

**Inhalt:**

- 1 Einführung
- 2 Die Strahlung der Sonne als Motor des Wettergeschehens
- 3 Wind
- 4 Die Entstehung von Niederschlägen
- 5 Auftrieb von warmer Luft, die von kälterer Luft umgeben ist

---

**1 Einführung**

Das Wetter an einem bestimmten Ort ist der augenblickliche physikalische Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt. In Abgrenzung davon versteht man unter Klima die mittleren Ergebnisse einer Beobachtung über einen Zeitraum von mehr als 30 Jahren.

Das Wetter wird durch ein sehr komplexes Wechselspiel zwischen Sonnenstrahlung, Luft und Wasser innerhalb der Lufthülle um die Erde, der Atmosphäre, bestimmt. In der Tabelle 1 sind diese drei für das Wettergeschehen wesentlichen Elemente mit relevanten Größen und Vorgängen zusammengestellt.

<b>Luft</b>	<b>Wasser</b>	<b>Sonnenstrahlung</b>
Luftdruck Luftdichte Luftfeuchtigkeit Wind	Verdunstung Kondensation Wolken Wasserkreislauf Niederschlag	Erwärmung der Erdoberfläche Jahreszeiten

Tabelle 1: Elemente Luft, Wasser und Sonnenstrahlung

**Aufbau, Zusammensetzung und Eigenschaften der Atmosphäre**

Auf die Teilchen in der Atmosphäre wirkt die Erdanziehungskraft, welche die Teilchen in Richtung der Erdoberfläche zieht. Dadurch werden die Luftteilchen daran gehindert, die Atmosphäre zu verlassen und in den Weltraum zu fliegen. Stellt man sich die Luft als kleine Pakete vor, die auf der Erdoberfläche nach oben hin aufeinandergestapelt werden, so werden die unteren Pakete durch die darüber liegenden Luftpakete stärker zusammengepresst werden, als Pakete in mehreren Kilometern Höhe. Daraus folgt, dass ein Liter Luft am Erdboden mehr Luftteilchen enthält als ein Liter Luft in großer Höhe. Zudem nimmt der Luftdruck nach oben hin immer stärker ab. In 10 km Höhe ist der Luftdruck auf etwa ein Viertel abgesunken und ein Liter enthält dort nur noch etwa den dritten Teil eines Liters Luft am Erdboden. Der *Luftdruck* gibt an, wie stark die Luft zusammengepresst ist (und umgekehrt: wie stark das in ein Gefäß eingeschlossenes Gas von innen gegen die Gefäßwände drückt).

Der Luftdruck wird in der Einheit hPa (Hektopascal) angegeben (früher Millibar, wobei 1 hPa = 100 Pa = 1 mbar). Auf Meeresniveau beträgt er im Mittel 1013 hPa. Auf einem 5400 m hohen Berg ist er auf die Hälfte abgesunken.

1 Liter Luft hat auf Meeresniveau und bei 20°C eine Masse von 1,2 g, 1 m<sup>3</sup> Luft ist demnach etwa 1,2 kg schwer.

## Die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre

Die Erdatmosphäre besteht zu 78 % aus molekularem Stickstoff und zu 21 % aus molekularem Sauerstoff sowie mehreren Einzelgasen (z.B. Kohlendioxid, Edelgase, Wasserdampf und Partikel wie Salzkriställchen oder Rußteilchen). Für Wetterphänomene ist insbesondere der Wasserdampf von großer Bedeutung (Bildung von Wolken).

	Chemisches Symbol	Trockene Luft (Vol %)	Feuchte Luft (Vol %)
<b>Stickstoff</b>	N <sub>2</sub>	78,08	77,0
<b>Sauerstoff</b>	O <sub>2</sub>	20,95	20,7
<b>Argon</b>	Ar	0,93	0,9
<b>Kohlendioxid</b>	CO <sub>2</sub>	0,033	0,03
<b>Spurenstoffe</b>	Ne, He, Kr, NH <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SO <sub>2</sub> , u.a.	< 0,01	< 0,01
<b>Wasserdampf</b>	H <sub>2</sub> O	-	1,3

Tabelle 2: Zusammensetzung der Luft (in Anlehnung an Malberg (1997), S.5)

## Die Schichten der Atmosphäre

Die Atmosphäre wird in übereinanderliegenden Schichten eingeteilt. Die unterste Schicht (Troposphäre) enthält ca.  $\frac{3}{4}$  der Masse der gesamten Atmosphäre und ist die eigentliche Schicht, in der sich das Wetter abspielt. Sie reicht bis ca. 12 Kilometer über der Erdoberfläche und geht anschließend in die Tropopause über. Die Höhe der Tropopause ist von der mittleren Temperatur der Troposphäre abhängig. Steigt die Temperatur in der Troposphäre, nimmt die Höhe der Tropopause zu. Bei sinkender Temperatur in der Troposphäre ist die Obergrenze der Tropopause niedriger. Über dem Äquator ist die Obergrenze der Tropopause aufgrund erhöhter Lufttemperaturen in der unteren Atmosphärenschicht höher und in den Polregionen aufgrund niedriger Lufttemperaturen entsprechend geringer.

