	GdHM - Wetterschule		
	- Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
Lektion	13	Strahlung	1 (7)

Strahlung

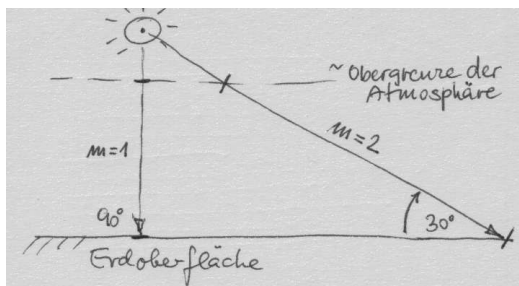
Kurzbeschreibung

Nach der Erläuterung der Begriffe optischer Luftmasse, Cosinus-Gesetz, Albedo und Streuung werden einige optische Phänomene beschrieben und erklärt. Das Sonnenspektrum wird in etwas detaillierterer Form besprochen, ebenso die Flüsse der Globalstrahlung und der Wärmestrahlung. Anschließend wird die Strahlungsbilanzgleichung besprochen und ein globales Wärmebilanzschema skizziert.

Autor:	Uwe Bergholter
Erstellungsdatum:	23.03.2005

Wir waren in der letzten Lektion sozusagen am Außenrand der Atmosphäre stehen geblieben. Wie geht es nun weiter, wenn die Sonnenstrahlung in immer tiefere Schichten der Atmosphäre eindringt? Dort ist die Luft ja viel dichter, und alle Einflüsse auf die Strahlung werden sich verändern und verstärken. Ich habe schon erwähnt, daß einige Strahlenarten mehr oder weniger vollständig absorbiert, d.h. in „harmlose“ Wärme umgesetzt werden. Betrachtet wird nun zunächst der Wellenlängenbereich von 0.3 bis 3 μm , der ja das sichtbare Licht und die kurzwellige Infrarotstrahlung umfaßt.

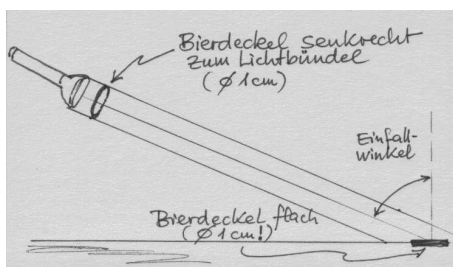
Zunächst möchte ich auf zwei Zusammenhänge hinweisen. Der erste betrifft die Länge des Weges, den die Strahlung in der Atmosphäre bis zum Erdboden zurücklegen muß. Die Sonnenstrahlung am Außenrand der Atmosphäre ist noch vollständig gerichtet, alle Strahlen kommen parallel an. Für einen Ort etwa auf Meereshöhe, an dem die Sonne gerade im Zenit steht, hat der Weg die kürzestmögliche Länge. Man setzt sie in diesem Fall $=1$ und bezeichnet sie als



Relative Optische Luftmasse (m). Ist m größer oder kleiner als 1, heißt das, daß der Weg der Strahlung entsprechend länger oder kürzer ist. Steigt man im Gebirge auf oder fährt mit einem Ballon, wird der Weg natürlich kleiner werden als 1, meistens ist er aber größer. Steht die Sonne an dem eben genannten Ort nachmittags nur noch 30° hoch, ist $m=2$, also schon auf das

Doppelte gewachsen, und bis zum Sonnenuntergang nimmt m noch um ein Mehrfaches zu und erreicht bei 1° Sonnenhöhe Werte um 30, d.h. das Licht hat einen 30 mal so langen Weg in der Atmosphäre zurückgelegt wie bei hoch stehender Sonne.

Der zweite Zusammenhang ist eigentlich ein ziemlich fundamentales Gesetz, dessen Wirkungen wir im Alltag überall begegnen. Bei den Physikern heißt es das Lambert'sche Cosinus-Gesetz. Cosinus und Sinus sind Winkelfunktionen, die bei der Berechnung benutzt werden. Formeln wollten wir uns aber sparen. Das Gesetz besagt, daß die Bestrahlungsstärke einer Fläche nicht nur von der Stärke der Strahlungsquelle abhängt sondern auch in genau bestimmter Weise von dem Winkel, unter dem die Strahlung auf die Fläche auftrifft. Wenn man das parallele Lichtbündel



einer Taschenlampe senkrecht auf einen Bierdeckel richtet, kann man dort die Stärke der Lampe messen (Auf der Skizze sind beide Bierdeckel 1 cm groß). Leuchtet man nun schräg auf den Bierdeckel, so wird der Lichtfleck länglich auseinandergezogen, und der Bierdeckel erhält nur noch einen Teil des Lichts, seine Bestrahlungsstärke hat also abgenommen.

