



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik

Müller, Johann Heinrich Jacob

Braunschweig, 1894

197. Absorption der Wärmestrahlen durch die Atmosphäre

[urn:nbn:de:hbz:466:1-96939](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-96939)

kugel in der Sonnennähe befunden hat, so dass also die Sommer der nördlichen Halbkugel wärmer, die Winter dagegen kälter gewesen sein müssen. Ueberdies aber bewegt sich die Erde während ihrer Sonnennähe mit der grössten Geschwindigkeit in ihrer Bahn, es würde dadurch die Zeit der hohen Temperatur verkürzt, und die der niedrigen Temperatur verlängert worden sein, und im Mittel würde der nördlichen Halbkugel etwas weniger, und der südlichen etwas mehr Sonnenwärme zugeflossen sein. Es lässt sich aber leicht zeigen, dass eine niedrige Temperatur durchaus nicht hinreichend für eine Gletscherbildung ist, sondern dass dabei noch ganz andere Factoren, wie z. B. die Vertheilung von Wasser und Land, sowie die Meeres- und Luftströmungen, eine bedeutende Rolle spielen. Wir finden z. B., dass in der Jetztzeit unter dem 65. Grade nördlicher Breite Gletscher vorhanden sind in Grönland bei einer mittleren Jahrestemperatur im Meeresniveau von etwa -3°C .; auf Island bei einer mittleren Jahrestemperatur von $+3^{\circ}\text{C}$., und in Norwegen bei einer mittleren Jahrestemperatur von $+4^{\circ}\text{C}$., wogegen in Asien in gleicher geographischer Breite selbst bei einer mittleren Jahrestemperatur von -14°C . keine Spur einer Gletscherbildung vorhanden ist. In den Gebirgen entstehen dort Gletscher, wo eine warme feuchte Luft rasch in solche Regionen geführt wird, in welchen sie unter den Gefrierpunkt abkühlt, und es scheint überhaupt für die Gletscherbildung erforderlich zu sein, dass starke Temperaturoegensätze in räumlich nahe gelegenen Gebieten vorhanden sind. So steht Grönland theilweise unter der Wirkung des warmen Golfstromes, theilweise unter derjenigen der kalten Labradorströmung, wie sich deutlich aus der Richtung der dortigen Isothermen ergibt, während auf Island und in Norwegen der Golfstrom in Verbindung mit der Höhe der dortigen Berge die Gletscherbildung begünstigt. Es ist sehr wohl denkbar, dass, wenn eine Verbindung der Ostsee mit dem Weissen Meere in der Gegend entstände, wo sich der Ladoga- und Onegasee befinden, dann eine eiskalte Meeresströmung vom Eismeere aus durch die Ostsee gehen, und nicht nur die Temperatur im nordöstlichen Europa sowie in Deutschland bedeutend erniedrigen, sondern auch in Verbindung mit dem warmen Golfstrom in Skandinavien eine ausserordentlich starke Gletscherbildung hervorrufen würde.

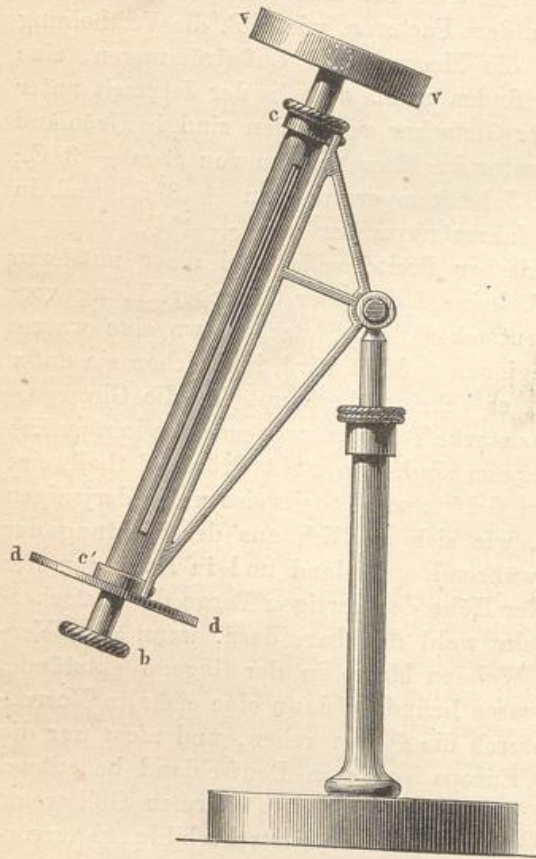
Da wir nun über die Vertheilung von Wasser und Land während der Glacialperiode nur wenig, und über die damals herrschenden Luft- und Meeresströmungen gar Nichts wissen, so ist es auch nicht möglich, mit einiger Bestimmtheit die näheren Bedingungen zu erkennen, unter welchen die grosse Gletscherbildung vergangener Zeiten vor sich gegangen ist.