Oberhalb der Tropopause schließt sich die Stratosphäre an und erstreckt sich bis ca. 50 km oberhalb der Erdoberfläche. Ein wichtiger Prozess in der Stratosphäre ist die Bildung des Ozons in einer Höhe zwischen 15-25 km. Ozon reduziert die UV-Strahlung, die die Erde erreicht und erwärmt. Die Ionosphäre grenzt an die Stratosphäre an und erstreckt sich bis ca. 350 km. Diese Schicht ist unterschiedlich stark mit Elektronen und Ionen angereichert. Daran angrenzend folgen die Suprasphäre und die Exosphäre bevor der Übergang in das absolute Vakuum (Weltraum) stattfindet. Es gibt keine feste Atmosphärenengrenze. Die Luft wird nach oben hin immer „dünnere“ und geht schließlich in den luftleeren Weltraum über.

Die *Lufttemperatur* gibt an, wie warm die Luft ist. Eine ausführliche Sachinformation zu Temperatur und Temperaturmessungen ist im Thema „Warm – Kalt“ unter Sachinformationen für die Lehrkraft zu finden.

Für das Wetter ist die *Luftfeuchtigkeit* von großer Bedeutung. Die Luftfeuchtigkeit gibt an, wieviel Wasserdampf in der Luft enthalten ist. Als Wasserdampf bezeichnet man die einzelnen H<sub>2</sub>O-Moleküle, die wie die anderen Gasteilchen in der Luft herumschwirren. Der in der Luft enthaltene Wasserdampf spielt für die Entstehung von Wolken eine entscheidende Rolle.

Bei jeder Temperatur kann nur eine bestimmte Menge Wasserdampf in der Luft enthalten sein. Bei höherer Temperatur kann deutlich mehr Wasserdampf in der Luft sein. In Wirklichkeit ist meist weniger Wasserdampf als dieser Maximalwert vorhanden.

Die absolute Feuchtigkeit gibt an, wie viel Wasserdampf ( $\text{g/m}^3$ ) tatsächlich in der Luft enthalten ist. Das Verhältnis zwischen der tatsächlichen (absoluten) Feuchtigkeit zu der maximal möglichen (absoluten) Feuchtigkeitsmenge in der Luft wird relative Feuchtigkeit genannt. Beispiel: Bei  $22^\circ\text{C}$  kann maximal  $20 \text{ g/m}^3$  Wasser in der Luft sein; ist tatsächlich nur  $10 \text{ g/m}^3$  Wasser in der Luft, haben wir eine relative Luftfeuchtigkeit von 50 %.

Da warme Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann, nimmt die relative Luftfeuchtigkeit immer dann ab, wenn die Lufttemperatur steigt, ohne dass der Wassergehalt der Luft sich ändert. Sinkt hingegen die Temperatur, nimmt die relative Luftfeuchtigkeit zu, da kalte Luft weniger Wasserdampf aufnehmen kann. Die relative Feuchte schwankt zwischen 0 % und 100 %. Der Maximalwert 100 % wird auch Sättigungsfeuchte genannt (diese ist temperaturabhängig!). Sinkt dann die Temperatur (z.B. Abkühlen in der Nacht oder durch Aufsteigen von warmen, wasserdampfhaltigen Luftblasen) weiter, wird das Wasserhaltevermögen der Luft überschritten und es kommt zur Kondensation in Form von kleinen Wassertröpfchen. Es entstehen Nebel, Wolken oder Tau. Beispiel: Wenn sich Luft von  $22^\circ\text{C}$  und 50 % relative Luftfeuchtigkeit (also mit  $10 \text{ g/m}^3$  Wasser) auf  $11^\circ\text{C}$  abkühlt, ist eine relative Luftfeuchtigkeit von 100 % erreicht, da bei  $11^\circ\text{C}$  maximal  $10 \text{ g/m}^3$  Wasser in der Luft sein können.

## 2 Die Strahlung der Sonne als Motor des Wettergeschehens

Die Sonne hat an ihrer Oberfläche eine Temperatur von etwa  $6000^\circ\text{C}$  und strahlt deshalb eine enorme Menge an Energie durch elektromagnetische Wellen ab. Auf einen Quadratmeter der Erde fällt pro Sekunde (!) eine Strahlungsenergie von etwa 1400 Joule (bei senkrechtem Einfall). Zum Vergleich mit elektrischen Geräten: das sind pro Quadratmeter 1,4 Kilowatt. Zur Veranschaulichung: Diese Energie wird im Durchschnitt in unserem Körper zur Aufrechterhaltung der Körperfunktionen und bei leichter Arbeit alle 12 Sekunden benötigt.

