

Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Meteorologie

Trabert, Wilhelm

Berlin [u.a.], 1918

Die Temperatur

die uns in der Sonnenstrahlung (in den kalten Bändern) fehlen. Es ist ja ein physikalisches Gesetz, daß ein Körper, wenn er selbst strahlt, gerade jene Wellenlängen aussendet, die er sonst absorbiert.

Die Temperatur.

§ 14. Die Temperatur und ihre Messung.

Unter allen Veränderungen in der Atmosphäre machen sich die der Temperatur, d. h. des Zustandes, der sich für uns in der Empfindung von Wärme und Kälte äußert, am allermeisten fühlbar. Wir bedienen uns zu ihrer Messung des Thermometers, dessen Wesen auf der Eigenschaft der Flüssigkeiten und anderer Körper beruht, sich bei steigender Temperatur auszudehnen und umgekehrt sich zusammenzuziehen, wenn die Temperatur fällt.

Es ist an sich gleichgültig, welche Flüssigkeit dabei als thermometrische Substanz zur Verwendung kommt; doch besitzt Quecksilber wegen seiner regelmäßigen Ausdehnung und als guter Wärmeleiter mannigfache Vorzüge. Da es aber bei $-38,5^{\circ}\text{C}$ fest wird, so wendet man zur Messung tieferer Temperaturen vielfach das Alkoholthermometer an, das freilich die große Schattenseite hat, daß der Alkohol bei hoher Temperatur verdunstet und sich bei folgender Abkühlung an dem oberen Ende des Thermometerrohres wieder kondensiert.

Zur Bestimmung eines Ausgangspunktes und zur Wahl einer Einheit hat man sich für zwei Fixpunkte entschieden: die Temperatur des schmelzenden Eises und die des siedenden Wassers. Man hat sich geeinigt, bei den zu wissenschaftlichen Zwecken verwendeten Thermometern diesen Abstand,

den „Fundamentalabstand“, in 100 Teile zu teilen. Da nun zuerst Celsius diese Einteilung gewählt hat, so nennt man einen solchen Teil einen „Grad Celsius“, wobei der Eispunkt als Ausgang der Zählung gilt. Da aber vielfach auch tiefere Temperaturgrade zu bestimmen sind, so sah man sich gezwungen, die Teilung unterhalb des Nullpunktes fortzusetzen. Zum Unterschied von den emporsteigenden Graden bezeichnet man diese Temperaturgrade durch den Strich —, das sogenannte Minuszeichen, z. B. -10°C , d. h. 10 Grad Kälte nach Celsius.

Neben dem genannten Thermometer sind noch andere in Gebrauch: das Reaumur'sche, bei welchem der Fundamentalabstand in 80 Teile geteilt ist; ferner, besonders in England, das Fahrenheit'sche Thermometer, bei welchem dieser Abstand in 180 Teile geteilt ist, aber der Eispunkt nicht mit 0, sondern mit 32° Fahrenheit bezeichnet ist. Der Nullpunkt liegt also hier viel tiefer.

Nach dieser Auseinandersetzung ist es nicht schwer, diese drei Thermometersysteme aufeinander zu reduzieren; denn es sind:

$$x^{\circ} \text{ Celsius} = \frac{4}{5} x^{\circ} \text{ Reaumur} = \left(32 + \frac{9}{5} x \right)^{\circ} \text{ Fahrenheit}$$

$$x^{\circ} \text{ Reaumur} = \frac{5}{4} x^{\circ} \text{ Celsius} = \left(32 + \frac{9}{4} x \right)^{\circ} \text{ Fahrenheit}$$

$$x^{\circ} \text{ Fahrenheit} = \frac{5}{9} (x - 32)^{\circ} \text{ Celsius} = \frac{4}{9} (x - 32)^{\circ} \text{ R.}$$

Von wesentlicher Bedeutung für die Konstruktion von Thermometern ist die Glasorte, weil manche Glasarten die Eigenschaft haben, nachdem sie geblasen wurden, sich im Lauf der Zeit zusammenzuziehen, so daß bei den daraus gefertigten Thermometern, deren Nullpunkt ursprünglich richtig bestimmt war, durch die Kontraktion der Glasugel dieser all-

mählich hinaufgerückt wird. So kann es kommen, daß nach Jahren ein solches Thermometer einen vollen Grad oder mehr zu hoch zeigt. Das „Jenaer“ Glas, an einem blauvioletten Streifen auf der Rückseite der Glasröhren kenntlich, hat diese unangenehme Eigenschaft nicht und wird deshalb jetzt bei genauen Thermometern allgemein angewendet.