Absorption der Wärmestrahlen durch die Atmosphäre. 197

Wenn man mit Hülfe einer Sammellinse Zunder durch Concentration der Sonnenstrahlen anzünden will, so wird man einen grossen Unterschied

finden, je nachdem man den Versuch Mittags anstellt, wo die Sonne hoch am Himmel steht, oder des Abends, wenn sie ihrem Untergange nahe ist; während sich der Schwamm des Mittags leicht entzündet, geschieht dieses am Abend entweder nur sehr schwierig oder gar nicht; die Intensität der von der Sonne zu uns kommenden Wärmestrahlen ist also in diesen beiden Fällen eben so ungleich wie die Intensität der Lichtstrahlen; Abends können wir die rothgelbe Scheibe der untergehenden Sonne wohl

Fig. 311.



ansehen, Mittags aber wird das Auge durch den Glanz der Sonnenstrahlen geblendet.

Dieser Unterschied in der Intensität der Licht- und Wärmestrahlen, welche von der Sonne zu uns kommen, rührt offenbar daher, dass der Weg, welchen die Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre hindurch zurückzulegen haben, bedeutend grösser ist, wenn die Sonne dem Horizonte nahe steht; je grösser aber der Weg ist, den die Sonnenstrahlen in der Atmosphäre zurücklegen, desto mehr Licht und Wärme wird absorbirt werden.

Um annähernd die Wärmeabsorption in der Atmosphäre zu bestimmen, hat Herschel ein Instrument construirt, Pouillet gab diesem

welches den Namen Pyrheliometer hat. Pouillet gab diesem Instrumente folgende vervollkommnete Einrichtung:

Das cylindrische Gefäss *v*, Fig. 311, ist aus dünnem Silberblech gemacht; sein Durchmesser beträgt ungefähr 1 dcm, seine Höhe 14 bis 15 mm, so dass es ungefähr 100 g Wasser aufnehmen kann. In dem Gefässe befindet sich die Kugel eines Thermometers, dessen Röhre durch einen das Gefäss verschliessenden Kork in eine hohle Metallröhre hineinragt; diese Metallröhre geht durch zwei Hülsen bei *c* und *c'*, so dass sie mit dem Gefässe *v* mittelst des Knopfes *b* beständig um ihre Axe gedreht werden kann; diese Umdrehung hat den Zweck, das Wasser im Gefässe *v*

in beständiger Bewegung zu erhalten, damit sich die Wärme in demselben möglichst gleichförmig verbreitet.

Die obere Fläche des Gefässes v ist mit Russ sorgfältig geschwärzt. Die Scheibe d hat denselben Durchmesser wie das Gefäss v ; richtet man also das Instrument so gegen die Sonne, dass der Schatten des Gefässes v gerade die Scheibe d deckt, so kann man sicher sein, dass die Sonnenstrahlen die vordere Fläche des Gefässes rechtwinklig treffen.

Wenn die geschwärzte Oberfläche des Instrumentes rechtwinklig von den Sonnenstrahlen getroffen wird, so steigt die Temperatur des Wassers in v über die der Umgebung.

