UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik

Müller, Johann Heinrich Jacob

Braunschweig, 1894

Drittes Buch. Die calorischen Erscheinungen auf der Erdoberfläche und in der Atmosphäre.

urn:nbn:de:hbz:466:1-96939

Visual Library

DRITTES BUCH.

DIE CALORISCHEN ERSCHEINUNGEN AUF DER ERDOBERFLÄCHE UND IN DER ATMOSPHÄRE.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Erstes Capitel.

Verbreitung der Wärme auf der Erde.

Die Meteorologie. Steigen wir aus den Himmelsräumen herab 164
auf die Oberfläche der Erde, so befinden wir uns auf einem Schauplatz, auf welchem sich nicht bloss physikalische Phänomene entwickeln, sondern auf welchem uns auch ein reiches, vielgestaltetes organisches Leben entgegentritt. Zu den wichtigsten Factoren, durch welche das Leben der Pflanzen- und Thierwelt von den einfachsten und niedrigsten Formen bis zu den entwickeltsten und vollendetsten vermittelt wird, gehören ohne Zweifel die Luft, das Wasser und die Wärme.

Alles organische Leben ist durch Stoffwechsel bedingt, der Stoffwechsel hängt aber von einer gewissen Beweglichkeit der Atome ab, welche nur bei luftförmigen und tropfbaren flüssigen Körpern vorhanden ist. Die Beweglichkeit der Theilchen, ohne welche Stoffwechsel und mithin organisches Leben unmöglich ist, wird aber nur durch die Wärme erhalten. Ohne Wärme erstarren alle Flüssigkeiten und eine vollständige Erstarrung führt den Tod aller Organismen nach sich.

Während also Luft und Wasser diejenigen Stoffe sind, welche vorzugsweise als Träger des organischen Lebens bezeichnet werden müssen, erscheint uns unter allen Naturkräften keine für das organische Leben unentbehrlicher als die Wärme.

Die Wärme ist auf der Erdoberfläche und in der Atmosphäre nicht nur ungleich verbreitet, sondern diese Verbreitung selbst ist einem beständigen Wechsel unterworfen, welcher Luftströmungen (Winde) erzeugt und auf der einen Seite massenhafte Verdampfung des Wassers, auf der anderen Seite aber den Niederschlag des in der Atmosphäre verbreiteten Wasserdampfes bedingt, wodurch dann Wolken, Regen, Schnee u. s. w. erzeugt werden.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Der jeweilige Wärme- und Feuchtigkeitszustand der Atmosphäre und die damit zusammenhängenden Erscheinungen werden gewöhnlich als Witterung bezeichnet.

Die Gesammtheit der Witterungsverhältnisse eines Ortes nennt man das Klima desselben.

Mit dem Namen der Meteorologie bezeichnet man denjenigen Zweig der Naturlehre, welcher sich mit der Untersuchung der Witterungserscheinungen und den damit zusammenhängenden atmosphärischen Phänomenen beschäftigt.

Wenn man die Meteorologie hinsichtlich der Sicherheit ihrer Resultate mit der Astronomie vergleicht, so fällt diese Vergleichung im höchsten Grade ungünstig für die Meteorologie aus.

Auf Jahrzehnte, ja auf Jahrhunderte voraus kann man den Moment berechnen, in welchem eine Sonnen- oder Mondfinsterniss beginnen und aufhören wird. Mit gleicher Sicherheit kann man die Stelle am Himmelsgewölbe vorausbestimmen, an welcher ein Planet in einem bestimmten Zeitpunkte stehen wird, so dass man jetzt ein Fernrohr so aufzustellen im Stande ist, dass ein bestimmter Planet nach zehn, ja nach hundert Jahren an einem bestimmten Tage zu einer bestimmten Stunde das Gesichtsfeld des Fernrohrs passiren muss. — Dagegen ist es meist unmöglich, die Witterung nur auf wenige Tage, oft auch nur auf wenige Stunden mit Sicherheit voraus zu bestimmen.

Wollte man aus der Vergleichung astronomischer und meteorologischer Vorausbestimmungen einen Schluss ziehen auf die Sicherheit unserer Erkenntniss derjenigen physikalischen Gesetze, welche beiden Disciplinen zu Grunde liegen, so würde man doch einen grossen Irrthum begehen.

Die Bewegungen der Himmelskörper sind nur durch mechanische Gesetze bedingt; die Erklärung der meteorologischen Erscheinungen müssen wir dagegen vorzugsweise in den Gesetzen der Wärmelehre suchen.

Wenn nun freilich die Mechanik die vollendetste aller physikalischen Disciplinen ist, so sind doch auch die empirischen Gesetze der Wärmelehre so fest begründet, und die mechanische Wärmetheorie ist bereits so weit ausgebildet, dass der Abstand zwischen der wissenschaftlichen Vollendung der Mechanik und der Wärmelehre keineswegs so gross ist, als es nach dem obigen Vergleich astronomischer und meteorologischer Vorausbestimmungen scheinen möchte.

Die Unsicherheit meteorologischer Vorausbestimmungen rührt also nicht von der Unsicherheit der physikalischen Gesetze her, welche hier in Anwendung kommen, sondern daher, dass die hier thätigen Kräfte unter den complicirtesten und stets wechselnden Verhältnissen zur Wirkung gelangen.

Die Bewegung der Planeten ist fast ausschliesslich durch die Massenanziehung der Sonne bestimmt, die Störungen, welche die Planetenbahnen durch die gegenseitige Einwirkung der Planeten unter einander erleiden,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

sind äusserst gering. Wären in unserem Planetensystem zwei Sonnen vorhanden, welche um einen gemeinschaftlichen Schwerpunkt kreisen, wie dies bei den Doppelsternsystemen wirklich der Fall ist, so würden die Bewegungen der in diesem System etwa vorhandenen Planeten schon der verwickeltsten Art sein, und gewiss würde die Sicherheit der Vorausberechnung für ein solches System weit hinter der Sicherheit unserer Astronomie zurückbleiben, obgleich hier wie dort das Gesetz der allgemeinen Massenanziehung den Gang der Erscheinungen beherrscht.

Die Wärme auf der Erdoberfläche rührt, wie wir bald sehen werden, fast ausschliesslich von den Sonnenstrahlen her.

Wäre nun die Erdoberfläche überall ganz gleicher Natur, bestände sie z. B. mit Ausschluss allen Wassers überall aus derselben Gesteinsart ohne alle Erhebung, und wäre die Erde wie der Mond ohne Atmosphäre, so wäre der Gang der calorischen Erscheinungen auf der Erdoberfläche ohne Zweifel von der grössten Regelmässigkeit. So aber wirken die Sonnenstrahlen bald auf Wasser, bald auf Land; bald ist der Boden ihrer Wirkung direct ausgesetzt, bald werden sie von dichten Wolkenmassen aufgehalten. Die an einem Orte durch die Sonnenstrahlen entwickelte Wärme wird durch die Luft- und Meeresströmungen anderen Gegenden zugeführt. Die Wirkung der Sonnenstrahlen auf die Erdoberfläche wird also durch so mannigfaltige Einflüsse modificirt, die uns zum Theil nicht einmal genügend bekannt sind, dass ein einfacher, mit Sicherheit voraus zu bestimmender Gang der Erscheinungen nicht möglich ist, obgleich wir im Stande sind, den Zusammenhang der meteorologischen Erscheinungen nachzuweisen.

Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlen. 165 Die Erwärmung unserer Erdoberfläche und der Atmosphäre stammt fast ausschliesslich von der Sonne her; denn die eigenthümliche Wärme des Erdkörpers ist auf seiner Oberfläche nicht mehr merklich und die Wärmemenge, welche durch chemische Processe, z. B. durch Verbrennung entwickelt wird, ist verschwindend gegen die Wärmequantitäten, welche den Gang der meteorologischen Verhältnisse bedingen. Die Sonnenstrahlen allein sind es also, welche theilweise in der Atmosphäre, vorzugsweise aber von der Erdoberfläche absorbirt und in fühlbare Wärme verwandelt, die zur Erhaltung der thierischen und pflanzlichen Organismen nöthige Wärme liefern.

Die Erwärmung des Bodens hängt von der Richtung ab, in welcher die Sonnenstrahlen ihn treffen, und da diese Richtung eine nach bestimmten Gesetzen regelmässig wechselnde ist, so ist klar, dass der Erwärmungszustand der Erdoberfläche und der unteren Schichten der Atmosphäre periodischen Variationen folgen muss, und zwar haben wir eine tägliche und eine jährliche Periode im Gange der Lufttemperatur (der Temperatur der untersten Luftschichten) zu unterscheiden.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Während der Erde durch die Sonnenstrahlen Wärme zugeführt wird, verliert sie auf der anderen Seite Wärme durch Ausstrahlung gegen die kälteren Himmelsräume. Im Allgemeinen halten sich Ein- und Ausstrahlung das Gleichgewicht, d. h. die Summe der Wärme, welche der Erde durch die Sonnenstrahlen zugeführt wird, ist derjenigen gleich, welche sie durch Ausstrahlung verliert. Dabei ist aber die Wärme über die Erdoberfläche weder gleichförmig noch unveränderlich vertheilt. Die höchste Erwärmung der Erdoberfläche und der unteren Luftschichten finden wir in den Aequatorialgegenden, während es um so kälter wird, je mehr wir uns den Polen nähern. Fassen wir aber die Temperatur irgend eines bestimmten Ortes auf der Erdoberfläche ins Auge, so zeigt sich, dass sie beständigen Schwankungen unterworfen ist, indem in Folge der veränderlichen Stellung der Sonne gegen die Erdoberfläche bald die Einstrahlung, bald die Ausstrahlung das Uebergewicht gewinnt.

Da nun aber die Veränderungen, welche die Stellung der Sonne gegen die Erdoberfläche erfährt, an zwei Perioden, eine tägliche und eine jährliche, gebunden sind, so ist klar, dass auch die Variationen der Temperatur an irgend einem Orte der Erdoberfläche eine tägliche und eine jährliche Periode befolgen müssen.

166 **Die fünf Zonen.** Für verschiedene Gegenden der Erdoberfläche sind die Insolationsverhältnisse äusserst ungleich. Innerhalb der Wendekreise, wo Tag und Nacht das ganze Jahr hindurch fast gleich sind, wo die Sonne bei ihrem höchsten Mittagsstande das Zenith passirt, und wo die niedrigste Mittagshöhe mindestens 43° (die niedrigste Mittagshöhe der Sonne ist für die Wendekreise 43° 6′, für den Aequator 66° 33′) beträgt, wo also täglich die Sonnenstrahlen eine kräftige Wirkung ausüben können, muss auch stets eine hohe Lufttemperatur herrschen. Jener zwischen den Wendekreisen gelegene Aequatorialgürtel wird deshalb auch die heisse Zone genannt. Sie ist der Schauplatz des reichsten Thier- und Pflanzenlebens.

Die Gegenden der heissen Zone werden auch die Tropen genannt, weil sie zwischen den Wendekreisen, den circulis tropicis, liegen.

Den Gegensatz der heissen Zone bilden die Umgebungen der Pole. Innerhalb der beiden von den Polarkreisen (66° 33′ nördlicher und südlicher Breite) begrenzten Kugelabschnitte kommt die Sonne Tage, Wochen, Monate lang gar nicht über den Horizont, und auch dann nur, um in sehr schräger Richtung den Boden zu bescheinen; hier also kann nur eine geringe Wärmeentwickelung stattfinden und hier starrt deshalb auch fast das ganze Jahr hindurch die Natur in Schnee und Eis.

Der von dem nördlichen Polarkreis eingeschlossene Raum wird die nördliche, der von dem südlichen Polarkreis eingeschlossene Raum die südliche kalte Zone genannt.

Der Gürtel zwischen dem nördlichen Wendekreis und dem nördlichen Polarkreis bildet die nördliche gemässigte Zone, gleichwie die süd-

liche gemässigte Zone sich vom südlichen Wendekreise bis zum südlichen Polarkreis erstreckt. Je mehr man in diesen gemässigten Zonen gegen die Polarkreise vordringt, desto mehr nähern sich die Temperaturverhältnisse denen der kalten Zone.

Im Allgemeinen also sind die Temperaturverhältnisse eines Ortes eine Function seines Abstandes vom Aequator, also seiner geographischen Breite, und wenn sie nur von den Insolationsverhältnissen bedingt wären, wenn nicht andere Factoren modificirend einwirkten, so müsste die mittlere Lufttemperatur gleich sein für alle Orte gleicher geographischer Breite. Wir werden bald sehen, dass, und warum dies nicht der Fall ist.

Die tägliche Periode. Wenn die Sonne, nachdem sie am öst- 167
lichen Himmel aufgegangen ist, höher und höher über den Horizont sich erhebt, so muss die immer kräftiger wirkende Insolation ein Steigen der Lufttemperatur zur Folge haben. Wenn die Sonne ihren höchsten Stand erreicht hat, so ist jedoch die Temperatur der Erdoberfläche noch keineswegs so hoch gestiegen, dass sie ebenso viel Wärme gegen den Himmelsraum ausstrahlen könnte, als sie durch die Sonnenstrahlen empfängt. Deshalb dauert das Steigen der Temperatur noch über Mittag fort, und erst 1 bis 2 Stunden nach der Culmination der Sonne, wenn ihre Höhe schon merklich abgenommen hat, tritt ein momentaner Gleichgewichtszustand zwischen Ein- und Ausstrahlung ein, das Maximum der täglichen Temperatur findet deshalb erst um 1 bis 2 Uhr Nachmittags statt. Von da an aber gewinnt bei immer mehr sinkender Sonne die Ausstrahlung das Uebergewicht, die Temperatur sinkt anfangs langsam, dann rascher in den Abendstunden. Während der Nacht, wo gar keine Einstrahlung stattfindet, dauert das Sinken der Temperatur mit abnehmender Schnelligkeit fort, bis sie zur Zeit des Sonnenaufganges ihr Minimum erreicht hat.

Da im Sommer die Sonnenhöhen im Laufe des Tages zwischen weiteren Grenzen variiren (zwischen 0 und 63° für das mittlere Deutschland), als im Winter (zwischen 0 und 17° für den 50. Breitengrad), so ist klar, dass die Grenzen, zwischen welchen die Temperatur im Laufe eines Tages schwankt, im Sommer weiter aus einander liegen als im Winter. In der That beträgt z. B. für München die Differenz zwischen der höchsten und niedrigsten Temperatur des Tages im Monat Januar im Durchschnitt nur 3,4° C., während im Juli das tägliche Maximum durchschnittlich 8,9° höher ist, als das tägliche Minimum.

Aus ähnlichen Gründen müssen nun auch die täglichen Temperaturschwankungen in den Aequatorialgegenden viel bedeutender sein, als in höheren Breiten. Auch dies wird durch die Erfahrung bestätigt; so beobachtete z. B. Barth auf seiner Reise in das Innere von Afrika vom Aufgang der Sonne bis zum Nachmittag oft ein Steigen von 6 auf 30, ja von 8 auf 43° Celsius.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Im Allgemeinen bestätigt die Erfahrung allerdings die Resultate unserer obigen Ausführungen über den täglichen Gang der Wärme, sobald wir aber einzelne Tage herausgreifen, finden wir häufig solche Störungen des normalen Ganges, dass das Gesetz vollständig verwischt erscheint.

Von der Natur dieser Störungen und ihren Ursachen wird weiter unten die Rede sein.

168 **Die Jahreszeiten.** Die Sonne theilt nicht allein mit dem ganzen Himmelsgewölbe die tägliche Umdrehung, sondern sie legt im Laufe eines Jahres am Himmelsgewölbe eine Bahn zurück, welche zur Hälfte nördlich, zur anderen Hälfte südlich von dem Himmelsäquator liegt. Eine Folge davon ist, dass wenigstens in den gemässigten Zonen Tagesdauer und Mittagshöhe der Sonne ein halbes Jahr lang zunehmen, um dann in der folgenden Jahreshälfte in gleicher Weise wieder abzunehmen. Dies hat dann den regelmässigen Wechsel der Jahreszeiten zur Folge, deren Verlauf wir zunächst für die geographische Breite des mittleren Deutschlands betrachten wollen.

Am 20. März passirt die Sonne den Himmelsäquator, um von der südlichen auf die nördliche Himmelskugel überzugehen. Tag und Nacht sind gleich lang, und die Mittagshöhe, zu welcher die Sonne ansteigt, beträgt für einen Ort von 50^0 geographischer Breite 40^0. Nun aber findet eine rasche Zunahme der Mittagshöhe der Sonne sowohl wie auch der Tagesdauer statt; bei immer kräftiger werdender Insolation bleibt der Boden nun länger und länger dem erwärmenden Einfluss der Sonnenstrahlen ausgesetzt, die Lufttemperatur muss also steigen.

Allmählich wird die Zunahme der Tagesdauer und der Mittagshöhe langsamer, bis endlich am 21. Juni die Sonne ihre grösste nördliche Breite erreicht, und somit auch der längste Tag von 16 Stunden und die grösste Mittagshöhe der Sonne von $63^1/_2$ Graden eintritt.

Aus demselben Grunde, warum das tägliche Maximum der Temperatur nicht auf die Mittagsstunde fällt, tritt auch das jährliche Temperaturmaximum nicht mit dem längsten Tage ein, sondern später, so dass im Durchschnitt der Juli der heisseste Monat ist.

Nach dem längsten Tage nimmt die Tagesdauer und die Mittagshöhe der Sonne erst langsam, dann rascher ab, und mit der raschen Abnahme beider stellt sich dann auch ein Sinken der Luftwärme ein. Am 22. September, dem Herbstäquinoctium, passirt die Sonne abermals den Himmelsäquator, um auf die südliche Hemisphäre der Himmelskugel überzugehen. Nun werden die Nächte länger als der Tag, die Mittagshöhe der Sonne nimmt mehr und mehr ab, bis sie am 21. December, als am kürzesten Tage (von 8 Stunden) ihr Minimum von 17 Grad erreicht. Unter diesen Umständen, da die Wirkung der ohnehin sehr schräg auffallenden Sonnenstrahlen nur auf wenige Stunden beschränkt bleibt, und der Boden die lange Nacht hindurch Wärme durch Ausstrahlung verliert, muss die Lufttemperatur bedeutend sinken; doch tritt das Minimum der Jahres-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

temperatur in der Regel erst gegen die Mitte des Januar ein, da unmittelbar nach dem kürzesten Tage die Zunahme der Tageslänge und der Mittagshöhe der Sonne noch zu unbedeutend ist, um ein Steigen der Temperatur bewirken zu können.

So ist denn im Allgemeinen der Gang der Lufttemperatur im Laufe des Jahres für Deutschland folgender: Von der Mitte Januar an steigt die Temperatur bis gegen die Mitte Juli, um von da allmählich bis zur Mitte Januar wieder abzunehmen. Das Steigen und Fallen der Temperatur geschieht am langsamsten vor und nach der Zeit des jährlichen Maximums und Minimums, am schnellsten zur Zeit der Aequinoctien.

Die drei heissesten Monate, Juni, Juli und August, bilden den Sommer, die Zeit, in welcher die kräftigste Entwickelung der Vegetation vor sich geht. Den Winter bilden die drei kältesten Monate, December, Januar und Februar, während welcher die Vegetation fast gänzlich ruht. Während des Frühlings, März, April und Mai, findet ein allmähliches Erwachen, während des Herbstes, September, October und November, ein allmähliches Absterben der Pflanzenwelt statt.

Die Differenz zwischen der mittleren Temperatur des heissesten und des kältesten Monats beträgt für Deutschland im Durchschnitt 20^0 C.

Der oben beschriebene Wechsel der Jahreszeiten bezieht sich auf Länder mittlerer geographischer Breite; in höheren wie in niederen Breiten gestaltet sich die Sache wesentlich anders.

Unter höheren Breiten wird die Dauer des kürzesten Tages immer geringer, die Sonnenhöhe immer unbedeutender, die Winterkälte muss also gegen die Pole hin immer zunehmen; zugleich aber nimmt die Dauer des Winters zu, denn während der Aequinoctialperiode ist die Wirkung der Sonnenstrahlen in jenen Ländern noch viel zu gering, um Eis und Schnee zu schmelzen oder das Gefrieren des Wassers zu verhindern, der Winter erstreckt sich also noch über einen Theil der Monate, welche bei uns den Frühling und den Herbst ausmachen. Im Sommer aber wird die im Vergleich zu unseren Gegenden geringere Mittagshöhe der Sonne durch die längere Dauer der Sommertage nahezu wieder ausgeglichen (unter dem 60. Breitengrade z. B., welcher ungefähr über Petersburg und Stockholm geht, ist der längste Tag $18^1/_2$ Stunden, die höchste Mittagshöhe der Sonne $53^1/_2{}^0$), so dass die Sommerhitze immer noch eine sehr bedeutende werden kann. In jenen Gegenden herrscht also ein langer kalter Winter, welcher rasch in einen heissen kurzen Sommer übergeht, so dass die Uebergangs-Jahreszeiten, Frühling und Herbst, mehr und mehr verschwinden.

Innerhalb der Polarkreise fallen endlich die Sonnenstrahlen selbst zur Zeit der grössten Sonnenhöhe noch so schräg auf, dass sie trotz der langen Tagesdauer keine kräftige Erwärmung hervorbringen können; statt des Sommers tritt nur eine mehr oder weniger bedeutende Unterbrechung in der Strenge der Winterkälte ein.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Wenden wir uns von Deutschland aus zu den südlicheren Ländern, so muss dort aus zweierlei Gründen der Winter immer milder werden, denn einmal erreicht die Sonne selbst zur Zeit des Wintersolstitiums noch eine ziemlich bedeutende Mittagshöhe (unter dem 30. Breitengrade z. B. noch $36^1/_2{}^0$), während zugleich die Dauer der Wintertage grösser ist als bei uns (für den 30. Breitengrad z. B. ist die Dauer des kürzesten Tages 10 Stunden 4 Minuten). Während so die Winterwärme steigt, wächst die Sommerwärme nicht in gleichem Maasse, denn die Wirkung der grösseren Sonnenhöhe wird dadurch zum Theil neutralisirt, dass die Sommertage nicht so lang sind wie bei uns.

Die Differenz zwischen Sommer- und Wintertemperatur muss also um so mehr abnehmen, je mehr wir uns von den Polen aus den Wendekreisen nähern.

Innerhalb der Wendekreise aber verschwindet der Charakter unserer Jahreszeiten fast ganz. Auf dem Aequator passirt die Sonne zweimal, im März und September, das Zenith, während die niedrigste Mittagshöhe der Sonne (Ende Juni und December) noch $66^1/_2{}^0$ beträgt. Bedenkt man ferner, dass auf dem Aequator das ganze Jahr hindurch Tag und Nacht gleich sind, so begreift man leicht, dass die jährlichen Temperaturvariationen für die Aequatorialgegenden nur sehr unbedeutend sein können.

Vom Aequator aus gegen die Wendekreise hin wird allmählich der Charakter unserer Jahreszeiten wieder merklich, während er erst in den gemässigten Zonen entschieden zur Geltung kommt.

In den südlichen gemässigten Zonen wechseln die Jahreszeiten wie bei uns, nur ist begreiflich dort Winter, wenn wir Sommer haben und umgekehrt.

Im Allgemeinen bestätigt die Erfahrung die Resultate der obigen Betrachtung. So beträgt z. B. die Differenz zwischen der mittleren Temperatur des heissesten und des kältesten Monats für

Quito	1,7° C.
Havannah	5,6
Mexico	7,0
Palermo	14,0
Rom	17,4
München	20,2
Prag	22,0
Moskau	30,0
Irkutzk	38,7
Jakutzk	61,5

169 **Modificationen normaler Temperaturverhältnisse.** Die durch die Attraction der Sonne vorgeschriebene Bahn eines jeden Planeten wird durch den störenden Einfluss der übrigen kaum alterirt, die Störungen spielen hier nur eine untergeordnete Rolle. Anders ist es mit den klimatischen Verhältnissen. Allerdings ist der Erwärmungs-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

zustand der unteren Luftschichten eine Function der Insolationsverhältnisse, aber eine Function, in welcher mehrere mannigfach wechselnde Factoren eintreten, so dass die Störungen den regelmässigen Gang oft gänzlich maskiren. Wäre die Natur der Erdoberfläche überall dieselbe (d. h. fehlte die Abwechselung zwischen Wasser und Land, zwischen Berg und Thal, zwischen bewaldetem und pflanzenleerem Boden), würde die Wirkung der Insolation nicht durch wechselnde Bewölkung des Himmels modificirt, und würde die Wärme nicht durch Luft und Meeresströmungen von einem Orte zum anderen fortgeführt, so müssten nicht allein alle Orte gleicher geographischer Breite gleiche klimatische Verhältnisse haben, sondern es müssten auch die täglichen und jährlichen Variationen der Lufttemperatur vollkommen regelmässig verlaufen.

Dem ist aber in der That nicht so. — So hat z. B. Neapel eine mittlere Jahreswärme von 15,9° C., während bei gleicher nördlicher Breite New-York nur eine mittlere Jahreswärme von 11,0° hat. Christiania hat eine etwas grössere mittlere Jahreswärme (5,2°) als Quebec (4,2°) und doch liegt Quebec um mehr als 13 Breitengrade südlicher als Christiania. Ebenso ist an einem und demselben Orte der Gang der Wärme von einem Jahre zum anderen sehr verschieden, und demselben Jahrestag entspricht keineswegs stets dieselbe Temperatur, wie es sein müsste, wenn die Luftwärme allein vom Sonnenstande abhinge. So war z. B. zu Frankfurt am Main — 17,5° C. die mittlere Temperatur des 22. Januar 1850, + 10,6° die desselben Tages im Jahre 1846. — Im Jahre 1846 war zu Frankfurt am Main der 22. Januar um 2° wärmer als der 14. Mai. Ebendaselbst fiel im Jahre 1841 der heisseste Tag auf den 24. Mai (mit 25° C.), im Jahre 1842 aber auf den 19. August (mit 26,2° C.).

Solche Anomalien zeigen deutlich, wie sehr die Luftwärme ausser den Insolationsverhältnissen noch von anderen mächtig influirenden und veränderlichen Factoren bedingt wird. Wenn am 22. Januar 1846 zu Frankfurt am Main eine Wärme von 10,6° C. herrschte, so konnte diese hohe Temperatur unmöglich direct durch die Sonnenstrahlen hervorgerufen sein, und zwar um so weniger, als jener Tag ein durchaus bewölkter Regentag war; die damals herrschenden Südwestwinde hatten die Wärme offenbar aus südlicheren Gegenden zugeführt; ebenso wie die verhältnissmässig niedrige Temperatur des 14. Mai 1846 nur das Resultat rauher Nordostwinde war.

Somit ist denn klar, dass theoretische Betrachtungen nicht genügen, um die klimatischen Verhältnisse eines Landes zu bestimmen oder den Gang der täglichen oder jährlichen Temperaturschwankungen zu ermitteln. Die wahre Vertheilung der Wärme auf der Erdkugel lässt sich nur durch zahlreiche, Jahre lang fortgesetzte Beobachtungen genügend ermitteln. Humboldt hat hier den für alle Naturwissenschaften einzig und allein zur Wahrheit führenden Weg der Induction zuerst mit Erfolg betreten. Auf seinen Reisen auf beiden Hemisphären hat er mit uner-

müdlichem Eifer zahlreiche Thatsachen gesammelt, und durch geistreiche Combinationen dieser Thatsachen zuerst eine wissenschaftliche Meteorologie begründet.

170 **Thermometer-Beobachtungen.** Um durch die Beobachtung des Thermometers den Gang der Lufttemperatur für irgend einen Ort kennen zu lernen, bedarf es vor Allem guter und zweckmässig aufgestellter Thermometer.

Die zu meteorologischen Beobachtungen dienenden Thermometer sind fast ausschliesslich Quecksilberthermometer. Nur in Ausnahmefällen, z. B. wenn die Temperatur nahe bis zum Gefrierpunkte des Quecksilbers oder selbst noch unter denselben fällt, müssen Weingeistthermometer angewendet werden.

Früher waren in Deutschland zu meteorologischen Beobachtungen fast ausschliesslich Thermometer von Réaumur'scher Scala angewandt worden, in neuerer Zeit aber ist die, ohnehin bei allen übrigen wissenschaftlichen Untersuchungen allgemein benutzte 100theilige Scala mehr und mehr auch bei meteorologischen Beobachtungen eingeführt.

Damit die Thermometer wirklich die Temperatur der freien Luft angeben, müssen sie durch ihre Aufstellung sorgfältig vor allen störenden Einflüssen geschützt sein, was die Societas palatina zu Mannheim schon im Jahre 1781 durch folgende Bestimmungen zu erreichen suchte: „Das Thermometer soll ausserhalb des Zimmers frei, d. h. etwas entfernt sowohl vom Boden als von den Wänden des Gebäudes so aufgehängt werden, dass ihm zwar gegen Norden ein freier Horizont geboten ist, aber sowohl die directen als auch die reflectirten Sonnenstrahlen von ihm abgehalten sind. Beim Ablesen soll man sich hüten, den Stand weder durch den Rauch der Lampe, noch durch den Athem zu verändern."

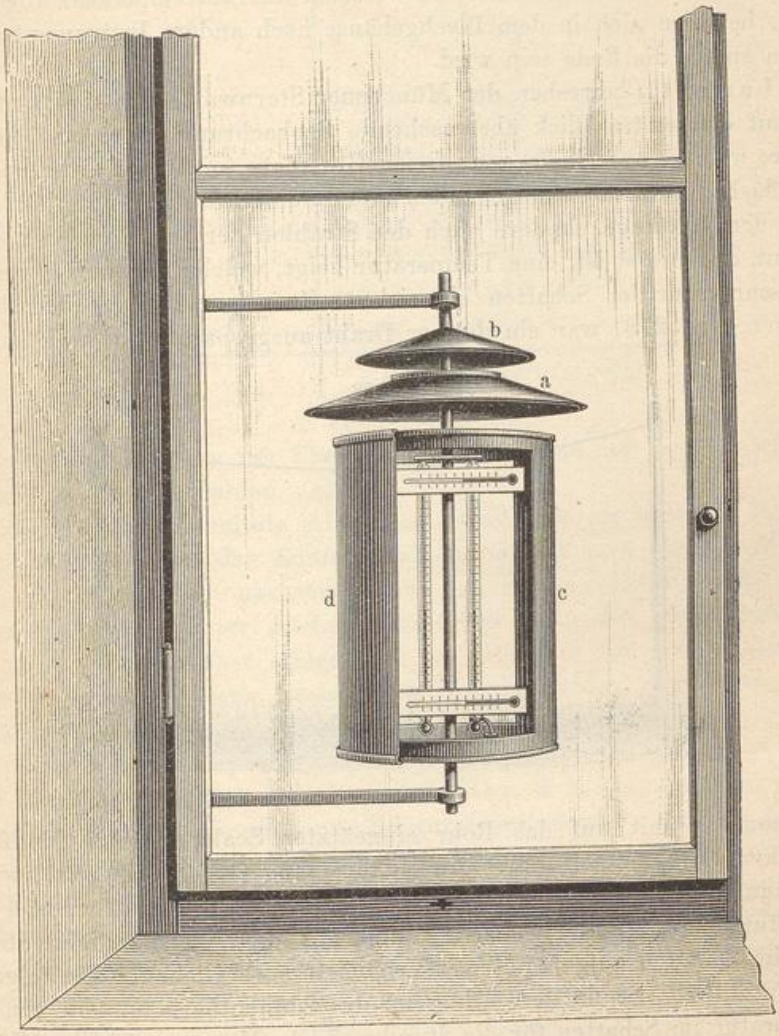
Die Thermometer der deutschen meteorologischen Stationen befinden sich in einem Blechgehäuse, Fig. 277, welches unten offen, oben aber von einem conischen Dach a überdeckt ist, über dessen obere Oeffnung ein zweites conisches Dächlein b so angebracht ist, dass zwischen a und b noch ein freier Zwischenraum bleibt. An zwei Seiten befinden sich ferner feste cylindrische Blechwände c, durch welche die Thermometer gegen störende Bestrahlung geschützt werden können, von denen das eine aber in der Figur nicht sichtbar ist, und zwei drehbare Blechwände d, durch welche das Gehäuse verschlossen werden kann, von denen aber der Deutlichkeit wegen ebenfalls nur die eine gezeichnet ist.

Auf diese Weise ist das Thermometer sowohl vor Schnee und Regen als auch vor jeder directen Strahlung geschützt, während ein freier Luftzug nach allen Seiten hin gesichert ist. Aber das Gehäuse selbst darf nicht von den directen Sonnenstrahlen getroffen werden, weil es sich sonst stark erhitzen würde. Da aber selbst eine freie, nach Norden gerichtete Wand im Sommer morgens und abends von den Sonnenstrahlen

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

getroffen wird, so muss durch leichte, etwa zwei Fuss entfernte Bretter dafür gesorgt sein, dass das Gehäuse mindestens $2^1/_2$ Stunden vor der Ablesung nicht von der Sonne beschienen werden kann. Es versteht sich von selbst, dass das nach Norden gelegene Zimmer, vor dessen Fenster das Thermometer aufgestellt ist, im Winter nicht geheizt werden

Fig. 277.



darf, und dass das Fenster gleich nach gemachter Ablesung wieder geschlossen werden muss.

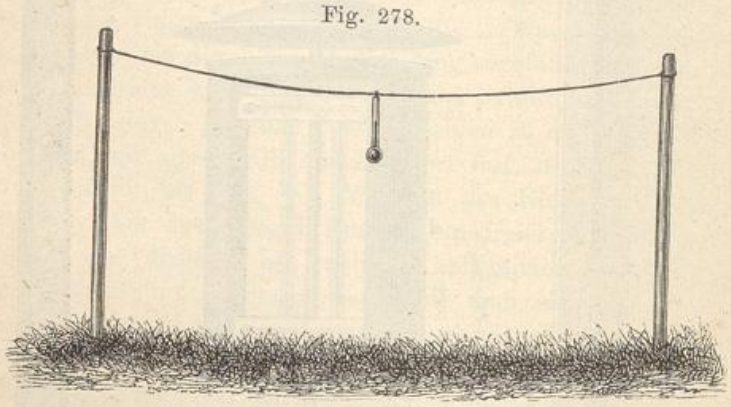
Noch besser als die eben besprochene Aufstellung vor einem nach Norden gelegenen Fenster ist die folgende: Das Blechgehäuse, welches in diesem Falle auch rechteckig sein kann und durch jalousieartige Wände gebildet wird, kommt in ein rechteckiges, von vier Pfählen getragenes, in allen Dimensionen um mindestens 60 cm grösseres Gehäuse von

leichten Brettern zu stehen, welches nach Norden offen, auf der unteren Seite bloss mit zwei Holzleisten zum Tragen des Blechkastens versehen ist. Es soll dasselbe an einer ringsum freien Stelle, wo möglich 3 m über dem Erdboden sich befinden. Behufs der Ablesung wird eine feste oder bewegliche Treppe an das Gerüst gestellt (Wild, Instruction für meteorologische Stationen in Russland).

Ausser dem Thermometer, an welchem die Lufttemperatur abgelesen wird, befinden sich in dem Blechgehäuse noch andere Instrumente, von denen später die Rede sein wird.

Lamont (Jahresber. der Münchener Sternwarte für 1852) machte die auf den ersten Blick überraschende Beobachtung, dass ein Thermometer, welches auf einem ganz freien Grasplatz (nicht auf einer nackten Sandfläche), entfernt von Gebäuden und Bäumen, aufgehängt, also nicht bloss dem Luftzuge, sondern auch den Strahlen der Sonne, wenn dieselbe scheint, ausgesetzt ist, eine Temperatur zeigt, welche nur wenig von der Lufttemperatur im Schatten abweicht. Zwischen zwei 8 Fuss hohen Stangen, Fig. 278, war ein dünner Draht ausgespannt, an welchem ein

Fig. 278.



Thermometer mit auf das Rohr eingeätzter Scala mittelst Bindfaden ganz kurz angebunden war. Zwei Jahre lang (1850 und 1851) wurde der Stand dieses Thermometers von Morgens 7 Uhr bis Abends 6 Uhr von Stunde zu Stunde beobachtet und mit dem gleichzeitigen Stande eines im Schatten aufgehängten Thermometers verglichen. Die folgende Tabelle enthält die mittlere Differenz des Sonnenthermometers von der Temperatur im Schatten für die Stunden 7 Uhr Morgens, 12 Uhr Mittags und 6 Uhr Abends im Jahre 1850.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	7 Uhr	12 Uhr	6 Uhr
Januar	— 0,06° C.	— 0,07° C.	— 0,10° C.
Februar	+ 0,11	+ 0,80	+ 0,01
März	— 0,08	+ 1,09	— 0,24
April	0,00	+ 0,16	— 0,26
Mai	— 0,10	+ 0,34	+ 0,04
Juni	— 0,48	+ 0,50	— 0,35
Juli	— 0,49	— 0,09	— 0,08
August	— 0,27	+ 0,40	— 0,18
September	— 0,11	+ 0,90	— 0,80
October	— 0,42	+ 0,30	+ 0,54
November	— 0,17	+ 0,20	— 0,05
December	— 0,16	+ 0,58	— 0,20
Mittel	— 0,19	+ 0,48	— 0,14

Es findet also an der Thermometerkugel eine fast vollständige Reflexion der Sonnenstrahlen statt.

Ganz andere Resultate erhält man freilich, wenn man das Thermometer an einer von den Sonnenstrahlen beschienenen Wand aufhängt oder es dicht über nacktem, von der Sonne beschienenem Sandboden anbringt. Unter solchen Umständen kann das Thermometer bis auf 50° C. und darüber steigen, es ist dies aber die Temperatur der Wand oder des Bodens, welche die Wärmestrahlen der Sonne stark absorbiren.

Einen recht guten Werth für die Lufttemperatur erhält man durch die sogenannten Schleuderthermometer, d. h. Thermometer, welche mit dem oberen Ende an einer Schnur befestigt und vor dem Ablesen in rasche schleudernde Bewegung versetzt werden. Selbstverständlich muss aber die Ablesung an einem beschatteten Platze geschehen, damit keine störende Wärmestrahlung seitens der Umgebung auf den Stand des Thermometers einwirkt. Die Zuverlässigkeit der Ablesung wird hier dadurch bewirkt, dass das Thermometer innerhalb kurzer Zeit mit sehr vielen Lufttheilchen in Berührung kommt.

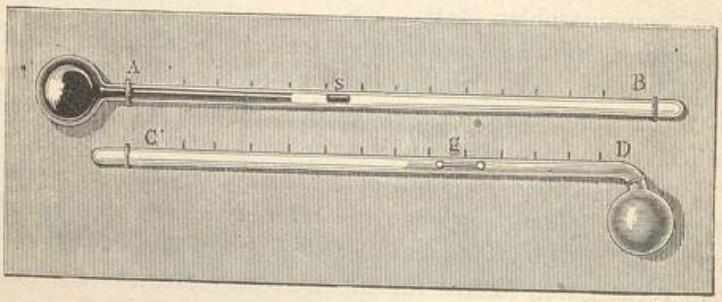
Maximum- und Minimum-Thermometer. Es ist für die 171
Meteorologie vielfach von Wichtigkeit, die höchste und niedrigste Temperatur zu kennen, welche innerhalb einer gegebenen Zeit, etwa innerhalb 24 Stunden geherrscht hat. Wollte man die Temperaturextreme eines Tages durch Beobachtung gewöhnlicher Thermometer ermitteln, so müsste man die Temperatur immer sehr häufig, mindestens alle Stunde beobachten, ein äusserst mühsames und zeitraubendes und deshalb für die

Dauer nicht durchführbares Geschäft. Man hat deshalb vielfach versucht, Instrumente zu construiren, welche gestatten, das Maximum und Minimum der Temperatur abzulesen, welche zwischen zwei auf einander folgenden Beobachtungsterminen stattgefunden hat. Wir wollen einige derselben näher betrachten.

Rutherford's schon 1794 construirter Thermometrograph ist in Fig. 279 abgebildet. Er besteht aus zwei Thermometern, deren Röhren wagerecht liegen, und von denen das eine ein Quecksilberthermometer, das andere ein Weingeistthermometer ist. In der Röhre des Quecksilberthermometers liegt ein Stahlstiftchen, welches durch die Quecksilbersäule fortgeschoben wird, wenn sich das Quecksilber in der Kugel dieses Thermometers ausdehnt; wenn nun aber das Thermometer erkaltet, so zieht sich die Quecksilbersäule wieder zurück, das Stahlstäbchen aber bleibt an der Stelle liegen, bis zu welcher es bei dem höchsten Stande des Thermometers geschoben worden war; ein solches Thermometer giebt also das Maximum der Temperatur an, welches innerhalb einer gewissen Periode geherrscht hat.

In der Röhre des Weingeistthermometers liegt ein ganz feines Glasstäbchen, welches an beiden Enden etwas dicker ist, wie man Fig. 279

Fig. 279.



deutlich sieht; das Glasstäbchen liegt noch in dem Weingeistsäulchen, und wenn der Weingeist in der Kugel erkaltet und sich die Weingeistsäule in der Röhre bis an das erste Knöpfchen des Glasstäbchens zurückgezogen hat, so wird bei fernerem Sinken der Temperatur das Glasstäbchen in Folge der Adhäsion zwischen Weingeist und Glas von der noch weiter sich zurückziehenden Weingeistsäule mitgenommen; wenn aber die Flüssigkeit in der Kugel wieder erwärmt wird, so geht beim Steigen des Thermometers die Flüssigkeit an dem Stäbchen vorbei, ohne es fortzuschieben; das Stäbchen, welches von dunkelfarbigem Glase gemacht sein muss, damit man es deutlich sehen kann, bleibt also an der Stelle liegen, welche dem Minimum der Temperatur entspricht, die innerhalb eines gewissen Zeitraumes herrschte.

Während die Kugel des einen Thermometers auf der rechten Seite liegt, liegt die des anderen links; wenn man nun den ganzen Apparat etwas nach der linken Seite neigt und leise daran stösst, so fällt das

Stahlstäbchen durch sein Gewicht bis auf die Quecksilbersäule, das Glasstäbchen aber bis an das Ende der Weingeistsäule. Wenn man das so vorgerichtete und wieder horizontal gestellte Instrument stehen lässt, so wird bei jedem Steigen der Temperatur das Stahlstäbchen fortgeschoben, das Glasstäbchen aber bei jedem Sinken der Temperatur zurückgezogen.

Dieses Instrument ist besonders geeignet, um das Maximum und Minimum der täglichen Temperatur anzugeben. Wenn man es etwa jeden Morgen in Stand setzt, so kann man den folgenden Morgen ablesen, welches die höchste und welches die niedrigste Temperatur während der letzten 24 Stunden war.

Fig. 280.

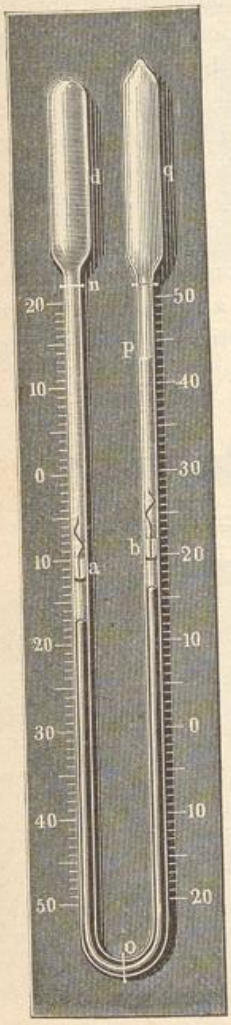
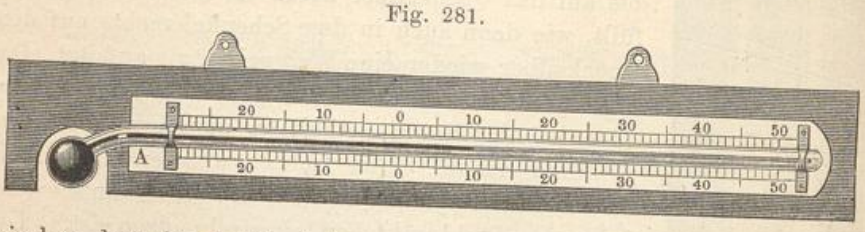


Fig. 280 stellt das von Bellani und Bunten verbesserte Six'sche Maximum- und Minimum-Thermometer dar. An das Thermometergefäss d setzt sich die etwas weite heberförmig gebogene Röhre nop an, welche auf der anderen Seite mit dem Gefässe q endigt. Der untere Theil der umgebogenen Röhre enthält Quecksilber. Das Gefäss d und der linke Schenkel der heberförmig gebogenen Röhre bis auf das Quecksilber herab ist mit Weingeist gefüllt, wie denn auch in dem Schenkel rechts auf dem Quecksilber wieder eine Weingeistsäule aufsitzt. Das oben zugeschmolzene Gefäss q enthält Luft. Jeder Schenkel der Röhre enthält in dem mit Weingeist gefüllten Theile einen Index, welcher aus einem kurzen Emailröhrchen besteht, in welches ein schwach federndes Stahldrähtchen eingeschmolzen ist. Um das Instrument in Stand zu setzen, werden die Indices mittelst eines von aussen an die Röhre gehaltenen Magnetstäbchens bis auf den Gipfel der Quecksilbersäule herabgezogen. Steigt nun die Temperatur, so wird der Index b in die Höhe geschoben, während a wegen der Reibung des Drahtes an seiner Stelle stehen bleibt und den Weingeist an seinem Umfang vorbeigehen lässt. Sobald die Temperatur wieder zu sinken beginnt, bleibt b stehen, während a in die Höhe geschoben wird, sobald das Quecksilber im Schenkel links den Index a erreicht hat und nun die Temperatur noch zu sinken fortfährt. Der Index a giebt also das Minimum, b giebt das Maximum der Temperatur während der letzten 24 Stunden an, wenn das Instrument jeden Morgen beobachtet und die Indices wieder auf das Quecksilber herabgezogen werden.

Das Rutherford'sche Instrument kommt ebenso wie das Six'sche leicht in Unordnung, und zwar das erstere hauptsächlich deswegen, weil

der in der Röhre des Maximum-Thermometers befindliche Stahlstift beim Steigen der Quecksilbersäule bisweilen nicht vorwärts geschoben wird, sondern liegen bleibt, so dass das Quecksilber über ihn hinwegströmt. Es ist dann immer schwierig, den Stift wieder aus dem Quecksilber zu entfernen, und deshalb hat man versucht, den Stahlstift ganz zu vermeiden, und Vorrichtungen zu treffen, durch welche bewirkt wird, dass der Quecksilberfaden selbst beim Sinken der Temperatur liegen bleibt und somit die Maximal-Temperatur anzeigt. Dies hat man dadurch erreicht, dass man entweder in der Nähe der Quecksilberkugel (bei *A*, Fig. 281) einen Glassplitter inwendig im Rohre mit dem Löthrohre festschmilzt, wodurch eine starke Verengung des Rohres bewirkt wird, oder dass man an einer Stelle den Quecksilberfaden durch ein kleines Luftbläschen in zwei Theile trennt. In beiden Fällen wird der Quecksilberfaden beim Steigen der Temperatur vorwärts geschoben, bleibt aber liegen, wenn die Temperatur zurückgeht. Die zweite Einrichtung ist weniger vollkommen als die erste, weil bei continuirlicher Temperatursteigerung der Quecksilberfaden nicht continuirlich, sondern sprungweise vorgeht. Die Luftblase muss nämlich immer erst bis auf einen gewissen Grad zusammengepresst werden, ehe durch ihre Elasticität die Reibung

Fig. 281.



zwischen dem Quecksilberfaden und dem Glasrohre überwunden ist; ist aber der Faden erst in Bewegung gekommen, so gehört eine etwas geringere Kraft dazu, ihn vorwärts zu treiben; er schnellt daher ein kleines Stück vorwärts und bleibt darauf liegen, worauf die Luftblase erst wieder zusammengedrückt werden muss, um ihn in Bewegung zu setzen.

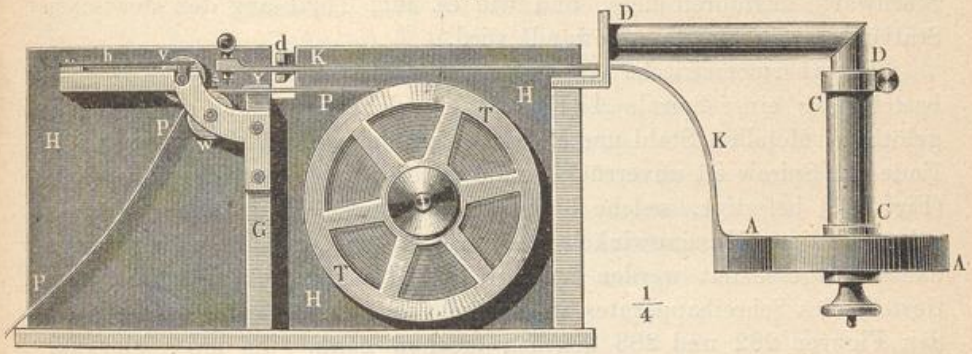
In dem Gehäuse, Fig. 277, ist ausser zwei Quecksilberthermometern (die Kugel des einen ist aus später zu besprechenden Gründen mit einem Läppchen von Mousselin umwickelt) auch noch ein Maximum- und Minimum-Thermometer in der eben besprochenen Art, bisweilen auch noch ein Haarhygrometer angebracht.

172 **Die registrirenden Instrumente.** Während es für die Mehrzahl der meteorologischen Stationen vollkommen genügend ist, wenn der Stand der Instrumente dreimal täglich beobachtet und notirt wird, so ist es doch höchst wünschenswerth, die Beobachtungen eines grösseren Rayons durch die fortlaufenden Aufzeichnungen einer Centralstation gewissermaassen zu vervollständigen und so für die Wissenschaft nutz-

bringender zu machen. Zur Ausführung solcher fortlaufender Aufzeichnungen hat man nun die selbstregistrirenden Instrumente construirt.

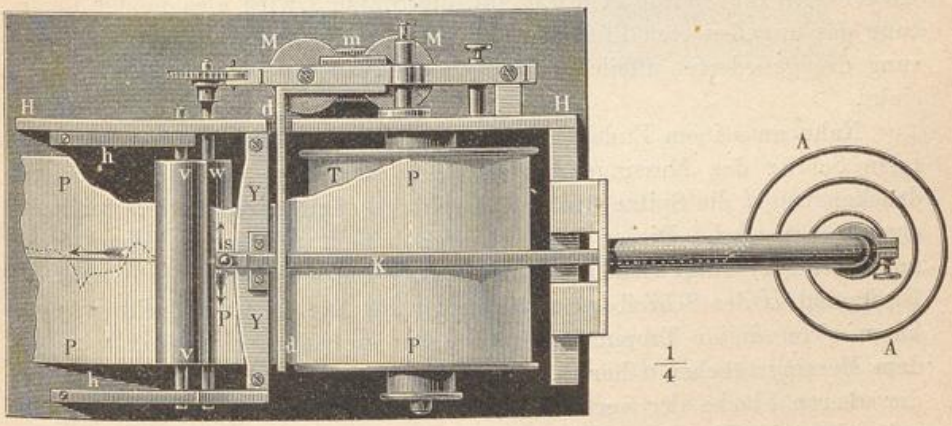
Die älteste Methode solcher Aufzeichnungen bestand darin, den Zeiger des entsprechend zu construirenden Instrumentes mit einem

Fig. 282.



Bleistift zu versehen, welcher auf einem durch ein Uhrwerk mit gleichförmiger Geschwindigkeit fortgeführten Papierstreifen eine Curve zeichnete, deren Abscissen der Zeit, deren Ordinaten aber dem jeweiligen Stande des Instrumentes entsprechen. Diese Methode, welche z. B. bei den Kreil'schen Registrirapparaten Verwendung gefunden hat, leidet an dem Uebelstande, dass bei manchen Instrumenten die Empfindlichkeit

Fig. 283.



derselben durch die Reibung des Bleistiftes auf dem Papier allzu sehr beeinträchtigt wird.

Lamont (Beschreibung der auf der Münchener Sternwarte verwendeten neuen Instrumente und Apparate, 1851) ersetzte den Papierstreifen durch eine um ihre Axe gedrehte Walze, deren Umfang durch Russ geschwärzt ist, den Bleistift aber durch einen Stahlstift.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Hipp änderte die ursprüngliche Methode dahin ab, dass er den Bleistift durch eine Nadelspitze ersetzte, welche nur von Zeit zu Zeit, etwa alle 10 Minuten, momentan in das unterliegende Papier eingedrückt wird, die übrige Zeit hindurch aber nicht mit demselben in Berührung bleibt. Fig. 282 u. Fig. 283 (a. v. S.) stellen ein Hipp'sches Registrir-Thermometer dar, wie es Wild von Hasler in Bern für die Berner Sternwarte ausführen liess, und wie es zum Theil auf den deutschen Stationen der Seewarte angewandt wird.

Der thermometrische Apparat ist ein Metallthermometer, und besteht aus einer Spirale A (Fig. 283), welche aus zwei auf einander gelötheten Metallen, Stahl und Messing, zusammengesetzt ist. Das innere Ende der Spirale ist unverrückbar am unteren Ende der Messingröhre C (Fig. 282) befestigt, welche über den verticalen Theil eines ebenfalls röhrenförmigen Messingwinkels $D\,D$ geschoben ist und mit einer Zwinge daran festgeklemmt werden kann. Die Messingröhre D ist an dem Gestelle des Schreibapparates in einer Weise befestigt, wie man sie aus den Figuren 282 und 283 deutlich ersehen kann. Es muss hier nur noch bemerkt werden, dass, der Raumersparniss wegen, der horizontale Theil der Röhre D verhältnissmässig zu kurz und die Spirale A zu klein gezeichnet ist. Der horizontale Theil von D ist 184 mm lang und der Durchmesser der Spirale beträgt 112 mm.

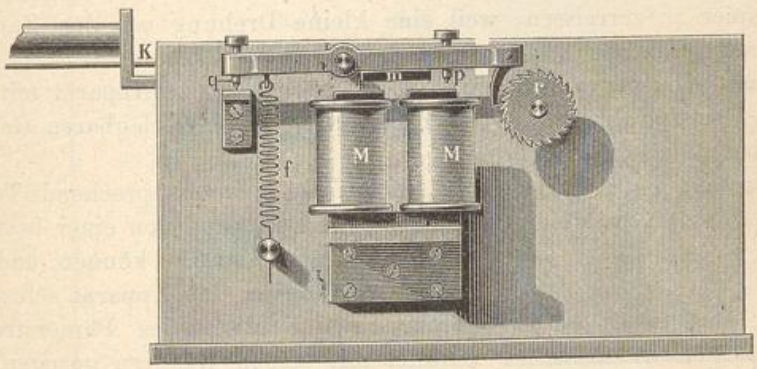
Am äusseren Ende der thermometrischen Spirale ist ein leichter, zuerst nach oben gehender, dann horizontal umgebogener Messingzeiger $K\,K$ angenietet. In das freie Ende dieses Zeigers ist ein Stahlstift eingesetzt, welcher unten eine Nadelspitze s trägt. Wenn es wärmer wird, wickelt sich die Spirale A etwas auf, die Spitze s wird also in der Richtung des ungefiederten Pfeilchens hin bewegt, während sie in der Richtung des gefiederten Pfeilchens verschoben wird, wenn die Temperatur sinkt.

Nahe an seinem Ende geht nun der Zeiger K durch einen horizontalen Schlitz des Messingstäbchens d, so dass also durch ein Niederdrücken von d die Spitze s in den darunter befindlichen Papierstreifen P eingedrückt wird. Dieser Papierstreifen kommt von einer Trommel T, auf welcher er aufgewickelt ist, und welche um eine horizontale, auf der Rückwand H des Schreibapparates befestigte Axe leicht gedreht werden kann. Von dieser Trommel geht der Papierstreifen P zunächst unter dem Messingstäbchen d her durch einen feinen Schlitz, welcher zwischen der oberen Fläche der verticalen Messingwand G und der darüber angebrachten Messingplatte Y frei geblieben ist. Aus diesem Schlitz heraustretend gelangt dann der Papierstreifen unter der Spitze s hinweg zwischen zwei Walzen v und w, welche beide um horizontale Axen drehbar sind und von denen die obere v durch die Federn h leicht gegen die andere angedrückt wird. Sobald nun die eine dieser Walzen in entsprechender Richtung gedreht wird, so wird der Papierstreifen in der Richtung des grösseren Pfeiles fortgezogen. Um die Walze w wenigstens

zum Theil sich sichtbar zn machen, erscheint in Fig. 283 ein Stück aus dem Papierstreifen P herausgerissen.

Der Gang des Apparates ist folgender: Alle 10 Minuten wird der Strom einer Säule von drei bis sechs grossen 35 cm hohen, mit einer Lösung von Kochsalz und Alaun gefüllten Zink-Kohlenbechern durch Vermittelung einer guten Pendeluhr geschlossen und durch die Windungen eines Elektromagnets M hindurchgesandt, welcher auf der Rückseite der Messingwand H befestigt und dessen Ansicht in Fig. 284 gegeben ist (in dieser Figur ist nur der Anfang der Röhre D dargestellt, die thermometrische Spirale, welche er trägt, ist aber weggelassen). Sobald der Elektromagnet in Thätigkeit gesetzt wird, wird der Anker m an- und dadurch die rechte Seite (Fig. 284) des Hebels l niedergezogen, wodurch auch das Niederdrücken des Messingstäbchens d, Fig. 282, bewerkstelligt wird, welches mittelst eines rechtwinklig gebogenen Stückes am Hebel l befestigt ist. Das Niederdrücken des Stäbchens d bewirkt

Fig. 284.



alsdann das Eindrücken der Spitze s in das Papier, also die Markirung eines Punktes.

Mit dem Niedergang der rechten Seite des Hebels l wird auch der hier leicht beweglich eingehängte Stahlhaken so weit hinabbewegt, dass er aus der Lücke des Zahnrades r, in welcher er bisher sass, herausgeschoben wird und in die folgende Zahnlücke einfällt. Wenn nun nach ganz kurz dauernder Schliessung der Strom wieder unterbrochen wird, der Elektromagnet also seinen Magnetismus wieder verliert, so wird die linke Seite des Hebels l durch die Feder f niedergezogen und dadurch das Rad r um einen Zahn weitergeschoben. Das Zahnrad r ist aber auf der Axe der Walze w befestigt, so dass dieselbe also jedesmal bei der Unterbrechung des Stromes um einen Winkel gedreht wird, welcher der Breite eines Zahnes des Rades r entspricht. Durch diese Drehung der Walze w, Fig. 283, wird aber auch der Papierstreifen P um eine entsprechende Grösse vorgeschoben und ihm die Stellung gegeben, in welcher er bis zur Markirung des nächsten Punktes verharrt.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

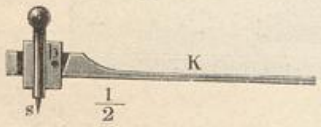
Die Bewegung des Hebels l ist einerseits durch die Schraube p, andererseits durch die Schraube q begrenzt.

Das Drehen der Walze w, also das Fortziehen des Papierstreifens P, erfolgt bereits, ehe die Nadel s ganz aus dem von ihr im Papier gemachten Loch zurückgezogen ist, sie würde also entweder die Bewegung des Papiers hemmen oder einen Riss in dasselbe machen, wenn dergleichen nicht durch eine besondere Vorrichtung verhindert würde. Die Spitze s ist nämlich nicht unmittelbar fest in das Ende des Zeigers K, sondern in ein Messingklötzchen eingesetzt, welches um die horizontale Axe b, Fig. 285, leicht drehbar, in eine verticale rectanguläre Höhlung nahe am Ende des Zeigers K eingelassen ist. Wenn K nicht niedergedrückt ist, so nimmt das Messingklötzchen die in Fig. 285 verzeichnete Stellung ein, indem es durch sein Uebergewicht leicht gegen die verticale Wand der Höhlung angedrückt wird, welche die Oeffnung nach der rechten Seite (der Figur) hin begrenzt; ist aber die Spitze in das Papier eingestochen und wird dasselbe dann ein wenig nach links gezogen, so kann die Spitze mit dem Klötzchen leicht folgen, ohne das Papier zu zerreissen, weil eine kleine Drehung um den Zapfen b stattfinden kann.

Zum Schutz gegen Staub u. s. w. ist der ganze Apparat mit Ausnahme der Spirale und ihres Trägers von einem zerlegbaren Gehäuse von Glas und Holz umgeben.

Um aus den markirten Punkten auf die ihnen entsprechende Temperatur schliessen zu können, muss man ihren Abstand von einer bestimmten Abscissenlinie messen können, und eine solche wird durch den Apparat selbst ungefähr in der Mitte des Papierstreifens parallel mit seinen Rändern gezogen. Es geschieht dies durch ein kleines, in unseren Zeichnungen nicht sichtbares Röllchen mit scharfem Rande, welches in einem auf der Mitte der Messinglamelle Y aufgesetzten Metallstück angebracht ist und welchem eine kleine Vertiefung in der Unterlage entspricht.

Fig. 285.



Dieses, wie alle Metallthermometer, hat den Nachtheil, dass sein Nullpunkt sich sehr leicht verändert; es ist daher nothwendig, fortwährend die Richtigkeit seiner Angaben zu controliren. Zu diesem Zwecke bringt man in der Nähe der Spirale A (Fig. 283) ein sorgfältig untersuchtes Thermometer, sowie ein zuverlässiges Maximum- und Minimum-Thermometer an, welche letzteren jeden Morgen beim Abnehmen des Papierstreifens PP (Fig. 283) abgelesen und neu eingestellt werden. Die Ablesungen an dem gewöhnlichen Thermometer werden zu passenden Tagesstunden gemacht, an welchen sich die Temperatur wenig ändert. Aus zwei bei möglichst verschiedenen Temperaturen angestellten Vergleichungen ersieht man, welcher Temperaturänderung je 1 mm der Ordinatenlängen entspricht. Durch die Ablesungen der bei dem Appa-

rate angebrachten Thermometer erhält man für die Zeiten dieser Ablesungen verschiedene Werthe der Nulllinie und muss für die Zwischenzeiten ihre Werthe interpoliren. Als Beispiel der Reduction einer solchen Aufzeichnung mögen folgende Zahlen dienen, bei denen zu bemerken ist, dass einer Bewegung des Zeigers von 1 mm eine Aenderung der Temperatur von 0,5° C. entsprach.

