

# WETTER und PHYSIK

Skriptum für die 8. Klassen

Hier unten entsteht dann langsam ein Skriptum zum Thema Wetter. Es ist am Anfang noch etwas sparsam, aber mit der Zeit wird es etwas. Fehler bitte gleich melden!

spezifische Wärmekapazität: die Menge Energie (Joule) die pro Kilogramm notwendig ist, eine Temperaturerhöhung von einem Grad zu bewirken.

Beispiel: Wasser hat eine spezifische Wärmekapazität  $c \approx 4,2 \text{ kJ/kg} \cdot \text{K}$ . Um 1 Liter Wasser von 20 auf 100 Grad Celsius zu erwärmen brauchen wir also  $80 \cdot 4 = 320 \text{ kJ}$ .

Tatsache: die spezifische Wärmekapazität von Wasser ist hoch. Daher verbrennt man sich an heißem Wasser mehr als an anderen Stoffen.

Luft:  $1,005 \text{ kJ} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$  vom Boden 800 – 2000  $\text{J/kg} \cdot \text{K}$

Wichtiger Unterschied für Gase:  $C_P$  ist die Wärmekapazität bei gleichem Druck,  $C_V$  ist die Wärmekapazität bei gleichem Volumen.

Es gilt  $C_P = C_V + Nk$ , wobei man aufpassen muss, ob man es in Mol, Kilogramm oder was anderem misst. Für ein Mol Gas gilt etwa  $C_V \approx 2Nk$ . Man definiert die Gaskonstante  $R = k \cdot 6 \cdot 10^{23}$ . Damit gilt dass die moläre Wärmekapazitäten durch  $c_V \approx 2R$  und  $c_P = c_V + R$  gegeben sind.

**Mol:** Mengeneinheit aus der Chemie: 1 Mol enthält  $6 \cdot 10^{23}$  Teilchen. Das wurde so gewählt, dass die atomäre Masse und die Molmasse in einander übergehen. Beispiel: Kohlenstoff hat atomäre Masse 12, ein Mol Kohlenstoffatome wiegt 12 Gramm. Ein Wassermolekül enthält zwei Wasserstoffatome und ein Sauerstoffatom, daher ist die atomäre Masse 18, also ein Mol Wasser hat Masse 18 Gramm.

Konvektion: Gase oder Flüssigkeiten zeigen eine Strömung die durch Temperaturunterschiede verursacht wird. Das ist Konvektion.

Beispiel: Wenn man Suppe aufwärmt, sieht man, dass bestimmte Strömungsmuster im Topf entstehen. Auf französisch siehst du das in Figur 1 erklärt (chauffage= Erwärmung & refroidissement = Abkühlung).

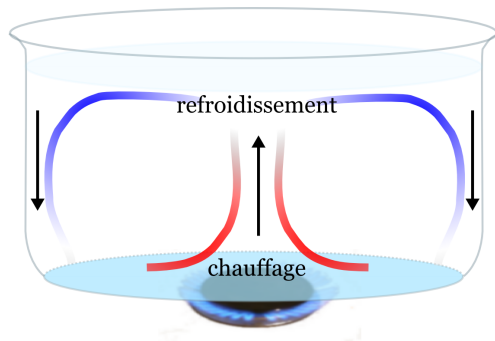


Abbildung 1: Konvektion bei der Erwärmung einer Suppe in einem Topf. Die warme Flüssigkeit steigt wegen der geringeren Dichte (Gesetz von Archimedes) auf, kühlt oben an der Oberfläche ab, und sinkt dann am Rand wieder nach unten. So wiederholt sich der Kreis dann. So eine Struktur nennt man eine Konvektionszelle. In der Atmosphäre gibt es auch solche Konvektionszellen, zum Beispiel eine Gewitterzelle ist ein Auswuchs einer Konvektionszelle. Quelle: Wikimedia/Wikicommons: Konvektion.

Beispiel: An einem warmen Tag wärmt die Luft sich in Erdnähe auf. Dadurch steigt sie auf. An anderen Stellen muss also kalte Luft nach unten fallen. Auf diese Weise entstehen Zellen, in deren Kernen die Luft hinaufströmt, und an deren Rändern kalte Luft herabfällt. Diese Zellen können sich zu Gewitter entwickeln.

das Gesetz von Archimedes: Ein Objekt, das sich in einem Gas oder Flüssigkeit mit Dichte  $\rho$  befindet, empfindet einen Auftrieb  $F = V\rho g$ , wobei  $V$  das Volumen des Objektes ist,  $\rho$  die Dichte der Flüssigkeit oder des Gases und  $g \approx 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$  die Fallbeschleunigung ist.

