

Wetterkunde für Amateurastronomen

Bruno Deiss

Wenn Amateurastronomen ihrer Lieblingsbeschäftigung nachgehen wollen, nämlich in die Tiefe des Universums zu schauen, dann gilt ihr Blick zuallererst etwas sehr irdischem: dem Wetter. Schon aus diesem Grunde hängen Astronomie und Wetterkunde zusammen. Das ist der Blick von innen. Mehr von außen betrachtet, kann man Wetterphänomene als physikalische (und chemische) Prozesse ansehen, die in den Atmosphären von Planeten – nicht nur der Erde – ablaufen. Die Sonne, das Zentralgestirn unseres Planetensystems, ist der Motor für alles Wettergeschehen. Insbesondere bei Sturm oder Gewitter wird spürbar, welche ungeheuren Energiemengen in unserer eigenen Atmosphäre umgesetzt werden. So launenhaft uns auch das Wetter erscheinen mag, viele Vorgänge können wir mit einfachen Mitteln „nachspielen“ und erklären.

Übersicht der Bezüge im WiS!-Beitrag		
Physik	Thermodynamik	Kondensation, Konvektion, Strahlung
Astronomie	Planeten	Atmosphären, Albedo
Verknüpfungen	Astro/Ph/Ma Astro-Geografie	Exponentialfunktionen, Geometrie Solarkonstante

Luft in Bewegung

Damit sich Luftmassen (horizontal) in Bewegung setzen und damit Wind entsteht, muss eine Kraft wirken. Die Ursache dafür liegt im unterschiedlichen Luftdruck, der an unterschiedlichen Orten auf der Erde herrscht. Auf der Wetterkarte sind diese Gebiete mit „Hoch“ bzw. „Tief“ gekennzeichnet, wobei hier jeweils der Luftdruck auf Meeresniveau gemeint ist. Luftdruckunterschiede entstehen insbesondere dadurch, dass die Sonne abhängig vom Breitengrad tagsüber unterschiedlich hoch am Himmel steht und damit den Erdboden unterschiedlich stark erwärmt. Für die Berechnung des Wettergeschehens mit umfangreichen Computerprogrammen, wie sie der Deutsche Wetterdienst durchführt, muss man deshalb genau wissen, wie viel Strahlungsenergie pro Zeiteinheit auf den Boden auftrifft.



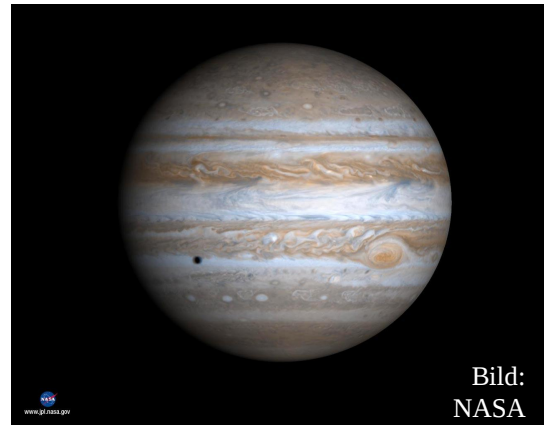
Bild:
NASA

Zwei Beispiele sollen dies illustrieren: Am Äquator steht die Sonne das ganze Jahr über zur Mittagszeit in der Nähe des Zenit. Die erwärmte Luft steigt rasch auf und strömt in der Höhe ab. Das Gewicht der Luftsäule wird dadurch kleiner, dementsprechend sinkt der Luftdruck am Boden. Da dies im gesamten Äquatorbereich rings um die Erde passiert, spricht man deshalb von der „äquatorialen Tiefdruckrinne“. Durch die fehlende Luft am Boden entsteht ein Unterdruck im

Vergleich zu den angrenzenden Breiten, woher nun Luft in Richtung Äquator strömt.

An den beiden Polen geschieht das Umgekehrte: Durch Abkühlung verdichtet sich dort die Luft; man könnte sagen, die gesamte Luftsäule sackt zusammen und in der Höhe bildet sich eine Einsenkung, in die zusätzliche Luft aus der Umgebung einströmt. Das Gewicht der gesamten Luftsäule am Boden – und damit der Bodenluftdruck – erhöhen sich: Es bilden sich die „polaren Hochs“ mit entsprechenden Bodenwinden von den Polregionen weggerichtet.

Tatsächlich kommt es aber nun nicht zu einem direkten Luftaustausch zwischen den polaren Hochs und der äquatorialen Tiefdruckrinne. Auf der rotierenden Erde werden die Luftmassen durch die „Corioliskraft“ abgelenkt und es entstehen zusätzliche Luftdruck- und Windgürtel in den gemäßigten Breiten. Im Internet findet man beispielsweise mit den Stichworten „polares Hoch“, „äquatoriale Tiefdruckrinne“, „Windsysteme“ dazu etliche brauchbare Abbildungen. Dass sich auf einem rotierenden Planeten mehrere Windzonen bilden, sieht man sehr deutlich auf Aufnahmen vom Riesenplaneten Jupiter.



Durch den Wechsel von Tag und Nacht und durch die jahreszeitlich verursachte Schwankung der Sonneneinstrahlung werden in der Atmosphäre fortwährend Druckunterschiede, d.h. Ungleichgewichtszustände, aufgebaut, die dann Luftmassen in Bewegung setzten (Wind bzw. Konvektion). Ein Maß dafür, wieviel Energie überhaupt zur Verfügung steht, ist die „Solarkonstante“ S_0 . Sie ist die am Oberrand der Atmosphäre (im Mittel bei 80 km Höhe) gemessene Flussdichte der Sonneneinstrahlung, d.h. Strahlungsenergie pro Zeiteinheit pro Fläche: Die gesamte Strahlungsleistung der Sonne L_{Sonne} kann man sich auf die Oberfläche einer Kugelschale mit dem Radius der Erdbahn r_E verteilt denken. Die Solarkonstante gibt dann die Strahlungsleistung pro Quadratmeter im Abstand der Erde von der Sonne an. Wegen der Kugelgestalt der Erde steht diese Leistung allerdings nicht für jeden Quadratmeter der oberen Atmosphäre zur Verfügung. Zum einen wird nur eine Seite der Erde beleuchtet, zum anderen trifft die Strahlung an den meisten Stellen nicht senkrecht auf. Auf die gesamte Oberfläche der Erde bezogen steht im Mittel pro Quadratmeter nur genau ein Viertel der Strahlungsleistung zur Verfügung (mittlere Solarkonstante $\bar{S}_0$)

Von außen betrachtet ist unser blauer Planet nicht nur blau, sondern stellenweise auch sehr weiß. Die Albedo (lat. *albus* = weiß) ist ein Maß für das Rückstrahlvermögen; sie wird in Prozentwerten angegeben. Die Wolkenoberflächen und auch die polaren Eiskappen reflektieren einen Teil des Sonnenlichts zurück in den Weltraum. Die Albedo unterliegt großen jahreszeitlichen Schwankungen, ihr Mittelwert liegt bei etwa 30 %. Von der Solarkonstanten, bzw. der mittleren Solarkonstanten, stehen deshalb effektiv nur 70 % für die Dynamik der Atmosphäre zur Verfügung.