Stunde 1878 Decembr. 22. bis 23.	Phase	Ordinate d. Thermogrammes ζ mm	$0{,}5 \cdot \zeta$	Direct abgelesene Temperatur	Werth der Nulllinie	Abgeleitete Temperatur
10 U. Vm.		+ 12,00	+ 6,00°	+ 0,1°	**— 5,90°**	+ 0,1°
11		10,32	5,16		— 5,88	— 0,7
12		11,59	5,80		— 5,87	— 0,1
1 U. Nm.		11,90	5,95		— 5,85	+ 0,1
2		12,64	6,32		— 5,84	+ 0,5
2 U. 30 M.	Maximum	13,24	6,62	+ 0,8	**— 5,82**	+ 0,8
3		12,80	6,40		— 5,81	+ 0,6
4		12,52	6,26		— 5,80	+ 0,5
5		12,68	6,34		— 5,79	+ 0,6
6		12,18	6,09		— 5,78	+ 0,3
7		11,50	5,75		— 5,77	0,0
8		12,10	6,05	+ 0,3	**— 5,75**	+ 0,3
9		11,71	5,86		— 5,74	+ 0,1
10		10,24	5,12		— 5,73	— 0,6
11		9,28	4,64		— 5,72	— 1,1
12		9,25	4,62		— 5,71	— 1,1
1 U. Vm.	Minimum	8,60	4,30	— 1,4	**— 5,70**	— 1,4
2		8,88	4,44		— 5,71	— 1,3
3		9,60	4,80		— 5,72	— 0,9
4		8,95	4,48		— 5,73	— 1,2
5		9,62	4,81		— 5,74	— 0,9
6		9,47	4,74		— 5,75	— 1,0
7		9,30	4,65		— 5,76	— 1,1
8		8,80	4,40		— 5,78	— 1,4
9		8,70	4,35		— 5,80	— 1,4
9 U. 20 M.		9,62	4,81	— 1,0	**— 5,81**	— 1,0

In der vorletzten Columne sind die fett gedruckten Zahlen direct aus den Ablesungen der Thermometer abgeleitet, die anderen dagegen

interpolirt. Durch Verstellung der Spirale kann man die Lage der Mittellinie gegen die Punktenreihe verrücken, also den Werth von ξ verändern. — Fig. 286 ist das Facsimile der Temperaturcurve, welche ein derartiger Apparat zu Bern am 25. Juli 1861 (bürgerliche Zeit) von Mitternacht bis Mitternacht geschrieben hat. Von den geraden Linien dieser Figur ist nur die Mittellinie, welche in diesem Falle fast ganz genau der Temperatur von 15° C. entsprach, durch den Apparat selbst gezogen, die übrigen geraden Linien sowie die Zahlen sind nachträglich eingezeichnet.

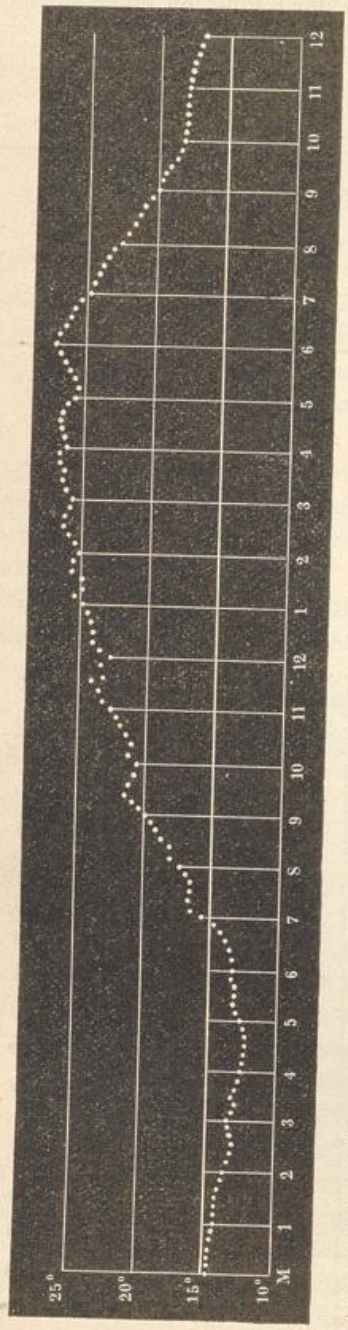


Fig. 286.

Nach ähnlichen Principien hat man nun auch selbstregistrirende Barometer, Regenmesser, Hygrometer und Apparate construirt, welche die Richtung und die Stärke des Windes notiren. Die Beschreibung der genannten Apparate, wie dieselben auf der Sternwarte zu Bern aufgestellt sind, hat Wild in dem zweiten Bande von Carl's Repertorium veröffentlicht. Wir werden theilweise noch auf diese Instrumente zurückkommen.

Von ganz besonderem Werthe für die Wissenschaft würden solche selbstregistrirende Instrumente sein, welche mehrere Monate lang fortgehen, ohne eines Nachsehens zu bedürfen, weil sie, an unbewohnten und unbewohnbaren Orten aufgestellt, Auskunft über meteorologische Fragen geben könnten, die auf keinem anderen Wege zu erhalten sind. Bis jetzt hat man sich darauf beschränkt, auf einigen während des Winters unzugänglichen Bergen Thermometrographen einfacherer Construction anzubringen, an denen die höchste und niedrigste Wintertemperatur nachträglich abgelesen werden konnte.

173 **Die täglichen Variationen der Lufttemperatur.** Nachdem wir nun die Hülfsmittel kennen gelernt haben, deren man bedarf,

um die Lufttemperatur an einem gegebenen Orte und zu bestimmten Zeiten zu ermitteln, wollen wir uns jetzt zur Betrachtung der Resultate wenden, welche man mit Hülfe dieser Instrumente erlangt hat. Wenden wir uns zunächst zur Betrachtung der täglichen Variationen.

Um zu erforschen, nach welchen Gesetzen die Temperatur der unteren Luftschichten im Laufe eines Tages sich ändert, muss das Thermometer in regelmässigen, möglichst kurzen Zeitintervallen abgelesen werden, und zwar sind zu diesem Zwecke mindestens stündliche Beobachtungen nöthig, d. h. das Thermometer muss bei Tag und bei Nacht von Stunde zu Stunde abgelesen werden. Die älteste derartige Beobachtungsreihe ist die, welche Chiminello zu Padua während eines Zeitraumes von 16 Monaten machte. Später wurde eine ähnliche Beobachtungsreihe auf Brewster's Veranlassung auf dem Forth Leith bei Edinburg angestellt, welcher dann bald noch weitere derartige Beobachtungsreihen folgten, unter denen wir die zu Halle, Göttingen, München, Kremsmünster, Prag, Brüssel, Greenwich, Apenrade, Rom, der karischen Pforte, Petersburg, Nertschinsk, Barnaul, Bombay, Madras, Rio-Janeiro, Frankfort-Arsenal bei Philadelphia, Insel Melville hervorheben.

Gegenwärtig ist die äusserst mühsame und zeitraubende Arbeit stündlicher Beobachtungen, welche ohne Zusammenwirken mehrerer Personen gar nicht ausführbar ist, an vielen Hauptstationen durch die Aufstellung registrirender Instrumente, welche den Gang der Temperatur noch weit besser darstellen, überflüssig geworden.

Wenn man die stündlichen Beobachtungen oder die Aufzeichnungen registrirender Instrumente einzelner Tage betrachtet, so findet man, dass der Gang der Temperatur keineswegs ein so regelmässiger ist, wie man nach §. 167 vermuthen könnte; er ist vielmehr ein ziemlich regelloser und von einem Tage zum anderen oft wechselnder.

Solche Anomalien und Differenzen lassen sich leicht erklären, wenn man bedenkt, dass der Gang der Temperatur allerdings von der Stellung der Sonne gegen den Horizont abhängt, dass aber die Wirkung der Sonnenstrahlen wesentlich durch die Windrichtung, den Bewölkungszustand des Himmels u. s. w. modificirt wird. Deshalb tritt denn auch der normale Gang der täglichen Temperaturschwankungen nicht immer unmittelbar in die Erscheinung, sondern er kann nur als Mittel aus grösseren Beobachtungsreihen dargestellt werden.

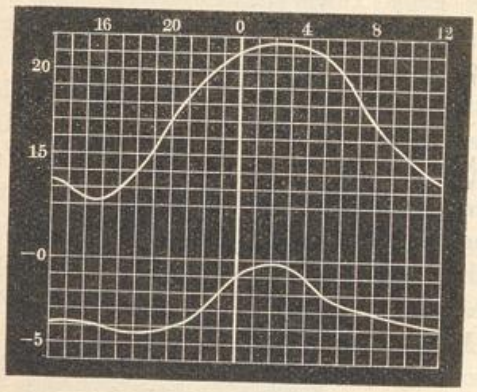
Nimmt man aus allen während der Jahre 1848 bis 1880 im Juli zu München morgens um 4 Uhr gemachten Beobachtungen das Mittel, so erhält man 12,5°. Ebenso ergiebt sich für 6 Uhr im Juli die mittlere Temperatur 14,4°, für 8 Uhr 17,6°, für Mittag 21,2° u. s. w. Die oberste Curve in Fig. 287 (a. f. S.) stellt den normalen Gang der täglichen Temperaturschwankungen zu München im Laufe des Monats Juli dar, wie er sich aus den auf die angegebene Weise erhaltenen Mittel-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

zahlen ergiebt; die unmittelbar darunter befindliche Curve hat die gleiche Bedeutung für den Monat Januar.

Im Durchschnitt steigt also zu München im Juli die Temperatur von 4 Uhr Morgens an (16h astronomische Zeit, kurz vor Sonnenaufgang) bis $2^3/_4$ Uhr Nachmittags, um dann bis zum nächsten Sonnenaufgang abzunehmen.

Fig. 287.



Das Minimum der Temperatur findet also ungefähr zur Zeit des Sonnenaufgangs, das Maximum ungefähr um $2^3/_4$ Uhr Nachmittags statt.

Die Differenz des täglichen Maximums und Minimums beträgt im Juli im Mittel 9,4°.

Im Januar ist der normale Gang der täglichen Wärmeschwankungen ein ganz anderer. Das Minimum der Wärme findet gleichfalls ungefähr zur Zeit des Sonnenaufganges statt, welcher aber jetzt auf eine weit spätere Stunde fällt, das Maximum ungefähr um $1^1/_2$ Uhr Nachmittags. Das tägliche Maximum ist aber im Durchschnitt nur um 4,1° höher als das tägliche Minimum.

	Südgeorgien	Rio-Janeiro	Bombay	Madrid	Bern	München	Oxford	Stettin	Kopenhagen	Moskau	Petersburg	Kingua-Fjord
Januar . . .	5,0°	3,2°	4,4°	7,2°	4,2°	4,1°	2,1°	1,8°	1,0°	1,7°	1,3°	6,5°
Februar . . .	6,0	3,5	4,0	9,6	6,7	5,4	2,9	2,9	2,2	3,4	2,7	6,5
März	4,8	3,4	3,2	9,7	5,7	6,9	4,9	4,6	3,4	4,6	4,9	10,3
April	4,6	3,1	2,9	11,7	8,6	8,6	7,0	7,0	4,7	5,2	5,7	9,1
Mai	5,1	3,4	2,6	11,6	9,2	9,0	8,0	8,8	6,0	6,9	7,1	7,8
Juni	4,7	3,5	2,5	13,1	8,8	9,2	7,8	7,6	6,0	7,3	6,5	5,8
Juli	5,6	4,1	1,5	14,5	9,4	9,4	8,3	7,6	5,9	7,5	6,2	6,3
August . . .	5,9	3,4	1,9	14,0	8,4	9,1	7,7	8,2	5,6	7,2	6,2	6,3
September . .	5,7	2,9	2,2	12,2	9,2	8,7	6,7	6,8	4,4	5,8	4,0	5,2
October . . .	5,3	2,6	3,4	9,6	5,5	7,8	4,7	4,3	2,7	4,3	2,7	6,2
November . .	5,2	3,1	4,0	8,6	4,3	4,0	3,0	2,1	1,4	2,0	1,3	9,0
December . .	5,2	3,2	4,9	6,0	3,4	3,4	2,0	2,0	0,9	1,2	0,8	7,6

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die Grösse der mittleren täglichen Temperaturveränderung ist, wie wir bereits gesehen haben, nicht für alle Monate dieselbe; sie beträgt zu München im Januar 4,1°, im Juli 9,4°. Ebenso ist die Grösse dieser mittleren täglichen Veränderung an verschiedenen Orten nicht dieselbe, wie man aus vorstehender Tabelle ersieht, welche diese Grösse für verschiedene Orte und für die zwölf Monate des Jahres angiebt.

Es sind dies die mittleren Differenzen zwischen dem Maximum und Minimum desselben Tages. An einzelnen Tagen ist diese Differenz weit grösser, an anderen wieder bedeutend kleiner. Die folgende Tabelle enthält die grösste und die kleinste Differenz zwischen dem Maximum und Minimum desselben Tages, welche während einiger Jahre zu Frankfurt a. M. in den einzelnen Monaten beobachtet worden ist.

	Grösste Differenz			Kleinste Differenz		
	1844	1845	1846	1844	1845	1846
Januar	7,9°	7,0°	9,0°	1,2°	0,2°	0,9°
Februar	11,4	13,5	10,6	2,6	1,5	0,9
März	11,0	12,1	15,8	2,6	2,1	1,9
April	16,1	14,8	13,8	2,9	2,9	3,8
Mai	15,1	14,6	17,4	3,2	4,0	3,8
Juni	17,0	15,0	15,0	6,2	3,9	3,1
Juli	13,6	16,1	17,8	3,6	2,0	1,0
August	15,4	15,2	14,0	2,4	2,6	0,8
September . . .	15,2	14,8	16,6	3,4	3,2	2,4
October	11,6	10,1	11,9	2,6	2,7	2,1
November . . .	7,1	9,5	8,5	0,6	2,5	4,8
December . . .	9,4	10,0	11,4	0,4	0,2	4,4

Mittlere Temperatur der Tage, der Monate und des Jahres. 174 Nimmt man aus den 24 im Laufe eines Tages gemachten Temperaturbeobachtungen das Mittel, so erhält man mit grosser Annäherung die mittlere Temperatur des Tages.

In vielen Fällen wird man aber nicht stündliche Beobachtungen zur Verfügung haben, und die Erfahrung hat gezeigt, dass man auch aus wenigen Beobachtungen, wenn sie in passender Weise combinirt werden einen sehr genäherten Werth für das Tagesmittel erhalten kann. Schon aus einer einmaligen Ablesung am Tage erhält man, wenn ein Maximum- und ein Minimumthermometer abgelesen wird, aus dem Mittel der Angaben dieser beiden Instrumente einen in der Regel nicht sehr unrichtigen Werth für das Tagesmittel. Einige andere Combinationen sind folgende, wobei die Zeit der Ablesung in Stunden mit der Bezeichnung a (Vormittags) oder p (Nachmittags) angegeben ist. Es bezeichnet also z. B.

$^1/_2(8a + 8p)$ das arithmetische Mittel zwischen den 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends abgelesenen Temperaturen:

1. $^1/_2\,(8a + 8p)$
2. $^1/_3\,(6a + 2p + 10p)$
3. $^1/_3\,(7a + 1p + 9p)$
4. $^1/_3\,(7a + 2p + 9p)$
5. $^1/_4\,(7a + 2p + 2 \times 9p)$
6. $^1/_4\,(8a + 2p + 8p + \text{Min.})$
7. $^1/_4\,(8a + \text{Max.} + 8p + \text{Min.})$
8. $^1/_2\left(\frac{8a + 8p}{2} + \frac{8a + 2p + 8p}{3}\right)$

Bei den Stationen des preussischen meteorologischen Institutes werden die Ablesungen 7 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 9 Uhr Abends gemacht; das Tagesmittel der Temperatur ergiebt sich dann sehr genähert aus der Combination 5. Auf den Stationen der Deutschen Seewarte geschieht die Ablesung 8 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 8 Uhr Abends, und es werden dann zweckmässiger Weise die Combinationen 7. und 8. angewandt, wobei indessen zu bemerken ist, dass in den Monaten Mai bis August die Combination 7., und in den Monaten September bis April die Combination 8. das zuverlässigere Resultat ergiebt. Für Stationen, an denen zahlreiche stündliche Beobachtungen vorliegen, kann man sich auf empirischem Wege Formeln ableiten, welche ein besseres Resultat ergeben als die oben erwähnten. Eine solche von Köppen vorgeschlagene und auf der Hamburger Seewarte neuerdings angewandte Formel für die mittlere Tagestemperatur ist folgende:

$$\frac{8a + 2p + 8p + \alpha.\,\text{Min.}}{3 + \alpha},$$

wo α das dem Minimum beizulegende, für jede Station besonders zu bestimmende und von Monat zu Monat wechselnde Gewicht bezeichnet.

Hat man auf diese Weise die mittlere Temperatur aller Tage eines Monats ermittelt, so erhält man die mittlere Temperatur des Monats, wenn man aus den 30 oder 31 Tagesmitteln wieder das Mittel nimmt.

Die aus sämmtlichen Tagen des Jahres gezogene Mittelzahl giebt dann die mittlere Temperatur des ganzen Jahres an.

Hat man für einen Ort die mittlere Temperatur der einzelnen Monate und des ganzen Jahres während eines längeren Zeitraumes ermittelt, so ergiebt sich das allgemeine Monatsmittel, wenn man die Mitteltemperaturen desselben Monats, wie man sie in den einzelnen Jahren erhalten hat, addirt und die erhaltene Summe durch die Zahl der Beobachtungsjahre dividirt. Auf diese Weise haben sich aus einer Reihe von 45 Beobachtungsjahren die allgemeinen Monatsmittel für Königsberg in folgender Weise ergeben:

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Mittlere Temperatur
Januar	— 3,41°
Februar	— 2,59
März	— 0,26
April	+ 5,46
Mai	+ 10,81
Juni	+ 15,40
Juli	+ 17,22
August	+ 16,53
September	+ 13,05
October	+ 7,67
November	+ 1,86
December	— 1,83
Jahresmittel . .	+ 6,68°

Das Mittel der sämmtlichen Monatsmittel, welches natürlich mit Rücksicht auf die Anzahl der Tage der einzelnen Monate zu berechnen ist, ergiebt das allgemeine Jahresmittel, welches für Königsberg + 6·68° C. ist.

Je länger die Beobachtungsreihen fortgesetzt sind, desto richtiger werden die aus ihnen berechneten allgemeinen Monats- und Jahresmittel.

Jahresisothermen. Wir haben nun den Weg kennen gelernt, 175
auf welchem man die allgemeinen Monatsmittel und das allgemeine Jahresmittel eines Ortes ermitteln kann. Entsprechende Beobachtungen sind nun nach und nach an vielen Orten aller Welttheile gemacht und die daraus sich ergebenden Mittelwerthe in Tabellen zusammengestellt worden. In neuerer Zeit ist eine sehr zuverlässige Zusammenstellung der mittleren Temperaturen für eine grosse Zahl von Orten in dem Werke von A. Woeikoff, Die Klimate der Erde, Jena 1887, gegeben, dem wir den grössten Theil der nachfolgenden Zahlen entnommen haben.

Aus dieser Tabelle ersieht man zunächst, dass Orte von gleicher geographischer Breite keineswegs auch gleiche mittlere Jahreswärme haben. Vergleichen wir in dieser Beziehung nur Nordamerika mit Europa, so tritt ein auffallender Unterschied hervor. New-York liegt noch etwas südlicher als Rom, und doch ist seine mittlere Jahreswärme um 4,5° C. geringer; die Stadt Christiania hat noch eine mittlere Jahreswärme von 5°, während zu Ramah auf der Küste Labrador, einem um einen Breitengrad südlicher gelegenen Orte, die mittlere Jahreswärme nur — 3,4° beträgt. Bei gleicher geographischer Breite ist es also an den genannten Orten in Nordamerika im Mittel bedeutend kälter als in Europa. Ein ähnliches Verhältniss stellt sich bei der Vergleichung von Europa mit dem nördlichen Asien heraus.

Eine klare Uebersicht über die Vertheilung der Wärme auf der Erde hat zuerst Humboldt durch seine isothermischen Linien mög-

Polarländer.

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahrestemperatur °C.
Lady Franklin-Bay . . .	81° 44′ N.	65° W.	—	— 19,9
Nördl. v. Nowaja Semlja	78°—80°	59°—73° O.	0	— 15,8
Westküste v. „ „	72°—74°	53°—55°	—	— 7,0
Winterhafen	75°	111° W.	—	— 17,1
J. Sabine	74½°	18°	—	— 11,7
Point Barrow	71½°	156°	5	— 13,5

Nord-Amerika.

Boothia Felix	70 N.	95 W.	—	— 15,4
Kingua Fjord	66½	67	11	— 11,4
S. Michael, Alaska . . .	63½	162	—	— 3,6
Sitka, Alaska	57	135	4	+ 6,3
Ramah, Labrador . . .	59	63	5	— 3,4
Factorei York	57	93	—	— 5,6
Winnipeg	50	97	230	+ 0,4
Fort Vancouver	49½	124	15	+ 11,0
St. Johns	47½	52	47	+ 5,1
Quebec	47	71	91	+ 4,2
Breckinridge	46½	96	300	+ 3,8
St. Paul	45	93	244	+ 5,8
Burlington	44½	73	105	+ 6,8
Toronto	43½	79	104	+ 6,8
New-York	41	74	8	+ 11,0
Salzseestadt	41	112	1298	+ 11,1
Philadelphia	40	75	11	+ 11,6
Denver	39½	105	1606	+ 9,7
Pikes Peak	39	105	4314	— 7,1
San Francisco	38	122	46	+ 12,5
Fort Miller	37	120	122	+ 18,8
Fort Gibson	36	95	171	+ 15,8
Mohave, Arizona	35	115	184	+ 22,6
Charleston	33	80	6	+ 18,6
New-Orleans	30	90	7	+ 20,6

Mittel- und Süd-Amerika.

Mexiko	19½ N.	99 W.	2278	+ 16,3
Guatemala	14½	90	1480	+ 18,6
St. Anns, Trinidad . . .	11	62	—	+ 25,5
Caracas	10½	67	927	+ 21,8
Bogota	4½	74	2660	+ 14,4

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahrestemperatur °C.
Antisana, Ecuador	$\frac{1}{2}^0$ S.	78° W.	4060	+ 4,9
Iquitos	$3\frac{1}{2}$	73	95	+ 24,8
Cochabamba	$17\frac{1}{2}$	66	2208	+ 17,6
Arica	$18\frac{1}{2}$	70	—	+ 19,7
Rio Janeiro	23	43	—	+ 23,6
Villa Formosa	26	58	100	+ 22,3
Mendoza	33	68	780	+ 15,9
Santiago	$33\frac{1}{2}$	71	569	+ 13,1
Buenos Ayres	$34\frac{1}{2}$	58	22	+ 17,0
Valdivia	40	73	—	+ 12,0
Chubut	$43\frac{1}{2}$	65	30	+ 13,5
Falklands-Inseln	$51\frac{1}{2}$	58	—	+ 6,0
Süd-Georgien	$54\frac{1}{2}$	36	6	+ 1,4
Uschuia, Feuerland	55	68	30	+ 5,4

Europa.

Wardö	$70\frac{1}{2}^0$ N.	31° O.	10	+ 0,6
Haparanda	66	24	10	+ 0,3
Archangelsk	$64\frac{1}{2}$	41	10	+ 0,4
Christiania	60	11	25	+ 5,1
Helsingfors	60	25	20	+ 3,9
Petersburg	60	30	10	+ 3,7
Dorpat	$58\frac{1}{2}$	27	700	+ 4,2
Mitau	$56\frac{1}{2}$	24	10	+ 6,4
Edinburg	56	3 W.	82	+ 8,4
Moskau	56	38 O.	160	+ 3,9
Kasan	56	49	80	+ 2,9
Kopenhagen	$55\frac{1}{2}$	13	13	+ 7,4
Kiel	$54\frac{1}{2}$	10	47	+ 7,4
Königsberg	$54\frac{1}{2}$	20	22	+ 6,7
Hamburg	$53\frac{1}{2}$	10	26	+ 8,2
Berlin	$52\frac{1}{2}$	13	48	+ 9,0
Valentia, Irland	52	10 W.	7	+ 10,8
Warschau	52	21 O.	120	+ 7,4
Orenburg	52	55	110	+ 3,3
Greenwich	$51\frac{1}{2}$	0	48	+ 10,3
Brocken	$51\frac{1}{2}$	11	1142	+ 2,4
Leipzig	$51\frac{1}{2}$	12	119	+ 8,5
Brüssel	51	4	57	+ 9,9
Giessen	$50\frac{1}{2}$	8	160	+ 8,5
Kiew	$50\frac{1}{2}$	31	180	+ 6,8
Prag	50	14	201	+ 8,8

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahrestemperatur °C.
Pultawa	49½° N.	35° O.	140	+ 6,9
Brest	48½	4 W.	64	+ 11,7
Versailles	48½	2 O.	184	+ 10,5
Strassburg	48½	8	144	+ 10,2
Czernowitz	48½	26	257	+ 8,1
Zaryzin	48½	45	30	+ 6,9
München	48	12	530	+ 7,4
Wien	48	16	197	+ 9,1
Innsbruck	47½	11	600	+ 8,0
Budapest	47½	19	53	+ 10,0
Säntis	47	9	2467	— 2,2
Rigi	47	9	1785	+ 1,8
Nikolajew	47	52	20	+ 4,8
Klagenfurt	46½	14	440	+ 7,2
Odessa	46½	31	70	+ 9,4
Astrachan	46½	48	— 20	+ 9,4
Genf	46	6	408	+ 9,3
St. Bernhard	46	7	2478	— 1,8
Lyon	45½	5	175	+ 11,5
Mailand	45½	9	147	+ 12,5
Triest	45½	14	24	+ 14,0
Alessandria	45	9	98	+ 11,9
Simferopol	45	34	260	+ 10,1
Bukarest	44½	26	90	+ 10,6
Modena	44	11	64	+ 13,4
Perpignan	43½	3	31	+ 15,3
Montpellier	43½	4	60	+ 13,4
Nizza	43½	7	—	+ 15,7
Wladikawkas	43	45	680	+ 8,7
Rom	42	12	31	+ 15,5
Tiflis	41½	45	440	+ 12,6
Konstantinopel	41	29	2	+ 13,3
Madrid	40½	4 W.	655	+ 13,5
Lissabon	38½	9	102	+ 15,6
Palermo	38	13 O.	—	+ 17,6
Athen	38	24	—	+ 17,3
Afrika.				
Algier	37° N.	3° O.	22	+ 18,1
Biskra, Sahara	35	6	125	+ 20,3
Funchal, Madeira	32½	17 W.	—	+ 18,8
Alexandrien	31	30 O.	19	+ 20,6
Kairo	30	36	33	+ 21,6

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahrestemperatur °C.
San Louis	16° N.	18° O.	—	+ 23,2
Chartum	15½	33	388	+ 28,5
Massaua	15½	36	—	+ 31,4
Bakel	15	12	—	+ 28,7
Lado und Gondokoro	5	31	465	+ 26,7
Rubaga	0	33	1300	+ 21,4
Chinchoxo	5 S.	12	—	+ 24,4
Loanda	9	17	—	+ 23,1
Insel St. Helena	16	6	13	+ 21,3
Insel Mauritius	20	57	—	+ 25,1
Capstadt	34	18	12	+ 16,5
Asien.				
Sagastyr	73½ N.	127° O.	5	— 17,1
Ustjansk	71	136	10	— 15,9
Werchojansk	67½	134	50	— 17,1
Turuchansk	66	88	20	— 7,7
Beresow	64	65	30	— 4,5
Jakutsk	62	130	160	— 11,1
Olekminsk	60	121	200	— 7,7
Narym	59½	80	60	— 2,1
Ochotsk	59½	143	10	— 5,1
Jenisseisk	58½	92	80	— 2,2
Tobolsk	58	68	50	— 0,1
Tomsk	56½	85	70	— 0,7
Krasnojarsk	56	93	170	+ 0,6
Minussinsk	54	91	300	+ 0,5
Barnaul	53½	83	140	+ 0,3
Nikolajewsk	53	141	20	— 2,7
Petropawlowsk	53	159	10	+ 2,3
Irkutsk	52½	104	460	0,0
Hüttenwerk Nertschinsk	51½	120	660	— 3,7
Akmollinsk	51	71	310	+ 1,5
Semipalatinsk	50½	80	180	+ 2,4
Blagoweschtschensk	50	128	170	— 1,2
Irgis	48½	61	110	+ 4,8
Chabarowka	48½	135	—	+ 0,1
Urga	48	107	1150	— 2,7
Aniwa, Insel Sachalin	46½	143	10	+ 3,1
Kuldscha	44	81	520	+ 9,2
Hafen St. Olga	43½	135	45	+ 4,2
Wjernyi	43½	77	730	+ 7,7
Wladiwostock	43	132	30	+ 4,5

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahrestemperatur °C.
Hakodade	42° N.	141° O.	9	+ 8,9
Taschkent	41½	59	450	+ 13,2
Niutschwang	40½	123	—	+ 8,4
Peking	40	116	37	+ 11,8
Jarkand	38½	77	1257	+ 12,3
Niigata	38	139	5	+ 13,8
Tokio	36	140	7	+ 13,6
Leh	34	78	3506	+ 4,4
Bagdad	33½	44	63	+ 22,8
Jerusalem	32	35	770	+ 17,3
Multan	31	72	128	+ 24,4
Shanghai	31	121	7	+ 15,1
Quetta	30	67	1680	+ 14,3
Buschir	29	51	8	+ 23,2
Agra	27	78	169	+ 26,0
Patna	25½	85	54	+ 25,4
Kelung	25½	122	15	+ 21,4
Kalkutta	22½	88	6	+ 25,4
Hongkong	22½	114	17	+ 21,5
Hanoi	21	106	—	+ 24,2
Bombay	19	73	11	+ 26,5
Aden	13	45	28	+ 27,3
Madras	13	80	6	+ 27,8
Port Blair	11½	92	19	+ 26,8
Saigon	11	107	—	+ 27,2
Jaffna	9½	80	3	+ 27,9
Point de Galle	6	80	12	+ 26,7
Batavia	6 S.	107	7	+ 25,8
Australien und Neuseeland.				
Brisbane	27½° S.	153° O.	—	+ 20,0
Sidney	34	151	47	+ 17,1
Melbourne	38	145	38	+ 14,4
Hobarttown	43	147	32	+ 11,7
Auckland	37	173	—	+ 15,3
Martendale	46	168	—	+ 10,2

lich gemacht, durch welche er auf einer Erdkarte alle Orte derselben Hemisphäre verband, welche gleiche mittlere Jahreswärme haben. Seine Abhandlung über die Isothermen und die Vertheilung der Wärme auf der Erde erschien im Jahre 1817 im dritten Bande der „*Mémoires de la société d'Arcueil*“.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Humboldt's Abhandlung enthält eine Tabelle, welche die mittlere Jahreswärme für 60 verschiedene Orte angiebt, und nach diesen legte er seine Isothermen. Seit jener Zeit aber sind durch zahlreiche Beobachtungen die klimatischen Verhältnisse vieler Orte genauer ermittelt worden, ohne dass dadurch der Typus der grossen Krümmungen der Isothermen, wie sie von Humboldt bestimmt worden waren, eine wesentliche Aenderung erfahren hätte.

Die neuesten Isothermenkarten, zu deren Construction das zahlreiche Beobachtungsmaterial der letzten Jahre benutzt wurde, hat Hann im Jahre 1887 veröffentlicht. Dieselben finden sich in dem Atlas der Meteorologie (Berghaus' Physikalischer Atlas, Abtheilung III) und zeigen den Verlauf der isothermischen Linien so, wie in Tab. XXXVI ff. unseres Atlas angegeben ist. Die Temperaturen sind hier auf das Meeresniveau reducirt, d. h. die Linien zeigen für jeden einzelnen Ort nicht die wahre, sondern diejenige mittlere Temperatur an, welche dort herrschen würde, wenn der Ort sich im Niveau der Meeresoberfläche befände.

Aus der Karte Tab. XXXVII ergiebt sich, dass die Zonen gleicher Temperatur nicht gleichmässig um den Nordpol vertheilt sind, und dass der nördliche Kältepol nicht mit dem geographischen Nordpol zusammenfällt. Die niedrigste mittlere Temperatur ist bei der Lady Franklin Bay, Grinelland, beobachtet. Ob die kleine, bei Werchojansk (Br. = $67^1/_2{}^0$, L. 134° O) gezeichnete Kälteinsel thatsächlich vorhanden ist, ist nach Hann zweifelhaft; es scheint vielmehr, dass die mittlere Jahrestemperatur von Ustjansk, wie sie auch in unserer obigen Tabelle angegeben ist, in Wirklichkeit niedriger als — 15,9° ist. Dann würde aber wahrscheinlich nur eine Zunge niedriger Jahrestemperaturen sich von den nördlicheren Gegenden südwärts bis Werchojansk erstrecken.

Monatsisothermen. Wenn man die mittlere Jahrestemperatur 176
eines Ortes kennt, so genügt dies noch keineswegs, um ein richtiges Bild von den klimatischen Verhältnissen desselben zu geben; denn bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur kann der Gang der Wärme im Laufe eines Jahres, die Vertheilung der Wärme auf die einzelnen Jahreszeiten eine sehr verschiedene sein. So haben z. B., wie man aus obiger Tabelle sieht, Edinburg und Giessen fast gleiche mittlere Jahreswärme (8,4° C. und 8,5° C.), in Edinburg aber ist die mittlere Temperatur des Januar + 3,0°, in Giessen hingegen nur — 0,5°. Giessen hat also einen weit kälteren Winter als Edinburg, dagegen ist die mittlere Julitemperatur für Giessen 18,1°, für Edinburg nur 14,6°. Bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur hat also Edinburg einen gelinderen Winter und einen kühleren Sommer als Giessen.

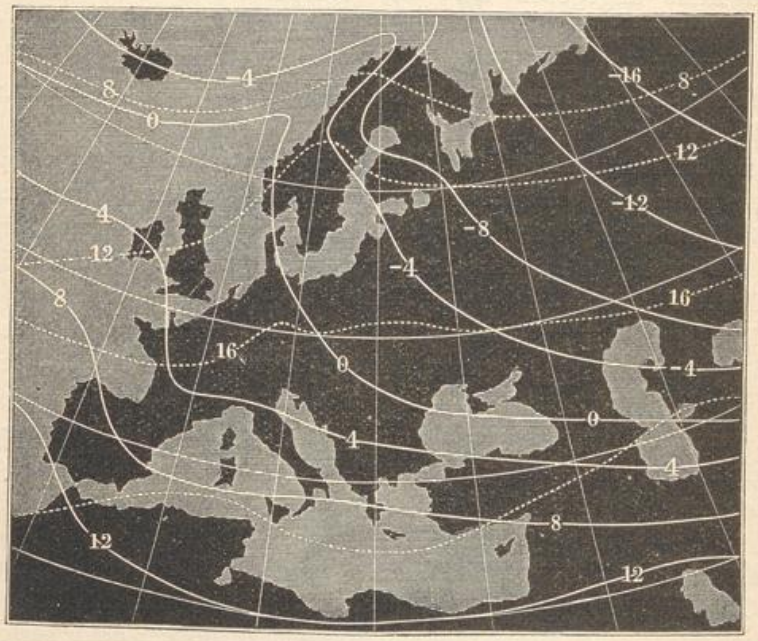
Um die Wärmeverhältnisse eines Landes zu kennen, muss man ausser der mittleren Jahrestemperatur auch noch wissen, wie sich die Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt. Diese Vertheilung

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

kann man auf einer Isothermenkarte nach Humboldt's Beispiel dadurch andeuten, dass man an den verschiedenen Stellen einer und derselben Isotherme die mittlere Sommertemperatur des entsprechenden Ortes über, die entsprechende Wintertemperatur aber unter die Curve setzt.

Eine sehr gute Uebersicht in Beziehung auf die Vertheilung der Wärme zwischen Winter und Sommer gewährt eine Karte, in welcher man alle Orte durch Curven verbindet, welche gleiche mittlere Wintertemperatur haben, und dann wieder diejenigen, für welche die mittlere Sommertemperatur gleich ist. Die Linien gleicher mittlerer Sommertemperatur heissen Isotheren, die Linien gleicher mittlerer Wintertemperatur heissen Isochimenen. Fig. 288 stellt ein Kärtchen von

Fig. 288.



Europa mit den Isotheren und Isochimenen von 4 zu 4 Grad Réaumur (5 zu 5 Grad Celsius) dar.

Die ausgezogenen Curven sind die Isochimenen, die punktirten sind die Isotheren. Man sieht aus dieser Karte leicht, dass die Westküste des südlichen Theils von Norwegen, Dänemark, ein Theil von Böhmen und Ungarn, Siebenbürgen, Bessarabien und die Südspitze der Halbinsel Krim gleiche mittlere Wintertemperatur von 0° haben. Böhmen hat aber gleichen Sommer mit dem Ausfluss der Garonne, und in der Krim ist der Sommer noch weit wärmer. Dublin hat eine gleich mittlere Wintertemperatur, nämlich 4° R. (5° C.), mit Nantes, Oberitalien und Constantinopel, und gleiche Sommerwärme von 12° R. (15° C.) mit Drontheim und Finnland.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die Isothere von 16° R. (20° C.) geht vom Ausfluss der Garonne ungefähr über Strassburg und Würzburg nach Böhmen, der Ukraine, dem Lande der Donischen Kosaken, und etwas nördlich vom Kaspischen Meere vorbei; wie ungleich aber ist die mittlere Wintertemperatur an verschiedenen Orten dieser Isothere! An der Westküste von Frankreich ist sie 4° R. (5° C.), in Böhmen 0°, in der Ukraine — 4° R. (5° C.) und etwas nördlich vom Kaspischen Meere gar — 8° R. (10° C.).

Eine noch weit vollständigere Uebersicht über den Gang der Temperatur an irgend einem Orte erhält man, wenn aus möglichst vieljährigen Beobachtungen die allgemeine Mitteltemperatur für jeden einzelnen Monat bestimmt wird. Dove hat mit Benutzung alles ihm zugänglichen Beobachtungsmaterials eine Tabelle zusammengestellt, welche die allgemeinen Monatsmittel für 900 Orte enthält und nach dieser Tabelle Isothermenkarten für jeden einzelnen Monat des Jahres construirt. In neuerer Zeit ist eine ähnliche Zusammenstellung für viele Orte, und die Monate Januar, März, April, Mai, Juli, September, October und November in dem bereits erwähnten Werke von Woeikoff gegeben. Die in unseren Atlas, Tab. XXXVIII bis XLI, eingetragenen Monatsisothermen für die Monate Januar und Juli zeigen den Verlauf dieser Linien, wie sie von Hann in dem Berghaus'schen Physikalischen Atlas gegeben sind.

Aus denselben Gründen, aus welchen die Mittagsstunde nicht die heisseste Stunde des Tages ist, sondern die höchste Temperatur im Laufe eines Tages erst einige Stunden nach der Culmination der Sonne stattfindet, erreicht auch die Sommerwärme im Durchschnitt erst nach dem Sommersolstitium ihr Maximum, und so ist denn, wo nicht locale Ursachen eine Störung veranlassen, in der ganzen nördlichen gemässigten Zone der Juli der heisseste Monat; ebenso folgt die grösste Winterkälte erst nach dem Wintersolstitium, und im Durchschnitt ist auf der nördlichen Halbkugel der Januar der kälteste Monat.

Wenn nun aber, wie es doch natürlich erscheint, der heisseste Monat die Mitte des Sommers, der kälteste die Mitte des Winters bilden soll, so ist klar, dass die meteorologische Eintheilung der Jahreszeiten von der astronomischen, bei welcher die Jahreszeiten durch die Solstitien und Aequinoctien abgetheilt werden, abweichen muss. In der That sind nach meteorologischem Sinne die Jahreszeiten der nördlichen gemässigten Zone in folgender Weise zusammengesetzt:

den Winter bilden: December, Januar, Februar;
den Frühling: März, April, Mai;
den Sommer: Juni, Juli und August;
den Herbst endlich: September, October und November.

Nachstehend ist für eine grössere Anzahl von Orten die mittlere Monatstemperatur für die Monate Januar, April, Juli und October zusammengestellt.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Mittlere Monatstemperaturen.

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Lady Franklin-Bay . . .	— 39,1°	— 25,1°	+ 2,8°	— 22,7°	+ 41,9°
Nördl. v. Nowaja Semlja	— 23,5	— 18,8	+ 1,6	— 17,2	+ 25,1
Westküste v. „ „	— 12,4	— 13,5	+ 4,7	— 3,5	+ 17,1
Winterhafen	— 35,8	— 22,3	+ 5,8	— 19,5	+ 41,6
Insel Sabine	— 24,2	— 16,5	+ 3,8	— 13,8	+ 28,0
Boothia Felix	— 32,1	— 18,8	+ 5,2	— 12,6	+ 37,3
Kingua Fjord	— 30,5	— 15,2	+ 5,9	— 10,9	+ 36,4*)
S. Michael, Alaska . . .	— 18,1	— 5,5	+ 11,7	— 2,2	+ 29,8
Sitka, Alaska	— 0,4	+ 4,9	+ 13,2	+ 7,2	+ 13,6
Ramah, Labrador . . .	— 17,9	— 7,9	+ 8,1	+ 0,7	+ 26,0
Factorei York	— 23,3	— 7,4	+ 13,4	— 2,9	+ 36,7
Winnipeg	— 20,5	+ 0,9	+ 19,1	+ 3,5	+ 39,6
Fort Vancouver	+ 2,6	+ 11,7	+ 19,4	+ 11,4	+ 16,8
St. Johns	— 4,5	+ 1,5	+ 15,6	+ 8,1	+ 20,1
Quebec	— 11,2	+ 2,2	+ 20,2	+ 6,9	+ 31,4
Breckinridge	— 16,0	+ 4,1	+ 21,4	+ 5,8	+ 37,4
St. Paul	— 11,5	+ 6,1	+ 20,1	+ 7,3	+ 31,6
Burlington	— 6,9	+ 5,4	+ 20,7	+ 8,6	+ 27,6
Toronto	— 4,7	+ 5,1	+ 19,8	+ 7,7	+ 24,5
New-York	— 1,0	+ 9,2	+ 23,9	+ 12,1	+ 24,9
Salzseestadt	— 2,8	+ 9,4	+ 25,0	+ 12,5	+ 27,8
Philadelphia	— 0,4	+ 10,4	+ 24,5	+ 12,2	+ 24,9
Denver	— 3,8	+ 8,3	+ 23,2	+ 10,3	+ 27,0
Pikes Peak	— 15,9	— 11,0	+ 5,0	— 6,1	+ 20,9
San Francisco	+ 9,6	+ 11,2	+ 13,8	+ 14,2	+ 4,2
Fort Miller	+ 8,4	+ 17,8	+ 30,6	+ 19,8	+ 22,2
Fort Gibson	+ 3,8	+ 16,9	+ 27,1	+ 16,6	+ 23,3
Mohave, Arizona	+ 10,9	+ 22,9	+ 34,2	+ 23,6	+ 23,3
Charleston	+ 9,6	+ 18,4	+ 26,8	+ 18,5	+ 17,2
New-Orleans	+ 12,6	+ 20,4	+ 27,8	+ 20,8	+ 15,2
Mexiko	+ 12,5	+ 18,4	+ 18,4	+ 15,6	+ 5,9
Guatemala	+ 16,7	+ 20,3	+ 19,2	+ 18,6	+ 2,5
St. Anns, Trinidad . . .	+ 24,5	+ 25,6	+ 25,7	+ 26,1	+ 1,2
Caracas	+ 20,3	+ 22,5	+ 22,2	+ 21,9	+ 1,9
Bogota	+ 13,9	+ 14,7	+ 13,5	+ 14,7	— 0,4
Antisana, Ecuador . . .	+ 6,2	+ 5,9	+ 3,0	+ 5,0	— 3,2
Iquitos	+ 25,3	+ 25,0	+ 23,4	+ 25,1	— 1,9
Cochabamba	+ 18,0	+ 18,9	+ 15,2	+ 20,0	— 2,8

*) Kältester Monat Februar (— 35,8°), wärmster Monat August (+ 7,4°), also Differenz = 43,2° (einjährige Beobachtung).

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Arica	+ 22,0°	+ 20,0°	+ 17,6°	+ 18,9°	— 4,4°
Rio Janeiro	+ 26,6	+ 24,8	+ 20,6	+ 22,9	— 6,0
Villa Formosa	+ 27,2	+ 21,7	+ 17,2	+ 22,6	— 10,0
Mendoza	+ 24,3	+ 16,5	+ 7,1	+ 16,4	— 17,2
Santiago	+ 18,9	+ 13,1	+ 7,3	+ 13,0	— 11,6
Buenos Ayres	+ 24,4	+ 16,6	+ 9,4	+ 17,0	— 15,0
Valdivia	+ 17,1	+ 12,1	+ 7,3	+ 11,6	— 9,8
Chubut	+ 20,9	+ 11,6	+ 6,2	+ 14,9	— 14,7
Falklands-Inseln	+ 9,6	+ 6,6	+ 2,5	+ 5,0	— 7,1
Süd-Georgien	+ 4,6	+ 0,5	— 2,3	+ 1,3	— 6,9
Uschuia, Feuerland	+ 10,6	+ 5,7	— 0,6	+ 6,0	— 11,2
Wardö	— 5,7	— 1,8	+ 8,7	+ 1,6	+ 14,4
Haparanda	— 12,3	— 1,5	+ 15,5	+ 1,3	+ 27,8
Archangelsk	— 13,6	— 1,0	+ 15,9	+ 1,5	+ 29,5
Christiania	— 5,1	+ 3,8	+ 16,5	+ 5,5	+ 21,6
Helsingfors	— 6,9	+ 1,0	+ 16,4	+ 5,6	+ 23,3
Petersburg	— 9,4	+ 2,1	+ 17,8	+ 4,5	+ 27,2
Dorpat	— 8,0	+ 2,7	+ 17,3	+ 5,0	+ 25,3
Mitau	— 5,0	+ 4,9	+ 17,6	+ 6,9	+ 22,6
Edinburg	+ 3,0	+ 7,3	+ 14,6	+ 8,1	+ 11,6
Moskau	— 11,1	+ 3,4	+ 18,9	+ 4,3	+ 30,0
Kasan	— 13,8	+ 3,2	+ 19,6	+ 3,7	+ 33,4
Kopenhagen	— 0,1	+ 5,7	+ 16,6	+ 8,2	+ 16,7
Kiel	— 0,4	+ 5,9	+ 16,2	+ 8,1	+ 16,6
Königsberg	— 3,4	+ 5,5	+ 17,2	+ 7,7	+ 20,6
Hamburg	— 0,4	+ 7,4	+ 17,2	+ 8,5	+ 17,6
Berlin	— 0,8	+ 8,4	+ 18,8	+ 9,7	+ 19,6
Valentia, Irland	+ 7,4	+ 9,6	+ 15,3	+ 11,6	+ 7,9
Warschau	— 4,5	+ 7,3	+ 18,8	+ 8,1	+ 23,3
Orenburg	— 15,3	+ 3,2	+ 21,6	+ 3,8	+ 36,9
Greenwich	+ 3,5	+ 9,5	+ 17,7	+ 11,1	+ 14,2
Brocken	— 5,4	+ 0,7	+ 10,7	+ 4,0	+ 16,1
Leipzig	— 0,4	+ 8,0	+ 18,5	+ 8,2	+ 18,9
Brüssel	+ 2,0	+ 9,0	+ 18,0	+ 10,4	+ 16,0
Giessen	— 0,5	+ 8,5	+ 18,1	+ 9,0	+ 18,6
Kiew	— 6,1	+ 6,7	+ 19,1	+ 7,6	+ 25,2
Prag	— 1,2	+ 8,6	+ 19,3	+ 9,3	+ 20,5
Pultawa	— 7,5	+ 6,7	+ 20,5	+ 7,9	+ 28,0
Brest	+ 6,3	+ 11,0	+ 17,9	+ 12,3	+ 11,6
Versailles	+ 2,7	+ 10,1	+ 18,9	+ 11,2	+ 16,2
Strassburg	— 0,3	+ 9,8	+ 19,2	+ 16,1	+ 19,5
Czernowitz	— 4,0	+ 8,3	+ 19,9	+ 10,0	+ 23,9
Zaryzin	— 10,4	+ 6,5	+ 23,7	+ 7,2	+ 34,1
München	— 3,0	+ 7,5	+ 17,2	+ 8,0	+ 20,2

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Wien	— 1,6°	+ 9,4°	+ 19,7°	+ 10,0°	+ 21,3°
Innsbruck	— 3,4	+ 9,1	+ 17,9	+ 9,3	+ 21,3
Budapest	— 1,9	+ 10,8	+ 21,4	+ 10,5	+ 23,3
Säntis	— 9,0	— 3,2	+ 5,4	— 0,7	+ 14,4
Rigi	— 5,5	+ 0,2	+ 9,3	+ 3,7	+ 14,8
Nikolajew	— 4,1	+ 9,2	+ 23,0	+ 10,6	+ 27,1
Klagenfurt	— 6,2	+ 8,6	+ 18,9	+ 8,6	+ 25,1
Odessa	— 3,9	+ 8,2	+ 22,4	+ 10,9	+ 26,3
Astrachan	— 7,1	+ 9,4	+ 25,5	+ 10,0	+ 32,6
Genf	— 0,1	+ 9,0	+ 18,8	+ 9,9	+ 18,9
St. Bernhard	— 9,0	— 3,3	+ 6,2	— 0,5	+ 15,2
Lyon	+ 2,4	+ 11,8	+ 21,2	+ 11,7	+ 18,8
Mailand	+ 0,5	+ 13,0	+ 24,1	+ 13,4	+ 23,6
Triest	+ 9,7	+ 13,0	+ 24,1	+ 15,3	+ 14,4
Alessandria	— 0,9	+ 12,8	+ 23,8	+ 12,6	+ 24,7
Simferopol	— 0,6	+ 9,0	+ 20,7	+ 10,9	+ 21,3
Bukarest	— 2,9	+ 11,5	+ 22,8	+ 12,1	+ 25,7
Modena	+ 1,6	+ 13,6	+ 24,8	+ 13,8	+ 23,2
Perpignan	+ 7,6	+ 13,9	+ 24,1	+ 16,0	+ 16,5
Montpellier	+ 4,9	+ 13,1	+ 23,0	+ 14,1	+ 18,1
Nizza	+ 8,4	+ 14,5	+ 23,9	+ 17,0	+ 15,5
Wladikawkas	— 4,7	+ 8,6	+ 20,8	+ 10,4	+ 25,5
Rom	+ 7,3	+ 13,8	+ 24,7	+ 16,6	+ 17,4
Tiflis	+ 0,6	+ 11,7	+ 24,3	+ 14,0	+ 23,7
Konstantinopel	+ 4,8	+ 10,1	+ 22,1	+ 15,7	+ 17,3
Madrid	+ 4,9	+ 12,7	+ 24,5	+ 13,6	+ 19,6
Lissabon	+ 10,3	+ 14,6	+ 21,2	+ 16,9	+ 10,9
Palermo	+ 10,9	+ 14,9	+ 24,9	+ 19,3	+ 14,0
Athen	+ 8,2	+ 15,0	+ 27,0	+ 18,7	+ 18,8
Algier	+ 12,1	+ 16,3	+ 25,0	+ 19,7	+ 12,9
Biskra, Sahara	+ 10,1	+ 18,9	+ 32,2	+ 20,0	+ 22,1
Funchal, Madeira	+ 15,9	+ 17,1	+ 21,9	+ 20,7	+ 6,0
Alexandrien	+ 14,6	+ 19,0	+ 25,3	+ 23,7	+ 10,7
Kairo	+ 12,4	+ 21,5	+ 29,2	+ 22,8	+ 16,8
San Louis	+ 20,2	+ 20,1	+ 26,9	+ 27,2	+ 6,7
Chartum	+ 19,7	+ 30,2	+ 33,1	+ 29,2	+ 13,4
Massaua	+ 25,5	+ 29,9	+ 34,6	+ 32,2	+ 9,1*)
Bakel	+ 24,7	+ 24,1	+ 26,6	+ 28,1	+ 1,9**)
Lado und Gondokoro	+ 28,0	+ 27,4	+ 24,0	+ 25,8	— 4,0
Rubaga	+ 21,0	+ 21,9	+ 21,3	+ 21,5	+ 0,3
Chinchoxo	+ 25,2	+ 25,4	+ 21,7	+ 24,7	— 3,5
Loanda	+ 24,9	+ 25,4	+ 19,1	+ 22,8	— 5,8

*) Mittlere Temperatur im Mai = + 37,2°.
**) Mittlere Temperatur im Mai = + 32,4°.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Insel St. Helena	+ 23,0°	+ 23,4°	+ 18,8°	+ 19,9°	— 4,2°
Insel Mauritius	+ 27,6	+ 26,6	+ 22,2	+ 24,0	— 5,4
Capstadt	+ 20,4	+ 17,2	+ 12,6	+ 16,2	— 7,8
Sagastyr	— 36,4	— 21,7	+ 4,9	— 14,6	+ 41,3
Ustjansk	— 41,4	— 18,9	+ 13,3	— 19,1	+ 54,7
Werchojansk	— 50,5	— 15,1	+ 15,4	— 13,9	+ 65,9
Turuchansk	— 28,2	— 10,8	+ 15,7	— 7,3	+ 43,9
Beresow	— 22,2	— 6,1	+ 16,7	— 4,1	+ 38,9
Jakutsk	— 42,7	— 9,6	+ 18,8	— 9,1	+ 61,5
Olekminsk	— 35,5	— 4,7	+ 18,6	— 5,1	+ 54,1
Narym	— 22,2	— 2,3	+ 19,5	— 1,4	+ 41,7
Ochotsk	— 23,7	— 5,6	+ 12,9	— 3,2	+ 36,6
Jenisseisk	— 23,5	— 2,1	+ 19,6	— 1,3	+ 43,1
Tobolsk	— 19,0	+ 0,5	+ 19,2	+ 0,3	+ 38,2
Tomsk	— 19,7	— 0,7	+ 19,1	0,0	+ 38,8
Krasnojarsk	— 19,6	+ 1,6	+ 19,4	+ 1,5	+ 39,0
Minussinsk	— 22,2	+ 5,1	+ 20,0	+ 2,3	+ 42,2
Barnaul	— 19,3	+ 0,9	+ 19,6	+ 1,4	+ 38,9
Nikolajewsk	— 23,2	— 3,2	+ 16,5	+ 1,5	+ 39,7
Petropawlowsk	— 8,4	— 0,9	+ 14,6	+ 4,4	+ 23,0
Irkutsk	— 20 1	+ 2,4	+ 18,6	+ 1,1	+ 38,7
Hüttenwerk Nertschinsk	— 29,4	— 0,6	+ 18,4	— 1,7	+ 47,8
Akmollinsk	— 18,2	+ 1,8	+ 20,4	+ 2,0	+ 38,6
Semipalatinsk	— 18,2	+ 3,2	+ 22,5	+ 3,0	+ 40,7
Blagoweschtschensk	— 25,5	+ 1,3	+ 20,7	+ 0,6	+ 46,2
Irgis	— 15,9	+ 6,2	+ 24,4	+ 5,3	+ 40,3
Chabarowka	— 24,9	+ 2,1	+ 19,9	+ 3,2	+ 44,8
Urga	— 24,8	+ 1,0	+ 17,0	— 2,1	+ 41,8
Aniwa, Insel Sachalin	— 12,5	+ 1,6	+ 15,7	+ 7,5	+ 28,2
Kuldscha	— 9,8	+ 12,5	+ 24,8	+ 9,0	+ 34,6
Hafen St. Olga	— 12,8	+ 4,1	+ 18,7	+ 6,8	+ 31,5
Wjernyi	— 8,4	+ 10,4	+ 22,8	+ 7,4	+ 31,2
Wladiwostock	— 15,3	+ 4,2	+ 19,7	+ 9,4	+ 35,0
Hakodade	— 2,6	+ 6,8	+ 19,1	+ 11,7	+ 21,7
Taschkent	— 1,7	+ 14,8	+ 26,8	+ 11,5	+ 28,5
Niutschwang	— 12,0	+ 8,6	+ 25,4	+ 10,3	+ 37,4
Peking	— 4,6	+ 13,8	+ 26,1	+ 12,5	+ 30,7
Jarkand	— 6,0	+ 17,8	+ 27,7	+ 13,4	+ 33,7
Niigata	+ 2,2	+ 10,7	+ 26,0	+ 15,5	+ 23,8
Tokio	+ 2,3	+ 12,2	+ 25,0	+ 14,7	+ 22,7
Leh	— 8,1	+ 5,1	+ 16,4	+ 4,2	+ 24,5
Bagdad	+ 10,9	+ 21,8	+ 34,3	+ 23,9	+ 23,4
Jerusalem	+ 8,5	+ 16,9	+ 24,1	+ 20,3	+ 15,6
Multan	+ 12,4	+ 26,6	+ 33,1	+ 25,0	+ 20,7

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Shanghai	+ 2,1°	+ 13,9°	+ 27,3°	+ 17,4°	+ 25,2°
Quetta	+ 4,7	+ 14,8	+ 24,9	+ 13,5	+ 20,2
Buschir	+ 14,1	+ 22,1	+ 31,2	+ 25,4	+ 17,1
Agra	+ 15,6	+ 31,1	+ 30,6	+ 26,4	+ 15,0*)
Patna	+ 16,2	+ 30,4	+ 29,3	+ 26,5	+ 13,1
Kelung	+ 14,2	+ 18,9	+ 28,2	+ 23,2	+ 14,0
Kalkutta	+ 18,3	+ 29,1	+ 28,3	+ 26,7	+ 10,0
Hongkong	+ 15,3	+ 22,8	+ 28,7	+ 24,2	+ 13,4
Hanoi	+ 15,4	+ 24,3	+ 30,5	+ 25,4	+ 15,1
Bombay	+ 23,3	+ 28,1	+ 27,2	+ 27,2	+ 3,9
Aden	+ 24,0	+ 27,7	+ 28,9	+ 27,8	+ 4,9
Madras	+ 24,3	+ 29,5	+ 29,7	+ 27,3	+ 5,4
Port Blair	+ 26,2	+ 28,5	+ 26,7	+ 26,4	+ 0,5
Saigon	+ 25,3	+ 28,7	+ 27,5	+ 27,0	+ 2,2
Jaffna	+ 25,6	+ 29,9	+ 28,4	+ 27,8	+ 2,8
Point de Galle	+ 25,7	+ 27,8	+ 26,6	+ 26,6	+ 0,9
Batavia	+ 25,1	+ 26,2	+ 25,6	+ 26,2	+ 0,5
Brisbane	+ 25,1	+ 20,7	+ 13,7	+ 20,8	— 11,4
Sidney	+ 21,8	+ 18,1	+ 11,2	+ 17,5	— 10,6
Melbourne	+ 19,9	+ 14,7	+ 8,7	+ 14,3	— 11,2
Hobarttown	+ 16,2	+ 11,9	+ 6,8	+ 11,4	— 9,4
Auckland	+ 19,9	+ 16,5	+ 11,0	+ 14,3	— 8,9
Martendale	+ 14,6	+ 10,1	+ 5,3	+ 10,4	— 9,3

177 **Die jährlichen Variationen der Lufttemperatur.** Die vorstehende Tabelle liefert uns das Material, um die jährlichen Variationen der Lufttemperatur für die in derselben verzeichneten Orte zu verfolgen. Zunächst finden wir in derselben eine Bestätigung für die bereits in §. 168 ausgesprochene Behauptung, dass im Allgemeinen die Grenzen, zwischen welchen die Temperatur eines Ortes im Laufe eines Jahres schwankt, um so weiter aus einander liegen, je weiter derselbe vom Aequator entfernt ist. Es geht dies besonders aus der Betrachtung der letzten, mit „Diff. Juli—Januar“ überschriebenen Columne dieser Tabelle hervor.

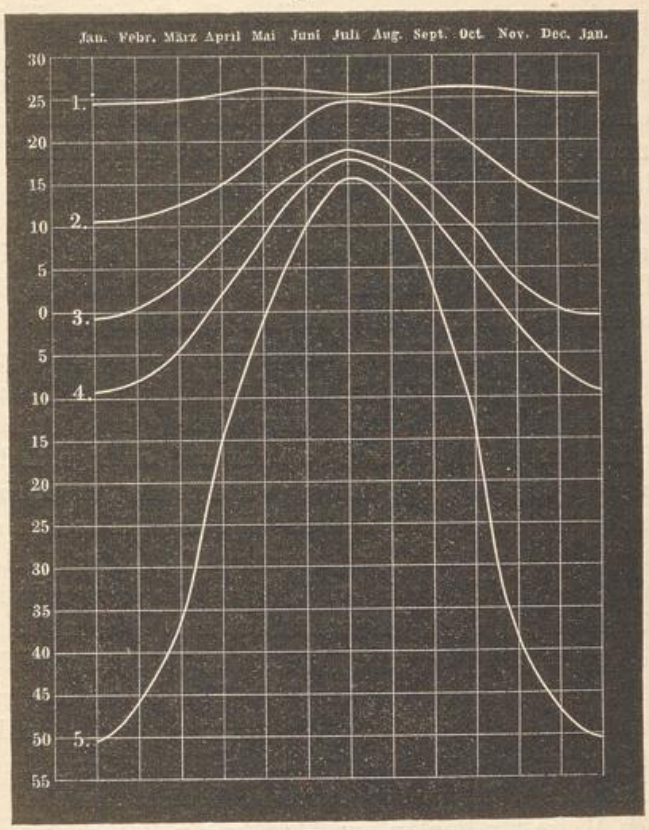
Um für irgend einen Ort den normalen Gang der mittleren Temperatur anschaulich zu machen, kann man denselben graphisch darstellen, indem man auf zwölf gleichweit von einander abstehenden, den einzelnen Monaten entsprechenden Verticallinien die entsprechenden mittleren Monatstemperaturen als Ordinaten aufträgt und die so markirten Punkte

*) Mittlere Temperatur im Mai = + 34,3°.

durch eine Curve verbindet, wie dies Fig. 289 für fünf verschiedene Orte geschehen ist.

Man übersieht hier sehr deutlich, wie in S. Anns die mittlere Temperatur der einzelnen Monate nur unbedeutenden Variationen unterliegt, während in Werchojansk die mittlere Monatstemperatur rasch

Fig. 289.



1. S. Anns, Trinidad.
2. Palermo.
3. Berlin.
4. Petersburg.
5. Werchojansk.

von — 50,5° bis 15,4° steigt, so dass also die Temperaturcurve für Werchojansk eine sehr steile wird.

So ist auch die jährliche Temperaturcurve für Petersburg steiler als die für Berlin; die mittlere Januartemperatur ist für Petersburg bedeutend, die mittlere Julitemperatur dagegen nur wenig tiefer als für Berlin.

Die Ordinaten, über welche die Curven der Fig. 289 gezogen sind, beziehen sich übrigens auf zu weit von einander abstehende Zeitintervalle, als dass sie das Gesetz der jährlichen Temperaturperiode auch in seinen Einzelheiten genau darstellen könnten; zu diesem Zwecke müsste man statt der Monatsmittel die mittlere Temperatur kleinerer Zeitabschnitte ermitteln und zwar erweisen sich fünftägige Mittel,

durch welche das Jahr in 73 gleiche Theile getheilt wird, besonders empfehlenswerth. Dove hat alle auf fünftägige Mittel berechneten Beobachtungen zusammengestellt und für einige Orte, welche besonders charakteristische Eigenthümlichkeiten und Gegensätze darbieten, graphisch dargestellt (Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde, Berlin 1848). Am vollständigsten erhält man aber jedenfalls die jährliche Temperaturcurve, wenn man zu ihrer Construction die 365 Tagesmittel verwendet.

Hat man aus einer längeren Reihe von Jahren die mittlere Temperatur für einen jeden Tag des Jahres ermittelt, so erhält man die mittlere Temperaturcurve des Jahres, wenn man die 365 Tagesmittel in gleichen Horizontaldistanzen als Ordinaten aufträgt und den Gipfelpunkt einer jeden mit dem Gipfelpunkte der folgenden verbindet.

So hat sich z. B. aus Beobachtungen der Jahre 1848 bis 1893 die mittlere Temperatur der einzelnen Tage des Jahres für Königsberg folgendermaassen gefunden (s. nebenstehende Tabelle).

