische\ Wärmekapazität\ [Jkg\ K]$
$\Delta z\ Bodenoberfläche\ [m]$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{\Delta E}{Cp \cdot \Delta z}$$

A)

$$\frac{\Delta \mathrm{T}}{3600\ \mathrm{s}} = \frac{80\ \mathrm{J\ s\ m^2}}{(2{,}0\mathrm{x}10^6\ \mathrm{JK} \cdot 0{,}05\ \mathrm{m})} = 0{,}008 \cdot 3600\ \mathrm{s} = 2{,}88\ \mathrm{K}$$

B)

$$\frac{\Delta \mathrm{T}}{3600\ \mathrm{s}} = \frac{80\ J\ s\ m^2}{(4{,}0\mathrm{x}10^6\ \mathrm{JK} \cdot 0{,}05\ \mathrm{m})} = 0{,}0004 \cdot 3600\ \mathrm{s} = 1{,}4\ \mathrm{K}$$

C)

$$\frac{\Delta \mathrm{T}}{3600\ \mathrm{s}} = \frac{80\ J\ s\ m^2}{(1{,}3\mathrm{x}10^6\ \mathrm{JK} \cdot 0{,}05\ \mathrm{m})} = 0{,}0012 \cdot 3600\ \mathrm{s} = 4{,}4\ \mathrm{K}$$

Die gleiche Energiemenge mit unterschiedlichen spezifischen Wärmekapazitäten der Stoffe erwärmen also die Bodenoberfläche unterschiedlich stark.

Bei der Wärmeübertagung kommen in der Regel drei Komponenten zusammen, die Wärmestrahlung, die Konvektion, sowie die Wärmeleitung. Im nächsten Schritt wird dann deutlich, dass eine Temperatur, die direkt im Schatten gemessen wird, bei windstillen Verhältnissen wesentlich länger braucht als unter turbulenten Bedingungen.

Wärmeströme können immer nur von der wärmeren zur kälteren Seite fließen, und zwar entlang des stärksten Temperaturgefälles. Gehen wir von unserer Bodenoberfläche aus, die sich über einer Fläche von 1m² auf 30 °C erwärmt hat, die Luft darüber in 2 Meter Höhe 15°C . Der Wärmeübergang hängt dann von der Windgeschwindigkeit ab. In der Berechnung kommt somit die Wärmeübergangszahl ins Spiel, die Strömungsabhängig ist. Je höher die Windgeschwindigkeit, desto stärker der Wärmeübergang. Diese reichen von 10 W/m²K bei ruhender Luft bis zu 100 W/m² K bei hohen Windgeschwindigkeiten.

$$Q = \alpha \cdot A \cdot \ \Delta T \cdot \Delta t$$

Q Wärmemenge [J]
a Wärmeübergangszahl [W/m² K]
A Fläche [m]
ΔT *Temperaturdifferenz [K]*
Δt *Zeitintervall [s]*

Mit der Formel den Wärmeübergang berechnen, wenn wir von einer mittleren Windgeschwindigkeit von 2 m/s ausgehen. Näherungsgleichung Wärmeübergangszahl

$$\alpha = 2 \ + \ 12 \ \cdot \ \mathrm{v0{,}5}$$

Die Wärmeübergangszahl ist damit annähernd 14 W/m² K.

$$Q = 14\frac{W}{m^2} \cdot 1m^2 \cdot \Delta T\ 15K \cdot 60 = 12600\ J = 12{,}6\ kJ = 210\ \frac{W}{m^2}\ min$$

In einer Minute können bis zu 12,6 kJ K übertragen werden. Bezieht man die Energieübertragung auf die bodennahe Schicht in 2 Meter Höhe, erfolgt eine Temperaturerhöhung um 5 K pro Stunde.

Da die Volumenwärme eines Stoffes das Produkt aus seiner Dichte und seiner spezifischen Wärmekapazität ist, kann man auch errechnen, welche Energie notwendig ist um einen Stoff um 1 °C zu erhöhen. Für Wasser ergibt sich beispielsweise eine Volumenwärme von *pc* = 4,18 Jcm³ K für Luft *pc*= 0,0012 Jcm³ K

Wie bereits erwähnt, können Wärmeströme immer nur von der wärmeren zur kälteren Luftmasse fließen. Gehen wir von dem oben erwähnten Beispiel aus, wo sich der Boden auf 30°C (303 K) erwärmt bei einem Volumen von 1000 m³. Die darüberliegende Luft habe 10°C (283 K) bei einem Volumen von 500 m³. Die Dichte der Luft wird bei 1,23 kg als konstant angenommen. Nach einer gewissen Zeit stellt sich in der bodennahen Schicht eine Mischungstemperatur [*Tm*] ein:

$$1000m^3 \cdot 1{,}236\ kg = \ 1236\ kg$$

$$500^3 \cdot 1{,}236kg = 618\ kg$$

$$Tm = \frac{1004.16\ J\frac{Kg}{K} \cdot 1236\ kg\ \ \cdot 303\ K + 1004.16\ J\frac{kg}{K} \cdot 618kg \cdot 283\ K}{1004.16\ J\frac{kg}{K} \cdot 1236\ kg + 1004.16\frac{Jkg}{K}\ \cdot 618\ kg}$$

$$Tm = \frac{376065953\ J + 175621559\ J}{1861712\ \frac{J}{K}} = \ 296.33\ K = 23.3\ °C$$