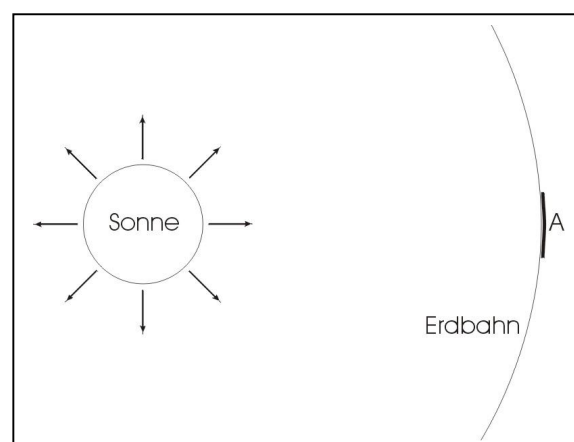
In Tabelle 1 sind einige nützliche Zahlenwerte zusammengestellt.

Tabelle 1	
Strahlungsleistung der Sonne L_{Sonne}	$3,84 \cdot 10^{26} \text{ W}$
auf die gesamte Erde eingestrahlte Leistung (brutto) L_E	$1,7 \cdot 10^{17} \text{ W}$
von der gesamten Erde absorbierten Leistung (Albedo-korrigiert) $L_{E,abs}$	$1,2 \cdot 10^{17} \text{ W}$
mittlere Albedo der Erde	ca. 30 %
Solarkonstante S_0	$1366 \text{ W} / \text{m}^2 = 1,366 \text{ kW} / \text{m}^2$
mittlere Solarkonstante $\bar{S}_0$	$341,5 \text{ W} / \text{m}^2 = 0,3415 \text{ kW} / \text{m}^2$
Oberflächentemperatur der Sonne (in Kelvin) T_s	5800 K
mittlerer Radius der Sonne R_s	695 000 km
mittlerer Radius der Erde R_E	6370 km
mittlerer Radius der Erdbahn r_E (Abstand Erde-Sonne)	149 600 000 km

Aufgabe:

Wieviel Energie pro Sekunde (Leistung) produziert unsere Sonne, die ein gewöhnlicher G-Stern ist?

Muss man dazu zur Sonne fliegen? Nein, man kann eine Messung von der Erde aus machen und geschickt umrechnen. Die gesamte Strahlungsleistung der Sonne L_{Sonne} kann man sich auf die Oberfläche einer Kugelschale mit dem Radius der Erdbahn $r_E = 149.600.000 \text{ km}$ verteilt denken. Am Ort der Erde stellt man fest: Pro Quadratmeter erreicht uns noch eine Strahlungsleistung von $1366 \text{ W} = 1,366 \text{ kW}$. Das ist die „Solarkonstante“ S_0 . Sie wird am oberen Rand der Atmosphäre gemessen (bei ca. 80 km Höhe), um möglichst keinen störenden Einfluss von der Atmosphäre zu haben (beispielsweise durch Reflektion oder Absorption).



Lösung :

Bestimme den Oberflächeninhalt der Kugel mit Radius $r_E = 149.600.000 \text{ km}$:

$$F = 4\pi \cdot r_E^2 = 2,81 \cdot 10^{23} \text{ m}^2$$

Gesamtleistung der Sonne: $L_{\text{Sonne}} = F \cdot S_0 = 2,81 \cdot 10^{23} \text{ m}^2 \cdot 1366 \text{ W / m}^2 = 3,84 \cdot 10^{26} \text{ W}$

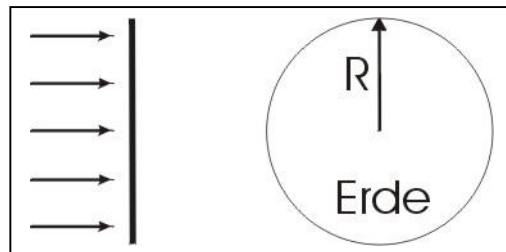
Aufgabe:

Unser Zentralgestirn, die Sonne, ist der Motor für alles Wettergeschehen auf unserem Planeten. Die „Solarkonstante“ $S_0 = 1366 \text{ W / m}^2 = 1,366 \text{ kW / m}^2$ gibt an, wie viele Joule pro Sekunde und pro Quadratmeter auf den oberen Rand der Atmosphäre auftreffen. Wegen der Kugelgestalt der Erde steht diese Leistung allerdings nicht für jeden Quadratmeter der Erde zur Verfügung. Zum einen wird nur eine Seite der Erde beleuchtet, zum anderen trifft die Strahlung an den meisten Stellen nicht senkrecht auf, sondern verteilt sich auf eine größere Fläche. Auf die Details kommt es allerdings gar nicht an, sondern nur auf den Gesamtquerschnitt der Erdkugel, die sich den Sonnenstrahlen „in den Weg stellt“.

a) Wieviel Joule pro Sekunde strahlen von der Sonne auf die gesamte Erdkugel ein?

Bemerkung: Die gesamte Strahlungsleistung, die von der Atmosphäre, dem Boden und den Ozeanen tatsächlich absorbiert wird, ist geringer als die so berechnete Leistung. Denn etwa 30 Prozent der eingestrahnten Energie werden sofort wieder in den Weltraum reflektiert (Rückstrahlungsfähigkeit („Albedo“) = 30%).

Der mittlere Erdradius beträgt $R = 6370 \text{ km}$.

**Lösung :**

Die gesamte Querschnittsfläche der Erdkugel ist $A = \pi \cdot R^2 = 1,27 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$.

Die eingestrahlte Gesamtleistung ist $L_E = A \cdot S_0 = 1,27 \cdot 10^{14} \text{ m}^2 \cdot 1366 \text{ W / m}^2 = 1,74 \cdot 10^{17} \text{ W}$

Die absorbierte Gesamtleistung ist $L_{E,abs} = 0,7 \cdot L_E = 1,21 \cdot 10^{17} \text{ W}$. Das entspricht der summierten Leistung von ca. 120 Millionen Kraftwerken mit jeweils einem Gigawatt Leistung. Der Gesamtenergieumsatz durch den Menschen beträgt derzeit rund $10^{13} \text{ W} = 10^4 \text{ GW}$.

Aufgabe:

Auch in den Atmosphären unserer Nachbarplaneten gibt es Wettergeschehen, angetrieben von der absorbierten Strahlung der Sonne. Die auf die gesamte Erdkugel eingestrahlte Leistung beträgt $L_E = 1,74 \cdot 10^{17} \text{ W}$. Allerdings beträgt die Albedo der Erde 30 %, so dass nur 70% von L_E (d.h. $L_{E,abs} = 1,21 \cdot 10^{17} \text{ W}$) tatsächlich absorbiert werden.

