



UNIVERSITÄTS-  
BIBLIOTHEK  
PADERBORN

## **Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik**

**Müller, Johann Heinrich Jacob**

**Braunschweig, 1894**

186. Temperaturschwankungen in höheren Luftregionen

---

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

ist, lässt den Einfluss des Alpensystems auf den Verlauf der Isothermen deutlich hervortreten.

Der Verlauf der Isothermen in gebirgigen Ländern wird der Natur der Sache nach einige Aehnlichkeit mit dem Verlauf der Isohypsen (Linien gleicher mittlerer Höhe über dem Meeresspiegel) haben, und zwar wird diese Aehnlichkeit um so mehr hervortreten, je grösser der Maassstab der Karten gewählt ist, je mehr man also bei der Darstellung der Höhenschichten sowohl als auch der Isothermen ins Detail eingehen kann.

### 186 Temperaturschwankungen in höheren Luftregionen.

Für Gebirge, welche nicht bedeutend ausgedehnte Hochebenen bilden, sondern vorzugsweise durch hohe Käme und Gipfel gebildet werden, wie dies z. B. für die Alpen der Fall ist, sind die Temperaturschwankungen in der Höhe weit geringer als in der Tiefe, weil isolirte Berge und Bergreihen auf die Temperatur der höheren Luftregionen nur einen unbedeutenden Einfluss ausüben können, und weil die periodischen Temperaturschwankungen des Bodens in der Ebene, welche sich zunächst den unteren Luftschichten mittheilen, in der Höhe in ihrer Wirkung schon abgeschwächt sind, ehe sie merklich werden.

So fand z. B. Kämtz auf dem Rigi als Mittel aus einer Beobachtungsreihe von mehreren Wochen die Differenz des täglichen Maximums und Minimums =  $3,8^{\circ}\text{C.}$ , während diese Differenz zu Zürich gleichzeitig  $9,5^{\circ}\text{C.}$  betrug.

Auf dem St. Bernhard beträgt (Tab. S. 510) die Differenz zwischen den mittleren Temperaturen des wärmsten und des kältesten Monats nur  $15,2^{\circ}\text{C.}$ , während für Genf dieser Unterschied auf  $18,9^{\circ}\text{C.}$  steigt.

So wurde z. B. ferner auf dem Pikes Peak in den Felsengebirgen (4314 Meter) in fünf Wintern keine niedrigere Temperatur gemessen als  $-38,3^{\circ}\text{C.}$ , während in Denver am Fusse des Gebirges (1606 Meter) in derselben Zeit die Temperatur bis auf  $-33,9^{\circ}\text{C.}$  fiel, also im Minimum nur um  $4,4^{\circ}$  höher war; im Sommer dagegen kommen dort weit grössere Temperaturdifferenzen vor. Im Mittel ist die Temperatur auf dem Pikes Peak im Januar um  $12^{\circ}\text{C.}$ , im Juli um  $18^{\circ}\text{C.}$  und im Laufe des ganzen Jahres um  $17^{\circ}\text{C.}$  niedriger als in Denver.

Da nun die Schwankungen der Temperatur benachbarter, aber ungleich hoch gelegener Orte einander nicht parallel gehen, so ist klar, dass die Temperaturdifferenz zwischen zwei solchen Orten nicht constant bleiben kann, dass sie mit der Jahreszeit sich ändert. So beträgt die Differenz der mittleren Januartemperatur für Genf und den St. Bernhard nur  $8,9^{\circ}\text{C.}$ , während der Unterschied der mittleren Julitemperatur  $12,6^{\circ}\text{C.}$  ist.

Daraus folgt dann auch, dass die Höhe, um welche man sich durchschnittlich erheben muss, damit die Temperatur um  $1^{\circ}\text{C.}$  sinkt, nicht für alle Zeiten des Jahres dieselbe ist; sie ist grösser im Winter, kleiner im Sommer.

Die Einwirkung des erwärmten Bodens kann sich nur nach und nach auf die höheren Luftschichten erstrecken. Es ist also immer eine mehr oder weniger bedeutende Zeit nöthig, bis sich die in der Tiefe stattfindenden Temperaturschwankungen in grössere Höhen fortpflanzen; dadurch aber wird nothwendiger Weise die Zeit des täglichen und des jährlichen Maximums verschoben, und zwar muss es auf den Höhen später eintreten als im Thal. Den Beobachtungen von Kämtz zufolge findet in der That in den Sommermonaten auf dem Rigi (1800 m hoch) das Maximum der Temperatur erst um 5 Uhr Nachmittags statt.

Ebenso findet eine Verspätung des jährlichen Temperaturmaximums auf hohen Bergen statt. Während in Genf der Juli entschieden der heisseste Monat ist, ist auf dem St. Bernhard die mittlere Temperatur des Juli und des August fast gleich; es ist also offenbar die Zeit der grössten Wärme gegen den August hin verschoben.