Wenn man nach den Zahlen dieser Tabelle die Temperatur eines jeden Tages als Ordinate aufträgt und den Gipfelpunkt jeder Ordinate mit dem Gipfelpunkte der folgenden durch eine gerade Linie verbindet, wie es auf Tab. 12 für die Monate Januar und Juli geschehen ist, so erhält man nicht etwa eine regelmässig verlaufende Curve, sondern eine im Zickzack unregelmässig auf- und absteigende. Bisweilen sind solche Unregelmässigkeiten, wie z. B. die bekannten Kälterückfälle im Mai, von denen später die Rede sein wird, durch die meteorologischen Verhältnisse begründet, im Allgemeinen kann man aber nicht annehmen, dass solche unregelmässige Curven, wie die in Tab. 12 gezeichneten, das wahre Gesetz des mittleren Verlaufes der Temperatur ausdrücken. In 45jährigen Mitteln erscheinen also die Störungen des normalen Ganges der Lufttemperatur noch nicht ausgeglichen. Diese Unregelmässigkeiten verschwinden aber selbst in der Curve noch nicht, welche sich in der angegebenen Weise für Berlin aus 110jährigen Beobachtungen ergiebt.

Um solche Unregelmässigkeiten zu entfernen, haben Bouvard, Bessel u. A. Interpolationsformeln construirt, deren Constanten aus einer möglichst grossen Reihe von Beobachtungsdaten abgeleitet werden müssen. Die Anwendung solcher Formeln ist aber eine so umständliche, dass wir hier nicht weiter darauf eingehen können.

178 **Thermische Isanomalen.** Ein Blick auf die Karte der Jahresisothermen belehrt uns, wie ungleich die mittlere Jahreswärme an verschiedenen Orten desselben Breitengrades ist. Auf dem 60. Breitengrade z. B. ist die mittlere Jahrestemperatur auf dem Meere zwischen Asien und Amerika gleich 0°, an der Westküste der Hudsonsbay ist sie ungefähr — 6°, in der Nähe der Südspitze von Grönland + 2°; auf dem Meere nördlich von Schottland + 7°, auf dem Ural 0° und im Inneren von Asien wieder — 8° C.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Mittlere Temperaturen für Königsberg.

Tag	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December
1.	— 3,8°	— 3,2°	— 1,8°	3,2°	7,4°	13,8°	16,1°	17,3°	15,3°	11,0°	4,7°	— 1,1°
2.	— 4,3	— 2,7	— 2,0	3,2	8,0	14,4	16,4	17,0	15,2	10,9	4,3	— 1,9
3.	— 4,4	— 2,6	— 1,2	3,4	8,3	15,2	16,7	16,9	15,1	10,3	4,1	— 2,1
4.	— 3,6	— 3,2	— 1,4	3,6	8,6	15,2	16,5	17,0	15,4	9,7	4,3	— 2,4
5.	— 3,6	— 2,7	— 1,2	4,0	8,4	15,1	16,3	17,1	15,0	9,4	4,3	— 1,6
6.	— 3,0	— 2,4	— 1,2	4,5	7,6	15,4	16,4	17,0	14,9	9,6	3,8	— 1,2
7.	— 3,3	— 2,2	— 0,7	4,2	7,9	15,3	16,7	16,9	14,8	9,1	3,7	— 0,6
8.	— 3,7	— 3,0	— 0,4	4,4	9,0	15,4	17,1	17,2	14,6	9,5	3,9	— 0,7
9.	— 3,7	— 3,5	— 0,9	4,9	9,4	15,6	17,1	17,5	14,0	9,1	3,2	— 1,2
10.	— 3,4	— 3,6	— 1,0	4,9	9,5	15,3	17,0	17,1	14,2	8,8	2,7	— 1,2
11.	— 3,1	— 2,9	— 0,8	5,5	9,6	15,0	16,9	16,8	14,0	8,7	2,6	— 1,2
12.	— 3,3	— 3,1	— 0,8	5,1	10,0	14,9	17,1	16,9	13,2	8,7	2,2	— 1,9
13.	— 4,0	— 3,8	— 1,1	5,0	10,8	15,4	17,0	17,4	13,2	8,6	1,7	— 1,8
14.	— 4,8	— 3,6	— 1,5	5,0	10,9	15,0	17,8	17,4	13,1	8,0	1,7	— 1,6
15.	— 4,3	— 2,5	— 1,6	4,5	10,4	15,2	17,7	17,2	12,7	7,6	1,4	— 1,3
16.	— 4,5	— 2,0	— 1,1	5,1	11,0	15,4	18,3	16,8	12,5	7,8	1,3	— 0,7
17.	— 4,2	— 2,6	— 1,1	5,4	11,0	15,3	17,6	16,7	12,3	7,7	0,9	— 1,3
18.	— 4,1	— 2,8	— 0,9	5,3	11,6	15,2	17,4	16,4	12,3	7,2	0,9	— 1,4
19.	— 3,2	— 2,7	— 0,6	6,0	12,1	15,5	17,3	16,5	12,1	7,1	0,7	— 2,4
20.	— 2,9	— 2,0	— 0,2	6,8	12,1	16,0	17,2	16,7	12,0	7,0	0,6	— 2,7
21.	— 2,5	— 2,8	— 0,0	7,1	12,4	15,8	16,9	16,4	11,5	6,4	0,3	— 2,7
22.	— 2,9	— 2,4	— 0,6	7,1	12,2	15,7	17,5	16,3	11,1	6,2	0,5	— 2,6
23.	— 2,9	— 2,8	— 0,4	7,2	12,3	15,5	17,6	16,1	11,3	6,5	0,7	— 2,5
24.	— 2,8	— 2,1	+ 0,4	6,8	12,8	15,6	18,2	15,7	11,5	6,2	0,8	— 2,4
25.	— 2,4	— 1,7	1,0	6,9	12,4	15,8	18,3	15,5	11,5	6,2	— 0,2	— 1,8
26.	— 2,2	— 1,4	1,2	7,0	12,8	16,0	17,8	15,4	11,6	5,8	— 0,2	— 1,8
27.	— 3,2	— 1,8	1,3	6,7	13,4	15,9	17,6	15,6	11,2	5,7	0,0	— 2,1
28.	— 3,0	— 1,6	1,8	7,5	13,5	16,0	17,4	15,8	11,7	5,3	+ 0,1	— 2,4
29.	— 2,6		2,7	7,1	13,3	16,0	17,2	15,6	11,8	4,6	0,5	— 1,9
30.	— 2,7		2,9	7,0	13,4	15,9	17,4	15,2	11,5	4,4	— 0,1	— 2,6
31.	— 3,1		3,2		13,1		17,5	15,2				— 3,8

Ermittelt man mit Hülfe der Isothermenkarte durch Interpolation die mittlere Wärme für eine grössere Anzahl äquidistanter, auf demselben Breitengrade liegender Punkte, und nimmt aus den so gefundenen Temperaturen das arithmetische Mittel, so erhält man eine Zahl, welche Dove die normale Temperatur des Parallels nennt. Nach Spitaler's Bestimmungen sind folgende die Werthe der normalen mittleren Jahrestemperatur für die einzelnen Parallelkreise.

80°	nördlicher	Breite	— 16,8° C.	10°	südlicher	Breite	+ 25,0° C
70	„	„	— 9,9	20	„	„	+ 22,7
60	„	„	— 0,8	30	„	„	+ 18,5
50	„	„	+ 5,6	40	„	„	+ 11,8
40	„	„	+ 14,0	50	„	„	+ 5,9
30	„	„	+ 20,3	60	„	„	+ 0,2
20	„	„	+ 25,6	70	„	„	— 4,9
10	„	„	+ 26,4	80	„	„	— 8,4
0	„	„	+ 25,9				

Mit Hülfe dieser Tabelle kann man nun leicht sehen, ob und wieviel die mittlere Jahreswärme eines Ortes höher oder tiefer ist als die normale mittlere Jahrestemperatur des Parallels. So ist z. B. die mittlere Jahrestemperatur von Petersburg, welches ungefähr unter dem 60. Breitengrade liegt, + 3,7°. also um 4,5° höher als die Normaltemperatur des Parallels oder, um es kurz auszudrücken, die mittlere Jahrestemperatur von Petersburg ist um 4,5° zu hoch. In gleichem Sinne ist dagegen die mittlere Jahrestemperatur von Olekminsk, — 7,7°, welches ebenfalls unter dem 60. Breitengrade liegt, um 6,9° zu niedrig.

Diese Differenz zwischen der mittleren Temperatur eines Ortes und der Normaltemperatur seines Parallels nannte Dove die thermische Anomalie. Mit dem Namen der thermischen Isanomalen bezeichnete er dagegen solche auf einer Karte gezogenen Curven, welche eine Reihe von Orten mit einander verbinden, denen eine gleiche thermische Anomalie zukommt. In der Karte Tab. XLII sind die thermischen Isanomalen des Jahres eingetragen. Um die Uebersicht zu erleichtern, sind die Gegenden, in welchen die mittlere Jahreswärme zu hoch ist, weiss gelassen, diejenigen, in welchen sie zu niedrig ist, dagegen blau angelegt.

So übersieht man denn hier mit einem Blick, dass die mittlere Jahreswärme von ganz Europa, Kleinasien, Arabien, Persien, Ostindien und dem grössten Theil von Afrika, Südamerika und Australien höher ist, als die Normaltemperatur des Jahres für die entsprechenden Parallelkreise; dagegen hat in gleicher Weise der ganze asiatische Continent bis auf die eben genannten südwestlichen Theile, und der Continent von Nordamerika bis auf die nordwestlichen Küsten und Florida eine zu geringe mittlere Jahreswärme.

Auf dieser Karte sehen wir aber auch, wie gross die thermische Anomalie eines jeden Ortes ist; wir sehen z. B., dass bei Paris, Berlin, Königsberg und Petersburg die mittlere Jahreswärme um 4°, in Island, dem nördlichen Schottland, dem westlichen Norwegen um 8° zu hoch ist. Dagegen läuft eine thermische Isanomale von — 2° über Fort Simpson, Washington und Boston nach New-Foundland u. s. w.; zu Washington und Boston ist also die mittlere Jahrestemperatur um etwa 2° zu niedrig.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

In derselben Weise, wie die Curven der Karte Tab. XLII aus den Jahresisothermen abgeleitet worden sind, kann man auch die Monatsisothermen benutzen, um die thermischen Isanomalen für jeden einzelnen Monat zu construiren. Tab. XLIII und Tab. XLIV enthalten die thermischen Isanomalen der Monate Januar und Juli.

Aus dem Laufe der thermischen Isanomalen des Januar ersehen wir, dass die mittlere Temperatur dieses Monats an den nordwestlichen Küsten von Nordamerika und namentlich an den westlichen Küsten von Europa viel zu hoch ist; dass dagegen dieser Monat im Inneren und an den Ostküsten von Nordamerika, sowie auf dem asiatischen Continent und namentlich in Sibirien, viel zu kalt ist. In London ist die mittlere Temperatur des Januar um 12°, in Drontheim ist sie um 16° zu hoch; dagegen ist sie am Michigan- und Huronsee in Nordamerika 6°, zu Jakutsk in Sibirien 20° niedriger, als die Normaltemperatur der entsprechenden Parallelkreise für den genannten Monat.

Anders gestalten sich die Verhältnisse im Juli; in diesem Monate zeigt sich in Sibirien ein grösserer, in Europa nur ein unbedeutender Ueberschuss über die Normaltemperatur der entsprechenden Parallelkreise, während an den Ostküsten von Nordamerika auch dieser Monat zu kalt bleibt.

Nach Spitaler sind die normalen mittleren Temperaturen der Monate Januar und Juli für die einzelnen Parallelkreise folgende:

		Januar	Juli			Januar	Juli
80°	nördl. Breite	— 32,0°	+ 2,6°	10°	südl. Breite	+ 25,9°	+ 24,0°
70	„ „	— 25,5	+ 7,3	20	„ „	+ 25,5	+ 20,5
60	„ „	— 16,0	+ 14,1	30	„ „	+ 22,6	+ 15,2
50	„ „	— 7,2	+ 18,1	40	„ „	+ 16,1	+ 9,7
40	„ „	+ 3,9	+ 23,8	50	„ „	+ 8,0	+ 3,2
30	„ „	+ 13,9	+ 27,4	55	„ „	+ 4,6	— 0,6
20	„ „	+ 21,7	+ 28,1				
10	„ „	+ 25,7	+ 26,7				
0	„ „	+ 26,2	+ 25,5				

Land- und Seeklima. Die ungleiche Vertheilung von Land 179
und Wasser auf unserer Erdoberfläche veranlasst eine ungleiche Erwärmung an verschiedenen Stellen, sie bedingt grossentheils die Richtung der Luft- und Meeresströmungen, durch welche entweder die höhere Temperatur der Tropen nach den Polen hin, oder umgekehrt die Kälte der Polarmeere dem Aequator genähert wird; die Wirkung, welche die Sonnenstrahlen an irgend einem Orte der Erde hervorzubringen im Stande sind, hängt von der Configuration des Landes, von der Beschaffenheit des Bodens ab, sie wird durch die Richtung der herrschenden Winde, durch Gebirgszüge modificirt; die klimatischen Verhältnisse einer Gegend sind also das Resultat mannigfacher Ursachen, welche sich theils combiniren,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

theils gegenseitig modificiren, und welche bald mehr allgemeiner, bald mehr localer Natur sind, welche bald direct, bald indirect wirken. „Die physische Geographie," sagt Humboldt, „hat ihre numerischen Elemente wie das Weltsystem, und wir werden in der Kenntniss dieser Elemente in dem Maasse fortschreiten, als wir die Thatsachen besser benutzen lernen, um in ihnen die allgemeinen Gesetze mitten in dem Zusammenwirken der partiellen Störungen zu erkennen."

Ganz abgesehen davon, dass die ungleiche Vertheilung von Land und Wasser auf unserer Erdoberfläche die Richtung der Luft- und Meeresströmungen modificirt, bewirkt sie auch direct eine ungleiche Wärmevertheilung, weil das feste Land, die Wärmestrahlen leichter absorbirend und ausstrahlend, sich schneller erwärmt und leichter wieder erkaltet als das Meer, welches überall von gleichförmiger Natur, wegen der bedeutenden specifischen Wärme des Wassers nicht so schnell erwärmt wird, die einmal erlangte Wärme aber auch nicht so schnell abgiebt. Die Temperatur der Meeresoberfläche ist deshalb weit gleichförmiger, sowohl die täglichen als auch die jährlichen Temperaturschwankungen sind hier ungleich geringer, als in der Mitte der grossen Continente, und dadurch ist gerade der schon oben erwähnte Unterschied zwischen Land- und Seeklima bedingt, welcher dadurch grösser wird, dass an den Küsten der nördlich gelegenen Länder der Himmel meistens bedeckt ist, was sowohl den wärmenden Einfluss der Sonnenstrahlen im Sommer mässigt, als auch die starke Erkaltung des Bodens durch Wärmestrahlung im Winter hindert.

Inseln, welche mitten in einem grossen Meere liegen, Küsten und namentlich Halbinseln werden das weniger veränderliche Seeklima theilen, während auf dem Lande die Unterschiede zwischen Sommer- und Wintertemperatur um so grösser sind, je weiter man sich von den Küsten entfernt. Schon in früheren Paragraphen wurden Beispiele angeführt, welche zeigen, wie bei gleicher mittlerer Jahreswärme die Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten oft sehr ungleich ist; wie an Orten, welche ein Küstenklima haben, die Temperaturschwankungen weit geringer sind als für solche Orte, welche mitten im Lande liegen.

So ist bereits angeführt worden, dass Edinburg bei gleicher mittlerer Jahreswärme doch mildere Winter und kühlere Sommer hat als Giessen. Die Differenz der mittleren Temperatur des heissesten und kältesten Monats beträgt für Edinburg nur 11,6°, für Giessen aber 18,6 Grad.

Die Tabellen auf Seite 508 bis 512 liefern Material genug, um den Unterschied zwischen Land- und Seeklima nachzuweisen; die folgende kleine Tabelle enthält die Zusammenstellung einiger besonders charakteristischer Beispiele.

Das Seeklima, welchem die vier erstgenannten Orte der folgenden Tabelle angehören, ist besonders durch kühle Sommer und gelinde Winter charakterisirt, so dass die Differenz zwischen der mittleren Temperatur

	Mittlere Temperatur des			Differenz
	Jahres	Januar	Juli	
Sitka	6,3	— 0,4	13,2	13,6
Reykiavig	4,1	— 1,2	13,4	14,6
Bergen	8,2	0,8	14,5	13,7
Dublin	9,5	4,7	15,4	10,7
Toronto	6,8	— 4,7	19,8	24,5
Moskau	3,9	— 11,1	18,9	30,0
Astrachan	9,4	— 7,1	25,5	32,6
Irkutsk	0,0	— 20,1	18,6	38,7
Jakutsk	— 11,1	— 42,7	18,8	61,5

des heissesten und des kältesten Monats nicht sehr gross ist. Am entschiedensten tritt dieser Charakter des Seeklimas an den nordwestlichen Küsten von Amerika auf, wie man aus den Karten Tab. XLIII und XLIV am leichtesten übersehen kann. Der Juli ist hier zu kühl, der Januar viel zu warm.

Das Continentalklima, welchem die fünf zuletzt genannten Orte angehören, ist dagegen durch heisse Sommer und kalte Winter ausgezeichnet, daher der Unterschied zwischen der Temperatur des Januar und des Juli hier sehr gross ist, wie dies namentlich die Temperaturverhältnisse von Sibirien zeigen. Auch dies zeigen die Karten Tab. XLIII und XLIV auf den ersten Blick, indem Sibirien auf der Januarkarte blau, auf der Julikarte weiss, also in beiden Fällen gerade entgegengesetzt angelegt ist, wie die Norwestküste von Nordamerika.

Aus den Karten Tab. XLIII und XLIV ersehen wir weiter, dass Europa fast normalen Sommer hat; die mittlere Temperatur des Juli ist nur wenig zu hoch, und dieser Ueberschuss wächst von Westen nach Osten hin, dagegen fallen die Westküsten Europas im Winter entschieden dem Seeklima anheim, indem hier die mittlere Januartemperatur weit höher ist als die Normaltemperatur dieses Monats für die entsprechenden Breitengrade.

Europa ist also unter allen Ländern gleicher geographischer Breite hinsichtlich seiner Wärmeverhältnisse in jeder Beziehung am meisten begünstigt, da es warme Sommer und gelinde Winter hat. Den Gegensatz zu diesem Verhältniss bildet Nordamerika, welches, den schmalen, bereits erwähnten Küstenstrich abgerechnet, im Sommer dem Küstenklima und im Winter dem Continentalklima anheimfällt, also bei sehr kalten Wintern verhältnissmässig kühle Sommer hat.

Welchen Einfluss solche klimatischen Verschiedenheiten auf die Vegetation ausüben müssen, ist klar. An mehreren Orten Sibiriens, in

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Jakutsk z. B., wo die mittlere Jahrestemperatur — 11,1° ist, die mittlere Januartemperatur aber — 42,7° beträgt, wird während des kurzen, aber heissen Sommers Weizen und Roggen auf einem Boden gebaut, welcher in einer Tiefe von 1 m beständig gefroren bleibt; dagegen ist auf der Insel Island bei ungleich höherer Jahrestemperatur und bei einer unbedeutenden Winterkälte an den Bau von Cerealien nicht mehr zu denken, weil die niedrige Sommertemperatur nicht hinreicht, sie zur Reife zu bringen.

Im nordöstlichen Irland, wo im Winter kaum Eis friert, in gleicher Breite mit Königsberg, gedeiht die Myrthe so kräftig wie in Portugal, auf den Küsten von Devonshire überwintert die *Camellia japonica* und die *Fuchsia coccinea* im Freien; der Winter ist in Plymouth nicht kälter als in Florenz und Montpellier; der Weinbau gedeiht aber nicht in England, weil die Rebe wohl eine ziemlich starke Winterkälte vertragen kann, aber eines heissen Sommers bedarf, wenn die Trauben reifen und einen trinkbaren Wein liefern sollen. In Astrachan, welches mit dem Nordcap gleiche Winterkälte hat, reifen die herrlichsten Trauben. Ungarn bringt ausgezeichneten Wein hervor, obgleich seine Winter kälter sind, als im nördlichsten Schottland, wo kein Obstbaum mehr gedeiht, ja selbst kälter als auf den Faröerinseln, wo auch die Buche und die Eiche nicht mehr fortkommt.

Ueberall, wo die mittlere Jahreswärme unter 21° ist, findet das Erwachen der Natur im Frühlinge in demjenigen Monate statt, dessen mittlere Temperatur 7 bis 10° beträgt. Der Pfirsichbaum blüht, wenn die mittlere Temperatur eines Monats 7°, der Pflaumenbaum blüht, wenn sie 10° erreicht. Die Birke schlägt bei einer mittleren Monatstemperatur von 11° aus; in Rom findet dies im März, in Paris Anfangs Mai, in Upsala in der Mitte Juni statt, auf dem Nordcap kommt die Birke nicht mehr fort, weil die mittlere Temperatur des heissesten Monats nur 10° beträgt. Uebrigens sind die obigen Zahlen nur Mittelwerthe, und können in manchen Jahren wesentlich modificirt werden; nicht allein dadurch, dass die Temperaturmittel für die einzelnen Monate von Jahr zu Jahr innerhalb gewisser Grenzen veränderlich sind, sondern besonders deshalb, weil die Zeit des Grünwerdens und Blühens der Bäume durch sehr mannigfaltige Ursachen und keineswegs allein durch die monatliche Mitteltemperatur bedingt wird.

180 **Ursachen der Krümmung der Isothermen.** Bereits im Eingange des vorigen Paragraphen ist erwähnt worden, dass die Luft- und Meeresströmungen einen wesentlichen Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse der Länder ausüben, und sie sind es auch vorzugsweise, welche die Krümmung der Isothermen bedingen.

In dem nördlichen Atlantischen Ocean sind die Südwestwinde die vorherrschenden. Der Südwestwind kommt aus den Aequatorialgegenden und führt die Wärme der Tropen zum Theil nach den kälteren Ländern;

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

dieser erwärmende Einfluss der Südwestwinde wird aber in solchen Ländern vorzugsweise merklich werden, welche der südwestlichen Luftströmung am meisten ausgesetzt sind, und somit erklärt sich, dass die westlicher gelegenen Theile Europas wärmer sind als die östlichen, und dass die Isothermen in Europa, welches eigentlich nur eine halbinselförmige Verlängerung des asiatischen Continents ist, weiter nach Norden steigen als im Inneren von Asien.

Ferner trägt die unter dem Namen des Golfstromes bekannte Meeresströmung sehr zur Milderung des europäischen Klimas bei. Dieser Strom tritt mit einer Temperatur bis zu 30° C. aus der Strasse von Florida, und folgt dann, nachdem er sich mit einem Theile des ebenfalls warmen nördlichen Aequatorialstromes vereinigt hat, den amerikanischen Küsten, um sich mit stets zunehmender Breite und abnehmender Temperatur östlich nach Europa hin zu wenden. Wenn auch der Golfstrom selbst nicht bis an die Küsten von Europa reicht, so verbreitet sich doch sein warmes Wasser, namentlich unter dem Einflusse der vorherrschenden Südwestwinde, in den europäischen Gewässern, was schon daraus hervorgeht, dass man an den westlichen Küsten von Irland und an den Küsten von Norwegen Früchte von Bäumen findet, die in der heissen Zone Amerikas wachsen; die West- und Südwestwinde bleiben also lange mit einem Meerwasser in Berührung, dessen Temperatur zwischen dem 45. und 50. Breitengrade selbst im Januar nicht unter 9° sinkt. Unter dem Einflusse dieses Golfstromes ist das nördliche Europa durch ein eisfreies Meer von dem Gürtel des Polareises getrennt; selbst in der kältesten Jahreszeit erreicht die Grenze des Polareises nicht die europäischen Küsten. Südlich von Spitzbergen (76° n. Br.) beträgt die mittlere Jahrestemperatur des Meerwassers an der Oberfläche + 4° C., während die mittlere Jahrestemperatur der Luft im südlichen Spitzbergen — 5° C., dagegen die mittlere Jahrestemperatur der Luft unter dem 76. nördl. Breitengrade — 14° C. beträgt.

Während so alle Umstände zusammenwirken, um die Temperatur in Europa zu erhöhen, wirken im nördlichen Asien mehrere Ursachen zusammen, um die Isothermen bedeutend herabzusenken. Die warmen Luftströme, welche, aus dem Becken des Indischen Oceans aufsteigend, die Wärme der Tropen dem inneren und nördlichen Asien zuführen könnten, werden durch die ungeheuren Gebirgsketten im Süden von Asien aufgehalten, während das nach Norden hin allmählich sich verflachende Land den Nord- und den Nordostwinden preisgegeben ist. Während sich Europa nicht weit nach Norden erstreckt, ragt Asien weit in das Nördliche Eismeer hinein, welches hier allen wärmenden Einflüssen entzogen, durch welche die Temperatur der europäischen Meere erhöht wird, fast immer mit Eis bedeckt ist. Ueberall reichen die Nordküsten von Asien bis an die Wintergrenze des Polareises, und die Sommergrenze dieses Eises entfernt sich nur auf kurze Zeit an einigen Stellen von den Küsten; dass aber dieser Umstand die Temperatur bedeutend erniedrigen muss, ist

klar, wenn man bedenkt, wie viel Wärme bei der Schmelzung solcher Eismassen gebunden wird.

Die bedeutende Senkung der Isothermen im Inneren von Nordamerika rührt vorzugsweise daher, dass dieser Continent in der Nähe seiner Westküste seiner ganzen Länge nach von einem mächtigen, von Nord nach Süd streichenden Gebirgswall, dem Felsengebirge und den Cordilleren von Neumexico durchzogen wird, an welchem die vom Grossen Ocean her wehenden Südwestwinde Wärme und Feuchtigkeit verlieren, während umgekehrt der ganze Landstrich zwischen dem Felsengebirge und dem Alleghanygebirge den kalten Nordwinden ausgesetzt ist.

Zu der bedeutenden Senkung an den Ostküsten von Nordamerika, welche gleichfalls nicht von warmen Seewinden getroffen werden, trägt auch noch der Umstand bei, dass sie nicht wie die europäischen Küsten von wärmeren Gewässern bespült sind, sondern dass hier kalte Meeresströmungen von Norden nach Süden ziehen. Eine solche Strömung, aus der Baffinsbay kommend, geht an der Küste von Labrador bis Newfoundland herab, wendet sich dann südwestlich, und lässt sich zwischen dem Golfstrom und der amerikanischen Küste bis zum Cap Hatteras verfolgen. Diese arktische Strömung trägt die Kälte der Polarregionen theils durch die niedrige Temperatur des Wassers selbst, theils durch schwimmende Eisberge in die südlicheren Gegenden.

Auf der südlichen Hemisphäre sind die Isothermen weit weniger gekrümmt als auf der nördlichen, was wohl vorzugsweise darin seinen Grund hat, dass der grösste Theil derselben mit Wasser bedeckt ist.

An den Westküsten von Südamerika macht sich eine Annäherung der Isothermen gegen den Aequator hin bemerklich, wie man dieses sowohl bei den Jahresisothermen als auch bei den Isothermen des Januar und des Juli sehen kann. Es rührt dies daher, dass gerade an diesen Küsten eine von Süden nach Norden gerichtete Meeresströmung die kälteren Gewässer des südlichen Meeres den niederen Breiten zuführt.

Eine ähnliche Strömung im südlichen Theile des Atlantischen Oceans bewirkt, dass auch zwischen Brasilien und Afrika die Isothermen besonders weit nach Norden rücken.

Im Allgemeinen ist, wie auch aus der Tafel S. 516 hervorgeht, die nördliche Hemisphäre vom Aequator an bis zu 45° Breite wärmer als die südliche, und zwar ist der Unterschied am grössten zwischen dem 20. und 25. Breitengrade. Jenseits des 25. Parallel ist die südliche Hemisphäre wärmer als die nördliche. Die Wärmeabnahme vom Aequator nach dem Pole findet über den Continenten weit rascher statt als über dem Meere; dagegen hat Spitaler gefunden, dass trotz der sehr verschiedenen Vertheilung von Land und Wasser auf beiden Hemisphären die mittlere Jahrestemperatur derselben nahezu gleich ist und gegen 15° C. beträgt.

181 **Abweichungen vom normalen Gange der Wärme.** Die periodischen Schwankungen der Lufttemperatur treten nie rein auf, sie

erscheinen stets mehr oder weniger durch unregelmässige Veränderungen alterirt. Wir brauchen nur die thermometrischen Beobachtungsreihen irgend eines Ortes mit Aufmerksamkeit zu verfolgen, um zu finden, wie verschieden der Gang der Wärme von einem Jahre zum anderen ist, wie bedeutend die aus den Beobachtungen gezogene mittlere Temperatur eines Monats in einzelnen Jahren von dem entsprechenden Mittel anderer Jahre sowohl wie von dem allgemeinen Monatsmittel abweicht.

Dove hat die nicht periodischen Aenderungen der Temperaturvertheilung auf der Oberfläche der Erde einer genaueren Untersuchung unterworfen und die Resultate seiner Forschungen in einer Reihe von Aufsätzen niedergelegt, welche in den Jahrgängen von 1838 bis 1846 der Abhandlungen der Berliner Akademie veröffentlicht wurden. Man findet daselbst nicht allein die Resultate seiner mühevollen Studien, sondern auch eine Zusammenstellung des gesammten Beobachtungsmaterials, welches er zusammenbringen konnte, und welches die Basis seiner Untersuchungen bildet.

Ist einmal das allgemeine Mittel der Temperatur für irgend einen Monat an einem bestimmten Orte aus einer möglichst grossen Reihe von Beobachtungsjahren bekannt, so kann man leicht ermitteln, um wie viel die mittlere Temperatur desselben Monats für ein bestimmtes Jahr über oder unter dem entsprechenden allgemeinen Monatsmittel war. Wenn wir z. B. wissen, dass das allgemeine Monatsmittel für den December in Berlin 0,44° ist, dass aber die mittlere Temperatur dieses Monats im Jahre 1829 daselbst nur — 8,66° betrug, so ist klar, dass der December 1829 zu Berlin um 9,10° zu kalt war.

Solche Vergleichungen hat nun Dove in grosser Anzahl zusammengestellt. Die Tabellen auf Seite 526 und 527 geben einen Auszug einer solchen Zusammenstellung für die Jahre 1829, 1834, 1857 u. 1859. Die Zahlen ohne Vorzeichen geben an, wie viel die mittlere Monatstemperatur in den genannten Jahren über, die negativen, wie viel sie unter dem allgemeinen Monatsmittel des Ortes war.

Wir sehen aus dieser Tabelle, dass der December 1829 in Europa sehr kalt war. In Paris war die mittlere Temperatur dieses Monats um 7,09, in Berlin war sie sogar 9,10° unter dem allgemeinen Mittel des Monats December. Diese Abweichung finden wir nun aber keineswegs in gleicher Weise an den übrigen in der Tabelle zusammengestellten Orten. In Petersburg und Kasan war der December 1829 freilich auch noch zu kalt, aber nicht so viel wie in Paris und Berlin, in Irkutsk dagegen finden wir schon einen merklichen Ueberschuss der mittleren Monatstemperatur; ebenso auf der Insel Island, während dieser Ueberschuss in Nordamerika noch bedeutender ist und zu Marietta 4,68° erreicht.

Aehnliche Verhältnisse, wenn auch nicht ganz so ausgezeichnet, finden wir im Januar 1829.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Zu Paris herrschte während des ganzen Jahres 1829 eine zu niedrige Temperatur; zu Berlin haben wir nur in den Monaten Juni und September einen ganz unbedeutenden Ueberschuss an Wärme, während an allen anderen auf der Tabelle verzeichneten Orten dieser Ueberschuss in mehreren Monaten bald mehr oder weniger bedeutend ausfällt. Namentlich zeigt Reykiavig in den Sommermonaten eine zu hohe Temperatur.

Für den Februar 1829 erstreckt sich die zu niedrige Temperatur über alle in unserer Tabelle verzeichneten. Orte; der Unterschied vom allgemeinen Mittel der mittleren Februartemperatur ist aber keineswegs überall gleich. In Marietta und in Petersburg war die Kälte am bedeutendsten, während in Reykiavig und in Irkutsk die negative Abweichung nur unbedeutend ist. Von Marietta nach Osten gehend finden wir eine Abnahme der negativen Abweichung; für England weisen Dove's Tabellen sogar eine, freilich unbedeutende positive Abweichung nach. Noch weiter nach Osten zu wächst die negative Abweichung wieder, um in Petersburg ein Maximum von 5,09° zu erreichen und dann wieder bis Irkutsk abzunehmen, wo sie nur noch $^1/_2$ Grad beträgt.

Diese Verhältnisse berechtigen uns wohl zu der Annahme, dass östlich über Irkutsk hinaus im Februar 1829 eine positive Abweichung von der normalen Temperatur stattgefunden habe, dass im östlichen Asien, im westlichen Nordamerika und dem zwischenliegenden Ocean der Februar 1829 zu warm gewesen, und dass also hier der Gegensatz gegen die zu niedrige Temperatur zu suchen sei, welche zu jener Zeit im Osten von Amerika, in Europa und im westlichen Theile von Asien herrschte. Leider fehlt es an Beobachtungen aus jener fast 180 Längengrade umfassenden Gegend, welche unsere Vermuthungen bestätigen könnten.

Einen Gegensatz gegen 1829 bildet das Jahr 1834. Das westliche Europa hat sich fast das ganze Jahr 1834 hindurch eines Ueberschusses an Wärme zu erfreuen, während wir auf der Tabelle für Island schon fast durchgängig negative Vorzeichen sehen. Der Januar 1834 war im ganzen westlichen Europa bedeutend über dem allgemeinen Mittel, während alle auf der Tabelle verzeichneten Orte mit Ausnahme von Paris und Berlin zu viel Kälte hatten.

Der December 1831 war in Nordamerika sehr streng, in Europa dagegen mild, wie man aus folgender Zusammenstellung der Abweichungen von dem entsprechenden Monatsmittel sieht:

Fort Armstrong	— 9,8°
Marietta	— 7,5
Concord	— 6,9
Philadelphia	— 5,2
Reykiavig	— 1,8

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Manchester	+ 3,10°
Paris	+ 1,75
Danzig	+ 0,48

In Russland war dann der December 1831 wieder etwas zu kalt.

Im Folgenden ist noch eine Zusammenstellung der Abweichungen der Temperaturen von den Mittelwerthen für vier Monate der neueren Zeit, nämlich der December 1877, Juli 1878, Juli 1879 und December 1879 gegeben *):

	December 1877	Juli 1878	Juli 1879	December 1879
Vereinigte Staaten: Neu-England	+ 4,6°	+ 0,8°	0,0°	— 1,3°
Vereinigte Staaten: Südstaaten	+ 1,6	+ 0,6	— 0,2	+ 2,5
Vereinigte Staaten: Seenregion	+ 7,0	+ 2,3	— 0,9	+ 3,2
Vereinigte Staaten: Oberer Mississippi und unterer Missouri	+ 9,0	+ 1,2	— 5,5	— 2,5 **)
Vereinigte Staaten: Minnesota	+ 11,2	+ 1,4		— 6,9 ***)
Vereinigte Staaten: Ohio u. Tenessee-Thal	+ 6,3	+ 1,4	— 1,1	+ 2,8
Vereinigte Staaten: Felsengebirge	+ 0,4		— 0,8	— 1,6
Vereinigte Staaten: Pacifische Küste	+ 0,6	+ 0,6	— 0,9	— 2,9
Westgrönland	— 1,3	+ 0,2	— 0,3	
Island u. Faröer	— 0,7	+ 1,2	— 0,9	+ 2,0
Schottland	0,0	+ 1,1	— 1,0	— 1,5
Skandinavien	+ 1,6	— 0,8	— 0,1	— 0,4
Deutsche Nordseeküste u. Niederlande	+ 0,5	— 0,9	— 2,1	— 5,8
Norddeutsche Ebene	+ 0,5	— 1,3	— 1,3	— 4,3
Süddeutschland	+ 0,9	— 1,0	— 2,3	— 10,2
Schweiz	+ 1,1	— 0,9	— 3,7	— 7,2
Italien	— 0,3	—	—	—
Südliches Oesterreich	— 0,4	— 0,8	— 1,6	— 4,2
Mittleres Oesterreich	+ 1,2	— 0,9	— 2,2	— 9,1
Nördliches Oesterreich	+ 1,1	— 0,9	— 2,4	— 6,7
Westrussland	+ 0,1	— 3,2	— 2,5	— 2,9
Centralrussland	— 3,2	— 2,5	— 1,0	— 2,4
Petersburg	+ 2,1	— 3,9	— 2,8	— 0,2
Weisses Meer	+ 5,5	— 2,9	— 4,1	— 1,1
Mittlerer Ural	+ 0,8	+ 0,7	+ 0,5	— 2,3
Mittlere Wolga	— 1,1	— 1.2	— 0,6	— 2,1
Untere Wolga	— 3,5	— 1,6	+ 0,5	— 0,1
Südruss. Steppen, östl. Theil	0,0	— 2,2	+ 1,0	— 1,1
Südruss. Steppen, west. Theil	+ 1,0	— 2,9	— 1,2	— 4,4
Krim	+ 3,0	— 2,6	0,0	— 3,8
Transkaukasien: Westliches	+ 1,2	0,0	+ 1,3	+ 0,3
Transkaukasien: Mittleres	+ 1,9	— 0,1	+ 2,5	+ 1,7
Transkaukasien: Oestliches	— 2,4	+ 0,6	+ 1,3	+ 0,7
Unterer Amur-Darja	— 10,6	+ 1,5	— 0,2	+ 1,5
Nördliche Kirgisensteppen	— 11,3	+ 2,5	+ 0,8	+ 3,2
Südliches Westsibirien	— 11,9	+ 2,3	+ 1,2	+ 2,2
Jenisseisk	— 4,8	+ 1,8	+ 3,7	+ 5,7
Irkutsk	— 5,4	+ 2,6	+ 1,6	+ 0,1
Hüttenwerk Nertschinsk	— 0,4	+ 1,2	+ 0,8	+ 2,1
Nikolajewsk am Amur	— 1,5	— 0,2	+ 1,1	+ 2,5
Peking	— 2,6	+ 0,7	— 0,2	+ 1,0

*) A. Woeikoff, Die Klimate der Erde, I. Theil. — **) Oberes Mississippi-Thal. — ***) Missouri-Thal.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Nordamerika		Island	Europa			Nordasien	
	Marietta	Concord	Reykiavig	Paris	Berlin	Petersburg	Kasan	Irkutsk
1829								
Januar	0,6	— 0,9	0,0	— 3,8	— 2,7	— 1,2	— 1,8	1,0
Februar	— 5,3	— 3,3	— 0,2	— 1,2	— 3,5	— 5,1	— 0,9	— 0,6
März	— 3,4	— 2,0	— 0,4	— 1,3	— 1,9	— 3,1	— 0,9	— 0,1
April	— 2,1	— 0,3	0,2	— 0,6	— 0,1	— 2,2	— 1,9	— 1,1
Mai	1,7	1,2	— 0,1	— 0,3	— 2,1	0,9	0,8	— 1,1
Juni	1,1	0,2	0,7	— 0,2	0,5	— 0,3	0,1	— 1,1
Juli	— 0,7	— 0,6	2,4	— 0,7	0,0	2,4	1,8	0,2
August	0,2	— 0,2	3,2	— 1,2	— 0,3	— 0,7	0,2	0,0
September	— 0,6	— 3,6	— 0,1	— 1,4	0,3	1,9	0,3	0,0
October	0,0	— 0,4	— 1,9	— 1,6	— 1,6	— 1,5	0,6	1,3
November	— 2,2	0,0	— 0,2	— 1,8	— 2,9	— 1,8	— 0,3	2,0
December	4,7	3,8	1,6	— 7,1	— 9,6	— 1,0	— 3,6	2,1
1834								
Januar	— 2,5	— 1,9	— 1,9	5,6	6,2	— 3,0	— 3,2	— 0,6
Februar	4,1	2,0	0,1	— 0,5	1,5	0,3	— 5,8	2,4
März	0,0	0,8	0,2	0,5	1,0	2,2	4,5	1,9
April	0,6	1,1	— 0,3	— 1,8	— 1,4	— 0,1	2,1	1,8
Mai	— 1,9	— 2,0	— 1,4	1,3	1,9	0,2	— 0,1	1,8
Juni	0,3	— 0.9	— 2,2	0,6	1,2	— 2,1	0,2	0,9
Juli	1,5	2,5	— 1,4	1,0	4,1	— 0,4	— 2,5	— 0,1
August	0,5	— 0,8	— 2,6	1,2	3,2	2,5	1,6	— 0,2
September	— 0,4	1,1	— 1,6	2,1	1,5	— 0,1	— 0,1	1,1
October	— 1,8	— 0,5	— 1,9	0,0	0,1	— 0,1	2,4	1,8
November	— 0,1	— 1,7	0,0	0,1	1,0	— 0,5	1,9	3,3
December	0,5	— 1,8	2,6	0,0	1,6	1,6	3,0	0,9

	Nordamerika			Europa			Nordasien	
	Sitka	Marietta	Concord	Paris	Berlin	Petersburg	Catherinenburg	Nertschinsk
1857								
Januar	— 1,5	— 7,0	— 4,2	— 0,5	— 0,2	0,7	2,2	— 2,3
Februar	— 1,9	4,7	4,5	— 1,7	0,0	4,0	— 4,9	0,4
März	0,8	— 2,5	0,4	— 1,0	0,4	4,0	1,1	1,2
April	1,9	— 5,4	— 0,2	— 1,4	— 0,1	— 0,4	— 2,2	1,6
Mai	1,2	— 2,6	0,3	0,1	— 0,1	— 0,5	— 2,2	— 2,3
Juni	0,1	0,5	—	— 0,2	0,9	— 1,6	— 2,1	— 1,6
Juli	— 0,4	0,9	1,2	0,1	0,9	— 1,9	— 0,3	— 0,9
August	0,1	0,6	0,0	— 1,6	3,1	0,5	1,4	— 0,2
September	— 0,1	1,3	0,6	0,6	1,9	— 1,9	— 2,7	0,5
October	0,5	0,0	— 0,4	— 0,3	2,9	1,7	— 2,7	0,4
November	1,8	— 1,2	1,7	0,7	— 0,9	1,1	— 2,7	0,0
December	2,0	4,0	2,9	0,5	3,1	5,1	— 0,6	1,6
1859								
		St. Louis	Philadelphia					
Januar	0,7	0,9	— 0,6	1,3	3,2	6,7	— 0,2	1,1
Februar	— 2,9	1,7	2,3	1,6	2,9	4,4	3,9	— 1,0
März	— 0,6	2,6	3,9	2,1	3,4	0,9	0,3	1,2
April	0,2	— 2,5	— 0,9	1,2	— 0,9	1,4	5,7	3,0
Mai	— 0,9	1,4	1,2	0,2	0,4	2,1	— 0,7	1,3
Juni	0,4	— 0,6	— 0,5	1,0	1,4	2,2	2,8	— 0,6
Juli	— 0,4	0,6	0,0	4,2	2,8	— 1,3	— 0,3	— 1,6
August	— 0,9	0,1	0,7	2,1	2,9	— 0,9	— 2,0	0,1
September	0,1	— 1,1	1,3	2,2	— 0,1	— 0,4	— 0,8	0,2
October	— 2,3	— 0,6	— 1,2	1,7	0,7	— 0,8	2,3	— 0,3
November	— 5,3	2,6	1,9	— 0,8	0,0	— 2,5	2,7	3,4
December	1,6	— 5,0	— 0,8	— 2,2	— 2,3	2,5	5,6	— 1,9

182 **Gleichzeitige Witterungsverhältnisse verschiedener Gegenden.** Durch derartige Zusammenstellungen und Vergleichungen, wie wir sie im vorigen Paragraphen kennen lernten, wurde Dove zu der Annahme geführt:

1) dass grössere Abweichungen vom normalen Gange der Temperatur nicht local auftreten, sondern dass sie sich gleichzeitig über grössere Strecken der Erdoberfläche verbreitet zeigen, dass dagegen

2) eine zu grosse Kälte oder zu grosse Wärme auch nicht gleichzeitig über die ganze Erde verbreitet ist, sondern dass jedes in irgend einer Gegend auftretende Extrem sein Gegengewicht in einer entgegengesetzten Abweichung an anderen Gegenden findet.

Es ist danach wahrscheinlich, dass stets nahezu dasselbe Quantum Wärme auf der Erdoberfläche verbreitet ist, dass aber die Vertheilung desselben ausser den periodischen Schwankungen auch nicht periodische Aenderungen erleidet.

Uebersieht man die in diesem und dem vorigen Paragraphen mitgetheilten Thatsachen und Gesetze, so ergiebt sich aus ihnen der Schluss, dass anomale Witterungsverhältnisse nicht kosmischen, sondern nur tellurischen Ursprungs sind.

Ein sehr anschauliches Bild der Wärmevertheilung in Europa im Laufe einiger ungewöhnlicher Winter hat Dove durch die Construction der thermischen Isametralen (Berlin 1864) gegeben, wie er die Linien gleicher Abweichung vom normalen Monatsmittel bezeichnet.

Von den sechs Karten mit Isametralen, welche Dove veröffentlicht hat, mögen hier die verkleinerten Copien einiger der interessantesten folgen.

Fig. 1, Tab. 13, stellt die gleichzeitigen Abweichungen vom normalen Monatsmittel für den December 1829 dar. Zu niedrige Temperatur ist durch ausgezogene, zu hohe ist durch punktirte Linien bezeichnet. In ganz Centraleuropa war es zu kalt, das Maximum der Abweichung vom normalen Monatsmittel mit — 9° (Réaumur) fällt aber auf die Linie von Breslau nach Krakau. In Wien, Amsterdam und Wilna war es um 6° zu kalt. In Sicilien und Drontheim herrschte die normale Temperatur, im nördlichen Norwegen und in Lappland dagegen war es etwas zu warm.

Der Februar 1845 war in ganz Europa zu kalt, wie man aus Figur 2, Tab. 13, sieht, das Maximum der Kälte aber mit 7 Grad unter dem Mittel fiel nach Wilna.

Der November 1851, Fig. 1, Tab. 14, war im westlichen Europa zu kalt, im östlichen zu warm.

Fig. 2, Tab. 14, stellt die thermischen Isametralen Europas und des westlichen Asiens für den Januar 1848 dar.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Veränderlichkeit monatlicher Mittel. Von den klima- 183
tischen Verhältnissen einer Gegend geben die allgemeinen Monatsmittel noch kein vollständiges Bild. Man erhält dies erst, wenn man den Grad der Veränderlichkeit der Witterungsverhältnisse kennt, wenn man weiss, wie weit sich die monatlichen Mittel einzelner Jahre von dem entsprechenden allgemeinen Mittel entfernen können. Auch auf diesen Punkt hat Dove seine Aufmerksamkeit gerichtet. Er bestimmte für eine grosse Anzahl von Orten die absolute Veränderlichkeit, unter welcher er den grössten Spielraum versteht, innerhalb dessen die mittlere Temperatur der einzelnen Monate während einer möglichst grossen Reihe von Beobachtungsjahren schwankte. So ist z. B. die niedrigste mittlere Januartemperatur, welche seit 1719 im Laufe von 138 Jahren zu Berlin beobachtet wurde, die von 1823, welche — 11,7°, die höchste aber die von 1796, welche + 6,2° betrug; die absolute Veränderlichkeit des Januar für Berlin ist demnach 17,9°. Nach dieser Erläuterung ist die auf den Seiten 532 bis 535 stehende Tabelle grösster Abweichungen monatlicher und jährlicher Mittel verständlich, welche ein Auszug der von Dove gegebenen ist.

Die zweite Verticalreihe giebt die Anzahl der Beobachtungsjahre, während welcher die folgenden Differenzen vorkamen.

Aus der näheren Ansicht dieser Tabelle geht unmittelbar hervor:

1) Dass die absolute Veränderlichkeit der Temperatur zwischen den Tropen am geringsten, dass sie aber in den Gegenden der Moussons (Ostindien) bedeutender ist als in der Region der Passate.

2) In der gemässigten Zone, besonders an Orten eines noch nicht überwiegenden Seeklimas, wächst die absolute Veränderlichkeit mit der Annäherung an die kalte Zone, wie sich am deutlichsten durch die Vergleichung von Italien, den Alpen, Deutschland und Nordeuropa ergiebt.

3) Die Nähe bedeutender Gebirge scheint besonders die Veränderlichkeit während der Sommermonate zu steigern, wie sich namentlich aus der Vergleichung der entsprechenden Zahlen für die Alpen und für Deutschland ergiebt.

4) Im Seeklima ist die Veränderlichkeit gering. Entfernt man sich von den Küsten in das Innere der Continente, so nimmt die Veränderlichkeit anfangs zu, dann wieder ab. So ist die Veränderlichkeit in England kleiner als an den benachbarten Küsten des Continents, und hier wieder kleiner als im inneren Deutschland. Im nördlichen Asien ist die Veränderlichkeit wieder weit geringer als in Deutschland.

5) Die grösste Veränderlichkeit findet in den Wintermonaten statt, während in der gemässigten Zone, namentlich in den Gegenden vorherrschender Sommerregen, der September in der Regel der beständigste Monat ist.

Als mittlere Veränderlichkeit bezeichnet Dove den mittleren Werth aller in einem möglichst grossen Zeitraume für den gegebenen Monat vorgekommenen Abweichungen ohne Berücksichtigung des Zeichens derselben. Nach Dove's Berechnungen ist die mittlere Veränderlichkeit für

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Octbr.	Novbr.	Decbr.	Mittel
Sibirien und Ural . . .	3,0	2,6	2,2	2,0	1,7	4,3	1,2	1,3	1,3	1,8	2,2	3,1	2,0
Nordöstliches Europa . .	3,2	2,8	2,1	1,6	1,7	1,3	1,5	1,4	1,1	1,5	1,9	2,9	1,8
Baltische Länder . . .	2,1	2,1	1,7	1,2	1,2	1,1	1,3	1,3	0,9	1,2	1,5	2,0	1,5
Inneres Russland . . .	3,1	2,6	2,2	1,8	1,4	1,5	1,6	1,6	1,5	1,5	1,9	3,5	2,0
Nördliches Deutschland .	2,7	2,5	2,0	1,6	1,5	1,1	1,3	1,4	1,1	1,3	1,6	2,6	1,7
Südliches Deutschland .	2,6	2,1	1,7	1,7	1,5	1,2	1,3	1,3	1,2	1,3	1,6	2,3	1,6
Westeuropa	2,3	1,8	1,6	1,3	1,4	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,4	1,9	1,4
Schweiz	2,1	1,8	1,6	1,4	1,3	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,5	2,0	1,5
Italien	1,4	1,2	1,1	1,2	1,4	1,1	1,0	0,9	1,0	1,1	1,2	1,4	1,2
England	1,5	1,3	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	1,1	1,1	1,4	1,2
Oestliches Amerika . .	1,8	1,9	1,5	1,1	1,1	0,9	0,9	0,9	1,0	1,1	1,4	1,8	1,3
Inneres Amerika	2,3	2,6	2,1	1,8	1,4	1,2	1,2	1,1	1,3	1,5	1,8	2,1	1,7
Westamerika	2,2	1,9	1,4	0,7	0,8	0,7	0,9	0,8	0,6	0,8	1,9	1,9	1,2
Polarländer	1,9	1,6	2,2	1,5	1,4	1,1	1,7	1,5	1,2	1,6	1,6	2,0	1,6

Auf der folgenden Seite sind die in Königsberg beobachteten Temperaturmittel für die einzelnen Monate während der Zeit vom Mai 1848 bis April 1893 angegeben. Es zeigt sich aus dieser Zusammenstellung, dass an diesem Orte die geringste Veränderlichkeit im Juli stattfindet, während im Mai die Veränderlichkeit ziemlich gross ist. Das Jahresmittel wechselte zwischen 8,22° und 4,80° C., also um 3,4° C. Es geht hieraus hervor, dass das Jahresmittel der Temperaturen keineswegs so constant ist, wie vielfach angenommen wird.

Temperatur-Mittel in Grad C. für Königsberg i. Pr.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
1848	—	—	—	—	11,7	17,1	16,5	15,2	12,1	8,6	2,7	+1,0	—
1849	— 4,9	+ 0,5	—0,5	4,6	12,4	13,1	15,5	15,0	11,7	7,2	2,6	—5,0	6,02
1850	—11,4	— 0,8	—2,5	6,0	13,6	16,5	17,6	17,8	12,2	7,0	3,5	+1,8	6,78
1851	— 3,1	— 0,7	0,0	8,4	9,3	14,6	16,8	17,0	13,7	10,8	3,5	+2,0	7,69
1852	+ 0,2	— 2,2	—0,4	1,8	11,5	17,6	18,6	18,0	13,7	6,1	2,5	+2,6	7,51
1853	— 0,6	— 3,5	—3,7	3,6	11,2	17,3	17,7	16,2	13,2	9,1	1,4	—3,3	6,56
1854	— 4,5	— 2,2	+1,0	5,2	13,2	14,2	18,9	18,7	12,3	8,6	0,3	+0,1	7,16
1855	— 7,0	—11,3	—0,6	4,4	9,9	16,8	18,8	16,8	13,1	10,3	1,0	—7,4	5,42
1856	— 1,4	— 3,2	—2,4	7,2	10,5	14,9	15,3	14,5	12,5	8,7	—1,1	0,0	6,30
1857	— 3,2	— 3,8	+0,8	5,2	9,5	14,6	16,7	18,9	14,3	9,6	2,0	+2,8	7,29
1858	— 4,2	— 6,6	—1,4	4,3	10,8	16,4	19,4	19,6	14,4	9,5	—2,5	—2,7	6,43
1859	+ 0,4	+ 1,1	+2,9	5,4	13,0	16,7	17,6	19,4	12,8	8,5	2,6	—4,5	7,99
1860	— 0,9	— 3,1	—1,6	7,2	11,2	16,4	17,6	16,3	13,7	6,3	0,1	—4,4	6,56
1861	— 7,4	+ 0,9	+3,3	3,7	8,8	17,4	19,0	16,6	11,8	7,6	3,4	+0,4	7,12
1862	— 7,7	— 6,1	—0,9	4,6	12,6	15,4	15,5	16,2	12,8	8,5	—0,8	—5,7	5,37
1863	+ 1,4	+ 1,5	+2,0	6,7	10,8	15,4	15,0	17,0	14,0	9,9	4,2	+0,7	8,22
1864	— 4,1	— 1,5	+2,2	4,3	6,3	15,7	15,6	13,8	12,0	6,0	—0,5	—4,5	5,44
1865	— 1,7	— 8,2	—2,2	5,0	13,6	11,6	19,4	15,3	12,4	6,9	4,0	+0,4	6,37
1866	+ 1,9	— 1,2	—0,1	7,2	9,0	17,6	15,7	16,0	15,6	6,6	2,3	—0,7	7,50
1867	— 3,1	0,0	—3,2	4,6	7,2	12,7	15,2	15,8	12,3	8,2	1,4	—5,5	5,46
1868	— 5,8	0,0	+1,8	6,8	12,6	15,8	18,8	20,1	13,6	8,4	0,4	+0,5	7,76
1869	— 3,2	+ 1,8	+1,1	7,5	11,2	13,1	16,2	16,4	13,3	7,1	1,5	—1,3	7,07
1870	— 3,3	—10,6	—2,1	4,8	10,6	13,7	17,4	16,5	12,2	6,7	3,5	—9,3	5,00
1871	— 8,3	— 7,9	+2,6	3,5	7,2	13,9	17,6	16,6	10,9	4,0	0,4	—2,9	4,80
1872	— 1,5	— 3,3	+1,7	7,6	14,1	16,9	17,4	16,1	13,6	10,4	5,1	—1,0	8,09
1873	+ 0,8	— 2,9	+2,0	4,0	9,1	15,5	18,0	17,4	12,7	8,5	4,1	+2,2	7,60
1874	0,0	— 1,1	+0,3	5,6	7,0	14,7	17,4	15,0	14,3	9,8	1,3	—2,2	6,86
1875	— 4,4	— 6,4	—2,9	3,0	11,2	16,7	18,4	17,9	12,4	3,9	—1,4	—6,5	5,16
1876	— 6,3	— 1,4	+1,9	7,4	7,6	18,0	18,0	16,7	12,7	7,8	—3,1	—7,4	5,99
1877	— 1,8	— 1,5	—2,0	3,9	9,0	16,0	17,7	16,2	9,9	5,9	5,5	—1,3	6,45
1878	— 2,2	— 0,3	+1,0	8,0	10,6	15,4	15,7	17,4	14,5	9,6	4,1	—0,5	7,79
1879	— 5,4	— 2,1	—1,9	5,3	10,7	15,8	15,7	16,5	14,7	7,6	0,8	—5,3	6,03
1880	— 3,4	— 2,6	—0,5	6,7	10,1	15,6	18,0	17,5	14,0	5,5	3,2	—0,6	6,96
1881	— 7,2	— 3,3	—1,8	3,0	11,2	14,6	17,0	15,1	12,2	4,6	3,4	—0,3	5,70
1882	+ 1,8	+ 1,4	+4,6	6,9	11,5	15,1	18,6	16,8	14,1	5,9	1,2	—2,8	7,92
1883	— 3,2	— 1,2	—3,9	4,5	10,0	16,5	17,7	16,1	13,9	8,1	4,2	+0,9	6,98
1884	+ 1,0	+ 1,5	+1,7	4,2	10,3	14,6	18,2	15,1	14,2	8,0	—0,4	+1,2	7,47
1885	— 3,4	+ 0,7	+1,9	7,0	9,6	15,6	17,8	13,9	12,2	7,8	0,7	—0,6	6,94
1886	— 2,3	— 5,8	—2,7	8,6	11,9	14,8	16,2	16,5	13,5	6,7	4,7	+0,1	6,84
1887	— 1,7	— 1,5	—0,6	6,3	10,8	13,0	17,8	15,2	13,8	6,1	2,6	—1,4	6,71
1888	— 5,1	— 5,7	—5,4	3,8	11,0	14,6	16,0	15,3	12,8	6,8	1,3	—0,6	5,57
1889	— 5,3	— 4,0	—4,1	5,8	15,8	18,2	16,2	15,0	10,3	8,7	3,7	—2,9	6,45
1890	+ 0,5	— 2,5	+2,1	8,4	14,6	14,2	16,8	18,0	13,0	6,5	1,9	—6,2	7,20
1891	— 4,4	— 2,0	+1,1	5,2	11,7	14,3	18,3	15,6	13,4	9,4	0,7	+1,0	7,10
1892	— 4,7	— 2,8	—1,0	4,4	11,0	14,4	15,2	17,0	14,1	7,1	1,6	—3,3	6,10
1893	—13,0	— 4,0	+0,4	4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mittel	— 3,41	— 2,59	—0,26	+5,46	10,81	15,40	17,22	16,53	13,05	7,67	+1,86	—1,83	6,68
Gr. Abw.	14,9	13,1	10,0	6,8	9,5	6,6	4,4	6,3	5,7	6,9	8,6	12,1	3,42

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Tabelle grösster Abweichun

		Januar	Februar	März	April	Mai
Die Tropen.						
Calcutta	8	6,5	5,8	4,6	4,0	2,5
Madras	21	4,2	4,0	6,2	9,3	5,5
Rio Janeiro	7	3,3	1,9	2,3	1,6	2,9
Havanna	7	4,2	5,2	2,8	2,8	2,2
Italien.						
Palermo	39	7,4	7,1	4,7	5,9	4,6
Rom	20	5,0	6,7	3,0	4,4	5,7
Nizza	20	5,6	5,0	7,1	6,6	4,5
Mailand	72	10,2	11,2	8,1	6,9	8,0
Mittel		6,8 *)	6,7	6,6	5,8	6,1
Alpen.						
St. Bernhard	21	10,3	8,3	9,3	5,2	4,9
Genf	42	12,2	7,9	7,6	7,4	7,4
Innsbruck	52	14,4	13,0	11,6	10,4	8,1
München	34	13,1	8,5	10,0	8,1	7,3
Mittel		11,1	8,9	8,3	8,1	6,6
Mittleres Europa (Continentalklima).						
Carlsruhe	40	11,7	10,4	11,0	8,3	6,4
Stuttgart	43	17,6	11,4	7,8	10,3	7,1
Prag	15	13,2	11,5	7,9	5,3	6,9
Dresden	10	11,2	8,1	7,9	5,3	6,6
Berlin	138	17,8	13,1	12,6	10,5	9,0
Mittel		11,8	9,8	7,5	5,9	6,8
Mittleres Europa (Seeklima).						
Paris	33	11,9	9,9	7,3	6,3	6,6
Harlem	17	7,4	7,4	5,1	4,1	5,1
Elberfeld	12	7,4	5,4	4,1	3,4	4,8
Hamburg	18	11,6	10,1	7,7	6,8	7,1
Danzig	24	11,3	8,7	7,7	6,7	7,6
Mittel		10,8	8,5	7,2	6,2	6,4

*) Diese Mittel sind nicht aus den darüber stehenden, sondern aus einer grösseren Anzahl von Zahlen abgeleitet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

monatlicher und jährlicher Mittel.

Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
Die Tropen.							
2,6	1,8	1,0	2,1	1,5	2,1	2,4	
3,4	4,1	3,2	3,0	2,2	3,4	2,8	2,5
1,6	1,6	3,3	3,0	1,5	2,4	1,6	
1,1	3,0	2,5	2,6	2,4	2,5	1,8	1,8
Italien.							
5,4	4,8	4,0	5,9	4,4	4,9	6,3	2,2
6,6	4,4	4,8	5,7	4,2	5,1	5,6	2,5
9,5	4,9	5,6	4,7	5,4	5,3	5,6	4,4
6,9	5,8	6,6	8,6	6,5	6,5	8,5	3,5
6,5	4,6	5,6	5,3	5,3	6,0	6,6	2,8
Alpen.							
7,1	7,8	4,4	7,1	6,3	10,2	7,9	2,9
7,4	6,3	6,4	5,3	6,4	8,0	9,4	2,8
6,2	8,1	11,2	7,7	9,3	10,6	16,3	5,6
6,5	6,5	8,1	7,2	5,6	6,5	11,5	3,2
6,3	6,2	6,7	5,8	6,4	7,5	11,4	3,2
Mittleres Europa (Continentalklima).							
7,8	6,2	6,6	6,0	8,3	8,3	12,1	2,8
6,9	6,6	7,8	5,9	8,7	6,4	13,4	3,8
3,3	4,6	7,1	3,9	4,8	7,5	14,8	4,1
2,8	6,4	6,4	3,5	4,5	5,4	10,4	3,9
8,5	9,0	8,7	6,5	8,6	10,6	16,8	
4,9	5,9	6,3	4,3	5,6	6,5	12,2	3,2
Mittleres Europa (Seeklima).							
5,8	5,0	5,9	4,8	6,1	6,8	12,1	2,9
5,2	4,8	5,0	3,3	5,2	5,5	10,9	3,3
6,9	4,7	5,9	5,0	4,4	6,0	11,9	2,6
5,4	6,3	6,6	3,9	7,5	5,7	10,4	3,1
7,5	5,2	7,7	5,3	4,8	6,9	11,4	4,5
6,2	5,7	6,6	4,7	5,7	6,8	11,4	3,4

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Tabelle grösster Abweichung

		Januar	Februar	März	April	Mai
England.						
London	52	11,8	7,4	7,2	6,1	5,9
Manchester	25	11,0	6,8	4,8	6,9	6,5
Dublin	17	8,4	6,3	7,1	5,8	3,8
Edinburg	11	5,2	4,3	5,2	4,4	2,4
Mittel		7,4	6,1	5,2	5,0	4,8
Nordeuropa und Nordasien.						
Stockholm	16	13,2	11,4	8,9	8,0	6,3
Upsala	40	16,4	14,1	14,0	9,6	8,4
Tornea	31	14,6	18,3	12,4	10,0	12,1
Petersburg	14	9,2	11,6	10,2	8,0	6,6
Kasan	8	7,3	10,4	6,7	4,2	6,7
Irkutsk	10	5,6	5,8	6,0	2,6	3,6
Mittel		13,1	12,9	10,2	8,7	7,5
Nordamerika.						
Salem	43	8,3	9,5	6,0	5,9	7,7
Marietta	10	8,7	10,6	6,7	7,9	4,5
Montreal	10	4,1	7,5	5,0	7,1	5,3
Mittel		7,5	8,2	6,0	6,2	6,0

184 **Säculare Variationen des Klimas.** Die Frage, ob in historischen Zeiten das Klima verschiedener Länder eine merkliche Aenderung erlitten habe oder nicht, könnte nur dann mit Sicherheit beantwortet werden, wenn uns genaue meteorologische Beobachtungen wenigstens aus mehreren Jahrhunderten vorlägen. Bekanntlich aber ist die Erfindung des Thermometers selbst noch ziemlich neuen Datums und erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts hat man angefangen, regelmässig fortgesetzte Beobachtungen über den Gang der Lufttemperatur zu machen.

