universität innsbruck
Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Meteorologie

Trabert, Wilhelm

Berlin [u.a.], 1918

Wärmeverteilung über der Erdoberfläche

urn:nbn:at:at-ubi:2-5058

Wärmeverteilung über der Erdoberfläche.

§ 19. Die Isothermen.

Im Lauf der Zeit hat sich ein riesiges Material von Temperaturbeobachtungen aus allen Gebieten der Erde aufgehäuft. Wir vermögen auch die einzelnen Werte durch Reduktion auf eine bestimmte 30- oder 50jährige Epoche untereinander zu vergleichen. Niemand würde jedoch imstande sein, dieses an sich tote Zahlenmaterial zu überblicken, wenn nicht Alex. v. Humboldt durch Einführung der „Isothermen", d. h. jener Linien, welche alle Punkte von gleicher Temperatur auf der Erdoberfläche miteinander verbinden, ein Mittel geschaffen hätte, mit einem Blick die Gesetzmäßigkeit in der scheinbaren Regellosigkeit zu erkennen.

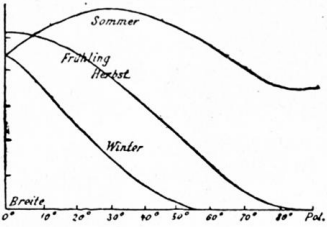


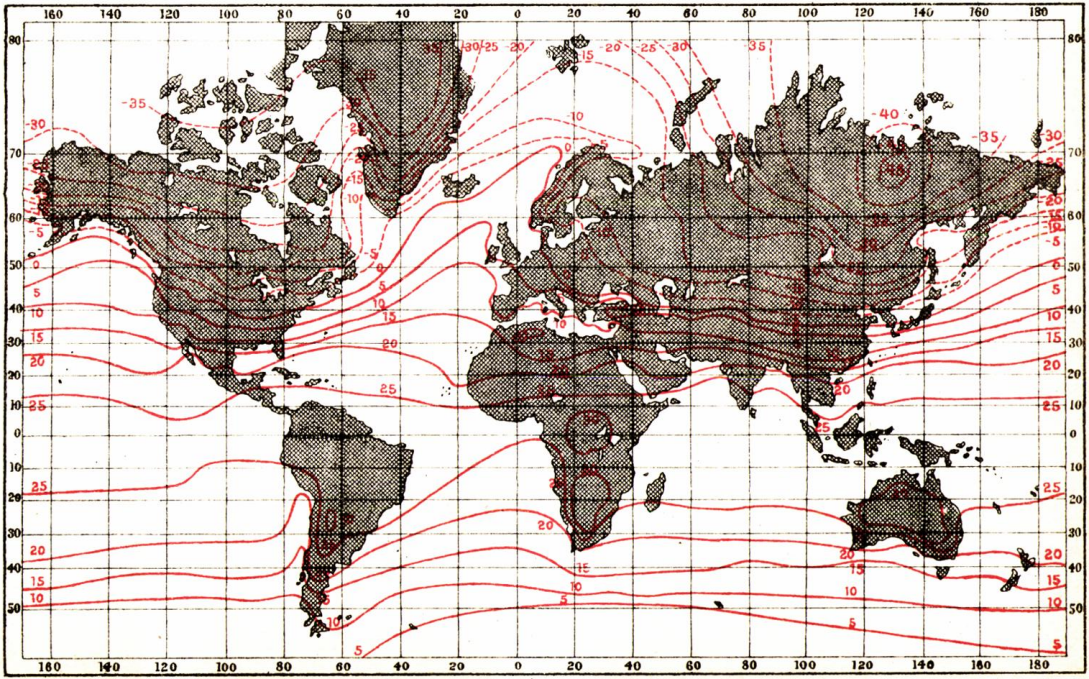
Fig. 18. Jährliche Strahlenmenge in den verschiedenen Breiten.