Wie hoch ist die absorbierte Gesamtleistung bei Venus, Mars und Jupiter?

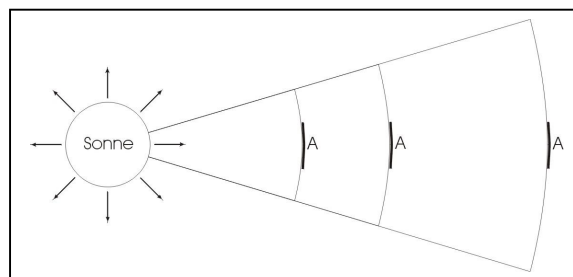
Vermutung: Bei der sonnennäheren Venus ist sie höher, bei Mars und Jupiter geringer. Für Mars trifft das auch zu, wie die unten stehende Rechnung zeigt.

	Venus	Mars	Jupiter
mittlerer Bahnradius r_p	0,72 AU	1,52 AU	5,20 AU
mittlerer Planetenradius R_p	6050 km $= 0,95 R_E$	3400 km $= 0,53 R_E$	69900 km $= 10,97 R_E$
Albedo	65 %	15 %	52 %
Einstrahlleistung L_p		$0,21 \cdot 10^{17} \text{ W}$	
absorbierte Leistung $L_{p,abs}$		$0,18 \cdot 10^{17} \text{ W} = 0,15 \cdot L_{E,abs}$	

Vorüberlegung:

Die gesamte Einstrahlleistung hängt vom Abstand zur Sonne und vom Querschnitt des jeweiligen Planeten ab. Der Radius des Planeten Mars beträgt das 0,53fache des Erdradius. Marsquerschnittsfläche zu Erdquerschnittsfläche stehen deshalb im Verhältnis $(R_p / R_E)^2 = 0,53^2 = 0,28$. Befände sich der Planet Mars auf der Erdbahn, würde er deshalb die 0,28fache Einstrahlleistung erfahren.

Allerdings ist Mars 1,52mal weiter von der Sonne entfernt als die Erde. Um welchen Faktor verringert sich die Einstrahlleistung? Bei ihrer radialen Ausbreitung durch das Planetensystem „verdünnt“ sich die Sonnenstrahlung mit zunehmendem Abstand von der Sonne. Die Gesamtleistung der Sonne ist zwar immer dieselbe, sie verteilt sich aber auf eine immer größere Kugeloberfläche.



Die beiden gedachten Kugeloberflächen bei der Marsbahn bzw. Erdbahn stehen im Verhältnis $(r_p / r_E)^2 = 2,31$. Für eine Flächeneinheit A wird die Strahlungsleistung mit zunehmendem Sonnenabstand deshalb um diesen Faktor geringer: $(1/2,31) = 0,43$. Die Einstrahlleistung beträgt somit für Mars

$$L_p = (R_p / R_E)^2 \cdot (r_E / r_p)^2 \cdot L_E = 0,28 \cdot 0,43 \cdot L_E = 0,15 \cdot L_E = 0,15 \cdot 1,74 \cdot 10^{17} \text{ W} = 0,21 \cdot 10^{17} \text{ W}$$

Die absorbierte Leistung beträgt: $L_{p,abs} = 0,85 \cdot L_p = 0,18 \cdot 10^{17} \text{ W}$

Lösung :

$$L_{\text{Venus}} = (R_{\text{Venus}} / R_E)^2 \cdot (r_E / r_{\text{Venus}})^2 \cdot L_E = 0,90 \cdot 1,93 \cdot 1,74 \cdot 10^{17} \text{ W} = 3,02 \cdot 10^{17} \text{ W}$$

$$L_{\text{Venus,abs}} = 0,35 \cdot L_{\text{Venus}} = 1,06 \cdot 10^{17} \text{ W} = 0,88 \cdot L_{E,\text{abs}}$$

$$L_{\text{Jupiter}} = (R_{\text{Jupiter}} / R_E)^2 \cdot (r_E / r_{\text{Jupiter}})^2 \cdot L_E = 120,34 \cdot 0,037 \cdot 1,74 \cdot 10^{17} \text{ W} = 7,75 \cdot 10^{17} \text{ W}$$

$$L_{\text{Jupiter,abs}} = 0,48 \cdot L_{\text{Jupiter}} = 3,72 \cdot 10^{17} \text{ W} = 3,07 \cdot L_{E,\text{abs}}$$

Venus absorbiert trotz größerer Sonnennähe auf Grund ihrer hohen Albedo eine geringere Leistung als die Erde. Die hohe Albedo von Venus ist auch dafür verantwortlich, dass sie nach Sonne und Mond uns als dritthellster Himmelskörper erscheint.

Jupiters überproportional großer Radius führt trotz seines größeren Abstands und trotz einer höheren Albedo zu einer insgesamt größeren absorbierten Leistung als die der Erde.

Versuch: Wieviel Sonnenenergie kommt am Boden an? Bestimmung der „atmosphärischen Verlustleistung“

Die Solarkonstante S_0 gibt die Strahlungsleistung pro Quadratmeter am oberen Rand der Atmosphäre an. Sie beträgt $S_0 = 1366 \text{ W/m}^2 = 1,366 \text{ kW/m}^2$. Am Erdboden kommt auf Grund von Reflektion, Streuung und Absorption in der Atmosphäre nur ein Bruchteil der eingestrahnten Leistung pro Quadratmeter an. Wieviel Energie reflektiert und „verschluckt“ wird, hängt von vielen Faktoren ab: Wie viel und welche Art von Wolken gibt es? Wie hoch ist der Wasserdampfgehalt der Luft? Wie hoch der Anteil an Schmutzteilchen? Wie hoch steht die Sonne am Himmel?

Ziel: Wir bestimmen die Strahlungsleistung pro Quadratmeter, die überhaupt noch am Boden ankommt, und bekommen so die „atmosphärische Verlustleistung“ heraus.

Methode: Wir bestimmen die Energiemenge, die ein geschwärzter Probekörper innerhalb einer bestimmten Zeit aufnimmt, wenn er der Sonnenstrahlung ausgesetzt ist.