Die Strahlung der Sonne enthält ein ganzes Spektrum von elektromagnetischer Strahlung: sehr energiereiche, kurzwellige Strahlung (UV-Strahlung), sichtbares Licht und Strahlung im Infrarotbereich (langwellige „Wärmestrahlung“). Die Atmosphäre absorbiert und reflektiert einen Teil der Sonnenstrahlung, etwa 47 % erreichen den Erdboden. Wiederum etwa ein Drittel dessen, was auf dem Erdboden ankommt, wird wieder zurückgestreut (vorwiegend als langwellige Strahlung). Etwa ein Drittel erwärmt den Erdboden und die darüber liegende untere Schicht der Atmosphäre und ein Teil wird bei der Verdunstung von Wasser benötigt. Bei einem stabilen Klima müssen Einstrahlung von der Sonne und Abstrahlung durch die Erde im Gleichgewicht sein, sonst gäbe es eine fortschreitende Erwärmung oder Abkühlung. Die äquatornahen Zonen erwärmen sich stärker als die Polgegenden, weil dort die Sonnenstrahlung über viele Stunden am Tag nahezu senkrecht einfällt. An den Polen verteilt sie sich auf eine größere Fläche (und muss einen längeren Weg durch die Atmosphäre zurücklegen). Diese Unterschiede in der Erwärmung führen in der Folge zu Ausgleichsströmungen von Luft und Wasser.

Wie stark sich die Oberfläche – und damit die darüber liegende Luftschicht – erwärmt, hängt weiterhin stark von der Beschaffenheit der Oberfläche ab. Schneeflächen reflektieren einen großen Teil der einfallenden Sonnenstrahlung (ca. 90 %), Wälder nur einen Anteil von etwa 7 %, Wüsten etwa 25 %, Wasser je nach Einfallswinkel zwischen 3 % (senkrechte Einfall) und fast 100 % bei streifendem Einfall. Wolken verhindern zum großen Teil den Einfall. Den Anteil der reflektierten Strahlung an der einfallenden Strahlung nennt man *Albedo*. Die Albedo ist einer der Faktoren, die bestimmen, wie stark sich die Oberfläche erwärmt. Kleine Werte bedeuten eine große Absorption der Strahlungsenergie und damit tendenziell eine größere Erwärmung.

Oberfläche	Albedo	Oberfläche	Albedo
Meerwasser (steiler Einfall)	5-10	Sanddünen	35%
Wüstensand	25-30%	Neuschnee	20-25%
Fels	25-30%	Alter Schnee	40-70%
Asphalt	5-20%	Grasflächen	10-20%
Ackerboden (dunkel)	7-10%	Waldgebiet	15-18%
Laubwald	10-20%	Stadtgebiet	10-30%
Nadelwald	5-15%	Wolken	40-90%

Tabelle 3: Albedowerte

Neben dem Albedowert muss noch berücksichtigt werden, welchen Energiebetrag ein Material benötigt, um seine Temperatur zu erhöhen. Dies wird mit der *Wärmekapazität* erfasst, die angibt, welcher Energiebetrag einem kg des Materials zugeführt werden muss, damit seine Temperatur um ein Grad ansteigt.

Stoff	Wärmekapazität J/kgK	Stoff	Wärmekapazität J/kgK
Wasser	4182	Ziegelstein	835
Fels	840	Fichtenholz	2000
Sand (trocken)	835	Luft	1007

Tabelle 4: Wärmekapazitäten

Um ein Kilogramm Fels um 1°C zu erwärmen, braucht man nur ein Fünftel der Energie die man benötigt, um ein Kilogramm Wasser um 1°C zu erwärmen. Das bedeutet umgekehrt, bei gleicher zugeführter Energiemenge wird 1 kg Felsen (oder Sand oder Ziegelstein) seine Temperatur um den fünffachen Wert wie 1 kg Wasser erhöhen!

Noch eine weitere Stoffeigenschaft ist zu berücksichtigen. Wasser ist ein deutlich besserer *Wärmeleiter* als Felsen oder Sand. Die an der Oberfläche durch Sonnenstrahlung zugeführte Energie verteilt sich bei Wasser schneller in die Tiefe. Hinzu kommt noch das Vermischen durch Wasserbewegung und Konvektion. Die Temperatur von Gewässern und von Meeren ändert sich deshalb durch die Sonneneinstrahlung sehr wenig, obwohl eine große Energiemenge aufgenommen worden ist. Nachts oder bei Bewölkung kann das Wasser diese Energie wieder an die Luft abgeben – ohne dabei selbst nennenswert abzukühlen - und sorgt damit für eine relativ stabile Lufttemperatur. Ohne diesen Ausgleich würde die Lufttemperatur sehr viel stärker schwanken.

Damit ist verständlich, dass es zwischen verschiedenen Oberflächenbereichen auf der Erde erhebliche Temperaturunterschiede geben kann, global zwischen äquatorialen Gebieten und den Polgebieten, aber auch lokal zwischen Land und See, Stadt und umgebenden Wald usw.