Leuchtet man ganz flach darauf, so ist der Lichtfleck einige Male größer als zu Anfang. Entsprechend „verdünnt“ ist die Strahlung, und das geht soweit, bis bei streifendem Lichteinfall der Bierdeckel praktisch dunkel bleibt.



GdHM - Wetterschule
- Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche

Lektion 13 Strahlung

3 (7)

Genau das gleiche passiert mit der gerichteten Sonnenstrahlung, ob am Erdboden, auf einem Sonnenkollektor oder auf unserem Körper, wenn wir „in der Sonne liegen“. Wo die Strahlung senkrecht auftrifft, ist die Wirkung maximal, bei streifendem Einfall wird sie Null.

Bei der Gelegenheit können wir gleich den Begriff „Albedo“ kennenlernen. Wenn wir von einer Fläche sagen, sie habe eine Albedo von 0.3 oder 30%, heißt das, daß diese Fläche von der auftreffenden Strahlung 30% reflektiert und den Rest absorbiert, also meist in Form von Wärme für sich behält. Eine Schleswig-Holsteiner Kuh in der Sonne (das soll es ab und zu noch geben...) bedeutet ein Fell mit schwarzen, sehr warmen und weißen, kühlen Flecken! Einige typische Albedowerte natürlicher Oberflächen sind in der folgenden Tabelle zu sehen.

Wasser	Feuchte Erde	Trockene Erde	Grauer Sand	Weißer Sand	Nadelwald	Laubwald	Frischer Schnee
0.06-0.12	0.08-0.12	0.14	0.18-0.23	0.34-0.40	0.10-0.14	0.12-0.20	0.74-0.93

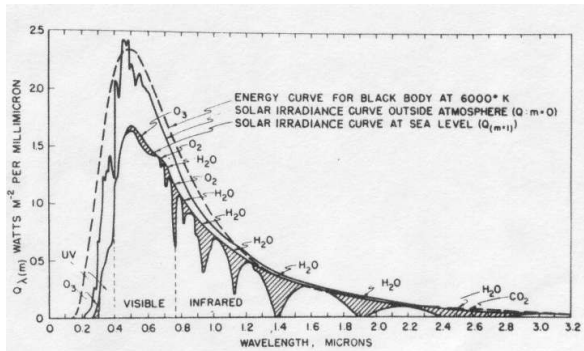
Durch die Eigenschaften der Luft erleidet die Strahlung in der Atmosphäre verschiedene Veränderungen, die zum Teil nur das sichtbare Licht betreffen, zum Teil nur die Infrarotstrahlung. Beim sichtbaren Licht kommen die wichtigsten Veränderungen durch Streuung der Strahlung an den Luftmolekülen und an Dunstteilchen zustande. Die Streuung an den Luftmolekülen in der hohen Atmosphäre bewirkt, daß das ursprünglich aus parallelen Strahlen bestehende Licht zu einem gewissen Anteil in alle möglichen Richtungen abgelenkt wird, also auch zurück ins Weltall. Ein Alltagsbeispiel für Lichtstreuung: Auto fahren bei Nebel. Dabei sind es natürlich Nebeltröpfchen, die das Licht zerstreuen. Bei ganz kleinen Streuzentren, wie es Luftmoleküle sind, ist die Streuung nun aber stark abhängig von der Farbe des Lichtes. Blaues Licht wird viel stärker gestreut als gelbes oder rotes. Also dringen die Farben Gelb und Rot viel weniger geschwächt in ihrer alten Richtung weiter vor. Das gestreute, überwiegend blaue Licht aus der hohen Atmosphäre ist das Blau unseres Himmels! Wir sehen ihn von unten und Astronauten sehen ihn von oben, als blauen Saum um die Erde.

Daß unser blauer Himmel nicht immer tiefblau, sondern oft weißlich-blaßblau aussieht, kommt vom Dunst. Dunst streut das Licht weitgehend unabhängig von der Farbe, deshalb ist das vom Dunst gestreute Sonnenlicht weiß. Und dieses Streulicht entsteht von uns aus gesehen ja vor dem blauen Himmel, weil der Dunst hauptsächlich in den tieferen Luftschichten ist. Deshalb sehen wir den Himmel wie durch einen weißlichen Schleier. Das tiefste Blau hat der Himmel in trockener und kalter Arktikluft, und natürlich dort, wo man keinen Dunst über sich hat, im Hochgebirge, in Wüsten und im Flugzeug.