Um auch zu Zeiten, wo man nicht gerade ablesen kann, Temperaturangaben zu erhalten, hat man „Maximum- und Minimumthermometer“ und „selbstschreibende“ Ther-

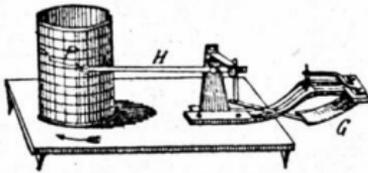


Fig. 7. Thermograph.

mo-
meter (Thermographen) konstruiert. Die Einrichtung der ersten ist verschieden, doch kommt meist ein Indexstift zur Verwendung, der durch die thermometrische Substanz bis zu einer höch-

sten bzw. tiefsten Stelle getrieben wird, dort aber liegenbleibt und nach der Ablesung durch einen Magnet wieder eingestellt werden muß.

Bei den Thermographen dient als thermometrische Substanz Alkohol, der in einem flachen, halbmondförmig gebogenen Metallgefäß G (Fig. 7) eingeschlossen ist und durch seine Ausdehnung die Krümmung dieses Gefäßes verändert. Ein Hebelwerk überträgt diese Änderung auf einen Schreibhebel H, der mit der Temperatur steigt und fällt, und dessen Stand auf einem durch ein Uhrwerk vorüberbewegten Papierstreifen P kontinuierlich eingezeichnet wird.

§15. Aufstellung der Thermometer; Assmanns Aspirationspsychrometer.

Wo sollen wir nun die Temperatur der Luft messen? Wie die Erfahrung lehrt, finden wir fast identische Werte, ob wir die Temperatur der Luft in 2, 3, 5, ja selbst 10 m Höhe über dem Erdboden messen. Nur dann finden wir

wesentlich abweichende Werte, wenn wir uns dem Erdboden bedeutend nähern. Aus diesem Grunde hat man eine Thermometerhöhe von mindestens 2 m über dem Boden als Regel aufgestellt.

Da aber auch das Glas einen großen Teil der Sonnenstrahlen zu absorbieren vermag, so ist das Instrument so aufzustellen, daß jeder Sonneneinfluß abgehalten ist. Sonst wirkt jedes Thermometer als Aktinometer, d. h. es erwärmt sich unter dem Einfluß der absorbierten Strahlen bis zu jener Temperatur, bei welcher der Wärmeverlust an die kältere Umgebung der Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlung das Gleichgewicht hält. Ein solches Thermometer zeigt also notwendigerweise immer zu hoch. Nicht minder schädlich ist die Benetzung der Thermometer durch den Regen, da ja sofort nach dem Regen die Feuchtigkeit an der Thermometerkugel verdunstet, dazu aber Wärme verbrauchen, also die Temperatur des Quecksilbers unbedingt unter die Lufttemperatur herabdrücken würde.

Man hat deshalb zum Schutz gegen Sonne und Regen möglichst luftige Jalousiehütten (Fig. 8) zur Aufstellung der Thermometer verwendet, die sich freilich unter dem Einfluß der Sonnenstrahlen auch erwärmen. Oder man verwendet Blechgehäuse (Fig. 9) im Nordschatten des Hauses, etwa $\frac{1}{2}$ m von der Wand entfernt; aber, wenn auch diese Aufstellung im ganzen recht gut ist, so werden doch auch diese Beschirmungen im Hochsommer oft von der Sonne erwärmt und die Thermometer dadurch beeinflusst.

Das Problem der Thermometeraufstellung besteht also



Fig. 8.
Thermometerhütte.