## Die Entstehung der Jahreszeiten

Die Entstehung der Jahreszeiten ist nicht – wie oft fälschlich angenommen wird – auf die unterschiedliche Entfernung der Erde zur Sonne zurückzuführen. Die Erde bewegt sich zwar auf einer Ellipse um die Sonne, diese ist aber fast kreisförmig und der Unterschied zwischen Sonnennähe (Perihel) und Sonnenferne (Aphel) ist vergleichsmäßig so gering, dass dies keinen Einfluss auf die Temperatur auf der Erde hat. Das merken wir vor allem daran, dass die Sonne uns am 2. Januar, also mitten im Winter, mit 147,1 Millionen km Entfernung am nächsten steht und am 6. Juli mit 152,1 Millionen km Entfernung den größten Abstand zur Erde hat. Dass die Entstehung der Jahreszeiten nichts mit der Entfernung der Erde zur Sonne

zu tun hat, ist auch deshalb einleuchtend, da auf den beiden Halbkugeln immer die gerade entgegengesetzten Jahreszeiten herrschen. Der Wechsel der Jahreszeiten ergibt sich durch die Schrägstellung der Erdachse gegenüber der Umlaufbahn um die Sonne:

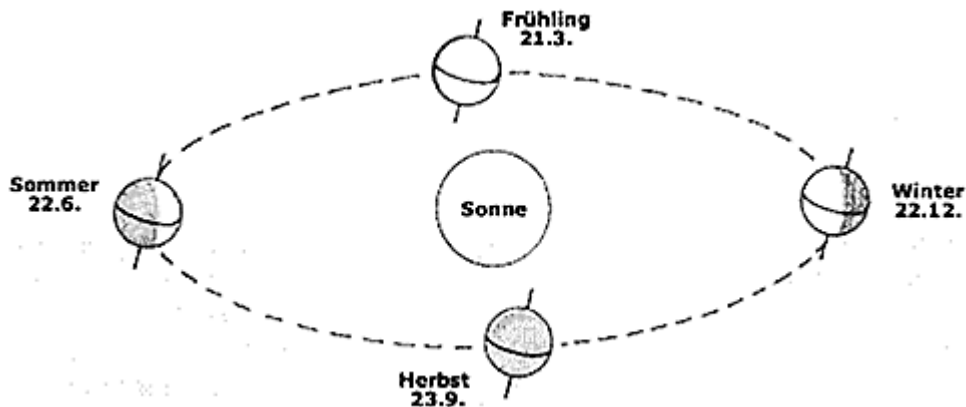


Abb. 1: Zur Entstehung der Jahreszeiten (Bild nach Wiesner und Claus, 1985)

Die Erde dreht sich bekannter Weise in einem Jahr einmal um die Sonne (genau sind es 365 Tage und 6 Stunden). Die 6 Stunden werden alle vier Jahre im sogenannten Schaltjahr als zusätzlicher Tag (29. Februar) eingefügt.

Die Orientierung der Erdachse bleibt dabei unverändert, das heißt sie zeigt immer in die gleiche Richtung. Sie steht allerdings nicht senkrecht auf der Umlaufbahn, sondern ist zu dieser geneigt. Der Winkel zwischen Erdäquator und Bahnebene beträgt dabei  $23,5^\circ$ . Deshalb ist einmal die Nord- und einmal die Südhalbkugel der Sonne zugeneigt. Während der europäischen Sommermonate ist die Nordhalbkugel zur Sonne hingeneigt (siehe Abb. 1), die Südhalbkugel ist dann von der Sonne weggeneigt und bekommt weniger Sonnenlicht, es herrscht Winter. Ist bei uns Winter, so ist die Nordhalbkugel von der Sonne abgewandt (siehe Abb. 1) und die Südhalbkugel neigt sich ihr zu, bekommt dann mehr Licht und die Tage sind länger.

Für den Temperaturunterschied in Sommer und Winter ist allerdings nicht die Dauer der Sonneneinstrahlung, sondern vor allem der Winkel des eintreffenden Sonnenlichts ausschlaggebend. Die Fläche, die ein von der Sonne kommendes (gedachtes) Lichtbündel bescheint, ist im Sommer sehr viel kleiner als im Winter. Das Licht trifft also im Sommer sehr viel konzentrierter auf dem Erdboden als im Winter und erwärmt diesen deshalb stärker.

### 3 Wind

Bestehen zwischen Bereichen in der Lufthülle Unterschiede im Luftdruck, erfolgt relativ zur Erdoberfläche eine Ausgleichströmung in der Luft. Luft strömt von Bereichen mit höherem Druck (Hochdruckgebiet) zu Bereichen mit niedrigem Druck (Tiefdruckgebiete). Solche Druckunterschiede können durch die unterschiedliche Erwärmung auf der Erdoberfläche durch die Strahlung der Sonne entstehen. Diese Luftbewegungen werden durch geographische Faktoren stark beeinflusst (Gebirge, Ebenen, ...).