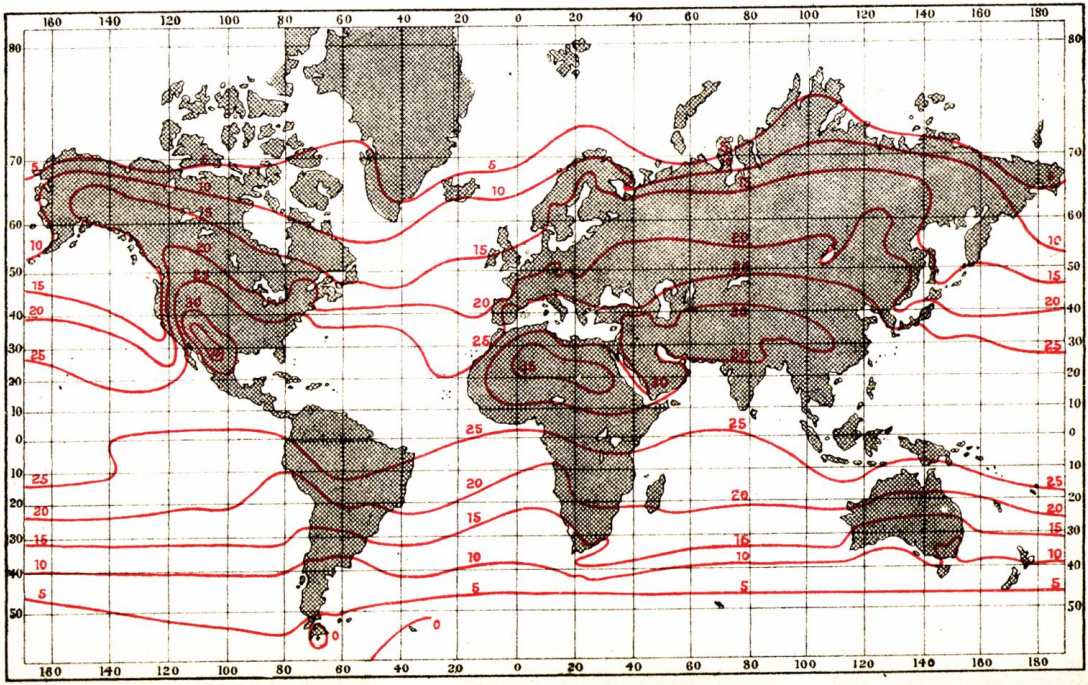
Dove, Hann, Buchan u. a. haben derartige Isothermenkarten sowohl für das Jahr, als für die einzelnen Monate entworfen.

Ein Blick auf dieselben (Fig. 16 und 17, siehe Tafeln) lehrt uns die Temperaturabnahme vom Äquator zum Pol, die hohen Temperaturen des Landes im Sommer, die niedrigen im Winter, die großen Temperaturgegensätze auf der nördlichen Hemisphäre in der kalten Jahreszeit und die weit gleichmäßigere Temperaturverteilung in allen Jahreszeiten auf der südlichen Wasserhemisphäre.

Nicht bloß die geographische Breite und die durch sie bedingte Menge der Sonnenstrahlung[1]), welche auf einen Par-

[1]) Deren Betrag für die einzelnen Breiten ist in Fig. 18 nach Angot graphisch dargestellt.




160 140 120 100 80 60 40 20 0 20 40 60 80 100 120 140 160 180
80 70 60 50 40 30 20 10 0 10 20 30 40 50
5 10 15 20 25 30 35 40 45 50
0

allelkreis entfällt, sondern auch die Land- und Meeresverteilung zeigt sich somit als ein wesentlicher Grund für die Verteilung der Wärme auf der Erde.

§ 20. Mitteltemperaturen der Parallelkreise.

Wo immer verschiedene Ursachen sich als wirksam erweisen, dort ist es ein Gebot der Wissenschaft, dieselben zu trennen, um so die Wirkung jeder einzelnen übersehen zu können.

So hat man denn auch bei dem Problem der Wärmeverteilung zunächst den Einfluß der geographischen Breite für sich darzustellen versucht. Schon Dove hat für die einzelnen Parallelkreise Mitteltemperaturen gebildet; zum gleichen Zweck ist das neuere Beobachtungsmaterial von Spitaler und Bachelder verwendet worden. Die von Spitaler ermittelten Temperaturen sollen von 15 zu 15° hier Platz finden.

Breite:	0°	15°	30°	45°	60°	75°
	Mitteltemperaturen in ° C.					
Nordhem.	25,9	26,3	20,3	9,6	—0,8	—13,3
Südhem.	25,9	24,2	18,5	8,9	0,2	(— 6,8)

Spitaler und Zenker haben auch den Versuch gemacht, aus diesen Werten die Temperaturverteilung auf einer reinen Land- und einer reinen Wasserhemisphäre zu berechnen. Spitaler hat dies getan, indem er mit Hilfe einer aus den Mitteltemperaturen gewonnenen empirischen Formel die Beziehung zwischen der Temperatur T, der Breite φ und dem Verhältnis n von Land und Meer auf dem betreffenden Parallelkreis darstellte[1]).