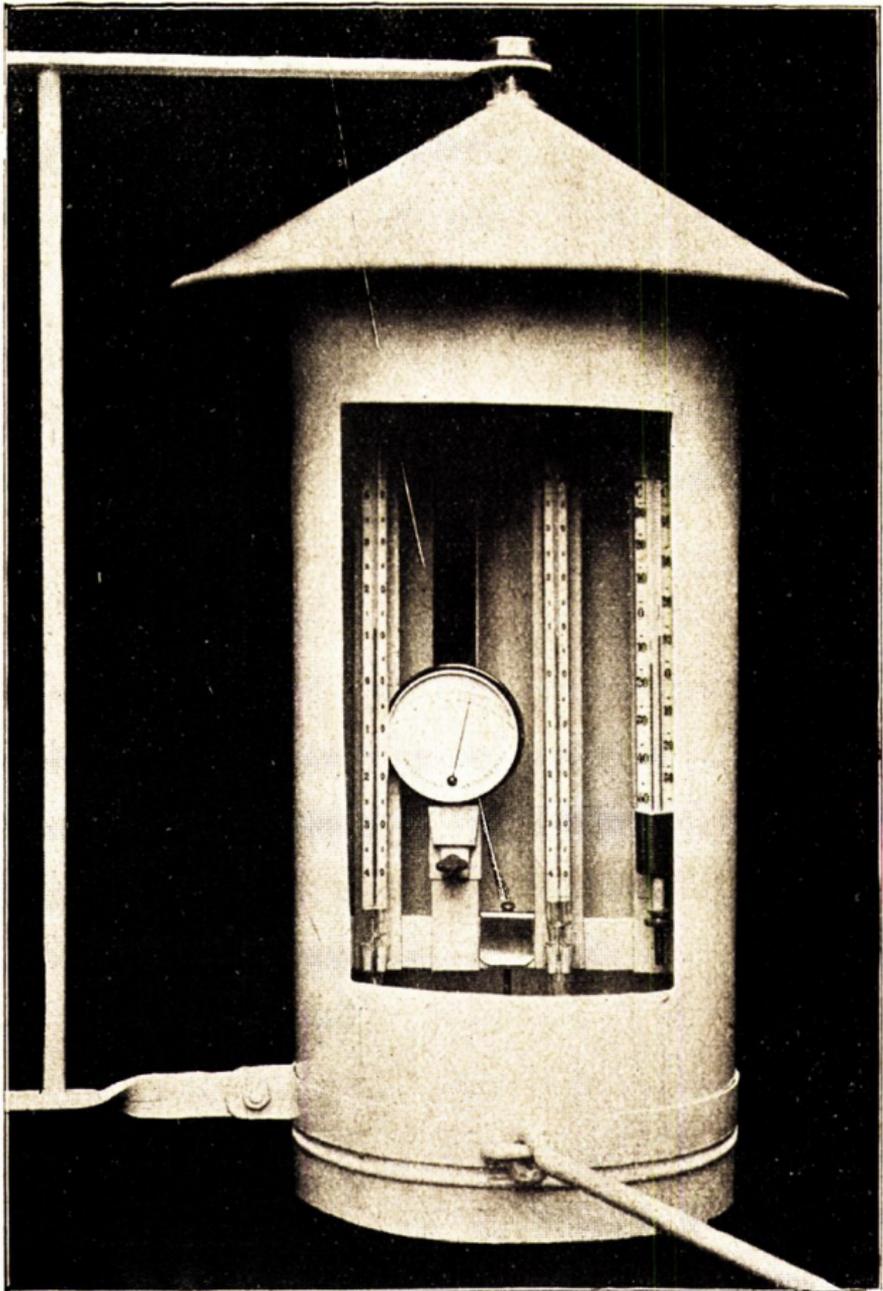


Fig. 9. Große Blechbehälterung mit Instrumenten

offenbar darin, eine Beschirmung zu konstruieren, die selbst schon die Lufttemperatur hat und deshalb das Thermometer nicht mehr beeinflussen kann. Dieses Problem ist nun im Assmannschen Aspirationspsychrometer¹⁾ auf das beste gelöst worden. Assmann schließt jedes Thermometer²⁾ in eine zylindrische, glänzend polierte, doppelwandige Hülle Hh hH (Fig. 10) ein, durch welche in der Richtung der Pfeile mittels eines durch ein Uhrwerk getriebenen Aspirators A die Luft, deren Temperatur gemessen werden soll, hindurchgesaugt wird. Mag nun auch dieses Instrument im vollen Sonnenschein verwendet werden und die äußere Hülle H H sich um mehrere Grade über die Lufttemperatur erwärmen, so weicht, da einerseits die Strahlung der äußeren blanken Hülle doch nicht so beträchtlich ist, andererseits aber fortwährend neue Luft an der inneren Hülle h h vorübergeführt wird, die Temperatur dieser letzteren nicht einmal um $\frac{1}{10}^{\circ}$ C von der Lufttemperatur ab. Das eingeschlossene Thermometer wird somit nicht mehr merklich beeinflusst. Wofern nur die Geschwindigkeit des durchgesaugten Luftstromes nicht weniger als 2,3 m pro Sekunde beträgt, vermag man mit Hilfe eines solchen Apparates in der Tat die wahre Lufttemperatur zu ermitteln. Die angestellten Versuche haben gelehrt, daß wir mit demselben im Schatten, wie in der Sonne dieselbe Temperatur beobachten. Es ist somit ganz unrichtig, von einer Temperatur „in der Sonne“ zu sprechen, denn die Luft hat das die gleiche Temperatur wie im Schatten; vielmehr zeigt hier Thermometer, das von der Sonne bestrahlt wird, un-

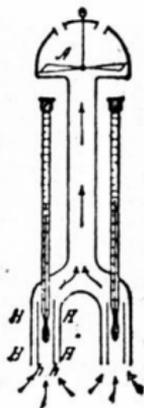


Fig. 10.
Assmanns
Aspirations-
psychrometer.