Wie durch unterschiedliche Erwärmung ein horizontaler Luftdruckunterschied entsteht, der zu einem Wind parallel zur Erdoberfläche führt, soll anhand des sogenannten Land- und Seewindes erläutert werden, der an Küsten auftritt.

Zunächst stellen wir uns eine am Erdboden beginnenden und nach oben gerichtete Luftsäule vor. Eine Luftschicht in der Höhe  $h_1$  bildet gedanklich einen Deckel (s. Abb. 2). Der Luftdruck dort betrage  $p_1$ . Diese Luftdruckfläche ist bestimmt durch die Last der darüber liegenden Luftsäule. Wird die Luft in diesem Quader erwärmt, dann dehnt sie sich aus, und dies kann nur nach oben hin geschehen. Der Deckel, die Druckschicht mit  $p_1$ , verschiebt sich nach oben bis zur Höhe  $H_1'$ , aber der Druck ist dort noch immer  $p_1$  (die auf den Deckel lastende Luftsäule hat noch immer die gleiche Masse). Die Fläche mit dem Luftdruck  $p_1$  hat sich nach oben verschoben. Entsprechend verschiebt sich eine darüber liegende Druckfläche  $p_2$  noch oben.

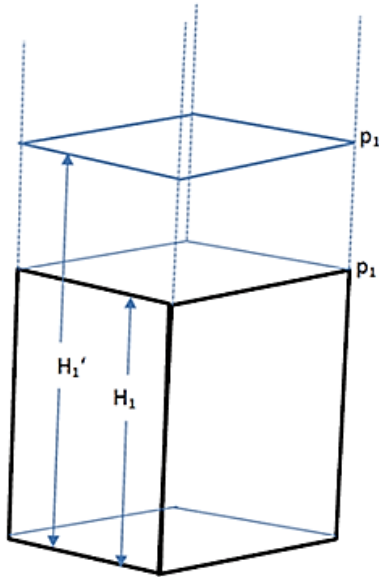


Abb. 2: Heben der Druckfläche bei Volumenvergrößerung (übertrieben dargestellt)

Nun betrachten wir zwei solche Säulen, die neben einander liegen. Eine befindet sich über Wasser, die andere über dem Sand an der Küste (Abb. 3a). Am Tag scheint die Sonne auf den Sand und auf das Wasser. Über dem Sand wird die Luft stärker erwärmt als über dem Wasser, also dehnt sie sich dort wie eben beschrieben nach oben aus, die Druckflächen verschieben sich nach oben (s. Abb. 3b). In der ursprünglichen Höhe  $H_2$  ist jetzt der Druck über dem Sand größer als vorher (der Luftdruck nimmt von unten nach oben hin ab). In der Höhe entsteht also ein horizontales Druckgefälle  $\Delta p$  in Richtung Wasser. Es beginnt Luft dorthin zu strömen. Damit haben wir über dem Wasser mehr Luftteilchen, die Luftsäule wird schwerer und der Druck in der Luft direkt über der Wasseroberfläche wird größer, er wird größer als der Luftdruck direkt über dem Land. Deshalb strömt Luft vom Wasser zum Land. Es hat sich eine Zirkulation ausgebildet mit einem Wind in Bodennähe vom Wasser zum Land, dem sogenannten Seewind. Über dem Land ist ein lokales Tiefdruckgebiet, über dem Wasser ein lokales Hochdruckgebiet entstanden.

In der Nacht ist es umgekehrt. Der Sand kühlt sich stärker ab und damit die über ihm befindliche Luftschicht. Die Fläche mit dem Druck  $p_2$  sinkt und damit fällt der Druck in der ursprünglichen Höhe  $H_2$ . Hoch oben über dem Wasser beginnt Luft in Richtung Land zu strömen, dadurch steigt der Druck direkt über dem Land und es beginnt eine Ausgleichsströmung vom Land zum Wasser hin. Wieder entsteht eine lokal begrenzte Zirkulation mit einem Landwind in Bodennähe.