Die Endtemperatur beträgt nach der Durchmischung 23.3°C

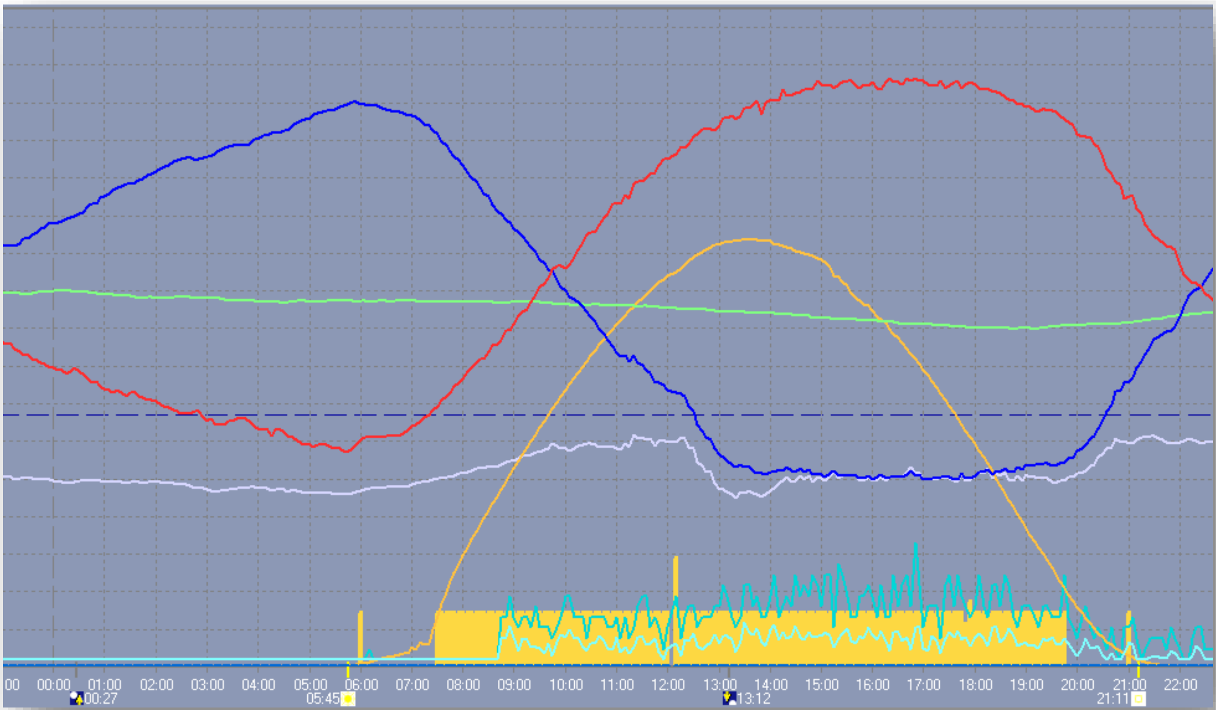
Wenn ein fühlbarer Wärmestrom vom Boden aus vollständig in die Mischungsschicht übertragen wird, kann man annähernd die Temperaturänderung berechnen. Gehen wir von einem Wärmefluss von 200 W/m² und einer konstanten Luftdichte von 1,25 kg/m³. Daher ergibt sich eine Temperaturerhöhung pro Stunde in die unterste Schicht bis zu einer Höhe von 100 Metern

$$\frac{dT}{dt} = \int_0^{100} p\ cp\ T\ dz$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{Q\,\frac{W}{m^2}}{p\,\frac{kg}{m^3} \cdot Hm\ \cdot cp\,\frac{J}{kg}K} \cdot 3600$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\frac{200W}{m^2}}{1{,}25\,\frac{kg}{m^3} \cdot 100\ m \cdot 1004\,\frac{J}{kg}K} \cdot 3600 = 5{,}7\,\frac{K}{h}$$

Der Tagesgang der Lufttemperatur ist abhängig von der Windgeschwindigkeit, der Bewölkung, der Einstrahlung der Sonne, der Jahreszeit, der Luftfeuchte und von der Advektion. Der Faktor Advektion wird weiter unten beschrieben. Bei einem Strahlungstag (Tag ohne Bewölkung) erreicht die Temperatur in einer Sinuskurve ein absolutes Minimum und ein Maximum. Während das Minimum, nach einer klaren Nacht, zum Sonnenaufgang erreicht ist, wird die höchste Temperatur etwa zwei bis vier Stunden nach dem Strahlungsmaximum gemessen. Das liegt an den Speichervorgängen und deren Verzögerung.



Auf dieser Grafik ist die Verzögerung deutlich zu erkennen: Ein typischer Strahlungstag im Juli. Während die Solarstrahlung ihr Maximum bereits zum Sonnenhöchststand, etwa um die Mittagsstunden hat (orange Linie), steigt die Temperatur (rote Linie) weiter und erreicht erst am späten Nachmittag ihr Maximum.
Um die Temperatur zu einem bestimmten Zeitpunkt zu ermitteln, beispielweise um 12 Uhr, kann diese Beziehung nützlich sein:
Es sei noch zu erwähnen, dass diese Vorgehensweise immer unter Idealbedingungen und ohne Bewölkung gilt.

$$T_{12} = 24.6 + 7.5\ \cdot \cos\left(\frac{2\cdot\pi}{24}\right) \cdot (12 - 16) + 273.15 = 304.9\ K = 31.9°C$$

Es gibt nun einige Möglichkeiten um das Maximum, also die Tageshöchsttemperatur, zu bestimmen:

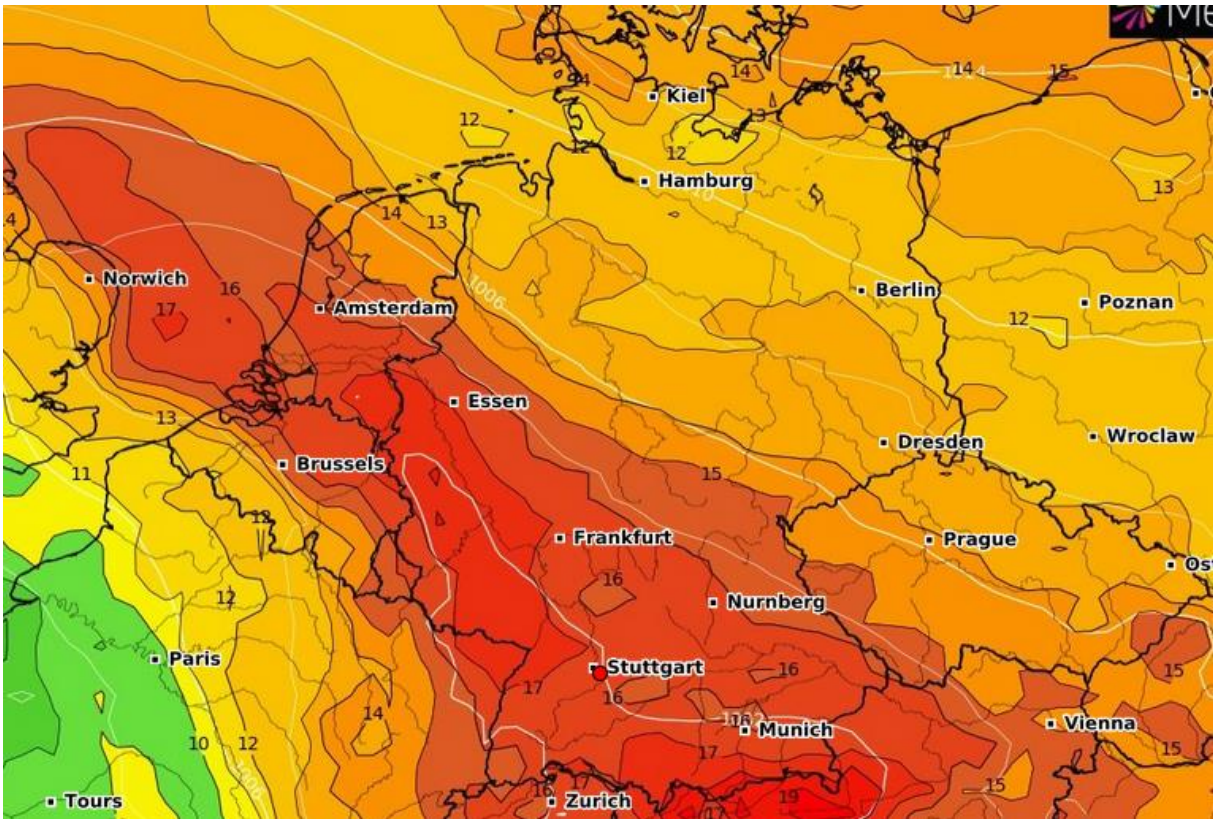
Die einfachste Variante das Temperatur-Maximum vorherzusagen, ergibt sich aus der Temperatur, die in 1460 Metern, also auf der 850 hPa Fläche, zu finden ist. Dieses Niveau ist das Referenzniveau für die Temperatur, die letztendlich über den trockenadiabatischen Temperaturgradienten am Boden bestimmt werden kann.
Ausgewählt hat man die 850 hPa Fläche deshalb, da diese Fläche sich meist in der freien Atmosphäre befindet, also oberhalb der planetarischen Grenzschicht. Reibungseinflüsse und die differenzielle Erwärmungsraten an der Erdoberfläche sind in diesem Niveau zu vernachlässigen.

$Tmax$ *Maximum Temperatur des Tages [°C]*
H Höhe der 850 hPa Fläche (Nach ISO-Standartatmosphäre 1460 m)
h Höhe des Beobachtungsortes (auf NN 0 m)
T_{850} *Temperatur auf der 850 hPa Fläche*

$$Tmax = (0.01 \cdot (H - h)) + T_{850}$$

Über die Sommermonate sollten noch 3°C zum Ergebnis addiert werden, da der Strahlungsfaktor eine nicht ganz unerhebliche Rolle spielt.

Beispiel:



Diese Karte zeigt das Referenzniveau 850 hPa. Die verschiedenen Einfärbungen repräsentieren die Temperaturen, die in dieser Höhe vorzufinden sind.

Möglichkeiten der 850 hPa Fläche:

- Temperaturadvektionen
- Luftmassenbestimmung (Fronten)
- Bestimmung des Temperaturmaximums am Boden

Gehen wir von einer Temperatur von 16°C in 1460 Metern aus, dann gelte als Höchsttemperatur beispielsweise in einer Höhe von 245 m über NN:

$$Tmax = \left(0.01 \cdot (1460 - 245)\right) + 16 = 28.1°C$$

Unter Sonneneinstrahlung bis 32°C

Dies gilt allerdings nur bei guter Durchmischung in der unteren Troposphäre. Bei Inversionswetterlagen lässt sich diese Formel nicht mehr anwenden.
Und ein weiteres Problem stellt sich bei der Höhe der 850 hPa Fläche ein. Die Fläche, die auch als Geopotenzial bezeichnet wird, ist nicht immer gleich hoch,
lässt sich jedoch gut bestimmen

H   Höhe des Geopotenzials in [m]
Tv   Mittlere virtuelle Temperatur zwischen den Schichten K

$$H_{geo} = 29.7 \cdot Tv \cdot \left(\frac{1000\ hpa}{850\ hPa}\right)$$

Beispiel
Die mittlere virtuelle Temperatur soll 25°C betragen

$$H_{geo} = 29.7 \cdot 298\ K \cdot In\left(\frac{1000\ hpa}{850\ hPa}\right) = 1438\ m$$

Weiteres zum Thema Geopotenzial wird in einem eigenen Kapitel Standarddruckflächen und Höhenwetterkarten beschrieben.

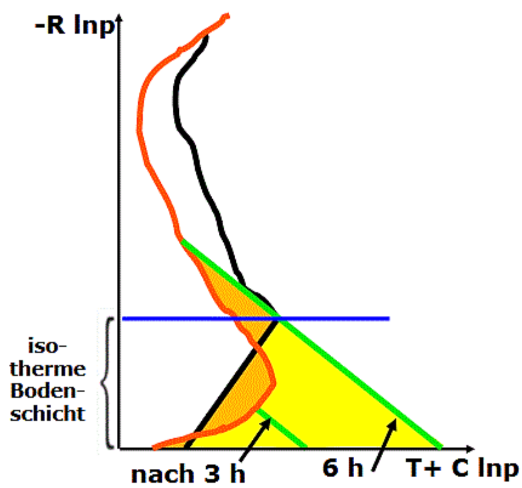
Temperaturvorhersage nach Gold

Aufwändiger dagegen ist ein Verfahren, das der Engländer Gold eingeführt hat. Er benutzte für seine Temperaturprognose die Sonnenenergie und fasste diese in Monatsmittelwerte je nach Jahreszeit zusammen. Wobei die Monatsmittelwerte der Globalstrahlung für jeden Breitengrad berechnet werden müssen.