Glaisher glaubte aus den in London gemachten Beobachtungen eine allmähliche Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur in England nachweisen zu können, indessen hängt die gefundene Erhöhung jedenfalls nur mit der grösseren Ausbreitung der Stadt und der dadurch allmählich ungünstiger gewordenen Lage der Beobachtungsstation zusammen. Buchan hat dagegen eine 94 jährige Reihe von Temperaturbeobachtungen untersucht, die in Schottland angestellt waren, und ist zu dem Resultate gekommen, dass eine Veränderung der mittleren Jahrestemperatur in dieser Zeit nicht stattgefunden hat.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

monatlicher und jährlicher Mittel.

Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
			England.				
5,3	6,0	5,7	5,3	6,0	6,0	9,2	3,8
6,3	6,7	3,9	5,2	5,4	6,7	6,5	2,8
4,0	3,9	4,9	4,7	5,3	6,2	5,9	3,8
5,2	3,0	4,6	3,7	2,5	4,8	4,4	1,8
5,0	4,4	4,5	4,5	5,2	5,5	6,3	2,7
			Nordeuropa und Nordasien.				
5,9	7,0	7,0	5,1	6,8	7,1	12,6	4,1
7,2	6,9	6,0	6,0	9,3	10,7	13,8	3,9
11,6	9,0	9,6	11,5	10,2	10,6	15,7	1,2
5,6	6,8	6,0	4,5	4,5	6,8	11,5	4,0
5,2	4,2	6,0	3,0	5,6	8,8	13,1	
4,9	3,4	2,2	1,6	2,4	4,0	6,3	
7,2	6,9	7,3	6,7	8,4	9,3	12,1	3,3
			Nordamerika.				
5,6	6,1	5,5	4,9	6,9	5,8	11,6	3,4
4,0	4,0	4,4	5,6	7,5	7,2	12,8	2,9
6,3	3,4	4,9	3,6	4,7	7,2	10,7	3,1
4,8	4,8	4,9	4,4	5,3	5,9	10,2	3,2

Nach Dove weicht die aus der Periode von 1848 bis 1865 abgeleitete mittlere Jahrestemperatur für Berlin nur um $^1/_{100}$ Grad von dem aus 137 Jahren abgeleiteten Mittel ab.

Für weiter zurückliegende Zeiten sind die Temperaturangaben zu unsicher, als dass man sie zur Grundlage solcher Untersuchungen machen könnte; indessen kann man aus den meteorologischen Beobachtungen Tycho Brahe's schliessen, dass wenigstens in den Regen- und Bewölkungsverhältnissen im Sunde während der letzten 300 Jahre keine Veränderung stattgefunden hat.

Derartige sorgfältige Aufzeichnungen finden sich aber äusserst selten; will man daher das Problem einer etwaigen Veränderung des Klimas mehrere Jahrhunderte weit zurückverfolgen, so bleibt nichts übrig, als nach etwaigen Veränderungen der Flora und der Fauna zu forschen.

Aus der Thatsache, dass in Palästina heute noch Weinstock und Dattelpalme neben einander cultivirt werden, wie in biblischen Zeiten, schloss Arago, dass sich das Klima jenes Landes seit 3300 Jahren nicht merklich geändert habe. Das Gleiche hielt Arago auch für Aegypten,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Griechenland und Rom, und Biot hielt es auch für China für wahrscheinlich, während manche andere Länder Veränderungen zeigen, welche auf eine Abnahme der mittleren Temperatur gedeutet sind.

So ist es z. B. eine Thatsche, dass in manchen Gegenden Frankreichs und Deutschlands vor Jahrhunderten Wein gebaut wurde, in welchen diese Cultur gegenwärtig eingegangen ist. Einen sicheren Schluss auf Verschlechterung des Klimas kann man daraus aber nicht ziehen, denn das Aufgeben des Weinbaues an Orten, welche für denselben weniger geeignet sind und welche nur sehr geringe Weine lieferten, kann auch daher rühren, dass man gegenwärtig bei den so sehr verbesserten Verkehrsverhältnissen mit weniger Kosten guten Wein beziehen, als schlechten bauen kann.

In den Alpen scheinen einige Thatsachen auf Veränderungen des Klimas hinzudeuten. Es ist festgestellt, dass vor einigen Jahrhunderten viele Alpengletscher weniger ausgedehnt waren als gegenwärtig. Ferner ist es eine leider unzweifelhafte Thatsache, dass die obere Grenze des Waldes gegenwärtig um mehrere hundert Fuss niedriger ist als früher. Hoch über der jetzigen Waldgrenze findet man noch Reste alter Wälder, abgestorbene Stämme, mächtige Wurzeln und Holzreste als Zeugen einer früher hier bestandenen kräftigen Vegetation.

Aus dem Vordringen der Gletscher lässt sich übrigens noch kein sicherer Schluss auf eine Erniedrigung der mittleren Temperatur ziehen, da die Lage des unteren Gletscherrandes von vielen zusammenwirkenden Ursachen abhängt, die sich meist einer eingehenderen Untersuchung entziehen. Ist es doch eine Thatsache, dass in den Alpen einige Gletscher vordringen, während andere gleichzeitig im Rückgang begriffen sind. In manchen Jahren sind die Gletscher des Berner Oberlandes sehr merklich zurückgegangen, in anderen vorgerückt, ohne dass die mittlere Jahrestemperatur eine merkliche Veränderung erfahren hätte.

Ebenso wenig kann man aus dem Herabsteigen der oberen Waldgrenze einen sicheren Schluss auf eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur ziehen. Als unmittelbare Ursache dieser bedauernswerthen Thatsache muss man vielmehr den Umstand hervorheben, dass die Alpenbewohner bis jetzt so gut wie gar keine Sorgfalt auf die Erhaltung ihrer Wälder verwendeten, dass sie im Gegentheil möglichst bemüht sind, ihre Weiden zu vergrössern. Da nun die Weideplätze meist oberhalb der Wälder liegen, so werden diese zunächst an ihrer oberen Grenze angegriffen, und es bleiben nur einzelne Bäume, die Wettertannen, zum Schutze des Viehes stehen. Die Füsse des Rindviehs und die Zähne der Ziegen und Schafe lassen aber keinen jungen Wald mehr aufkommen. Dazu kommt noch, dass einzelne Waldstrecken absichtlich oder durch Zufall abgebrannt werden und dass Lavinen und Stürme vielfache Verheerungen in den ohnehin gelichteten Wäldern anrichten, ohne dass für Nachpflanzung gesorgt wird.

Das Aussterben der höher gelegenen Alpenwälder hat aber auch eine Verkümmerung der übrigen Vegetation zur Folge, indem sie weniger

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

gegen Winde geschützt ist und Regengüsse den fruchtbaren Boden nun ungehindert wegschwemmen können.

Als Beweis für die Abnahme der mittleren Jahrestemperatur hat man angeführt, dass die Cultur des Oelbaumes früher an den Ufern des Genfer Sees heimisch gewesen sei, während sie jetzt daselbst nicht mehr möglich ist. In einer Abhandlung, welche im 10. Bande des *Bulletin de la société vaudoise des sciences naturelles* unter dem Titel *Notes sur le problème de la variation du climat* erschien und in welcher der in diesem Paragraphen besprochene Gegenstand unter Angabe der Quellen ausführlich besprochen wird, hat aber Dufour nachgewiesen, dass hier ein Irrthum vorliegt. Die Früchte einzelner in Gärten als Curiosität gezogener Oelbäume kamen nie zur vollen Reife.

Als Beweis für die früher am Genfer See betriebene Cultur des Oelbaumes wird angeführt, dass sich in den Archiven von St. Saphorin die Notiz finde, dass dereinst eine Abgabe in Oel geleistet worden sei, welches von in der Umgebung gezogenen Oelbäumen gewonnen worden war. Dufour weist aber nach, dass in alten Urkunden allerdings die Lieferung gewisser Quantitäten Oel erwähnt wird; von Olivenöl ist aber nirgend die Rede, wohl aber wird öfters Nussöl genannt.

In der genannten Abhandlung giebt Dufour von 1840 an, so weit es ausfindig zu machen war, das Datum der Weinlese zu Lausanne und einigen anderen Orten in der Umgebung des Genfer Sees. Die früheste Lese (16. und 17. September) fand in den Jahren 1503 und 1822, die späteste (am 12. November) in den Jahren 1698 und 1816 statt. In der letzten Hälfte des 17. und in den ersten zwei Dritteln des 18. Jahrhunderts war die Weinlese durchschnittlich um ungefähr 12 Tage später als im 16. und in der Hälfte des 17. Jahrhunderts. In der letzten Hälfte des 18. Jahrhunderts wurde die Lese wieder frühzeitiger, wie sie denn auch in dem gegenwärtigen Jahrhundert durchgängig früher ist, als in den ersten 60 Jahren des vorigen, ohne jedoch so früh zu fallen, wie im 16. Jahrhundert.

Die Variationen der Zeit der Weinlese sind übrigens nicht allein durch meteorologische Verhältnisse, sondern auch durch die Culturart, durch die gepflanzten Traubensorten u. s. w. bedingt. Jedenfalls sind die Variationen der Lesezeit nicht der Art, dass man daraus mit Sicherheit auf eine Veränderung des Klimas schliessen könnte.

Für Grönland hat man an eine Verschlechterung des Klimas in historischer Zeit deswegen gedacht, weil sich daselbst früher normannische Colonien befanden, die im Laufe der Zeit zu Grunde gegangen sind. Indessen ist nicht daran zu zweifeln, dass diese Colonien durch feindliche Ueberfälle der Eskimos zerstört wurden.

Abnahme der Temperatur in höheren Luftregionen. 185

Die Erwärmung der Luft rührt einerseits daher, dass sie einen Theil der sie durchdringenden Sonnenstrahlen absorbirt, andererseits daher, dass

sie mit dem durch die Sonnenstrahlen erwärmten Boden in Berührung ist. Die letztere Wärmequelle ist weitaus die bedeutendste.

Die durch Berührung mit dem Boden erwärmte Luft wird eben durch die Erwärmung ausgedehnt, ihr specifisches Gewicht nimmt ab und deshalb steigt sie in die Höhe, die vom Boden erhaltene Wärme mit sich führend. Allein diese Wärme macht sich in den höheren Luftregionen keineswegs durch eine bedeutende Temperaturerhöhung geltend; denn beim Aufsteigen nimmt die Dichtigkeit der Luft fortwährend ab und die Abnahme der Dichtigkeit ist in Folge der bei der Ausdehnung geleisteten Arbeit von einer fortwährenden Wärmebindung begleitet. Daraus folgt nun, dass die höheren Luftschichten kälter sein müssen als die tieferen.

Dass eine solche Abnahme der Temperatur in den höheren Luftregionen wirklich stattfindet, davon überzeugt man sich, wenn man zu diesen höheren Regionen aufsteigt, mag man sich nun in einem Luftballon erheben oder den Gipfel hoher Berge besteigen.

Die Abnahme der Temperatur bei verticaler Erhebung kann nicht leicht ein regelmässiges Gesetz befolgen, weil die beständigen Luftströmungen, Wolken-, Nebelschichten u. s. w. einen mehr oder weniger störenden Einfluss ausüben.

Gay-Lussac stieg im Jahre 1804 in einem Luftballon bis zur Höhe von 6800 m; während das Thermometer am Boden 31,0° C. zeigte, beobachtete er in jener Höhe die Temperatur von — 9,5° C., also eine Temperaturdifferenz von mehr als 40 Graden. Barral und Bixio, welche am 27. Juli 1850 ungefähr zu gleicher Höhe aufstiegen, gelangten in einer Höhe von 1950 m in eine Nebelschicht, deren obere Grenze erst erreicht wurde, nachdem sie sich bis zu einer Höhe von 6500 m über den Boden erhoben hatten. Nahe an der oberen Grenze dieser Nebelschicht zeigte das Thermometer noch — 10° C., sank aber unmittelbar über derselben auf — 23° C. In einer Höhe von 6800 m zeigte das Thermometer nur noch — 40° C.

Tab. 15 giebt eine vergleichende Uebersicht der thermischen Beobachtungen, welche bei drei der im Jahre 1852 in England unternommenen wissenschaftlichen Luftschifffahrten angestellt worden sind. Die Zahlen auf der rechten und auf der linken Seite der Figur geben die nach Pariser Fuss gemessenen Höhen; die Zahlen, welche auf den schraffirten Streifen stehen, geben die an den entsprechenden Stellen beobachteten Temperaturen in Réaumur'schen Graden an. So sehen wir z. B., dass bei der Luftfahrt vom 17. August in einer Höhe von 11000 Fuss (= 3573 m) die Temperatur von + 2° R. = + 2,5° C., bei der Luftfahrt vom 10. November aber dieselbe Temperatur in einer Höhe von 4000 Pariser Fuss (= 1300 m) beobachtet wurde.

Der besseren Uebersicht wegen sind die Luftschichten, innerhalb deren die Temperatur über 10°, zwischen 10 und 0°, zwischen 0 und — 10° und unter — 10° R. betrug, durch verschiedene Schraffirung unterschieden.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Zahlreiche Luftfahrten wurden in neuerer Zeit von Glaisher, dem Director der meteorologischen Abtheilung der Sternwarte zu Greenwich, zur Erforschung der meteorologischen Verhältnisse der Atmosphäre unternommen. In einer am 5. September 1862 unternommenen Luftfahrt ist er höher aufgestiegen als irgend ein Mensch vor ihm, denn er erreichte eine Höhe von 11000 m oder 36630 Pariser Fuss. Bei dieser Luftfahrt fand man in einer Höhe von

0 m	15° C.
1600	5
3218	0
6437	— 13
8000	— 19
11000	— 24

In einer Höhe von 8000 m machten sich die Eindrücke der verdünnten Luft und der niedrigen Temperatur auf Glaisher und seinen Gefährten Coxwell bemerkbar, denn in noch grössere Höhe aufsteigend konnten sie die Instrumente nicht mehr mit Sicherheit ablesen und nur eine mit grösster Anstrengung abgelesene Barometerbeobachtung constatirte, dass der Ballon die ungeheure Höhe von 11000 m erreicht hatte. Hier verlor Glaisher seine Kräfte, er sank im Schiffchen des Ballons zusammen. Coxwell gelang es unterdessen, durch Oeffnen des Ventils den Ballon zum Sinken zu bringen und in einer Höhe von 7000 m, wo nun eine Temperatur von — 19° herrschte, wurden wieder Beobachtungen gemacht. Das mitgenommene Minimumthermometer zeigte, dass die niedrigste Temperatur, in welcher sich der Ballon befunden hatte, — 24,4° C. war.

Glaisher's Luftfahrten haben zunächst bewiesen, dass, wie man wohl erwarten konnte, die Temperaturabnahme in den höheren Luftschichten keineswegs eine regelmässige ist; ja es wurden Fälle beobachtet, dass innerhalb gewisser Grenzen bei wachsender Erhöhung eine Zunahme der Temperatur beobachtet wurde. So nahm am 12. Januar 1864 die Temperatur bis zu einer Höhe von 1300 m zu und erst bei noch grösserer Erhebung nahm sie wieder ab. Am 6. April 1864 blieb die Temperatur bis zu einer Höhe von 100 m unverändert 7 bis 8° C. Von da bis zu einer Höhe von 1200 m nahm die Temperatur bis auf 0° ab. Die gleiche Temperatur von 0° fand sich in einer Höhe von 2500 m, die Luftschicht von 1200 bis zu 2500 m Höhe war aber über 0° warm.

Ferner ist es klar, dass die Abnahme der Temperatur abhängig sein muss von der Bodenbeschaffenheit der Erdoberfläche, und so geben denn häufig diejenigen Beobachtungen, welche in Luftballons angestellt sind, wesentlich andere Resultate als diejenigen, welche in Berggegenden gewonnen wurden. Mendeleef hat versucht, aus solchen Beobachtungen Glaisher's, welche unter besonders günstigen Umständen auf Ballon-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

fahrten ausgeführt wurden, eine einfache Relation zwischen der Abnahme des Luftdruckes und derjenigen der Temperatur abzuleiten, und ist dabei auf empirischem Wege zu einer Formel gekommen, welche sich den Beobachtungen recht gut anschliesst. Bezeichnet nämlich

t_0 die Temperatur der unteren Station,
t_h diejenige der oberen Station,
p_0 den Luftdruck bei der unteren Station,
p_h denjenigen bei der oberen Station,

so fand Mendeleef, dass die Grösse

$$\frac{t_h p_0 - t_0 p_h}{p_0 - p_h} = C$$

gleich einer Constante sei. Hieraus ergiebt sich:

$$t_h = C + (t_0 - C)\frac{p_h}{p_0}.$$

Es wird demnach $t_h = C$, wenn $p_h = 0$ ist, d. h. C ist diejenige Temperatur, welche an der oberen Grenze der Atmosphäre stattfindet, wo der Luftdruck gleich Null ist. Für diese Temperatur C fand Mendeleef den Betrag von -36^0 C., dagegen Woeikoff aus Beobachtungen, welche bei einer Luftschifffahrt Rykatschef's bei Petersburg unter ganz besonders günstigen Umständen ausgeführt wurden, zu -42^0 C., und dieser Werth dürfte wohl nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen der zuverlässigste sein. Es sei also z. B.:

$$t_0 = +\ 10^0\,\text{C.}$$
$$p_0 = 760\,\text{mm},$$
$$p_h = 700\,\text{mm},$$

also:

$$\frac{p_h}{p_0} = \frac{700}{760} = 0{,}921,$$

so haben wir:

$$t_h = -42^0 + 52^0 \,.\, 0{,}921$$
$$= -42^0 + 47{,}9^0 = +5{,}9^0;$$

die Temperaturabnahme beträgt also für die angenommene Veränderung des Luftdruckes $4{,}1^0$ C. Wäre $t_0 = -10^0$ C., so erhielten wir:

$$t_h = -42^0 + 32^0 \,.\, 0{,}921$$
$$= -42^0 + 29{,}5^0 = -12{,}5^0,$$

also eine Temperaturabnahme von $2{,}5^0$ C. Es folgt hieraus, was auch durchaus mit den Beobachtungen übereinstimmt, dass im Winter die Abnahme der Temperatur mit der Höhe geringer ist, als im Sommer.

Auf hohen Bergen zeigt schon die Veränderung der Vegetation die Abnahme der Temperatur an: je höher man steigt, desto mehr nimmt

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

die Vegetation den Charakter kälterer Himmelsstriche an; am auffallendsten zeigt sich dieser Wechsel in den Tropen; besonders grossartig erscheint er aber an den ungeheuren Gebirgen Südamerikas, wo man in einem Tage aus den Wäldern von Palmen und Bananen bis zu den Grenzen des ewigen Schnees aufsteigen kann.

So finden wir denn auch manche Alpenpflanzen im höchsten Norden Europas wieder, wie z. B. *Dryas octopetala*, welche auf Nowaja Semlja ihre lieblichen Blüthen ebenso schön entwickelt, wie auf den duftigen Alpenmatten.

Wie in der Andeskette und den mexicanischen Gebirgen die mittlere Temperatur mit der Höhe über der Meeresfläche abnimmt, übersieht man aus folgender von Humboldt gegebenen Tabelle:

Höhe über der Meeresfläche in Pariser Fuss und Metern	Mittlere Temperatur	
	Cordilleras de los Andes	Mexicanische Gebirge
0	27,5° C.	26,0° C.
3000 (975 m)	22,0	19,8
6000 (1949 m)	18,0	18,0
9000 (2924 m)	14,1	13,8
12000 (3898 m)	7,0	7,5
15000 (4873 m)	1,5	1,0

Da sich in der heissen Zone die Temperatur der Luft im Laufe eines Jahres nur wenig ändert, so kann man sich von der Temperatur in verschiedenen Höhen der Andeskette die beste Vorstellung machen, wenn man sie mit der mittleren Temperatur gewisser Monate in höheren Breiten vergleicht. So findet man in den Ebenen des Orinoco täglich eine Temperatur, welche noch um 5° C. höher ist, als die mittlere Temperatur des Monats August in Palermo; in Popayen, 1750 m über dem Meere, findet man die Temperatur der drei Sommermonate in Marseille; zu Quito die Temperatur von Paris während der letzten Hälfte des Mai; in den Paramos (3600 m) die Temperatur von Paris während der ersten Hälfte des April.

Man kann sich an den Abhang grosser Gebirgsmassen isothermische Linien gelegt denken, welche mehr oder weniger als horizontale Curven erscheinen werden. So zieht sich um den Fuss der Andeskette eine Isotherme von 27,5° C. Da wo eine in der Höhe von 1950 m gedachte Ebene in die Masse der Andeskette einschneidet, befindet sich ungefähr die Isotherme von 17,5° C. u. s. w.

Die Isotherme von 0° wird an der Andeskette durch eine Reihe von einander getrennter, in sich geschlossener Curven, welche um die isolirten Schneekuppen herumziehen, repräsentirt sein.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

So folgen sich denn hier in verticaler Richtung in ganz kurzen Entfernungen von einander die Isothermen in gleicher Ordnung, wie man sie durchschneidet, wenn man von dem Aequator bis in die Polargegenden wandert.

Wie die Isothermen in den Alpen über einander liegen, zeigt die von Schlagintweit (Poggendorff's Annalen, Bd. 82) entlehnte Tab. 18, in welcher je zwei benachbarte horizontale Linien einen Höhenunterschied von 1000 Fuss bezeichnen.

Die Abnahme der mittleren Jahrestemperatur, welche einer bestimmten Höhenänderung in den Bergen entspricht, hängt von der Stärke der Bestrahlung und manchen anderen Verhältnissen ab. Die Temperaturänderung für 100 m Höhendifferenz hat sich z. B. in Graden nach Celsius folgendermaassen [1]) ergeben:

Quito	0,45°
Antisana	0,60
Ceylon	0,66
Nilghiris (Süd-Indien)	0,65
Süd-China	0,74
S.-E. Himalaya	0,59
N.-W. „	0,51
Felsengebirge Nordamerikas	0,63
Kaukasus	0,43
Schweiz	0,52—0,58

Im Mittel kann man annehmen, dass für eine Höhenzunahme von 100 m die Temperatur um 0,58° C., oder für 172 m um 1° C. abnimmt, doch ist die Unsicherheit dieser Zahl ziemlich bedeutend. Wenn es darauf ankommt, die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes auf die entsprechende Temperatur des Meeresniveaus zu reduciren, so kann man sich, wenn weitere Daten nicht vorliegen, dieser Zahl bedienen, welche im Mittel aus Beobachtungen auf Bergen abgeleitet ist; handelt es sich aber um geringe Höhen über dem Meeresniveau, so wird die Annahme, dass für 200 m Höhenunterschied die Temperatur um 1° C. sich ändert, der Wahrheit im Allgemeinen näher kommen.

Kennt man nun für eine Gegend die Höhendifferenz, welche einer Temperaturerniedrigung von 1° C. entspricht, so kann man aus der mittleren Temperatur eines höher gelegenen Ortes annähernd genau die mittlere Temperatur berechnen, welche sich unter sonst gleichen Umständen im Niveau des Meeres finden würde; dividirt man nämlich mit dem Höhenunterschiede, welcher einer Höhendifferenz von 1° C. entspricht, in die Höhe des Beobachtungsortes, so findet man, um wie viel Grade die mittlere Temperatur im Niveau des Meeres höher sein würde. So liegt z. B. das Hospiz auf dem St. Bernhard 2478 m über dem

[1]) Nach Woeikoff.

Meeresspiegel, seine mittlere Temperatur ist also um $\frac{2748}{172} = 14{,}4^0$ C. niedriger als am Meeresspiegel; da aber die mittlere Temperatur auf dem

Fig. 290.

St. Bernhard 1,8° C. ist, so ergiebt sich für die mittlere Temperatur im Niveau des Meeres 12,6° C.

Genf liegt 408 m über dem Meeresspiegel, seine mittlere Temperatur 9,3° C. ist demnach $\frac{408}{172} = 2{,}4^0$ C. niedriger als sie sein würde, wenn Genf im Niveau des Meeres läge; seine Temperatur würde also für diesen Fall $9{,}3^0 + 2{,}4^0 = 11{,}7^0$ C. betragen.

Die mittlere Temperatur der südwestlichen Schweiz, auf den Meeresspiegel reducirt, wäre demnach 11,7° bis 12,6° C.

Die Isothermen auf den Karten Tab. XXXVI bis XLI, sowie die Isotheren und Isochimenen auf der Karte S. 506 sind so gezogen, wie diese Linien laufen würden, wenn alle Orte in der Höhe des Meeresspiegels lägen; die Temperatur der verschiedenen Orte ist also auf das Niveau des Meeres reducirt.

In Ländern, welche von Gebirgsketten namhafter Höhe durchzogen sind, ist der Verlauf der Isothermen natürlich ein ganz anderer, als er nach den Andeutungen der in §. 175 besprochenen Isothermenkarten sein würde, wie man dies z. B. aus dem Kärtchen Fig. 290 ersieht, welches die Jahresisothermen für den österreichischen Staat und benachbarter Länder nach Réaumur'schen Graden darstellt. Dieses Kärtchen, welches dem 3. Hefte von Petermann's Mittheilungen für 1864 entnommen

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 Kämme 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° C., während diese Differenz zu Zürich gleichzeitig 9,5° 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° C., während für Genf dieser Unterschied auf 18,9° 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° C., während in Denver am Fusse des Gebirges (1606 Meter) in derselben Zeit die Temperatur bis auf — 33,9° C. fiel, also im Minimum nur um 4,4° höher war; im Sommer dagegen kommen dort weit grössere Temperaturdifferenzen vor. Im Mittel ist die Temperatur auf dem Pikes Peak im Januar um 12° C., im Juli um 18° C. und im Laufe des ganzen Jahres um 17° 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° C., während der Unterschied der mittleren Julitemperatur 12,6° C. ist.

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

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

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° C., während es auf dem Königsstein nur — 21° C. zeigte. Am 22. Januar 1850 fiel das Thermometer auf dem Brocken nur auf — 13° C., während es auf der umgebenden Niederung auf — 25° 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° C., auf dem Weissenstein aber + 7° 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

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

langjähriger Beobachtungen folgende Werthe der mittleren Monatstemperatur der Luftschichten, welche sich 1″, 17′ 3″ und 28′ 4″ über dem Boden befinden:

	1″	17′ 3″	28′ 4″
Januar	— 0,27° R.	+ 0,11° R.	— 0,01° 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 $2^1/_2$ 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 2^0 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

der grösseren Ausdehnung des Plateaus längere Zeit mit dem erwärmten Boden in Berührung bleiben.

Unter sonst gleichen Umständen muss es demnach auf Hochebenen wärmer sein als auf isolirten Berggipfeln von gleicher Höhe. In den mexicanischen Gebirgen unter dem 19. Grade nördlicher Breite findet sich die Schneegrenze in einer Höhe von 4400 m und alle phanerogamische Vegetation hat hier selbstverständlich aufgehört, während in Peru bei gleicher südlicher Breite in grösserer Höhe eine zahlreiche ackerbauende Bevölkerung wohnt; Potosi liegt 4000 m über dem Meeresspiegel, die Schneegrenze liegt hier in einer Höhe von 5960 m. Dies erklärt sich nur durch die bedeutende Ausdehnung und Höhe der Hochebenen Perus und Bolivias. Das Plateau, in dessen Mitte der Titicaca-See liegt, erhebt sich zwischen zwei Gebirgsketten bis zu einer Höhe von mehr als 4000 m; bei einer Breite von 60 geographischen Meilen erstreckt es sich vom 16. bis zum 20. Grade südlicher Breite, so dass es eine Oberfläche von 3600 Quadratmeilen hat. Die Plateaus der Andes in der Nähe des Aequators haben höchstens eine Oberfläche von 10 Quadratmeilen, und die Höhe der mexicanischen Hochebene beträgt nur 1900 bis 2600 m.

Ein anderes Beispiel bietet die Hochebene von Tibet und der chinesischen Tartarei. In einer Höhe von 3800 m wird hier in einer Breite von 32° noch Weizen mit Erfolg gebaut, die Cultur der Gerste steigt noch weit höher hinauf, während auf dem südlichen Abhange des Himalaya in den Thälern des Ganges schon in einer Höhe von 3100 m alle Cultur aufhört; ja selbst unter dem Aequator auf den Plateaus von Quito und Cajamarca ist die Grenze der Cultur des Weizens 750 m tiefer als in den Hochebenen von Tibet.

Während sich die Hochebenen unter der Einwirkung der Sonnenstrahlen stark erwärmen, ist natürlich auch aus demselben Grunde der Wärmeverlust, den sie durch die nächtliche Strahlung erleiden, viel bedeutender als in der Tiefe. Auf der Hochebene von Cajamarca in Peru, wo in einer Höhe von 1400 m die mittlere Temperatur 20° C. ist, erfriert doch der Weizen häufig des Nachts. Humboldt sah hier bei Tage im Schatten das Thermometer auf 31° C. steigen, während es vor Sonnenaufgang nur 10° C. gezeigt hatte.

Auf den Hochebenen sind also die täglichen Schwankungen der Temperatur, und, wenn sie weiter vom Aequator entfernt liegen, auch die jährlichen, viel grösser als unter sonst gleichen Umständen in der Tiefe; so hat z. B. die Hochebene von Tibet sehr heisse Sommer, obgleich die mittlere Jahrestemperatur ziemlich niedrig ist (die mittlere Temperatur des Monats October fand Turner 7° C., und dies ist so ziemlich genau auch die mittlere Jahrestemperatur), weil der Winter um so kälter ist. Auf der Nordseite des Himalaya liegen die Culturgrenzen und die Schneegrenze nicht etwa deshalb höher als auf dem südlichen Abhange, weil die mittlere Jahreswärme höher, sondern weil bei der ungleichmässigeren Wärmevertheilung der Sommer auf der nördlichen

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Abdachung heisser ist, und dann auch, weil auf dem Nordabhang viel weniger Schnee fällt als auf der Südseite.

188 **Die Schneegrenze.** Die Temperaturabnahme in den höher über dem Meeresspiegel gelegenen Luftschichten wird dadurch besonders auffallend nachgewiesen, dass auf hohen Gebirgen der Schnee selbst in den Sommermonaten nicht wegschmilzt, dass diese Gipfel Jahr aus Jahr ein mit Schnee bedeckt bleiben. Im Vorübergehen ist der Grenze des ewigen Schnees in den Andes von Südamerika bereits Erwähnung geschehen, wir wollen jedoch diesen Gegenstand noch einer ausführlicheren Betrachtung unterwerfen.

Unter der Grenze des ewigen Schnees oder kurz der Schneegrenze versteht man diejenige Höhe, über welche hinaus der Schnee auf den Abhängen der Gebirge, welche nicht allzu steil sind, so dass er überhaupt auf denselben liegen bleiben kann, selbst in der heissesten Jahreszeit nicht vollständig wegschmilzt.

Solche Jahr aus Jahr ein mit Schnee bedeckte Abhänge werden Schneefelder genannt.

Im Allgemeinen wird natürlich die Schneegrenze um so tiefer gegen den Meeresspiegel herunter rücken, je mehr man sich vom Aequator aus den Polen nähert; doch ist ihre Höhe keineswegs allein durch die geographische Breite eines Ortes bestimmt, sondern sie wird durch mancherlei locale Verhältnisse auf das Mannigfaltigste modificirt.

Die folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der Höhe der Schneegrenze in verschiedenen Gegenden der Erde.

Gebirge	Breite	Untere Grenze des ewigen Schnees Meter	Mittlere Temperatur im Niveau des Meeres in der gleichen Gegend	
			des ganzen Jahres	des heissesten Monats
Spitzbergen	77° N.	450	— 8° C.	+ 4° C.
Ostgrönland	74	1000	— 12	5
Nordcap	71	720	+ 2	10
Finnmarken	70	950	0	13
Island	65	940	+ 3	9
Nördlicher Ural	64	1460	— 2	17
Norwegen, im Innern	60—62	1560	+ 4	16
Kamtschatka	56	760	0	15
Altai	50	2140	4	24
Alpen	45¾—46°	2710	11	18
Kaukasus (Elbruz)	43° 21′	3500	14	22
Pyrenäen	42½—43°	2890	15	24
Aetna	37½	2910	18	26

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Gebirge	Breite	Untere Grenze des ewigen Schnees Meter	Mittlere Temperatur im Niveau des Meeres in der gleichen Gegend	
			des ganzen Jahres	des heissesten Monats
Himalaya, nördl. Abhang . . .	28° N.	5300	. . . .	. . . .
„ südl. Abhang . . .	28	4920	20° C.	26° C.
Mexico	19	4520	25	28
Sierra Nevada di Merida . . .	8° 5′	4550	28	28
Vulcan von Tolima	4,46	4670	. . . .	. . . .
Quito	0,0	4980	28	28
Cotopaxi	1° S.	4627	26	26
Chimborazo	2	4850	24	26
Bolivia	16	5230	20	22
Peru	20	5750	20	23
Nord-Chile	24	5100	18	22
Mittel-Chile	36	2580	13	18
Süd-Chile	40	1710	12	16
Maghellanstrasse	54	1200	6	10

Wie ungleich die Höhe der Schneegrenze auf den Gebirgen verschiedener Gegenden ist, wird durch Fig. 291 (a. f. S.) anschaulich gemacht, in welcher die vorzüglichsten Höhen von Südamerika, Asien und Europa in Gruppen zusammengestellt sind. Die Lage der Schneegrenze ist durch die hier beginnende hellere Schraffirung zu erkennen. Die den durchlaufenden horizontalen Linien entsprechenden Höhen (in Metern ausgedrückt) sind am rechten Rande der Figur beigesetzt.

Die erste Gruppe links stellt die südamerikanischen Gebirge dar, und zwar ist Nr. 1 der Aconcagua, Nr. 2 der Sorata, Nr. 3 der Sahama, Nr. 4 Chimborazo.

Nr. 5 ist der Kilimandjaro, und dem Himalayagebirge gehören die Gipfel Nr. 6 (Dapsang) und Nr. 7 (Gaurisankar) an, während Nr. 8 den Elbruz im Kaukasus darstellt. Die linke Seite der Himalayagipfel entspricht dem nördlichen, die rechte Seite dem südlichen Abhang, und man sieht bei dem Gaurisankar, dass die Schneegrenze auf dem nördlichen Abhange höher liegt als auf dem südlichen. Beim Elbruz dagegen bezeichnet die linke Seite den östlichen, und die rechte Seite den westlichen Abhang.

Die übrigen Gipfel in unserer Figur entsprechen europäischen Gebirgen, und zwar Nr. 9 dem Montblanc, Nr. 10 den Pyrenäen (Pic d'Aneto), Nr. 11 dem Sulitelma und Nr. 12 dem Horn-Sund-Pic auf Spitzbergen.

Man glaubte früher, dass sich die Grenze des ewigen Schnees stets in solchen Regionen finden müsste, wo die mittlere Jahrestemperatur 0° C. ist. Wenn es so wäre, so müssten alle Länder, deren mittlere

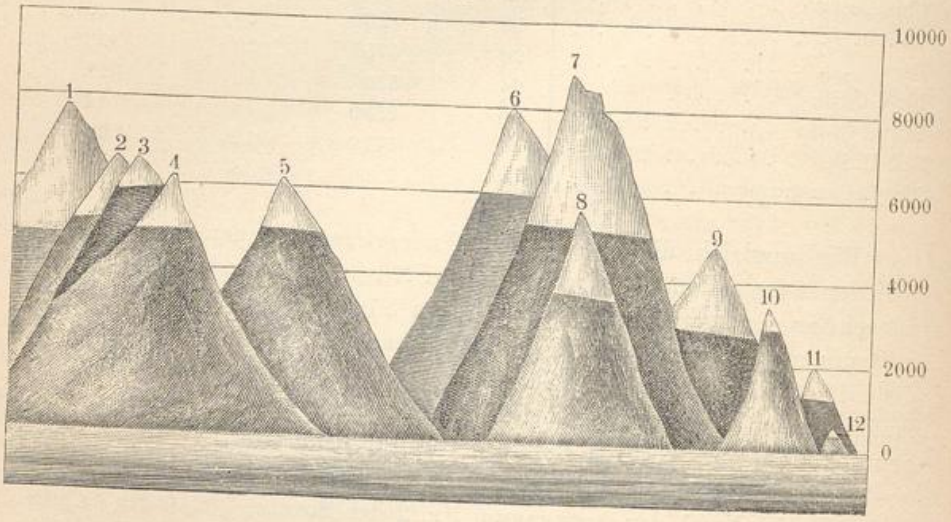
UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Jahrestemperatur unter Null ist, beständig mit Schnee bedeckt sein, während wir doch z. B. wissen, dass selbst zu Jakutzk, bei einer mittleren Jahrestemperatur von — 11,1° C., noch Cerealien gebaut werden.

Die Grenze, bis zu welcher selbst im Sommer der Schnee nicht wegschmilzt, kann also nicht ohne Weiteres aus der mittleren Jahrestemperatur eines Ortes abgeleitet werden, sie hängt nicht sowohl von der mittleren Jahreswärme, als vielmehr von der Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten ab.

In Jakutzk ist die mittlere Temperatur des heissesten Monats 18,8° C. Bei einer solchen Wärme muss der Schnee wegschmelzen, der Winter mag noch so kalt gewesen sein. Wenn zu Jakutzk bei unveränderter mittlerer Jahrestemperatur von — 11,1° C. die Wärme so vertheilt wäre,

Fig. 291.



dass sie nur zwischen 0° C. und — 22° C. schwankte, so würde der Schnee ewig liegen bleiben.

Die mittlere Temperatur der Schneegrenze kann also an Orten, welche ein sehr excessives Klima haben, sehr niedrig sein; in solchen Gegenden aber, für welche die Differenz zwischen der Sommer- und Wintertemperatur geringer ist, wird die mittlere Jahrestemperatur an der Grenze des ewigen Schnees höher sein. Da nun zwischen den Wendekreisen die Schwankungen der Temperatur weit geringer sind als in den gemässigten Zonen und in den Polargegenden, so wird auch die mittlere Jahrestemperatur der Luft an der Schneegrenze in den Tropen weit höher sein als in höheren Breiten.

Denken wir uns einen Ort, an welchem die Temperatur der Luft das ganze Jahr hindurch 0° C. betrüge, so könnte der Schnee, welcher hier fällt, unmöglich wegschmelzen, und man sieht leicht ein, dass, wenn die Temperatur eines Ortes um nur sehr wenige Grade schwankt, die mittlere

Temperatur über 0° C. sein muss, damit der gefallene Schnee vollkommen wegschmelzen kann, wenn man bedenkt, wie viel Wärme beim Schmelzen des Schnees gebunden wird. Es ist daher leicht zu begreifen, dass in den Tropen die mittlere Lufttemperatur an der Schneegrenze über Null ist.

In den Tropen ist die mittlere Lufttemperatur der Schneegrenze + 1,2° C., während sie in Norwegen vom 60. bis 70. Breitengrade — 5° C. ist; in Sibirien ist sie natürlich noch niedriger.

Da die Schneegrenze vorzugsweise von der Temperatur des heissesten Monats abhängt, so muss die Höhe der Schneegrenze in verschiedenen Gegenden, für welche die mittlere Jahreswärme in der Ebene gleich ist, verschieden sein, wenn die Vertheilung der Wärme an beiden Orten ungleich ist, falls die eine Gegend ein Küstenklima, die andere aber ein Continentalklima hat. Bei gleicher mittlerer Jahreswärme in der Ebene liegt die Schneegrenze für ein Küstenklima tiefer als für ein Continentalklima.

So hat z. B. Island und das Innere von Norwegen vom 60. bis 62. Grade fast ganz gleiche mittlere Jahreswärme, in Island ist aber die Sommerwärme geringer, und deshalb liegt auch die Schneegrenze bedeutend (700 m) tiefer.

Je mehr Schnee im Winter fällt, desto heisser muss es im Sommer werden, um ihn ganz wegzuschmelzen; da nun an den Küsten mehr Schnee fällt als im Inneren der grossen Continente, wo die Luft weit trockner ist, so ist darin ein neuer Grund zu suchen, warum an den Küsten die Schneegrenze verhältnissmässig tiefer liegt als im Inneren des Landes.

Die Pyrenäen und der Kaukasus liegen ungefähr in gleicher Breite; die mittlere Jahrestemperatur sowohl als auch die mittlere Sommerwärme ist am Fusse der Pyrenäen höher als am Fusse des Kaukasus, und doch ist die Schneegrenze am Kaukasus um 700 m höher als in den Pyrenäen, weil dort weniger Schnee fällt als hier.

Sehr auffallend erscheint es auch, dass die Schneegrenze auf der nördlichen Abdachung des Himalaya um beinahe 400 m höher liegt als am südlichen Abhange; es wird dies aber begreiflich, wenn man bedenkt, dass gerade die über dem Indischen Ocean mit Feuchtigkeit gesättigte Luft, an den südlichen Abhang des riesenhaften Gebirges anschlagend, dort ungeheure Massen von Regen in den niederen, und von Schnee in den höheren Regionen absetzt, während aus der trockenen Luft auf der nördlichen Abdachung ungleich weniger Schnee herabfällt; ausserdem aber schliesst sich an die nördliche Abdachung die bedeutende Hochebene von Tibet an, während sich das Gebirge auf der Südseite rasch bis zum Spiegel des Meeres herabsenkt.

Das Tafelland von Tibet besteht eigentlich aus mehreren durch Gebirgsketten getrennten Hochebenen von ausserordentlicher Trockenheit, auf welchen die Temperaturschwankungen ungemein gross sind; da diese felsigen und sandigen Hochebenen sich im Sommer durch die Absorption

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

der Sonnenstrahlen bedeutend erwärmen, tragen sie viel zur Erhöhung der Schneegrenze bei.

Aehnliche Verhältnisse finden sich in den Cordilleren des nördlichen Theiles von Südamerika. Nach den Messungen von Pentland ist die Schneegrenze vom 14. bis zum 18. Breitengrade noch bedeutend höher als unter dem Aequator selbst, was offenbar nur von dem Einflusse der Hochebenen herrühren kann.

Die Grenze des Schnees steigt und sinkt mit den verschiedenen Jahreszeiten; diese Schwankung ist in der heissen Zone Amerikas sehr unbedeutend, sie beträgt, nach Humboldt, nur 80 bis 120 m; man darf jedoch die Grenzen des Schnees nicht mit den Grenzen verwechseln, bis zu welchen noch von Zeit zu Zeit Schnee fällt und auch einige Zeit liegen bleibt. In den mexicanischen Gebirgen liegen die Grenzen, zwischen welchen die Schneegrenze auf- und niedersteigt, schon bedeutend weiter, nämlich um 700 m, aus einander; dieser Unterschied ist leicht zu begreifen, wenn man bedenkt, dass die mittlere Temperatur der drei wärmsten Monate in Mexico um 5° C., in Quito aber nur um 1° bis 2° C. mehr beträgt als die mittlere Temperatur der drei kältesten Monate.

189 **Die Gletscher.** Da der auf den Schneefeldern fallende Schnee nur theilweise wegschmelzen kann, da also jeder frisch fallende Schnee noch alte Schneemassen vorfindet, so muss hier im Laufe der Zeit eine ungeheure Anhäufung von Schnee und Eis stattfinden, und zwar wird dies vorzugsweise in den über der Schneegrenze liegenden Hochthälern der Fall sein, in welchen der Wind den Schnee zusammenweht und in welche er von den steileren sie umgebenden und schützenden Bergkämmen und Gipfeln als Lawinen herabstürzt.

Da nun aber eine solche Anhäufung von Schnee und Eis nicht ins Unendliche fortgehen kann, so muss irgendwie eine Ausgleichung stattfinden, und diese Ausgleichung wird durch die Gletscher vermittelt.

Wenn nämlich die Anhäufung des Schnees, welcher, wie wir alsbald sehen werden, eine allmähliche Umwandlung in körniges Eis erfährt, bis zu einer gewissen Grenze fortgeschritten ist, so kann sich die Masse auf der geneigten Fläche, auf welcher sie liegt, nicht mehr erhalten, sie gleitet theils vermöge ihres eigenen Gewichtes, theils in Folge des Druckes, den höher gelegene Massen auf sie ausüben, auf der schiefen Ebene herab, einen sehr langsam fliessenden Eisstrom bildend, der sich bis in wärmere Umgebungen herabsenkt, wo dann die Schmelzung stattfindet, zu welcher die Wärme in der Höhe nicht ausreichte.

Ein solcher aus der Region des ewigen Schnees langsam thalabwärts sich bewegender Eisstrom wird nun ein Gletscher (glacier), in Tyrol ein Ferner genannt.

Der auf den Schneefeldern gefallene Schnee erleidet durch abwechselndes theilweises Aufthauen und Wiedergefrieren allmählich eine gänzliche Umänderung seines Aggregatzustandes. Das durch Schmelzen

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

gebildete Wasser dringt in die Zwischenräume zwischen den einzelnen Schneekryställchen ein und füllt sie abwechselnd mit Luftblasen aus; der nächste Frost verwandelt diesen mit Wasser getränkten Schnee in eine Masse körnigen Eises, welches mit dem Namen Firn bezeichnet wird.

Durch eine mehrmalige, in Folge der Abwechselung von Sommer und Winter in grossem Maassstabe stattfindende Wiederholung des eben angedeuteten Processes werden nach und nach mehrere kleine Firnkörner durch Zusammenfrieren zu grösseren Eiskörnern vereinigt, wobei auch die alsbald näher zu besprechende Regelation eine wesentliche Rolle spielt. So wird denn die Schnee- und Firnmasse allmählich mehr und mehr in Eis verwandelt, welches, sich langsam in die Thäler hinabsenkend, die Gletscher bildet. Jeder Winter häuft neue Schneemassen als Material zu fernerer Gletscherbildung in den Hochthälern an.

Das Gletschereis bildet keine compacte feste Masse, nicht ein continuirliches Ganzes, wie das Eis auf der Oberfläche der Seen und Flüsse; es besteht vielmehr aus einem Conglomerat mehr oder minder grosser unregelmässig gestalteter Eiskörner, deren jedes seinen Nachbar in die Masse einkeilen hilft. Die theils mit Wasser, theils mit Luft gefüllten Fugen und Canäle, welche die aneinanderstossenden Flächen benachbarter Gletscherkörner trennen, kann man sehr schön sichtbar machen, wenn man gefärbten Weingeist auf die eben gemachte Grenzfläche eines Stückes Gletschereis giesst. Durch den in die Fugen eindringenden Weingeist erscheinen die Gletscherkörner gleichsam von einem gefärbten Netze eingeschlossen. Am unteren Ende des Aletschgletschers fand Hugi die Gletscherkörner über zwei Zoll gross. Eine Stunde weiter aufwärts, am Mörlisee, waren sie nur stark nussgross und noch zwei Stunden weiter waren sie noch viel kleiner und gingen alsbald in Firn über.

Die zahlreichen Canäle, welche die Gletschermasse durchziehen und welche man nicht ganz passend als Haarspalten bezeichnet hat,

Fig. 292.

werden deutlicher sichtbar, wenn ein Stück Gletschereis einige Zeit lang der Einwirkung der wärmeren Luft ausgesetzt bleibt.

Bei längerer Einwirkung zerfällt es in einzelne Eiskörner, von etwa solchem Aussehen, wie sie Fig. 292 darstellt.

Dieses Zerfallen in einzelne unregelmässige Körner ist ein charakteristisches Merkmal des Gletschereises. Das Flusseis, wie wir kurz

alles Eis bezeichnen wollen, welches durch Gefrieren einer freien Wasseroberfläche entstanden ist, zeigt bei etwas raschem Schmelzen gar kein Zerfallen, indem es nur an der Oberfläche wegschmilzt, im Inneren aber eine compacte Masse bleibt, oder es zerfällt bei sehr langsamem Aufthauen in unregelmässig begrenzte Stänglein von 1 bis 3 mm Durchmesser, deren Axe rechtwinklig steht zur Oberfläche der Eisplatte.

Die einzelnen Gletscherkörner scheinen bei ausserordentlicher Klarheit und Durchsichtigkeit vollkommen farblos zu sein; in grösseren Massen aber zeigt das Gletschereis die herrliche blaue Färbung, welche man in Gletscherspalten und Gletscherhöhlen zu bewundern Gelegenheit hat. Es is dies offenbar das Blau des reinen Wassers, von welchem in §. 150 die Rede war.

Bei seinem langsamen Herabgleiten verhält sich das Gletschereis nicht etwa wie ein zusammenhängender fester Körper, sondern mehr wie eine

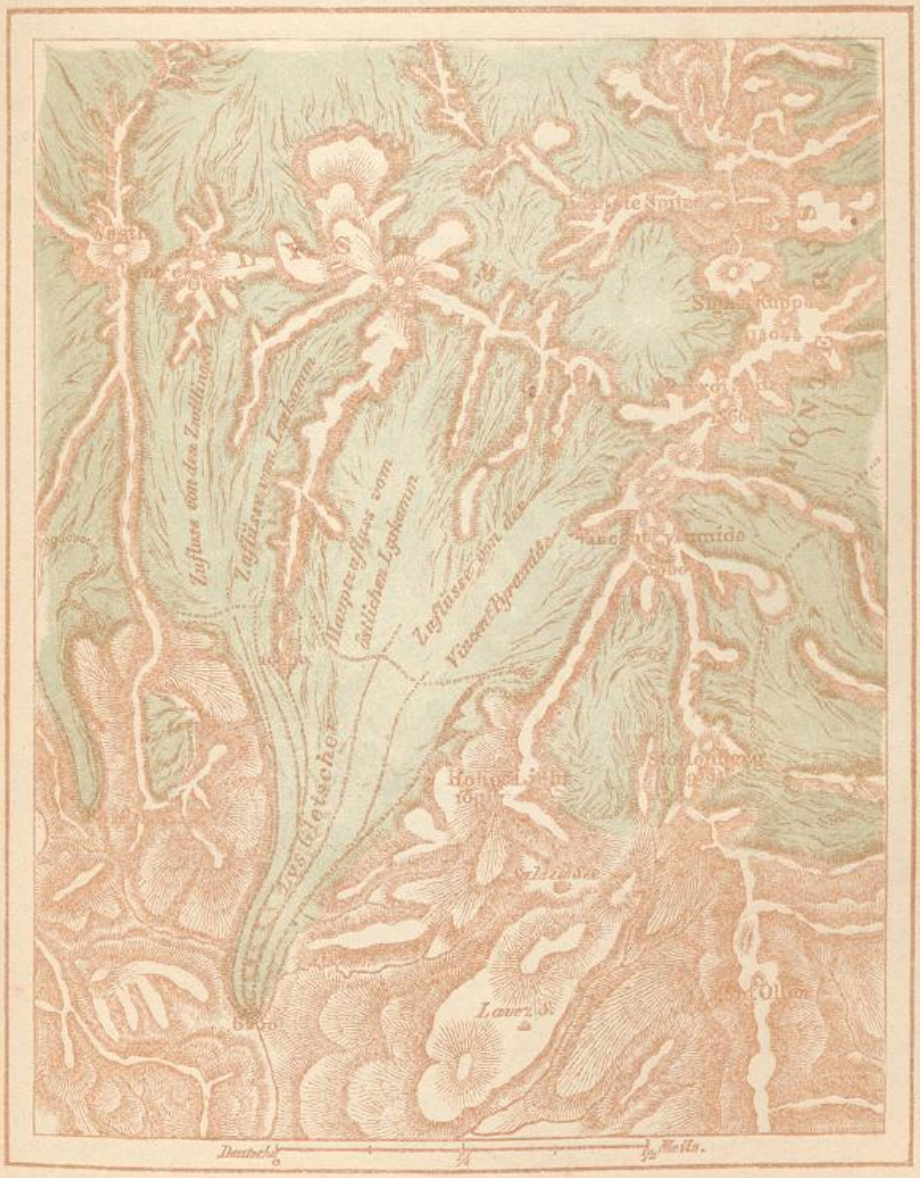
Fig. 293.

zähe dickflüssige Masse, denn die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung ist keineswegs für den ganzen Querschnitt dieselbe; in der Mitte des Gletscherstromes ist die Bewegung weit rascher thalabwärts als an den Seitenrändern, und dieser Umstand bewirkt im Verein mit mehreren anderen, dass sich im Gletschereis zahlreiche Klüfte und Spalten bilden, wie dies Fig. 293 zeigt, welche einen Theil des Zermattgletschers darstellt.

Das nach Schlagintweit's Karte des Monte Rosa copirte Kärtchen des Lysgletschers, Fig. 294, ist sehr geeignet, einige der die Gletscherbildung bedingenden Umstände anschaulich zu machen. Das

Fig. 294.

KARTE DES LYSGLETSCHERS.

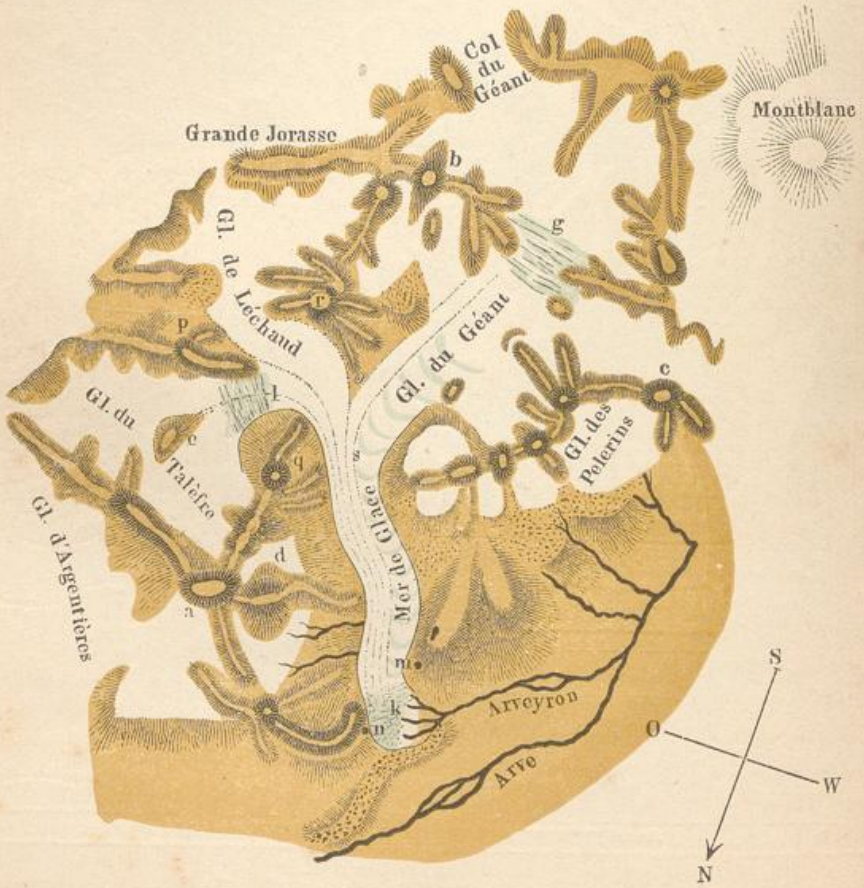


in der Tiefe ganz enge Lysthal breitet sich in der Höhe zu einem weiten Thalkessel aus, welcher auf der Nordseite durch den Lyskamm, im Osten durch den Kamm der Vincentpyramide und im Westen durch einen die-

sem parallel laufenden, fast eben so hohen Gebirgskamm eingeschlossen ist. Die ungeheure Schnee- und Firnmasse, welche sich in diesem hoch über der Schneegrenze liegenden Thalkessel anhäuft, ist es nun, welche den Lysgletscher ernährt, von den Firnfeldern aus wie ein Strom langsam herabfliesst und sich in das unten enger werdende Lysthal keilförmig einzwängt. Das untere Ende dieses Gletschers findet sich in einer Höhe von 2000 m, die mittlere Höhe der Firnlinie, d. h. der Gegend, in welcher die Firnmasse in Gletschereis übergeht, beträgt ungefähr 3000 m. Die mittlere Neigung der Firnmasse ist 13° 20′, die mittlere Neigung des Gletschers ist 18°.

Betrachten wir ferner das Mer de glace, das Eismeer, im Chamounithale, welches an Masse alle Gletscher der Schweiz übertrifft, obgleich es an Länge vom Aletschgletscher übertroffen wird. Es sammelt sich, wie man aus dem nach Forbes copirten Kärtchen, Fig. 295, ersieht,

Fig. 295.



von den Schneefeldern der unmittelbar nördlich vom Montblanc gelegenen Berge, von denen mehrere, wie grande Jorasse, die Aiguille

verte (*a*, Fig. 295), die Aiguille du géant (*b*), Aiguille du midi (*c*) und die Aiguille du Dru (*d*) nur um 650 bis 1000 m von dem Montblanc überragt werden. Die Schneefelder, welche an den Abhängen und in den Thalkesseln zwischen diesen Bergen liegen, sammeln sich in drei Hauptströme, den glacier du Géant, glacier de Léchaud und glacier du Talèfre, welche schliesslich zusammenfliessend das Eismeer bilden, welches sich als ein 850 bis 1000 m breiter Eisstrom bis in das Thal von Chamouni hinauszieht, wo aus seinem unteren Ende ein starker Bach, der Arveyron, hervorbricht, der sich in die Arve ergiesst. Der unterste Absturz des Eismeeres, welcher vom Thal von Chamouni aus sichtbar ist und eine gewaltige Eiscascade bildet, wird gewöhnlich glacier des Bois genannt.

Hugi schätzt die Mächtigkeit der Gletscher des Berner Oberlandes an ihrem Ausgange zu 10 bis 26 m. Auf dem Unteraargletscher,

Fig. 296.

etwa eine Stunde oberhalb seines Ausganges, fand er eine bis auf den Grund gehende Spalte von 40 m Tiefe. Die mittlere Mächtigkeit der Gletscher jener Gegend beträgt nach Hugi's Messungen 26 bis 32 m, die höheren, weite Thäler ausfüllenden Firne können im Mittel 40 bis 60 m dick angenommen werden und Agassiz fand an einzelnen Stellen bei Niederlassen von Leinen in die Gletscherspalten bei 190 und 260 m noch nicht den Grund.

Die Mächtigkeit des Mer de glace und seiner Zuflüsse ist wahrscheinlich noch viel bedeutender. Am Ende einer verticalen Felswand des Tacul schiebt sich der Rand des glacier du Géant mit einer senk-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

rechten Wand von 45 m Höhe hervor. Etwas unterhalb der Vereinigungsstelle der drei Gletscher sondirte Tyndall in einem moulin, d. h. in einer Höhlung, durch welche die oberflächlichen Gletscherwasser in die Tiefe strömen, bis zu 52 m Tiefe, und die Führer behaupteten, in einer ähnlichen Oeffnung einmal bis zu 114 m sondirt zu haben. Die Bodengestaltung lässt aber eine viel bedeutendere Mächtigkeit des Eises an diesen Stellen vermuthen.

Von der Mächtigkeit der Eismassen der grösseren Gletscher giebt auch die Ansicht, Fig. 296 (a. v. S.), vom unteren Ende des gewaltigen Gornergletschers bei Zermatt ein anschauliches Bild.

190 **Regelation.** Auf den ersten Anblick scheint es fast unglaublich, dass das sonst so spröde Eis in den Gletschern wie eine dickflüssige Substanz, etwa wie Theer oder dicker Thonbrei sich bewegen soll, dass es allen Krümmungen der Thäler folgt, in welche sich der Gletscher herabsenkt, und sich durch etwaige Verengungen hindurchzwängen lässt, wie eine plastische Substanz. Dass das Gletschereis in der That keine plastische Masse, dass es wirklich spröde ist, geht schon aus der Bildung der Spalten und aus der später noch zu besprechenden Zerklüftung hervor, welche die Gletscher an verschiedenen Stellen zeigen.

Die Lösung dieser scheinbaren Widersprüche ergiebt sich theilweise aus dem Umstand, dass das Gletschereis eine aus einzelnen Eiskörnern zusammengesetzte Masse ist, deren Verhalten wesentlich durch die unter dem Namen der Regelation bekannte Eigenthümlichkeit des Eises bedingt wird.

Wenn man zwei etwas geebnete Eisstücke, welche schon im Schmelzen begriffen sind, gegen einander presst, so werden sie alsbald ein zusammenhängendes Eisstück bilden, und zwar werden sie um so stärker zusammenhaften, je stärker sie zusammengedrückt wurden. Die Erscheinung findet selbst in einer über 0^0 erwärmten Umgebung statt und schon der Druck der Hände genügt, um die Erscheinung zu zeigen.

Die beiden Eisstücke sind in Folge des Druckes offenbar zusammengefroren, weshalb auch Faraday, welcher das eben besprochene Phänomen entdeckte, es mit dem Namen der Regelation bezeichnete.

In Folge der Regelation wird der schon bis zum Schmelzpunkt erwärmte Schnee durch den Druck der Hände zu einem festen Schneeball vereinigt. Sehr kalter Schnee bildet ein trockenes loses Pulver, welches sich mit der Hand nicht zu einem festen Ball zusammenpressen lässt.

Die Erklärung der Regelation ergiebt sich aus dem in dem Lehrbuch der Physik besprochenen Umstand, dass der Gefrierpunkt des Wassers unter hohem Druck erniedrigt wird.