Ein Beispiel dazu: Ein Stein von einem Kilogramm hat ein Volumen von 0,36 Liter – denn die Dichte ist etwa  $2800 \text{ kg pro } \text{m}^3$ . Daher drückt der Stein 360 Gramm Wasser nach oben. Da das Wasser ebenso nach gezogen wird, drückt es den Stein genau mit der Schwerkraft von 360

Gramm nach oben. Daher fühlt der Stein um 360 Gramm leichter. Das impliziert dass der Stein auf einer Waage unter Wasser nur noch 640 Gramm angeben wird.

Bei Menschen ist es noch extremer, denn unsere Dichte ist etwa die Dichte von Wasser!

Die Sättigungskurve gibt an, was bei gegebener Temperatur die größtmögliche Wasserkonzentration in Luft ist. Siehe Bild 2 für eine Sättigungskurve.

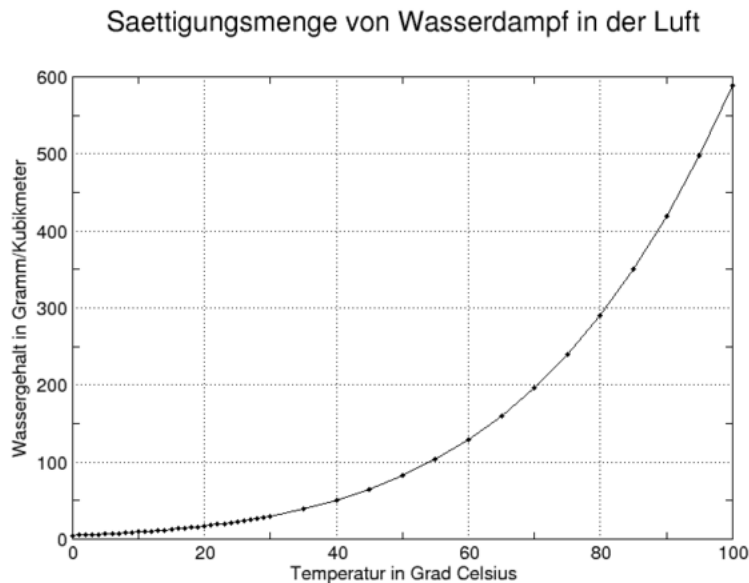


Abbildung 2: Sättigungskurve von Wasser in Luft. Bild ist von Wikipedia: Inhalt von Wasserdampf in der Luft/Sättigung von Markus Schweiß

Sei  $M$  die maximale Wassermenge in der Luft, also die Sättigungsmenge. Die Luftfeuchtigkeit drückt die Wassermenge in Prozenten von der Sättigungsmenge an:  $\frac{w}{M} \cdot 100\%$ , wobei  $w$  der Wasserstoffgehalt in der Luft ist.

Ist die Luftfeuchtigkeit 100%, so kann kein Wasserdampf mehr aufgenommen werden und alles kondensiert gleich. So etwas siehst du oft in der Dusche. Luftfeuchtigkeit 0% gibt es fast nie, so etwas würde bei den Augen auch Weh tun.

Das Ideale Gasgesetz  $pV = NkT$  mit  $k \approx 1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}$ .

Wenn also  $p$  konstant ist:  $V = \frac{Nk}{p} \cdot T$ , daher  $\frac{dV}{dT} = \frac{Nk}{p}$ . Das Volumen nimmt linear mit der Temperatur zu. Wenn also  $m$  die mittlere Masse eines Moleküls ist, dann  $\rho = \frac{Nm}{V} = \frac{mp}{kT}$ . Also, die Dichte ist der Temperatur indirekt proportional.

Mit der Gaskonstante  $R = k \cdot 6 \cdot 10^{23}$  gilt also  $pV = nRT$  mit  $n$  die Molanzahl.

Man kontrolliert leicht, dass  $pV$  die Einheit einer Energie hat, denn die Einheit von  $p$  ist Newton pro Quadratmeter, und die Einheit von  $V$  ist Kubikmeter. Daher hat das Produkt  $pV$  die Einheit von Newton mal Meter, also Joule. Tatsächlich hat ein ideales Gas auf Temperatur  $T$  und mit  $N$  Molekülen drinnen eine kinetische Energie von  $\frac{3}{2}NkT = \frac{3}{2}pV$ . Daher ist die mittlere kinetische Energie pro Molekül  $\frac{3}{2}kT$ . Wir können schreiben:

$$\frac{1}{2}m(\overline{v_x^2} + \overline{v_y^2} + \overline{v_z^2}) = \frac{3}{2}kT \quad (1)$$

wobei der Strich den Mittelwert andeutet. Wir dürfen annehmen, dass  $\overline{v_x^2} = \overline{v_y^2} = \overline{v_z^2}$ , weil ein Gas homogen ist, sodass die Richtungen nicht ausmachen – es gibt eine Symmetrie! Wenn wir