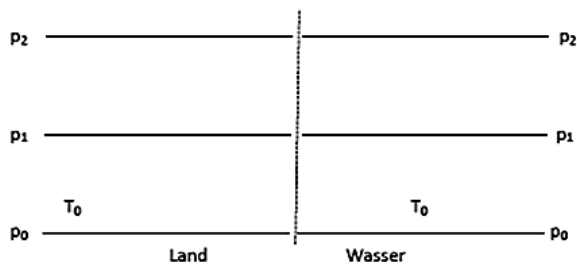


Abb. 3a: Druckflächen über Land und Wasser bei den Höhen  $H_1$  und  $H_2$

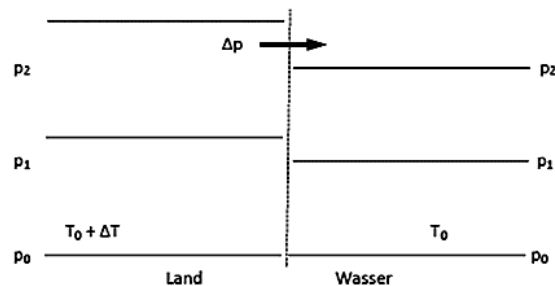


Abb. 3b: Durch Erwärmung um  $\Delta T$  heben sich die Druckflächen über dem Land

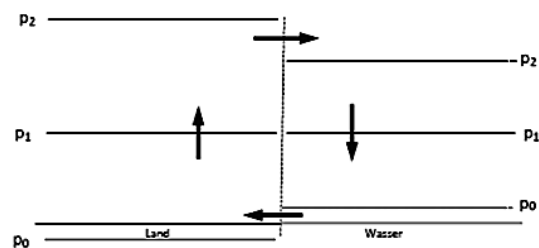


Abb. 3c: Zirkulation mit dem Seewind in Bodennähe (Abbn. nach C. Flemisch, S. 60)

Ähnlich entstehen globale Hoch- und Tiefdruckgebiete.

Die Stärke des Windes hängt von der Geschwindigkeit der Luftströmung ab. In Wetterberichten hat sich die sogenannte *Beaufort-Skala* bewährt. Die Windstärke 0 entspricht dabei Windstille, die Stärke 12 einem Orkan.

#### 4 Die Entstehung von Niederschlägen

Ständig verdunsten (Übergang vom flüssigen Zustand in den gasförmigen Zustand) an der Erdoberfläche riesige Mengen von Wasser, das sich als Wasserdampf in der Luft verteilt.

Eine Erklärung der *Verdunstung* im Teilchenmodell sieht folgendermaßen aus. Die Wasserteilchen ( $H_2O$ -Moleküle) bewegen sich unregelmäßig im Wasser. Je höher die Wassertemperatur ist, desto schneller, heftiger bewegen sich die Teilchen im Mittel. Aber es gibt einige Teilchen, die sich sehr schnell bewegen, andere recht langsam. Zwischen allen Teilchen gibt es eine anziehende Kraft, die dafür sorgt, dass das Wasser als flüssiger Körper bestehen bleibt. Die besonders schnellen Teilchen können die Flüssigkeit gegen die anziehenden Kräfte

im Wasser verlassen. Damit wird die Wassermenge kleiner, das Wasser verdunstet. Gleichzeitig sinkt die Temperatur des Wassers. Denn die Temperatur eines Körpers ist bestimmt durch die mittlere kinetische Energie (Bewegungsenergie). Der Mittelwert wird kleiner, wenn die Teilchen mit den hohen Geschwindigkeiten - und damit der hohen kinetischen Energie - den Körper verlassen.

Für die Entstehung von Wolken und Nebel ist der Umkehrprozess, die *Kondensation*, wesentlich. Aus dem Alltag ist bekannt, dass eine kalte Fensterscheibe oder eine aus dem Kühlschrank herausgestellte Flasche sich nach kurzer Zeit mit einer Schicht kleiner Wassertröpfchen bedeckt. Die Wasserteilchen in der Luft, der Wasserdampf, haben sich zu flüssigen Wassertropfen vereinigt, wenn die Lufttemperatur an der kalten Scheibe oder Flasche unter eine bestimmte Temperatur gesunken ist. Im Teilchenbild kann man sich vorstellen, dass durch das Abkühlen die mittlere Geschwindigkeit der Wasserteilchen in der Luft so klein geworden sind, dass die anziehenden Kräfte die Teilchen wieder aneinander binden können, nach und nach entstehen sichtbare Wassertropfen. Umso größer die Tröpfchen sind, desto besser erfolgt die Bindung von Wasserteilchen. Dadurch ist verständlich, dass Schwebeteilchen in der Luft die Kondensation, die Bildung von Nebel und Wolken, stark fördern.

Die Abkühlung von „feuchter“ Luft unter die Grenze, bei der Kondensation einsetzt, kann auf zwei Wegen erfolgen: (a) der Erdboden kühlt sich in der Nacht durch Abstrahlung ab und die darüber liegende Luft wird dadurch abgekühlt. Es bildet sich Bodennebel (auch Strahlungsnebel genannt). (b) Oder warme, feuchte Luft steigt auf, dehnt sich aus und kühlt dadurch ab. Dann können in größerem Abstand zum Erdboden Wolken am Himmel entstehen. Wolken bestehen aus kleinen Wassertröpfchen oder kleinen Eiskristallen, die in der Luft schweben oder sich innerhalb der Wolke bewegen. Da Nebel auch aus kleinen Wassertröpfchen besteht, ist er quasi eine Wolke am Boden.