Fig. 19 gibt eine übersichtliche Darstellung der Temperaturverteilung auf einer Land- und einer Wasserhemisphäre: sie zeigt zugleich den Grund für die Verschiedenheiten zwi-

[1]) $T = -2{,}43 + 17{,}6 \cos \varphi + (7{,}1 + 19{,}3\, n) \cos 2\varphi$.

schen der Nord- und der Südhemisphäre und die Ursache der Verschiebung des Wärmeäquators auf die nördliche Hemisphäre. In den niederen Breiten, wo die Einstrahlung der Sonne die Ausstrahlung überwiegt, wirkt eben das Land temperaturerhöhend, in den höheren Breiten, wo es sich umgekehrt verhält, erniedrigend. Das Land verschärft mit einem Wort die Extreme, aber ohne das Gesamtmittel zu verändern; und so zeigt sich denn auch, so weit unsere Beobachtung reicht, daß die Nord- und Südhemisphäre eine gleiche Mitteltemperatur von etwa 15° C besitzen.

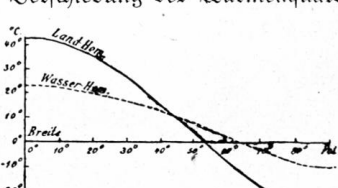


Fig. 19. Temperaturverteilung auf einer Land- und Wasserhalbkugel.

§ 21. Isanomalen.

Nicht minder deutlich gibt sich der Einfluß der Land- und Meeresverteilung kund, wenn man, wie dies zuerst Dove getan hat, die Abweichung der Temperatur jedes einzelnen Ortes von der Mitteltemperatur seines Parallelkreises ermittelt oder, wie dies neuerdings von Precht geschehen ist, die Abweichung von jener Temperatur sucht, die der betreffende Polarkreis bei gleichmäßiger Land- und Meerverteilung besitzen würde[1]). Man hat die Punkte mit gleicher Abweichung („Anomalie") durch Linien, die Isanomalen, verbunden; auch diese Linien (Fig. 20, siehe Tafeln) lassen recht deutlich[2]) in höheren Breiten (etwa oberhalb 40° Breite) das Land als zu kalt, das Meer als zu warm erkennen. Sie

[1]) Auch diese kann man ja aus der Spitalerschen Formel berechnen, indem man n = 0,2443, d. i. das Verhältnis von Land und Meer für die gesamte Erde, setzt.

[2]) Wir verdanken es der Güte des Herrn Dr. W. Precht, daß wir die von ihm entworfene Isanomalenkarte in Fig. 20 hier zum erstenmal veröffentlichen können.

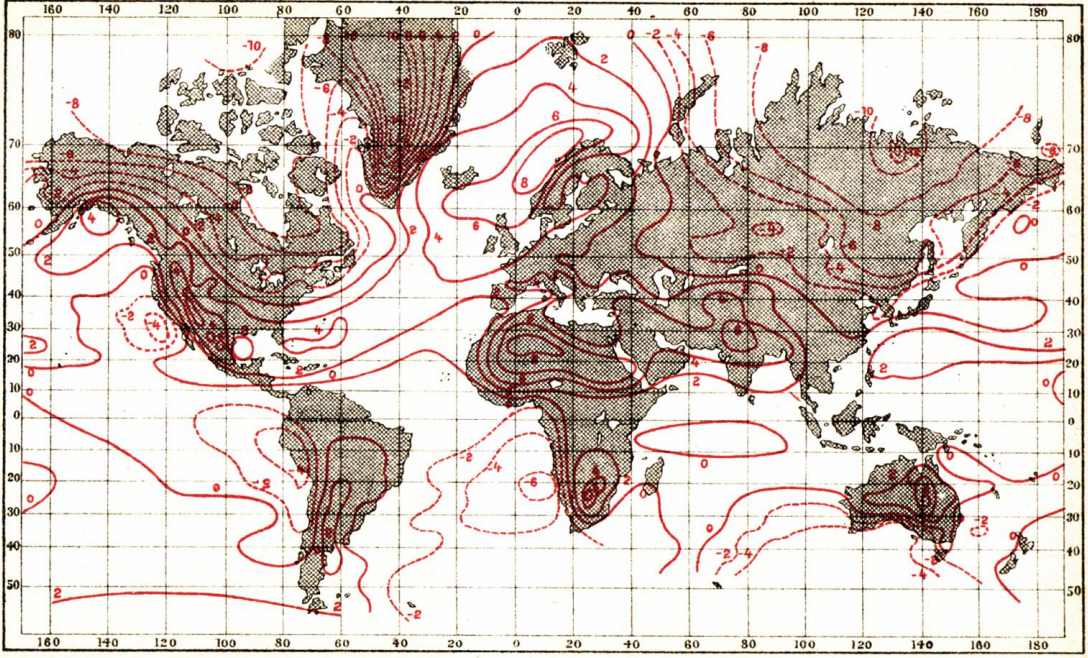


Fig. 20. Isanomalen der Jahrestemperatur nach Precht.
—— Temperaturen über dem Normalen. - - - - Temperaturen unter dem Normalen.