also nur eine Richtung betrachten, finden wir

$$\frac{1}{2}m\overline{v_x^2} = \frac{1}{2}kT \quad (2)$$

und daraus folgt

$$v_{rms} = \sqrt{\overline{v_x^2}} = \sqrt{\frac{kT}{m}} \quad (3)$$

wobei *rms* eine englische Abkürzung ist, root mean square. Wenn wir jetzt annehmen, dass die Luft aus Stickstoff besteht und auf Zimmertemperatur ist, dann können wir eine Ahnung für diese Geschwindigkeit bekommen:  $v_{rms} \approx 300\text{m/s}$ . Wir wissen auch, dass ein Kubikmeter Luft etwa 41 Mol enthält. Somit hat jedes Molekül also ein Volumen von  $1/(41 \cdot 6 \cdot 10^{23})$  Kubikmeter. Wenn wir von dieser Zahl die dritte Wurzel nehmen, haben wir etwa die mittlere Distanz zwischen zwei Molekülen, diese wäre etwa  $3 \cdot 10^{-9}$  m. Das bedeutet, dass die Moleküle etwa jede  $3 \cdot 10^{-9} : 300 = 3 \cdot 10^{-11}$  Sekunde eine Kollision haben. Also, grob gesagt, etwa  $10^{11}$  Kollisionen pro Sekunde.

Zirren sind Wolken auf sehr großer Höhe, die sich durch ihre dünnen, feinen, fadenartigen Formen auszeichnen. Sie bestehen vollkommen aus Eiskristallen.

Stratuswolken sind Wolkendecken. Stratus bedeutet Schicht. Stratuswolken gibt es in jeder Höhe. Altostratus: Stratus auf mittlerer Höhe. Cirrostratus: Stratus auf großer Höhe. Stratocumulus: Übergang zwischen Cumulus (Häufchen) und Stratus. Nimbostratus: die oberste Schicht eines Regenwolkendecks.

Hier unten irgendwo in Figur 3 siehst du eine Klassifizierung von Wolkentypen (WikiCommons/Wolke).

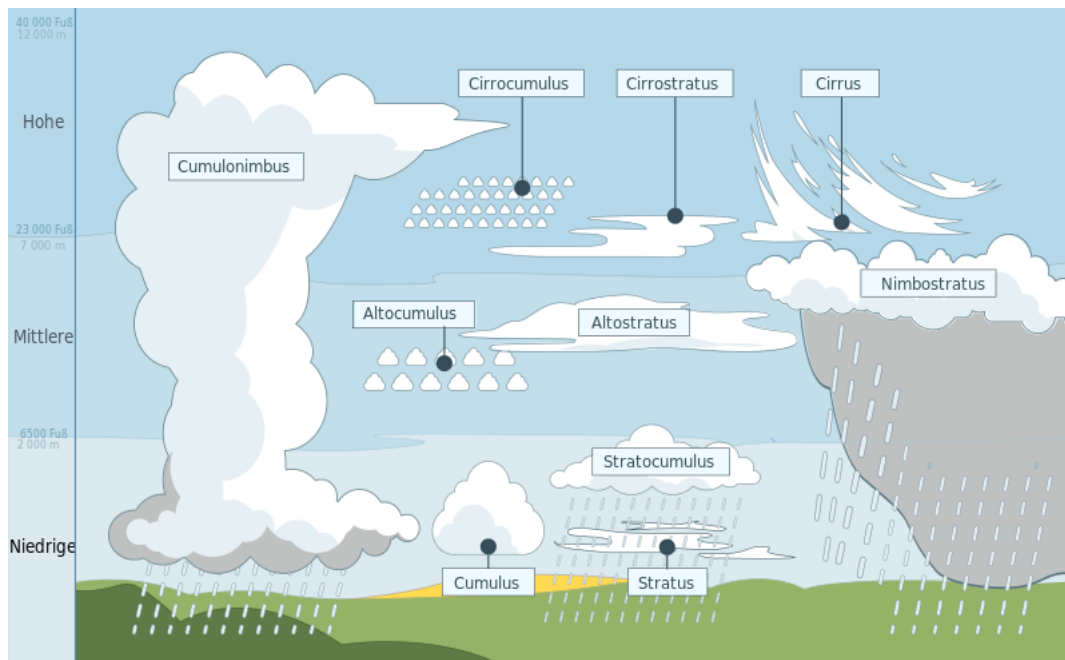


Abbildung 3: Klassifizierung von Wolkentypen. Quelle: WikiCommons: Wolke

Potentielle Temperatur: die Luft hat eine Temperatur, die von der Höhe abhängt. Um dann doch diese Temperatur gut vergleichen zu können, definiert man die potentielle Temperatur, die die Luft auf Meeresebene haben würde.

Inversionswetterlage: Hier ist die obere Luft wärmer als die untere Luft. Der Temperaturgradient läuft also umgekehrt. Man sollte hierbei vor allem die potentielle Temperatur beachten: bei einer Inversionswetterlage ist der Gradient der potentiellen Temperatur umgekehrt (invertiert); unten kalt, oben warm.