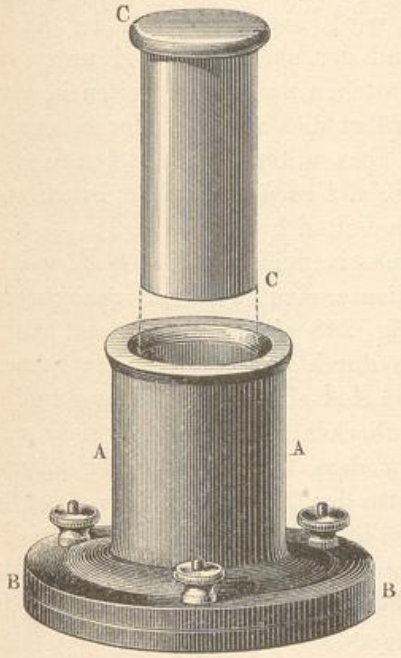
Die beiden einander zugekehrten Flächen der zusammengepressten Eisstücke berühren sich, wenn sie auch noch so gut geebnet waren, doch nicht ihrer ganzen Ausdehnung nach, sondern nur in einzelnen Punkten.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

An den sich berührenden Stellen wird nun in Folge des Druckes Eis zur Schmelzung gebracht, das gebildete Wasser wird aber etwas kälter sein als 0° und deshalb, in die leeren Zwischenräume eindringend, in denen es dem Druck entzogen ist, alsbald wieder gefrieren und so das Zusammenhaften der beiden Eisstücke bewirken.

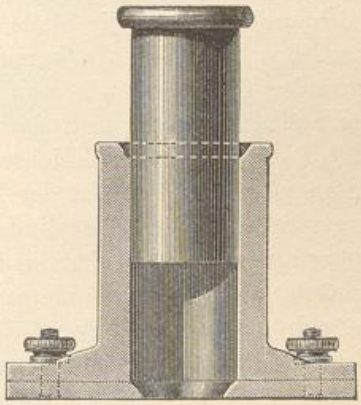
Die Regelation spielt nun aber, wie sich leicht einsehen lässt, auch bei dem Uebergang des Schnees in Gletschereis eine wesentliche Rolle. Die durch abwechselndes Schmelzen und Gefrieren des Schnees gebildeten Firnkörner haben den Druck der auf ihnen lastenden Schnee- und Firnmassen auszuhalten, wodurch ein festeres Aneinanderhaften der einzelnen Firnkörner bedingt und nach und nach der Uebergang der feineren Firnkörner in grössere, fester zusammenhängende Gletscherkörner bewirkt wird.

Fig. 297.



Die Verwandlung von Schnee in Eis, welche sich in den Gletschern unter verhältnissmässig geringerem Druck in längeren Zeiträumen vollzieht, lässt sich mit einem von Helmholtz erdachten Apparate unter Anwendung stärkeren Druckes in kurzer Zeit ausführen. An einem hohlen, oben und unten offenen Cylinder AA von Gusseisen, von welchem Fig. 297 eine äussere Ansicht, Fig. 298 aber den Durchschnitt zeigt, ist unten ein breiter eiserner Ring befestigt, an welchem von unten her eine eiserne Platte angeschraubt werden kann, welche entweder in ihrer Mitte conisch durchbohrt ist, wie Fig. 298 zeigt, oder welche ganz massiv ist, so dass sie den hohlen Cylinder A von unten her vollständig schliesst. In die Höhlung des Cylinders A kann von oben her ein genau passender Stempel C eingeschoben werden, wie man in beiden Figuren sieht.

Fig. 298.



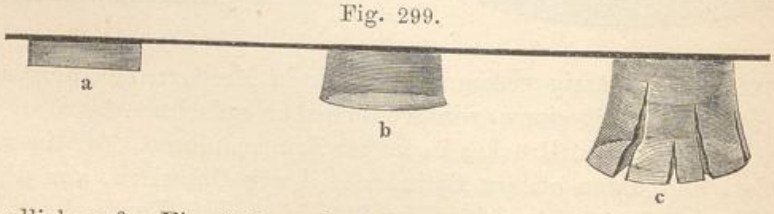
Zunächst werde nun eine massive Platte B an den hohlen Cylinder angeschraubt, die Höhlung des auf 0° erkalteten Cylinders A mit Schnee

vollgestopft, der cylindrische Stempel C aufgesetzt und endlich mittelst einer hydraulischen Presse hineingetrieben. Der lockere Schnee schwindet nun unter einem Druck, welcher leicht bis auf 50 Atmosphären gesteigert werden kann, auf ein kleines Volumen zusammen. Man lässt nun mit dem Drucke nach, nimmt den Stempel heraus, füllt den leeren Theil des Cylinders abermals mit Schnee aus, presst wieder und fährt so fort, bis die ganze Höhlung des Cylinders A mit einer Masse angefüllt ist, welche dem Druck nicht mehr nachgiebt. — Wenn man nun die Bodenplatte BB abschraubt und den gepressten Schnee herausnimmt, so sieht man, dass er zu einem ganz harten, scharfkantigen und trübe durchscheinenden Eiscylinder geworden ist.

Während die in A enthaltene Schnee- und Eismasse durch kräftiges Eintreiben des Stempels C comprimirt wird, sieht man aus der feinen Fuge zwischen der Bodenplatte BB und der am Cylinder A unten angebrachten Scheibe äusserst zarte Eisblättchen nach allen Seiten in horizontaler Richtung herauswachsen. Es rührt dies von dem durch Schmelzung des gepressten Eises gebildeten, aber unter 0° erkalteten Wasser her, welches sogleich wieder erstarrt, sobald es dem starken Druck entwichen ist, welchen es im Cylinder auszuhalten hatte.

Schraubt man an die Stelle der massiven Eisenplatte BB, welche zu dem eben beschriebenen Versuche diente, eine Platte mit conisch sich verengender Oeffnung, wie man in Fig. 298 sieht, unter dem hohlen Cylinder AA an, setzt man dann den durch Compression des Schnees erzeugten Eiscylinder in die Höhlung von AA ein und treibt man endlich den Stempel wieder mittelst der hydraulischen Presse an, so sieht man anfangs einen soliden Eiscylinder von dem Durchmesser der unteren Oeffnung austreten. Da aber in der Mitte der Oeffnung das Eis schneller nachdrängt als an den Rändern, so wölbt sich die freie Endfläche des hervorgedrängten Eiscylinders, sein unteres Ende verdickt sich, so dass es nicht mehr durch die Oeffnung zurückgezogen werden kann und spaltet

Fig. 299.



sich endlich auf. Fig. 299 a, b und c zeigt die Reihe von Formen, die in dieser Weise zu Stande kommen.

Setzt man einen durch Compression von Schnee gebildeten Eiscylinder, Fig. 300, zwischen zwei Holzplatten in die hydraulische Presse ein, so verändert beim Antreiben derselben der Eiscylinder unter fortwährendem Knarren und Knacken allmählich seine Form, er wird immer niedriger, dafür aber dicker und erst, wenn derselbe schon in eine ziemlich platte Kreisscheibe, Fig. 301, verwandelt worden ist, fängt er an, am

Rande einzureissen und Spalten zu bilden, gleichsam Gletscherspalten im Kleinen.

Ganz anders verhält sich ein Eiscylinder, den man aus einem der gefrorenen Oberfläche eines Flusses oder Sees entnommenen Stücke Eis so herausgeschnitten hat, dass die beiden natürlichen Oberflächen seine Endfläche bilden. Durch den Druck der Presse wird das Eisstück zerbrochen, jeder sich bildende Riss geht durch seine ganze Dicke hindurch und der ganze Block zerfällt in einen Haufen von Trümmern, welche bei fernerem Antreiben der Presse theilweise allerdings wieder durch Regelation vereinigt werden.

In dem letzteren Falle haben wir es mit einem krystallisirten Körper, im ersteren aber mit einer Eismasse von körniger Structur zu

Fig. 300.

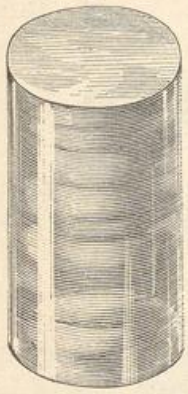
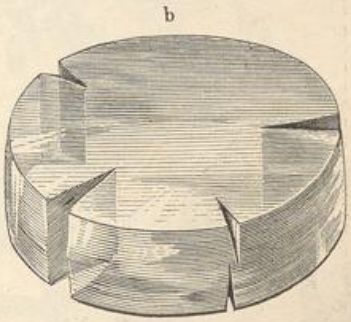


Fig. 301.



thun, deren einzelne Körnchen, durch feine Zwischenräume getrennt, sich leicht gegenseitig verschieben lassen, um sich dann in veränderter gegenseitiger Stellung wieder durch Druck vereinigen zu lassen. Da auch das Gletschereis aus einzelnen, wenn auch grösseren Körnern besteht, so erklärt sich aus diesem Umstande, dass es sich unter einem starken Druck wie ein plastischer Körper verhält und sich wie ein zähflüssiger Körper bewegen kann, während es sich gegen Zug und Spannung im höchsten Grade spröde zeigt.

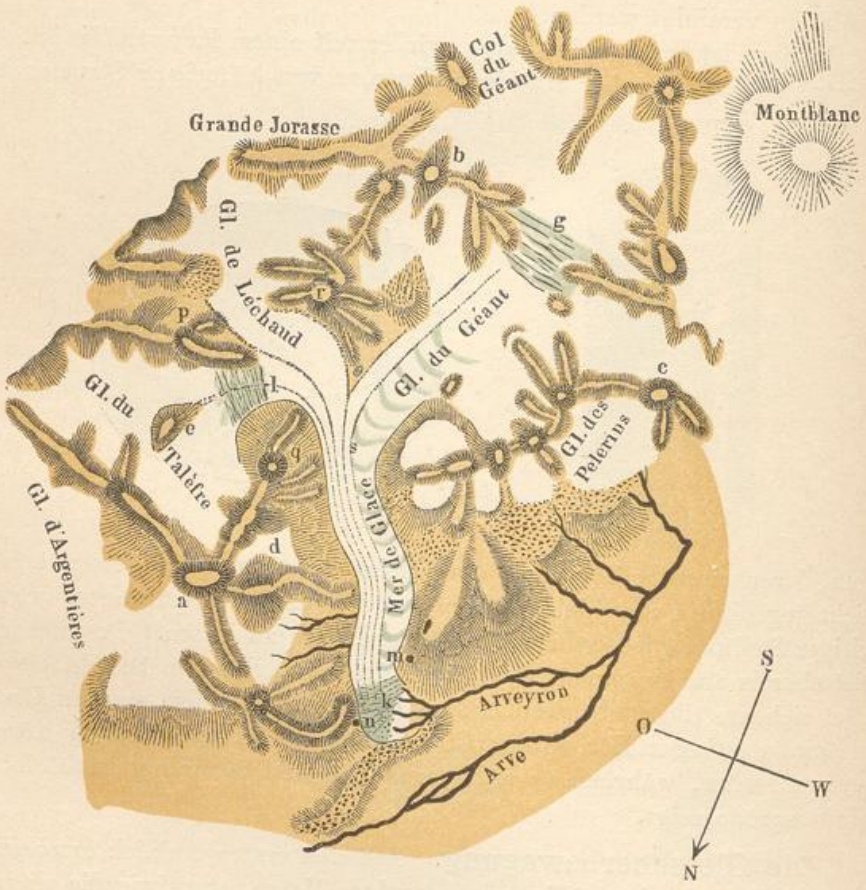
Die Gletscherbewegung. Auf den ersten Anblick erscheinen 191
die Gletscher als eine völlig bewegungslose Masse, starr wie die sie umgebenden Felsen; eine etwas genauere Beobachtung zeigt aber alsbald eine thalabwärts gerichtete Bewegung.

Von der Wengernalp aus sieht man eine gewaltige Gletschermasse, welche von dem Sattel zwischen Mönch und Jungfrau nach Norden hin abgedacht ist und sich bis zu einer steilen Felswand vorschiebt, welche fast senkrecht gegen das Trümleten Thal abfällt. Hier erscheint nun der Gletscher durch eine verticale Eiswand begrenzt, welche gleichsam die Fortsetzung jener Felswand bildet. Durch das langsame Voranschreiten des Gletschers wird nun bald da bald dort eine Partie der

Eismasse über den Rand der Felswand hinausgeschoben und stürzt dann, von der hinteren Gletschermasse sich trennend, unter furchtbarem Donner, im Ansehen einem Wasserfalle ähnlich, in die Tiefe hinab. An heissen Sommertagen, wo das Voranschreiten der Gletscher am schnellsten ist, kann man hier oft 3 bis 4 solcher Lawinenstürze in der Stunde beobachten.

Im Jahre 1788 liess Saussure beim Herabsteigen an den Felsen an der Seite der Eiscascade des Glacier du Géant (*g*, Fig. 302) eine höl-

Fig. 302.



zerne Leiter zurück. Im Jahre 1832, also 44 Jahre später, wurden Bruchstücke dieser Leiter bei *s* gefunden, woraus sich ergiebt, dass jene Theile des Gletschers in jedem Jahre durchschnittlich um 114 m oder täglich im Durchschnitt 321 mm abwärts gewandert waren.

Im Jahre 1836 fiel ein Führer beim Uebergang nach dem aus der Masse des Glacier de Talèfre hervorragenden Felsens *e*, Fig. 302, welcher unter dem Namen des „jardin" bekannt ist, in eine Gletscherspalte, und es gelang ihm nur unter Zurücklassung seines Tornisters, wieder herauszukommen. Dieser Tornister wurde aber im Jahre 1846 in der Nähe von

l, 1310 m weiter abwärts, wieder aufgefunden, er hatte also mit dem Gletscher durchschnittlich einen Weg von 131 m im Jahre oder 359 mm täglich zurückgelegt.

Im Jahre 1827 hatte sich Hugi auf der Mittelmoräne des Unteraargletschers eine Hütte gebaut, um dort Beobachtungen anzustellen. Im Jahre 1840 stand sie 1428 m tiefer, sie hatte also in jedem Jahre einen Weg von durchschnittlich 110 m zurückgelegt.

Um sich von dem Fortrücken des Gletschers zu überzeugen und seine Geschwindigkeit zu messen, bedarf es übrigens nicht so langer Perioden; mit genaueren Messinstrumenten kann man sie schon im Laufe eines einzigen Tages wahrnehmen und messen. Solche Messungen haben ergeben, dass die Mitte des Eismeeres bei Chamouni im Sommer täglich um 54 cm im Tage fortschreitet, eine Geschwindigkeit, welche gegen die untere Eiscascade hin auf 95 cm steigt.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Gletscher sich in das Thal hinabschieben, hängt natürlich von localen Verhältnissen, z. B. von der Neigung der Thalsohle, von der Mächtigkeit der Gletscher- und Firnmasse etc. ab; auch geht die Bewegung in der Mitte der Gletscher weit rascher vor sich als an den Rändern. Ferner schwankt die Grösse der Gletscherbewegung mit der Jahreszeit; sie ist grösser im Sommer, wenn durch Wegschmelzen der Basis und durch das Wasser, welches die feineren Klüfte und Spalten ausfüllt, die Beweglichkeit der Gletschermasse erhöht wird; sie ist dagegen am geringsten im Winter, wenn das Wasser im Innern des Gletschers theilweise gefroren und das Wegschmelzen am Boden auf ein Minimum reducirt ist. Im Durchschnitt kann man annehmen, dass die Gletscher der Alpen jährlich um 100 m vorrücken; doch kommen hierbei grosse Verschiedenheiten zwischen 5 und 250 m vor. Bedeutende Gletscherbewegungen hat man in Grönland beobachtet. Es ist nämlich das Innere von Grönland mit einer mächtigen Eisschicht bedeckt, welche sich nach allen Seiten hin auszubreiten sucht; an einzelnen Stellen, wo die Ausbreitung durch Berge theilweise gehemmt wird, drängt sich die Eismasse zwischen diesen Bergen mit grosser Schnelligkeit hervor, so dass dort Bewegungen der Gletscher bis zu 20 m an einem Tage beobachtet sind.

Bei der Langsamkeit der meisten Gletscherbewegungen dauert es sehr lange, bis ein Theil des in der Höhe gefallenen Schnees in Eis verwandelt am unteren Ende des Gletschers ankommt. Für manche Gletscher dauert dies 80, 100 und noch mehr Jahre. Es dauert 120 Jahre, bis das Eis des Col du géant das untere Ende des Eismeeres erreicht.

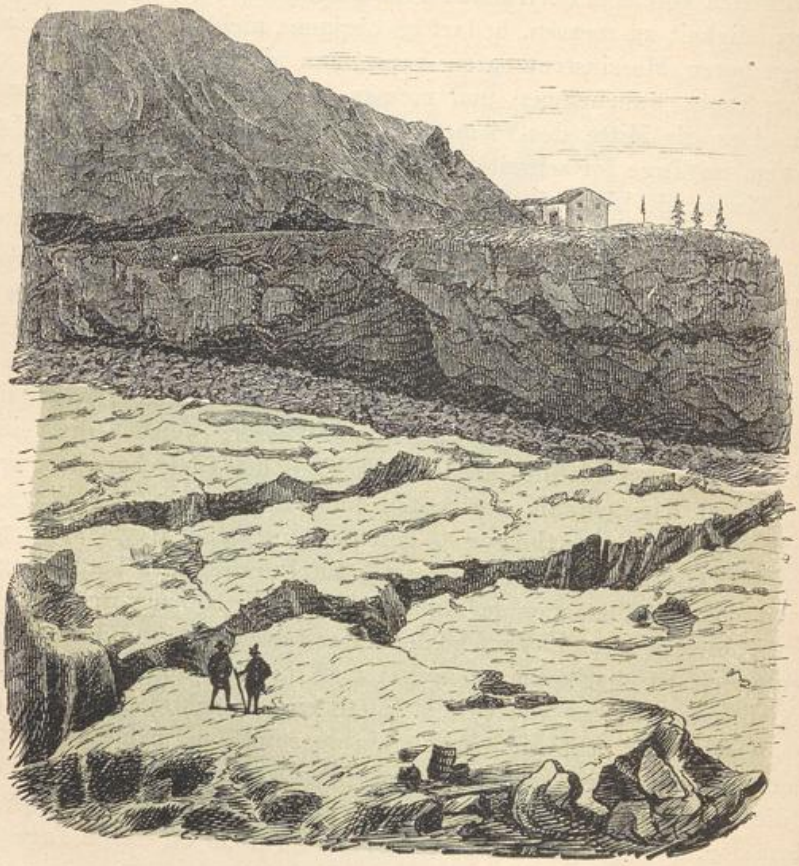
So lange die Thalsohle, auf welche der Gletscher langsam herabgleitet, eine ziemlich gleichförmige Neigung beibehält, ist auch die Oberfläche des Gletschers, die Spalten abgerechnet, eine ziemlich ebene, wie dies z. B. der Zermattgletscher in seinen oberen Partien, Fig. 293, und das Mer de glace im Chamounithal in der Gegend des Montanvert, Fig. 303 (a. f. S.) erläutern.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Auf dem Kärtchen, Fig. 302, welches das Mer de glace darstellt, ist der Montanvert mit *m* bezeichnet. Der Standpunkt, von welchem aus die Ansicht, Fig. 303, aufgenommen ist, liegt dem Montanvert gegenüber auf dem rechten Ufer des Gletschers.

Wenn aber grosse Unebenheiten in der Thalsohle vorkommen, namentlich wenn die bis dahin sanfte Neigung des Gletscherbodens an

Fig. 303.



einer bestimmten Stelle steiler abzufallen beginnt, wie dies z. B. auf dem Glacier du Géant bei *g*, Fig. 302, auf dem Glacier du Talèfre bei *l* und auf dem Mer de glace bei *k* der Fall ist, so muss nun eine stärkere Zerklüftung des Eises eintreten. Bei dem rascheren Voranschreiten des unteren Gletschertheiles muss an einer solchen Stelle ein Abbrechen der Eismassen stattfinden, welche den vorangegangenen nachstürzen und so ein Chaos von Eisblöcken und Eisnadeln erzeugen, wie man es Fig. 304 sieht, welche das Mer de glace darstellt, wie es von der in Fig 302 mit *n* bezeichneten, unter dem Namen des Chapeau bekannten Stelle aus erscheint.

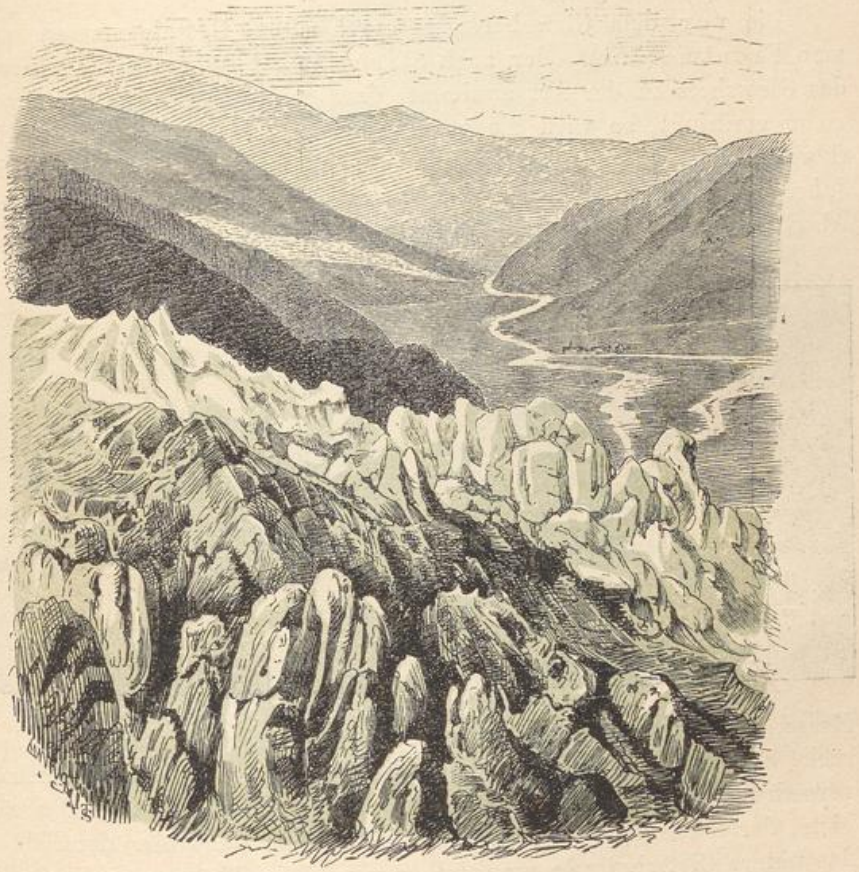
Solche stark zerklüftete Stellen der Gletscher werden Eiscascaden genannt.

Im Hintergrunde der Fig. 304 erblickt man den Bossongletscher.

Die untere Grenze des Gletschers wird sich natürlich da finden, wo gerade so viel Eis an der vorderen Fläche wegschmilzt, als die Masse des Gletschers in gleicher Zeit vorrückt. In wärmeren Jahren wird sich deshalb der Gletscher etwas zurückziehen, und wenn mehrere kühlere und schneereiche Jahre auf einander folgen, so senkt sich der Gletscher weiter in das Thal herab.

Die Gletscher müssen sich demnach in den Thälern der Hochgebirge weit unter die Grenze des ewigen Schnees herabziehen. So reicht z. B. der untere Grindelwaldgletscher, welcher überhaupt unter allen Alpengletschern am tiefsten herabsteigt, bis zu einer Höhe von 1080 m

Fig. 304.



über den Meeresspiegel herunter, während die Schneegrenze in jenen Gegenden ungefähr 2600 m hoch ist.

Die Gletscher senken sich also in eine Region herab, welche schon eine üppige Vegetation zeigen kann, und so kommt es, dass man nicht selten die unteren Parthien der Gletscher von Getreidefeldern und von Baumwuchs umgeben findet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

192 **Moränen und Gletscherschliffe.** Von den Thalwänden, zwischen denen die Gletscherströme sich hinabsenken, fällt fortwährend Schutt, bald fallen kleinere, bald grössere Gesteinstrümmer auf die Oberfläche der Gletscher herab, welche theils durch Verwitterung von der Felsmasse losgelöst, theils durch Gefrieren des Wassers in ihren Spalten abgesprengt worden sind und die vorzugsweise auf dem Rande des Gletschers liegen bleiben. Diese Erd- und Gesteinsmassen, welche der Oberfläche des Gletschers meist ein schmutziges Ansehen geben, wandern nun mit der ganzen Gletschermasse thalabwärts bis zum unteren Gletscherende, welches in Folge dessen von mehr oder minder mächtigen Trümmerwällen umgeben erscheint, die unter dem Namen der Moränen bekannt sind. Die auf der Seite des Gletschers abgesetzten Trümmerwälle werden Seitenmoränen genannt.

Die vor dem Gletscherende angehäuften Gesteinsmassen nennt man Frontmoränen oder auch Stirnwälle. Wenn die Ausdehnung des Gletschers in der Art zunimmt, dass sein unteres Ende mehr und mehr vordringt, so wird die ganze Frontmoräne mit unwiderstehlicher Gewalt von der Eismasse fortgeschoben. Wenn dann aber wieder einige Jahre folgen, in welchen der Gletscher zurückgeht, d. h. in welchen das Abschmelzen des vorderen Endes rascher erfolgt als das Vordringen der

Fig. 305.

Masse, so zieht sich das Gletscherende allmählich von dem Steinwalle zurück, der so die Grenze bezeichnet, bis zu welcher früher der Gletscher vorgedrungen war. Ein schönes Beispiel solcher alter Frontmoränen bietet der Rhonegletscher, Fig. 305. Man sieht hier deutlich, wie das untere Gletscherende unmittelbar von einem Trümmerwall umgeben ist. Ausserdem sieht man aber noch einige alte Frontmoränen, welche in einiger Entfernung vom Gletscher denselben concentrisch umgeben.

Wenn zwei Gletscherströme zusammenstossen, um sich zu einem einzigen zu vereinigen, wie z. B. der Glacier de Lechaud und der Glacier du géant, Fig. 302, welche zusammen das Mer de glace bilden, so stösst das linke Ufer des einen mit dem rechten des anderen zusammen und so

gelangen die Gesteinsmassen, welche auf den einander zugewendeten Ufern der beiden Gletscher liegen, auf die Mitte des durch ihre Vereinigung gebildeten, auf dessen Mitte sie dann weiter abwärts wandern. Ein solcher, auf der Oberfläche des Gletschers parallel mit seinen Ufern sich fortziehender Steinwall wird eine Mittelmoräne oder Gufferlinie genannt. Auf dem Kärtchen, Fig. 302, sieht man, wie auf dem Eismeer vier solcher Gufferlinien, deren Ursprung man leicht auffinden kann, parallel neben einander herziehen. Auf der Karte des Lysgletschers, Fig. 294, lassen sich mehrere solcher Mittelmoränen verfolgen. Fig. 306 stellt die mächtige Mittelmoräne des Unteraargletschers dar, welcher durch die Vereinigung zweier Gletscherströme gebildet wird,

Fig. 306.

von denen der eine von den Firnfeldern des Finsteraarhorns, der andere von denen des Schreckhorns herabkommt.

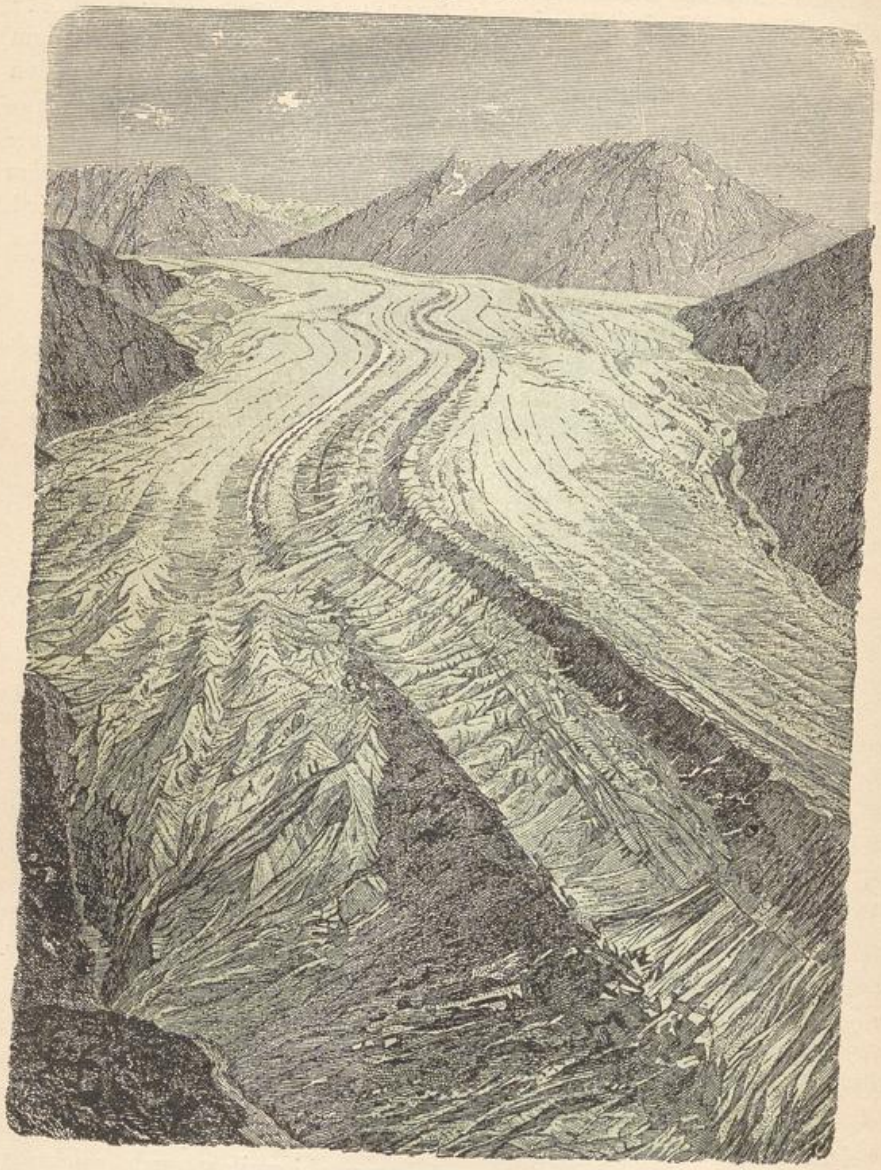
Ein anderes schönes Beispiel einer Mittelmoräne bietet der grosse Aletschgletscher, von welchem Fig. 307 (a. f. S.) eine Ansicht bietet.

Unter den zahllosen grösseren und kleineren Gesteinstrümmern, welche von dem Gletschereis getragen thalabwärts wandern und in den Endmoränen angehäuft werden, kommen bisweilen auch solche von enormer Grösse vor, ja in alten Moränen hat man solche von der Grösse zweistöckiger Häuser gefunden.

In der Region des Firnes sind die Gufferlinien noch nicht über die Firnfläche erhoben, sobald sie hingegen die Firnfläche überschritten und den eigentlichen Gletscher erreicht haben, erheben sie sich über das Niveau der übrigen Gletschermasse, weil sie das von ihnen bedeckte Eis

vor den Sonnenstrahlen schützen, unter deren Einfluss das unbedeckte Eis rasch wegschmilzt. Wenn einzelne grössere Steinblöcke isolirt auf dem Eise liegen, so geht derselbe Process vor sich, es entstehen soge-

Fig. 307.



nannte Gletschertische, d. h. Steinblöcke, welche von einem Eiskegel getragen werden, wie man deren in Fig. 306 mehrere sieht. Wenn der Eiskegel nach und nach zu weit abgeschmolzen ist, so fällt der Steinblock wieder auf die Oberfläche des Gletschers herab.

Indessen hängt die Bildung solcher Gletschertische von der Grösse der Gegenstände, welche das Eis vor den Sonnenstrahlen schützen, und

wie es scheint, auch von dem Klima der Gegend, in welcher die Gletscher sich befinden, ab. Während in den Alpen und den meisten bekannten Gebirgsgegenden grosse Gegenstände die erwähnten Gletschertische bilden, so werden dort kleine Gegenstände durch die Sonnenstrahlen stärker erwärmt, als das darunter befindliche Eis, und da sie überdies wegen ihrer verhältnissmässig grossen Oberfläche die Wärme rasch an das Eis abgeben, so bringen sie dasselbe zum Schmelzen, und sinken dadurch in das Eis ein. In Grönland ist dieselbe Erscheinung auch bei grösseren Steinen beobachtet; sie bilden dort keine Gletschertische, sondern Löcher im Eise, durch die sie sich allmählich in verticaler Richtung abwärts bewegen. Steine, welche entweder durch Spalten hinabgefallen oder vom Boden des Thales losgelöst in die untere Fläche des Gletschers gleichsam eingebacken sind, werden mit dem Eise allmählich über den Boden des Gletscherthales hingeschoben, indem sie gleichzeitig durch die Last des über ihnen liegenden Eises gegen den Boden angepresst werden. Diese Steine und der Felsboden, über welchen sie hingeschoben werden, werden durch ihre gegenseitige Reibung zu einem feinen Staub zermalmt, welcher das Wasser des aus dem unteren Ende des Gletschers hervorströmenden Baches trübe und milchig macht. Die Felsen des Thalgrundes und der Seitenwände werden natürlich die Spuren dieser gewaltigen Reibung zeigen; die scharfen Ecken und Kanten der Felsen werden abgestumpft und gerundet, die Flächen werden geebnet und förmlich geschliffen und polirt, und da, wo zufällig einzelne lose Gesteinsstücke zwischen dem Gletschereis und den seitlichen Felsen eingekeilt sind, werden durch das gewaltsame Fortschieben dieser Gesteinsfragmente in den seitlichen Felswänden Ritzen und Streifen hervorgebracht, welche die Wirkung der Gletscher wesentlich von der abrundenden und glättenden Wirkung des fliessenden Wassers unterscheiden.

Doppelte Brechung des Gletschereises. In dem Lehrbuche der Physik ist gezeigt worden, dass das durch Gefrieren einer freien Wasseroberfläche gebildete Eis ein optisch einaxiger Krystall ist, dessen Axe rechtwinklig steht zur natürlichen Oberfläche der Eisplatte, und dass eine solche Platte, in entsprechender Weise dem polarisirten Lichte ausgesetzt, das bekannte Ringsystem mit schwarzem Kreuze zeigt. 193

Parallel mit der Axe, also rechtwinklig zur natürlichen Oberfläche geschnittene Eisplatten verhalten sich im polarisirten Lichte ganz so, wie gespaltene Gypsblättchen, nur sind sie weit dicker als Gypsblättchen, welche die gleiche Farbe zeigen. Solche parallel mit der Axe geschliffene Eisplatten, welche die brillanten Farben zweiter und dritter Ordnung zeigen, sind ungefähr 1 mm dick.

Eine so regelmässige Krystallstructur, wie man sie bei solchem Eise beobachtet, welches sich durch Gefrieren ruhig stehenden Wassers bildet, kann man bei unregelmässig zusammengefrorenen Eismassen, z. B. bei

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Eisstalactiten, wie man sie im Winter an unseren Brunnen beobachtet, bei Hagelkörnern, bei Firn- und Gletscherkörnern u. s. w. nicht erwarten und in der That zeigen sich solche Eisstücke als aus einzelnen krystallisirten Partieen zusammengesetzt, welche bunt durcheinander nach den verschiedensten Richtungen orientirt sind. Eine ungefähr 3 mm dicke Platte von Gletschereis erscheint, auf das mittlere Tischlein eines gewöhnlichen Polarisationsapparates gelegt, zwischen gekreuzten Polarisatoren mit rothen, grünen, gelben und blauen Flecken gesprenkelt, welche mit schwarzen und grauen Bändern durchzogen sind. Dreht man die Eisplatte in ihrer Ebene um, so werden einzelne hellere Partieen dunkler, dunklere dagegen werden heller.

Diese Erscheinung bleibt so ziemlich dieselbe, wie auch die beiden Schnittflächen gegen die Oberfläche des Gletschers gerichtet sein mögen.

Etwas anders gestaltet sich die Erscheinung, wenn man eine Platte Gletschereis im mikroskopischen Polarisationsapparate betrachtet. Nun zeigen sich farbige Bänder, welche bald mehr bald weniger gekrümmt erscheinen und deren Anblick sich ändert, je nachdem man verschiedene Partieen der Platte in das Gesichtsfeld bringt. Hat man es aber mit einer Platte zu thun, welche, als sie noch mit der Gletschermasse vereinigt war, eine horizontale Schicht bildete, so zeigt dieselbe im Allgemeinen zwar dieselben Erscheinungen, an einzelnen Stellen aber erblickt man das Ringsystem einaxiger Krystalle mit dem schwarzen Kreuz so rein und schön wie in Platten von See-Eis.

Aus dem Allem ergiebt sich nun, dass das Gletschereis aus krystallinischen Schichten zusammengesetzt ist, welche nach allen möglichen Lagen bunt durch einander liegen und deren Axen nach allen möglichen Lagen orientirt sind; nur an einzelnen Stellen findet sich, wie bereits Grad nachgewiesen hat, regelmässig krystallisirtes Eis, dessen optische Axe wie die des Oberflächeneises vertical gestellt ist. Diese Orientirung kommt aber, wie bereits gesagt, nur einzelnen Partieen und keineswegs der ganzen Gletschermasse zu, so dass man es hier offenbar mit Eis zu thun hat, welches vorher in Höhlungen und Canälen als Flüssigkeit vorhanden war und erst nachträglich erstarrte.

194 **Diathermanität des Gletschereises.** Nicht selten findet man im Inneren des Gletschereises Steine von 1 bis 30 cm Durchmesser, welche stets die Eigenthümlichkeit zeigen, dass sie keineswegs ringsum von Eis umgeben sind, sondern, dass sich oberhalb derselben ein hohler, gewölbeartiger Raum befindet, wie dies Fig. 308 anschaulich machen soll, dessen Querschnitt der Horizontalprojection des Steines gleich ist und dessen Höhe 5 bis 10 cm beträgt.

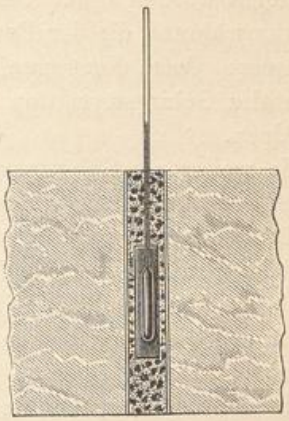
Forel, welcher diese Erscheinung näher untersuchte, fand dergleichen nur bis zu einer Entfernung von 40 cm von der Eiswand, sei es nun senkrecht unter der Oberfläche des Gletschers, sei es in Spalten bis zu einer Tiefe von 3 bis 4 m in horizontaler Richtung von der senk-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

rechten Eiswand. Den Schlüssel zur Erklärung dieser auffallenden Erscheinung fand Forel in einem Versuch, welchen Dollfuss-Ausset angestellt hatte. Um den Nullpunkt eines Thermometers zu controliren, senkte er die Kugel desselben 3 cm tief in ein Gefäss mit Schnee. Im Schatten stellte es sich in der That auf 0°, aber den Strahlen der Sonne ausgesetzt, stieg es bis auf 0,4°. Der Versuch wurde in gleicher Weise

Fig. 308.

Fig. 309.



wiederholt, nachdem die Thermometerkugel mit einer Schicht von geschmolzener, durch Kohlenpulver geschwärzter Seife umgeben worden war. Im Schatten stellte es sich wieder auf 0°, den Sonnenstrahlen ausgesetzt stieg das in den Schnee eingesenkte Thermometer auf + 4° C.

Forel wiederholte diesen Versuch in der durch Fig. 309 erläuterten Weise: Das Gefäss des Thermometers wurde zunächst in das Innere einer Glasröhre von 1 cm Durchmesser und 7 cm Höhe eingesetzt und die Höhlung mit geschmolzenem Wachs gefüllt, welches durch feines Kohlenpulver geschwärzt war. Sodann wurde in ein 15 cm dickes Stück klaren Flusseises mittelst eines Strahles warmen Wassers ein 2 cm weites, zu seiner Oberfläche rechtwinkliges Loch gebohrt, das untere Ende desselben mit Schnee verstopft und dann die Glasröhre mit dem vollständig erkalteten Thermometergefäss in die Höhlung eingesetzt. Nachdem auch das obere Ende des Eisrohres mit Schnee zugestopft worden und das Ganze (8. Januar 1871) an einem beschatteten Orte aufgestellt worden war, stellte sich das Thermometer auf 0° fest, den Strahlen der Sonne ausgesetzt stieg es aber rasch und zwar in einer halben Stunde auf + 15°, in einer Stunde auf 16,8°, während die Temperatur des ringsum befindlichen Eises doch nicht über 0° sein konnte. Das Eis lässt also Wärmestrahlen durch, welche erst von dem geschwärzten Wachs absorbirt und in fühlbare Wärme verwandelt werden.

Ebenso verhält es sich mit den Steinen; sie werden durch Strahlen erwärmt, welche durch das 0° warme Eis hindurchgegangen sind, ohne

es zu schmelzen; der erwärmte Stein bewirkt eine Schmelzung der Eistheilchen, mit denen er in Berührung kommt, und da das auf diese Weise gebildete Wasser durch Spalten und Canäle abfliesst, so bildet er selbst die Höhlung, auf deren Boden er liegt.

195 **Die Gletscher verschiedener Gegenden.** Wir haben bis jetzt nur die Gletscher der Alpen betrachtet, welche vorzugsweise näher untersucht worden sind. Sehr mächtige Gletscher finden sich im Kaukasus, während die der Pyrenäen viel weniger ausgedehnt sind als die der Alpen. Auch Norwegen hat bedeutende Gletscher aufzuweisen, obgleich die Gebirgsformation ihrer Bildung nicht so günstig ist, als in den Alpen.

Je weiter ein Gebirge von dem Aequator entfernt ist, desto tiefer werden sich die Gletscher herabsenken, weshalb sie in den Polargegenden in sehr bedeutender Ausdehnung auftreten. Der zehnte Theil der Insel Island ist mit Gletschern bedeckt, und Grönland ist fast vollständig vergletschert; hier sowohl wie in Spitzbergen und bei der Maghellanstrasse reichen die Gletscher bis zum Meere hinab. Solche in das Meer vorgeschobene Gletschermassen werden öfters durch mancherlei Ursachen vom Lande losgelöst, und werden dann durch die Meeresströmungen als kolossale Eisberge weit von dem Orte ihrer Entstehung weggeführt.

Ausserhalb der Polargegenden findet man in keinem anderen Theile der Erde eine solche Anhäufung von Gletschern, wie in West-Tibet. Während das Mer de glace ungefähr 12 km und der Aletsch-Gletscher ungefähr 23 km lang sind, kommen hier von den mächtigen über 800 m hohen Gipfeln zahlreiche Gletscherströme herab, deren Länge 30 bis 60 km beträgt. Auch alle anderen Gletscherphänomene zeigen sich hier in riesigem Maassstabe; so sind dort die Spalten im Eise von grosser Breite und furchtbarer Tiefe. Bei einem Versuche, die Dicke des Eises in einem dieser gähnenden Abgründe zu messen, erreichte die 49 m lange Leine den Boden nicht. Messungen an den Enden der Gletscher ergaben eine Dicke von 100 bis 130 m; höher oben ist sie jedenfalls noch beträchtlicher. An der Oberfläche bilden sich Wasserströme und Seen von 1 bis 3 km Länge, deren Wasser gelegentlich mit einem lauten, brüllenden und intermittirenden Geräusch in grossen Höhlen oder „moulins“ verschwindet.

Der Hauptgletscher des Baltoro zeigt eine wunderbare Anzahl riesiger Moränen, welche ihn streifenförmig in 15 Linien aus verschiedenem Gestein, wie grauem, gelbem, braunem, blauem und rothem, in verschiedenen Schattirungen überziehen, aber nur auf dem oberen Theile des Gletschers ganz getrennt von einander lagern, während sie am unteren Ende die ganze Oberfläche bedecken, so dass sie das Eis vollständig verbergen. In der Mitte dieser Moränen befindet sich ein Streifen von riesigen Eisblöcken, wie er auf anderen Gletschern noch nicht beobachtet worden ist (Petermann's Mittheilungen 1863, S. 66).

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Nach dem was oben über die Bildung der Gletscher gesagt wurde, ist klar, dass der Wechsel der Jahreszeiten für dieselben wesentlich ist; die Gletscher fehlen deshalb auch in den schneebedeckten Gebirgen der Tropen; in der Aequatorialzone von Südamerika kommen keine Gletscher vor, obgleich die Cordillere dort weit in die Region des ewigen Schnees hineinragt. Nach den Beobachtungen von Philippi und Leybold kommen in Südamerika die Gletscher erst unter dem 35. Grad südlicher Breite am Descabezado de Maule und unter dem 36. Grade südlicher Breite am Nevado da Chillan vor.

In ausgezeichneter Weise ist das Gletscherphänomen in den zum ersten Male von Haast genauer untersuchten Alpen der Südinsel von Neu-Seeland entwickelt. Zwischen dem 43. und dem 44. Grade südlicher Breite schätzte Haast die Kammhöhe des Gebirges zu 2900 m, während die einzelnen Gipfel sich zu einer Höhe von 3200 bis 4200 m erheben. Die Grenze des ewigen Schnees findet sich in jener Gegend in einer Höhe von 2400 bis 2530 m. Aus den Firnfeldern, welche die kolossalen Schneepyramiden umgeben, entwickeln sich Gletscherströme, welche im Verhältniss zu den Berghöhen viel bedeutender sind als die Gletscher der europäischen Alpen (ohne Zweifel wegen des feuchten insularen Klimas von Neuseeland) und welche theilweise bis zu einer Tiefe von 1200 m über dem Meeresspiegel herabsteigen.

Auffallend gross ist die Masse des Gletscherschlammes, welchen viele der neuseeländischen Gletscherbäche mit sich führen. So ist z. B. das Wasser des von Gletscherbächen gespeisten drei geographische Meilen langen und eine Meile breiten Tekapo-Sees nicht klar, wie das Wasser der Schweizer Seen, sondern so milchig trübe, dass es in ein Glas geschöpft aussieht, als ob Milch in dem Glase gewesen und man Wasser dazu gegossen hätte. Nur nach Monate langem kaltem und trockenem Wetter klärt sich das Wasser etwas.

Die Eiszeit. Abgesehen davon, dass im Sommer das untere 196
Gletscherende sich zurückzieht, während es im Winter vordringt, ist die mittlere Lage, um welche dasselbe im Laufe des Jahres schwankt, eine veränderliche, so dass oft längere Perioden hindurch der Gletscher vordringt, um sich dann für längere Zeit wieder zurückzuziehen.

Nach Fritz hat im Jahre 1540 ein Rückzug, dagegen 1575, ferner 1595 bis 1601 ein Vorrücken der Gletscher in den Alpen stattgefunden; 1602 begann der Grindelwaldgletscher sich zurückzuziehen. Ferner waren die Gletscher

im Vorrücken		im Rückzuge
1606 bis 1610	Tyrol	
1626	„	
1636	„	
1677	„	
1680	„	
1710	„	
1736	Schweiz	1719 Alpen
		1750 Schweiz
1757 bis 1777	„	1760 bis 1767 Tyrol
1780 „ 1786	„	1799 „
		1811, 1821 Schweiz
1812 „ 1820	Tyrol und Schweiz	
1826 „ 1831	Schweiz	
		nach 1827 Tendenz zum Rückzuge allgemein, besonders stark
1833 „ 1839	Schweiz, Tyrol	1837 bis 1842 Schweiz
1843 „ 1854	„ „	1852 „ 1857 Schweiz, Tyrol
1856 „ 1860	„ „	1860 „ 1867 „ „
1869 „ 1874	einige, Schweiz	1872 „ 1878 „ „
1878 „ 1880	westliche Schweiz	
1880 „ 1887	mehr und mehr östliche Schweiz.	1887 Schweiz eine Reihe wieder im Stillstande.

Während der Periode des starken Rückganges der Gletscher in den sechziger Jahren hatte sich der untere Grindelwaldgletscher so weit zurückgezogen, dass im Jahre 1865 ein bisher ganz mit Eis bedeckter Steinbruch frei wurde, in welchem man zwei im Jahre 1750 behauene Marmorblöcke vorfand, welche in den Garten des Museums zu Bern gebracht und mit einer entsprechenden Inschrift versehen wurden.

Es lässt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit nachweisen, dass manche Gletscher der Schweiz im Mittelalter eine geringere Ausdehnung hatten, so dass über einige Pässe ein lebhafter Verkehr stattfand, welche gegenwärtig so vereist sind, dass sie höchstens von einzelnen Gemsjägern oder Touristen besucht werden. Dagegen war in vorhistorischen Zeiten die Ausdehnung der Alpengletscher eine bei weitem bedeutendere als sie gegenwärtig ist, wie aus den vielfachen Spuren hervorgeht, welche die Gletscherthätigkeit jener Zeiten zurückgelassen hat.

So findet man in vielen Alpenthälern, namentlich aber im Aarthale, in namhafter Höhe über der Thalsohle Felsen, welche deutliche Gletscherschliffe zeigen. Der Weg von Meyringen nach der Grimsel geht über Felsplatten, welche so glatt polirt sind, dass man Rinnen einhauen musste, um es für Menschen und Pferde möglich zu machen, mit Sicherheit darüber zu gehen.

Zu den Spuren, welche die Gletscher zurücklassen, gehören auch namentlich die sogenannten Gletschermühlen oder Riesentöpfe. Wo ein Gletscher sich bis in eine Gegend herunter erstreckt, in welcher

die Lufttemperatur höher als 0^0 ist, da wird das Eis an seiner Oberfläche in fortwährendem Abschmelzen begriffen sein, es werden sich Wasserströme bilden, welche in die Eisspalten hinunterstürzen. Befindet sich nun am Grunde eines so enstandenen Wasserfalles ein Stein, so kann dieser durch die Gewalt des fortwährend herunterstürzenden Wassers, ebenso wie dies bei gewöhnlichen Wasserfällen vielfach beobachtet werden kann, in strudelnde oder kreisende Bewegung kommen, bei welcher er abschleifend wie ein gewaltiger Bohrer auf seine Unterlage wirkt, und kesselförmige Höhlungen in dieselbe einschleift. Solche Strudellöcher mit den dazu gehörenden Steinen finden sich in hervorragendem Maasse in dem sogenannten Gletschergarten in Luzern, welcher im Jahre 1872 aufgedeckt wurde, und zeigt, dass auch diese Gegend einst unter einem Gletscher vergraben war. Das grösste der 18 in dem genannten Garten befindlichen Strudellöcher hat einen Durchmesser von 8,5 und eine Tiefe von 10 m.

Es wurde ferner schon erwähnt, dass eine begleitende Erscheinung der Gletscher die sogenannten Seiten- und Frontmoränen sind. Gletscherschliffe und Moränen finden sich nun an vielen Orten, welche jetzt weit von allen Gletschern entfernt sind, und beweisen, dass früher die Eisverbreitung in weit bedeutenderem Maasse als jetzt stattfand. Die Gletscher der Alpen erstreckten sich einst nach Norden hin bis in die Gegend, wo jetzt München liegt, nordöstlich bis in die Gegend von Wien, südlich bis jenseits des Gardasees, und südwestlich lassen sich Spuren der einstigen Vereisung bis in die Gegend von Lyon und Nizza erkennen. Aber weit grössere Eismassen befanden sich vormals im nördlichen Europa. Ganz Skandinavien, der nordwestliche Theil Russlands, ganz Norddeutschland, Schottland, Irland und England, mit Ausnahme des südlichsten Theiles, waren in Eis vergraben, ferner der grösste, nördlich gelegene Theil von Nordamerika, theilweise bis zum 38. Grade nördlicher Breite. Auch auf der südlichen Halbkugel finden wir weitgehende Spuren früherer Vergletscherung. In den Cordilleren existiren jetzt wohl manche Firnfelder, aber verhältnissmässig wenige Gletscher. In früheren Zeiten war dagegen ein grosser Theil Südamerikas, vom Aconcagua ab bis zum Cap Horn, unter Eismassen vergraben. So hat man auch in Südafrika, Ostindien, vereinzelt in Australien, namentlich aber in einem grossen Theile von Neuseeland Spuren einer einstigen Vergletscherung gefunden, und in manchen Gegenden der Erde, z. B. in Norddeutschland, lassen sich sichere Spuren einer mindestens zweimaligen Vereisung nachweisen.

Ueberall haben seit jenen Zeiten die Gletscher an Ausdehnung bedeutend abgenommen, und nur das in Eis vergrabene Grönland bietet noch ein Bild eines grossen vergletscherten Landes. In Grönland sind jetzt etwa 2 Millionen Quadratkilometer Landes unter Eis vergraben. Während der Eiszeit waren dagegen in Nordeuropa 6 Millionen und in Nordamerika 9 Millionen Quadratkilometer Landes vergletschert. Aber ein Bild des damaligen Zustandes des vergletscherten Landes erhalten wir doch durch die neuerdings

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

in Grönland ausgeführten Untersuchungen. Dort hat sich gezeigt, dass das Eis überall in der Nähe des Meeres die geringste Höhe hat und weiter im Inlande ansteigt. 70 bis 80 km von der Küste beträgt die Höhe des Eises etwa 1300 m über dem Meere; hier tauchen noch einzelne Bergspitzen über

Fig. 310.

Karte der einstigen Gletscherverbreitung in Europa (nach Penck und Neumayr).

seiner Oberfläche hervor, aber weiter im Innern erreicht das Eis eine Höhe von mehr als 1650 m, und alle Bergspitzen sind von ihm bedeckt.

Aehnlich müssen wir uns den Zustand Europas während der Eiszeiten denken. Während der ersten der beiden für Norddeutschland sicher nachweisbaren Vergletscherungen nahm diese ihren Ursprung auf der skandinavischen Halbinsel und Finnland; von dort breitete sie sich fächerförmig aus und bedeckte weithin das Land mit langsam abnehmender

Höhe, westwärts bis zur Westküste von Irland und Holland, südostwärts bis Kiew und Nischnij-Nowgorod, während sie in Deutschland etwa beim Harz und Riesengebirge ihr Ende fand (s. Fig. 310). In den Grenzgebieten war das Eis, wie jetzt in Grönland am Meeresufer, am niedrigsten, im Ausgangsgebiete in Skandinavien und Finnland am höchsten, und es lässt sich mit ziemlicher Sicherheit nachweisen, dass die durchschnittliche Höhe des Eises gegen 1000 m betragen hat. Gegen diese Dimensionen ist die Tiefe der Nord- und Ostsee, welche jetzt im Mittel resp. 88 und 66 m beträgt, verschwindend klein; — beide Meere wurden vollständig vom Eise ausgefüllt, ihre Gewässer verdrängt, soweit sie nicht gefroren, und über sie hinweg nahm die gewaltige Eismasse ihren Weg, alles weiche und bewegliche Material aufwühlend und theilweise mit sich fortführend, und Widerstand leistende Felsen abschleifend. Eine ungeheure Menge von Gesteinen ist auf diese Weise von Skandinavien und Finnland in ferne Gegenden transportirt, horizontale Kreideschichten des Meeresbeckens aufrecht gestellt, Hügel vernichtet und anderswo aufgestaut, und Thäler gebildet, wo früher keine waren. Dann kam eine Zeit des Abschmelzens des Eises; mächtige Ströme bildeten sich, die Thäler füllten sich mit Wasser, und allmählich entstand wieder eine Vegetation, wo sie lange Zeit durch das Eis vernichtet war. Dann kam nach vielen Jahren eine neue Eiszeit, die aber ihren Ausgangspunkt nicht mehr in Skandinavien, sondern weiter südöstlich hatte. Während die erste Vergletscherung in Deutschland hauptsächlich in der Richtung von Nordosten nach Südwesten vor sich ging, so nahm die zweite ihre Richtung von Osten nach Westen. Sie war weniger ausgedehnt als die erste, aber doch wurde wieder die ganze Ostsee vom Eise erfüllt, und wieder wurden enorme Geschiebemassen über das vergletscherte Land ausgebreitet. Dann trat wieder ein Abschmelzen des Eises ein, die Gletscher verschwanden langsam, und allmählich nahm, nachdem die ablaufenden Gewässer verlaufen waren, das nordeuropäische Tiefland seinen jetzigen Charakter an. Lange Zeit war man über den Ursprung der in zahllosen Mengen in Norddeutschland verbreiteten sogenannten Findlings- oder erratischen Blöcke im Zweifel. Man glaubte, sie seien auf Eisschollen über das Meer aus Norwegen, Schweden, Finnland und den Ostseeprovinzen nach Deutschland gebracht, bis sich in verhältnissmässig neuer Zeit durch unverkennbare Spuren hat nachweisen lassen, dass ihr Transport durch Gletscher bewirkt ist.

Es fehlt nun nicht ganz an Anhaltspunkten für die Untersuchung der Frage, wie das Klima Europas während der Eiszeit gewesen sein mag. Zunächst sind wir im Stande, mit einiger Sicherheit anzugeben, in welcher Höhe sich die Schneegrenze in den Bergen befand. Denn es reichen zwar die Gletscher, wie wir gesehen haben, häufig tief in die Thäler herab, aber ihren oberen Ausgangspunkt können sie doch nur in der Region des ewigen Schnees nehmen, da wo die Temperatur nicht hoch genug ist, um den gefallenen Schnee zu schmelzen. Nun hat

Penck mit Sorgfalt untersucht, von welchen Bergen früher Gletscher herabgekommen sind und von welchen nicht, und ist dabei zu dem Resultate gekommen, dass während der Eiszeit in den Alpen die Schneegrenze um 1000 m niedriger lag als jetzt. Das gleiche Verfahren wurde auch auf andere einst vergletschert gewesene Länder angewandt, und es hat sich fast überall genähert das gleiche Resultat ergeben. Hieraus lässt sich nun aber berechnen, um wieviel niedriger die Temperatur damals war als jetzt. Denn wir haben gesehen, dass die Temperatur sich durchschnittlich für etwa 200 m Höhenunterschied um 1^0 C. ändert, und hat also zur Eiszeit die Schneegrenze um 1000 m niedriger gelegen als jetzt, so würde daraus folgen, dass die Temperatur um ungefähr 5^0 C. niedriger gewesen ist. Eine derartige Temperaturerniedrigung würde aber für die meisten vergletschert gewesenen Gegenden keine auffällig niedrige mittlere Jahrestemperatur hervorbringen, wenn man sie mit derjenigen vergleicht, welche im Mittel auf der entsprechenden geographischen Breite stattfindet. So ist z. B. jetzt die mittlere Jahrestemperatur in Berlin $= + 9{,}0^0$ C., und wir würden nach dem Vorhergegangenen annehmen können, dass sie während der Eiszeit $= + 4{,}0^0$ C. gewesen ist. Nun ist die geographische Breite von Berlin $= 52\frac{1}{2}^0$ und nach der Tafel (S. 516) ergiebt sich für diese Breite die mittlere Jahrestemperatur genau ebenfalls $= + 4{,}0^0$ C., woraus folgt, dass für die Gegend von Berlin die mittlere Temperatur während der Eiszeit nicht unter den für die Jetztzeit geltenden mittleren Betrag der entsprechenden geographischen Breite herabgegangen ist. Aehnliche Resultate ergeben sich für andere in der Vorzeit vergletschert gewesene Gegenden.

Bezüglich der Ursachen der früheren bedeutenden Eisverbreitung sind mancherlei Hypothesen aufgestellt worden. Einestheils hat man angenommen, dass das Sonnensystem bisweilen in besonders kalte Regionen des Weltraumes gelangt ist, anderntheils hat man geglaubt, dass auf die Gletscherbildung die Richtung des Perihels der Erdbahn einen bedeutenden Einfluss übe. In der jetzigen Zeit befindet sich nämlich die Erde am Anfange des Jahres in der Sonnennähe, zu einer Zeit, wenn auf der nördlichen Halbkugel Winter, auf der südlichen aber Sommer herrscht. Nun ändert sich aber die Richtung der Apsidenlinie, also auch die Richtung nach demjenigen Punkte des Himmels, in welchem die Sonne während ihrer Erdnähe steht, gegen den Frühlingspunkt sowohl in Folge der Aenderung der Lage der Apsidenlinie selbst, als auch in Folge der Präcession des Frühlingspunktes. Die erstere ist in ihrer Geschwindigkeit etwas veränderlich, geht aber im Mittel um etwa $0{,}3125^0$ in 100 Jahren vorwärts. Der Frühlingspunkt geht dagegen in jedem Jahrhundert um $1{,}3947^0$ rückwärts, die relative Lage der Apsidenlinie gegen den Frühlingspunkt ändert sich demnach in einem Jahrhundert um $1{,}71^0$, und in etwa 21000 Jahren um 360^0. Es folgt daraus, dass vor 10500 Jahren die Erde sich am Anfange des Juli, d. h. während des Sommers der nördlichen, oder während des Winters der südlichen Halb-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

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° C., und in Norwegen bei einer mittleren Jahrestemperatur von + 4° 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 Temperaturgegensätze 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 ergiebt, 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 Golfstrome in Skandinavien eine ausserordentlich starke Gletscherbildung hervorrufen würde.

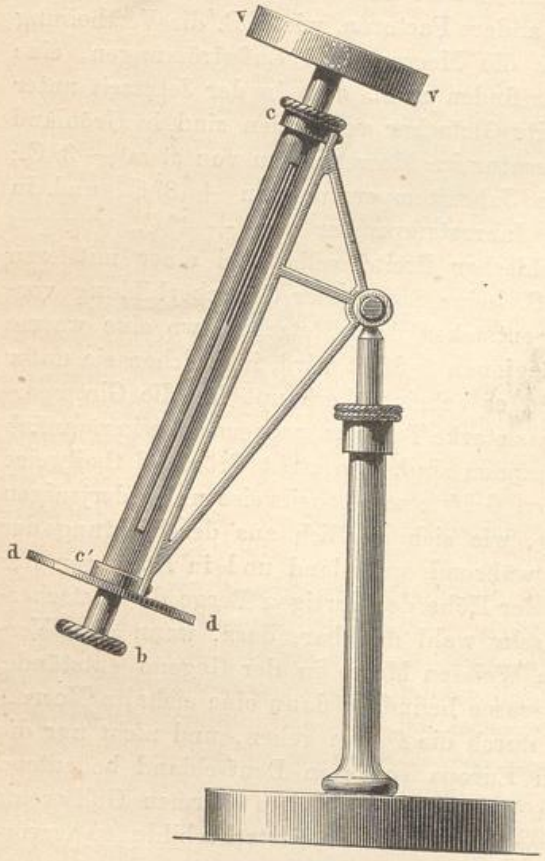
Da wir nun über die Vertheilung von Wasser und Land während der Glacialperiode nur wenig, und über die damals herrschenden Luft- und Meeresströmungen gar Nichts wissen, so ist es auch nicht möglich, mit einiger Bestimmtheit die näheren Bedingungen zu erkennen, unter welchen die grosse Gletscherbildung 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 ansehen, Mittags aber wird das Auge durch den Glanz der Sonnenstrahlen geblendet.

Fig. 311.



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, 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 Temperatur-erhöhung	Berechnete Temperatur-erhöhung	Unterschiede
Am 28. Juni 1837				
7 Uhr 30 M. Morgens .	1,860	3,80°	3,69°	+ 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°	4,60°	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

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Beobachtungsstunden	Dicke der durchlaufn. Luftschicht	Beobachtete Temperatur-erhöhung	Berechnete Temperatur-erhöhung	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° betrug, um 5 Uhr, wo die Dicke der durchlaufenen Luftschicht ungefähr doppelt so gross war, betrug die Temperaturerhöhung nur 3,65°, sie war also um 1,4° geringer; für die dreifache Dicke der Luftschicht, ungefähr um 6 Uhr Abends, war die Temperaturerhöhung nur 2,7°, also abermals um 0,9° 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 ergiebt, 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

$$t = ap^{\varepsilon}$$

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° über die Temperatur der Umgebung steigen. Es werden demzufolge selbst am Mittag an ganz heiteren Tagen ungefähr $^1/_3$ der von der Sonne kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbirt; wenn der Himmel bewölkt oder nur mit einem Schleier überzogen ist, muss die Wärmeabsorption in der Luft noch viel bedeutender sein.