Wenn das Gefäss v sich erwärmt, so verliert es auch Wärme, theils durch Strahlung gegen den Himmelsraum, theils an die Umgebung. Wenn ein solcher Verlust nicht stattfände, so würde die durch den wärmenden Einfluss der Sonnenstrahlen hervorgebrachte Temperaturerhöhung des Gefässes v jedenfalls bedeutender sein als die, welche man beobachtet; um also auf die Wärme schliessen zu können, welche dem Instrumente wirklich durch die Sonnenstrahlen zugeführt wird, ist an den beobachteten Temperaturerhöhungen eine Correction anzubringen. Der Versuch wird deshalb in folgender Weise angestellt.

Wenn das Wasser in dem Gefässe die Temperatur der umgebenden Luft hat, wird das Instrument nahe an dem Orte, wo man es den Sonnenstrahlen aussetzen will, im Schatten aufgestellt, und zwar so, dass die Wärme von der berussten Fläche frei gegen den Himmel ausstrahlen kann. Man beobachtet nun fünf Minuten lang die Erkaltung; in der folgenden Minute bringt man einen Schirm vor die schwarze Fläche und richtet dann den Apparat so, dass die Sonnenstrahlen rechtwinklig einfallen, wenn man am Ende der sechsten Minute den Schirm wegnimmt. Während der folgenden fünf Minuten beobachtet man die durch die Sonnenstrahlen hervorgebrachte Temperaturerhöhung, indem man das Wasser des Gefässes v in beständiger Bewegung erhält; am Ende der elften Minute setzt man den Schirm wieder vor, zieht den Apparat an seine frühere Stelle zurück und beobachtet dann die während der folgenden fünf Minuten stattfindende Erkaltung.

Es sei g die in fünf Minuten durch die Sonnenstrahlen hervorgebrachte Temperaturerhöhung, r und r' die Temperaturabnahme, welche der Apparat in den fünf vorhergehenden und in den fünf folgenden Minuten erleidet, so ist die Temperaturerhöhung t , welche durch die Sonnenstrahlen hervorgebracht sein würde, wenn kein Wärmeverlust stattgefunden hätte:

$$t = g + \frac{r + r'}{2}.$$

Die folgende Tabelle enthält die Resultate von fünf Beobachtungsreihen, welche Pouillet mit dem Pyrheliometer angestellt hat.

Beobachtungsstunden	Dicke der durchlaufn. Luftschicht	Beobachtete Temperaturerhöhung	Berechnete Temperaturerhöhung	Unterschiede
---------------------	-----------------------------------	--------------------------------	-------------------------------	--------------

Am 28. Juni 1837

7 Uhr 30 M. Morgens .	1,860	3,80 ⁰	3,69 ⁰	+ 0,11
10 " 30 " " .	1,164	4,00	4,62	- 0,62
Mittag	1,107	4,70	4,70	0
1 Uhr	1,132	4,65	4,67	- 0,02
2 "	1,216	4,60	4,54	+ 0,06
3 "	1,370	"	4,32	"
4 "	1,648	4,00	3,95	+ 0,05
5 "	2,151	"	3,36	"
6 "	3,165	2,40	2,42	- 0,02

Am 27. Juli 1837

Mittag	1,147	4,90	4,90	0
1 Uhr	1,174	4,85	4,86	- 0,01
2 "	1,266	4,75	4,74	+ 0,01
3 "	1,444	4,50	4,51	- 0,01
4 "	1,764	4,10	4,13	- 0,03
5 "	2,174	3,50	3,49	+ 0,01
6 "	3,702	3,35	3,42	- 0,07

Am 22. September 1837

Mittag	1,507	4,60 ⁰	4,60 ⁰	0
1 Uhr	1,559	4,50	4,54	- 0,04
2 "	1,723	4,30	4,36	- 0,06
3 "	2,102	4,00	3,97	+ 0,03
4 "	2,898	3,10	3,24	- 0,14
5 "	4,992	"	1,91	"

Am 4. Mai 1838

Mittag	1,191	4,80	4,80	0
1 Uhr	1,223	4,70	4,76	- 0,06
2 "	1,325	4,60	4,62	- 0,02
3 "	1,529	4,30	4,36	- 0,06
4 "	1,912	3,90	3,92	- 0,02
5 "	2,603	3,20	3,22	- 0,02
6 "	4,311	1,95	1,94	+ 0,01