In Wien gibt es im Nachsommer und im Herbst oft eine Inversionswetterlage. Sie ist von Hochnebel charakterisiert. Sie ist schädlich für uns, denn die Abgase steigen dann nicht über die Inversionsschicht aus.

In Abbildung 4 siehst du eine Inversionswetterlage (WikiCommons/Inversionswetterlage). Achte vor allem auf den Rauch – unten um Text wird das erklärt.



Abbildung 4: Ein typisches Verhalten von Rauch bei einer Inversionswetterlage. (Bild von WikiCommons/Inversionswetterlage.)

Eine Inversionswetterlage ist sehr stabil, denn die kältere Luft ist unten. Sie steigt also nicht auf. Dadurch bleibt die Atmosphäre geschichtet; die untere Schicht steigt nicht auf, denn sie ist kälter. Die obere Luftschicht sinkt nicht, denn sie ist wärmer. Diese Stabilität ist in Wien bekannt; wenn es mal Hochnebel gibt, bleibt er auch hartneckig da! Die kalte untere Schicht enthält die Nebel und wärmt sich daher nicht auf. Darum wird die untere Schicht auch nicht wärmer. Dafür kann es auf etwa 500-1500 schon schön warm werden; vor allem in den Bergen bleibt dann der Nebel in den Tälern und auf den Berghängen ist es schön warm.

Eine Inversionswetterlage ist nicht gut für die Gesundheit. Alle Abgase bleiben in der unteren Schicht. Sie steigen zwar in dieser Schicht etwas ab, aber sie nehmen schnell die Umgebungstemperatur an, und können dann also nicht aus der unteren Schicht entfliehen. Also, bei einer Inversionswetterlage riecht man den Rauch der Kamine sehr gut! Umgekehrt kann man bei diesem Geruch auf Nebel und einer Inversionswetterlage schließen.

Die Kamine der Fabriken sind so gebaut, dass sie den Rauch in einer Höhe entlassen, die eine niedrigere Temperatur als die Bodenluftschicht hat. Dadurch steigt dieser Rauch in dieser kalten Luft schnell auf. Auf diese Weise entgeht der Rauch aus der Umgebung der Menschen weg in die Höhe der Atmosphäre, verdünnt sich und ist somit weniger schädlich. Bei einer normalen Wetterlage funktioniert dieser Plan; bei einer Inversionswetterlage geht es schief. Der Rauch steigt dann nicht auf, kommt aus der kälteren Unterschicht nicht weg. Man sieht dies oft bei typischem Tiefdruckwetter/Inversionswetter/Nebelwetter passieren. Der Rauch kommt dann horizontal aus dem Kamin, oder steigt sogar ab.

Athen hat im Sommer immer Smog. Der Smog geht aus der Stadt nicht weg. Anscheinend ist die Temperatur in Bodennähe niedriger als auf größerer Höhe. Im Sommer ist die Atmosphäre so warm, dass auch auf große Höhe die Luft warm ist. Durch lokale Wetterbedingungen wie Berge in der Nähe und einer Meeresbrise wird dann eine Wetterinversion möglich; der relativ kühle (aber noch immer sehr heiße) Luft bleibt unten im Becken und die Abgase können nicht weg. Smog und Gesundheitsprobleme in der Stadt Athen sind die Folge.

Swiss Föhn ist der klassische Schulbücherföhn. Sie passiert vor allem, wenn die Berge hoch genug sind, und die Luft auf der Luvseite tatsächlich feucht genug ist, damit sich Regen bildet. Um ordentliche Temperaturunterschiede zu bekommen, muss der Berg, über den die Luft fliegt, hoch genug sein.

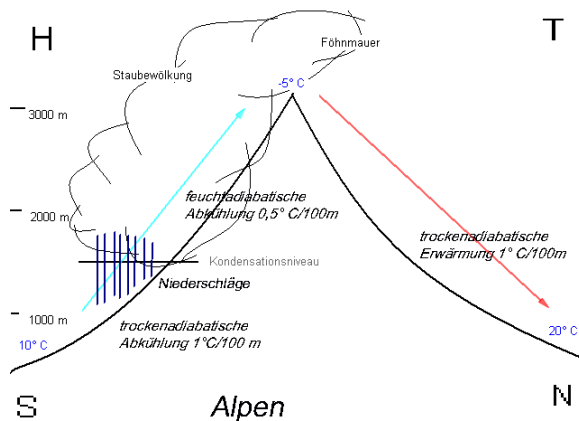
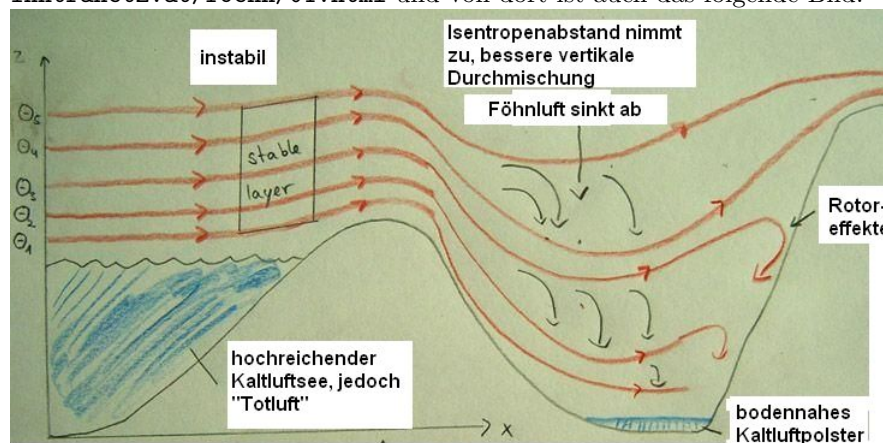