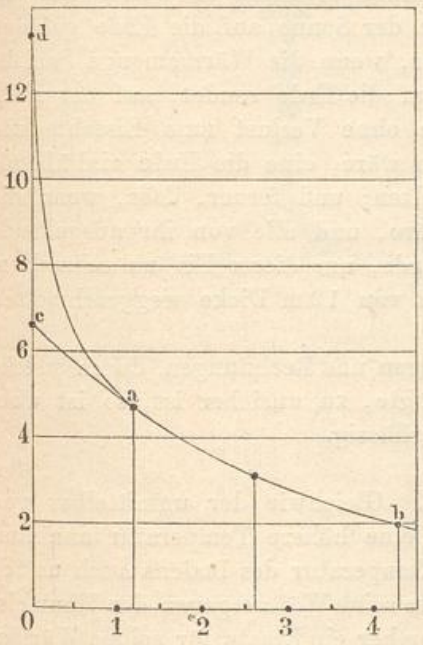
Dieses Resultat kann jedoch kaum als ein annähernd richtiges angesehen werden, wie sich aus folgender Betrachtung ergiebt.

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°; 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 absorbirt. Eines ist so gut möglich wie das andere, der Lauf der Curve innerhalb ab enthält nicht Bestimmungsstücke genug, um sie ausserhalb dieser Grenzen mit Sicherheit fortsetzen zu können.

Fig. 312.



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 hinaus 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 $^1/_3$ aller von der Sonne nach der Erde kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbirt 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° 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 dorther ein Ersatz für seinen Wärmeverlust zukäme, wie dies unter anderen die von Wells angestellten Versuche beweisen.

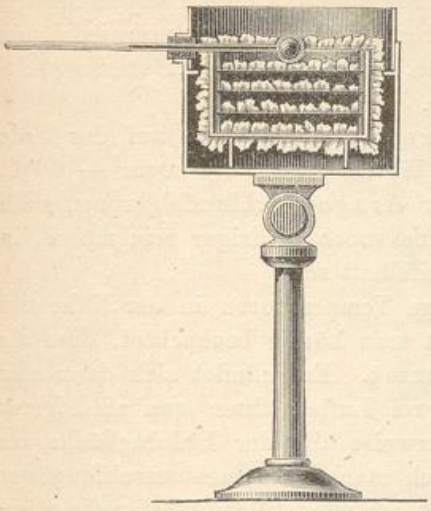
Wenn man in einer ruhigen, heiteren Nacht kleine Massen von Heu oder Gras, Wolle, Baumwolle oder andere lockere, die Wärme schlecht leitende Substanzen auf den Boden legt, so findet man nach einiger Zeit, dass ihre Temperatur 6, 7, ja 8° C. niedriger ist als die Temperatur der Luft, in einer Höhe von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

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Wilson beobachtete des Nachts einen Unterschied von fast 9° C. zwischen der Temperatur der Schneeoberfläche und der Lufttemperatur. Scoresby und Parrot haben in den Polarzonen ähnliche Beobachtungen bei einer Lufttemperatur von — 20° C. gemacht.

Fig. 313.



Um die Gesetze der nächtlichen Strahlung zu ermitteln, hat Pouillet ein Instrument construirt, welches er Actinometer nennt und welches Fig. 313 dargestellt ist. Es besteht aus einem Thermometer, welches in einem Metallcylinder horizontal in solcher Weise angebracht ist, dass durch Schwanenfedern jede Wärmezuleitung von unten und von der Seite her gehindert wird. Wenn dieser Apparat in einer heiteren Nacht ins Freie gestellt wird, so muss das Thermometer natürlich bedeutend unter die Temperatur der umgebenden Luft sinken. Die folgende Tabelle enthält einige Resultate, welche Pouillet mit diesem Instrumente erhalten hat.

Tage	Stunden	Temperatur der Luft	Temperatur des Actinometers	Unterschiede	Tage	Stunden	Temperatur der Luft	Temperatur des Actinometers	Unterschiede
Vom 20. bis 21. April					Vom 5. bis 6. Mai				
20. Apr.	8 Uhr Abds.	5,6	— 0,8	6,4	5. Mai	5 Uhr Abds.	25,5	19,9	5,6
	9 „ „	4,5	— 2,0	6,5		6 „ „	25,1	17,5	7,6
	10 „ „	3,6	— 3,0	6,6		7 „ „	23,1	15,0	8,1
21. Apr.	$4^1/_2$ „ Mrgs.	0,0	— 7,0	7,0		8 „ „	22,9	13,9	9,0
	5 „ „	0,0	— 7,0	7,0		9 „ „	21,5	12,5	9,0
	$5^1/_2$ „ „	0,1	— 6,5	6,6		10 „ „	17,5	10	7,5
					6. Mai	4 „ Mrgs.	12,1	5	7,1
						$4^1/_2$ „ „	12,1	5	7,1
						5 „ „	12	6	6,0

Diese Versuche zeigen uns, dass die Temperatur des Actinometers fast in derselben Weise abnimmt, wie die Temperatur der Luft, dass also bei niedriger Lufttemperatur eine eben so starke Strahlung gegen den Himmelsraum stattfindet wie bei hoher.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Diese Wirkungen der nächtlichen Strahlung beweisen, dass die Temperatur des Weltraumes eine sehr niedrige sein müsse. Nach Fourier ist die Temperatur des Weltraumes — 50° bis 60° C.; Arago war dagegen der Ansicht, dass sie jedenfalls weit geringer sein müsse, da man ja auf dem Fort Reliance in Nordamerika eine Temperatur von — 56,7° C. beobachtet habe. Eine so bedeutende Temperaturerniedrigung sei auf der Erdoberfläche nicht möglich, wenn die Temperatur des Weltraumes nicht noch weit geringer wäre.

Uebrigens ist dies noch keineswegs die niedrigste auf der Erde beobachtete Temperatur, sondern in Werchojansk sind sogar — 68° C. am Thermometer abgelesen. Ob aber Arago's Schlussfolgerung, nach welcher die Temperatur des Weltraumes noch niedriger sein müsse, in Wirklichkeit zutreffend ist, dürfte zweifelhaft sein.

Wenn nämlich besonders niedrige Temperaturen in der Nähe der Erdoberfläche beobachtet sind, so hat man häufig beobachtet, dass die Temperatur in grösserer Höhe zunimmt. Es befindet sich dann eine Luftschicht von höherer zwischen zwei Luftschichten von niedrigerer Temperatur, und es kann möglicherweise die der Erdoberfläche am nächsten befindliche Luftschicht durch starke Wärmeausstrahlung der Schneedecke, sowie dadurch, dass sich bei windstillem Wetter die allerdichtesten und kältesten Lufttheile möglichst tief lagern, weiter abgekühlt werden als sehr hoch befindliche Theile der Atmosphäre. Im Allgemeinen hat man weder auf Ballonfahrten, noch auf hohen Bergen, wo ganze Winter hindurch Minimumthermometer aufgestellt waren, sehr tiefe Temperaturen beobachtet, und im Durchschnitt haben alle solche Beobachtungen, wie schon S. 540 erwähnt wurde, ergeben, dass die Temperatur bei steigender Höhe sich einer Grenze nähert, welche vermuthlich nicht sehr weit von — 42° C. entfernt ist.

Pouillet hat die Temperatur des Weltraumes zu — 142° C. bestimmt; da jedoch die Schlüsse, durch welche er zu diesem Resultate gelangte, sehr gewagt sind, indem ihre Grundlage höchst unsicher ist, so mag hier die Anführung dieses Resultats genügen.

In Bengalen, wo die Temperatur der Luft nie auf Null fällt, benutzt man die nächtliche Strahlung, um ziemlich bedeutende Quantitäten von Eis herzustellen. Von einer derartigen Eisfabrik, welche mehr als 300 Personen beschäftigt, giebt Williams folgende Beschreibung:

Ein wohl geebnetes, ungefähr 4 Acres (ungefähr 16 200 qm) haltendes Terrain ist in Quadrate von 1 bis $1^1/_2$ m Seite getheilt, welche durch kleine Erdwälle von ungefähr 1 dcm Höhe eingefasst sind. Diese Abtheilungen nun werden mit Stroh belegt und darauf so viel flache Schüsseln mit Wasser gesetzt, als eben Platz haben. Während des Nachts bildet sich das Eis auf der Oberfläche des Wassers.

Diese Eisbildung ist nur eine Folge der Abkühlung, welche das nach Leslie's Versuchen mit einem starken Ausstrahlungsvermögen begabte Wasser durch die nächtliche Strahlung erleidet, während das

Stroh als schlechter Wärmeleiter die Zuführung der Wärme vom Boden verhindert.

Dass hier die Eisbildung nicht, wie man früher glaubte, von der Verdampfung des Wassers herrührt, geht daraus hervor, dass ein etwas lebhafter Wind, welcher doch die Verdampfung begünstigt, das Gefrieren des Wassers in den Schüsseln verhindert.

Alles, was die freie Strahlung gegen den Himmelsraum hindert, hindert auch die Abkühlung des Bodens und der ihn bedeckenden Gegenstände. Wells spannte ein quadratisches baumwollenes Tuch von 2 Fuss Seitenlänge mittelst vier Holzstäbchen 6 Zoll über dem Rasen in horizontaler Richtung aus. Unter diesem Tuche fand Wells die Temperatur des Rasens oft bis zu 6° C. höher als an benachbarten nicht geschützten Stellen.

Eine ähnliche Rolle, wie hier das Tuch, spielen die Wolken, welche das Himmelsgewölbe überziehen. In einer heiteren Nacht war das Gras einer Wiese bereits 6,7° C. kälter als die Luft geworden, als sich Wolken bildeten; sogleich stieg die Temperatur des Grases wieder und zwar stieg sie um 5,6° C., ohne dass die Lufttemperatur sich geändert hätte.

Wie das Gras verhält sich auch die Oberfläche des Schnees; es ist eine ganz gewöhnliche Erscheinung, dass unmittelbar über dem Schnee die Temperatur um mehrere Grade niedriger ist als in 1 bis 2 m Höhe. In Königsberg wurde im Januar 1892 die Temperatur an der Oberfläche der Schneedecke $10^1/_2{}^0$ C. niedriger gefunden, als die der Luft in $1^1/_2$ m Höhe; ähnliche Beobachtungen an andern Orten wurden schon oben (S. 587) erwähnt.

Wenn in heiteren Nächten die Lufttemperatur um 2 bis 4° C. über dem Gefrierpunkte ist, wie dies im April und Mai bei uns öfters vorkommt, so kann durch die nächtliche Strahlung der Erdboden mit Reif bedeckt werden; es können ferner die jungen zarten Blätter und Keime durch die nächtliche Strahlung leicht unter den Gefrierpunkt erkaltet werden, so dass sie, was bei bedecktem Himmel nicht zu fürchten ist, erfrieren, ohne dass das Thermometer auf Null fällt.

Wenn die Lufttemperatur nicht selbst unter den Gefrierpunkt fällt, ist ein Erfrieren der jungen Triebe nur dann zu fürchten, wenn bei heiterem Himmel die Luft vollkommen ruhig ist, oder an Orten, welche vor dem Winde geschützt sind. So kommt es z. B. öfters vor, dass die Reben an vertieften Stellen, etwa in alten Festungsgräben, erfrieren, während sie dicht daneben auf Hügeln unversehrt bleiben. In der Nähe von Freiburg wurde beobachtet, dass neben der sich etwa 1 m über die Umgebung erhebenden Chaussee die aus dem Boden kommenden, also unter dem Niveau der Chaussee befindlichen Wurzeltriebe junger Nussbäume total erfroren waren, während das Laub der Kronen dieser Bäumchen nicht im mindesten vom Frost gelitten hatte.

Solche Nachtfröste können in Deutschland und Frankreich noch bis zur Mitte Mai (Pancratius und Servatius, 12. und 13. Mai) gefährlich werden, und deshalb fürchtet der Gärtner den Stierneu, d. h. die Zeit,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

in welcher der Neumond nahezu mit dem Eintritt des Mondes in das Zeichen des Stiers zusammenfällt. Von diesen Kälterückfällen im Mai wird später noch die Rede sein.

199 **Temperatur des Bodens.** Wir haben bisher nur die Temperatur der Luft, aber nicht die Temperatur der oberen Bodenschichten besprochen, welche je nach der Natur der Bodenfläche oft bedeutend von der Lufttemperatur verschieden sein kann; ein nackter, des Pflanzenwuchses beraubter, steiniger oder sandiger Boden wird durch die Absorption der Sonnenstrahlen weit heisser, ein mit Pflanzen bedeckter Boden, z. B. ein Wiesengrund, wird durch die nächtliche Strahlung weit kälter als die Luft, deren Temperatur schon durch die fortwährenden Luftströmungen mehr ausgeglichen wird. In den afrikanischen Wüsten steigt die Hitze des Sandes oft auf 50 bis 60° C. Ein mit Pflanzen bedeckter Boden bleibt kühler, weil die Sonnenstrahlen ihn nicht direct treffen können, die Pflanzen selbst binden gewissermaassen eine grosse Wärmemenge, indem durch die Vegetation eine Menge Wasser verdunstet; sie erkalten aber, wie wir gesehen haben, bei ihrem grossen Emissionsvermögen durch Ausstrahlung der Wärme so stark, dass die Temperatur des Grases oft 7 bis 8° unter die der Luft sinkt. Im Inneren der Wälder ist die Luft beständig kühl, weil die dichte Laubdecke auf dieselbe Weise abkühlend wirkt wie eine Grasdecke, und weil die an den Gipfeln der Bäume abgekühlte Luft sich niedersenkt. Ueberdies ist aber auch die Wärmemenge, welche dem Erdboden zufliesst, von dem Feuchtigkeitsgehalte der Luft abhängig. Die atmosphärische Luft ist, wenn sie gar keine Wasserdämpfe enthält, für die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beinahe ebenso durchdringbar wie ein leerer Raum, während eine mit Feuchtigkeit erfüllte Luft die Wärmestrahlen theilweise absorbirt. Dadurch wird bewirkt, dass bei feuchter Luft ein Theil der Sonnenwärme den Erdboden gar nicht erreicht, sondern dazu verwandt wird, die Luft selbst zu erwärmen, während andererseits die feuchte Luft dazu dient, die den Erdboden erreichende Wärme dort festzuhalten. Auf hohen Bergen ist die Luft sehr trocken, in Folge dessen zeigt dort ein Thermometer im Schatten eine niedrige Temperatur, während Gegenstände, welche von den Sonnenstrahlen getroffen werden, sich zum Theil stark erwärmen. Der Grad der Erwärmung hängt aber von der Beschaffenheit des Gegenstandes ab. Auf schneebedeckten Flächen kann in grossen Höhen die Sonnenhitze für den Menschen unerträglich werden, während sie nicht im Stande ist, die Oberfläche des Schnees zu schmelzen, sondern von dieser fast vollständig wieder in den Weltraum ausgestrahlt wird. Ueberall aber, wo die Luft feucht ist, bildet sie eine schützende Decke für den Erdboden, und hindert die Ausstrahlung der Wärme in ähnlicher Weise, wie die Fenster eines Gewächshauses, welche die Sonnenstrahlen zwar grösstentheils durchlassen, aber verhindern, dass die Wärme des Raumes sich nach aussen hin wieder verbreitet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Wegen des unvollkommenen Wärmeleitungsvermögens kann die Wärme der obersten Bodenschichten nur nach und nach in das Innere eindringen; wenn die Oberfläche aber erkaltet, so verlieren die tieferen Bodenschichten weniger schnell ihre Wärme; in einer geringen Tiefe werden deshalb die Temperaturschwankungen weit geringer sein als an der Oberfläche selbst. In Deutschland verschwinden schon bei einer Tiefe von 0,7 m die täglichen Temperaturschwankungen, und in einer noch grösseren Tiefe verschwinden sogar die jährlichen Variationen, so dass hier stets dieselbe Temperatur herrscht, welche aber keineswegs überall mit der mittleren Temperatur des Ortes genau übereinstimmt.

Seit 1671 hatte Giov. Cassini bemerkt, dass die Temperatur der Keller des Observatoriums zu Paris während des ganzen Jahres sich nicht ändert. Im Jahre 1730 machte Lahire dieselbe Beobachtung. Der Graf Jean Cassini, Urenkel des Obigen, erkannte zuerst die grosse Wichtigkeit dieser Erscheinung; im Jahre 1771 fing er an, sie durch eine Reihe von Versuchen näher zu untersuchen und im Jahre 1783 stellte er gemeinschaftlich mit Lavoisier in den Kellern des Observatoriums einen sehr empfindlichen Apparat auf, welcher entscheidende Resultate liefern musste. Dieser Apparat, welcher noch jetzt daselbst aufgestellt ist, hat folgende Einrichtung.

Auf dem Boden des Kellers, in einer Tiefe von 27,6 m, erhebt sich ein massiver Steinblock von 1,3 m Höhe, auf welchem ein mit feinem Sande gefülltes Glasgefäss steht; in diesem Sande steckt die Kugel eines Thermometers, dessen Theilung auf Glas geätzt ist. Das Thermometer ist von Lavoisier selbst construirt und mit wohl gereinigtem Quecksilber gefüllt; seine Kugel hat 7 cm im Durchmesser, und die Röhre ist so fein, dass ein Grad eine Länge von ungefähr 95 mm einnimmt, dass also $^1/_{100}$ Grad noch fast eine Länge von 1 mm hat; man kann demnach noch die Hälfte von $^1/_{100}$ Grad ablesen. Das Thermometer geht nur bis auf 16° C., es hat aber oben einen kleinen Behälter, in welchen das Quecksilber hineinsteigen kann, wenn etwa die Temperatur über 16° C. steigen sollte.

Dieses Thermometer zeigt nun eine constante Temperatur von 11,82° C., und diese Temperatur hat sich seit einem halben Jahrhundert nicht geändert.

Die Tiefe, in welcher die jährlichen Temperaturschwankungen verschwinden, ist nicht in allen Gegenden dieselbe; sie hängt von der Leitungsfähigkeit des Bodens, vorzüglich aber auch von der Grösse des Temperaturunterschiedes der heissesten und kältesten Jahreszeit ab. In der heissen Zone Amerikas fand Boussignault schon in einer Tiefe von 5 bis 6 dcm eine constante Temperatur, weil hier die Wärme ziemlich gleichförmig über die verschiedenen Zeiten des Jahres verbreitet ist.

Wie mit zunehmender Tiefe die jährlichen Veränderungen der Temperatur abnehmen, ersieht man aus folgenden Resultaten, welche die zu Brüssel in dieser Beziehung von 1834 bis 1837 angestellten Versuche geliefert haben.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Tiefe	Schwankungen der Temperatur im Laufe eines Jahres
0,19 m	13,28° C.
0,45	12,44
0,75	11,35
1,00	10,58
1,95	7,59
3,90	4,49
7,80	1,13

Vergleicht man die Beobachtungen von Paris, Strassburg, Zürich und Brüssel, so ergiebt sich, dass die jährlichen Schwankungen ungefähr in einer Tiefe von 24 m verschwinden.

Da die Wärme nur allmählich von der Oberfläche in die Tiefe eindringt, so ist klar, dass in der Tiefe das Maximum der Temperatur später erreicht wird als in der Atmosphäre, wie dies auch folgende von Forbes in Edinburg in verschiedenen Bodenarten angestellte Versuche bestätigen.

Bodenart	Jährl. Temperaturschwankung in einer Tiefe von				Zeitpunkt des Temperaturmaximums in einer Tiefe von			
	1 m	1,9 m	3,9 m	7,8 m	1 m	1,9 m	3,9 m	7,8 m
Trapp . .	10,53° C.	6,61°	3,5°	0,80°	6. Aug.	2. Sept.	17. Oct.	8. Jan.
Sand . . .	11,23	8,30	4,19	1,16	31. Juli	24. Aug.	7. Oct.	30. Dec.
Sandstein .	9,58	7,72	5,22	2,28	5. Aug.	19. Aug.	11. Sept.	11. Nov.

Aus diesen Versuchen ergiebt sich nun auch, wie ungleich die Leitungsfähigkeit verschiedener Fels- und Bodenarten für die Wärme ist. Trapp (Dolerit) besitzt unter den drei genannten das geringste, Sandstein das beste Leitungsvermögen. In gleicher Tiefe sind im Sandstein die Schwankungen der Temperatur nicht allein grösser, sondern das Maximum der Temperatur stellt sich auch früher ein als im Sande und Dolerit.

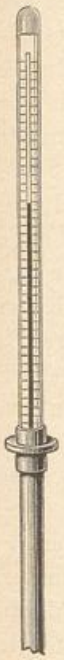
Beobachtungen über die Erdtemperatur in verschiedenen Tiefen sind bisher namentlich angestellt in Brüssel, Edinburg, Greenwich, Paris, Madrid, München, Breslau, Eberswalde, Potsdam, Königsberg, Bonn, Dresden, Budapest, Petersburg (Pawlowsk), Jakutsk, Sidney, Cambridge (Nordamerika) und in Indien.

In Königsberg wurde zuerst eine Erdthermometerstation im botanischen Garten durch Franz Neumann im Jahre 1836 eingerichtet, und vier Jahre hindurch daran beobachtet. In vollkommenerer Weise wurde an derselben Stelle im Jahre 1872 eine Station eingerichtet, an welcher bis zum Jahre 1892 Beobachtungen angestellt sind.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Es wurden sieben Thermometer von resp. 1,26, 1,57, 1,88, 2,51, 3,77, 6,28 und 8,78 m Länge hergestellt, und so weit durch Bohrlöcher in die Erde eingelassen, dass die Mittelpunkte ihrer Quecksilbergefässe resp. 0,03, 0,31, 0,63, 1,26, 2,52, 5,02 und 7,53 m, oder nach altem rheinischen Maasse resp. 1 Zoll, 1, 2, 4, 8, 16 und 24 Fuss unter der Oberfläche der Erde waren. Das Gefäss des kürzesten Thermometers war ein kurzer dicker Cylinder von 2,6 cm Höhe und Durchmesser; die Gefässe der übrigen Thermometer waren Cylinder von etwa 14 cm Höhe, die ungefähr $^1/_4$ kg Quecksilber enthielten. Die Glasröhren wurden aus mehreren möglichst gleichmässigen engen Capillarröhren zusammengeschmolzen, und nur für den Theil vor der Scala (circa 40 cm) wurden Röhren von etwas weiterem Caliber verwandt, um der Scala nicht eine übermässige Länge geben zu müssen. Das ganze Rohr bis zum Beginne der Scala wurde in eine Kupferröhre eingelassen, welche 2,6 cm im Lichten und 1,5 mm Wanddicke hatte und am unteren Ende zur Aufnahme des Cylinders ein etwas erweitertes Ansatzstück trug, das mit Löchern versehen war (s. Fig. 314). Der Cylinder stand auf einem im Boden des Ansatzstückes befindlichen Korke; und die Thermometerröhre wurde vor einer Beschädigung durch übermässige Biegung oder Anschlagen an das Kupferrohr durch mehrere in verschiedener Höhe angebrachte und festgeleimte Korkstückchen geschützt. Das obere Ende der Röhre war in einen Haken ausgezogen, der durch ein Loch der Scala ging, so dass diese unverrückbar an der Röhre befestigt war. Die Scala hatte eine willkürliche Eintheilung und trug ungefähr 440 Theilstriche auf 40 cm; die Reduction der Ablesungen auf Grade nach Celsius wurde vor Einsenkung der Thermometer auf das Sorgfältigste bestimmt.

Fig. 314.



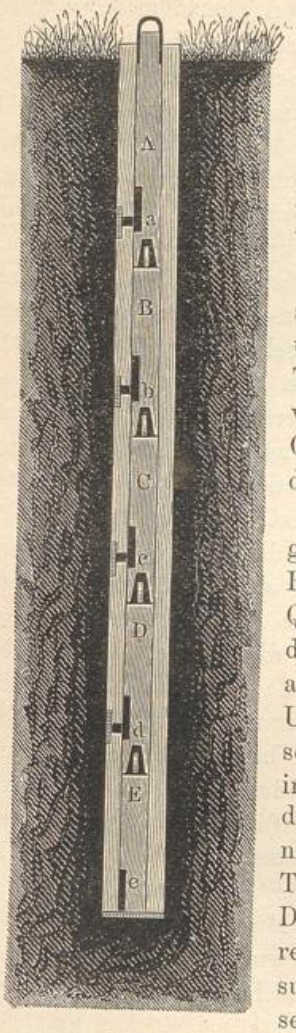
Am oberen Ende der Kupferröhre befand sich eine kleine Oeffnung, durch welche das Rohr, nachdem es in die Erde eingelassen war, gänzlich mit trockenem, feinstem Flugsande angefüllt wurde. Die Stellen, bis zu welchen die Thermometer in die Erde kommen sollten, waren vor der Einsenkung durch genaue Messungen bestimmt und durch Marken auf den Röhren bezeichnet. Die sämmtlichen Marken wurden mit Hülfe einer Wasserwaage vor dem Zuschütten der Löcher genau in eine Horizontale gebracht.

An einem Pfahle wurden ferner drei Normalthermometer angebracht. Das eine von ihnen, welches bestimmt war, die Temperatur der Luftschicht zu ermitteln, mit welcher der Erdboden in unmittelbarer Berührung stand, befand sich möglichst dicht über demselben und konnte zum Ablesen vermittelst einer Schnur ohne Ende emporgezogen werden. Damit während dessen das Thermometer nicht sofort die Temperatur der höheren Luftschichten annahm, wurde der

Zwischenraum zwischen dem Cylinder und dem ihn umgebenden Korbe mit Watte ausgefüllt und der ganze Korb mit Kautschukstoff überzogen, um zu verhindern, dass bei einer Durchnässung der Watte ein Fehler in Folge der Verdunstungskälte entstand.

Das zweite der Thermometer wurde in ein mit Sand gefülltes Kupferrohr von derselben Beschaffenheit eingeschlossen, wie die Röhren der Erdthermometer, und befand sich mit seinem Cylinder in der halben Höhe der herausragenden Kupferröhren, deren Temperatur durch dasselbe eben gemessen werden sollte. Das dritte Thermometer war in gleicher Höhe mit der Mitte der Scalen befestigt und in eine Glasglocke eingeschlossen, ähnlich denen, welche die Scalen der Erdthermometer bedeckten. Dieses Thermometer war dazu bestimmt, die Temperatur der Scalen zu erhalten.

Fig. 315.



Die Thermometer wurden zum Schutze gegen Beschädigungen mit einem Kasten von Drahtgeflecht überdeckt, welcher in der Höhe der Scalen zwei Thüren trug, die zum Ablesen jedesmal geöffnet wurden. Alles Metall und Holz wurde mit weisser Oelfarbe gestrichen, um die Erwärmung durch die Sonnenstrahlen möglichst abzuschwächen.

Bei der Reduction der an diesen Thermometern gemachten Ablesungen musste nothwendig darauf Rücksicht genommen werden, dass die Höhe des Quecksilberfadens nicht allein von der Temperatur des Quecksilbers im unteren Cylinder, sondern auch von derjenigen der Röhre abhängig sei. Unter der gewiss sehr nahe zutreffenden Voraussetzung, dass die Flächen gleicher Temperaturen in dem Erdboden horizontal lägen, wurden nun die Ablesungen der kürzeren Thermometer benutzt, um die Temperatur der Röhre der längeren Thermometer zu bestimmen, und so die nöthigen Daten erhalten, um die Temperatur des Erdreiches bei dem Cylinder zu ermitteln. Die Untersuchung der Thermometer, welche ihrer Einsenkung vorher ging, war eine sehr weitläufige; es würde hier zu weit führen, auf sie näher einzugehen, und muss auf den Bericht über dieselbe von Dorn in den Schriften der Physikal.-Oekonomischen Gesellsch. in Königsberg, Jahrg. XIII, 1872, verwiesen werden.

Gegen die beschriebenen Thermometer ist der Einwand erhoben worden, dass durch die Kupferröhren die Temperatur der Luft und der oberen Erdschichten nach dem Quecksilbergefässe geleitet und dessen Temperatur beeinflusst werden kann. Von diesem Nachtheile ist die

Vorrichtung frei, welche Lamont in Bogenhausen bei München zur Untersuchung der Erdtemperatur hergestellt hat (s. Fig. 315).

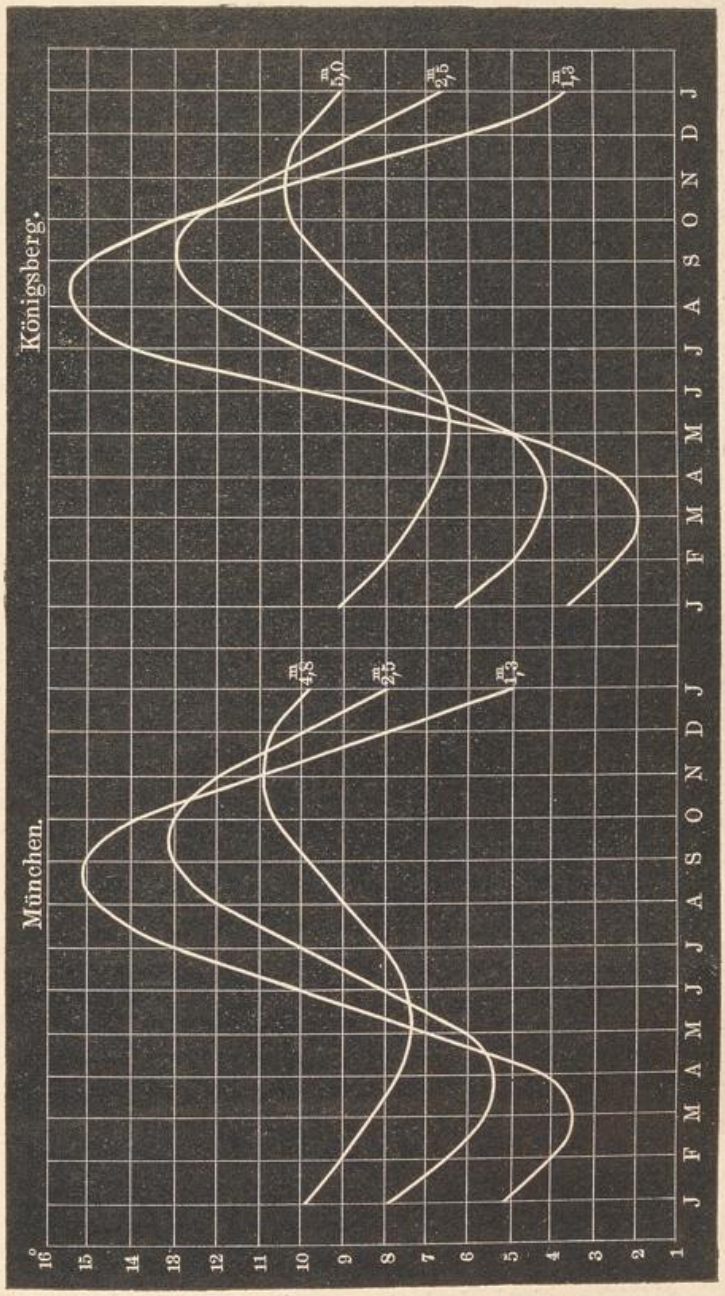


Fig. 316.

In den Erdboden ist ein 6 m langes hölzernes Rohr von fast quadratischem Querschnitt (6,8 cm im Lichten) eingegraben, welches unten durch eine Kupferplatte geschlossen ist. In die Höhlung dieser Holzröhre passen fünf Holzstäbe, *A*, *B*, *C*, *D* und *E*. *E* ist 0,89 m, *A* ist

1,48 m, jeder der drei übrigen ist 1,18 m lang. Jeder dieser fast quadratischen Stäbe ist oben mit einem eisernen Bügel versehen, welcher in eine Höhlung des auf ihm aufsitzenden Stabes hineinragt. An der einen Seite ist in jedem dieser Stäbe eine Rinne angebracht (*a*, *b*, *c*, *d* und *e*), in welcher ein in Zehntel Grade getheiltes Thermometer mit grossem Gefässe befestigt ist. Der Thermometerkugel gegenüber ist, um die freie Mittheilung der Wärme zu vermitteln, die Wand des Holzrohres durchbohrt und die Oeffnung aussen mit einer Kupferplatte geschlossen.

Das Thermometer *a* ist 1,3, *b* ist 2,5, *c* ist 3,6, *d* ist 4,8 und *e* ist 6,0 m tief unter der Oberfläche des Bodens. Um eine Beobachtung zu machen, wird zuerst *A* hervorgezogen und das Thermometer bei *a* rasch abgelesen, ehe sich noch sein Stand ändern kann. Dann wird *B* mittelst eines an einer Schnur befestigten Hakens hervorgezogen, welcher in den am oberen Ende von *B* angebrachten Bügel eingreift, und dann rasch die Ablesung des Thermometers *b* vorgenommen u. s. w.

Zu Bogenhausen sind zwei solche Röhren dicht neben einander nordwestlich, zwei andere aber südöstlich von der Sternwarte angebracht. Die Ablesung wird daselbst einmal wöchentlich und zwar am Mittwoch vorgenommen.

Aehnliche Vorrichtungen hat Lamont construirt, um die Bodentemperatur bis zu 1,3 m Tiefe zu ermitteln. Fig. 316 (a. v. S.) stellt die Resultate der Beobachtungen in München 1861 bis 1889 und in Königsberg 1873 bis 1886 für die in 1,3 m, 2,5 m und 4,8 m resp. 5,0 m befindlichen Thermometer dar. Der Verlauf der Temperaturcurven ist in beiden Fällen ein überraschend ähnlicher, nur sind in Königsberg die Unterschiede zwischen den Extremen der Temperatur etwas grösser. Die Bodenbeschaffenheit ist an beiden Orten nahezu die gleiche (Lehmboden).

In nachfolgender Tafel sind zur Vergleichung die mittleren monatlichen Lufttemperaturen und die Höhe über dem Meeresspiegel für beide Stationen gegeben:

	München	Königsberg
Januar	— 3,01°	— 3,41°
Februar	— 1,08	— 2,59
März	+ 2,30	— 0,26
April	+ 7,45	+ 5,46
Mai	+ 11,99	+ 10,81
Juni	+ 15,60	+ 15,40
Juli	+ 17,22	+ 17,22
August	+ 16,47	+ 16,53
September	+ 12,94	+ 13,05
October	+ 7,99	+ 7,67
November	+ 2,06	+ 1,86
December	— 1,55	— 1,83
Jahr:	+ 7,36°	+ 6,68°
Meereshöhe:	529 m	15,7 m

Betrachten wir jetzt die Resultate der Königsberger und Münchener Beobachtungen genauer. Die Beobachtungen wurden in Königsberg täglich dreimal, um 7 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 8 Uhr Abends angestellt, und zwar zeigt es sich, dass schon bei dem in 1,26 m Tiefe angebrachten Thermometer die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur nicht mehr hervortreten. Als Mittel aus allen 14 Beobachtungsjahren ergiebt sich nämlich für die vier höchsten Thermometer:

	0,03 m	0,31 m	0,63 m	1,26 m
7 Uhr Morgens . . .	6,50°	7,95°	8,22°	8,24°
2 „ Nachmittags .	10,14	8,20	8,19	8,24
8 „ Abends . . .	7,90	8,42	8,24	8,24

Als Gesammtmittel für die sämmtlichen Beobachtungen ergab sich:

Tiefe des Thermometers	Mittlere Temperatur	Tiefe des Thermometers	Mittlere Temperatur
0,03 m	8,11°	2,52 m	8,36°
0,31	8,19	5,02	8,43
0,63	8,23	7,53	8,39
1,26	8,24		

Es ist übrigens zu bemerken, dass die letzte Zahl weniger Gewicht hat als die übrigen, da das in 7,53 m Tiefe angebrachte Thermometer im Februar 1879 zerbrach, und die Beobachtungen sich daher über einen kleinen Zeitraum erstrecken. Für München hat sich ergeben:

Tiefe des Thermometers	Mittlere Temperatur
1,29 m	9,18°
2,46	9,16
3,63	9,12
4,80	9,12
5,97	9,06

Während also in Königsberg eine deutliche Zunahme der Temperatur mit der Tiefe im Betrage von etwa 0,06° C. für 1 m stattfindet, zeigt sich in München eine Abnahme, und zwar von durchschnittlich 0,03° C. für 1 m. An beiden Orten ist aber die mittlere Bodentemperatur in allen Schichten merklich höher als die mittlere Lufttemperatur. Es ist übrigens zu bemerken, dass das für München gefundene Resultat ein ziemlich vereinzeltes ist; auf den meisten Beobachtungsstationen hat sich eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe ergeben.

Aus Fig. 316 (S. 595) ergiebt sich, wie aus den schon erwähnten Beobachtungen in Edinburg, dass die Maxima und Minima der Temperaturen in der Erde um so später stattfinden, je tiefer die betreffende Erdschicht ist. Während in Königsberg im Mittel das Maximum der Lufttempe-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

ratur auf die zweite Hälfte des Juli und das Minimum auf die Mitte des Januar fällt, fand sich bei dem in 7,53 m tiefen Thermometer das Maximum der Temperatur etwa für den 11. December und das Minimum für den 21. Juni, also den Extremen der Lufttemperatur beinahe entgegengesetzt. In München fand bei dem 5,97 m tiefen Thermometer das Maximum etwa am 17. November und das Minimum am 21. Mai statt.

Ob die in Königsberg etwas weiter aus einander liegenden Temperaturextreme im Vergleiche zu München der grösseren Leitungsfähigkeit der Kupferröhren zuzuschreiben sind, muss eine weitere Untersuchung lehren, welche voraussichtlich demnächst in Königsberg ausgeführt werden wird. Gegen die Lamont'sche Einrichtung der Erdthermometer lässt sich Folgendes einwenden. Der innere Holzstock *ABCDE* (Fig. 315) darf in das äussere Holzrohr nicht zu genau hineinpassen, weil sonst Klemmungen entstehen, die das rasche Ablesen der Thermometer, welches bei dieser Einrichtung ein Haupterforderniss ist, stören können. Wenn aber zwischen dem Rohre und dem Holzstocke Luft vorhanden ist, so ist es denkbar, dass ihre kältesten Theile sich möglichst tief lagern und die Angaben der Thermometer beeinflussen. Uebrigens zeigen die Bearbeitungen sowohl der Königsberger als auch der Münchener Beobachtungsreihen, dass erhebliche Fehlerquellen bei beiden nicht wirksam gewesen sind. In Pawlowsk hat man bei wesentlich der Lamont'schen Einrichtung zum Theil Röhren von Glas und Thon angewandt.

In solchen Gegenden, deren mittlere Jahrestemperatur unter dem Gefrierpunkte ist, muss in einer bestimmten Tiefe der Boden stets gefroren sein. So ist z. B. zu Jakutzk, dessen mittlere Jahrestemperatur — 11,1° C. ist, wie schon oben erwähnt wurde, trotz der bedeutenden Sommerwärme in einiger Tiefe der Boden beständig gefroren. In der Hoffnung, Wasser zu finden, legte Erman hier einen Brunnen an, fand aber in einer Tiefe von 15,2 m noch eine Temperatur von — 7,5° C.; dieser Brunnen wurde später durch Schergin bis auf 116,5 m vertieft. Folgendes sind die Temperaturen des Bodens in verschiedenen Tiefen:

6,1 m	. . . . .	— 10,2° C.
15,2	. . . . .	— 8,3
91,4	. . . . .	— 3,9
116,4	. . . . .	— 3,0

Wenn man von der Bodentemperatur eines Ortes spricht, so versteht man darunter die Temperatur des Bodens in einer Tiefe, in welcher eben die jährlichen Variationen verschwinden. Solche Curven, welche die Orte gleicher Bodenwärme mit einander verbinden, hat man Isogeothermen genannt. Sie lassen sich bei dem äusserst lückenhaften Material nur mit sehr geringer Genauigkeit herstellen, und um ihren Lauf zu bestimmen, musste Kämtz wegen Mangel an unmittel-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

baren Beobachtungen der Bodentemperatur zu Quellentemperaturen seine Zuflucht nehmen.

Nach den Beobachtungen von Schlagintweit befindet sich die Isogeotherme von 0° in der Tauernkette (höchster Gipfel des Gross Glockner, etwas weniger als 4000 m) in einer Höhe von 3380 m, wo das Jahresmittel der Lufttemperatur ungefähr — 7,0° C. beträgt.

Innere Erdwärme. Wenn man in der Erdoberfläche über 200
den Punkt hinab vordringt, in welchem die jährlichen Temperaturschwankungen verschwinden, so findet man eine, mit wachsender Tiefe stets zunehmende Temperatur. In Bergwerken war diese Erscheinung schon lange bemerkt worden, ehe man noch regelmässige Beobachtungen darüber anstellte; die Bergleute wussten, dass in der Tiefe nicht allein die Temperaturveränderungen nicht mehr fühlbar sind, sondern dass es daselbst auch ausserordentlich warm ist.

Saussure fand zu Bex im Canton Waadt in einem Schachte, welcher seit drei Monaten von Niemandem befahren worden war, eine Temperatur von

14,4° C.	in	einer	Tiefe	von	100 m
15,6	„	„	„	„	180
17,4	„	„	„	„	214

Später wurden ähnliche Messungen in den Bergwerken der verschiedensten Gegenden angestellt, und alle führten zu dem gleichen Resultate, wenn sich auch nicht an allen Orten das gleiche Gesetz der Wärmezunahme herausstellte. Die in dieser Beziehung gefundenen Ungleichheiten sind aber sehr erklärlich, wenn man bedenkt, dass die verschiedenen Felsmassen, in welchen die Schachte angelegt sind, nicht gleich gute Wärmeleiter sind, dass es nicht gleichgültig sein kann, ob man von der Höhe eines Berges, von der Sohle eines Thales oder von der Ebene aus niedergeht, dass die Tagwasser, welche in den Boden einsinken, mehr oder weniger störend auf die Regelmässigkeit der Wärmezunahme einwirken müssen.

In dem Albertischachte in Pribram, in welchem man im Jahre 1874 die Tiefe von 1000 m erreichte, fanden sich folgende Gesteinstemperaturen:

Tiefe	Temperatur	Tiefe	Temperatur
74,5 m	9,4°	505,6 m	16,5°
145,0	11,5	581,5	17,8
190,7	12,0	661,8	19,2
286,3	13,8	737,3	20,4
359,8	14,2	832,2	21,1
432,7	15,1	889,3	21,8

Im Durchschnitt findet sich aus diesen Messungen, dass die Temperatur für 65 m Tiefenzunahme um 1° C. steigt. Aber die einzelnen

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Beobachtungen dieser Reihe ergeben schon bedeutende Differenzen, und ebenso liefern Bohrungen an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche sehr verschiedene Resultate. Die Tiefenzunahme, welche einer Zunahme der Temperatur um 1° C. entspricht, nennt man die geothermische Tiefenstufe; dieselbe beträgt also für Pribram 65 m, während sie in einem Bohrloche in Neuffen in Württemberg nur zu 11 m gefunden wurde.

Das tiefste Bohrloch der Welt befindet sich in Sperenberg in der Nähe von Berlin; dasselbe geht 88 m durch Gyps und dann durch Steinsalz, und erreicht im Ganzen eine Tiefe von 1272 m. Es haben sich dort durch sorgfältige Messungen folgende Temperaturen gefunden:

Tiefe	Temperatur	Tiefe	Temperatur
26,7 m	9°	477,8 m	30,9°
223,0	21,6	605,2	33,1
286,7	23,5	669,0	35,9
350,4	26,4	1080,0	46,5
414,1	26,9	1268,6	48,1

Geothermische Tiefenstufe = 31,8 m.

In dem Bohrloche des artesischen Brunnens zu Grenelle bei Paris fand man in einer Tiefe von 547 m die Temperatur von 27,7° C., und in dem zu Neusalzwerk in Westphalen in einer Tiefe von 696 m die Temperatur von 32,8° C.

Im Durchschnitt beträgt die geothermische Tiefenstufe etwa 33 m; doch kommen, wie schon erwähnt, bedeutende locale Verschiedenheiten vor. Namentlich nimmt in Kohlenbergwerken die Temperatur verhältnissmässig sehr rasch mit der Tiefe zu.

Sehr interessante Resultate über die Temperatur des Erdinnern hat man bei Gelegenheit des Baues des St. Gotthard-Tunnels erhalten. Die geothermische Tiefenstufe betrug im Durchschnitt etwa 50 m, und zwar war die höchste erreichte Temperatur = 30,8° C. Im Allgemeinen war die Temperatur dort, wo die höchsten Gesteinsmassen über dem Tunnel lagen, am grössten, doch entsprachen die Temperaturen nicht genau den Höhen der überlagernden Bergmassen, sondern unter grösseren Bergspitzen nahm die Temperatur verhältnissmässig wenig zu und unter tieferen Thälern weniger ab. Für die geothermische Tiefenstufe fand sich:

Tiefe	geothermische Tiefenstufe
301 m	24,0 m
558	42,3
1026	51,8
1165	52,5

Die Flächen gleicher Temperaturen haben demnach einen ähnlichen Verlauf wie die der Erdoberfläche, doch sind sie, wo die Erdoberfläche

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

gegen die Horizontale geneigt ist, weniger geneigt als diese, etwa wie Fig. 317 zeigt.

Wollten wir annehmen, dass die Temperatur des Erdinnern bis in grosse Tiefen in gleichem Verhältnisse, also um etwa 1° C. auf 33 m zunähme, so würden wir zu dem Resultate kommen, dass bei 60 km Tiefe schon eine Temperatur von über 1800° C. herrschte. Bei dieser Temperatur schmelzen aber schon fast alle uns bekannten Mineralien, und man hat daraus geschlossen, dass die Erde ihrer hauptsächlichen Masse nach ein glühendflüssiger Körper, und nur bedeckt von einer wenige geographische Meilen dicken festen Kruste sei. Indessen lassen sich gegen diese Annahme sehr gewichtige Bedenken erheben. Denn einestheils hat man gewöhnlich dort, wo weder Kohlenbergwerke noch irgend welche in chemischer Veränderung befindliche Gesteine vorhanden sind, wo demnach die Temperaturzunahme eine grosse Regelmässigkeit zeigt, bemerkt, dass mit grösserer Tiefe die geothermische Tiefenstufe

Fig. 317.

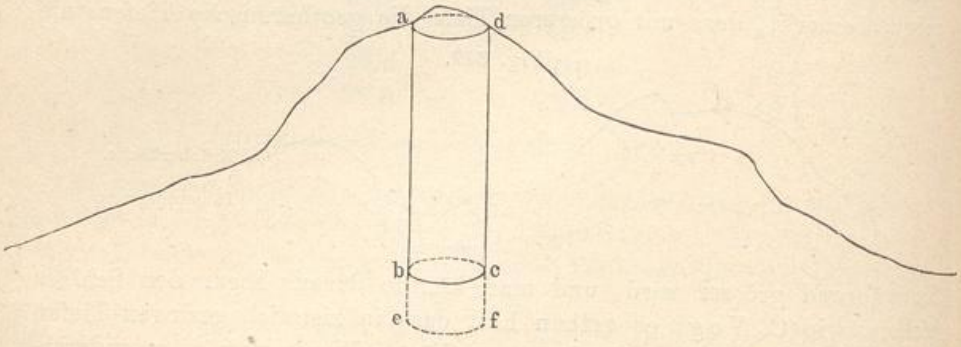
fortwährend grösser wird, und man könnte daraus sogar den Schluss ziehen, wie C. Vogt es gethan hat, dass in ziemlich geringen Tiefen die Temperaturzunahme überhaupt aufhört. Wenn man aber andererseits diesen Schluss nicht ziehen will, so ist doch zu bedenken, dass bei grösserem Drucke die Schmelztemperatur der Gesteine wächst, und dass im Innern der Erde, wo theilweise der Druck der oberen Erdschichten ein sehr beträchtlicher sein muss, schon dadurch der feste Zustand der unteren Schichten erhalten wird. Wie gross übrigens der Druck der oberen Schichten an einzelnen Stellen der Erde ist, davon kann man sich auch nicht annähernd ein Bild machen. Setzen wir z. B. den Fall, aus einem Berge sei (Fig. 318, a. f. S.) ein cylinderförmiges Stück *abcd* so ausgeschnitten, dass es sich ohne Reibung an den Seitenwänden auf- und niederbewegen könnte. Wir könnten dann, wenn wir das specifische Gewicht der Bergmasse und die Dimensionen des Stückes *abcd* kennten, genau den Druck berechnen, welchen es auf ein darunter befindliches, ebenfalls cylindrisches Stück *bcfe* des Berges ausübt.

Ganz anders liegt aber die Sache, wenn der Cylinder *abcd* fest mit dem Berge verbunden ist; er kann dann unter Umständen von den seitlich befindlichen Theilen des Berges so weit gestützt und in die Höhe gehalten werden, dass gar kein Druck auf *bcfe* stattfindet, wie z. B. eine steinerne Brücke, deren einen Bogen man durch eine Wand verschliesst, keinen Druck auf diese Wand ausübt. Man könnte sich sogar einen Grad der Consistenz der Erdkruste denken, bei welchem

sie sich wie eine dünnwandige metallene Hohlkugel, allein durch den Seitendruck ihrer einzelnen Theile im Gleichgewicht befindet, ohne auf die in ihrem Innern befindlichen Theile zu drücken. So liegen allerdings die Verhältnisse keineswegs, und es ist klar, dass z. B. die Oceane einen sehr bedeutenden Druck auf ihren Untergrund ausüben müssen.

Die Aufgabe, für jeden einzelnen Punkt der festen Erdoberfläche den Druck zu ermitteln, welchen sie in einer bestimmten Tiefe ausübt, ist demnach im Allgemeinen eine völlig unbestimmte und unlösbare, weil dieser Druck von der Beschaffenheit des Erdinnern abhängt, die wir nur unvollkommen, und von dem Seitendruck, den wir in der Regel gar nicht kennen; und wir können nur sagen, dass an manchen Stellen der

Fig. 318.



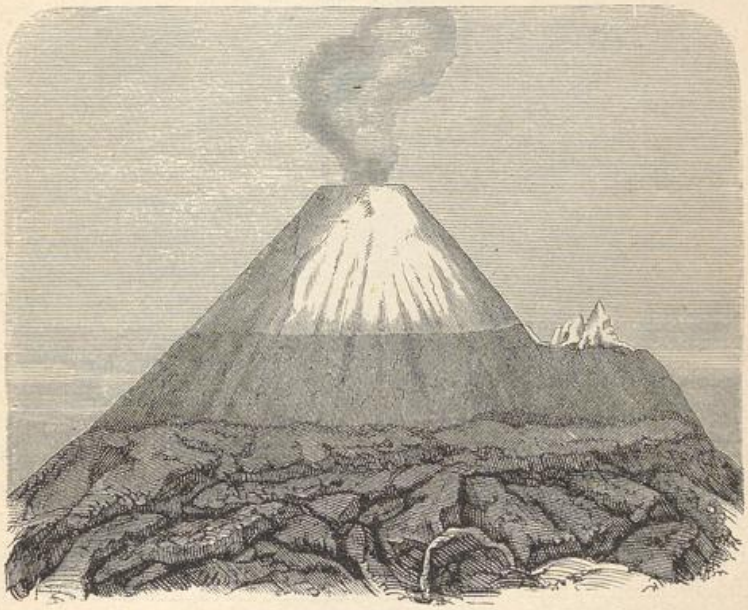
Erde der Druck ein sehr bedeutender und an anderen ein verschwindend kleiner ist.

Die schon erwähnte, früher aufgestellte Hypothese, dass die Erde im Grossen und Ganzen ein gluthflüssiger Körper und nur von einer wenige Meilen dicken Schicht überdeckt sei, ist jetzt wohl von fast allen Geologen verlassen worden. Es sprechen auch namentlich astronomische Gründe gegen die Annahme. Denn wie schon früher erwähnt wurde, wird die Präcession und Nutation der Erdachse durch die Anziehung der Sonne und des Mondes hervorgerufen, und muss in anderer Weise stattfinden, wenn die Erde ein flüssiger, als wenn sie ein starrer Körper ist, und anders, wenn sie, — im ersteren Falle, — mit einer sehr dünnen, als wenn sie mit einer dicken Kruste bedeckt ist. Untersuchungen, welche Hopkins über die Präcession und Nutation ausgeführt hat, zeigten ihm, dass die Erde entweder völlig starr, oder von einer Kruste bedeckt sei, welche eine Dicke von etwa $^1/_4$ bis $^1/_5$ des Erdradius habe. Es wäre nun noch möglich, dass die Erde im Wesentlichen aus einer viscosen Masse bestände, keinesfalls aber kann sie bis auf wenige Meilen unter ihrer Oberfläche in flüssigem Zustande sein. Dagegen ist wohl nicht zu bezweifeln, dass sie im Innern von sehr hoher Temperatur und im Zustande einer, wenngleich äusserst langsamen Abkühlung begriffen

ist. Hierauf deuten die sicher constatirten allmählichen Hebungen und Senkungen einiger Theile der Erdoberfläche, die sich nur durch eine Zusammenziehung des Innern der Erde und dadurch bewirkte Faltenbildung in den bereits abgekühlten äusseren Schichten erklären lassen.

Vulkane. In verschiedenen Gegenden der Erde findet man Berge 201
von mehr oder weniger kegelförmiger Gestalt, auf deren Gipfel sich eine trichterförmige Vertiefung, der Krater, befindet. Dieser Krater hat meist eine kreisrunde Gestalt und der Kegel, welcher ihn trägt, besteht grösstentheils aus aufgeschütteten Materialien, weshalb er als Aschenkegel bezeichnet wird. Als besonders charakteristische Beispiele solcher Krater-

Fig. 319.



berge, welche man als Vulkane bezeichnet, mag der Cotopaxi in Südamerika, Fig. 319, und der Vulkan der Insel Barren im Golf von Bengalen, Fig. 320 (a. f. S.), dienen.

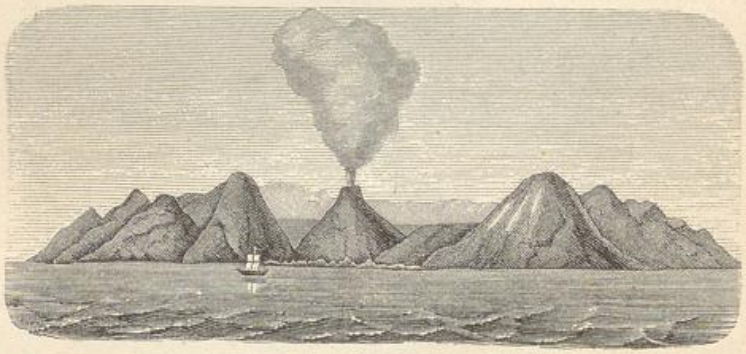
Eine Erscheinung, welche derartigen Bergen ein besonderes Interesse verleiht, sind die vulkanischen Ausbrüche oder Eruptionen, welche nach mehr oder minder langen Perioden der Ruhe stattfinden und deren normaler Verlauf im Wesentlichen folgender ist: Nach vorausgegangenem unterirdischem Getöse, welches von einer Erschütterung des Bodens begleitet ist, entsteigen dem Krater ungeheure Massen von Wasserdampf, während zugleich ein Auswurf von erdigen, steinigen, zermalmten und zerriebenen Massen, sogenannter vulkanischer Asche, stattfindet. Häufig sind diese Erscheinungen noch von dem Hervorbrechen geschmol-

zener Gesteinsmassen, der Lava, begleitet, welche, meist aus seitlichen Spalten hervorquellend, an dem Abhange des Berges herabfliessen.

In solchen Fällen, wo man, wie z. B. auf Stromboli, selbst während der Eruption, in den Krater hineinsehen kann, erblickt man denselben zum Theil mit geschmolzener rothglühender Lava erfüllt. Mächtige Dampf- und Gasblasen steigen durch die zähflüssige Masse in die Höhe, platzen mit einem puffenden Geräusch und lassen dicke weisse Dampfwolken austreten, welche glühende Lavafetzen mitreissen. Im Krater Kirauea auf Hawai befinden sich glühende Lavaseen von 500 m Durchmesser, welche, beständig auf- und niederwogend, eine förmliche Brandung an den Kraterwänden erzeugen.

Die dem Krater entsteigenden Dämpfe breiten sich über demselben zu einer mächtigen Wolke aus, welcher unter Blitz und Donner ein

Fig. 320.



wolkenbruchartiger Regen entströmt, der in der Umgegend oft mehr Schaden anrichtet als die von dem Berge ausgeworfenen Schlackenmassen.

Die beim Platzen der Dampfblasen in die Höhe geschleuderten Schlacken bilden eine glühende Garbe, welche der pinienförmig ausgebreiteten Wolke gleichsam als Stamm dient. Dazu kommt noch, dass die aufsteigenden Dämpfe, durch die glühende Lava des Kraters erleuchtet, gleichfalls wie eine Feuersäule erscheinen.

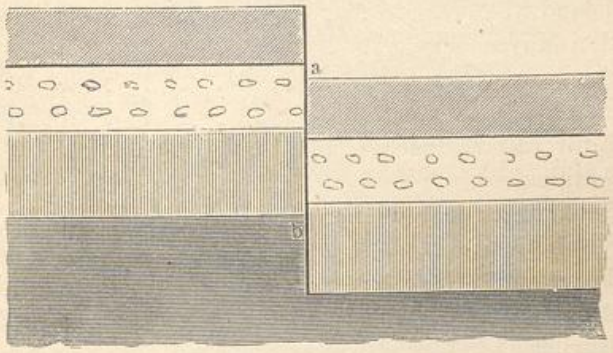
Ob bisweilen eigentliche Flammen aus dem Krater hervorbrechen, steht noch nicht völlig fest; in vielen Fällen hat man wohl die durch die glühenden Lavamassen erleuchteten Wolken, welche sich unmittelbar über dem Krater bilden, für Flammen gehalten. Doch ist es nicht ganz unwahrscheinlich, dass bisweilen auch brennbare Gase aus dem Krater ausgestossen werden und sich entzünden.

Ueber die Ursachen der vulkanischen Eruptionen sind mancherlei Hypothesen aufgestellt. Während man früher darin Ausbrüche des feuerflüssigen Erdkernes sah, ist man in neuerer Zeit theilweise dahin gekommen, als Ursache der Ausbrüche und der dabei sich zeigenden grossen Erhitzung innerer Erdtheile rein chemische Wirkungen zu sehen, die in Folge des Einwirkens von Meereswasser in tiefer gelegene Theile

der Erde entstehen. Eine dritte, und wohl die wahrscheinlichste Hypothese, beruht auf folgenden Betrachtungen:

Dass die Erde einst ein Gasball, später ein feuerflüssiger Körper gewesen, und durch allmähliche Abkühlung in den jetzigen Zustand gekommen ist, müssen wir nach den Erscheinungen der übrigen Gestirne annehmen, welche sich theils noch im gasigen Aggregatzustande befinden, wie manche Nebelflecke, theils im gluthförmigen, wie die Sonne, und theilweise völlig erkaltet sind, wie unser Mond. Die überall beobachtete Zunahme der Temperatur nach dem Erdinnern hin lässt ferner darauf schliessen, dass in grossen Tiefen die Abkühlung noch nicht vollendet ist, und die rasche Zunahme der Temperatur nach dem Erdinnern macht es sehr wahrscheinlich, dass sie in grossen Tiefen sehr bedeutend ist. Dagegen ist dort auch der Druck der oberen Gesteinsmassen sehr beträchtlich, und wenn auch nicht überall gleich gross, so doch vermuthlich im

Fig. 321.



Allgemeinen von einem solchen Betrage, dass durch ihn der Uebergang der leichter schmelzbaren Gesteine in den flüssigen Zustand verhindert wird. Es wird also vermuthlich der innere Erdkörper theilweise gänzlich erstarrt, theilweise von einer viscosen Masse sein, und letztere kann sich an solchen Stellen, wo der Druck der Erdoberfläche ein geringer ist, in eine flüssige Masse verwandeln. Nun haben sich in den oberen Erdschichten im Verlaufe ihrer Abkühlung und Zusammenziehung manche sogenannte Bruchflächen gebildet, in der Regel in der Weise, dass eine Gruppe horizontaler Schichten längs einer verticalen Fläche durchbrach und der eine Theil sich senkte, etwa wie in Fig 321 schematisch angedeutet ist. Bei solchen Bruchstellen wie ab wird nun häufig der Druck der oberen Schichten ein besonders geringer sein; und kann sich soweit verringern, dass die heisse Masse des Erdinnern in den flüssigen Aggregatzustand übergeht und in der Bruchspalte in die Höhe dringt. Dieses Aufquellen kann noch besonders befördert werden dadurch, dass Gase, welche in dem festen Gestein gebunden waren, nunmehr frei werden, sowie auch durch Entwickelung von Dämpfen, welche in Folge des Einsickerns von Wasser in die tiefer gelegenen Regionen der Erde stattfindet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Eine Stütze dieser Hypothese findet sich in dem Umstande, dass die Vulkane sich vorwiegend in der Nähe solcher beschriebenen Bruchflächen befinden und dass meistens während der Eruptionen Wasserdämpfe dem Krater entströmen. Bruchflächen finden sich aber häufig bei den Ufern der Meere, und somit würde es auch erklärlich sein, dass die überwiegende Anzahl von Vulkanen sich in nicht sehr grosser Entfernung vom Meere befindet.

Die Vertheilung der Vulkane über der Erde ist nach Neumayr etwa folgende:

Festland von Europa (Vesuv)	1
„ „ Afrika	17
„ „ Nordamerika	23
„ „ Centralamerika	26
„ „ Südamerika	37
„ „ Asien	15
Inseln des Mittelländischen Meeres	6
Island	9
Jan Mayen	2
Azoren	6
Kanaren	3
Kapverdische Inseln	1
Antillen	6
Submarine Vulkane im Atlantischen Ocean	3
Westindien	5
Feuerland	1
Aleuten	31
Kurilen	10
Neuseeland	3
Vulkane im Stillen Ocean	26
Neuguinea	5
Japan	17
Zwischen Japan und den Philippinen	8
Philippinen, Molukken, Sundainseln	49
Vulkane im Indischen Ocean	6
Kontinentale und küstennahe Inseln Afrikas	10
Südliches Eismeer	2
Zusammen	328

Die meisten Vulkane bieten abwechselnd Perioden der Ruhe und der Thätigkeit dar, und es scheint, dass die Intensität der Ausbrüche einigermaassen im umgekehrten Verhältniss zur Häufigkeit derselben steht. Die heftigsten Ausbrüche finden stets nach einer längeren Periode der Ruhe statt. Den Vesuv betrachteten die Alten für einen ausgebrannten Vulkan, bis der pompejanische Ausbruch seine Thätigkeit mit einer Eruption wieder eröffnete, welche bis jetzt ihres Gleichen an Furchtbarkeit kaum wieder gehabt hat.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Auch die Höhe der Vulkane scheint mit der Häufigkeit der Ausbrüche in einiger Beziehung zu stehen, indem bei niedrigen Vulkanen die Ausbrüche meistens häufiger sind als bei höheren. Die Eruptionen des 925 m hohen Stromboli finden täglich, ja fast stündlich statt. Bei dem 1200 m hohen Vesuv vergeht fast kein Jahr ohne Ausbruch. Längere Intervalle bietet der 3400 m hohe Aetna, und der 5963 m hohe Cotopaxi zeigt durchschnittlich in einem Jahrhundert nur eine Eruption.

