

Alle reden über das Wetter - auch im Unterricht?

Fächerübergreifender Unterricht wird immer wieder gefordert im Bemühen, die allzu weit gediehene gegenseitige Abgrenzung von Schulfächern aufzubrechen. Lehrpläne fordern Praxisbezug und Herstellung von Querverbindungen explizit ein. Warum ist dies nicht selbverständlich? Physik und Chemie haben sich immer stärker spezialisiert. Die angewandten physikalischen Wissenschaften wie Meteorologie, Geophysik und Astronomie sind in Österreich nicht mehr in der Physik integriert, sind im Lehramtsstudium nicht mehr verpflichtend; unter dem Zwang der Stoffbeschränkung sind sie im Physiklehrplan nur schwach vertreten. Wer unterrichtet nun über das Polarlicht? Erraten - die Biologen!

An einigen kleinen Beispielen möchte ich Ihnen heute Lust machen, im Unterricht meteorologische Themen aufzugreifen. Ein Lehrplanbezug ist dabei stets gegeben.

Zum Luftdruck: Urlaubszeit - Reisezeit - Wanderzeit. Wie groß ist der Luftdruck in der Kabine eines Flugzeugs? Haben Sie schon ein Dosenbarometer bei einer Fahrt auf Gebirgsstraßen, einer Seilbahnfahrt regelmäßig abgelesen? Welcher Luftdruckunterschied besteht beim Donauturm zwischen Eingang und Aussichtsplattform? Die Antwort liefert ... die barometrische Höhenformel. Doch wer kann sie im Kopf auswerten? Also Rückgriff auf den ersten Schritt ihrer Herleitung - aber ohne hohe Mathematik!

Auf der Plattform in der Höhe H lastet auf uns weniger Luft als am Erdboden. Die Druckabnahme Δp beträgt $\rho g H$. Bei einer Luftdichte $\rho = 1,3 \text{ kg/m}^3$ ergibt sich eine Druckabnahme von 13 hPa (mbar) pro 100 m Höhendifferenz. Würde dieser Wert allerdings nicht nur in geringen Höhen über dem Meeresspiegel gelten, sondern in beliebigen, dann müßte die Luftdichte mit zunehmender Höhe gleich bleiben und die Atmosphäre fände bei $H_0 = 7,8 \text{ km}$ ein abruptes Ende. In der verbesserten Behandlung, die zur barometrischen Höhenformel führt, findet sich dieselbe Höhe von 7,8 km als charakteristische Höhe der Atmosphäre wieder: $p(h) = p(0) \exp(-h/H_0)$.

Einprägsamer ist aber die Halbwertshöhe $H_{1/2} = 5,5 \text{ km} = (H_0 \ln 2)$: Bei einem Aufstieg um 5500 m fällt der Luftdruck um die Hälfte. Um wieviel sinkt der Luftdruck bei einem weiteren Aufstieg um 2750 m? (Die barometrische Höhenformel wird unter der Annahme einer isothermen Atmosphäre abgeleitet. Da dies in der Realität nicht erfüllt ist, kann sie nur eine nützliche Näherungsformel sein.)

Trockene und feuchte Luft: Wieviel Wasserdampf kann in Luft enthalten sein? Hat trockene oder feuchte Luft die größere Dichte? Welche Bedeutung hat dies? Die Antwort auf die erste Frage gibt die folgende Tabelle.

Maximale absolute Feuchte der Luft über Wasser und Eis (g/m^3)

T (°C)	-20	-10	0	10	20	30	40
Wasser	1,1	2,3	4,8	9,4	17,3	30,3	51,4
Eis	0,9	2,1	4,8				

Im wesentlichen gibt die Tabelle das exponentielle Verhalten der Dampfdruckkurve wieder. Viel läßt sich aus ihr ablesen. Wir verstehen den hohen Flüssigkeitsbedarf bei kalter Luft: Selbst im Nebel, also bei 100% relativer Luftfeuchte ist nur wenig Wasserdampf in der Luft enthalten. In der Lunge wird die Atemluft auf 37°C gebracht, daher sinkt die relative Feuchte unter 10%, was eine erhebliche Wasserabgabe der Lungenbläschen nach sich zieht.

Bei gleichem Druck und gleicher Temperatur ist Luft mit einem höheren Wasserdampfgehalt spezifisch leichter als trockener Luft: Die leichten H_2O -Moleküle haben die schweren N_2 - und O_2 -Moleküle teilweise ersetzt (*Gesetz von Avogadro*, bzw. *Daltons Gesetz der Partialdrücke*). Pakete mit feuchter, warmer Luft steigen auf, kühlen sich ab und bilden Wolken. Wie sieht die vertikale Temperaturverteilung aus?

Zunächst grob: In der Troposphäre nimmt die Temperatur vom Boden (mittlere Temperatur etwa 10°C) bis 10 km Höhe (-55°C) ab, im Mittel also rund 0,65°C pro 100 m. (In der darüberliegenden Stratosphäre steigt die Temperatur wieder an, weshalb die Stratosphäre stabil geschichtet ist und die Wettervorgänge auf die Troposphäre beschränkt bleiben. Analog tritt bei Inversionslagen, z.B. bei Kaltluftseen mit darüberliegender Warmluft, keine Durchmischung der Atmosphäre und keine Verdünnung der Abgase ein.)

Trockene und feuchte gesättigte Luft verhalten sich unterschiedlich. Die Erwärmung der Luft erfolgt am Boden; ein erwärmtes, eventuell feuchtes Luftpaket steigt auf. Wegen der schlechten Wärmeleitfähigkeit von Luft erfolgt kein Temperaturengleich mit der Umgebungsluft (adiabatische Zustandsänderung). Da mit zunehmender Höhe der Druck abnimmt, dehnt sich das Luftpaket aus und verdrängt Umgebungsluft. Die dafür notwendige Energie entstammt seiner inneren Energie, daher kühlt es ab. Die Rechnung ergibt eine "trocken-adiabatische" Temperaturabnahme von 1°C pro 100 m. Erreicht dabei die relative Feuchte 100%, kondensiert bei Vorhandensein von Kondensationskeimen der Wasserdampf (Erreichen des Taupunkts). Die dabei frei werdende Kondensationswärme "heizt" die Luft auf und verringert die Abkühlungsrate auf ca. 0,5°C - 0,9°C pro 100 m. Dies sorgt für zusätzlichen Auftrieb und führt zur Entwicklung hochreichender Cumuluswolken.

Auch der Föhn, der häufig unvollständig erklärt wird, läßt sich nun verstehen. Regnet es in Bozen (240 m über NN) bei 12°C und steigt die Luft weitere 2500 m über den Alpenhauptkamm, so kühlt sie sich auf etwa 0°C ab und ihre absolute Feuchte sinkt auf 5 g/m^3 . Fällt anschließend die getrocknete Luft ins Inntal (580 m über NN), erwärmt sie sich auf 20°C und ihre relative Feuchte sinkt auf etwa 30% - und bei diesem wolkenlosen Wetter kann die Sonne noch zusätzlich wärmen.

Der heurige Sommer gäbe noch mehr Themen ab. Auf einen schönen Herbst hofft

Ihr Helmut Kühnelt.

Lit.: Hans Häckel, *Meteorologie*, Uni-Taschenbücher 1338; *Wie funktioniert das? Wetter und Klima*. Meyers Lexikonverlag.