Abbildung 5: Föhn vom Typ Swiss Föhn. Hierbei steigt feuchte Luft auf, kühlt ab und regnet sich aus. Die trockene Luft wärmt sich dann beim Abstieg schneller auf – trockenadiabatisch 1 Grad pro 100m versus feuchtadiabatisch 0,5 Grad pro 100m – dies sorgt für den Temperaturunterschied.

In Österreich ist vor allem Austrian Foehn sehr wichtig. Das wird auf der Website <http://www.inntranetz.at/foehn/01.html> und von dort ist auch das folgende Bild:



Corioliskraft: Wenn sich ein Objekt dreht, dann spürt es eine Kraft, wenn es sich radial (also entlang des Radius) bewegt. Dies ist die Corioliskraft. Sie wird durch  $\vec{F} = -2m\vec{\omega} \times v$  gegeben. Hierbei ist  $\vec{\omega}$  die Winkelgeschwindigkeit.

Winkelgeschwindigkeit: Vektor der die Drehung angibt: Richtung des Vektors ist die Achse mit der Rechterhandregel: Die Finger der rechten Hand geben die Drehrichtung an, der Daumen dann die Richtung von  $\vec{\omega}$ . Die Größe vom Vektor:  $\omega = |\vec{\omega}| = \frac{2\pi}{T}$  wobei  $T$  die Umlaufzeit ist.

Es ist eine gute Aufgabe  $\omega$  für die Erddrehung zu berechnen.

Jetstream: großes Windsystem auf der Erde, etwa auf der Höhe von Dänemark, aber es gibt Schwankungen. Der Wind weht von West nach Ost und befindet sich vor allem auf großer Höhe. Sie entsteht durch die Corioliskraft, die die warme Tropenluft nach Ost ablenken lässt.

Isobaren sind imaginäre (also 'gedachte') Linien auf einer Karte, die Punkte mit gleichem Luftdruck verbinden.

Luft 'will' sich von hohem Druck zu niedrigem Druck bewegen. Da es die Corioliskraft gibt, wird die Luft abgelenkt. Die Folge ist, dass die Luft sich prinzipiell parallel zu den Isobaren bewegt. Dabei bewegt sich die Luft (auf der nördlichen Hemisphäre) um ein Hoch im Uhrzeigersinn, um ein Tief gegen den Uhrzeigersinn. Auf der südlichen Hemisphäre ist dies genau umgekehrt.

Hochdruckgebiet: Ist ein Gebiet, wo der Luftdruck höher als in der Umgebung ist.

Bei einem Hoch kommt Luft aus den höheren Schichten der Atmosphäre nach unten. Dadurch dass die Luft oben in der Atmosphäre kalt und also relativ trocken ist, wärmt sich diese Luft gut auf und somit lösen sich eventuelle Wolken auf.

**Tiefdruckgebiet:** Ist ein Gebiet, wo der Luftdruck niedriger als in der Umgebung ist.

Bei einem Tief steigt die Luft auf, dabei kondensiert sich die feuchte (relativ warme) Luft. Somit entstehen Wolken.

Auf der Website <http://www.goruma.de/Wissen/Naturwissenschaft/Meteorologie> findest du unter dem Link "Hoch- und Tiefdruckgebiete" eine recht gute Erklärung über Hoch- und Tiefdruckgebiete.

Für uns sind folgende Merkmale wichtig: Bei einem Tief steigt Luft auf, bei einem Hoch sinkt die Luft nach unten. Da aufsteigende Luft abkühlt, kann dort Wolkenbildung und somit Niederschlag auftreten. Bei absteigender Luft wird die Luft wärmer und die Wolken lösen sich auf.

**Kongruenz:** Ein Ort, wo die Strömungslinien der Luft zusammenkommen. Bei einem Hoch steigt Luft auf, daher muss Luft über den Boden zuströmen; hier entsteht also eine Kongruenz auf Bodenhöhe. Bei einem Hoch strömt Luft nach unten. Daher entsteht dort oben in der Atmosphäre eine Kongruenz.