Erdbeben. Erderschütterungen, ähnlich denen, welche wir bereits 202
als ein vulkanische Ausbrüche begleitendes Phänomen kennen lernten, treten hier und da mit einer Heftigkeit auf, welche die furchtbarsten Verheerungen anzurichten im Stande ist, wie dies unter anderen folgende Beispiele darthun.

Nachdem Lima schon im Jahre 1682 durch eine Erderschütterung zerstört worden war, wurde die unglückliche Stadt am 28. October 1746 abermals durch ein Erdbeben heimgesucht. In wenigen Minuten wurden 11 Kirchen, 38 Klöster und 4000 Häuser umgestürzt und in einen Trümmerhaufen verwandelt. Von den 53000 Einwohnern retteten verhältnissmässig wenige ihr Leben.

Durch das Erdbeben, welches am 1. November 1755 in Lissabon stattfand, wurden ausser anderen Gebäuden allein 32 der grössten Kirchen umgestürzt und 30000 Menschen unter den Trümmern begraben.

In den Monaten Februar und März des Jahres 1783 wurden Calabrien und Sicilien fast täglich durch heftige Erdstösse erschüttert, deren erster am 5. Februar Messina zerstörte. In jener Unglücksperiode wurden in den genannten Gegenden 400 Städte und Dörfer zerstört, wobei im Ganzen 100000 Menschen umgekommen sein sollen.

Die Stadt Caracas wurde in den Jahren 1766, 1797 und 1812 durch Erdbeben verwüstet; Sicilien wurde 1818 abermals durch ein Erdbeben heimgesucht, welches namentlich die Stadt Catania zerstörte. Im Jahre 1822 fanden heftige Erdbeben in Syrien und Chile statt. Im December 1857 fand wieder ein heftiges Erdbeben in Calabrien statt, 1870 wurde die Griechische Landschaft Phokis, 1880 Agram und Anos, 1881 und 1883 Ischia, 1893 Zante von heftigen Erdbeben erschüttert.

Wohl jedes Jahrhundert hat eine Anzahl heftiger Erdbeben aufzuweisen, während kein Tag vergeht, an welchem nicht an verschiedenen Orten der Erde schwächere Erdbeben vorkommen.

Man hat beinahe ohne Ausnahme bemerkt, dass die heftigsten Erdbeben zugleich die kürzesten sind; die verheerendsten Stösse sind gewöhnlich nur das Werk weniger Augenblicke. Lissabon wurde im Jahre 1755 durch drei Stösse zerstört, welche in einem Zeitraum von sechs Minuten auf einander folgten. Messina wurde im Jahre 1783 durch zwei und Caracas im Jahre 1812 durch drei Stösse zerstört, welche letzteren innerhalb einer Minute stattfanden.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Jenen Hauptstössen folgen gewöhnlich andere, minder heftige Bewegungen, welche sich Wochen, ja Monate lang wiederholen. So wurden die Bewohner von Lissabon nach der erwähnten Katastrophe noch ein Jahr lang durch stets wiederkehrende Erdstösse in Furcht und Schrecken erhalten, und nach dem Erdbeben, welches im Jahre 1783 Messina zerstörte, war der Boden in Calabrien noch sechs Jahre hindurch in beständiger Aufregung.

Im Centralpunkte eines Erdbebens erleidet der Boden zunächst heftige Stösse in verticaler Richtung, welche oft noch mit Bewegungen in horizontaler Richtung combinirt erscheinen. So soll z. B. im Jahre 1883 der Erdboden in Calabrien während der Erdstösse in einer Bewegung gewesen sein, wie Sand, welcher auf einen Tisch gestreut ist, der von unten gestossen und zugleich in horizontaler Richtung hin und her gerüttelt wird. Menschen und Wohnungen wurden durch die Erdstösse in die Höhe geschleudert, um in einiger Entfernung wieder nieder zu fallen.

Aehnliche Erscheinungen werden auch von dem Erdbeben zu Riobamba (1797) berichtet.

Von dem Orte aus, welcher von den Hauptströmen eines Erdbebens getroffen wird, verbreitet sich die Erschütterung des Bodens, meist wellenartig sich ausbreitend, auf grössere Entfernungen hin. So wurde z. B. das Erdbeben von Lissabon wenigstens auf der ganzen pyrenäischen Halbinsel verspürt und der durch dasselbe veranlasste Wellenschlag im Atlantischen Ocean verbreitete sich bis nach Westindien hin.

Das Erdbeben, welches am 15. Juli 1855 im Visper Thal (Canton Wallis) Häuser und Kirchen einstürzen machte, war noch in Genf, Neufchâtel, Basel und Luzern stark genug, um leichte Beschädigungen an Gebäuden hervorzubringen und wurde überhaupt noch bis Genua, Valence, Dijon, Metz, Wetzlar, Koburg und Bregenz verspürt.

Am 20. März 1861, Abends 9 Uhr, wurde zu Buenos-Ayres am Pendel einer gerade still stehenden Uhr eine deutlich bemerkbare unregelmässige Bewegung beobachtet, während die Schwingungen eines in der Ebene von Nord nach Süd sich bewegenden Regulatorpendels, dessen gewöhnlicher Gang nur $2^1/_2{}^0$ beträgt, bis auf 8^0 wuchsen. Einige Tage später kam die Nachricht, dass an demselben Tage und zu derselben Stunde die 140 deutsche Meilen entfernte Stadt Mendoza durch ein Erdbeben zerstört worden sei.

Gleich der erste Stoss dieses Erdbebens war so stark, dass die einstöckigen Häuser der Stadt einstürzten und so plötzlich, dass Niemandem Zeit blieb, ins Freie zu flüchten, und alle Einwohner, welche gerade in ihren Wohnungen waren, erschlagen oder verschüttet wurden. Ungefähr 10000 Menschen, $^3/_4$ der ganzen Einwohnerschaft, kamen auf diese Weise um.

Durch starke Erdbeben werden nicht selten mehr oder weniger bedeutende Spalten im Boden erzeugt. So entstanden z. B. bei dem schon

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

mehrfach erwähnten Erdbeben von Calabrien Erdspalten, welche über eine halbe Stunde lang, an 100 Fuss breit und eben so tief waren. In einzelnen Fällen zeigten die beiden Lippen solcher Spalten eine merkliche Höhendifferenz, so dass die eine oft 15 Fuss höher war als die andere, es musste also der Boden auf der einen Seite entweder gehoben oder auf der anderen gesenkt worden sein.

Nach dem Erdbeben in Chile am 20. Februar 1835 war die Oberfläche der Felsen auf der Insel Quiriquina bei Conception wie Glas zersplittert und in einen Trümmerhaufen verwandelt.

Bei dem Erdbeben von Riobamba entstanden Klüfte, die sich abwechselnd öffneten und wieder schlossen und in welchen ganze Züge von Reitern und beladenen Maulthieren verschwanden.

Die frühere Ansicht über Ursprung und Wesen der Erdbeben ging dahin, sie ausnahmslos als ein mit dem Vulkanismus in engster Beziehung stehendes Phänomen zu betrachten und gleichsam einer Reaction des feurig-flüssigen Erdkernes gegen die ihn einhüllende feste Rinde zuzuschreiben. Diese Ansicht wird jetzt wohl kaum noch von irgend einem Geologen vertreten.

Allerdings sind mit heftigen Ausbrüchen der Vulkane gewöhnlich starke Erderschütterungen verbunden, wie z. B. schon von dem jüngeren Plinius über den Ausbruch des Vesuv vom Jahre 79 n. Chr. berichtet wird, dass er mit einem heftigen Erdbeben begann. Wir haben aber gesehen, dass auch die Vulkane keinen Beweis von einem glühend-flüssigen Erdkern geben, und dass die Annahme eines solchen überhaupt unzulässig ist.

Wenn wir aber davon ausgehen, dass die Temperatur im Inneren der Erde eine beträchtliche ist, wie dies nicht bezweifelt werden kann, dass sie aber durch Ausstrahlung allmählich, wenn auch nur sehr langsam, niedriger wird, so ist es klar, dass in Folge der dadurch eintretenden Zusammenziehung der Erde in ihren oberen Theilen Spannungen mannigfacher Art entstehen müssen. Diese Spannungen können so gross werden, dass sie zu Brüchen in den Gesteinsschichten führen, und es wurde oben gezeigt, wie in Folge solcher Brüche Vulkane enstehen können. In vielen Fällen wird es zwar zu einer Entstehung von Vulkanen nicht kommen, es müssen aber, wenn grosse Schichten von Gesteinen auseinanderbrechen, und Niveauverschiedenheiten in den einzelnen, früher verbunden gewesenen Theilen von Geschieben entstehen, nothwendig starke Erderschütterungen hervorgerufen werden. Sorgfältige Untersuchungen, welche von Seebach, Lasaulx und Anderen ausgeführt sind, auf die wir hier nicht näher eingehen können, haben gezeigt, dass durchweg, wo eine nähere Prüfung der Erdbeben möglich war, die Katastrophe, durch welche sie bewirkt waren, nur wenige Kilometer unter der Erdoberfläche stattgefunden hat.

Wir sehen also, dass Erdbeben vielfach mit den Ausbrüchen der Vulkane insofern einen Zusammenhang haben, als sie beide unter Um-

ständen durch die gleiche Ursache bewirkt werden können. Indessen können unzweifelhaft Erdbeben auch durch Ursachen entstehen, welche ausser aller Verbindung mit der Bildung und den Ausbrüchen der Vulkane stehen.

So trat z. B. Volger, welcher die Erscheinung des Erdbebens von Visp im Jahre 1855 besonders gründlich studirt hat, der Lehre vom vulkanischen Ursprunge des Erdbebens entschieden entgegen und suchte sie auf eine allmähliche Auflösung der Gesteine zurückzuführen.

Die atmosphärische Feuchtigkeit, welche kohlensäurehaltig in das Innere der Gebirge eindringt, nagt unaufhörlich an den Schichten, auf welchen sie rinnt; ganz besonders sind diesem Auslaugungsprocess der kohlensaure Kalk, namentlich aber der Gyps unterworfen. Durch die Quellen werden den Gebirgen enorme Massen von kohlensaurem Kalk und Gyps entführt.

Die Menge des kohlensauren Kalkes, welche der Rhein jährlich an der Stadt Basel vorüberführt, würde, als dichter Kalkstein berechnet, einen Würfel von 800 Fuss Seite darstellen, und diese Masse ist den Gebirgen der Schweiz entnommen.

Noch ungleich bedeutendere Massen werden durch zahlreiche warme Quellen den Gypslagern in Wallis entführt. Die Lorenzquelle allein entführt dem Gebirge jährlich eine Gypsmasse, welche als Gypsfelsen berechnet einen Raum von 60 000 Kubikfuss einnehmen würde; diese einzige Quelle muss also im Laufe eines Jahrhunderts einen Hohlraum zwischen den Gebirgsschichten erzeugen, welche bei einer Quadratmeile Flächeninhalt etwa $^1/_4$ Fuss Höhe haben müsste.

Derartige ununterbrochene unterirdische Auslaugungen müssen aber ein allmähliches Einsinken und Niederbrechen der oberen Schichten zur Folge haben, welches dann die unmittelbare Ursache des Erdbebens ist.

Die Erdbeben, von welchen Grossgerau (zwischen Mainz und Darmstadt) vor einigen Jahren wiederholt heimgesucht wurde, bringt Mohr mit den zahlreichen Salzquellen in Verbindung, welche sich am Fusse des Taunusgebirges befinden (Wiesbaden, Soden, Homburg, Nauheim etc.). Durch diese Quellen werden unterirdische Salzlager ausgelaugt und auf diese Weise Höhlungen erzeugt, deren Einstürze jene Erdbeben zur Folge haben.

203 **Erdbebenfluthen.** An die vulkanischen Ausbrüche und Erdbeben schliessen sich häufig gewaltige Bewegungen der Meere, welche bisweilen mehr Unheil angerichtet haben, als die Erderschütterungen, durch welche sie hervorgerufen wurden. So erhob sich nach dem Erdbeben von Lissabon am 1. November 1755 eine Fluthwelle, welche 60 000 Menschen den Tod gebracht haben soll. Bei einem Erdbeben, durch welches am 28. October 1724 Lima zerstört wurde, überschwemmte eine Fluthwelle Callao, riss alle Gebäude nieder und vernichtete fast die gesammte Einwohnerschaft. Ausserordentlich gross ist zum Theil die Verbreitung

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

dieser Erdbebenwellen. So wurden nach dem Erdbeben von Arica am 13. August 1868 Fluthwellen bei Sydney, an der Küste von Neuseeland und den Sandwich-Inseln beobachtet. Nach dem Ausbruch des Krakatau am 26. August 1883 entstand eine Fluthwelle, welche bei der Landenge von Panama und der Insel Süd-Georgien, auf welcher letzteren sich zu jener Zeit eine Deutsche wissenschaftliche Expedition befand, durch die registrirenden Fluthmesser aufgezeichnet wurde. Häufig sind auch aussergewöhnliche Fluthwellen beobachtet, die mit Erdbeben oder vulkanischen Ausbrüchen zusammenhängen mögen, von denen man keine Nachricht erhalten hat. So sind am 13. März 1888 an der Westküste von Neu-Pommern die Deutschen v. Below und Hunstein, welche dorthin eine Forschungsreise unternommen hatten, einer sie überraschenden Fluthwelle zum Opfer gefallen, deren Ursache zwar nicht sicher festgestellt werden kann, aber wahrscheinlich mit einer am Grunde des Meeres stattgehabten Erderschütterung zusammenhängt. Am 14. bis 17. März 1888 wurden in Sydney und Arica ungewöhnliche Meeresbewegungen beobachtet, welche möglicherweise mit der Katastrophe vom 13. März in Verbindung standen.

In der Regel bemerkt man an den Küsten vor dem Eintreten einer Erdbebenfluth ein starkes Zurückziehen des Wassers. Bei dem Erdbeben von Lissabon wurde zuerst die Barre in Folge des Zurückweichens des Meeres trocken gelegt, dann kam das Wasser zurück, 16 m höher als sein gewöhnlicher Stand, und ergoss sich über die Stadt. Ganz ähnliche Erscheinungen sind vielfach, wenn auch nicht immer, beobachtet worden. Sie sind zum Theil dahin gedeutet worden, dass am Grunde des Meeres Einstürze weit verbreiteter Gesteinsmassen stattgefunden haben, welche eine plötzliche Erniedrigung der über ihnen befindlichen Meeresoberfläche im Gefolge hatten. Dann muss in der That das Wasser sich von allen Seiten nach dem Orte der Katastrophe hinbewegen, wodurch ein Zurückziehen an den Ufern bewirkt wird. Eine weitere Folge wird aber die Bildung eines Wellenberges an demselben Orte der Meeresoberfläche sein, wo vorher sich eine Vertiefung befand; — das Wasser wird wieder nach allen Seiten zurückströmen; es wird im Centrum der Bewegung wieder ein Wellenthal entstehen u. s. w., bis nach einer Reihe solcher Oscillationen allmählich wieder das Gleichgewicht in der Oberfläche des Meeres eintritt.

Die Geschwindigkeit, mit welcher sich die Erdbebenwellen fortbewegen, hängt von der Tiefe des Gewässers ab, und ist, wie Hochstetter an der Erdbebenwelle des Erdbebens von Arica (13. August 1868) und Geinitz an derjenigen des Erdbebens von Iquique (9. Mai 1877) nachgewiesen, genau gleich der Geschwindigkeit derjenigen Wellen, welche durch die Mondfluth bewirkt werden.

Quellentemperatur. Das als Regen, Schnee, Thau u. s. w. aus 204
der Atmosphäre auf den Boden gelangende Wasser kehrt theilweise durch Verdunstung wieder in die Luft zurück, theilweise wird es durch den

Vegetationsprocess consumirt, ein sehr bedeutender Theil aber sickert in den Boden ein, um an tieferen Stellen als Quellen hervorzubrechen. Das Wasser sickert in einem lockeren Boden nieder, bis es auf eine Lehm- oder Felsenschicht gelangt, die ein weiteres Vordringen hindert; entweder wird es nun auf diesen mehr oder weniger geneigten Schichten fortfliessen, bis es am Ausgange derselben als Quelle erscheint, oder es folgt den Felsspalten und Klüften, auf welchen es endlich wieder einen Ausweg findet. Jedenfalls nimmt das Wasser allmählich die wenig veränderliche Temperatur der Erd- und Felsschichten an, mit denen es längere Zeit in Berührung steht, und so kommt es denn, dass die Temperatur der Quellen fast das ganze Jahr hindurch ziemlich constant bleibt, wenigstens wenn sie einigermaassen wasserreich sind. Die Temperaturschwankungen solcher Quellen betragen im Laufe eines Jahres höchstens 1 bis 2°; ihre höchste Temperatur erreichen sie auf unserer Hemisphäre im September, ihre niedrigste im März.

Die mittlere Temperatur dieser Quellen ist, wie die der Erdschichten, aus welchen sie kommen, meist wenig von der mittleren Lufttemperatur des Ortes verschieden, an welchem sie hervorbrechen; in der Regel ist die Quellentemperatur etwas höher, und dieser Ueberschuss steigt in höheren Breiten, wie Wahlenberg gezeigt hat, auf 3 bis 4°; dagegen machen es die Beobachtungen, welche in der heissen Zone gemacht wurden, wahrscheinlich, dass dort die mittlere Quellentemperatur etwas niedriger ist als die mittlere Lufttemperatur.

Es ist demnach klar, dass die Wärme der Quellen nicht allein nach den Polen hin, sondern auch mit der Erhebung über die Meeresfläche abnimmt, wie auch die folgenden Beispiele darthun.

Quelle zu:	Höhe über dem Meerespiegel in Metern	Temperatur
Enontekis (Lappland)	520	1,7° C.
Umea (Schweden)	32	2,9
München	500	9
Krün (Isarthal)	820	7,5
Rigi Kaltbad	1441	6,3
Erste Isarquelle	1860	3,4
Hochthor (Pass zwischen Möll- u. Rauristhal)	2640	1,9
Im Stollen der Goldzeche (Bergwerk auf der grossen Fleuss im Möllthale)	2880	0,8

Die hier zusammengestellten Quellentemperaturen sind theils von Wahlenberg, theils von Schlagintweit beobachtet (Pogg. Ann. LXXVII).

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Wenn das Wasser bis zu grösseren Tiefen unter die Erdoberfläche eindringt und dann auf Canäle trifft, in welchen es durch den hydrostatischen Druck wieder in die Höhe gehoben wird, so wird es aus der Tiefe auch eine sehr hohe Temperatur mitbringen, wie man sie in der That auch an solchen Quellen beobachtet, welche mit dem Namen der Thermen bezeichnet werden. In der folgenden Tabelle sind die Temperaturen einiger bekannteren Thermalquellen angegeben.

Pfäffers	37,2° C.	Ofen	64,0° C.
Wildbad	37,5	Mehadia (Ungarn)	64,0
Barèges	40,0	Baden-Baden	67,5
Aachen	44 bis 57,5	Wiesbaden	70,0
Bath	46,25	Karlsbad	75,0
Gastein	48,1	Burtscheid	77,5
Teplitz	49,4	Katharinenquellen im Kaukasus	88,7
Leuck	50,2	Trincheros in Venezuela	97
Aix in Savoyen	54,3		
Ems	56,25		

Solche Quellen sind ein unwiderlegliches Zeugniss für die höhere Temperatur, welche im Inneren des Erdkörpers herrscht.

Die periodischen Springquellen Islands. Ganz besonders 205
merkwürdige Erscheinungen bieten manche der zahlreichen heissen Quellen Islands dar. Die ganze Insel ist vulkanischen Ursprungs. Unabsehbare Schneefelder decken die Kuppen der isländischen Gebirge, von denen sich gewaltige, meilenbreite Gletscher herabsenken. Ungeheure Wassermassen brechen aus den Spalten und Gewölben dieser Gletscher hervor oder stürzen sich in Cascaden von den Eiswänden herab. Trifft nun das abziehende Wasser auf vulkanische Klüfte und Spalten, so wird es durch dieselben jenen Tiefen zugeführt, wo unter dem Einfluss der vulkanischen Bodenwärme eine Erhitzung und Dampfbildung erfolgt. Das Wasser, durch die vereinigte Kraft der Dämpfe und des hydrostatischen Druckes gehoben, bricht alsdann in mächtigen Thermen hervor.

Die isländischen Mineralquellen zeichnen sich durch einen grossen Gehalt an Kieselerde aus; sie zerfallen in saure und alkalische Kieselerdequellen, und die letzteren sind es, deren grossartige und eigenthümliche Erscheinungen wir näher betrachten wollen.

Die äusserst schwach alkalische Reaction dieser Quellen rührt von Schwefelalkalien, sowie von schwefelsaurem Kali und Natron her, welche der Kieselerde zum Lösungsmittel dienen und die für diese Quellen so charakteristischen Bildungen von Kieseltuff bedingen.

Die ausgezeichnetste unter den periodischen Springquellen Islands ist ohne Zweifel der grosse Geysir. Auf dem Gipfel eines aschgrauen, aus Kieseltuff gebildeten Kegels befindet sich ein flaches Becken von

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

16 m Durchmesser, in dessen Mitte sich ein Rohr von etwa 3 m Durchmesser bis in eine Tiefe von 23 m vertical hinabsenkt.

Fig. 322 ist eine Ansicht des Geysirbeckens, in dessen Mitte man die Mündung des Geysirrohres erblickt. Fig. 323 stellt einen verticalen Durchschnitt des Geysirrohres dar. Die ganze Tiefe des Wassers, von

Fig. 322.

der Oberfläche bis zum Boden des cylindrisch gezeichneten Rohres beträgt 23 m.

Unter den gewöhnlichen Verhältnissen ist das Becken mit krystallklarem, seegrünem Wasser gefüllt, welches in kleinen Abflussrinnen auf der Ostseite des Kegels abfliesst.

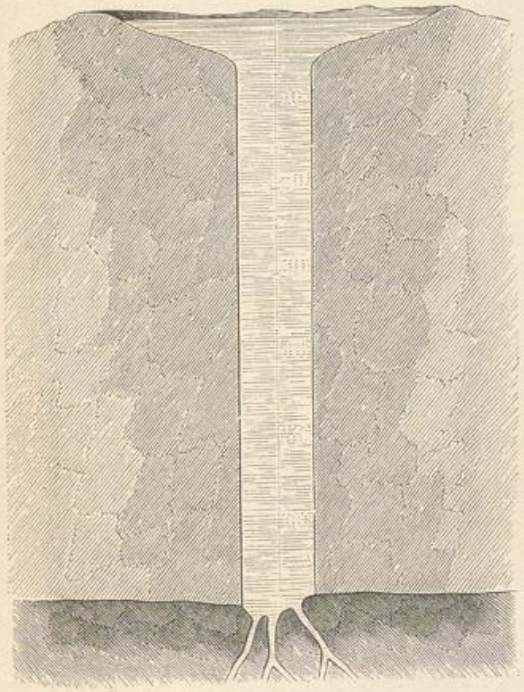
Von Zeit zu Zeit lässt sich ein unterirdisches Donnern hören, das Wasser im Becken schwillt an und grosse Dampfblasen steigen auf, welche an der Oberfläche zerplatzen und das siedende Wasser einige Fuss hoch in die Höhe werfen.

Darauf wird es wieder still. In regelmässigen Zwischenräumen von 80 bis 90 Minuten wiederholt sich dieselbe Erscheinung, bis endlich eine grossartige Eruption erfolgt. Das Wasser im Bassin schwillt höher an, und nach wenigen Augenblicken schiesst ein Wasserstrahl, in feinen,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

blendend weissen Staub gelöst, senkrecht bis zu einer Höhe von 25 bis 30 m in die Luft; der ersten folgt eine zweite, eine dritte noch höher aufsteigende Wassersäule nach. Ungeheure Dampfwolken wälzen sich über einander und verhüllen zum Theil die Wassergarbe. Kaum ist der letzte, alle vorhergehenden an Höhe übertreffende, manchmal Steine aus der Tiefe mit emporschleudernde Wasserstrahl in die Höhe geschossen, so stürzt die ganze Erscheinung, nachdem sie nur wenige Minuten gedauert hatte, in sich zusammen, und nun liegt das vorher ganz mit Wasser gefüllte Bassin trocken vor den Augen des herannahenden Beobachters, der in dem Rohre, etwa 2 m unter dem Rande, das Wasser ruhig und still erblickt.

Fig. 323.



Allmählich fängt das Wasser im Rohre wieder an zu steigen und nach einigen Stunden ist es wieder bis zum Ueberlaufen gefüllt. Die Detonationen stellen sich aber erst vier bis sechs Stunden nach der Entleerung des Beckens wieder ein, und nehmen alsdann ihren regelmässigen Verlauf bis zur nächsten grossen Eruption, welche oft mehr als einen Tag auf sich warten lässt.

Fig. 324 (a. f. S.) stellt eine Eruption des grossen Geysirs dar. Sie ist nach einem naturgetreuen Oelgemälde copirt, welches Bunsen von seiner isländischen Expedition mitbrachte.

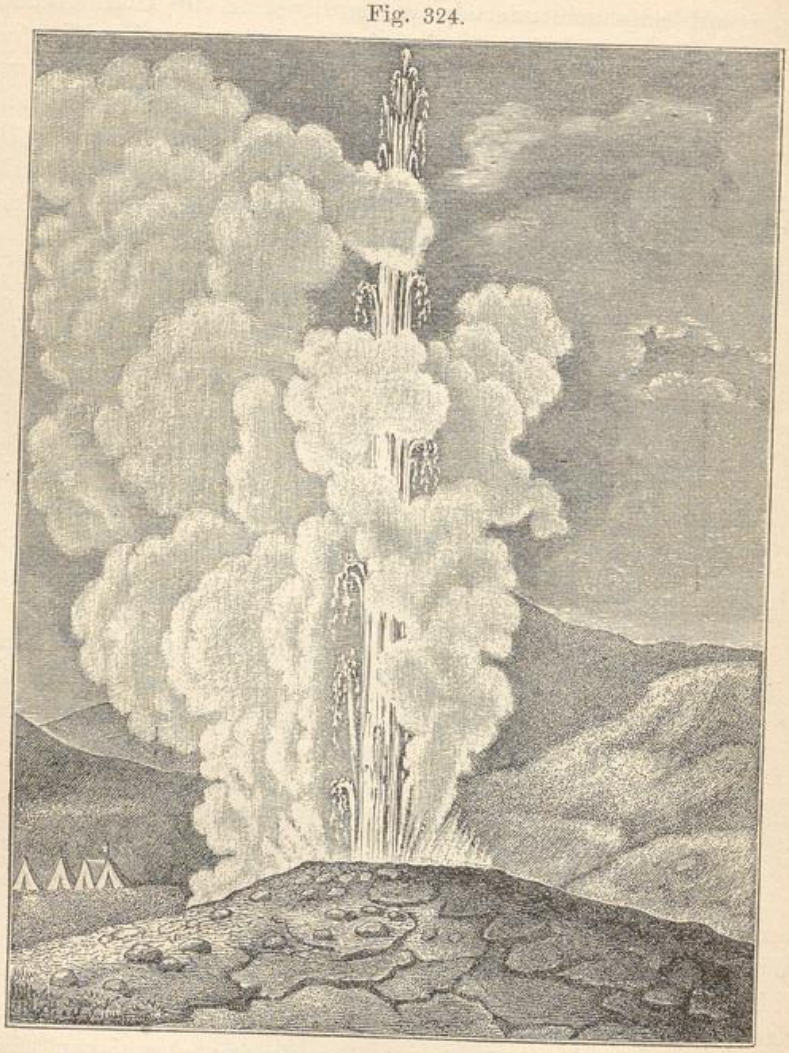
Einige hundert Schritte südwestlich vom grossen Geysir liegt eine zweite periodische Springquelle, welche der Strokkr (das Butterfass) genannt wird. Der Strokkr hat keinen Eruptionskegel von Kieseltuff; sein Rohr ist trichterförmig und hat oben einen Durchmesser von $2^1/_2$ m, während es in einer Tiefe von 8 m nur noch 25 cm weit ist. In einer Tiefe von 13 m stösst das Senkblei auf Hindernisse.

Das Wasser des Strokkr steht 3 bis 4 m unter der Mündung des Trichters; es hat also keinen Abfluss und ist in einem beständigen heftigen Sieden begriffen. Die Eruptionen des Strokkr sind häufiger als die des grossen Geysirs, während die jedesmal geförderte Wassermasse ungleich geringer ist. Durch die Ausbrüche des Strokkr werden stoss-

weise nacheinander mehrere, in den feinsten Staub aufgelöste Wasserstrahlen bis zu einer Höhe von 40 bis 50 m in die Höhe geschleudert, bis nach einigen Minuten kleinere Strahlen das Schauspiel beschliessen.

Ganz in der Nähe des grossen Geysirs und des Strokkr liegen noch gegen vierzig heisse Quellen, welche zum Theil gleichfalls periodische

Fig. 324.



Springquellen sind, theils tiefe mit ruhigem, dunkelgrünem, heissem Wasser angefüllte Bassins bilden. Die bedeutendste unter den kleineren Springquellen spritzt ihr Wasser 7 bis 10 m hoch.

Der Litli Geysir (kleine Geysir) gehört einer anderen Thermengruppe an, welche acht Meilen südwestlich vom grossen Geysir liegt. Die Eruptionen des kleinen Geysirs, welche in Zwischenräumen von $3^3/_4$ Stunden stattfinden, sind nicht durch ein stossweises, auf eine kurze Zeitdauer beschränktes Hervorbrechen des siedenden Wassers charakte-

risirt. Ihre Annäherung giebt sich durch eine allmählich zunehmende Dampfentwickelung und durch ein unterirdisches plätscherndes Geräusch zu erkennen. Dann dringt kochender Wasserschaum hervor, der in langsamen Perioden steigend und fallend sich immer höher und höher erhebt, bis er nach etwa zehn Minuten, wo die Erscheinung ihre grösste Entwickelung erreicht hat, in vertical und seitlich aufspritzenden Garben gegen 10 bis 13 m hoch emporsteigt. Dann nehmen die Strahlen an Umfang und Höhe in ähnlicher Weise ab, wie sie sich erhoben, bis die Quelle nach abermals zehn Minuten zu ihrer vorigen Ruhe zurückgekehrt ist.

Erklärung des Geysirphänomens. Schon Lottin und 206
Robert, welche im Jahre 1836 Island besuchten, haben gefunden, dass die Temperatur der Geysircolonne von oben nach unten zunimmt. — Bunsen und Descloizeaux, welche im Jahre 1846 mehrere Monate in Island zubrachten, haben durch zahlreiche Messungen die Temperaturverhältnisse des grossen Geysirs auf das Genaueste ermittelt, und dadurch den Grund zu der schönen Theorie der Geysir-Eruptionen gelegt, durch welche Bunsen die Wissenschaft bereichert hat.

An der Oberfläche ist die Temperatur des Wassers im Geysirbecken ziemlich veränderlich und von den Witterungsverhältnissen abhängig; im Mittel beträgt sie 85° C.

Innerhalb des Geysirrohres steigt die Temperatur, kleine Störungen abgerechnet, an jedem Punkte der Säule fortwährend von einer Eruption bis zur nächsten, wie man aus folgender Tabelle ersehen kann, welche die Resultate einer Beobachtungsreihe enthält.

Höhe über dem Boden	23 Stunden	$5\frac{1}{2}$ Stunden	10 Minuten	Siedepunkt für d. jedesmaligen Druck
	vor einer grossen Eruption			
0 m	123,6° C.	127,5° C.	126,5° C.	136,0° C.
9,6 „	113,0	120,4	121,8	124,2
14,4 „	85,8	106,4	110,0	117,4
19,2 „	82,6	85,2	84,7	107,0

Von unten her tritt also durch Canäle, deren Verlauf man nicht weiter verfolgen kann, das weit über 100° erhitzte Wasser langsam in das Geysirrohr ein, während an der Oberfläche des Beckens eine fortwährende Abkühlung stattfindet. Eine Folge davon ist, dass das heisse Wasser in der Mitte des Rohres aufsteigt, sich an der Oberfläche des Beckens gegen den Rand hin verbreitet und dann abgekühlt an dem Boden des Bassins nach der Röhre zurückfliesst.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Aus der Betrachtung der obigen Tabelle ersieht man nun, dass das Wasser an keiner Stelle und zu keiner Zeit eine so hohe Temperatur hat, wie sie erforderlich wäre, damit das Wasser bei dem auf ihr lastenden Drucke ins Kochen gerathen könnte.

Unmittelbar über dem Boden z. B. hat das Wasser ausser dem Druck der Atmosphäre noch eine Wassersäule von 23 m zu tragen; bei diesem Druck aber müsste es bis auf 136° erhitzt werden, wenn das Kochen beginnen sollte, während seine Temperatur hier 10 Minuten vor der grossen Eruption nur 126,5°, also 9,5° unter dem entsprechenden Siedepunkte war.

In einer Tiefe von 13,4 m, also 9,6 m über dem Boden, wurde kurz vor einer grossen Eruption die Temperatur des Wassers gleich 121,8°, also nur 2,4° niedriger gefunden als der Siedepunkt (124,2°), welcher dem auf dieser Stelle lastenden Druck entspricht.

Obgleich nun die Temperatur des Wassers im Geysirrohre im Allgemeinen nicht den dem Druck entsprechenden Siedepunkt erreicht, so können doch von Zeit zu Zeit einzelne Wasserparthien noch heiss genug in höheren Schichten ankommen, um Dampfblasen zu bilden, die aber bei fernerem Aufsteigen in die kälteren Schichten alsbald wieder verdichtet werden. Auf diese Weise entstehen dann die unterirdischen Detonationen und die Anschwellungen des Wassers im Geysirrohre, welche im vorigen Paragraphen erwähnt wurden.

Durch eine Bildung von Dampfblasen wird aber Wärme gebunden, die Temperatur der Wasserschichten, aus welchen die Dampfblase sich entwickelt, wird so weit erniedrigt, dass einige Zeit vergeht, bevor eine neue Blasenbildung erfolgen kann. Deshalb folgt auf jede mit einer Aufwallung im Becken begleitete Detonation eine Zeit der Ruhe.

Allmählich nimmt aber die Temperatur des Wassers an allen Stellen des Geysirrohres zu, die Dampfblasen werden grösser und mächtiger, so dass sie theilweise noch die Oberfläche des Wassers erreichen. Endlich aber werden die Dampfblasen mächtig genug, um eine bedeutende Wassermasse aus dem Geysirrohre hinauszuschleudern, und dies ist dann der erste Anstoss zu einer grossen Eruption. Indem nämlich durch solche Dampfblasen ein Theil der Wassersäule aus dem Rohre hinausgeschleudert wird, wird der Druck, welcher auf den tieferen Schichten lastet, so weit vermindert, dass auf einmal eine so massenhafte Dampfentwickelung stattfindet, wie sie nothwendig ist, um die Eruptionen zu bewirken, die wir oben kennen lernten.

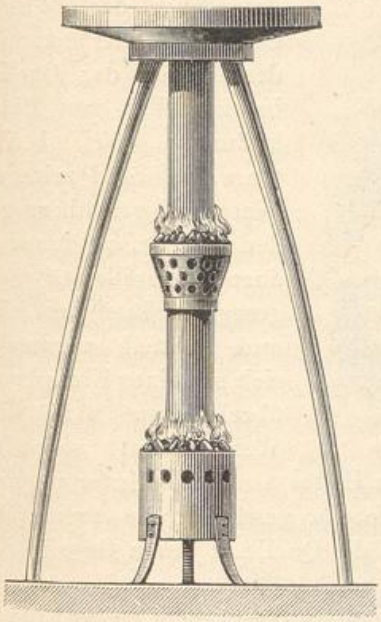
Wenn z. B. eine mächtige Dampfblase so viel Wasser aus dem Rohre hinaustreibt, dass die auf den tieferen Schichten lastende Wassersäule dadurch um 2 m verkürzt wird, so wird der Druck, welcher auf der 9,6 m über dem Boden sich befindenden Wasserschicht lastet, so weit vermindert, dass dieselbe schon bei einer Temperatur von ungefähr 120° ins Kochen gerathen kann. Da nun aber an dieser Stelle das Wasser, wie wir oben gesehen haben, die Temperatur von 121,8° hat, so

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

ist klar, dass nun hier eine so mächtige Dampfentwickelung stattfinden muss, dass von Neuem ungeheure Wassermassen aus dem Rohre in die Höhe geschleudert werden. Dadurch werden aber auch die nächsttieferen Schichten ins Kochen gebracht, welche noch grössere Wassermassen in die Höhe treiben, bis endlich die im Rohre aufgespart gewesene Wärme so weit consumirt ist, dass keine weitere Dampfbildung mehr stattfinden kann.

Nur theilweise fällt das abgekühlte Wasser in das Bassin herab, ohne es jedoch ausfüllen zu können. Die ganze Wassersäule ist jetzt so stark abgekühlt, dass erst nach vier bis fünf Stunden die erwähnten Detonationen wieder eintreten können.

Fig. 325.



Der Sitz der Kraft, welcher die in kochenden Schaum verwandelte Wassermasse emporschleudert, ist also in dem Geysirrohre selbst und nicht, wie man früher glaubte, in unterirdischen Höhlungen zu suchen, welche abwechselnd bald mit Wasser, bald mit Dampf gefüllt sein sollten.

Wenn Bunsen's Erklärung der Geysir-Eruptionen die wahre ist, wenn er die Bedingungen des Phänomens richtig erkannt hat, so muss man auch im Stande sein, sie nachzuahmen. Der Apparat, den man zu diesem Zwecke construirt hat, ist in Fig. 325 abgebildet. Eine ungefähr 1,7 m hohe Blechröhre von 14 cm Durchmesser ist unten geschlossen und mündet oben in ein flaches Becken von Blech, welches etwas über 70 cm im Durchmesser hat. Ungefähr in der Mitte seiner Höhe ist an diesem Rohre ein von durchlöchertem Blech gebildetes Kohlenbecken befestigt. Der ganze Apparat wird durch einen hölzernen Ring getragen, welcher auf drei Beinen ruht.

Das Rohr wird ungefähr bis zu seiner Mündung in das Becken mit Wasser gefüllt, sein unteres Ende in einen mit glühenden Kohlen gefüllten kleinen Ofen gesenkt und auch der mittlere Kohlenbehälter mit glühenden Kohlen gefüllt.

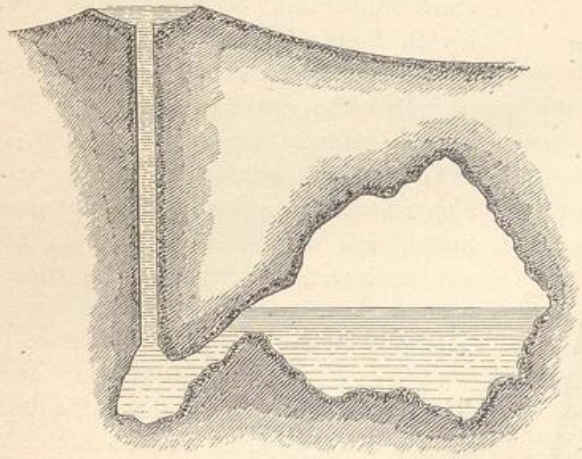
Die Wassermasse zwischen den beiden Kohlenbecken wird nun nach einiger Zeit bis zu der Siedetemperatur erwärmt sein, welche dem auf ihr lastenden Druck entspricht. Beginnt nun an der Stelle des oberen Kohlenbeckens die Dampfbildung, so werden die ersten Dampfblasen nur ein Aufwallen des Wassers im Becken bewirken, bis endlich, nach einigen solchen, gleichsam vergeblichen Versuchen, eine Eruption erfolgt, welche das siedende Wasser bis zu 1 m hoch über das Bassin in die Höhe schleudert.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Betrachten wir nun zum Schlusse noch die Bildung des Geysirrohres. Der Quellenboden ist aus Tuff gebildet, welcher durch das heisse Wasser zerlegt wird. Besonders unter dem Einflusse des kohlensauren Natrons und Kalis wird die Kieselerde gelöst, so dass die ursprüngliche Gesteinsmasse in ein Thonlager verwandelt wird, welches von den Kieselincrustationen der Quelle bedeckt ist.

Der Gehalt des Geysirwassers an kohlensaurem Kali und Natron bewirkt, dass es selbst vollständig erkaltet noch klar bleibt und eine Ausscheidung der Kieselerde erst bei vollständiger Verdampfung des Wassers eintritt. Daher kommt es denn, dass das Quellenbassin selbst von Kieselbildungen frei bleiben muss, während seine den Wasserspiegel überragenden Ränder, an denen die durch Capillarität eingesogene Flüssigkeit leicht und schnell verdampft, sich mit einer Kieselkruste überkleiden. Auf diese Weise baut sich das Quellenbassin, indem es sich mit einem Hügel von Kieselsinter umgiebt, zu einer tiefen Röhre auf, die, wenn sie eine gewisse Höhe erreicht hat, alle Bedingungen in sich vereinigt, um die Quelle in einen Geysir, d. h. in eine Springquelle zu verwandeln.

Fig. 326.



Die Kieselsinterbildungen schreiten aber unaufhörlich fort, bis sie endlich im Laufe der Jahrhunderte eine Höhe erreicht haben, welche der Eruptionsthätigkeit der Quelle ein Ziel setzt, wenn endlich die von unten zugeführte Wärme nicht mehr hinreichend ist, um bei dem erhöhten Druck an irgend einer Stelle des Rohres eine Dampfbildung zu bewirken. Es entstehen dann grosse, mit heissem Wasser gefüllte Tuffreservoire.

Etwas oberhalb des gegenwärtig in voller Thätigkeit begriffenen Quellenbezirkes des grossen Geysirs erblickt man noch mehrere solcher mit heissem Wasser gefüllte Behälter, in deren Tiefe man noch die alten Geysirmündungen durchschimmern sieht.

Die Eruptionen des Strokkr kommen wahrscheinlich in ähnlicher Weise zu Stande, wie die des grossen Geysirs, aber jedenfalls hat die Kraft, welche das Wasser in die Höhe schleudert, ihren Sitz in einer grösseren, für directe Versuche unzugänglichen Tiefe.

Anders verhält es sich mit dem Litli Geysir, dessen Erscheinungen von der Art sind, dass sie mit der von Makenzie zuerst aufgestellten Hypothese unterirdischer Dampfkessel, welche man mit Unrecht

auch zur Erklärung der Eruptionen des grossen Geysirs benutzt hat, im völligen Einklang stehen.

Fig. 326 dient dazu, die ältere Geysirtheorie zu erläutern. Eine Eruption erfolgt, wenn die in der seitlichen Höhlung angesammelten Dämpfe hinlängliche Spannkraft erlangt haben, um sich einen Ausweg durch das Geysirrohr zu erzwingen.

Die heissen Quellen Neuseelands. Während sich auf der 207
Südinsel Neuseelands ein riesiges Alpengebirge mit schneebedeckten Kämmen und Gipfeln erhebt, ist die Nordinsel durchaus vulkanischer Natur und es ist hier das Phänomen der heissen Quellen in grossartigster Weise entwickelt.

Ungefähr im Mittelpunkte des breiteren Theiles der Nordinsel liegt 400 m über dem Meere der Taupo-See (41 km lang, 33 km breit).

An der Südspitze des Sees erhebt sich eine Gruppe von Kegelbergen, von denen Pihanga und Kakaramea (1140 und 940 m über dem Meere) die höchsten sind. Beide Krater gelten als erloschen, allein die vulkanischen Kräfte der Tiefe sind noch keineswegs zur Ruhe gekommen, denn am nördlichen Abhang und am Fusse des Kakaramea dampft, brodelt und kocht es an mehr als hundert Stellen.

Der ganze nördliche Abhang des Kakaramea-Berges scheint von heissem Wasser weich gekocht und im Abrutschen begriffen zu sein. Aus allen Sprüngen und Klüften dieser Bergseite strömt heisser Wasserdampf und kochendes Wasser mit einem fortwährenden Getöse, als wären Hunderte von Dampfmaschinen im Gange.

Das Hauptquellengebiet dieser Gegend liegt jedoch am Nordwestabhang des Pihanga bei dem Maori-Dorfe (Maori ist der Name der eingeborenen Bevölkerung) Tokanu an dem Flusse gleiches Namens.

Die gewaltige, weithin am See sichtbare Dampfsäule, die man bei Tokanu aufsteigen sieht, gehört dem grossen Sprudel Priori an. Aus einem tiefen Loche an der linken Uferwand des Tokanu-Flusses steigt eine siedend heisse Wassersäule von 70 cm Durchmesser, stets unter starker Dampfentwickelung 2 bis $3^1/_2$ m hoch wirbelnd in die Höhe. Nach Aussage der Eingeborenen soll das Wasser oft mit gewaltigem Getöse mehr als 13 m hoch ausgeworfen werden. In der Nähe des Priori-Sprudels befinden sich zahlreiche, mit chalcedonartigem Kieselsinter überzogene Kessel, welche mit fortwährend kochendem, klarem Wasser oder mit einem graulich-weissen Schlamm gefüllt sind. In kleineren Löchern, wo nur heisser Wasserdampf ausströmt, steigt das Thermometer auf 98° C. Die Eingeborenen benutzen solche Dampflöcher zum Kochen und haben besondere Hütten für den Winter auf dem warmen Grunde errichtet. Sie nennen die heissen Quellen Puia und unterscheiden Papa-Puia, die Quellen mit klarem Wasser, welche Kieselsinter absetzen, und Uku-Puia, die kochenden Schlammpfühle, und kleinen Schlammvulkane. Die zum Baden geeigneten Quellen,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

deren Wasser nie die Siedehitze erreicht, und alle warmen Bäder heissen Waiariki.

Wie das Südende, so ist auch das nördliche Ende des Sees durch warme Quellen bemerkenswerth, welche am Fusse des malerischen Tauhara-Berges entspringen. Wohl auf eine Meile Erstreckung, dem Ufer entlang, dampft der See, als wäre es ein See heissen Wassers. Hochstetter fand hier die Temperatur des Seewassers gleich 38° C.

Der nördlichsten Spitze des Taupo-Sees entströmt der Waikato, welcher alsbald zum mächtigsten Strom der Nordinsel anschwillt. Nach seinem Ausfluss aus dem See strömt er ungefähr vier Meilen weit in nordöstlicher Richtung hin, um sich alsdann in einem grossen Bogen nordwestlich zu wenden und in ein Bergland einzutreten, welches er in enger Felsschlucht durchbrochen hat. Hier nun befinden sich die Puias von Orakeikorako, welche eines der interessantesten Quellengebiete jener Gegend bilden. Hochstetter beschreibt das Schauspiel, welches sich ihm hier darbot, in folgender Weise:

„Reissenden Laufes, Stromschnelle hinter Stromschnelle bildend, stürzt sich der Waikato durch ein enges, tief zwischen steil emporsteigenden Bergen eingerissenes Thal; — — an den Ufern aber steigen weisse Dampfwolken auf, von heissen Cascaden, die in den Fluss fallen, und von Kesseln siedenden Wassers, die von weissen Steinmassen umschlossen sind. Dort steigt eine dampfende Fontaine in die Höhe und sinkt wieder nieder; jetzt erhebt sich an einer anderen Stelle eine zweite Fontaine. Auch diese hört auf, dort aber fangen zwei zu gleicher Zeit an zu springen, die eine ganz unten am Flussufer, die andere gegenüber auf einer Terrasse, und so dauert das Schauspiel wechselnd fort. — — — Ich fing an, alle die einzelnen Stellen zu zählen, wo ein kochendes Wasserbecken sichtbar war oder wo eine Dampfwolke ein solches andeutete. Ich zählte 76 solcher Punkte, ohne jedoch das ganze Gebiet übersehen zu können, und darunter sind viele intermittirende geysirähnliche Springquellen, welche periodische Wassereruptionen haben.

„Dieses Quellengebiet erstreckt sich dem Waikato entlang etwa eine englische Meile weit an beiden Ufern des Flusses. Der grössere Theil der Quellen liegt am rechten Ufer, ist aber äusserst schwer zugänglich. — — Ich musste mich auf eine nähere Besichtigung der am linken Flussufer dicht unter dem Dorfe (Orakeikorako) liegenden Quellen beschränken.

„Eine grosse 120 Schritt lange und eben so breite, aus weisslichem Kieselsinter bestehende Felsplatte, die sich bis in den Waikato hineinzieht, eine wahre Sprudelschale, umfasst einige der merkwürdigsten und bedeutendsten Quellen des ganzen Gebietes, vor allem die Puia te mimi a Homaiterangi. Sie liegt dicht am Flussufer auf einem blasenförmig erhobenen Theil der Sprudelschale. — — Meine Reisegefährten Haast und Hay wollten sich am frühen Morgen den Genuss eines Bades im Waikato verschaffen und hatten eben ihre Kleider in der Nähe eines Bassins voll siedenden Wassers niedergelegt, als sie plötzlich neben sich

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

eine heftige Detonation vernahmen und sahen, wie das Wasser im Becken mächtig aufwallte. Erschreckt sprangen sie zurück und hatten eben noch Zeit, einem Giessbad siedend heissen Wassers zu entrinnen; denn aus dem Bassin wurde jetzt unter Zischen und Brausen eine dampfende Wassersäule in schiefer Richtung gegen 20 Fuss in die Höhe geworfen. Noch in grösster Aufregung erzählten mir meine Gefährten ihr Abenteuer mit dem heimtückischen Geysir; als ich aber zur Stelle kam, war längst wieder alles ruhig und in dem 4 bis 5 Fuss weiten kesselförmigen Becken sah ich krystallhelles Wasser nur leicht aufwallen. Es zeigte eine Temperatur von 94° C. — — — Die erste Wasser-Eruption, welche ich selbst beobachtete, erfolgte um 11 Uhr 20 Minuten Vormittags. Das Becken war kurz vor der Eruption bis zum Rande voll. Unter deutlich vernehmbarem, murmelndem Geräusche in der Tiefe des Beckens kam das Wasser in immer heftigeres Kochen und wurde dann plötzlich unter einem Winkel von 70° in südöstlicher Richtung 20 bis 30 Fuss hoch ausgeworfen. Mit dem Wasser brachen unter zischendem Gebrause gewaltige Dampfmassen aus dem Kessel hervor, welche die Wassergarbe theilweise verhüllten. Dies dauerte $1^1/_2$ Minuten, dann nahm die auswerfende Kraft ab, das Wasser sprang nur 1 bis 2 Fuss hoch und nach zwei Minuten hörte unter einem dumpfen gurgelnden Geräusch das Wasserspiel ganz auf. Als ich jetzt an das Bassin herantrat, war es leer und ich konnte 8 Fuss tief hinabsehen in ein trichterförmig sich verengendes Loch, aus dem unter Zischen Wasserdampf entwich.

„Allmählich stieg das Wasser wieder; nach zehn Minuten war das Becken von Neuem voll und um 1 Uhr 36 Minuten fand eine zweite, um 3 Uhr 10 Minuten eine dritte Eruption statt.

„Der Absatz dieser, wie aller umliegenden Quellen ist Kieselsinter, der frische Absatz ist gelatineartig; allmählich erhärtet er zu einer zerreiblichen, sandig sich anfühlenden Masse. — — —

„Zu beiden Seiten des beschriebenen Sprudelgebietes flussauf- und flussabwärts liegen, im Gebüsche der Uferbänke verborgen, zahlreiche kochende Schlammtümpel, denen man sich nur mit der grössten Vorsicht nähern kann, da der erweichte, von keiner Sinterdecke geschützte Boden nachgiebt. — — — —“

Sieben Meilen nordöstlich vom Taupo-See liegen nahe zusammen einige kleinere Seen, welche durch landschaftliche Schönheit ausgezeichnet sind und von denen der Rotorua, der westlichste, einer der grössten ist. Am Südende des Rotorua befindet sich ein weiteres Gebiet heisser Quellen, von welchen sieben bis acht periodische Wassereruptionen haben, also geysirähnliche Springquellen sind. Die Anzahl der kleineren Sprudel, der kochenden Schlammkessel, der Schlammvulcane und Solfataren, die auf diesem Gebiete liegen, muss nach Hunderten gezählt werden.

Wenden wir uns nun zum Schluss zum berühmten Rotomahana, dessen Wunder alles andere weit übertreffen, was Neuseeland an heissen Quellen bietet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Der Rotomahana, d. h. der warme See, liegt im Südosten des Seedistrictes und zwar südlich vom Tarawera-See. Er ist ungefähr 1400 m lang und etwa 470 m breit. Ausser einer grossen Anzahl kleinerer heisser Quellen, welche an unzähligen Punkten zu Tage treten, liegen um den Rotomahana etwa 25 grössere Quellenbassins, deren heisses Wasser in den See strömt, wodurch dasselbe so erwärmt wird, dass es am Nordende als ein Bach von 26° C. abströmt, während am Südende Bäche von 9 bis 10° C. einströmen.

Das Hauptinteresse knüpft sich an das östliche Ufer des Sees. Da liegen die bedeutendsten Quellen, unter welchen Te Tarata am nordöstlichen Ende des Sees obenan steht. Dieser gewaltige kochende Sprudel mit seinen weit in den See hineinragenden Sinterterrassen ist das wunderbarste unter den Wundern des Rotomahana. Etwa 27 m hoch über dem See, an einem farnbewachsenen Hügelabhang, an welchem an zahlreichen durch Eisenoxyd gerötheten Stellen heisse Wasserdämpfe entweichen, liegt in einem kraterförmigen, nach der Seeseite offenen Kessel mit steilen, 10 bis 13 m hohen Wänden das grosse Hauptbassin des Sprudels. Es ist 27 m lang und 20 m breit und bis zum Rande gefüllt mit vollkommen klarem Wasser, welches in dem schneeweiss übersinterten Becken wunderschön blau erscheint. Am Rande des Bassins fand Hochstetter die Temperatur von 84° C., in der Mitte aber, wo das Wasser fortwährend mehrere Fuss hoch aufwallt, wird es die Siedehitze haben. Ungeheure Dampfwolken wirbeln auf und verhindern meist den Ueberblick der ganzen Wasserfläche.

Der Eingeborene, welcher Hochstetter als Führer diente, versicherte, dass bisweilen plötzlich die ganze Wassermasse mit ungeheurer Gewalt ausgeworfen werde und dass man alsdann 10 m tief in das leere Bassin blicken könne, welches sich aber schnell wieder fülle. Nur bei heftigem, lange anhaltendem Ostwinde sollen solche Eruptionen vorkommen.

Das Wasser reagirt neutral, hat einen schwach salzigen Geschmack und besitzt in hohem Grade die Eigenschaft, zu übersintern und zu incrustiren. Der Absatz ist, wie bei den isländischen Quellen, Kieselsinter oder Kieseltuff und der Abfluss des Sprudels hat am Abhange des Hügels ein System von Kieselsinter-Terrassen gebildet, welche weiss, wie aus Marmor gehauen, einen Anblick gewähren, den keine Beschreibung und kein Bild wiederzugeben vermag. Die unteren Terrassen schliessen im schönsten Blau schimmernde Wasserbecken ein, welche eine Reihe natürlicher Wasserbassins bilden, wie sie der raffinirteste Luxus nicht prächtiger und bequemer hätte herstellen können. Einige der Becken sind so gross, dass man bequem darin herumschwimmen kann.

Mit Uebergehung aller übrigen wenden wir uns schliesslich noch zu dem grossen, am Westufer des Sees gelegenen Terrassensprudel Otukapuarangi. Die Stufen reichen bis zum See, die Terrassen sind jedoch nicht so grossartig wie die Tetarata-Terrassen, dagegen zierlicher und feiner in ihrer Bildung. Die Plattform liegt 20 m über dem See

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

und ist 100 Schritte lang und breit. Sie trägt zierliche 1 bis 2 m tiefe Bassins mit Wasser von 30 bis 40° C. Im Hintergrunde aber liegt in einem Krater das grosse Quellbecken, 13 bis 17 m im Durchmesser und wahrscheinlich sehr tief. Es ist ein ruhiger, blau scheinender, nur dampfender, aber nicht aufkochender Wasserspiegel. Das Wasser hat eine Temperatur von 80° C. und die aufsteigenden Dämpfe riechen nach schwefliger Säure. Rings um das Bassin bemerkt man gelben Schwefelanflug und an den Seitenwänden des Wasserkraters hat sich Schwefel stellenweise in dicken Krusten abgelagert.

Am grossartigsten jedoch zeigt sich die Solfatarenthätigkeit am nördlichen Fusse der Terrassen in der Solfatare Ta Whakataratara. Er ist ein kraterähnlicher, gegen den See offener Kessel voll heissen, gelblich weissen und schlammigen Wassers, welches stark sauer reagirt, ein wahrer Schwefelsee, von dem sich ein heisser, schlammiger Strom in den See ergiesst. In den Klüften der den Schwefelsee einschliessenden Wände findet man prachtvolle Schwefelkrystalle abgesetzt.

Die Geysirgebiete in Nordamerika. Nachdem schon vor- 208
her einzelne Forscher in das Quellengebiet des Yellowstone- und Madison-River, Nebenflüsse des Missouri, eingedrungen waren und sich überzeugt hatten, dass hier in der That ein ausgedehntes Geysirgebiet vorhanden sei, wurde diese Gegend im Sommer 1871 durch eine vom Staate ausgerüstete Expedition untersucht, welche unter der Leitung des Regierungs-Geologen Hayden stand.

Die jede Erwartung übertreffende Grossartigkeit dieses Schauplatzes vulcanischer Thätigkeit, von welcher Hayden in seinem „*Preliminary Report of the U. S. geological Survey of Montana*“ Nachricht giebt, veranlasste die Regierung der Vereinigten Staaten, dieses Geysirgebiet als Staatsdomaine zu erklären und einen Nationalpark aus demselben zu schaffen.

Diese Staatsdomaine erstreckt sich vom 44. bis zum 45. Grad nördlicher Breite und vom 110. bis zum 111. Grad westlicher Länge von Greenwich. Die Flüsse und Bäche dieses durchgängig über 2000 m hohen Terrains bilden zahlreiche, zum Theil grossartige Wasserfälle. Mächtige Gebirgszüge umgürten die Thäler von allen Seiten und erheben ihre, das ganze Jahr mit Schnee bedeckten Gipfel bis zu einer Höhe von 3000 bis 4000 m. Die Winter sind streng und kein Monat des Jahres ist ganz frei von Frost.

Am grossartigsten tritt das Geysirphänomen im oberen Theile des Fire-Hole-River auf, welcher im Wesentlichen von Süd nach Nord strömend einen Hauptarm des Madison-River bildet. Wie zahlreich die heissen Quellen dieser Gegend sind, welche sich auf eine Länge von drei englischen Meilen zu beiden Seiten des Flusses hinziehen, kann man aus dem Kärtchen, Fig. 327 (a. f. S.), ersehen. Die erste Geysireruption, welche Hayden hier beobachtete, war die des grossen Geysirs, Fig. 328 (S. 627)

(Nr. 1 d. K.). Ein dumpfes Donnern ertönte im Erdinnern, welchem ein anscheinend 2 m starker Wasserstrahl bis zu einer Höhe von 70 m aufsteigend folgte, während der Dampf sich zu einer Höhe von mehr als 300 m erhob. Nach der 20 Minuten andauernden Eruption sank das Wasser um mehrere Zoll im Becken und seine Temperatur fiel auf 65° C. Die krystallhellen Fluthen strömen aus zwei Oeffnungen hervor, von denen die kleinere 1,3 m lang und 80 cm breit dem Hauptstrahl als Ausgang zu dienen scheint. Eine zweite Eruption wurde 32 Stunden nach der ersten beobachtet.

Ein mittelgrosser Geysir, mit drei kleineren zu gleicher Zeit spielend, liegt östlich vom grossen Geysir.

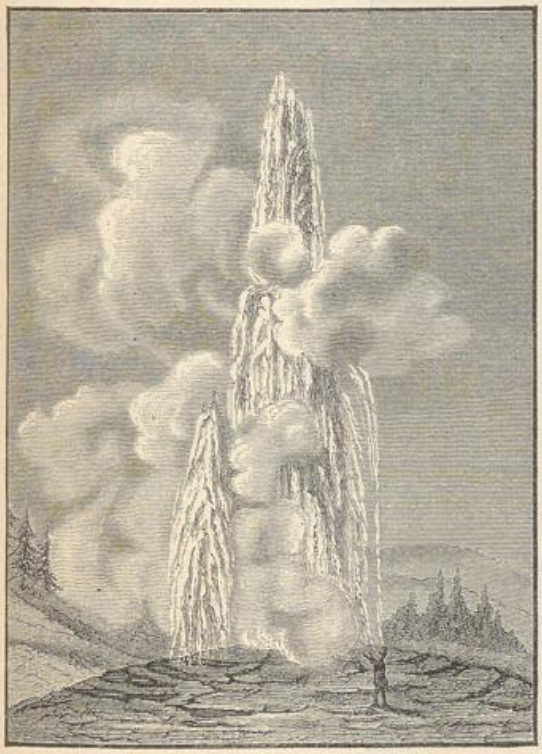
Fig. 327.

Der Krater des am linken Ufer des Flusses liegenden „Riesen“ gleicht, ähnlich wie bei dem in Fig. 329 (S. 628) abgebildeten Geysir, einem abgebrochenen Horn; er spielte während Hayden's Anwesenheit $1^1/_3$ Stunden lang, einen Wasserstrahl 47 m hoch emporschleudernd. Alle übrigen an Höhe des Wasserstrahles übertreffend ist ein Geysir, welcher den Namen der Riesin (Giantesse, Nr. 4 d. K.) erhielt. In einem 8 m langen und 6 m breiten Schlunde mit gezackten Rändern und rauhen, durch kieselige Niederschläge gebildeten Wänden konnte man bis zu einer Tiefe von 33 m hinabsehen, ohne Wasser zu erspähen, aber tief unten gurgelte und kochte es. Plötzlich begann das Wasser zu steigen und mächtige Dampfwolken hervorzustossen. In einer Tiefe von 13 m unter dem Rande schien sich die kochende und wogende Wassermasse

etwas zu beruhigen, indem nur einzelne Wasserstrahlen bis zur Mündung emporgeschleudert wurden; nun aber stieg die Wassermasse 20 m über den Beckenrand empor und den Gipfel dieser Wasserpyramide durchbrachen fünf bis sechs Wassersäulen von 17 bis 40 cm Durchmesser, bis zur staunenerregenden Höhe von 83 m aufsteigend. Diese grossartige Eruption dauerte 20 Minuten.

100 m von der Riesin entfernt befindet sich ein 1 m hoher symmetrischer Hügel, seiner Gestalt wegen der Bienenstock genannt, welcher bei einem 18 Minuten lang dauernden Ausbruch einen 70 m hohen Wasserstrahl emporschleuderte.

Fig. 328.



Als den dankbarsten Geysir der ganzen Region bezeichnet Hayden denjenigen, welchem er den Namen des alten Getreuen [Old Faithful, Fig. 329 (a. f. S.), Nr. 5 d. K.] beilegt, aus welchem in Zwischenräumen von ungefähr einer Stunde 15 Minuten lang eine 2 m starke Wassersäule 33 bis 50 m hoch aufsteigt.