Material:

Aluminiumquader, Styroporblock, Thermometer, Uhr mit Sekundenanzeige, Kerze, Stab der Länge 1 m als Schattenwerfer

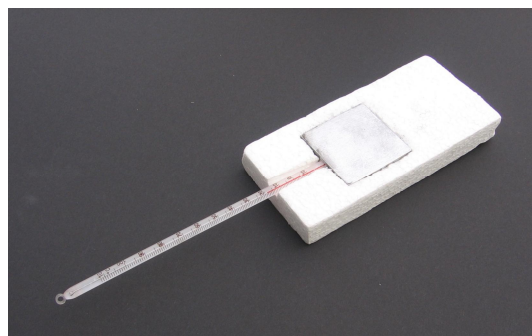
Als Probekörper verwenden wir einen Aluminiumquader einer bekannten Masse m_{Al} . Die Wärmekapazität von Aluminium entnehmen wir dem Lehrbuch: $c_{Al} = 0,896 \frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{K}}$

Die Oberfläche des Quaders wird mittels einer Kerzenflamme beruht. Praktischerweise genügt es, nur die beleuchtete Messfläche (Länge l , Breite b , Fläche F) zu beruhen. Der Styroporblock dient zur Isolierung der restlichen Oberfläche. Dazu wird der Styroporblock derart ausgehöhlt, dass der Aluminiumquader exakt hineinpasst und nur noch die Messfläche zu sehen ist.

c_{Al}	Masse m_{Al} in kg	Länge l in m	Breite b in m
$0,896 \frac{\text{kJ}}{\text{kg} \cdot \text{K}}$			

Zur Temperaturmessung kann man einen elektronischen Messfühler oder auch ein einfaches Thermometer verwenden, dass in eine dafür vorgesehene Einsenkung im Aluminiumquader gesteckt wird. Zum besseren Wärmekontakt mit dem Thermometer kann man beispielsweise die Einsenkung etwas mit wärmeleitender Paste befüllen.

Diese Messapparatur wurde von Olaf Fischer vorgeschlagen.



Die Messungen:

1. Die Sonne steht bei uns nicht im Zenit. Zur Korrektur des schrägen Strahlungseinfalls verwenden wir die Schattenlänge des senkrecht stehenden Stabes der Länge $L = 1m$. Es wird die Schattenlänge und die Uhrzeit notiert.
2. Die Messfläche des Alu-Quaders wird horizontal gelegt (Längsseiten l der Messfläche in Richtung Sonne) und für eine bestimmte Zeit Δt der Sonneneinstrahlung ausgesetzt (z.B. 10 min = 600 Sekunden). Anfangs- und Endtemperatur werden gemessen. Für Windabschirmung sorgen.
3. Während der Erwärmungszeit strahlt der Alu-Quader selbst Wärme ab, was den Erwärmungseffekt mindert. Um die abgestrahlte Energiemenge zu bestimmen, wird direkt anschließend an Messung 2 der Alu-Quader im Schatten für die gleiche Zeitspanne abkühlen lassen. Anfangs- und Endtemperatur werden gemessen. Für Windabschirmung sorgen.

Messung 1: Bestimmung der Schattenlänge

Uhrzeit	Schattenlänge L_{Schatten} in cm

Messung 2: Messung der Aufheizung

Zeit in Sekunden Δt	0	600
Temperatur in $^{\circ}C$		
Temperaturdifferenz $\Delta \vartheta_{\text{Erwärmung}}$		

Messung 3: Messung der Abkühlung

Zeit in Sekunden Δt	0	600
Temperatur in $^{\circ}C$		
Temperaturdifferenz $\Delta \vartheta_{\text{Abstrahlung}}$		

Auswertung 1:

$\Delta Q_{\text{Erwärmung}}$	$\Delta Q_{\text{Abstrahlung}}$	ΔQ	ΔQ_s	$L_s = \frac{\Delta Q_s}{\Delta t}$

a) Für die Änderung der inneren Energie $\Delta Q_{\text{Erwärmung}}$ des Alu-Quaders gilt:

$$\Delta Q_{\text{Erwärmung}} = m_{\text{Al}} \cdot c_{\text{Al}} \cdot \Delta \vartheta_{\text{Erwärmung}}$$

b) Die gleichzeitige Abstrahlung hat zu einem Energieverlust $\Delta Q_{\text{Abstrahlung}}$ geführt, für den gilt:

$$\Delta Q_{\text{Abstrahlung}} = m_{\text{Al}} \cdot c_{\text{Al}} \cdot \Delta \vartheta_{\text{Abstrahlung}}$$

c) Die insgesamt zugeführte Energie ist dann: $\Delta Q = \Delta Q_{\text{Erwärmung}} + \Delta Q_{\text{Abstrahlung}}$

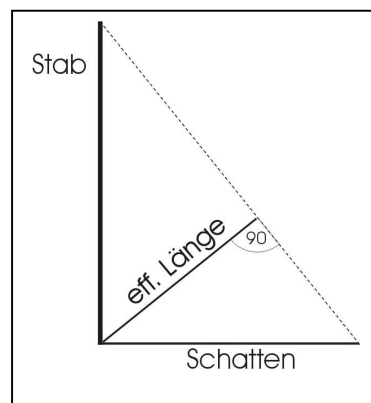
d) Eine berußte Oberfläche ist kein idealer „schwarzer Körper“, sondern absorbiert nur zu 95%, der Rest wird reflektiert. Bei einem idealen schwarzen Körper hätte man eine zugeführte Strahlungsenergie ΔQ_s gemessen, die um den Faktor $1/0,95$ größer ist als ΔQ .

$$\Delta Q_s = \frac{1}{0,95} \Delta Q$$

e) Die entsprechende Strahlungsleistung ist: $L_s = \Delta Q_s / \Delta t$ in Joule pro Sekunde bzw. Watt

Auswertung 2:

a) Zur Korrektur des schrägen Strahlungseinfalls bestimmen wir die „effektive“ Messfläche des Alu-Quaders mit Hilfe der gemessenen Schattenlänge L_{Schatten} . Dazu eine maßstabsgerechte Zeichnung von Stab und Schatten anfertigen (siehe schematische Zeichnung unten) und die effektive Länge L_{effektiv} bestimmen. Im gleichen Verhältnis, wie sich L_{effektiv} zur Schattenlänge verkürzt hat, ist die „effektive Kantenlänge“ l_{effektiv} der Messfläche zu bestimmen. Dabei wird nur die Längskante der Messfläche „verkürzt“, die zur Sonne zeigt; die andere Kante quer zur Sonne bleibt davon unbehelligt.



$$l_{\text{effektiv}} = \frac{L_{\text{effektiv}}}{L_{\text{Schatten}}} \cdot l$$

effektive Länge l_{effektiv} in m	Breite b in m	effektive Fläche F_{effektiv} in m^2

f) Wir können nun die Strahlungsleistung pro Fläche auf dem Erdboden bestimmen:

$$S_{\text{Boden}} = \frac{L_s}{F_{\text{effektiv}}}$$

in Joule pro Sekunde pro Quadratmeter bzw. Watt pro Quadratmeter.

g) Die „atmosphärische Verlustleistung“ pro Quadratmeter ΔS ist die Differenz zwischen der Solarkonstanten und unserem Messwert:

$$\Delta S = S_0 - S_{\text{Boden}}$$

Taubildung und Wasserglasmethode

Jeder Amateurastronom kennt das: Keine Wolke am nächtlichen Himmel trübt den Blick ins Firmament; die Temperatur sinkt und plötzlich bildet sich auf den Beobachtungsgeräten und auch auf dem Bodenbewuchs ein feiner Wasserüberzug: Tau hat sich gebildet. Hätte man das schon vor Beginn der Beobachtung abschätzen können, ob es in der Nacht zu Taubildung kommt?