Bei plötzlich eingetretener strenger Winterkälte, namentlich in der Gegend der barometrischen Maxima, kommt es öfters vor, dass es an höher gelegenen Orten wärmer ist als an tiefer gelegenen. So stand zu Dresden das Thermometer am 23. Januar 1823 auf  $-34^{\circ}\text{C.}$ , während es auf dem Königsstein nur  $-21^{\circ}\text{C.}$  zeigte. Am 22. Januar 1850 fiel das Thermometer auf dem Brocken nur auf  $-13^{\circ}\text{C.}$ , während es auf der umgebenden Niederung auf  $-25^{\circ}\text{C.}$  fiel.

Noch ein anderer Umstand veranlasst manchmal, dass es in der Höhe wärmer ist als in der Tiefe, wenn nämlich bei windstillem Wetter die Thäler mit Nebel bedeckt sind, während sich die Höhen des Sonnenscheins erfreuen, wie dies in Gebirgsgegenden im Spätherbst und im Winter öfters der Fall ist. So ist z. B. das Aarethal bei Solothurn in den letzten Monaten des Jahres oft Wochen lang in Nebel gehüllt, während man von der Höhe des Weissensteins bei herrlichem Sonnenschein das wogende Nebelmeer übersieht, aus welchem einzelne Anhöhen gleich Inseln hervortauchen, während im Süden die lichten Alpenfirnen diese einförmige Nebelfluth begrenzen.

Vergleicht man an einem solchen Nebeltage die Temperatur der meteorologischen Station Solothurn mit der der Station Weissenstein, so findet man letztere namhaft höher. Am 9. December 1863 um 1 Uhr Nachmittags war z. B. die Lufttemperatur zu Solothurn  $+0,2^{\circ}\text{C.}$ , auf dem Weissenstein aber  $+7^{\circ}\text{C.}$

Eine hiermit zusammenhängende Erscheinung besteht darin, dass Pflanzen häufiger in Thälern als auf Hügeln dem Erfrieren ausgesetzt sind, denn bei windstillem Wetter lagern sich die kältesten Luftschichten vorzugsweise in den am niedrigsten gelegenen Gegenden.

Während für grössere Höhendifferenzen die höheren Luftschichten nur ausnahmsweise wärmer sind als die tieferen, steigt die Temperatur der Luft meist, wenn man sich in den untersten Luftschichten vom Boden aus bis zu einer gewissen Höhe erhebt. So fand z. B. Prestel (Jelinek, Zeitschrift für Meteorologie, 2. Bd.) für Emden als Resultat

langjähriger Beobachtungen folgende Werthe der mittleren Monats-temperatur der Luftschichten, welche sich 1'', 17' 3'' und 28' 4'' über dem Boden befinden:

	1''	17' 3''	28' 4''
Januar . . . . .	- 0,27 <sup>0</sup> R.	+ 0,11 <sup>0</sup> R.	- 0,01 <sup>0</sup> R.
Februar . . . . .	+ 0,49	0,94	+ 0,94
März . . . . .	2,13	2,71	2,85
April . . . . .	5,20	5,98	6,21
Mai . . . . .	8,48	9,47	9,76
Juni . . . . .	11,52	12,50	12,88
Juli . . . . .	12,53	13,54	13,85
August . . . . .	12,52	13,63	13,93
September . . . . .	10,24	11,20	11,48
October . . . . .	7,10	7,92	8,03
November . . . . .	3,15	3,61	3,58
December . . . . .	1,13	1,46	1,44

In einer Höhe von 17' bis 28' ist also die mittlere Temperatur aller Monate höher als die unmittelbar auf dem Boden aufliegende Luftschicht.

Pictet fand zu Genf bei stillem, heiterem Wetter, 2 bis 2<sup>1</sup>/<sub>2</sub> Stunden nach Sonnenaufgang, die Temperatur der freien Luft in einer Höhe von 85 Fuss über dem Boden gleich der in einer Höhe von 5 Fuss. Mit steigender Sonne stieg dann das untere Thermometer rascher als das obere bis zur heissesten Tageszeit, wo das untere Thermometer ungefähr 2<sup>0</sup> höher stand als das obere. Nachher nahm die Differenz der beiden Thermometer bis kurz vor Sonnenuntergang wieder ab, während in der Nacht das obere Thermometer höhere Temperaturen angab.

Bei ganz bedecktem Himmel, bei dichtem Nebel oder bei heftigem Winde war der Stand der beiden Thermometer der gleiche.

187 **Temperaturverhältnisse der Hochebenen.** Ein isolirter, hoch in die Luft hineinragender Bergkegel oder ein Bergkamm wird die höheren Regionen der Atmosphäre nicht merklich erwärmen können, weil die Winde in jedem Augenblicke nur kalte Luftmassen an ihm vorbeiführen. Eine Hochebene von bedeutendem Umfange aber kann sich unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen bedeutend erwärmen, indem sie von einer weniger dichten und weniger hohen Luftschicht bedeckt ist als die tieferen Gegenden, weil also die Sonnenstrahlen, welche eine Hochebene treffen, durch Absorption in der Luft weniger Wärme verloren haben als die, welche zur Tiefe gelangen. Eine Hochebene kann also auch einen merklichen Einfluss auf die Erwärmung der höheren Luftregionen ausüben, welche über ihr schweben und welche eben wegen