Eine Konvergenz ist somit etwas wie Punkt, wohin die Pfeile, die die Windrichtung angeben, konvergieren. Gehen die Pfeile von dem Punkte aus, gibt es das Gegenteil.

**Divergenz:** Das Gegenteil einer Kongruenz; hier gehen die Strömungslinien auseinander. Divergenzen entstehen bei einem Tief oben in der Atmosphäre und bei einem Hoch unten in der Atmosphäre.

**Adiabatischer Temperaturgradient:** Der Temperaturverlauf (mit der Höhe), der einer konstanten potentiellen Temperatur entspricht.

In Figur 6 siehst du ein Diagramm, ein sogenanntes Emagramm, das einige adiabatischen Temperaturgradienten zeigt. Für verschiedene Temperaturen auf Meereshöhen siehst du Kurven, und zwar zwei Sorten: die gestrichelten Linien geben die adiabatischen Temperaturgradienten für feuchte Luft an, die durchgezogenen die für trockene Luft. Man entnimmt dem Diagramm, dass wenn es im Tal auf (sagen wir) Meereshöhe 10 Grad Celsius hat, es auf 1000m nur noch etwa 2 Grad Celsius hat, wenn die Luft trocken ist. Ist die Luft feucht, dann ist die Temperatur auf 2000m ungefähr Null Grad Celsius. Um zum Beispiel die Schneefallgrenze abzuschätzen, könnte man die Adiabaten für feuchte Luft als erste Hilfslinie nehmen, aber dazu sind natürlich noch mehr Daten notwendig. Auf jeden Fall erwarte ich bei 10 Grad Celsius in Wien, dass Schneefall ab etwa 2000m Höhe möglich ist. Im Emagramm sieht man auch, dass bei Temperaturen auf Meereshöhe von etwa 20 bis 25 Grad Celsius die Temperatur auf 5000m-5500m etwa 0 Grad Celsius ist, wenn die Luft feucht ist. Daher gibt es in den Tropen erst Schnee auf Bergen von über 5000m (siehe auch <http://de.wikipedia.org/wiki/Schneefallgrenze>).

Stellen wir uns vor, auf Meereshöhe ist die Temperatur 20°C. Wenn jetzt Luft adiabatisch aufsteigt, nimmt die Temperatur ab, denn der Druck wird mit der Höhe weniger, und somit dehnt sich die Luft aus. Dadurch kühlt die Luft ab. Der adiabatische Temperaturgradient ist der Temperaturverlauf, bei dem die adiabatisch aufsteigende Luft immer dieselbe Temperatur wie die Umgebung hat.

**Vertikale Stabilität der Atmosphäre** gibt es, wenn vertikale Luftbewegungen entgegengewirkt werden. In diesem Fall fällt Luft, die durch irgendetwas (Strömung, lokale Temperaturunterschiede, ...) aufgestiegen ist, wieder nach unten, und steigt Luft, die durch irgendetwas (Strömung, lokale Temperaturunterschiede, ...) nach unten gesunken ist, wieder nach oben, zurück in die 'alte' Lage.

**Vertikale Unstabilität der Atmosphäre** gibt es, wenn vertikale Luftbewegungen verstärkt werden. In diesem Fall steigt Luft, die durch irgendetwas (Strömung, lokale Temperaturunterschiede, ...) aufgestiegen ist, weiter nach oben, und sinkt Luft, die durch irgendetwas (Strömung, lokale Temperaturunterschiede, ...) nach unten gesunken ist, weiter nach unten, weiter weg von der 'alten' Lage.