In unserer Umgebungsluft gibt es immer einen gewissen Anteil an Wasserdampf und anderen Spurengasen. Der Gesamtluftdruck, den beispielsweise das Zimmerbarometer anzeigt, setzt sich zusammen aus der Summe der Teildrücke („Partialdrücke“) der jeweiligen Gasanteile. Den Partialdruck des Wasserdampfes bezeichnet man auch als „Dampfdruck“. Die Höhe dieses Dampfdrucks hängt von der Wasserdampfmenge im betrachteten Volumen ab: je mehr Wasserdampf man in ein Volumen hineingibt, desto größer der Dampfdruck. Allerdings stellt man folgendes fest: ab einer bestimmten Menge Wasserdampf, steigt der Dampfdruck nicht mehr weiter; statt dessen kondensiert Wasser an allen Flächen und Wänden aus. Der maximal erreichbare Dampfdruck wird als „Sättigungsdampfdruck“ bezeichnet. Der Sättigungsdampfdruck steigt mit zunehmender Temperatur an bzw. fällt mit abnehmender Temperatur (siehe Graphik).

Wenn sich die Luft in der Nacht abkühlt, hat man den Eindruck, die Luft werde „feuchter“. Die Ursache liegt aber nicht in einer Zunahme des Wasserdampfgehalts in der Atmosphäre; der Wasserdampfgehalt und damit auch der Dampfdruck bleiben konstant. Stattdessen fällt der Sättigungsdampfdruck mit abnehmender Temperatur. Sobald der Sättigungsdampfdruck den aktuellen Dampfdruck erreicht, beginnt die Taubildung an Oberflächen.

Aufgabe:

Laut Wetterbericht soll die Temperatur in der Nacht auf $T_{\min} = 10^{\circ}\text{C}$ absinken. Bestimme experimentell, ob es in der Nacht zur Taubildung kommen wird?

Material: Becherglas mit Wasser, Thermometer, Eiswürfel

Durchführung: Das Wasser wird durch Hinzugabe von Eiswürfeln zunehmend abgekühlt. (Vorsichtig mit dem Thermometer umrühren). Sobald die Außenwand des Becherglases beschlägt (Taubildung), wird die Wassertemperatur abgelesen. Diese Temperatur wird als „Taupunkttemperatur“ oder kurz „Taupunkt T_d “ bezeichnet.

Auswertung:

Für $T_d < T_{\min}$: Keine Taubildung. Der Sättigungsdampfdruck sinkt nicht soweit ab, dass er den aktuellen Dampfdruck erreicht.

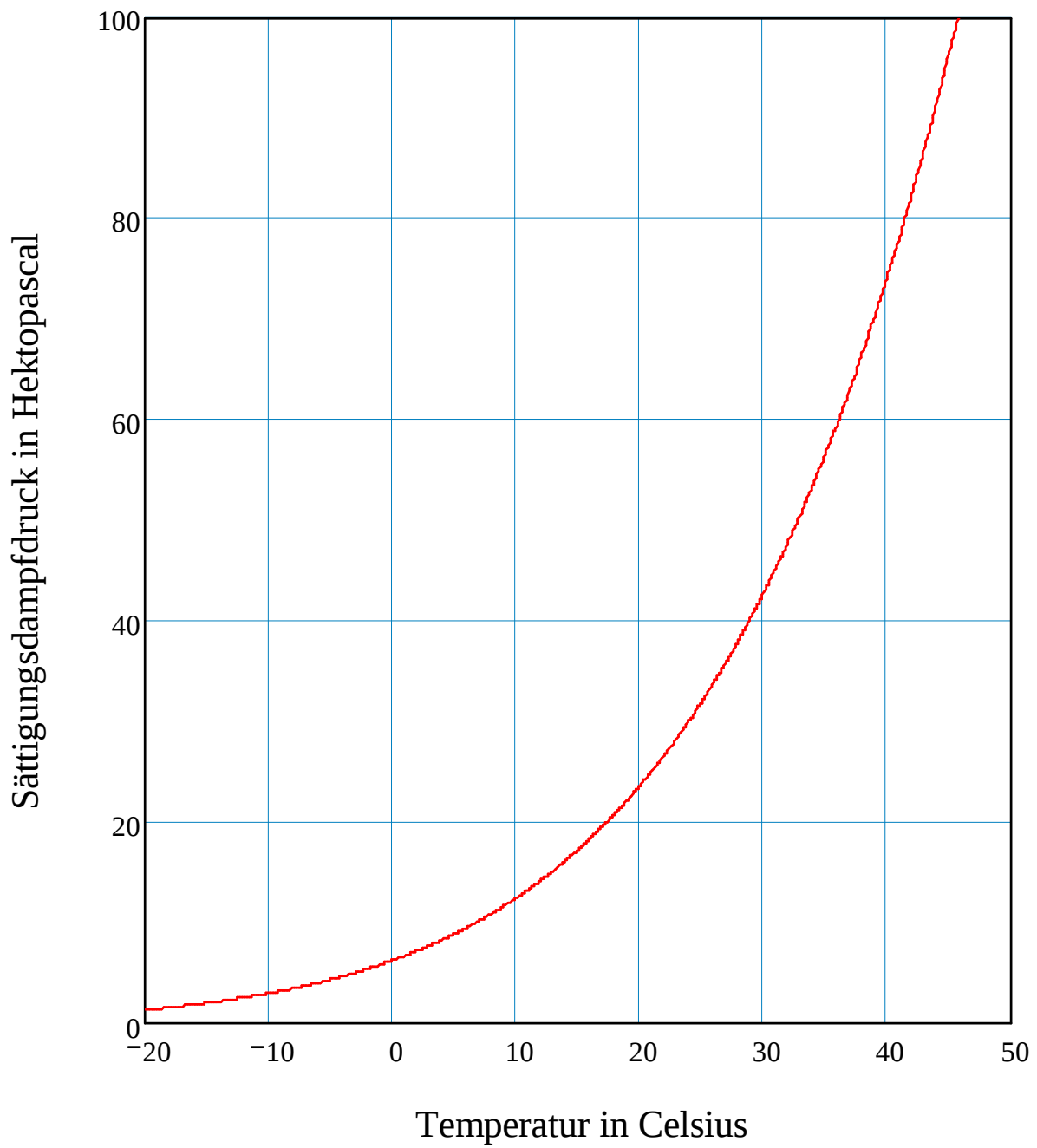
Für $T_d > T_{\min}$: Taubildung. Die Temperatur geht so weit zurück, dass der Sättigungsdampfdruck den aktuellen Dampfdruck erreicht.