Auch die Farbe der untergehenden Sonne, die am Horizont oft stark vom mittäglichen Weiß-Gelb abweicht, ist hauptsächlich eine Folge der Lichtstreuung, auch der Absorption. Auf dem langen Weg des Lichts werden die kürzerwelligen Farben Grün und Blau stärker aus dem Strahlengang herausgeholt, von Rot und Gelb bleibt am meisten übrig.

Ein besonders eindrucksvolles Phänomen ist der „Grüne Strahl“. Er entsteht dadurch, daß blaues Licht in der Atmosphäre stärker gebeugt wird als rotes. Den Grünen Strahl kann man bei sehr klarem Wetter und weitem Horizont – also besonders am Meer – gelegentlich sehen, wenn die Sonne untergeht... und wenn man sie dabei unablässig beobachtet. Das ist nötig, weil nur das allerletzte Stückchen Sonne beim Verschwinden für wenige (!) Sekunden unglaublich smaragdgrün aufblitzt. Die Erklärung: Das grüne und blaue Licht werden stärker als das gelbe und rote Licht „um den Horizont herum gebogen“. Deshalb erreichen sie unser Auge noch ganz zuletzt. Solange das viel hellere Rot und Gelb noch da sind, werden Grün und Blau überstrahlt. Aber dann, wenn die helleren Farben der Sonnenscheibe unter dem Horizont versinken, leuchten sie auf. Weil das Blau durch die Streuung sehr geschwächt ist, sieht man in der Regel nur den Grünen Strahl. Ich hatte Glück: Vom Forschungsschiff „Polarstern“ aus sah ich vor der norwegischen Küste einmal nach dem Grünen auch den Blauen Strahl!

Wir wollen noch einmal das Sonnenspektrum betrachten. Die nachfolgende Abbildung zeigt die Energie der Strahlung in Abhängigkeit von der Wellenlänge im Vergleich zu der schon erwähnten Schwarzkörperstrahlung. Es ist sowohl die



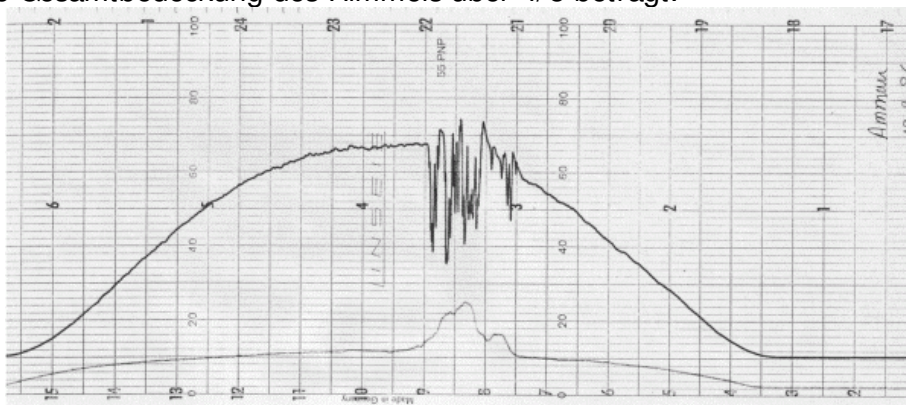
Sonnenstrahlung außerhalb der Erdatmosphäre dargestellt (...outside atmosphere) als auch die am Erdboden ankommende Strahlung. In dieser mit „Solar irradiance curve at sea level“ bezeichneten Kurve erkennt man viele Einbrüche, die eine Schwächung der Strahlung anzeigen. Verantwortlich sind Gase in der Atmosphäre, vor allem Wasserdampf (H_2O), auch Kohlendioxid

(CO_2), Sauerstoff (O_2) und Ozon (O_3). Sie absorbieren die Strahlung entsprechend ihrer jeweiligen Konzentration, die vor allem beim Wasserdampf stark schwankt. Wenn man auch noch einrechnet, daß ein Teil der Strahlung durch Reflektion in das Weltall verloren geht, läßt die Atmosphäre ungefähr die Hälfte der Strahlung zur Erdoberfläche durch.