**Stabiler Temperaturgradient:** Wenn die Luft mit der Höhe langsamer abkühlt, als es dem

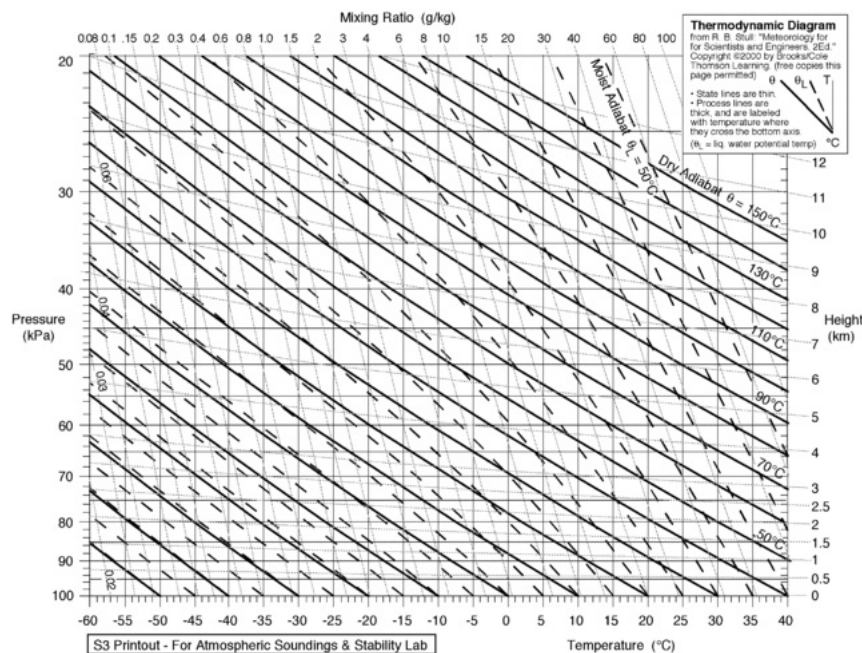


Abbildung 6: Hier siehst du ein sogenanntes Emagramm, das den adiabatischen Temperaturgradient für verschiedene Temperaturen auf Meereshöhe eingezeichnet hat. Achtung, es gibt vor allem zwei Arten von Kurven; adiabatische Temperaturgradienten für trockene und für feuchte Luft. Quelle Wikimedia Commons/Emagram .

adiabatischen Temperaturgradient entspricht, ist die Atmosphäre (relativ) stabil. Denn stellen wir uns vor, dass etwas Luft aufsteigt. Dann kühlt sich sie in guter Annäherung adiabatisch ab, und da die umgebende Luft sich langsamer abkühlt, wird die aufsteigende Luft also rasch kühler als die Luft, in die sie sich vordrängt. Somit sinkt sie dann wieder ab. Für Luft, die sich nach unten bewegt, geht es genau so: sie wärmt sich auf, aber schneller als die Umgebungsluft, in die sie sich vordrängt. Daher steigt sie wieder auf.

**Instabiler Temperaturgradient:** Hier kühlt sich die Luft mit der Höhe schneller ab, als es dem adiabatischen Temperaturgradient entspricht. Die Argumentation geht ähnlich wie im vorgehenden Absatz: Wenn Luft aus irgendeinem Grund aufsteigt, kühlt sie zwar ab, aber die Umgebungstemperatur der Luft, in die sie sich vordrängt, ist noch niedriger. Somit steigt sie weiter auf. Für absinkende Luft gilt auch, dass sie sich zwar erwärmt, nur die Umgebungstemperatur ist noch höher, somit sinkt absteigende Luft immer weiter nach unten.

Eine un stabile Wetterlage kann man sich mit einem Ball auf einer Hügelspitze vergleichen. Ein kleiner Stoß wird reichen, den Ball aus dieser Position zu bewegen, und dann rollt der Ball weiter und weiter. Liegt der Ball aber in einer Delle, so bringt jeder Stoß den Ball nur kurzfristig aus dieser Position, denn bald darauf rollt der Ball wieder nach unten.

Eine Faustregel: *sich vertikal bewegend Luft hat eine Temperatur, die einem adiabatischen Temperaturgradient entspricht.*

Warme Luft wird in der Regel aufsteigen und sich dabei abkühlen, und zwar so lange bis die Umgebung die Temperatur hat, welche die aufsteigende Luft hat. Ist die Umgebungsluft kälter als die aufsteigende Luft, steigt sie weiter auf; ist die Umgebungsluft wärmer als die aufsteigende Luft, so sinkt sie wieder ab.

Ein interessantes Phänomen ist:



Ein Amboss ist der Oberteil einer (konvektiven) Wolke, und er entsteht weil die feuchte, warme, aufsteigende Luft auf die wärmeren Schichten in der Atmosphäre ab etwa 12km. Denn ab etwa 12km Höhe wird die Temperatur der Atmosphäre wieder höher; auf etwa 10km Höhe ist die Temperatur vielleicht so rund die Minus 60 Grad, ein lokales Minimum, denn auf 50km Höhe ist die Temperatur wieder Minus 10 Grad. Somit kann aufsteigende Luft nicht weiter als eine Höhe von etwa 12km kommen, denn ab dort nimmt die Temperatur wieder zu, und somit kann aufsteigende Luft nicht weiter aufsteigen. Statt weiter aufsteigen wird die Luft also eine horizontale Bewegung machen, und so entsteht der Amboss. Ein Amboss ist somit ein Signal dafür, dass es starke Konvektion gibt, sodass aufsteigende Luft die maximale Höhe von etwa 12km erreichen kann. In Figuren [?] und [?] sieht man deutliche Beispiele; die warme Luft kann in einer unstablen Schichtung unbegrenzt aufsteigen, und bis zur maximalen Grenze von etwa 12km vorstoßen.