Wasserglasmethode

Sättigungsdampfdruck

$$e(T) = 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,5}\right) hPa = 6,108 \cdot 10^{\frac{7,5 \cdot T}{(T+237,5)}} hPa$$



Relative Luftfeuchtigkeit

Wie sich der Sättigungsdampfdruck e (in hPa) mit der Temperatur T (in $^{\circ}\text{C}$) ändert, beschreibt die (empirische) Magnus-Formel (siehe Grafik):

$$e(T) = 6,108 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,5}\right) \text{hPa} = 6,108 \cdot 10^{\frac{7,5T}{(T+237,5)}} \text{hPa}$$

Bei einer Temperatur von 20°C beträgt der Sättigungsdampfdruck 23,4 hPa. Das Verhältnis von aktuellem Dampfdruck zu Sättigungsdampfdruck gibt die „relative Feuchte τ (Tau)“ an. Das ist die Größe, die Heimwetterstationen als Luftfeuchtigkeitswert (in Prozent) liefern.

Beispiel: Der aktuelle Dampfdruck beträgt 15 hPa bei einer Temperatur von 20°C .

Dann ist die relative Feuchte $\tau = \frac{15}{23,4} = 0,64 = 64 \%$

Bei einer relativen Luftfeuchtigkeit von 100% sind Sättigungsdampfdruck und aktueller Dampfdruck gleich groß und es beginnt die Taubildung an Oberflächen.

Demonstration:

In einem abgeschlossenen Luftvolumen ist die Menge an Wasserdampf konstant. Durch Abkühlen verringert sich jedoch der Sättigungsdampfdruck stark und die relative Feuchte steigt an. Das kann man z.B. damit zeigen, dass man ein Hygrometer (gibt es für wenige Euro) in einen klarsichtigen Kunststoffbeutel (z.B. Gefrierbeutel) packt und den Beutel mit einem Knoten verschließt. Schon beim Abkühlen im Kühlschrank von 20°C auf 6°C (10-15 min) zeigt sich der entsprechende Effekt. Quantitativ kann man diesen Versuch nur bedingt auswerten, da Hygrometer i.d.R. sehr träge reagieren.



Versuch: Aktueller Dampfdruck

Bestimme den aktuellen Dampfdruck.

Durchführung:

Bestimme die Taupunkttemperatur T_d mit der Wasserglasmethode.

Lies aus dem Graphen des Sättigungsdampfdrucks den zugehörigen Sättigungsdampfdruck $e(T_d)$ ab. Dieser Sättigungsdampfdruck ist gleich dem aktuellen Dampfdruck.

Versuch: Relative Feuchte

Bestimme die relative Feuchte τ .

Durchführung:

Bestimme die Taupunkttemperatur T_d mit der Wasserglasmethode und lies den zugehörigen Sättigungsdampfdruck $e(T_d)$ aus dem Graphen ab.

Messe die Umgebungstemperatur T und lies den zugehörigen Sättigungsdampfdruck $e(T)$ aus dem Graphen ab.

Berechne $\tau = \frac{e(T_d)}{e(T)} = \frac{e(T_d)}{e(T)} \cdot 100\%$

Aufgabe: Taupunkttemperatur

Ein Feuchtigkeitsmesser (Hygrometer) zeigt eine relative Luftfeuchtigkeit von 80 % an. Die Temperatur beträgt 10°C .

Wie hoch ist der aktuelle Dampfdruck?

Wie hoch ist die Taupunkttemperatur T_d ?

Lösung:

Lies aus dem Graphen den Sättigungsdampfdruck $e(10^\circ\text{C}) = 12,3 \text{ hPa}$ ab.

Der aktuelle Dampfdruck ist dann $80\% \cdot 12,3 \text{ hPa} = 9,8 \text{ hPa}$.

Lies aus dem Graphen die zum Sättigungsdampfdruck $9,8 \text{ hPa}$ gehörende Taupunkttemperatur T_d ab.

Wolkenhöhe

Aus dem Artikel entnehmen wir, dass für die Bildung von Wolken eine aufwärtsgerichtete Bewegung der Luft vorhanden sein muss. Das kann beispielsweise dadurch geschehen, dass bei Wind die bodennahe Luftschicht durch Unebenheiten des Erdbodens verwirbelt wird („dynamische Konvektion“). Es bildet sich dann eine Schichtbewölkung. Eine andere Möglichkeit ist z.B. im Sommerhalbjahr gegeben, wenn durch intensive Sonneneinstrahlung der Boden stark erwärmt wird und thermische Konvektion einsetzt („Thermik“). Dies geschieht nicht großflächig, sondern in einzelnen „Thermikschläuchen“. Das führt zu kompakten Quellwolken. Solange sich noch keine Wolken gebildet haben, spricht man von „trockener“ Luft, die beim Aufsteigen je 100 Meter um 1°C abkühlt. Auch trockene Luft enthält Wasserdampf. Kühlt die aufsteigende Luft soweit ab, dass die Temperatur die Taupunkttemperatur T_d erreicht, setzt Kondensation ein, d.h. ab diesem Höhenniveau bilden sich Wolken. Kennt man die relative Feuchte ab Erdboden, kann man recht einfach abschätzen, in welcher Höhe h sich durch die beiden oben genannten Vorgänge Wolken bilden.

$$h = \frac{100\text{m}}{1^{\circ}\text{C}} \cdot (T - T_d)$$

Versuch: Wolkenhöhe bei Thermik

Bestimme bei einer typischen „Aprilwetterlage“ die Höhe, in der sich durch „Thermik“ Quellwolken bilden.

Durchführung:

Miss die Umgebungstemperatur T .

Bestimme die Taupunkttemperatur T_d mit der Wasserglasmethode. Alternativ: Lies die relative Feuchte in Prozent am Hygrometer ab und bestimme die Taupunkttemperatur mit Hilfe des Graphen des Sättigungsdampfdrucks.