¹⁾ Dieses Instrument wird von Fuesß in Berlin konstruiert.

²⁾ Er verwendet zwei, deren eines zur Feuchtigkeitsbestimmung (vgl. § 35) benützt wird.

richtig, nämlich zu hoch, aber je nach der Glasorte in verschiedenem Maße. Es verhält sich ein Thermometer ähnlich wie unser Körper: unsere Empfindung von Wärme und Kälte hängt nicht allein von der Lufttemperatur ab, sondern wird wesentlich bedingt von der Wärmezu- oder =abfuhr. So können wir es besonders in dunkler Kleidung bei intensiver Sonnenstrahlung ganz angenehm warm finden, wenn auch die Lufttemperatur vielleicht mehrere Grade unter Null beträgt.

§ 16. Der tägliche Temperaturgang.

Schon ein flüchtiger Blick auf ein beliebiges Thermo-gramm (Fig. 11 siehe Tafel) läßt uns einen gewissen Gang der Temperatur während des Tages erkennen. Um jedoch die mannigfachen Unregelmäßigkeiten, wie sie einzelne Tage aufweisen, zu entfernen, pflegt man aus einer größeren Zahl von Tagen für jede Stunde ein Mittel zu ziehen: erst dieser „mittlere“ tägliche Gang ist es, den man zur Grundlage weiterer Betrachtungen macht.

Fast überall sehen wir (vgl. Fig. 12 für Paris), daß das Minimum der Temperatur, je nach der Jahreszeit und Witterung verschieden, zwischen 4 und 8 Uhr früh eintritt, daß hierauf ein rascher Anstieg bis zu einem Maximum zwischen 2 und 4 Uhr nachmittags erfolgt, worauf die Temperatur allmählich und immer langsamer bis zum Minimum wieder abfällt.

Die Differenz zwischen dem höchsten und tiefsten Werte der Temperatur eines Tages, die „Amplitude“, zeigt sich jedoch nicht bloß nach der Jahreszeit und dem Wetter, sondern auch nach der Örtlichkeit sehr verschieden: wir sehen sie (Fig. 13) groß auf dem Kontinent (besonders in engen Tälern), klein auf dem Ozean und auf hohen Bergen.