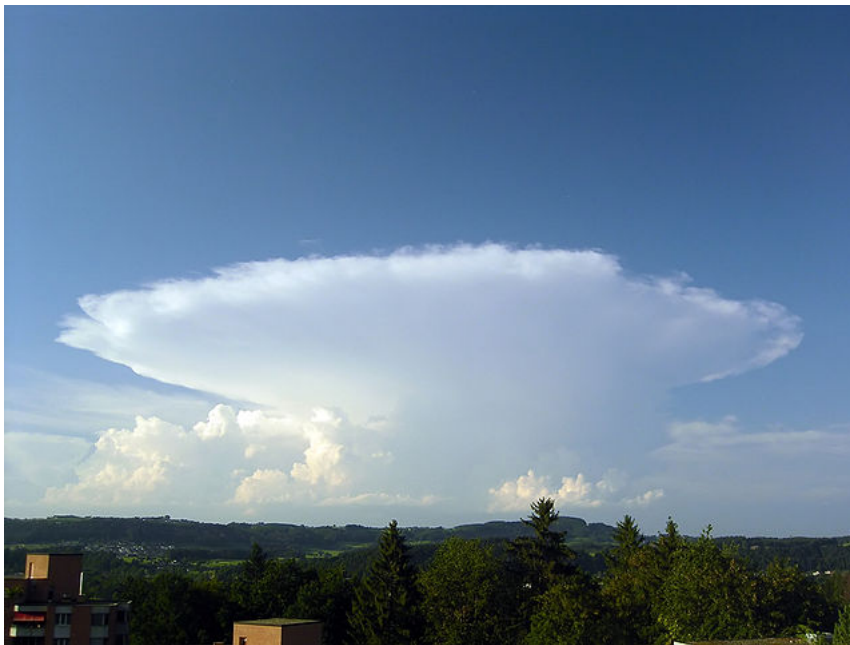


Abbildung 7: Eine typische Gewitterwolke (Cumulonimbus) mit Amboss.

Latente Wärme: Für den Phasenübergang Flüssig  $\rightarrow$  Gasförmig unter konstanter Temperatur wird pro Mol (oder pro Kilogramm) eine bestimmte Menge Energie gebraucht. Dies ist die latente Wärme. Umgekehrt kommt diese Wärme frei, wenn sich der Phasenübergang in der anderen Richtung vortut. Für den Phasenübergang Fest  $\rightarrow$  Flüssig wird unter gleich bleibender Temperatur auch Wärme gebraucht, dies nennt man auch latente Wärme. Tut sich der Übergang in anderer Richtung vor, kommt diese Wärme (Energie) frei.

Die latente Wärme ist der Motor hinter der Entstehung von Gewitterwolken. Die warme, feuchte Luft steigt auf und kühlt dabei ab. Ab einer bestimmten Höhe kondensiert Wasserdampf und die latente Wärme wird freigesetzt. Dabei kann dieser Wasserdampf das Wasser und die Luft mit erwärmen, sodass der Aufstieg verstärkt wird. Somit bekommt die aufsteigende Luft in der Wolke einen Turbo nach oben. Die latente Wärme wird also indirekt in kinetische Energie in der Wolke umgewandelt. Die vertikalen Luftströmungen werden verstärkt und die Strömung reicht bis zur Decke der Troposphäre auf etwa 12km Höhe. Interessanterweise wird beim Übergang Flüssig zu Fest auch wieder Energie freigesetzt. Somit wird die aufsteigende Luft zu einem großen Kraftwerk. Die Folgen: Die gewaltigen vertikalen Bewegungen der Tröpfchen und Eiskristalle erzeugen durch komplizierte Prozesse an der Oberfläche der Eiskristalle und Wassertröpfchen statische Elektrizität, sodass elektrische Spannungen innerhalb der Wolke auftreten. Blitz und Donner sind die Folge.



Abbildung 8: Eine entstehende Gewitterwolke (Cumulonimbus) mit Amboss im Anbau.

Gewitter kann also nur auftreten, wenn genügend latente Wärme in der Luft vorhanden ist. Übrigens bedeutet 'latent' etwas wie 'in Ruhe/schlafend/ungesehen anwesend'; so spricht man auch wohl von latentem Wut, wenn eine Person schnell wütend wird, dies aber nicht zeigt. An einem warmen, feuchten Tag ist diese Energie also schon in der Atmosphäre gespeichert. Bei der Kondensierung und der Bildung von Eiskristallen kommt diese Energie dann frei; von schlafend wird sie wach, und agiert! Sie kurbelt die Bildung von Gewitter an! Ist aber diese Energie nicht vorhanden, dann geht es also nicht. Diese Energie ist nur vorhanden, wenn es genügend Wasser gibt, denn was sonst soll sich kondensieren? Daher gibt es in den tropischen Gegenden oft Gewitter, in den Polarregionen selten. Ist es kalt, ist die Sättigungsmenge niedrig und somit ist in den Polarregionen fast niemals genügend Wasser (sprich: latente Wärme) vorhanden, um eine Gewitterwolke zu bilden.