Beobachtungsstunden	Dicke der durchlaufn. Luftschicht	Beobachtete Temperaturerhöhung	Berechnete Temperaturerhöhung	Unterschiede
Am 11. Mai 1838				
11 Uhr	1,193	5,05	5,06	— 0,01
12 "	1,164	5,10	5,10	0
1 "	1,193	5,05	5,06	— 0,01
2 "	1,288	4,85	4,95	— 0,10
3 "	1,473	4,70	4,73	— 0,03
4 "	1,812	4,20	4,37	— 0,17
5 "	2,465	3,65	3,67	— 0,02
6 "	3,943	2,70	2,64	+ 0,06

Die erste Columne dieser Tabelle enthält die Beobachtungsstunden, die zweite die Dicke der von den Sonnenstrahlen durchlaufenen Luftschicht, die verticale Höhe der Atmosphäre gleich 1 gesetzt; die dritte enthält die beobachtete, die vierte die von Pouillet nach einer Formel, von der sogleich die Rede sein wird, berechnete Temperaturerhöhung des Wassers im Pyrheliometer.

Aus dieser Tabelle sehen wir nun zunächst, dass die Sonnenstrahlen um so mehr an wärmender Kraft verlieren, je weiter der Weg ist, welchen sie in der Atmosphäre zurückzulegen haben. Betrachten wir z. B. die Beobachtungen vom 11. Mai 1838, so finden wir, dass um 1 Uhr Nachmittags die Temperaturerhöhung $5,05^{\circ}$ betrug, um 5 Uhr, wo die Dicke der durchlaufenen Luftschicht ungefähr doppelt so gross war, betrug die Temperaturerhöhung nur $3,65^{\circ}$, sie war also um $1,4^{\circ}$ geringer; für die dreifache Dicke der Luftschicht, ungefähr um 6 Uhr Abends, war die Temperaturerhöhung nur $2,7^{\circ}$, also abermals um $0,9^{\circ}$ geringer.

Man sieht daraus, dass die wärmende Kraft der Sonnenstrahlen in einem etwas weniger raschen Verhältniss abnimmt als die Dicke der durchlaufenen Luftschicht wächst.

Es fragt sich nun, ob man aus solchen und ähnlichen Versuchen ein Gesetz für die Absorption der Wärmestrahlen in der Luft in der Weise ableiten kann, dass sich daraus die absolute Grösse der atmosphärischen Absorption ergibt, dass man also die Temperaturerhöhung berechnen kann, welche das Wasser im Heliometer erfahren würde, wenn man das Instrument an die Grenze der Atmosphäre bringen könnte.

Pouillet hat gefunden, dass sich die Formel

$$t = ap^6$$

recht gut den Beobachtungen anschliesst, wenn man für a immer den constanten Werth 6,72, für p aber einen Werth setzt, der von einem Tage zum anderen sich ändert. Dieser Werth von p ist nach den Beobachtungen vom

28. Juni	0,7244
27. Juli	0,7585
22. September	0,7780
4. Mai	0,7556
11. Mai	0,7888

Für ε ist die jedesmalige Dicke der durchlaufenen Luftschicht zu setzen, wie sie in der zweiten Columne steht; nach dieser Formel sind die Werthe der vierten Columne berechnet.

Pouillet schliesst nun weiter, dass, wenn man in dieser Formel $\varepsilon = 0$ setzt, man die Temperaturerhöhung erhalten müsse, welche das Pyrheliometer an der Grenze der Atmosphäre oder in dem Falle erfahren würde, dass die Atmosphäre keine Wärmestrahlen absorbirte. Man erhält für $\varepsilon = 0$

$$t = a = 6,72.$$

An der Grenze der Atmosphäre würde demnach die Temperatur des Instrumentes um $6,72^\circ$ über die Temperatur der Umgebung steigen. Es werden demzufolge selbst am Mittag an ganz heiteren Tagen ungefähr $\frac{1}{3}$ der von der Sonne kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbiert; wenn der Himmel bewölkt oder nur mit einem Schleier überzogen ist, muss die Wärmeabsorption in der Luft noch viel bedeutender sein.