KWh/m²	Jan	Feb	März	Apr	Mai	Juni	Juli	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Esslingen	29	46	80	113	147	154	164	139	98	60	35	22	1088

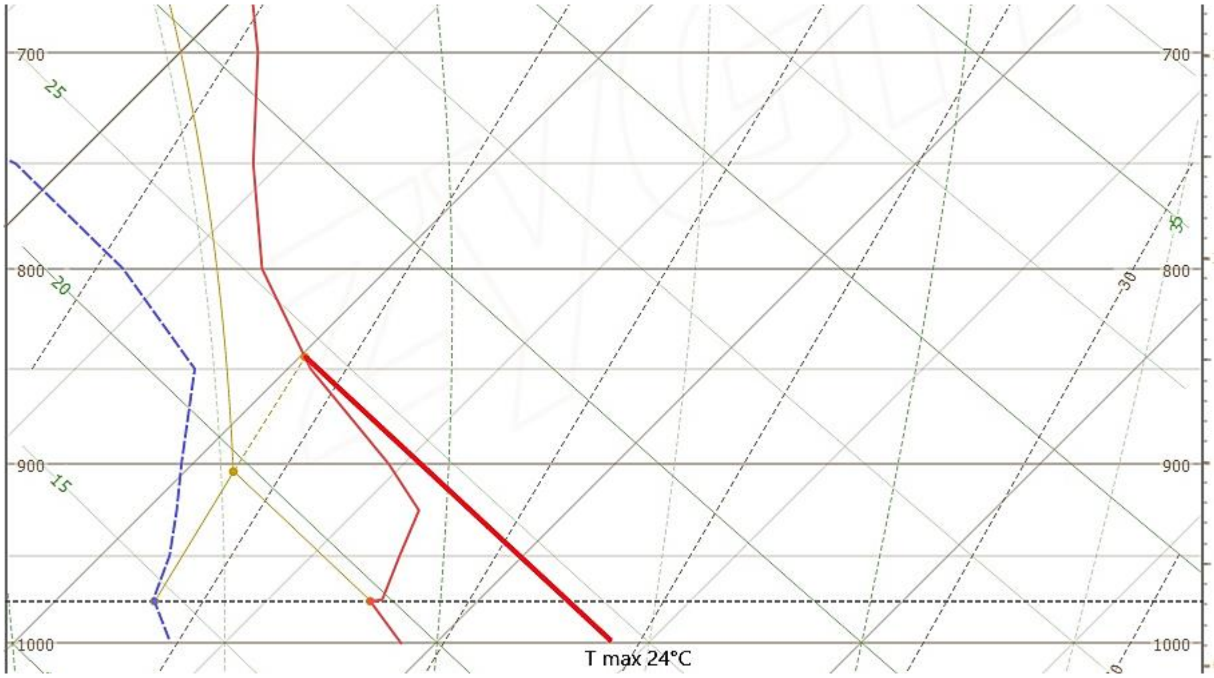
Tabelle: Monatliche Mittelwerte der Globalstrahlung – gültig für den Raum Esslingen

Damit lässt sich die Energie bestimmen, die täglich bis zu jeweiligen Stunde nach dem Sonnenaufgang zur Erwärmung der bodennahen Luftschicht führt.



Grafik Internet

Wenn die Schichtdicke bekannt ist – gehen wir von einer Aufheizungsfläche für den Monat Juli von 128 hPa aus, dann kann mit Hilfe einer Vorlage die maximale Temperatur des Tages bestimmt werden.



Ausschnitt aus einem thermodynamischen Diagramm

Ein weiteres Kapitel ist die Temperaturprognose über die Strahlungsflüsse, die sowohl zur Erwärmung als auch zur Abkühlung beitragen

Hier interessiert uns in erster Linie die Erwärmungsrate für den Tagestemperaturbereich (Diurnal temperature range; DTR)

Bleiben wir zunächst noch bei der Erwärmung der Luft und gehen von einer mittleren Strahlungsbilanz von 255 W/m² aus, welche in einem Sommermonat auf Höhe des 48. Breitengrades durchaus vorkommt.
Ein Faktor von 20 % wurde hier mit einbezogen, da nicht die gesamte Strahlung zur Erwärmung führt.

ΔT *Temperaturänderung [K]*
α *Faktor 0,2 (20%)*
E_B *Strahlungsbilanz [W/m]*
t *Zeit integriert über 24 Stunden [s]*
cp *Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Volumen [/kg]*
m *Masse kg/m²*

$$\Delta T = \alpha \frac{E_B \cdot t}{cp \ \cdot m}$$

$$\Delta T = \frac{255 \frac{W}{m^2} \cdot 86400s}{1005 \frac{J}{kg} \cdot 1500 \ kg} = 14{,}6 \ K - 20 \ \% = +11{,}6 \ K$$

Nächtliche Abkühlung

Nach Sonnenuntergang, wenn die Einstrahlung der Sonne auf 0 W/m² zurückgeht, bleibt die vom Erdboden erhaltene langwellige Strahlung erhalten. Diese ist von der Temperatur abhängig. Je höher die Temperatur, desto größer die Abstrahlung, da diese über das Gesetzt von Stefan-Boltzmann über die 4. Potenz gerechnet wird.

Angenommen es wird eine Bodentemperatur von 25°C, das sind 298 Kelvin [K] gemessen. Dann errechnet sich die langwellige Rückstrahlung $L\uparrow$

$$5{,}67x10^{-8}\frac{W}{m^2}\cdot 298\;K^4 = 447{,}14\frac{W}{m^2}$$

Ohne Luftfeuchte, also unter einer Wasserdampf-Freien Atmosphäre und einem wolkenlosen Himmel könnten die 447,14 W/m² als einziges Ergebnis in die Berechnung einfließen. Da sich in der Luft immer eine bestimmte Wasserdampfmenge befindet und somit eine atmosphärische Gegenstrahlung enthält, müssen die 447,14 W/m² angepasst werden. Dies erreicht man am einfachsten mit der Formel von Angström (schwedischer Physiker Anders Jonas Ångström). Zur Vervollständigung sei noch gesagt, dass es unterschiedliche Methoden gibt, für die Berechnung der Gegenstrahlung, die im Großen und Ganzen aber alle zum selben Ergebnis führen. Diese können als Näherungsformeln angesehen werden. Die Angström Formel impliziert die Repräsentativität von Strahlungstemperatur und Dampfdruck.
Da wir bereits oben den ersten Schritt über die Temperatur die langwellige Strahlung berechnet haben, fehlt uns noch die Luftfeuchte. Gehen wir von einem Taupunkt von 15°C aus und einem Dampfdruck von 17,1 hPa, so ergibt sich für die Berechnung der atmosphärischen Gegenstrahlung (*AG*) unter einem wolkenlosen Himmel

$$L\downarrow = \;\sigma T^4\;\cdot(0{,}82+(-0{,}25))x10^{-0{,}095\cdot e\;hPa}$$

$$AGL\downarrow = \;5{,}67x10^{-8}\frac{W}{m^2}\cdot 298\;K^4\cdot(0{,}82+(-0{,}25)x10^{-0{,}095\cdot 17{,}1\;hPa)} = 364\frac{W}{m^2}$$