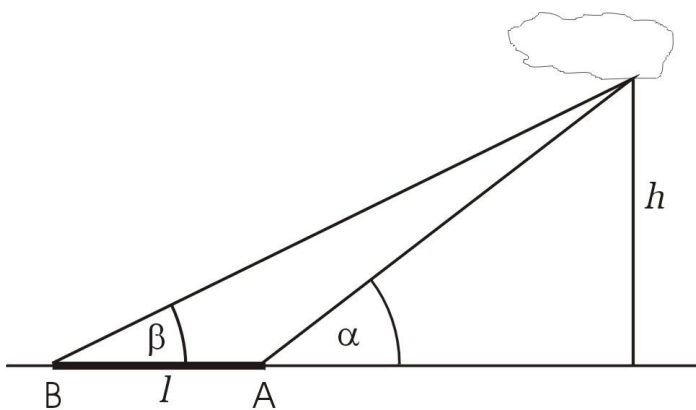
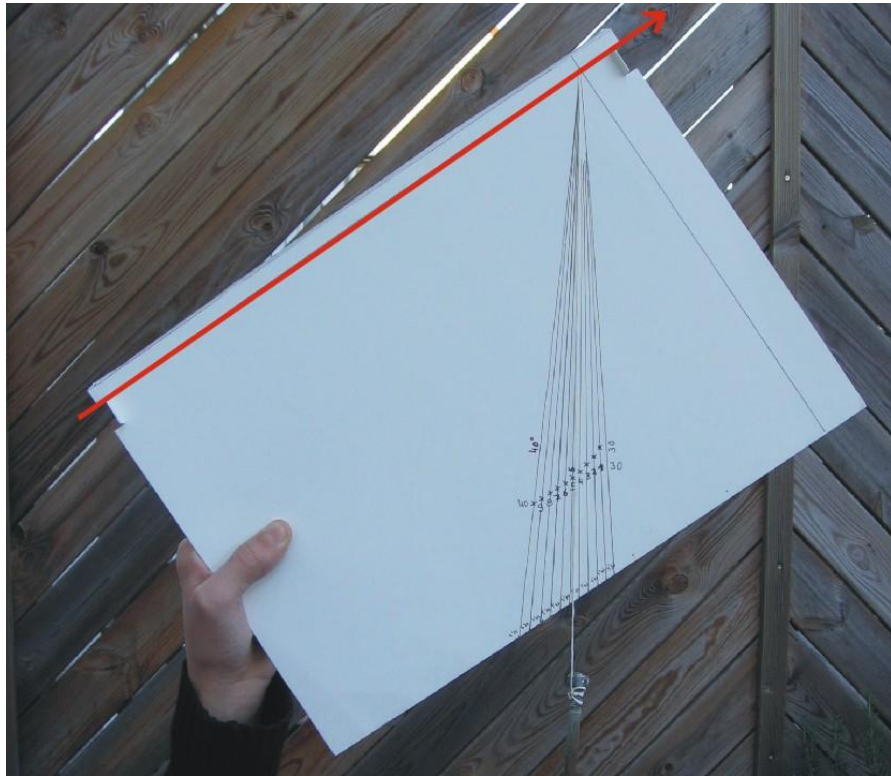
Bestimme die Temperaturdifferenz zwischen Umgebungstemperatur und Taupunkttemperatur. Jedem Grad entsprechen 100 Höhenmeter.

Diskutiere: Wenn die Umgebungstemperatur die Taupunkttemperatur erreicht, setzt Kondensation an Oberflächen ein. Wo befinden sich in der aufsteigenden Luft Oberflächen, die zur Wolkenbildung führen?

Stichwort: Schmutzpartikel wirken als Kondensationskeime

Versuch: Neigungsmessgerät (Inklinometer)

Stelle aus stabiler Pappe (z.B. Rückseite eines Zeichenblocks), Schnur und Gewicht ein Inklinometer zur Messung von Winkelhöhen her. Bei einem DIN A3-Format kann eine Ablesegenauigkeit von einem Drittel Grad erreicht werden.



Versuch: Messung der Wolkenhöhe

Zwei Schüler/-innen bestimmen die Höhe der Wolkenuntergrenze mit Inklinometern.

Durchführung:

Zwei Schüler an den Positionen A und B peilen gleichzeitig dieselbe Stelle an der Unterseite einer Wolke an, wobei B, A und die Wolke in einer Fluchtlinie liegen.

Zwei weitere Mitschüler lesen die jeweiligen Winkel α bzw. β während der Peilung ab. Der Abstand $l = \overline{AB}$ wird vorher ausgemessen. Eine maßstabsgerechte Zeichnung liefert die Höhe h .



Bei schnellziehenden Wolken empfiehlt sich die Fluchtlinie im 90 Grad-Winkel zur Zugrichtung zu wählen, da dann die Winkelhöhe der Wolke während der Messung konstant bleibt. Je größer der Abstand l , desto höhere Messgenauigkeit ist erreichbar. Eine gewünschte Winkeldifferenz von mindestens 2 Grad kann je nach Wolkenhöhe einen Abstand von über 100 Meter nötig machen. Das verlangt, dass die beiden Beobachter vorher vereinbaren, welchen

Punkt einer Wolke sie anpeilen wollen. Eine Möglichkeit besteht darin, die Fluchtlinie in Richtung einer Geländemarke zu legen. Anzupeilen ist dann von beiden der Punkt des unteren Wolkenrandes, der sich gerade über der Geländemarke befindet.

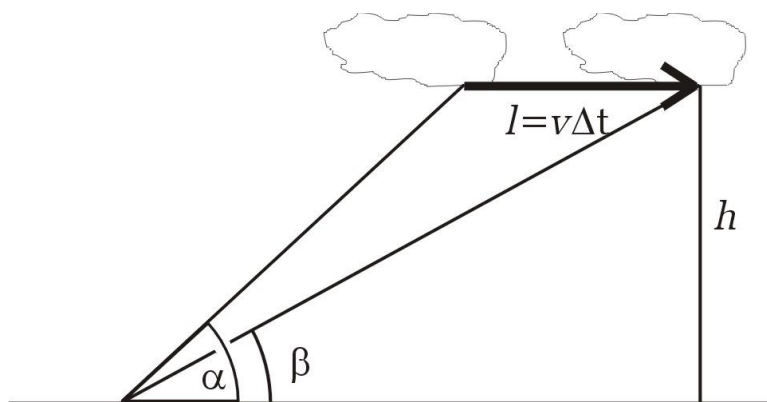
Versuch: Windgeschwindigkeit

Bestimme die Geschwindigkeit, mit der die Wolken ziehen.

Durchführung:

Bestimme zuerst die Höhe der Wolkenschicht h in Meter. Bestimme die Zugrichtung der Wolkenschicht und lege eine gedachte Fluchtlinie in diese Richtung. Miss den Peilwinkel α einer ausgewählten Wolke auf dieser Fluchtlinie und nach einer Zeitdauer Δt (z.B. 1 Minute) den Peilwinkel β der Wolke. Eine maßstabsgerechte Zeichnung liefert die Wegstrecke l , welche die Wolke in der Zeit Δt zurückgelegt hat. Die Geschwindigkeit ist

$$\text{dann: } v = \frac{l}{\Delta t}$$



Diskutiere: Warum ist es sinnvoll und notwendig, nur Wolken auszuwählen, die auf einer gedachten Fluchtlinie in Zugrichtung liegen?