Die Ursache dieses Ganges kann nur auf dem Wechsel von Tag und Nacht beruhen; und doch, wenn wir an den

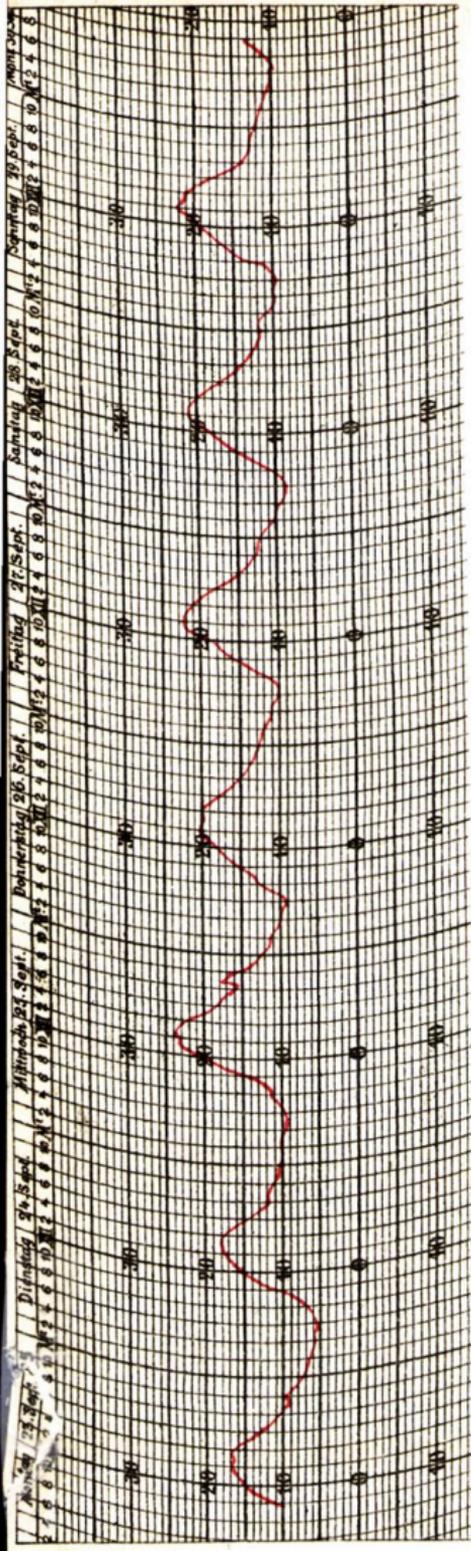


Fig. 11. Thermogramm von Wien.