Die langwellige Reflexstrahlung kann vernachlässigt werden, da sie sehr klein ist. Damit ist die gesamte Ausstrahlung der Erdoberfläche repräsentativ $L\uparrow = 447{,}14\frac{W}{m^2}$

Für die langwellige Strahlungsbilanz

$$Q_L = L\downarrow\;-L\uparrow = \;-83\frac{W}{m^2}$$

Und für die Abkühlungsrate

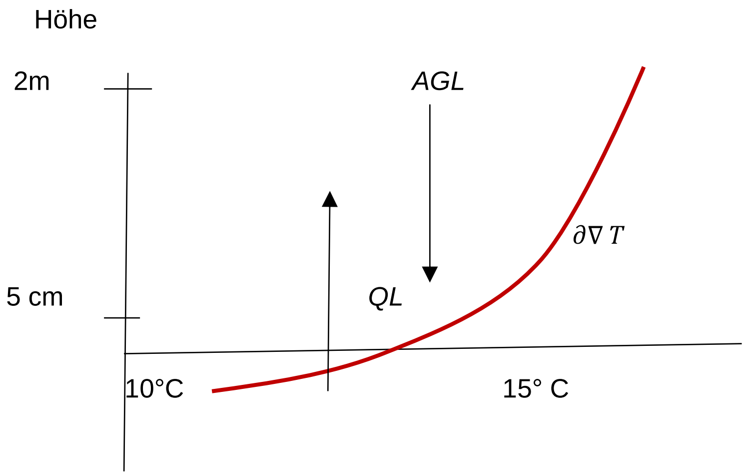
$$\Delta T = \frac{QL\frac{W}{m^2}}{p\frac{kg}{m^3}\cdot Cp\frac{J}{K}}$$

$$\Delta T = \frac{-83\frac{W}{m^2}}{1{,}22\frac{kg}{m^3}\cdot 1005\frac{J}{K}} = \;-0{,}067\frac{K}{min}\cdot 60\;min = \;-4K/h$$

Bei einer 10-stündigen negativen Strahlungsbilanz von -83 W/m² würde die Temperatur von 25 °C auf 11°C bis zum nächsten Morgen absinken. Bezieht man das Ergebnis von 11°C auf die unterste Schicht auf 5 cm Höhe, dann könnte die Temperatur tatsächlich bis auf 11°C absinken. Nicht zu vergessen, wir haben es ja mit einer klaren Nacht und einem starken Temperaturgradienten in Bodennähe zu tun. Hier kann die Temperatur in 5 cm Höhe durchaus zwischen 2 und 4°C unter der Temperatur liegen, die in 2 Meter Höhe gemessen wird. Im Winter ist die Temperaturdifferenz bei einer klaren Nacht zwischen 2 Meter und 5 cm Höhe noch größer. Hier kann es zu einer Differenz von bis zu 6 K, in Einzelfällen über Schnee bis zu 10 K kommen. Deshalb ist die Gefahr von Bodenfrösten in klaren Nächten selbst im Herbst und im Frühling noch sehr groß.

Bezieht man die Abkühlung auf der international festgelegten Messhöhe der Temperatur auf 2 Meter, wird die Temperatur vermutlich nicht ganz so weit absinken. Der Grund ist, dass sich während der Nacht Temperatur und Taupunkt weiter annähern und die stündliche Abkühlungsrate somit geringer wird. Bei Sättigung der Luft sinkt die Temperatur nur noch im zehntel Bereich. Bei Übersättigung fällt überschüssiges Wasser als Tau oder als sichtbare schwebende Wassertröpfchen, dem Nebel, aus. Als Indikator für die Tiefsttemperatur kann deshalb der Taupunkt angesehen werden.

Darstellung des Temperaturprofils in Bodennähe: Die Temperaturdifferenz nimmt einen exponentiellen Verlauf an, da die Temperatur in klaren Nächten an der Bodenoberfläche stärker abfällt als die Luft in 2 Meter Höhe darüber. Es ist auch klar, dass dieses Temperaturprofil nur über einer kurzgeschnittenen Grasfläche (so wie es von der WMO als internationaler Standard für die Messung der Temperatur vorgegeben ist) gilt.



Zieht nun unter gleichen Bedingungen in der Nacht tiefe Bewölkung auf, verändert sich auch die atmosphärische Gegenstrahlung. Die o.a. Gleichung enthält nun zusätzlich einen Wolkenterm. Die Reduktion der effektiven Ausstrahlung hängt von der jeweiligen Wolkenart und damit auch von der Höhe der Wolken ab. Bei überwiegend bedecktem Himmel und tiefer Stratus- oder Nimbostratus Bewölkung geht die Rückstrahlung fast gegen 0, weshalb es kaum zu einer Abkühlung kommt. Anders sieht es dagegen bei mittelhohen Schichtwolken oder hohen Wolkenfeldern, wie beispielsweise bei einem aufziehenden Cirrostratus aus.