Warum regnet es nicht immer, wenn Wolken am Himmel zu sehen sind? Am Anfang, wenn sich die Wolken bilden, sind die Wassertröpfchen sehr klein. Sie schweben sehr, sehr langsam nach unten oder werden von leichten Aufwinden getragen oder nach oben geschoben. Die Tröpfchen sind unterschiedlich groß, die größeren sinken rascher nach unten als die kleinen Tropfen. Dabei treffen sie auf langsamere Tröpfchen, vereinigen sich mit diesen und werden dadurch größer. Weiterhin lagern die Tropfen Wasserteilchen aus der Luft an und vergrößern so ihr Volumen. Mit der zunehmenden Größe wird die Fallgeschwindigkeit so groß, dass sie trotz Luftwiderstand und Aufwind zur Erde fallen, es regnet.

Die Kondensation wird gefördert, wenn sich in der Luft Schwebeteilchen wie Schmutzpartikel oder Salzkriställchen befinden, die als Kondensationskerne dienen. Deutlich wird dies an den Kondensstreifen hinter Düsenflugzeugen, die sich aufgrund der winzigen Verbrennungsprodukte (Wasserdampf und Rußteilchen) von den Düsen hinter dem Flugzeug bilden. Bei weiterer Abkühlung der Tröpfchen in den Wolken können sie gefrieren und unter gewissen Umständen Hagelkörner oder Schneeflocken bilden.

Weshalb sich Luft abkühlt, wenn sie sich ausdehnt und weshalb warme Luft in sie umgebender kälterer Luft aufsteigt, wird in dem Exkurs erläutert.

Die Einteilung der Wolken in Wolkenfamilien, Wolkengattungen und Wolkentypen ist ausführlich in dem Internationalen Wolkenatlas beschrieben. Ein pdf kann beim DWD, dem Deutschen Wetterdienst abgerufen werden. Eine reduzierte, sehr brauchbare Beschreibung mit Bildern findet man unter [www.br.de/themen/wissen/wetter-meteorologie-wolken100.html](http://www.br.de/themen/wissen/wetter-meteorologie-wolken100.html) (Aufruf am 15.10.2014).



## Exkurs

### *Abkühlung von Luft bei Expansion*

Mit den folgenden zwei Versuchen kann gezeigt werden, dass die Temperatur in expandierender Luft absinkt und dass bei dieser Abkühlung der in Luft enthaltene Wasserdampf zu Nebeltröpfchen kondensiert.

In eine Plastikspritze wird seitlich ein kleines Loch gebohrt, so dass der Fühler eines digitalen Thermometers stramm (luftdicht abschließend) hineinpasst. Der Kolben wird zu etwa einem Drittel hineingeschoben, die vordere Öffnung mit dem Daumen zugehalten und der Kolben fast ganz heraus gezogen. Am Thermometer kann beobachtet werden, dass die Temperatur absinkt. Umgekehrt kann man beobachten, dass die Lufttemperatur ansteigt, wenn man die Luft im Kolben komprimiert.



Abb. 4: Spritze mit eingestecktem Thermometer

Für den Versuch „Nebel aus der Flasche“ schneidet man aus einem alten Fahrradschlauch das Ventil heraus (ein rundes Stück vom Gummischlauch dranlassen, s. Bild 5). In einen Korken wird ein Loch gebohrt, so dass das Ventil straff hindurchgesteckt werden kann. Es muss soweit aus dem Korken herausragen, dass eine Standluftpumpe angeschlossen werden kann. In eine Plastikflasche wird ein wenig Wasser eingefüllt (1/2 cm reicht) und die Flasche geschüttelt, damit in der Flasche mit Wasserdampf gesättigte Luft entsteht.



Abb. 5: Nebel in der Flasche – Versuchsaufbau“

Der Korken wird auf die Flasche gesteckt und solange Luft hineingepumpt bis der Korken mit einem Knall aus der Flaschenöffnung fliegt. Die Flasche ist nach der

Expansion mit Nebel gefüllt, der auch aus der Flaschenöffnung heraus tritt. Der Druckabfall ist hier sehr stark, damit ist die Temperaturänderung auch sehr groß und die Kondensation deutlich zu beobachten.

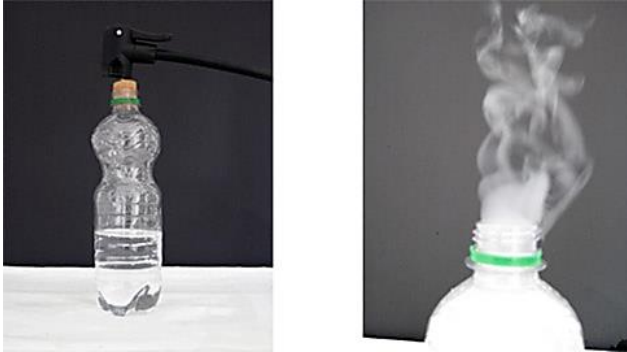


Abb. 6: Nebel in der Flasche – Durchführung

Einfacher ist es, in den Schraubdeckel ein passendes Loch zu bohren und das Ventil einzuschrauben. Man kann dann die Flasche öffnen wenn man will (der Aufmerksamkeit erregende Knall fehlt dann allerdings).