zeigen aber auch die wichtige, uns jedoch erst später durch die allgemeine Windverteilung verständliche Erscheinung, daß hier die Westküsten der Kontinente zu warm, die Ostküsten zu kalt sind. Die niederen Breiten verhalten sich dagegen in jeder Hinsicht umgekehrt. Auch den Einfluß der Meeresströmungen, wie z. B. des warmen Golfstromes an der Westküste Skandinaviens, lassen sie leicht erkennen.

§ 22. Abnahme der Temperatur mit der Höhe.

Bezüglich der vertikalen Temperaturverteilung haben die Beobachtungen bis zu den Höhen, wohin unsere Bergstationen reichen, als regelmäßige Erscheinung eine Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe, und zwar um rund einen halben Grad pro 100 m ergeben. Diese Abnahme ist stärker am Nachmittag, geringer in der Nacht, am größten in den Monaten Mai oder Juni (etwa 0,65° C pro 100 m), am kleinsten im Dezember oder Januar (etwa 0,35° C). Unmittelbar über dem Boden bis zu den Höhen von einigen hundert Metern pflegt aber nachts und im Winter die Temperatur sogar mit der Höhe zuzunehmen, es stellt sich die sogenannte „Temperaturumkehr" ein. Besonders im Gebirge, wo sich die kalten, schwereren Luftmassen in Tälern und Kesseln ansammeln, also gerade die tiefsten Lagen im Winter abnorm niedrige Temperaturen aufweisen, ist diese Erscheinung sehr schön ausgeprägt. Die Temperatur wächst dann, zu je höheren Lagen man emporsteigt. In den Salzburger Tauern und in Kärnten tritt diese Umkehr so oft ein, daß im Dezember- und Januarmittel die Temperaturabnahme nur 0,15° pro 100 m beträgt.

Umgekehrt zeigen im Hochsommer in den Nachmittagsstunden die dem erhitzten Erdboden unmittelbar benachbarten Schichten bis zu etwa 2 m Höhe oft eine außerordentlich rasche Temperaturabnahme.

Auch in den Tropen hat man eine Abnahme der Temperatur um etwa $^1/_2$° C pro 100 m gefunden, so daß sich die Nullgradisotherme in etwa 5100 m Höhe befindet. Fig. 21 gibt eine übersichtliche Darstellung des Ansteigens der einzelnen Isothermen vom Pol zum Äquator.

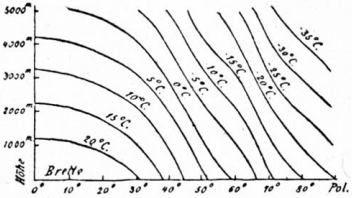


Fig. 21. Isothermen in einem Querschnitt durch die Atmosphäre.

Doch nicht bloß im Gebirge hat man diese Temperaturabnahme gefunden: auch in der freien Atmosphäre ist die vertikale Temperaturverteilung eine nicht wesentlich andere.

Nach Ballonfahrten, bei welchen durchaus mit einem Aspirationspsychrometer die Temperatur abgelesen wurde, und nach den Angaben der mit selbstschreibenden Instrumenten ausgerüsteten Ballons ergaben sich für die Temperaturabnahme pro 100 m in °C in den einzelnen Höhenschichten über Mitteleuropa die folgenden Werte:

Schichte:	1—2	2—3	3—4	4—5	5—6	6—7	7—8	8—9	9—10 km
Temp.-Abn.:	0,45	0,52	0,60	0,62	0,71	0,73	0,75	0,64	0,50°

Die Temperatur nimmt bis zu 8 km Höhe um so rascher ab, je höher man steigt.

Von 10 000 km an beobachtet man wieder eine Zunahme der Temperatur, oder doch eine isotherme Schichte. Die Bearbeitung von 380 Ballonaufstiegen in Europa ergab für die Luftschichten oberhalb 9 km Höhe folgende mittlere Temperaturen:

Höhe:	9	10	11	12	13	14	15	16 km
Temperatur	—44	—50	—53	—54	—54	—54	—54	—54° C

Oberhalb 11 km scheint die Temperatur nahezu konstant zu sein oder sehr langsam zuzunehmen.