Bedeckungsgrad des Himmels in Zehnteln	Faktor für die Bewölkung k
Cirrus	0,004
Cirrostratus	0,008
Altocumulus	0,17
Altostratus	0,2
Cumulus	0,2
Stratus /Nimbostratus	0,24

$$AGL_N = AGL \cdot (1 + kN^2)$$

$$AGL_N = 364 \frac{W}{m^2} \cdot (1 + 0{,}24 \cdot 1{,}0^2) = 451 \frac{W}{m^2}$$

$$Q_L = L\downarrow - L\uparrow = +4\frac{W}{m^2}$$

Man sieht in dem Bespiel deutlich, dass tiefe Bewölkung unter einem Stratus oder unter einem Nimbostratus bei Regenwetter sogar zu einem leichten Energiegewinn in der Strahlungsbilanz führt. Unter Altocumulus-Feldern (N 6/10tel 0,6) eine Strahlungsbilanz von – 60 W/m².
Würde in der Nacht noch Wind aufkommen, so werden bei einer mittleren Windgeschwindigkeit von 5 m/s, was einer Wärmeübergangszahl von 35 W/m² entspricht, diese vom Ergebnis hinzuaddiert. Was wiederum zur Folge hat, dass es statt kälter sogar wärmer wird in der Nacht. Unter Vernachlässigung von Advektion gilt grundsätzlich: Je höher die Windgeschwindigkeit desto geringer die Abkühlung, bzw. über einen Energiegewinn auch zu einem Temperaturanstieg.

Über eine Näherungsformel lässt sich die Tiefsttemperatur annähernd bestimmen

$$\mathrm{Tmin} = 0.316 \cdot TI2\ UTC + 0.548 \cdot Td12\ UTC - 1.24 + K = X + K$$

Mean geostrophic wind speed (kn)	Mean cloud amount (oktas) 0–2	2–4	4–6	6–8
0–12	−2.2	−1.7	−0.6	0
13–25	−1.1	0	+0.6	+1.1
26–38	−0.6	0	+0.6	+1.1
39–51	+1.1	+1.7	+2.8	—

Tabelle aus *Forecasters reference Book*

T12 UTC und Td 12 UTC sind Temperatur und Taupunkt, die um 13 Uhr mitteleuropäischer Winterzeit gemessen werden.

Als Beispiel nehmen wir die Werte von oben und gehen von einem Bedeckungsgrad von 5/8 aus sowie von einer Windgeschwindigkeit von 5 Knoten (K = -0,6). Nach o.a. Formel erhalten wir als Ergebnis eine Tiefsttemperatur von 15°C.

Für die Berechnung des Minimums der Bodenoberflächentemperatur in 5 cm Höhe

Table 2.12. *K* values (°C) as a function of surface wind speed and cloudiness

Surface wind (kn)	Clear sky (up to 2/8)		Cloudy (8/8 cloud)
	Mean	(Max)	Mean
1–5	5.0	(8.0)	1.0
6–10	3.5	(8.6)	1.0
11–15	2.5	(3.5)	1.0
>15	1.5	(2.8)	1.0

Cloud cover is C_L, C_M or $C_L + C_M$

Tabelle aus *Forecasters reference Book*

Mit der gleichen Formel und denselben Werten erhalten wird mit K 1.0   14,8 °C sowie unter einem klaren Himmel und windstillen Verhältnissen K 5.0   9.9 °C.

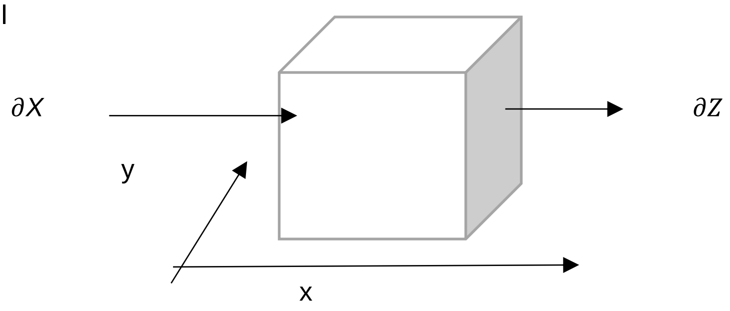
Temperaturadvektion

Advektion bedeutet übersetzt „das Heranführen“, also in horizontaler Richtung erfolgende Zufuhr von Luftmassen oder einer anderen meteorologischen Eigenschaft. Dabei wird zwischen Kalt-und Warmluftadvektion unterschieden. Aber auch andere Parameter können herangeführt werden: Energie oder beispielsweise Feuchte, was zu dem bekannten Advektionsnebel führt. Hier wird Feuchte in ein Volumenelement herangeführt, bis Übersättigung eintritt und sich Nebel bildet.

Weitere Advektionen:

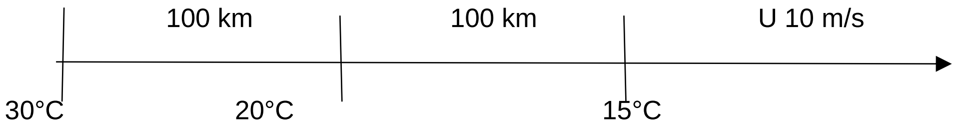
- *Vorticity (Erhaltung der Wirbelstärke)*
- *Schichtdicke zwischen zwei Druckflächen (Geopotenzial)*

Beispiel



Stellen wir uns ein Luftvolumen in Form eines Quaders vor. Von der linken Seite advehiert bzw. konvergiert mehr von einer Eigenschaft in das Volumen als auf der rechten Seite divergiert. Die Eigenschaft steigt in dem Quader an.

Warmluftadvektion stark vereinfacht



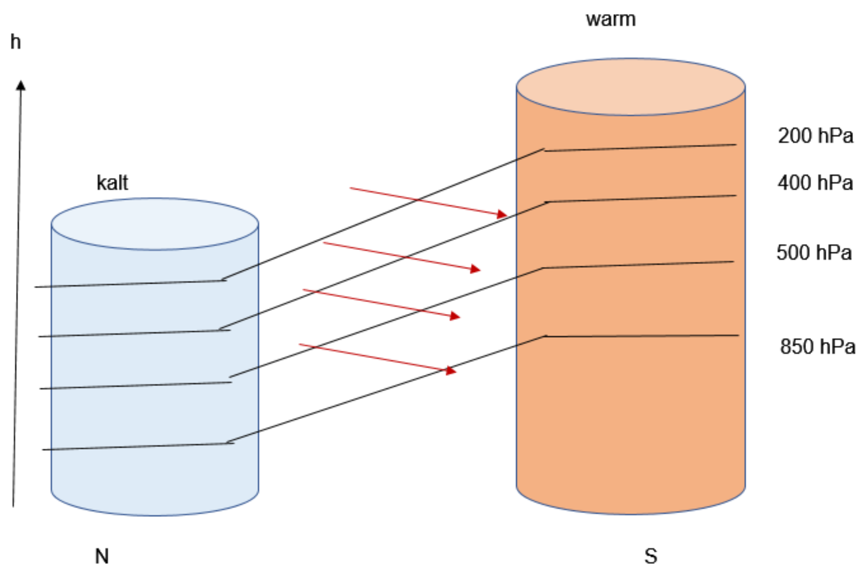
Es sei am Ort A eine Temperatur von 30°C, 200 km weiter eine Temperatur von 15°C. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist 10 m/s. Die Luftdichte wird als konstant mit 1 Kg/m³ angenommen.
Mit cos 48° wird der Winkel zwischen dem geostrophischen Wind (Wind der isobarenbarallel verläuft) und den dazu geneigten Isothermen (Linien gleicher Temperatur) angegeben.