Noch einfacher – aber nicht so deutlich – kann die Kondensation folgendermaßen gezeigt werden: In die Flasche wird ein wenig Wasser gefüllt und durch Schütteln für eine Wasserdampfsättigung gesorgt. Bei geöffneter, etwas zusammengedrückter Flasche hält man ein brennendes Streichholz in die Öffnung. Die Flasche wird nun zugeschraubt. Beim Entspannen der Flasche bildet sich etwas Nebel in der Flasche. Ohne die Kondensationskeime durch das Streichholz entstehen keine Wassertröpfchen.

## 5 Auftrieb von warmer Luft, die von kälterer Luft umgeben ist

Ein mit Helium, Wasserstoff oder warmer Luft gefüllter Ballon steigt in Luft auf. Offensichtlich muss auf den Ballon eine nach oben gerichtete Kraft auf den Ballon wirken.

Wie kommt diese nach oben wirkende Kraft, die Auftrieb genannt wird, zustande? Wir denken uns dazu den Ballon kastenförmig. Durch die Luft wird durch den Luftdruck auf alle Seiten eine Druckkraft ausgeübt. Die Druckkräfte auf die Seitenflächen heben sich auf. Entscheidend ist nun, dass der Luftdruck von unten nach oben abnimmt. Deshalb ist der Luftdruck an der Unterseite des Ballons größer als auf der Oberseite. Auf die Unterseite wirkt eine Kraft  $F_u$  nach oben, auf die Oberseite eine Kraft  $F_o$  nach unten. Da die Kraft  $F_u$  stärker ist als die Kraft  $F_o$  bleibt eine nach oben gerichtete Kraft  $F_A = F_u - F_o$  übrig, die man Auftriebskraft oder kurz Auftrieb nennt.

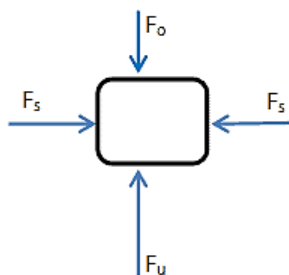


Abb. 7: Druckkräfte auf einen Ballon

Auf den Ballon wirkt aber noch die Gewichtskraft  $F_G$ , die ihn nach unten zieht. Ist der Ballon mit Inhalt sehr leicht (sehr dünne Haut, Füllung mit Helium, Wasserstoff oder warmer Luft), dann kann die Auftriebskraft größer als die Gewichtskraft sein und der Ballon steigt nach oben. Sind Auftrieb und Gewichtskraft gleich, schwebt der Ballon. Ist die Gewichtskraft größer als der Auftrieb, dann sinkt der Ballon.

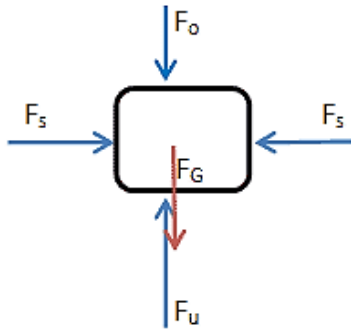


Abb. 8: Druckkräfte und Gewichtskraft

Etwas mühsam ist es auszurechnen, wie groß der Auftrieb ist. Ohne Ableitung wird deshalb hier nur das Ergebnis angegeben, das sogenannte Archimedische Prinzip:

**Archimedisches Prinzip:**

Der Auftrieb eines in Luft befindlichen Körpers ist genauso groß wie die Gewichtskraft der von ihm verdrängten Luftmenge.

Entfernt man gedanklich die Hülle eines mit warmer Luft gefüllten Ballons, hat man eine Blase warmer Luft, die von kalter Luft umgeben ist. Da ein Liter warme Luft leichter ist als ein Liter kalte Luft, ist die Gewichtskraft der warmen Luft kleiner als der Auftrieb und warme Luft, die von kalter Luft umgeben ist, steigt auf.

**Literatur**

- R. Crummerl (2010) Was ist was? Das Wetter, Tessloff Verlag, Nürnberg
- C. Flemisch (1997). Physik der Atmosphäre als Additum in der 11. Jahrgangsstufe am mathematisch-naturwissenschaftlichen Gymnasium. Zulassungsarbeit an der Universität München
- H. Häckel (2008). Meteorologie, Ulmer Verlag, Stuttgart
- R. Hardy, P. Wright, J. Gribbin; J. Kington (1982). Einführung in die Wetterkunde. München, Christian Verlag
- H. Malberg (1997): Meteorologie und Klimatologie, Springer, Berlin
- Wieso? Weshalb? Warum? (2000) Unser Wetter, Ravensburg