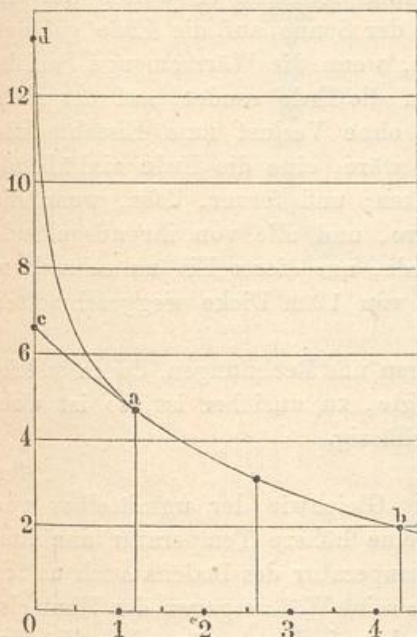
Dieses Resultat kann jedoch kaum als ein annähernd richtiges angesehen werden, wie sich aus folgender Betrachtung ergibt.

In dem Lehrbuch der Physik (8. Aufl. 2. Bd. 2. Abth. S. 556) ist gezeigt, dass, wenn Wärmestrahlen auf ein absorbirendes Mittel fallen, in den ersten Schichten eine stärkere Absorption stattfindet als in den folgenden. Die Wärmemengen, welche durch eine Glasplatte von 3, von 5 und von 7 mm Dicke gehen, verhalten sich zu einander, wenn als Wärmequelle die Locatelli'sche Lampe dient, wie $65,3 : 62 : 60$. Gesetzt nun, man hätte nur mit diesen drei Platten Versuche angestellt, man wüsste aber nicht, welches die directe Wirkung der Wärmequelle ist, könnte man sie wohl mit einiger Sicherheit aus diesen drei Versuchen ableiten? Gewiss nicht! Hier aber haben wir genau denselben Fall.

Die Curve ab , Fig. 312, stellt das Gesetz dar, nach welchem die erwärmende Kraft der Sonnenstrahlen abnimmt, wenn die Dicke der Luftschicht wächst. Die Curve ist nach den am 4. Mai 1838 Mittags um 5 und um 6 Uhr gemachten Beobachtungen construirt, die Dicken der durchlaufenen Schichten sind als Abscissen, die entsprechenden Temperaturerhöhungen als Ordinaten aufgetragen. Um zu finden, wie gross die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre sein würde, muss man die Curve auch noch jenseits a , nach der Ordinate 0 hin, so verlängern, wie das Curvenstück innerhalb ab andeutet, d. h. so, dass das angesetzte Curvenstück mit dem schon vorhandenen eine continuirliche krumme Linie bildet; auf diese Weise ist die Curve bis c fortgesetzt,

und danach wäre denn allerdings die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre $6,7^{\circ}$; allein wir können die Curve ba auch noch auf andere Weise fortsetzen, wir können sie nach d führen, und die Curve dab würde immer noch eine continuirliche krumme Linie sein, und wenn dieser Lauf der Curve das wahre Verhältniss darstellte, so würde die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre 13° sein, in diesem Falle würden selbst am Mittag weit mehr als die Hälfte aller von der Sonne zur Erde kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbiert. Eines ist so gut möglich wie das andere, der Lauf der Curve innerhalb ab enthält nicht Bestimmungsstücke genug, um sie ausserhalb

Fig. 312.



dieser Grenzen mit Sicherheit fortsetzen zu können.

Wenn man eine Formel ausfindig macht, welche sich wie die Pouillet'sche den Beobachtungen ziemlich gut anschliesst, so folgt daraus noch nicht, dass sie den wahren Zusammenhang darstellt; man kann noch viele andere Formeln ausfindig machen, welche eben so gut, vielleicht auch noch besser, zu den Beobachtungen passen und welche doch für den Fall, dass man die Dicke der durchlaufenen Luftschicht gleich Null setzt, ganz andere Werthe für die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre geben.