$$\Delta T = U\ 10 \frac{m}{s} \cdot \frac{15\ \Delta K}{200000m} \cdot \cos 48° = 5{,}018x10^{-4}\ K^{-s} \cdot 3600\ s = \ \Delta + 1{,}8\ K/h$$

Pro Stunde ist durch die Advektion also mit einem Anstieg der Temperatur von 1,8°C zu rechen. Kommt noch die Temperaturerhöhung durch die Einstrahlung der Sonne hinzu, muss die Advektion hinzuaddiert werden. So kann es rasch zu einem enormen Temperaturanstieg im Zusammenhang mit einer Warmluftadvektion kommen. Gerade in einem Warmsektor (Sektor zwischen Warm und Kaltfront), wenn sich die Kaltfront nähert, wird die Zufuhr von Warmluft aus Südwesten durch die Advektion zusätzlich verstärkt.

Thermischer Wind

Die Änderung des geostrophischen Windes (Wind oberhalb der atmosphärischen Grenzschicht) wird als thermischer Wind bezeichnet und entsteht als Folge eines horizontalen Temperaturgefälles. Dabei wird eine Verknüpfung zwischen Boden- und Höhen-Druckflächen hergestellt. Der thermische Wind soll hier beschrieben werden, da er zur Temperaturadvektion führt.

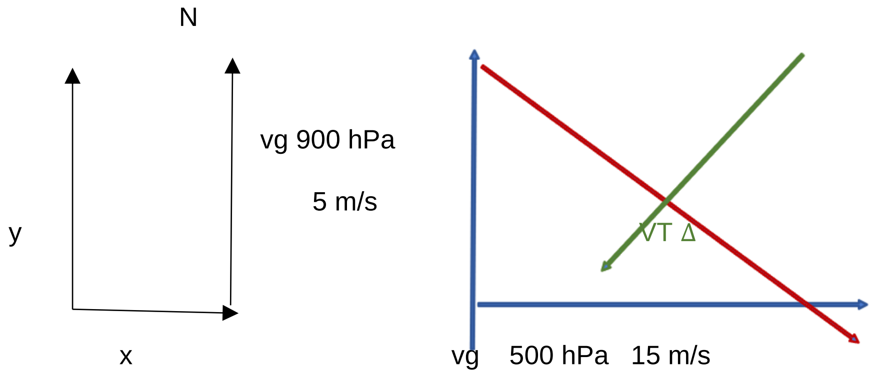


Schematische Darstellung des thermischen Windes (rote Pfeile) zwischen zwei Luftsäulen und geneigten Isohypsen (Linien gleicher Druckfläche) Dabei werden Wärmezentren im Uhrzeigersinn, also rechtsdrehend und Kältezentren im Gegenuhrzeigersinn (linksdrehend) „umweht". Je stärker der horizontale Temperaturgradient ist, umso stärker ist der thermische Wind.

Ein Beispiel:

Ges.: Thermischer Wind zwischen den Druckflächen 900 – 500 hPa
Temperaturänderung durch Advektion

VT Thermischer Wind [m/s]
RL spezifische Gaskonstante für Luft [287 J/kg K]
f Coriolis parameter [10^{-4}]
dT/dn Temperaturgradient
y vg (geostrophischer Wind) 900 hPa 5 m/s
x vg 500 hPa 15 m/s



$\omega = 45°$

Der thermische Wind ist somit

$$VT = 20\, m/s \sqrt{2 =} 17{,}5\, m/s$$

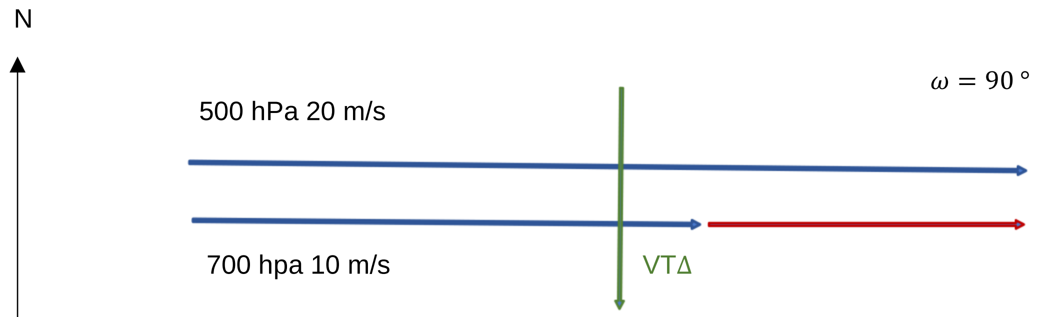
$$VT = \frac{VT \cdot f}{RL}\, IN \left(\frac{p_0}{p_1}\right)$$

$$VT = \frac{17{,}5 \frac{m}{s} \cdot 1\, x\, 10^{-4}}{287}\, IN \left(\frac{900\, hPa}{500\, hPa}\right) = 1{,}037\, x10^{-5}\, \frac{K}{m}$$

Die Advektion berechnet sich

$$u\frac{\partial T}{\partial x} - v\frac{\partial T}{\partial y} = (-20) \cdot 1{,}037x\, 10^{-5}\, \frac{K}{m} \cdot \cos 45° = 1{,}46\, x\, 10^{-4}\, \cdot 3600\, s = -\, 0{,}5\, K/h$$

Ein weiterer Fall soll zeigen, wenn der thermische Windvektor senkrecht zum geostrophischen Wind, also im 90 ° Winkel steht, es dann zu keiner Temperaturadvektion kommt.