Anders ist es, wenn wir die Wärmeausstrahlung des Erdbodens betrachten. Für diese Strahlung im Wellenlängenbereich $4...100 \mu m$ ist die Atmosphäre nur in einigen Teilbereichen durchlässig, die auch als „Fenster“ bezeichnet werden. Damit ergibt sich, was allgemein als Glashaus- oder Treibhauseffekt bezeichnet wird: Sonnenenergie erreicht die Erdoberfläche und kann sie erwärmen. Die Wärmeausstrahlung der Erde wird größtenteils in der Atmosphäre absorbiert und in Wärme umgewandelt, die nun ihrerseits eine Ausstrahlung bewirkt. Ein Teil davon geht in den Weltenraum hinaus, der andere kommt als sogenannte „Gegenstrahlung der Atmosphäre“ der Erde wieder zugute. Sie stellt einen wesentlichen Anteil der Wärmebilanz des Erdkörpers dar, weil die Wärmeausstrahlung der Erde und der Atmosphäre ständig, d.h. tags und nachts, stattfinden. Sonnenenergie dagegen kommt nur auf der Taghälfte der Erde an.

Wie sehr die Gegenstrahlung vom Wasserdampf abhängt, kann jeder feststellen, der im Winter nachts ins Freie geht und vergleicht, wie kalt es unter klarem oder unter dicht bewölktem Himmel ist. Vor allem dicke, tief hängende Wolken senden viel Wärmestrahlung zur Erde – man kann eine Wolkendecke gut mit einer Bettdecke vergleichen. Wer ein Infrarot-Thermometer besitzt, kann diese Zusammenhänge damit ganz anschaulich nachprüfen.

Jetzt sind wir an der Erdoberfläche angelangt und wollen einmal die einzelnen Strahlungsflüsse zusammenstellen. Die von der Sonne auf den Erdboden einfallende Strahlung wird Globalstrahlung (G) genannt. Sie kommt aus der ganzen Himmelshalbkugel über dem betrachteten Ort, deshalb „Global...“. Sie besteht aus der direkten, d.h. Schatten werfenden Sonnenstrahlung (I) und der vom blauen oder bewölkten Himmel, aus allen Richtungen, kommenden diffusen Sonnenstrahlung (D). Beide, I und D, sind natürlich stark vom Sonnenstand, von der Trübung der Atmosphäre durch Dunst und Staub und von den Wolken abhängig. Während an einem trüben Dezembertag „fast nichts“ an Energie mehr ankommt, schafft die Sonne im Sommer mittags gelegentlich 1 kW pro m² heran! Da freuen sich die Solarenergie-Nutzer! Bei einer Untersuchung im DWD ist übrigens einmal herausgekommen, daß die Wolken energetisch erst richtig zu Buche schlagen, wenn die Gesamtbedeckung des Himmels über 4/8 beträgt.



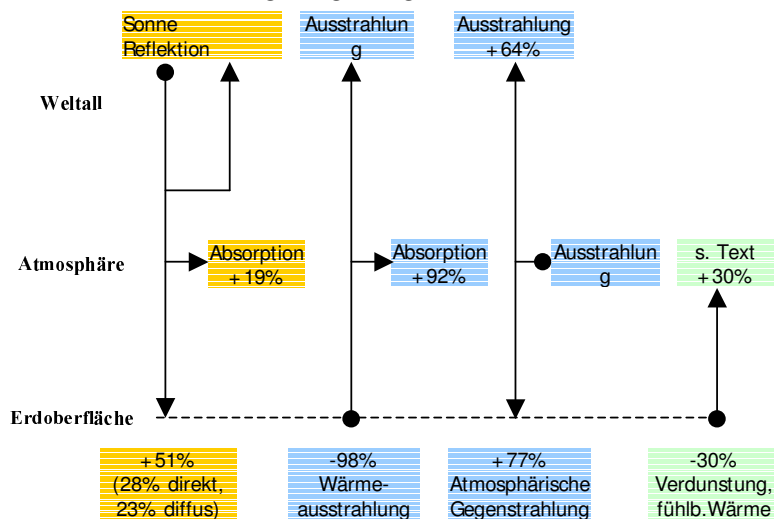
Bei klarem Wetter macht in den Mittagsstunden bei uns der diffuse Anteil an der Globalstrahlung ca. 15 bis 20% aus, während er z.B. im trockenen, dunst-armen Wüstenklima Jordaniens oft bis auf 7 oder 8% zurückgeht. Wie sich Wolken auf die Strahlungsanteile auswirken, kann man am Beispiel einer Registrierung wiederum aus Jordanien sehen. Sie zeigt einen typischen, zunächst wolkenlosen Strahlungstag, an dem spät vormittags einige kleine Quellwolken entstanden und über die Station hinwegzogen. Schon nach 1½ Stunden hatten sie sich wieder aufgelöst.