Luftmassen

Im Artikel wird beschrieben, wie unser Wettergeschehen die Folge des „Kampfs“ unterschiedlicher Luftmassen ist. Die sogenannten Fronten sind die Zonen, in denen die heranströmende Luftmasse die andere versucht „wegzuschieben“. Dabei kommt es darauf an, ob Warmluft gegen Kaltluft antritt, oder umgekehrt. Warme Luft ist leichter als Kaltluft. Eine herannahende warme Luftmasse kann deshalb eine kalte Luftmasse nicht ohne weiteres wegschieben. Sie gleitet stattdessen mehr oder weniger sanft an der kalten Luftmasse auf und wird selbst dadurch gehoben, wobei sie abkühlt. Sobald die Taupunkttemperatur erreicht ist bzw. unterschritten wird, beginnt die Kondensation und es bilden sich Wolken. Die Steigung, mit der die warme Luft aufgleitet, ist sehr klein: sie wird üblicherweise mit dem Verhältnis 1:100 beschrieben. Die die warme Luft an einer Warmfront bis in eine Höhe von 6-7 km gehoben wird, beträgt die Breite der Front durchaus 6-700 km. Entsprechend findet man an Warmfronten sehr ausgedehnte Schichtbewölkung, meist verknüpft mit langanhaltendem „Landregen“.

Eine herannahende Kaltluftmasse dagegen schiebt sich auf Grund ihrer höheren Dichte wie ein Keil unter die vorhandene Warmluft, hebt diese rasch hoch und schiebt sie vor sich her. Entsprechend heftiger sind die Wetterphänomene. Die Grenzfläche zwischen Kalt- und Warmluft ist sehr viel steiler als bei einer Warmfront. Das Wolkenband ist deshalb oft nur 2-300 km breit; ein Kaltfrontdurchgang dauert aus diesem Grund in der Regel nicht so lange wie ein Warmfrontdurchgang.

Demonstration:

Dass Kaltluft am Boden entlang strömt und oft stürmisch daherkommt, stellt jeder beim Öffnen des Kühlschranks fest. Den Schwall kalter Luft, der uns entgegen kommt, spüren wir nur an Beinen und Füßen, niemals am Kopf (aufrechte Haltung vorausgesetzt!)



Mit einer brennenden Kerze bzw. einer Räucherkerze lässt sich das nur bodennahe Herausströmen der Kaltluft aus einem Kühlschrank sehr deutlich demonstrieren. Durch das Herausströmen der Kaltluft sinkt der Luftdruck im Kühlschrank. Dieses Druckgefälle von außen nach innen hat einen entsprechenden Luftstrom in den Kühlschrank hinein zur Folge. Wie sich mit der Räucherkerze wieder sehr einfach feststellen lässt, findet dieses Hineinströmen nur im oberen Bereich der Tür statt.

In gewisser Weise hat man hier eine Konvektionszelle, nur dass deren Antrieb ein anderer ist: Bei einer „normalen“ Konvektionszelle strömt kalte Luft am Boden deshalb heran, weil warme Luft an einer bestimmten Stelle aufsteigt und dadurch am Boden einen Unterdruck erzeugt. Hier erzeugt die am Boden ausfließende Kaltluft einen Unterdruck „in der Höhe“

Nebelschwaden

In der 1. Strophe des „Abendliedes“ von Mattias Claudius heißt es:

Der Mond ist aufgegangen,
die goldnen Sternlein prangen
am Himmel hell und klar.
Der Wald steht schwarz und schweiget
und aus den Wiesen steigt
der weiße Nebel wunderbar.

Die Strophe beschreibt in sehr eingehender Weise die Situation in einer sternklaren Nacht mit wolkenfreiem Himmel, in der es am Boden allmählich immer kälter wird und schließlich Nebelschwaden über den feuchten Wiesen entstehen. Dies geschieht meist bei Hochdrucklagen mit sehr schönem Wetter, wenn der Temperaturunterschied zwischen Tag und Nacht groß ist. Sobald die Luft unter die Taupunkttemperatur abgekühlt ist, beginnt der Wasserdampf in der Luft an den vorhandenen Schwebeteilchen (Schmutzpartikel) zu kondensieren: es bildet sich Nebel.

Warum kühlt es nicht so stark ab, wenn eine Wolkenschicht den Himmel bedeckt? Der Erdboden strahlt jederzeit – für uns unsichtbar – Wärmestrahlung ab. Bei vorhandener Wolkenschicht wird die Wärmestrahlung von den Wassertröpfchen absorbiert und wieder zurückgestrahlt. Bei wolkenfreiem Himmel entweicht die Wärmestrahlung fast ungehindert in das Weltall und der Erdboden kühlt bis unter den Taupunkt ab. Durch schwache Turbulenz (und auch durch Strahlung) geben die tieferen Luftschichten Wärme an die Bodenoberfläche ab und werden ihrerseits unter den Taupunkt abgekühlt. Diese Art der Nebelbildung nennt man „Strahlungsnebel“, da die Ursache der Abkühlung in der Abstrahlung liegt.

Wieso aber heißt es in dem Lied: „und aus den Wiesen steigt der weiße Nebel“? Tatsächlich kann es vorkommen, dass feuchte Wiesen bei geeigneten Wetterlagen zu dampfen scheinen. Eine Ursache ist, dass die Abkühlung der bodennahen Luft nicht überall gleichmäßig geschieht. Einzelne Luftpakete kühlen schneller ab und sinken zu Boden. Dadurch werden andere Luftpakete gezwungen aufzusteigen. Es entsteht eine bodennahe Turbulenz. Hinzu kommt, dass bei nicht ganz ebenem Gelände die jeweils kältesten Luftpakete, da sie am dichtesten sind, allmählich am Boden entlang zu den tiefsten Stellen strömen. Dort verstärken sie zum einen die Nebelbildung, zum anderen verdrängen sie die vorhandene Luft und heben sie hoch.



Demonstration:

Um zu zeigen, dass einströmende kalte Luft zum einen die Nebelbildung anfacht, zum anderen die vorhandene Luft hochhebt oder wegdrängt, wird ein Küchenhandtuch mit mäßig heißem Wasser angefeuchtet. Ein im Kühlfach bzw. in der Tiefkühltruhe abgekühlter Gegenstand (z.B. eine Keramikfliese) wird über das Handtuch gehalten. Die abfließende Kaltluft regt die Nebelbildung deutlich an.

Noch eindrucksvoller gestaltet sich der Versuch, wenn die Temperatur des angefeuchteten Handtuchs derart ist, dass keine sichtbare Nebelbildung mehr stattfindet. Hält man den kalten Gegenstand darüber, setzt Nebelbildung ein.

Literatur:

Praxis der Naturwissenschaften: Physik in der Schule (Meteorologie), Heft 7/53, Aulis Verlag Deubner, Köln, 2004

Astronomie und Raumfahrt: Astronomie, Wetter und Klima, Heft 4/06, Erhard Friedrich Verlag, Seelze, 2006