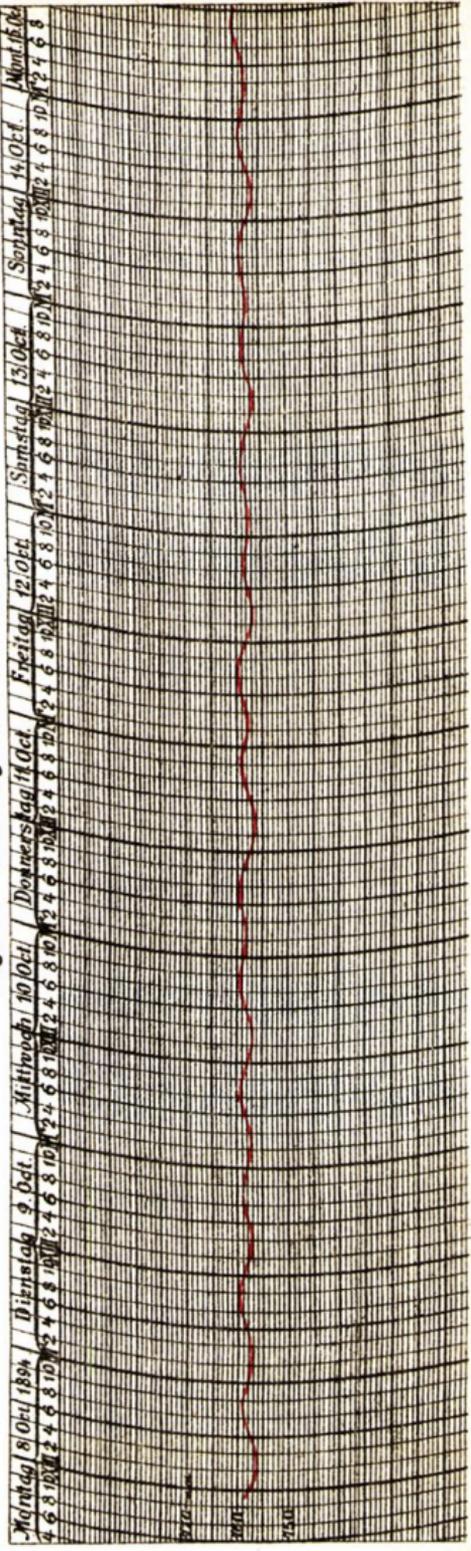


Fig. 24. Barogramm von Jaluit. (Marshall-Inseln).



geringen Betrag der direkten Absorption der Sonnenstrahlen durch die Luft denken, werden wir diese Ursache nur zur Erklärung der kleinen Amplituden auf dem Meere und in höheren Luftschichten herbeiziehen können, während wir die Ursache der großen Amplituden auf dem Kontinente in dem durch die Sonnenstrahlung erhitzten Erdboden zu suchen haben. Von diesem steigt die erwärmte Luft in Form feinsten

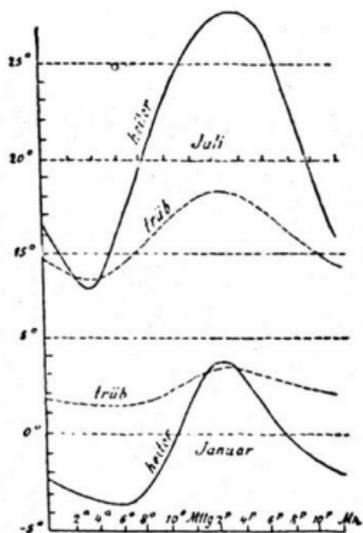


Fig. 12. Täglicher Temperaturgang zu Paris.

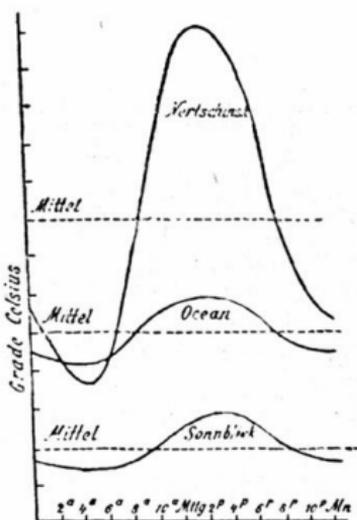


Fig. 13. Täglicher Temperaturgang von Nertschinsk, Ozean, Sonnbl.

Strömchen empor, während dafür eine entsprechende Menge kalter Luft aus der Höhe herabsinkt. Dieser nicht mit der Wärmeleitung zu verwechselnde Vorgang, die „Konvektion“, dieses Wechselspiel auf- und absteigender Luftströmchen, das man über erhitzten Flächen als ein eigentümliches Flimmern direkt beobachten kann, vermag sich nur auf dem Lande zu bilden, wo sich der Erdboden oft bedeutend über die Lufttemperatur erwärmt. Über dem Lande ist die Konvektion zweifellos die Hauptursache der Lufterwärmung während des Tages. Auf dem Meere, das nur ein wenig wärmer

ist als die über ihm lagernde Luftschicht, fällt diese Ursache weg (vgl. § 22).

Die Höhe, bis zu welcher sich diese Wärmezufuhr durch Konvektion erstreckt, wird man in der freien Atmosphäre im Sommer auf etwa 1000 m veranschlagen dürfen. Oberhalb derselben, wo sich nur noch der Einfluß der Absorption geltend macht, werden wir daher auch über dem Lande in der freien Atmosphäre¹⁾ nur eine Temperaturschwankung von etwa 1° C zu erwarten haben. In der Tat ist es Hann gelungen, aus dem wechselnden Gewicht der zwischen je zwei Berggipfeln gelegenen Luftschicht auf den Temperaturgang derselben zu schließen: er hat hier eine Schwankung von etwa 1° C, aber überraschenderweise eine Verspätung des Maximums bis auf 6 Uhr abends gefunden. Auch aus den Ergebnissen zahlreicher Drachenaufstiege ergab sich die Tatsache, daß die tägliche Schwankung der Temperatur mit der Höhe rasch abnimmt und in rund 1000 m nur noch etwa 1° C beträgt.