Die Zeit läuft von rechts nach links. Die obere Kurve zeigt die Globalstrahlung, die untere die diffuse Strahlung. Man sieht, daß die Globalstrahlung etwa um 7:30 auf der (willkürlichen) Zeitskala stark zu schwanken beginnt und kräftige Einbrüche zeigt, aber auch über den sonst glatten Verlauf hinaus schießt. Während die Einbrüche durch Wolkenshatten verursacht werden, ist das Überschießen darauf zurückzuführen, daß von den Seitenflächen der Wolken, die nahe bei der Sonne stehen, zusätzlich reflektierte Strahlung (wie bei einem Spiegel) zum Meßort gelangt

und lokal zu einer kräftigen Verstärkung führt. Gleichzeitig reagiert auch die diffuse Strahlung auf die Wolken mit einem deutlichen Anstieg. Dadurch, daß die stark schwankende direkte Sonnenstrahlung nicht im Meßsignal enthalten ist wie bei der Globalstrahlung, ist der Verlauf viel glatter.

Ein Teil der Globalstrahlung wird vom Erdboden reflektiert und verschwindet wieder in Richtung Weltall. Er wird als Reflexstrahlung (R) bezeichnet. Jetzt bleiben noch die Wärmeausstrahlung des Erdbodens (E) und die Gegenstrahlung der Atmosphäre (A). Mit diesen einzeln meßbaren Komponenten können wir eine Gleichung für die sogenannte Strahlungsbilanz (Q) aufschreiben: $Q = I + D - R + A - E$, wobei „+“ bedeutet, daß die Erdoberfläche Energie bekommt und „-“, daß sie Energie abgibt. Zur Erinnerung: I war die direkte, D die diffuse Sonnenstrahlung.

Die Strahlungsbilanz Q unterliegt starken Schwankungen durch unterschiedliche Bodenbeschaffenheit (Land/Wasser, Bewuchs, Schnee/Eis...), Bewölkung, Tages- und Jahreslauf und geographische Breite. Nachts ist Q immer negativ, im Winter bei uns meist auch tagsüber, d.h. die Erdoberfläche verliert dann ständig Energie, bis die Sonne wieder hoch genug steigt.




Die Größen aus der Gleichung findet man auch in der Abbildung wieder. Sie zeigt die Wärmebilanz, die über die ganze Erde gemittelt ist. Die Atmosphäre bekommt von der Erdoberfläche durch fühlbare Wärme und Verdunstungswärme noch einen in der Gleichung oben nicht ausgewiesenen Beitrag, der für den Ausgleich

der Energiebilanz sorgt. Die %-Zahlen beziehen sich auf die von der Sonne gelieferte Energie, die als 100% gesetzt ist. Die hohen Werte bei den Wärmestrahlungsflüssen machen klar, welche Bedeutung der Treibhauseffekt und die Treibhausgase für unser Klima haben. Daß für die Erde ein Strahlungsgleichgewicht herrschen muß und daß die starken regionalen Unterschiede den Antrieb für unser Wetter darstellen, darüber haben wir in vorangegangenen Lektionen schon gesprochen.

Mit zwei Randbemerkungen will ich diese Lektion schließen:

(1) Die Helligkeit am Tage steht in einem engen Verhältnis zur Globalstrahlung. Man kann also, wenn man eine Hobbywetterstation und dafür einen guten Helligkeitssensor mit horizontal ausgerichteter Empfangsfläche hat, aus den Werten der Helligkeit (H) näherungsweise die Globalstrahlung (G) berechnen. Die Formel ist sehr einfach und lautet: $G = H / 111$, wobei die Helligkeit in Lux einzusetzen ist und die Globalstrahlung in W/m^2 herauskommt.

	GdHM - Wetterschule - Deutschlands "erste Schule" für angehende Wetterfrösche		
	Lektion	13	Strahlung

(2) Die direkte Sonnenstrahlung (I) wird üblicherweise auf eine zur Strahlungsrichtung senkrechte Fläche gemessen. Wenn man berechnen will, wieviel I zur Globalstrahlung beiträgt, die sich ja auf eine horizontale Fläche bezieht, muß man die Sonnenhöhe (h) einrechnen: $I(\text{horiz.}) = I(\text{senkr.}) \times \sin(h)$.