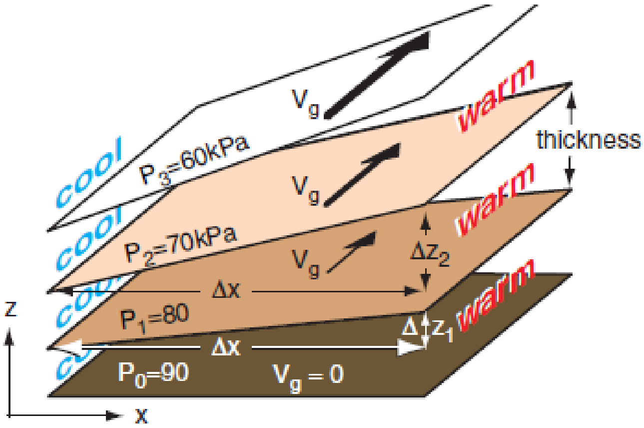


$$Vg = 20\frac{m}{s} - 10\frac{m}{s} = 10\frac{m}{s}$$

$$VT\Delta = \frac{10 \frac{m}{s} \cdot 1\, x\, 10^{-4}}{287}\, IN \left(\frac{700\, hPa}{500\, hPa}\right) = 1{,}04\, x10^{-5}\, \frac{K}{m}$$

$$u\frac{\partial T}{\partial x} - v\frac{\partial T}{\partial y} = (-10) \cdot 1{,}04\, x\, 10^{-5}\, \frac{K}{m} \cdot \cos 90° = 0\, K/h$$

In der unteren Grafik erkennt man die einzelnen Schichtdicken, die zur kälteren Seite hin, geneigt sind und wesentlicher enger übereinanderliegen mit einer Differenz von 500 km. Die Temperatur soll auf der warmen Seite 20 °C und auf der kälteren Seite 10 °C betragen. Die mittlere Temperatur ist $0{,}5\, \cdot (10 + 20\, °C) = 15\, °C = 288\, K$. Der Coriolis Parameter f ist 10 -4.

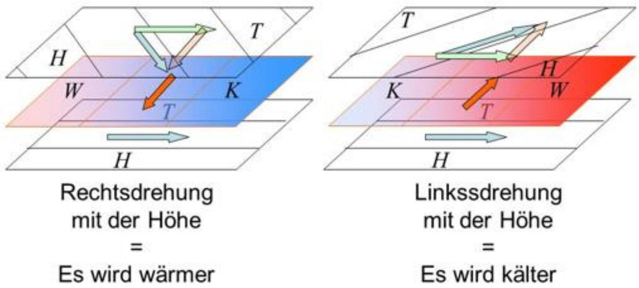


Grafik practical meteorology R. Stull

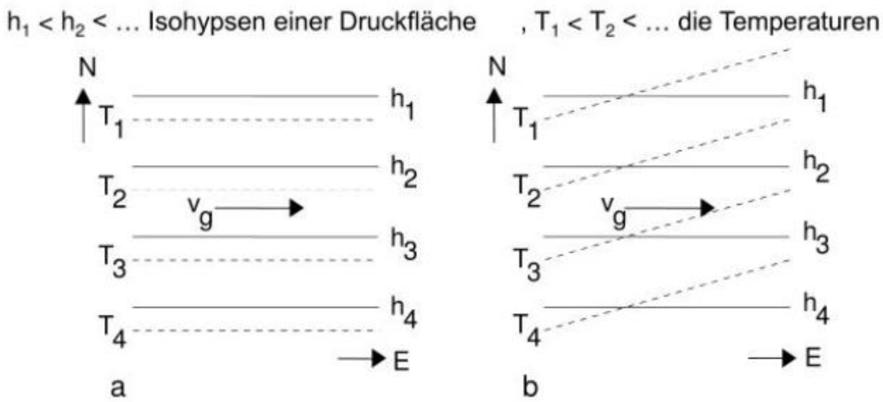
Der thermische Wind berechnet sich

$$Vg = \frac{g\ m/s^2}{T \cdot f} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

$$Vg = \frac{9{,}8\,\frac{m}{s^2}}{(288\ K)\cdot(10^{-4})} \cdot \left(\frac{-10\ K}{500\ km}\right) = 6{,}8\ \frac{m}{s}$$

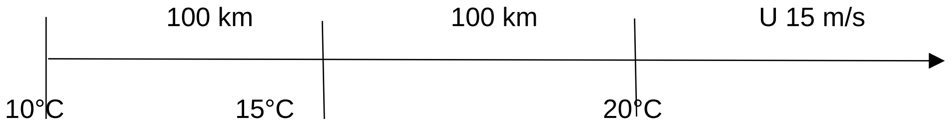


Grafiken: Universität Bonn



Grafik oben

Felder, in denen Flächen gleichen Luftdrucks mit Flächen gleicher Temperatur zusammenfallen *barotrop (gr. Tropos = Richtung, barys= schwer).* Isohypsen (Linien gleichen Geopotenzials) und Isothermen (Linien gleicher Temperatur) sind auf dem rechten Bild gegeneinander geneigt, also *baroklin (gr. Klinein= neigen)* und bilden einen Winkel, der mal flacher oder steiler ausfallen kann. Dieser Fall zeigt eine Kaltluftadvektion. (einfache Darstellung) unten: Kaltluftadvektion



$$\Delta T = U\ 15\frac{m}{s} \cdot \frac{10\ \Delta K}{200000m} \cdot \cos 56° = 4{,}19x10^{-4}\ K^{-s} \cdot 3600\ s =\ \Delta - 1{,}5\ K/h$$

Das Beispiel verdeutlicht die Kaltluftadvektion. Der Neigungswinkel zu den Isothermen soll hier 56° betragen. Nach einem Kaltfrontdurchgang würde die Temperatur pro Stunde um 1,5°K sinken.
Zu einer Kaltluftadvektion kommt es nach dem Durchzug einer Kaltfront, wenn der Wind auf Nordwest dreht und rückseitig der Front eine polare Luftmasse heranführt.