§ 17. Mitteltemperaturen.

Bei der großen Verschiedenheit der Temperatur während der einzelnen Tagesstunden ist eine Vergleichung der Temperatur einzelner Tage oder auch ganzer Monate nur möglich, wenn man die Temperaturen der Einzelstunden zu einem Mittel, dem „Tagesmittel“, vereinigt. Da jedoch nicht überall ein Thermograph zur Hand ist, so handelt es sich darum, wie man durch passende Wahl der Beobachtungsstunden doch Werte zu erhalten vermag, welche dem wahren Tagesmittel möglichst nahekommen. Es hat sich herausgestellt, daß man schon mit täglich dreimaliger Beobachtung recht verlässliche Werte erhalten kann, und daß die Kombinationen 7^ha, 2^hp und 9^hp, aber auch 7^ha, 1^hp und 9^hp, sowie

¹⁾ Auf Bergen werden die Temperaturbeobachtungen durch die Bodenerhebung vielfach gestört sein.

6^ha, 1^hp, 10^hp zu den besten gehören. Bequemer ist die Kombination 8^ha, 2^hp und 8^hp, die jedoch im allgemeinen ziemlich stark vom wahren Mittel abweichende Temperaturen liefert.

Wie die Beobachtungen lehren, zeigen aber auch die wahren Mitteltemperaturen der einzelnen Monate, ja selbst das Jahresmittel in den verschiedenen Jahren beträchtlich voneinander abweichende Werte. Wieviel Beobachtungsjahre sind also wohl notwendig, um wirkliche Mittelwerte zu erlangen?

Hann hat nachgewiesen, daß, um die Mitteltemperatur eines Monats bis auf $0,1^{\circ}$ C genau zu erhalten, eine Beobachtungsreihe von mehreren hundert Jahren (z. B. 480 Jahre für ein Dezembermittel am Nordfuße der Alpen) erforderlich wäre. Es stünde fürwahr um manche Probleme der Meteorologie recht schlimm, wenn man nicht ein Mittel gefunden hätte, auch aus kürzeren Reihen verlässliche Daten zu gewinnen. Besonders Lamont, Dove und Hann lieferten den Nachweis, daß die Temperatur benachbarter Orte in verschiedenen Jahren immer im gleichen Sinne abweiche, so daß die Differenzen zwischen den einzelnen Orten so ziemlich dieselben bleiben. Wenn dem so ist, so ist es nicht schwer, wenn wir nur von einem Orte A eine recht lange Beobachtungsreihe besitzen und das Normalmittel T kennen, von jedem beliebigen Orte B eine kürzere Reihe auf die Länge von A zu reduzieren. Sei t' das Mittel dieser kürzeren, vielleicht nur 10jährigen Reihe von B, dann brauchen wir nur aus ebendenselben Jahren das Mittel t auf unserer Normalstation A zu ermitteln. Ist dann die Differenz $t' - t = d$ auch für eine längere Reihe dieselbe, so würde auch das langjährige Normalmittel T' der Station B von T um d° C verschieden sein: wir brauchen deshalb nur diese Differenz an das langjährige Mittel der Normalstation A anzubringen, um jenes

zu finden, daß man in B bei einer gleichen Zahl von Jahren würde erhalten haben¹⁾. Bei 100 km Entfernung zweier Stationen voneinander genügen bei dieser Methode schon 12 Jahre, um bis auf 0,1° C genaue Mittel zu bekommen.

§ 18. Jährlicher Gang der Temperatur.