Die Erklärung der normalen Temperaturabnahme mit der Höhe hat früher den Meteorologen große Schwierigkeiten bereitet; heute wissen wir (im § 4 haben wir dies des näheren erörtert), daß jede vertikale Luftzirkulation in diesem Sinne wirken muß. Aufsteigende Luft kühlt sich ab, herabsinkende erwärmt sich. Trockene Luft kühlt sich beim Emporsteigen um 1° pro 100 m ab, gesättigte feuchte Luft etwa um $^1/_2$°. Darum liegen auch die beobachteten Werte der Temperaturabnahme zwischen diesen Grenzen. Bezold konnte daraus auch die raschere Temperaturabnahme in den größeren Höhen erklären. Hier kommt Wasserdampf nur in sehr geringen Beträgen vor, dann wird aber auch die Temperaturabnahme, welche feuchte Luft beim Emporsteigen zeigt, nicht mehr viel von jener bei trockener Luft verschieden sein, d. h. in größeren Höhen muß sich die Temperaturabnahme mehr und mehr dem Betrage von 1° pro 100 m nähern.

Oberhalb von 11 km fehlen offenbar die vertikalen Luftbewegungen. Man nennt jetzt meistens jenen Teil der Atmosphäre, der vom Erdboden bis 11 km reicht, die Troposphäre, jenen oberhalb 11 km die Stratosphäre. In der Troposphäre nimmt die Temperatur mit der Höhe ab; in ihr spielt sich alles das ab, was wir unter dem Begriff „Wetter" zusammenfassen. Auch die später zu besprechende allgemeine Zirkulation zwischen Äquator und Pol ist zum größten Teil auf diese Zone beschränkt. In der Stratosphäre herrscht dagegen überall dieselbe Temperatur von etwa —54° C; diese entspricht dem Temperaturgleichgewicht zwischen Ein- und Ausstrahlung; vertikale Luftströmungen, die in der Troposphäre von außerordentlicher Wichtigkeit sind, fehlen hier; die Schichten befinden sich nahezu im statischen Gleichgewicht.

Wir sehen gleichzeitig, welche Rolle die vertikalen Bewegungen für die Temperaturabnahme mit der Höhe spielen.

Die eigentliche Urſache dieſer letzteren iſt aber der Umſtand, daß die Wärme, welche der Luft durch direkte Abſorption der Sonnenſtrahlen zugeführt wird, nur ſehr gering iſt und ganz in den Hintergrund tritt, während als erſte Wärmequelle für die Atmoſphäre die durch die Sonnenſtrahlen erwärmte Erdoberfläche in Betracht kommt. Je weiter wir uns von der Wärmequelle entfernen, um ſo tiefer wird die Temperatur ſinken. Hiermit ſtimmt die Beobachtung überein, daß auch die Temperatur des Landes wie des Ozeans im Durchſchnitt um etwa 1° C wärmer iſt als die unterſte Luftſchichte. Im Sommer, beſonders nachmittags, ſteigt über dem Lande dieſer Temperaturunterſchied zwiſchen Oberfläche und Luft oft zu ſehr beträchtlichen Werten, ſelbſt in unſeren Gegenden bis zu 15° und mehr an. Wir wiſſen aber auch, daß nicht die Leitung die Wärme vom Erdboden in die oberen Luftſchichten emporführt (die Luft iſt dazu ein viel zu ſchlechter Wärmeleiter), ſondern daß das Aufſteigen der warmen, das Herabſinken der kalten Luft dieſen Wärmeaustauſch vermittelt. Auch die Rolle, welche hierbei der Waſſerdampf ſpielt, haben wir ſchon (vgl. S. 17) kennen gelernt. Wo immer feuchte, geſättigte Luft aufſteigt, da tritt Kondenſation ein, und die Wärme, welche der Waſſerdampf bei ſeiner Verdampfung an der Erdoberfläche verbraucht hat, wird hierbei wieder frei und ſo an die oberen Luftſchichten abgetreten. Außer bei der Konvektion, die wir ſchon kennen gelernt haben, findet im großen ein ſolches Aufſteigen feuchter Luft in den Zyklonen ein Abſteigen trockener Luft in den Antizyklonen ſtatt. Hierauf kommen wir noch zu ſprechen.