Solche Formeln sind ganz zweckmässig, um innerhalb der Beobachtungsgrenzen Zwischenwerthe zu berechnen, über diese Grenzen hin-

aus kann man sie jedoch nicht mehr mit Sicherheit gebrauchen. Hätte man z. B. für verschiedene Temperaturen zwischen 20° und 80° die Dichtigkeit des Wassers mit der grössten Genauigkeit bestimmt, hätte man für die Abhängigkeit zwischen der Temperatur und der Dichtigkeit eine Formel construirt, welche sich den Beobachtungen sehr gut anschliesst, so würde sich aus denselben doch wohl schwerlich beweisen lassen, dass das Wasser bei 4° ein Dichtigkeitsmaximum hat, wenn man es nicht schon zum Voraus gewusst hätte.

Aus der Betrachtung der Fig. 312 zeigt sich, dass man die Curve von a aus nicht wohl zu einem tieferen Punkte der Ordinate 0 führen kann als zum Punkte c , dass also die Wärmeabsorption in der Atmosphäre wenigstens so gross ist, wie Pouillet gefolgert hat, d. h. dass also selbst für grosse Sonnenhöhen wenigstens $\frac{1}{3}$ aller von der Sonne nach der Erde kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbiert werden.

Dass aber die Absorption der Wärmestrahlen in der Luft in der That eine viel bedeutendere sein muss, als man nach der Pouillet'schen Rechnung erwarten sollte, geht auch aus den im zweiten Bande des Lehrbuchs der Physik besprochenen Versuchen Tyndall's über die Diathermanität der Gase, sowie aus den oben §. 149, S. 426 besprochenen Resultaten hervor, zu welchen Wild in Betreff der Lichtabsorption in der Atmosphäre gelangt ist.

Pouillet berechnet in der Voraussetzung, dass die Temperaturerhöhung des Pyrheliometers in fünf Minuten wirklich $6,72^{\circ}$ betragen würde, wenn die Atmosphäre keine Wärmestrahlen absorbirte, die Wärmequantität, welche in der angegebenen Zeit dem Instrumente durch die Sonnenstrahlen zugeführt würde; daraus schliesst er weiter auf die Wärmemenge, welche überhaupt von der Sonne auf die Erde gelangt, und kommt so zu dem Resultat, dass, wenn die Wärmemenge, welche die Sonne im Laufe eines Jahres auf die Erde sendet, auf derselben gleichförmig vertheilt wäre und sie ohne Verlust zum Eisschmelzen verwendet würde, alsdann im Stande wäre, eine die Erde einhüllende Eisschicht von 31 m Dicke zu schmelzen; und ferner, dass, wenn die Sonne ringsum von Eis umgeben wäre, und alle von ihr ausgehende Wärme ausschliesslich verwendet würde, um dieses Eis zu schmelzen, alsdann in einer Minute eine Schicht von 12 m Dicke weggeschmolzen werden würde.

Da die Grundlage der Betrachtungen und Rechnungen, durch welche Pouillet zu diesem Resultate gelangte, zu unsicher ist, so ist wohl eine nähere Erörterung derselben überflüssig.

198 Die nächtliche Strahlung. Gleichwie der unmittelbar von den Sonnenstrahlen getroffene Boden eine höhere Temperatur annimmt als die umgebende Luft, so sinkt die Temperatur des Bodens auch unter die Lufttemperatur, wenn er des Nachts seine Wärme gegen den Himmelsraum ausstrahlt, ohne dass ihm von dorthin ein Ersatz für seinen Wärmeverlust zukäme, wie dies unter anderen die von Wells angestellten Versuche beweisen.

Wenn man in einer ruhigen, heiteren Nacht kleine Massen von Heu oder Gras, Wolle, Baumwolle oder andere lockere, die Wärme schlecht leitende Substanzen auf den Boden legt, so findet man nach einiger Zeit, dass ihre Temperatur 6, 7, ja 8° C. niedriger ist als die Temperatur der Luft, in einer Höhe von 2 bis 3 m über dem Boden.

An Orten, an welche die Sonnenstrahlen nicht hindringen, von welchen aus aber ein grosser Theil des Himmels sichtbar, ist dieses Sinken der Temperatur des Grasses, der Baumwolle u. s. w. unter die Lufttemperatur schon drei bis vier Stunden nach Mittag merklich; aber erst die nächtliche Strahlung bringt eine bedeutende Erkaltung der Erdoberfläche hervor.