Auch der jährliche Gang, den die so erhaltenen Monatsmittel der Temperatur zeigen, weist (vgl. Fig. 14) bedeutende Verschiedenheiten auf. Kann man sich einen größeren Gegen-

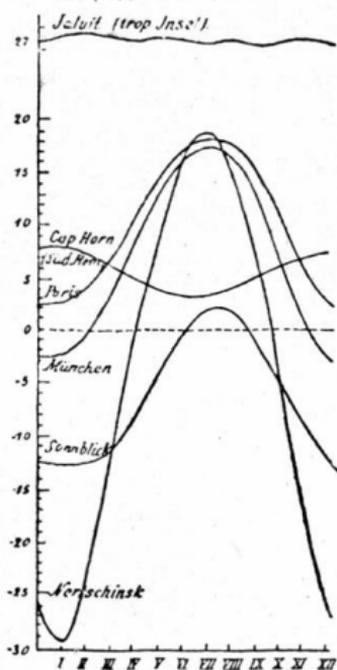


Fig. 14. Jährlicher Gang der Temperatur.

satz denken, als den zwischen der jahraus jahrein fast unveränderlichen Temperatur der tropischen Insel Jaluit und jenem Temperaturgegensatz von beinahe 50° C zwischen Sommer und Winter, wie ihn das kontinentale Kertschinsk zeigt?

Die Ursachen der jährlichen Temperaturschwankung sind die Schiefe der Erdachse und die dadurch bedingte Sonnenhöhe und Tageslänge: diese schwankt (vgl. S. 31) in unseren Breiten zwischen 9,0 und 15,4 Stunden, bleibt aber in den Tropen das ganze Jahr hindurch dieselbe, wogegen am Pol ein halbjähriger Tag mit einer halbjährigen Nacht wechselt.

Mit der längeren Tagesdauer ist aber gleichzeitig auch eine größere Erhebung der Sonne über den Horizont verbunden. Im Sommer scheint die Sonne nicht bloß viel länger, sie steht auch viel höher am Himmel, so daß ihre Strahlen weit weniger schief den Boden treffen, als im Winter.

¹⁾ $T' = T + d$.

Je schiefere die Sonnenstrahlen auffallen, um so größer wird die Fläche AB (Fig. 15), auf welche sich ein Strahlenbündel von bestimmtem Querschnitte AA', etwa 1 qcm, verteilt, und um so weniger entfällt davon auf die Flächeneinheit des Bodens. Je höher die Sonne steht und je länger sie scheint, um so mehr Wärme wird daher der Boden erhalten (vgl. die vorletzte Kolonne auf S. 31). Im Sommer wird darum eine intensivere Erwärmung des Erdbodens eintreten, während bei niedrigem Stand im Winter die Ausstrahlung des Bodens überwiegt.

Je ärmer die Atmosphäre an Wasserdampf, je geringer also die Absorption der Strahlung wird, um so stärker macht sich dieser Gegensatz fühlbar, um so intensiver ist die Einstrahlung im Sommer und ebenso intensiver wird auch die Ausstrahlung im Winter. Auch im jährlichen Gange wird sich somit der Gegensatz zwischen Meer und Festland wie beim

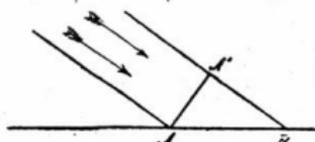


Fig. 15.

täglichen Gange selbst in derselben geographischen Breite geltend machen. Dieser Gegensatz wird aber noch verschärft durch die Eigenschaft des Wassers, sich vermöge seiner hohen spezifischen Wärme nur langsam zu erwärmen, die aufgenommene Wärme aber sehr lange zu erhalten. Dazu kommt noch weiter der Umstand, daß die Sonnenstrahlen verhältnismäßig tief eindringen, also die von ihnen gelieferte Wärme sich auf eine große Wassermenge verteilt, und daß im Winter bei der Abkühlung das kalte schwerere Wasser zu Boden sinkt und dafür wieder wärmeres aus der Tiefe emporsteigt. Aus diesen Eigenschaften wie aus seinem geringen Absorptions- und Ausstrahlungsvermögen erklärt sich die Tatsache, daß sich das Meer nur schwer erwärmt, aber die einmal aufgenommene Wärme sehr lange behält, also im Sommer verhältnismäßig kalt, im Winter verhältnismäßig warm bleibt.