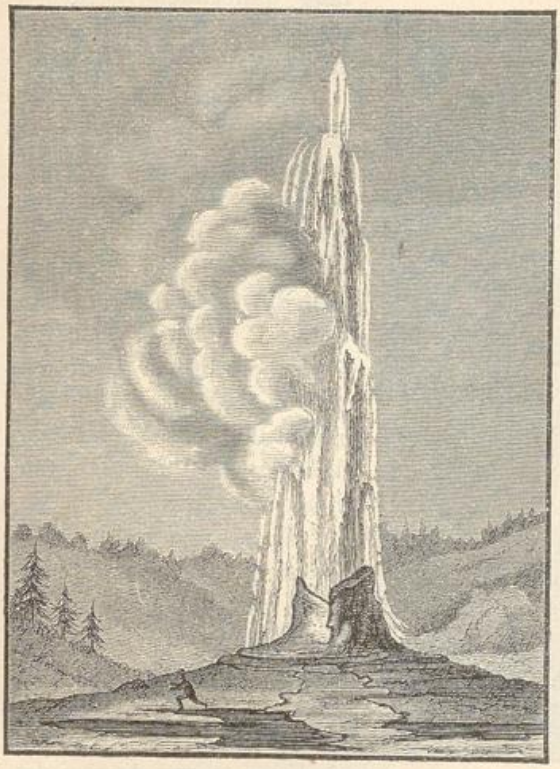
Unter den zahlreichen Geysirn am oberen Fire-Hole nennt Hayden noch den Fächergeysir (Nr. 7 d. K.), den Riverside-Geysir (Nr. 8 d. K.), den Pyramidengeysir (Nr. 6 d. K.) u. s. w. Ausser den Geysirn kommen hier auch noch aus kieseligen Niederschlägen gebildete Becken vor, welche mit einem vorstehenden Rande versehen, gewöhnlich den Gipfel eines Hügels krönen und mit klarem, heissem, in der Mitte leicht aufwallendem Wasser gefüllt sind, wie dies z. B. bei der Punschbowle, Fig. 330 (S. 629) (Nr. 3 d. K.), der Fall ist.

Ungefähr drei engl. Meilen unterhalb des eben besprochenen Quellengebietes findet sich eine Quellengruppe, welche Hayden als die siebente des unteren Geysirgebietes bezeichnet; ihre Quellen sind weniger durch die Zahl, als durch ihre Grösse ausgezeichnet. Eine derselben, deren Becken 50 m im Durchmesser hat, breitet sich auf einem 17 m hohen Hügel von Kieselerde aus. Das klare Wasser des Beckens wallt im Centrum auf und rieselt gleichförmig nach allen Seiten über 2 bis

8 cm hohe Stufen herab. Am Rande des Beckens betrug die Temperatur des Wassers 82° C. Ein zweites Becken von 83 m Durchmesser wird von 7 bis 10 m hohen Wällen umrandet. Ungeheure Dampfwolken entsteigen dem Becken und ein ansehnlicher Strom führt aus demselben dem Fire-Hole-River einen neuen Zuwachs entgegen. Am oberen Ende dieser Gruppe treten am Ostufer noch drei, am Westufer noch zwei ungeheure kochende Quellen auf.

Das untere Geysirgebiet besteht aus sieben Hauptgruppen, welche theils am East Fork des Madison-River, theils am Fire-Hole-River und an Zuflüssen desselben liegen.

Fig. 329.



Jede dieser Gruppen besteht aus Hunderten von heissen Quellen verschiedener Art, unter denen sich auch zahlreiche Geysir befinden, welche aber die Grossartigkeit der eben besprochenen nicht erreichen. In der ersten Gruppe, welche am East Fork liegt, wurde die Temperatur von 67 Quellen gemessen. Alle diejenigen Quellen, deren Temperatur über 82° C. beträgt, weisen an den inneren Beckenseiten einen reizenden Perlenschmuck von Kieselerde auf, während diejenigen von 66° und darunter eine starke Eisenablagerung zeigen.

Einen eigenthümlichen Anblick gewährt eine solche Gruppe zur Zeit des Sonnenaufganges, wenn der Dampf aus Hunderten von Schloten aufwirbelt und man einen Fabrikort vor sich zu sehen glaubt.

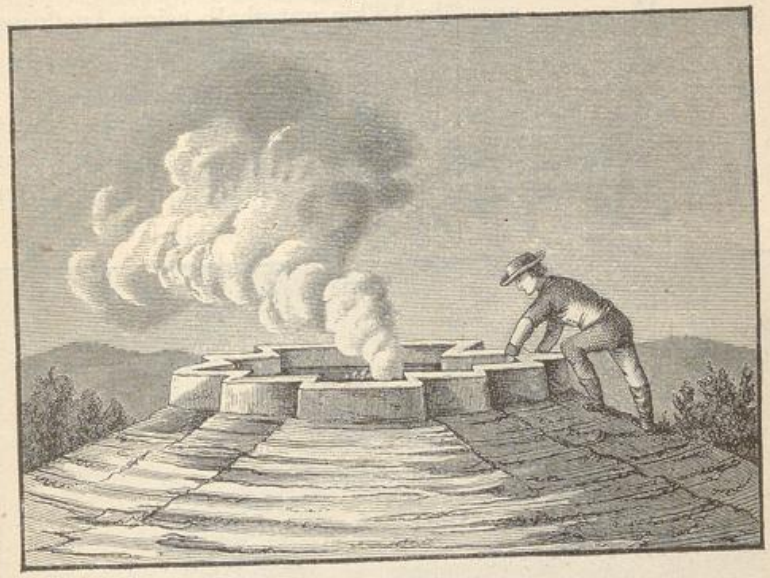
Die zweite Gruppe enthält ausser zahlreichen kleineren Geysirn mit 0,7 bis 3,3 m hohem Strahl auch einige bedeutendere, unter denen besonders der Fountain-Geysir zu nennen ist. Sein Becken hat 50 m Durchmesser und in seiner Mitte befindet sich ein 8 m weiter Krater, aus welchem eine Wassersäule 10 bis 20 m hoch aufsteigt. Südlich von demselben befindet sich ein Schlammkrater, dessen Becken 20 m lang und 13 m breit ist. Aus dem fein zerriebenen Schlamme steigen fortwährend Gasblasen auf, welche mit einem dumpfen Klange platzen.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

In der dritten Gruppe, welche auch einige Schwefelquellen enthält, ist besonders Fissure-Spring merkwürdig, welcher aus einem 33 m langen und 1,3 bis 3,3 m breiten Spalt einen ansehnlichen Wasserstrom ergiesst.

Auch in der vierten Gruppe kommen 0,2 bis 3,3 m hoch springende Geysir vor. In der fünften Gruppe, deren Kärtchen in Fig. 331 (a. f. S.) in gleichem Maassstab gezeichnet ist, wie Fig. 327, wurde die Temperatur von 95 Quellen gemessen und im Mittel gleich 82° C. (höchste 91°, niedrigste 44°) gefunden. Ausser zahlreichen mit klarem Wasser gefüllten Quellbecken, wie der nach ihrer Beckenform genannten Muschelquelle, der Badequelle u. s. w., finden sich hier auch interessante

Fig. 330.



Schlammquellen, welche sich am Boden trichterförmiger Krater von 7 m Durchmesser befinden und welche den Dampf mit dumpfem puffenden Geräusch entweichen lassen. Die sechste Gruppe befindet sich an einem westlichen Zuflusse des Fire-Hole-River und von der siebenten war bereits oben die Rede.

Wenden wir uns jetzt zum Yellowstone-River selbst. In seinem oberen Laufe bildet er einen vielbuchtigen See, dessen grösste Länge von Nord nach Süd ungefähr 37 km beträgt und dessen Spiegel 2240 m über dem Meere liegt. Rings um denselben herum findet man, eigentliche Geysir ausgenommen, heisse Quellen aller Art, namentlich auch mächtige Schlammkrater. Am westlichen Seeufer zieht sich ein Gürtel von 200 bis 300 Quellen der mannigfaltigsten Grösse und Temperatur in einer Länge von beinahe einer deutschen Meile hin, von denen einige einen Durchmesser von 15 m und eine Tiefe von 12 bis 15 m haben. Weitere Schwefel- und Schlammquellen liegen an beiden Ufern des aus

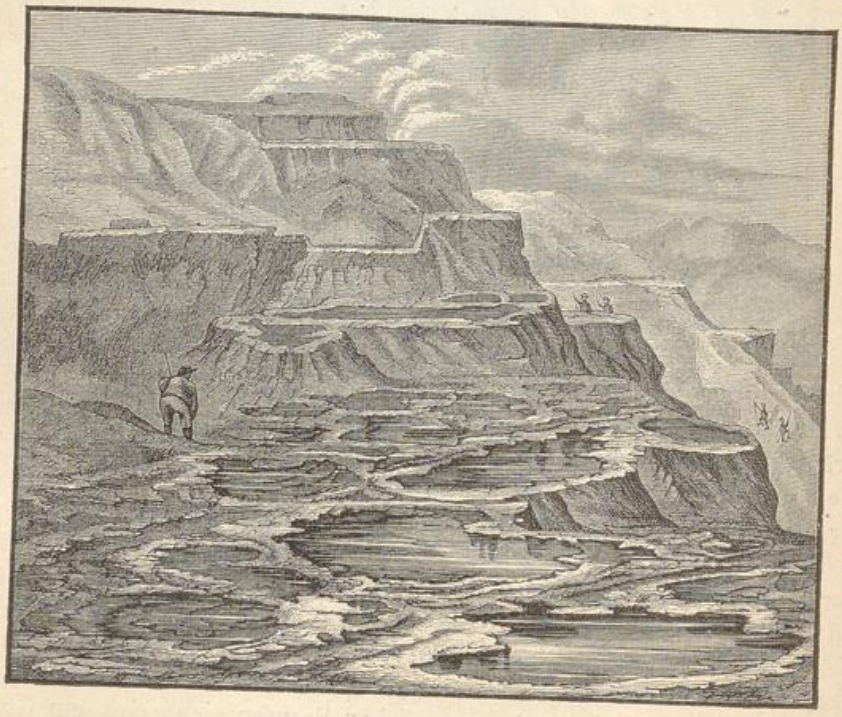
dem See austretenden Yellowstone-River zerstreut umher und erreichen zum Theil an den Hügelböschungen Höhen von 15 bis 30 m über dem Spiegel des Flusses. In dem Becken des „Riesenkessels", welches oben 12 m im Durchmesser hat, ist der Schlamm in der Tiefe unter beständigem heftigen Dröhnen in fortwährendem Aufwallen begriffen, während ein benachbarter Schlamm-Geysir acht Eruptionen von durchschnittlich 6 m Höhe in 26 Stunden zeigt.

Fig. 331.

Eine weitere Gruppe heisser Schwefel- und Schlammquellen findet sich in einem westlichen Seitenthal (Crater-Hills) des Yellowstone-River, ungefähr 18 km unterhalb seines Ausflusses aus dem See.

Unterhalb dieser Stelle bildet der Fluss einige grossartige Wasserfälle und nimmt 60 bis 67 km unterhalb derselben an der Nordgrenze der ganzen Domäne, ungefähr 570 m unterhalb des Seespiegels, auf seinem linken Ufer den

Fig. 332.



Gardiner-River auf, in dessen Thale sich eine ausgedehnte Gruppe heisser Quellen findet, welche sich vor allen übrigen dadurch unterscheidet, dass ihre Quellabsätze nicht aus Kieselsinter, sondern aus Kalksinter bestehen. Ungefähr $2^1/_2$ km oberhalb seiner Mündung befinden sich ganz

nahe am Gardiner-River vier heisse Quellen in Becken von 2 bis 3 m Durchmesser und einer Temperatur von 38 bis 49° C., um welche sich bereits eine Anzahl Kranker versammelt hatte, welche der Heilkraft des hervorsprudelnden Wassers grosses Lob spendeten.

Am Abhange des westlichen Flussufers, etwa $1^1/_2$ km von demselben entfernt, erhebt sich ein 60 m hoher, aus kalkhaltigen, blendend weissen Niederschlägen bestehender Hügel, dessen steile Seiten mit einer Reihe halbkreisförmiger Becken geschmückt sind, Fig. 332, deren Weite bis zu $2^1/_2$ m und deren Tiefe bis zu 0,6 m beträgt. Den Gipfel des Hügels bildet eine flache, gegen 180 m im Durchmesser haltende Terrasse, welche mehr oder weniger von Quellenbecken bedeckt ist, deren klares, heisses Wasser, am Bergabhange von einem Becken zum anderen herabrinnend, sich mehr und mehr abkühlt, so dass die Badenden in verschiedenen Becken jede beliebige Temperatur finden können.

Die Beschreibung der Quellen des weissen Berges erinnert vielfach an die im vorigen Paragraphen besprochenen Tetarata-Quellen. Ohne weiter auf eine Schilderung der übrigen, theils höchst interessanten Thermen dieses Gebietes einzugehen, muss nur noch bemerkt werden, dass dasselbe vielfach die Spuren einer früheren bedeutenderen Geysirthätigkeit trägt.

Temperatur der Seen und Flüsse. In den Seen erleiden die 209
oberen Wasserschichten ziemlich bedeutende Temperaturveränderungen; sie können im Winter zufrieren, während sie im Sommer oft eine Temperatur von 20 bis 25° erreichen; in der Tiefe findet dies jedoch nicht statt. Saussure hat in dieser Beziehung die meisten Seen der Schweiz untersucht und die merkwürdige Thatsache bestätigt, dass in grossen Tiefen die Temperatur der Seen ungefähr 5° C. beträgt.

Im Sommer wirken zwei Ursachen, um die Temperatur der oberen Wasserschichten zu erhöhen; die warme Luft streicht über den Wasserspiegel hin, und die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen werden, indem sie mehr oder weniger tief in das Wasser dringen, von demselben absorbirt. Die erwärmten Schichten mischen sich durch die Wellenbewegung, sie mischen sich aber nicht mit den Gewässern der Tiefe, weil sie wegen ihres geringeren specifischen Gewichtes oben schwimmen und weil selbst die heftigste Wellenbewegung doch nur auf eine geringe Tiefe merklich ist. Im Sommer und im Herbst muss also die Temperatur des Wassers in der Tiefe niedriger sein als an der Oberfläche.

Im Winter erkalten die oberen Wasserschichten, weil sie mit der kalten Luft in Berührung sind und weil sie namentlich in der Nacht ihre Wärme ausstrahlen. Die erkaltende Schicht wird dichter, sie sinkt nieder und mischt sich mit dem wärmeren Wasser der tieferen Schichten; sobald sie sinkt, wird sie durch eine andere ersetzt, welche ebenfalls erkaltet und niedersinkt u. s. w. Wenn das Wasser kein Dichtigkeitsmaximum hätte, so würden auch im Winter die tiefsten Schichten die

kältesten sein, die Oberfläche könnte also nicht eher die Temperatur von 0° annehmen, als bis die ganze Wassermasse bis auf den Boden eben so weit erkaltet wäre, und die Folge davon würde sein, dass die Seen bis auf den Grund zufrieren müssten. Weil das Wasser aber ein Dichtigkeitsmaximum hat, ist der Hergang ein anderer. Sobald die oberen Wasserschichten die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums erreicht haben, sinken sie nieder, andere Wassertheilchen treten an ihre Stelle, und so geht es fort, bis die ganze Wassermasse diese Temperatur hat. Wenn nun, sobald dies der Fall ist, die Kälte noch fortdauert, so wird die obere Wasserschicht durch ferneres Erkalten leichter; sie wird also fort und fort erkalten können, ohne niederzusinken; nun nimmt die Temperatur also mit der Tiefe zu bis zu 4° C. Aus diesem Grunde findet auch die Eisbildung auf der Oberfläche statt, die Dicke der Eisschicht kann nur sehr langsam zunehmen und nie eine bedeutende Stärke erlangen.

Diese Betrachtung zeigt uns auch, dass ruhige und sehr tiefe Gewässer nur dann zufrieren können, wenn eine strenge Kälte längere Zeit anhält; denn die ganze Wassermasse, welche während des Sommers über 4° erwärmt worden ist, muss nach und nach an die Oberfläche steigen, um da ihren Wärmeüberschuss abzugeben; und wenn die wärmere Wassermasse eine Tiefe von 100 bis 200 m hat, so ist klar, dass unter sonst gleichen Umständen eine weit längere Zeit nöthig ist, damit alle wärmeren Wassertheilchen der Reihe nach auf die Oberfläche steigen, um da bis zu 4° zu erkalten, als wenn die Tiefe nur 9 bis 10 m betrüge. An den Ufern und über Bänken von bedeutender Ausdehnung, überhaupt an allen Stellen von geringerer Tiefe kann sich deshalb auch schon eine Eisdecke bilden und eine bedeutende Dicke erlangen, während an den tieferen Stellen die Oberfläche des Wassers vom Eise frei bleibt.

Es ist nun die Frage, bis zu welcher Tiefe die Wärme des Sommers eindringen kann. Bis jetzt hat man darüber nur sehr unvollständige Angaben. Nehmen wir z. B. an, die Sommerwärme wäre nur bis zu einer Tiefe von 150 m merklich, so müsste ein 3000 m tiefer See eben so leicht zufrieren wie ein anderer, welcher nur 150 m tief ist; denn bei dem ersteren hat ja alles Wasser, welches mehr als 150 m unter dem Spiegel sich befindet, das ganze Jahr hindurch die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums; es kann also auf die Erscheinungen der oberen Wasserschichten in keiner Weise wirken.

Wenn vor dem Gefrieren einmal die ganze Wassermasse eines Sees die Temperatur von 4° haben muss, so muss dasselbe nach dem Aufthauen ebenfalls stattfinden, bevor die Temperatur der oberen Wasserschichten über die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums steigen kann.

In den Flüssen ist natürlich wegen der beständigen Bewegung, welche die Wasserschichten verschiedener Temperatur fortwährend mischt, die Vertheilung der Wärme weniger regelmässig als in den Landseen, und es wird das an der Oberfläche unter den Gefrierpunkt abgekühlte Wasser vielfach bis auf den Grund hinabgeführt werden. Die Eisbildung

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

wird aber natürlich dort am meisten begünstigt, wo rauhe Oberflächen vorhanden sind, an denen das Eis festfriert, und verhindert wird, von der Strömung hinweggeführt zu werden, so z. B. namentlich an den Ufern und auf dem Grunde des Flusses. Wo letzteres der Fall ist, entsteht das sogenannte Grundeis; wenn das am Boden gebildete Eis aufsteigt, so hebt es Steine und sonstige Gegenstände vom Boden mit in die Höhe; im Rheine werden oft die Ankerketten der Schiffbrücken durch das Grundeis in die Höhe gebracht.

Eine andere Erklärung des Grundeises hat Arago gegeben; seine Ansicht ist die, dass das Wasser oft unter den Gefrierpunkt erkaltet, ohne fest zu werden, dass aber die so stark erkalteten Wassertheilchen sogleich erstarren, wenn sie, durch die Strömung niedergezogen, mit den festen Körpern auf dem Boden in Berührung kommen.

Das in dem freien Wasser selbst gebildete und von dem Ufer und dem Grunde losgerissene Eis schwimmt auf der Oberfläche stromabwärts und bildet Eisschollen, welche, zuerst ganz klein, bald eine bedeutende Grösse erlangen.

Temperatur der Meeresoberfläche. Auf allen von Schiffen 210
befahrenen Gegenden, auf den Aequatorialmeeren sowohl wie auf den Polarmeeren und den Meeren der gemässigten Zone sind zahlreiche Beobachtungen über die Temperatur der Luft, der Meeresoberfläche und der Meerestiefen angestellt worden, welche viele für die Wissenschaft höchst wichtige Resultate geliefert haben.

Ueber dem Meere, in grossen Entfernungen von den Küsten, sind die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur weit geringer als auf dem Lande. Auf dem Aequatorialmeere z. B. beträgt die Differenz des Maximums und des Minimums der Temperatur eines Tages höchstens 1 bis 2°, während sie auf dem Lande 5 bis 6° beträgt; in der gemässigten Zone, zwischen dem 25. und 50. Breitengrade, ist dieser Unterschied nur 2 bis 3°, während er auf dem Lande weit grösser ist.

Das Minimum der Temperatur findet auch auf dem Meere kurz vor Sonnenaufgang statt, die Zeit des Maximums soll aber nach einigen Beobachtern dem Mittage näher liegen als auf den Continenten.

Vergleicht man die Temperatur der Luft, welche auf den Meeren ruht, mit der der oberen Wasserschichten, so ergeben sich folgende Resultate.

In den Tropen ist in der heissesten Tageszeit die Luft wärmer als das Wasser; wenn man aber die Temperatur der Luft und des Wassers von vier zu vier Stunden bestimmt, wie es der Capitän Duperrey gethan hat, so ergiebt sich, dass im Durchschnitt die Temperatur der Luft niedriger ist als die des Wassers. Unter 1850 Beobachtungen, welche er gemacht hat, fand er 1371 mal das Meer und nur 479 mal die Luft wärmer.

In höheren Breiten, vom 25. bis zum 50. Grade, ist die Luft nur selten, in den Polargegenden fast nie wärmer als die Oberfläche des Meeres.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Nach einer Zusammenstellung von Kämtz ist die Temperatur der Meeresoberfläche für verschiedene Breiten im Durchschnitt die folgende:

Atlantischer Ocean.

Nördliche Hemisphäre				Südliche Hemisphäre			
Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.
0°	25,9	42°	15,2	0°	25,9	42°	11,9
6	27,4	48	14,0	6	25,9	48	10,7
12	25,5	54	10,5	12	25,2	51	5,3
18	23,3	60	9,0	18	24,1	60	— 1,7
24	22,4	66	— 3,6	24	24,2	63	0,0
30	21,5	78	— 1,4	30	20,2	66	— 1,7
36	19,0	81	— 3,2	36	17,6		

Grosser Ocean.

Nördliche Hemisphäre				Südliche Hemisphäre			
Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.
0°	27,6	42°	13,4	0°	27,6	42°	12,5
6	27,7	48	11,9	6	27,8	48	7,6
12	27,0	54	4,4	12	26,6	54	— 1,7
18	25,7	60	4,3	18	26,6	63	— 1,0
24	23,0	63	2,6	24	23,6		
30	21,7	69	0,55	30	19,6		
36	17,5			36	14,0		

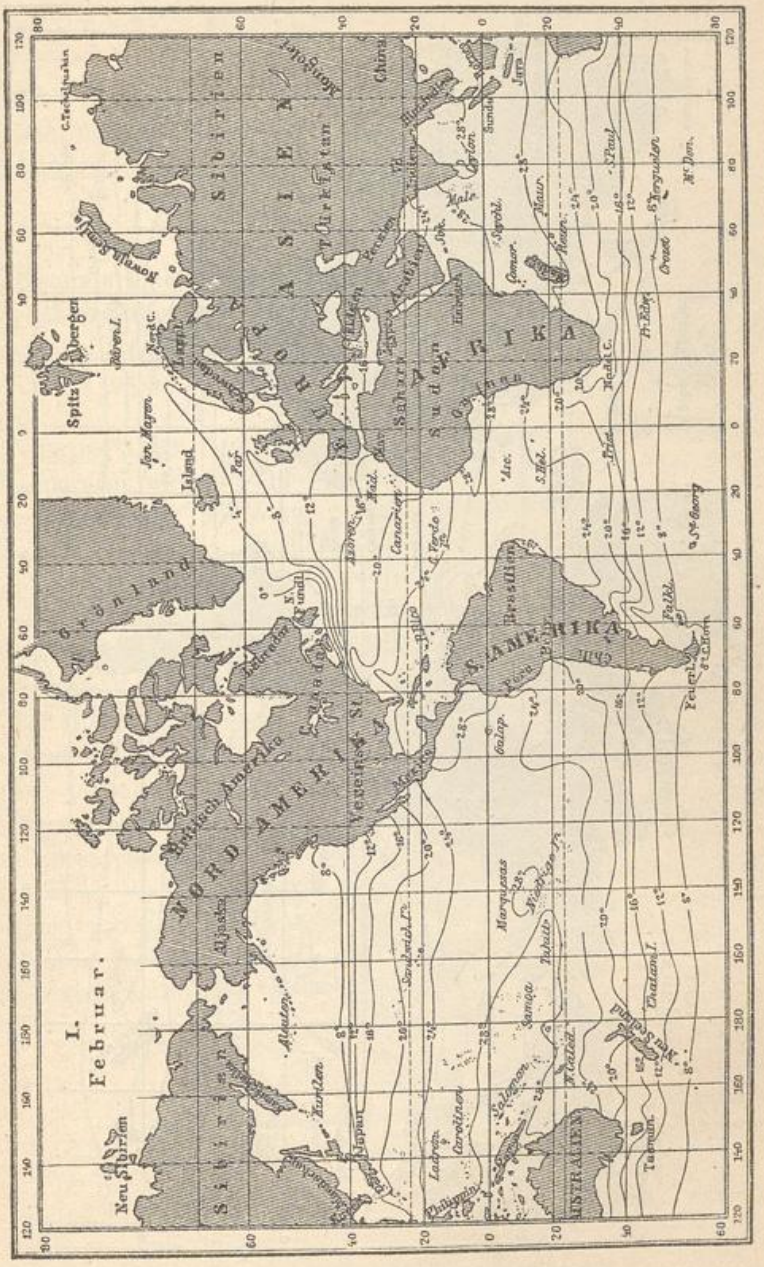
Indischer Ocean.

Südliche Breite	Temperatur C.	Südliche Breite	Temperatur C.	Südliche Breite	Temperatur C.
0°	27,1	24	22,6	48	6,6
6	26,5	30	21,05	54	— 0,8
12	25,6	36	18,2	60	— 0,8
18	25,0	42	12,3	66	— 1,7

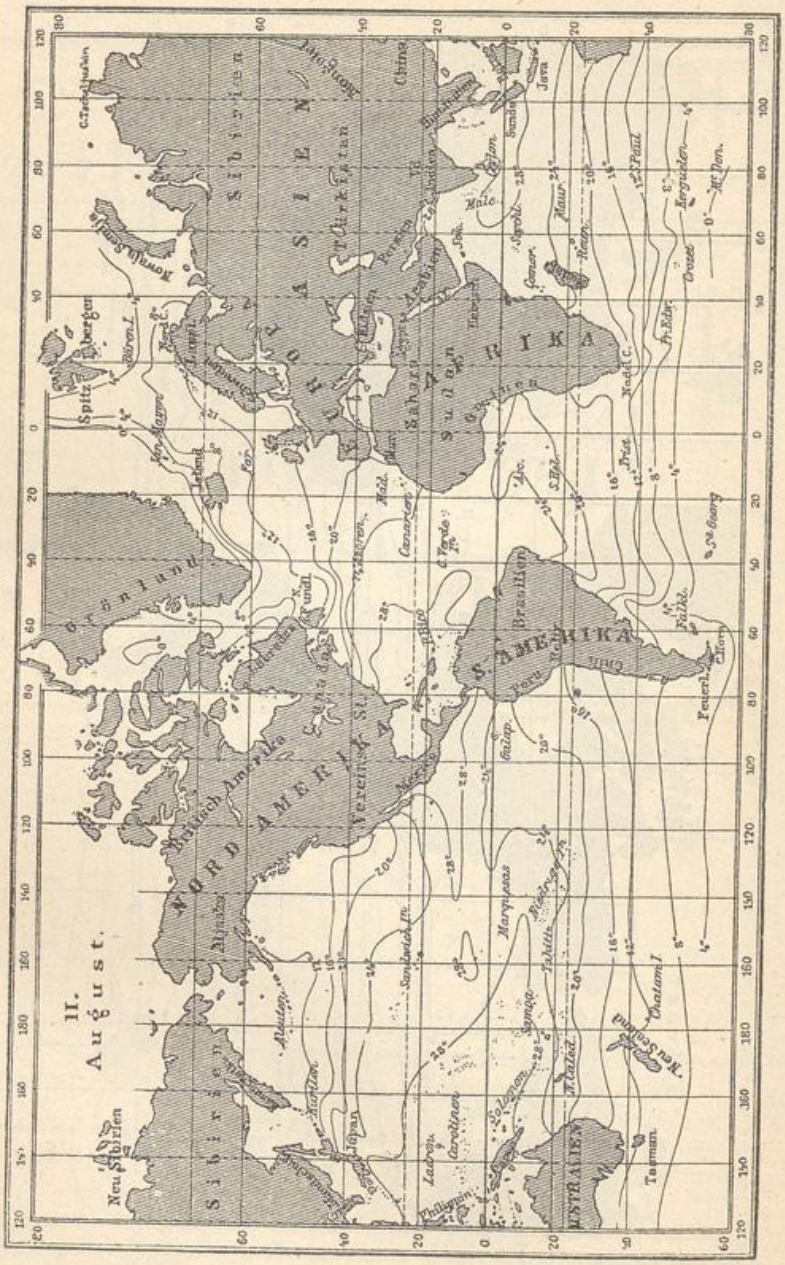
In neuerer Zeit sind vielfache Beobachtungen über die Temperatur der Meeresoberfläche gemacht worden. Die nachfolgenden Tafeln (Fig. 333 und 334, a. S. 636) geben die Monatsisothermen für die beiden extremen Monate Februar und August (nach Krümmel).

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Meerestemperaturen über 30° C. kommen nur selten vor; so z. B. bisweilen im nördlichen Theile des Indischen Oceans, im Rothen Meere


NORD AMERIKA
SÜD AMERIKA
AUSTRALIEN
Grönland
Sibirien
Europa
Afrika
Asien
Japan
China
Indien
Arabien
Sahara
Sudan
Guinea
Brasilien
Chile
Peru
Mexico
Californien
Alaska
Britisch Amerika
Vereinigte St.
Island
Spitzbergen
Neu Sibirien
Nowaja Semlja
Tschuktschen H.
Behrings Str.
Nordpol
Südpol
Aequator
Wendekreis des Krebses
Wendekreis des Steinbocks
Golfstrom
Kuro Siwo
Passat
Gegenpassat
Monsun
Tahiti
Samoa
Marquesas
Galapagos
Philippinen
Sandwich I.
Tasmania
Neu Seeland
Feuerland
Cap Horn
Cap der guten Hoffnung
Cap Verde
Cap Blanco
Cap Agulhas
Cap Leeuwin
Cap York
Cap Hatteras
Cap Farewell
Cap Tschelyuskin
Cap Comorin
Cap Lopatka
Cap Horn

für die Verbreitung der Organismen und die Klimatologie von Bedeutung ist. Im Januar sind auf der nördlichen Halbkugel 36 Proc., auf der


ASIEN
Sibirien
Tartarisches Tafelland
China
Japan
Java
Sumatra
Borneo
Celebes
Neu Guinea
Australien
Tasmanien
Neu Seeland
Neu Sibirien
Spitzbergen
Grönland
Island
Nord Amerika
Vereinigte Staaten
Mexico
Californien
Sandwich Is.
Marquesas
Tahiti
Süd Amerika
Brasilien
Peru
Chile
Feuerland
Falklands I.
Cap Horn
Cap Hoorn
Cap Verde
Canaren
Cap Frio
Cap Blanco
Cap Corrientes
Cap Prince of Wales
Cap Barrow
Cap Lisburne
Cap Navarin
Cap Schelagskoi
Cap Lopatka
Cap Otway
Cap Leeuwin
Cap Wilson
Cap Howe
Cap Pillar
Cap Maria van Diemen
Cap Farewell
Cap Nord
Cap Nord
Cap Nord

Ueber 20° wird erwärmt:

Vom Meere der	Februar	August	Ungefähres Jahresmittel
Nord-Hemisphäre . . .	47,6	65,2	56
Süd-Hemisphäre . . .	59,2	39,1	47
Ganzen Erde	53,7	51,3	52

Procente der Gesammtfläche.

Hieraus ergiebt sich, dass jederzeit etwas mehr als die Hälfte der ganzen Meeresoberfläche der Erde über 20° C. erwärmt ist; niemals kühlen 43 Proc. unter 20° ab, während periodisch darüber erwärmt werden 62 Proc.

Temperatur der Meerestiefen. Fast in allen Meeren nimmt 211
die Temperatur mit der Tiefe ab, nur an einigen Stellen der Polarmeere nimmt sie mit der Tiefe zu. Die Temperaturabnahme ist gewöhnlich in der Nähe der Meeresoberfläche eine rasche, und wird dann allmählich kleiner; in sehr grossen Tiefen (4000 m) beträgt die Temperatur selbst in tropischen Meeren nur wenig über 0°; bei 5000 m Tiefe wurden von der Challenger-Expedition im Südatlantischen Ocean, östlich von der Mündung des La Plata, Temperaturen von — 0,3 bis — 0,6° C. gemessen.

Für die im Allgemeinen stetige Abnahme der Temperatur mit der Tiefe und den Umstand, dass in grossen Tiefen die Temperatur unter + 4° C., ja selbst bis unter den Gefrierpunkt herabgeht, würde sich schwer eine Erklärung finden, wenn das Seewasser dieselben physikalischen Eigenschaften hätte wie gewöhnliches chemisch reines Wasser. In der That wird aber durch den Salzgehalt des Wassers sowohl sein Dichtigkeitsmaximum als auch sein Gefrierpunkt auf eine niedrigere Temperatur herabgedrückt. Karsten hat folgende Werthe für die Maximaldichte und den Gefrierpunkt des Salzwassers gefunden:

Procentgehalt der Lösung	Maximaldichte	Gefrierpunkt
0	+ 3,92°	0°
1	+ 1,46	— 0,76
2	— 1,12	— 1,52
3	— 3,80	— 2,28
3,6	— 5,47	— 2,73

Der Salzgehalt des Meerwassers ist ein sehr verschiedener und abhängig von der Grösse der Verdunstung und dem Zuflusse süssen Wassers.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Am grössten ist er im Rothen Meer (4 Proc.) und Mittelländischen Meer (3,7 bis 3,9 Proc.). Im Atlantischen Ocean beträgt er 3,5 bis 3,7; im Stillen Ocean 3,4 bis 3,7; im Schwarzen Meer 1,5 bis 1,7; in der Nordsee 3,2 bis 3,3; in der Ostsee bei Alsen 1,8; im Kieler Hafen 1,6; nördlich von Rügen 0,9; in der Danziger Bucht 0,6; bei Haparanda 0,2 und bei Kronstadt noch nicht 0,1 Procent.

In einem grossen Theile der Oceane ist die Temperaturvertheilung in verschiedenen Tiefen eine sehr regelmässige. Wir haben schon gesehen, dass die Temperatur im Allgemeinen mit der Tiefe abnimmt, ausserdem ist aber zu bemerken, dass sie in einer Tiefe von 1000 m ab fast überall von genähert der gleichen Höhe, nämlich im Durchschnitt von etwa + 4° C. ist. Es scheint danach, dass die klimatischen Unterschiede in einer Tiefe von etwa 1000 m im Allgemeinen verschwinden. In kleineren und mehr abgeschlossenen Meeren finden sich indessen manche Abweichungen von dieser Regel, und grosse Unregelmässigkeiten in der verticalen Temperaturvertheilung finden sich namentlich in solchen Meeren, deren Tiefe eine nur geringe ist. In den arktischen und antarktischen Regionen hat man mehrfach eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe gefunden, und Weyprecht fand sogar zwischen Nowaja Semlja und Franz-Josephs-Land die mittlere Temperatur des Meerwassers zwischen Oberfläche und Grund im Winter etwas höher als im Sommer. Derartige Erscheinungen erklären sich zum Theil durch die Wirkung des Schmelzwassers der Eisregionen.

Für die Untersuchung der Meeresströmungen und ihres Einflusses auf die Klimate der Länder ist es wichtig, zu wissen, welche Wärmemengen in den verschiedenen Tiefen der Meere vorhanden sind. In früheren Zeiten sind bei Temperaturmessungen in grösseren Meerestiefen vielfach dadurch Fehler entstanden, dass man den Einfluss des starken Druckes des Wassers auf das Thermometer selbst nicht beachtete; es wird aber die Kugel des Thermometers durch äusseren Druck verkleinert, wodurch zu hohe Ablesungen entstehen.

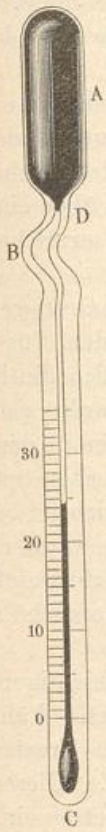
Die einfachste Vorrichtung, diesen Druck zu compensiren, besteht darin, dass man die Quecksilberkugel mit einer zweiten Glashülle umgiebt, und den Zwischenraum theilweise mit Weingeist ausfüllt. Der Druck des Wassers wird dann die äussere Glashülle zusammendrücken, und da der darin befindliche Weingeist, der lediglich zur besseren Leitung der Temperatur dient, sich ausdehnen kann, so findet auf das innere Gefäss nur noch ein äusserst geringer Druck durch die in dem Zwischenraume vorhandene und ein wenig zusammengepresste Luft statt, welcher die Ablesungen nicht mehr beeinflussen kann.

Die Thermometer, welche man zur Messung der Tiefentemperaturen benutzt, sind entweder gewöhnliche, oder Maximum- und Minimum-Thermometer. In jedem Falle müssen aber besondere Vorsichtsmaassregeln getroffen werden, um dasjenige zu erfahren, was man wissen will, nämlich die Temperatur des Wassers in einer bestimmten Tiefe.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Bei den Maximum- und Minimum-Thermometern, welche gewöhnlich die Einrichtung der früher beschriebenen Six'schen Thermometer haben, wird dieser Zweck nur dann erreicht, wenn die Temperatur mit der Tiefe sich immer in dem gleichen Sinne ändert, oder — da eine stete Zunahme der Temperatur mit der Tiefe in der Regel nicht vorkommt — wenn sie in steter Weise abnimmt, nicht aber warme Strömungen mit kalten wechseln; andernfalls können falsche Ablesungen entstehen. Neben anderen Constructionen der Thermometer gewöhnlicher Art werden solche angewandt, wie eine in Fig. 335 abgebildet ist. Das Quecksilbergefäss A läuft in eine Röhre BC aus, welche bei B eine erweiterte, aber zwischen A und B eine verengerte Stelle D hat. Das Thermometer wird mit dem Gefäss A nach unten in solche Tiefe herabgelassen, in welcher die Temperatur gemessen werden soll. Alsdann wird durch eine besondere Vorrichtung das Thermometer umgekehrt, so dass A sich oben und B unten befindet. Hierbei reisst der Quecksilberfaden in Folge seines Gewichtes bei D ab und läuft an das Ende der Scala; seine Länge, welche an der Scala abgelesen werden kann, ergiebt dann die Temperatur zu der Zeit des Umkehrens des Apparates. Wenn ein Schiff längere Zeit vor Anker liegt, wie dies bei Leuchtschiffen der Fall ist, so kann man sich auch bei Messung der Meerestemperaturen des sogenannten trägen Thermometers bedienen. Dasselbe besteht aus einem gewöhnlichen Thermometer, welches mit einer dicken Schicht von Hartgummi umgeben ist, die nur eine kleine Oeffnung zur Ablesung der Scala enthält. Das Thermometer nimmt die Temperatur der Umgebung sehr langsam an, verliert sie aber auch schwer. Es wird eine Stunde vor der Ablesung in die Tiefe herabgelassen, dann herausgezogen und abgelesen, ehe es noch die Temperatur der Meerestiefe wieder verloren hat. Seiner ganzen Einrichtung nach kann dieses Thermometer nur an flachen Stellen des Meeres verwandt werden, wo das Aufziehen aus dem Wasser nicht zu viele Zeit beansprucht.

Fig. 335.



Das Eismeer. Bei der niedrigen Temperatur, welche in der Nähe 212
der beiden Erdpole herrscht, muss in den Meeren jener Regionen eine massenhafte Eisbildung stattfinden, die wir nun etwas näher zu betrachten haben.

In den grönländischen Meeren begegnet man ungeheuren Eismassen, welche unter dem Namen der Eisfelder bekannt sind. Sie bilden eine zusammenhängende Eismasse, welche zwar nur 1 bis 2 m über den Meeresspiegel hervorragt und ungefähr 7 m tief untergetaucht ist, aber von einer Ausdehnung, die sich vom obersten Mastkorbe eines Schiffes nicht übersehen lässt. Manchmal sind sie gegen 200 km lang und 100 km breit.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die um Grönland so zahlreichen Eisfelder stammen offenbar aus dem Norden und haben ihren Ursprung zwischen Spitzbergen und dem Nordpol.

Durch Meeresströmungen südwärts getrieben, können solche Eisfelder dem heftigen Wogen des Meeres nicht widerstehen, sie zerbrechen in Stücke, welche 40 bis 50 m Durchmesser haben und welche entweder theilweise mit einander in Berührung bleiben, oder sich so weit von einander entfernen, dass ein Schiff zwischen ihnen hindurchfahren kann. Solche vereinzelt schwimmende Eismassen, welche auf ihrer Wanderung nach Süden mehr und mehr zertheilt werden, nennt man loses oder offenes Eis oder auch Treibeis.

Hervorragungen auf schwimmenden Eisebenen nennt man Hummocks. Sie entstehen entweder dadurch, dass ein Stück gegen das andere gepresst und in dieser Lage mit seinem Rande aufwärts gekehrt anfriert, oder dadurch, dass die Bruchstücke eines Eisstückes über eine andere Eismasse hingeschoben werden. Solche Anhäufungen erreichen manchmal eine Höhe von ungefähr 10 m.

Das Eis der Eisfelder und ihrer Trümmer ist, da es durch Gefrieren des salzhaltigen Meerwassers entstanden ist, wesentlich von dem Süsswassereis verschieden. Wenn Meerwasser friert, so scheiden sich die in ihm enthaltenen Salze grösstentheils aus und es bleibt in dem schwammigen Eise, welches entsteht, nur dasjenige Salz zurück, welches in dem zwischen den Eistheilchen eingeschlossenen Salzwasser enthalten ist. Das aus Meerwasser entstandene Eis ist weiss und undurchsichtig, es ist weicher und leichter als das Eis süsser Gewässer, so dass, wenn es auf dem bis zu seinem Gefrierpunkt erkalteten Meerwasser schwimmt, der aus dem Wasser hervorragende Theil sich zu dem untergetauchten verhält wie 1 zu 7.

Die Oberfläche der Eisfelder ist meistens mit festem durchsichtigem Süsswassereis bedeckt, dessen Ursprung sich leicht erklären lässt. Während des neun Monate lang in jenen Gewässern anhaltenden Frostes werden die Eisfelder mit einer dicken Schneeschicht bedeckt. Dieser Schnee schmilzt, wenn mit Ende Juni oder Anfang Juli Thauwetter eintritt. Das geschmolzene Schneewasser, welches grösstentheils nicht abfliessen kann, friert im nächsten Winter und verstärkt das Eisfeld an seiner oberen Fläche mit einer dicken Lage Süsswassereises, während von unten her Salzwassereis anschiesst.

Die um den Monat Juni bei Spitzbergen erscheinenden Eisfelder treiben in südwestlicher Richtung gegen Grönland hin und zwar legen sie in dieser Richtung in Monatsfrist oft einen Weg von 200 km zurück, wenngleich der Wind indess in ganz verschiedenen Richtungen blies; die Wanderung der Eisfelder ist also offenbar durch Meeresströmungen bedingt. Für die bei ihrem Vordringen nach Süden unter dem Einflusse des Wellenschlages zerstörten und in Treibeis verwandelten kommen stets neue Eisfelder von Norden her.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Oft haben kleinere Eisfelder von 50 bis 200 qkm Oberfläche eine drehende Bewegung von solcher Geschwindigkeit, dass ein Punkt des Randes einen Weg von 1 bis 2 m in der Secunde zurücklegt. Kommt ein solches Feld mit einem ruhenden oder gar mit einem in entgegengesetzter Richtung sich drehenden in Berührung, so entsteht ein furchtbarer Stoss. Das schwächere Feld wird unter heftigem Krachen zermalmt, wobei sich Eisstücke von ungeheurer Grösse so über einander schieben, dass sie 8 bis 10 m über den Wasserspiegel hervorragen. Schon manches Schiff ist dadurch zu Grunde gegangen, dass es das Unglück hatte, zwischen zwei an einander stossende Eisfelder zu gerathen.

In den grönländischen Gewässern begegnet man bisweilen auch schwimmenden Eismassen, welche sich von den Eisfeldern und ihren Trümmern dadurch unterscheiden, dass sie bei geringerem Umfange ungleich höher sind, als die Eisfelder, also auch bei weitem tiefer unter den Meeresspiegel hinabreichen. Diese, mit dem Namen von Eisbergen bezeichneten Massen bestehen nur aus durchsichtigem Süsswassereis und tragen auf ihrer Oberfläche nicht selten Steine und Grund.

Eisbergen, welche noch weit mächtiger sind, als die, welche in den grönländischen Gewässern vorkommen, begegnet man in der Baffinsbay, aus welcher sie durch die Davis-Strasse in den Atlantischen Ocean eintretend nach Süden treiben. Oft 30 m, ja selbst mit einzelnen Berggipfeln und Hörnern 50 m hoch über den Meeresspiegel hervorragend, reichen sie im Meere bis zu einer Tiefe von 150 bis 200 m, ja oft noch tiefer herab, wie sich am besten an gestrandeten Eisbergen nachweisen lässt. Couthoy fuhr im August 1827 an einem bei 180 m Meerestiefe gestrandeten Eisberge vorbei, um welchen herum die See $^1/_4$ englische Meile weit getrübt war. Plötzlich stürzte er unter wahrhaft fürchterlichem Krachen auf die Seite. Im September 1822 sah Couthoy am östlichen Rande der Newfoundlands-Bank einen in einer Tiefe von 21 m gestrandeten Eisberg.

Fig. 336 (a. f. S.) stellt einen schwimmenden Eisberg dar, welchen Parry auf seiner ersten Reise, und Fig. 337 zeigt die wunderlichen Gestalten von Eisbergen, welche Ross etwas nördlich von der Insel Disko an der Westküste von Grönland beobachtete. Fig. 338 endlich stellt einen Eisberg dar, welcher im April 1829 südlich von Madagaskar in einer südlichen Breite von 39° 13′ gesehen worden ist. Er schien ungefähr zwei englische Meilen im Umfang zu haben und ragte 45 m über das Wasser empor, im Ganzen musste er also eine Höhe von mehr als 300 m haben.

Die Eisberge dringen von beiden Polen her viel weiter gegen den Aequator vor als das Treibeis. Wiederholt sind Eisberge mitten im Golfstrome, ja noch jenseits desselben gesehen worden. Im Juli 1818 sind selbst in den westindischen Gewässern mächtige Eisberge erschienen. Auch antarktische Eisberge gelangen öfters in niedrige Breiten, wie der

Fig. 336.

Fig. 337.

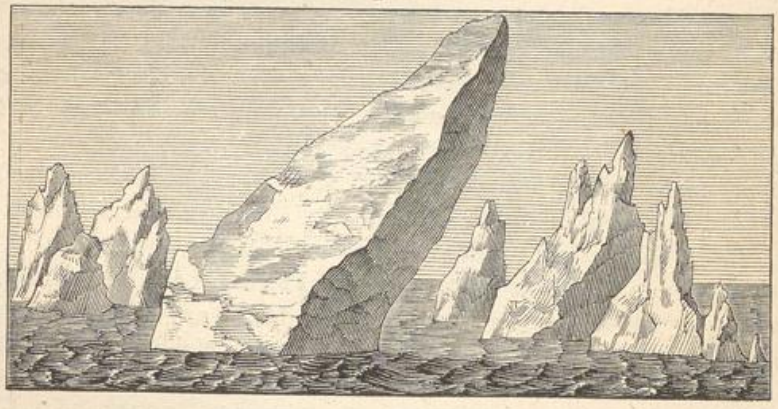
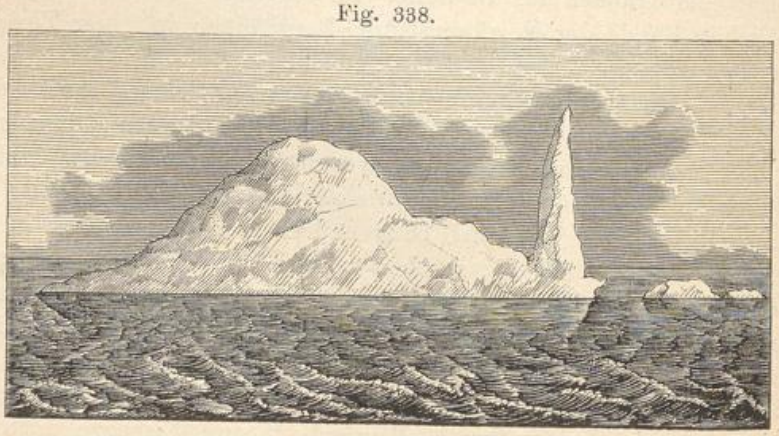


Fig. 338.



bereits besprochene und in Fig. 338 abgebildete Eisberg beweist; in der Nähe des Caps der guten Hoffnung hat man sie schon bis zum 35. Grade südlicher Breite angetroffen.

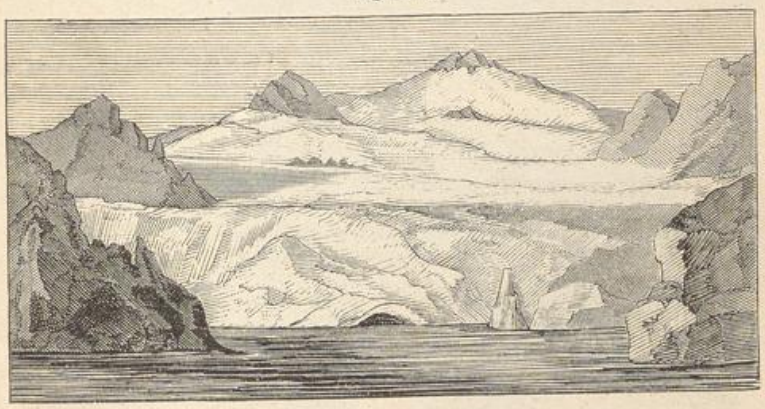
UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die phantastischen Gestalten der Eisberge prangen in der herrlichsten Farbenpracht. Bei Nacht und bei Tag glänzen sie an den weissen Stellen wie Silber und an den übrigen in den lebhaftesten Regenbogenfarben.

Im Sommer, wenn das Eis durch die Wirkung der Sonnenstrahlen geschmolzen wird, strömt das Wasser in ungeheuren Wasserfällen von dem Kamme solcher Eisgebirge herab. Es ist dies ein majestätisches Schauspiel, welches die Schiffer jedoch nur aus der Ferne betrachten; denn die gigantischen, hoch in die Lüfte ragenden Eiszacken und Bogen bersten plötzlich und stürzen unter ungeheurem Krachen in das Meer herab.

Was nun den Ursprung dieser im Meere schwimmenden Eisberge betrifft, so unterliegt es keinem Zweifel, dass sie von Gletschern der Polarländer stammen, von denen sich, wenn sie bis ins Meer vorgedrun-

Fig. 339.



gen sind, mehr oder minder bedeutende Massen lostrennen und im Meere fortschwimmen.

Fig. 339 zeigt einen der mächtigen Gletscher, welche auf Spitzbergen bis zum Meeresspiegel vordringen, und welcher hier mit einer senkrechten 100 m hohen Eiswand endet, deren herrliche grüne Farbe malerisch gegen das Weiss der benachbarten Schneeberge contrastirt. Oft lösen sich grosse Eismassen von dieser Wand los, welche krachend in das Meer hinabstürzen. Capitän Phipps beobachtete eine solche, welche in einer Tiefe von 40 m Grund fasste und noch 15 m über den Meeresspiegel hervorragte.

Weit mächtiger noch als die Gletscher Spitzbergens sind diejenigen, welche die zahlreichen Einbuchtungen im nördlichen Theile der Westküste Grönlands ausfüllen. Fig. 340 (a. f. S.) stellt einen sehr schönen, sechs Seemeilen nördlich vom Vorgebirge Dudley Digges (76° 12′ nördl. Breite) gelegenen Gletscher dar, welchen Capitän Ross abgebildet hat. Die Eismasse bedeckte einen Raum von 14 qkm, sie erstreckte sich 2 km weit in das Meer hinein und hatte eine Höhe von mindestens 300 m.

Fig. 341 ist die Ansicht eines mächtigen, bis in das Meer herabsteigenden Gletschers in der Possession-Bai der gebirgigen Insel Süd-

Fig. 340.

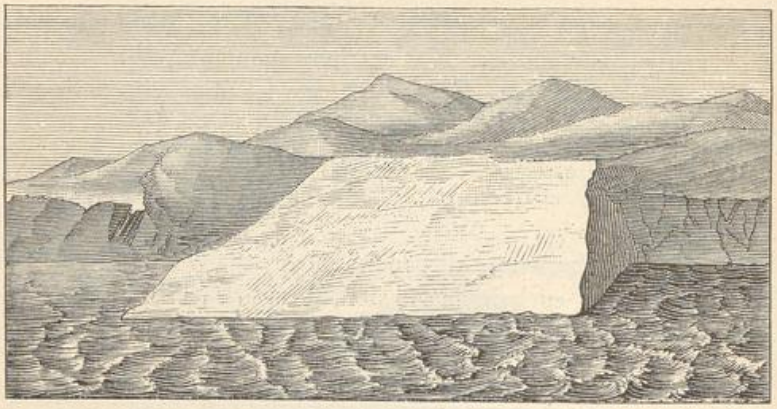


Fig. 341.

Georgien. Die Tiefe dieses Gletschers war beträchtlicher als die der gebrauchten Tiefleine (90 m).

213 **Meeresströmungen.** Bereits im §. 180 war die Rede von einer Meeresströmung, welche die warmen Gewässer des Mexicanischen Meerbusens den Westküsten Europas zuführt, und im §. 212 haben wir gesehen, dass schwimmende Eisberge durch Meeresströmungen aus den Polarmeeren oft weit gegen den Aequator hin fortgetrieben werden. Diese Meeresströmungen wollen wir nun etwas näher betrachten.

Die ungleiche Erwärmung der Meeresoberfläche in verschiedenen Breiten kann nur einen untergeordneten Einfluss auf die Circulation der

Gewässer in den grossen Oceanen ausüben, denn selbst, wenn alle Meere aus reinem Wasser beständen, würde das specifische Gewicht des Wassers in den Polarmeeren nur so wenig grösser sein als in den Aequatorialmeeren, dass dieser Unterschied allein keine bedeutende Strömung bedingen würde. In der That ist aber das Meerwasser salzhaltig (im Durchschnitt enthält das Meerwasser nahezu 3 Proc. Salz und zwar 2,7 Proc. Chlornatrium) und dieser Umstand bewirkt, dass der Unterschied der specifischen Gewichte des Meerwassers verschiedener Breiten noch geringer wird. Der Oberfläche der Aequatorialmeere wird nämlich durch Verdunstung mehr Wasser entzogen, als ihnen durch Regen und Flüsse wieder zugeführt wird, das Meerwasser wird in Folge davon salzhaltiger und der Wirkung der hohen Temperatur entgegen specifisch schwerer. In den Polarmeeren dagegen wird der Einfluss der niedrigeren Temperatur dadurch zum Theil neutralisirt, dass man hier mit weniger salzhaltigem Wasser zu thun hat, indem den Meeren weit mehr Wasser durch Regen und Flüsse zugeführt wird, als sie durch Verdunstung verlieren.

Vom Aequator bis zu den mittleren Breitegraden nimmt das specifische Gewicht des Wassers an der Oberfläche der Meere nur um 0,0005 zu; zwischen dem 18. und 32. Grade nördlicher und zwischen dem 7. und 27. Grade südlicher Breite hat das Meerwasser im Atlantischen Ocean seine grösste Dichtigkeit. Ueber diese Grenzen hinaus nimmt sein specifisches Gewicht wieder ab.

Weit kräftiger als diese geringen Unterschiede des specifischen Gewichtes wirken die Winde bewegend auf die Oberfläche der Meere ein, indem sie namentlich auf die Wellenberge einen Druck ausüben und dieselben in der Richtung der Winde forttreiben. Die furchtbaren Verheerungen, welche die Sturmfluthen anrichten, zeigen zur Genüge, mit welcher Gewalt Wind und Sturm auf die Oberfläche der Meere einzuwirken vermögen. Unter mittleren und höheren Breitegraden ist aber die Windrichtung zu wechselnd, als dass sie beständige Meeresströmungen erzeugen könnte. Nur in Gegenden, wo Jahr aus Jahr ein nahezu die gleiche Windrichtung herrscht, wie dies, wie wir bald sehen werden, in der Region der Passate der Fall ist, werden die regelmässigen Luftströmungen auch regelmässige Meeresströmungen hervorrufen können.

Auf diese Weise entstehen die auf der Karte Tab. XLIX leicht zu verfolgenden Driftströmungen, welche in der Tropenzone der grossen Oceane das Wasser auf der Oberfläche der Meere in der Richtung von Ost nach West fortführen.

Im Uebrigen dürfte es wohl schwer halten, die Meeresströme in genügender Weise theoretisch zu erklären, und zwar um so mehr, da die höchst ungleiche Vertheilung von Wasser und Land und die ungleiche Meerestiefe verschiedener Gegenden nur störend auf eine regelmässige Gestaltung der Meeresströme wirken können. Wir müssen uns fast ganz

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

auf eine empirische Kenntniss derselben beschränken und selbst diese ist noch sehr mangelhaft, da sich die unterseeischen Strömungen der Beobachtung fast gänzlich entziehen.

214 **Die warmen Meeresströme** sind in der Karte durch rothe Curven und ihre Richtung durch kleine Pfeile bezeichnet.

Von den Inseln des Grünen Vorgebirges geht eine Aequatorialströmung nach den Westindischen Inseln. In fast gleicher Richtung läuft eine andere aus dem Golf von Guinea gegen die Nordostküste von Südamerika und diese entlang, um in den Mexicanischen Meerbusen einzudringen. Hier wird die Temperatur der Gewässer, welche auf dem ganzen Wege von Afrika nach Amerika den nahezu scheitelrechten Strahlen der Sonne ausgesetzt und dadurch schon stark erwärmt waren, noch bis zu fast 30° C. gesteigert.

Während nun Aequatorialströmungen im Süden des Mexicanischen Meerbusens in denselben eintreten, dringt aus dem nördlichen Theil desselben zwischen Florida und Cuba ein mächtiger Strom warmen und stark salzhaltigen Wassers hervor, welchen wir bereits in §. 180 als Golfstrom kennen lernten. Zunächst folgt er in einiger Entfernung den nordamerikanischen Küsten, um sich in der Nähe von Long Island seiner Hauptrichtung nach mehr östlich zu wenden.

Zwischen Florida und Cuba beträgt seine Breite nur 50 km, beim Cap Hatteras (Ostspitze von Nord-Carolina) ist dieselbe schon auf 120 km gewachsen, um alsbald eine Breite von mehr als 1000 km zu erlangen. An seiner engsten Stelle beträgt die Tiefe des strömenden Wassers ungefähr 360, beim Cap Hatteras beträgt sie nur noch 200 m, um im weiteren Verlauf der Strömung um so mehr abzunehmen, je mehr ihre Breite zunimmt.

Bei Florida hat der Golfstrom eine Geschwindigkeit von 7 km (ungefähr eine deutsche Meile) in der Stunde; beim Cap Hatteras beträgt dieselbe nur noch 5 km, und im weiteren Verlauf des immer breiter und weniger tief werdenden Stromes nimmt seine Geschwindigkeit auf 3, 2, 1 u. s. w. Kilometer in der Stunde ab.

Die klaren Gewässer des Golfstromes zeichnen sich durch eine tief blaue Färbung, welche überhaupt den Meeren der heissen Zone und namentlich auch dem Indischen Ocean eigen ist, von dem helleren mehr grünlichen Wasser des ihn umgebenden Meerwassers aus.

Bei seinem Austritt aus dem Mexicanischen Meerbusen hat der Golfstrom eine Temperatur von nahezu 30° C., welche die des benachbarten stromfreien Meeres um 5° übertrifft. In der Nähe des Cap Hatteras beträgt seine Temperatur noch 26 bis 27° und in der Nähe von Neufundland sind seine Gewässer im Winter noch um 10 bis 15° C. wärmer als die des benachbarten stromfreien Meeres.

Der in der Nähe von Long Island sich nach Osten wendende Theil des Golfstromes spaltet sich nördlich von den Azoren in zwei Theile. Der

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Hauptstrom setzt seinen Weg nordöstlich nach den Westküsten Europas fort, er bespült Irland, England und Norwegen und sendet seine Ausläufer bis in die Polarmeere. Ein anderer Theil des Golfstromes wendet sich in südlicher Richtung gegen die Westküsten von Afrika, um sich endlich mit dem bei den Cap-Verdischen Inseln entstehenden Driftstrom zu vereinigen. Ein dritter Theil wendet sich bereits in der Nähe von Neufundland nach der Davisstrasse und nimmt seine Richtung an der Westküste von Grönland entlang, wo er noch in sehr hohen Breiten nachweisbar ist. Nach Anderer Ansicht trennt sich dieser Theil des Golfstromes erst im Süden von Island ab, bespült die Küste dieser Insel und wendet sich dann theilweise nach der grönländischen Küste, um deren Südspitze er in der Davisstrasse herumfliesst.

Die dem Golfstrome entsprechende Meeresströmung des Stillen Oceans wird von den Japanern wegen ihrer tief blauen Färbung der Kuro-Shio, d. h. der dunkle Strom genannt. Er bildet eine Fortsetzung der Südsee-Driftströmung. Durch seine hohe Temperatur, welche die des angrenzenden Meeres um 5 bis 10° C. übertrifft, mildert er das Klima der Ostküste von Nipon, welches in schroffem Gegensatze zu dem rauhen Klima der von kalten Meeresströmen bespülten Westküste dieser Insel steht.

Nachdem der Kuro-Shio Japan verlassen hat, wendet er sich mehr östlich, und theilt sich nicht weit von der nordamerikanischen Küste in zwei Theile. Der grössere derselben geht als Californische Strömung in südöstlicher Richtung parallel der Küste bis in die Nähe des nördlichen Wendekreises und wendet sich dann westlich, wo er sich mit der „Passat-Drift" vereinigt. Der zweite, kleinere Theil, geht in nordwestlicher Richtung längs der Küste, wendet sich dann südwestlich nach den Aleuten und geht wieder in die Hauptströmung zurück.

Kalte Meeresströme. Ausser den im vorigen Paragraph ge- 215
nannten findet man auf Tab. XLIX noch andere hier nicht näher zu besprechende warme Meeresströmungen verzeichnet. Während diese das im Tropengürtel erwärmte Wasser höheren Breiten zuführen, strömt in anderen Gegenden das Wasser aus den Polarregionen dem Aequator zu. Diese kalten Meeresströmungen sind auf Tab. XLIX durch blaue Curven bezeichnet. Ein solcher Polarstrom geht an der Ostküste von Patagonien und bei den Falklandsinseln nördlich längs der südamerikanischen Küste und ist dort bis etwa 35° südlicher Breite nachweisbar. Unter dem 40. Grade südlicher Breite trifft eine aus Westen kommende Strömung die chilenische Küste, und theilt sich dort in zwei Ströme, von denen der eine unter dem Namen des Humboldt- oder Perustromes der Westküste von Südamerika nordwärts folgt, während der andere um das Cap Horn umbiegt und sich zum Theil gegen die Südspitze von Afrika wendet.

An den peruanischen Küsten beträgt die Temperatur des Humboldtstromes 15,5° C., während die Temperatur der stromfreien Meere

jener Gegenden 28° C. beträgt. Der Humboldtstrom übt daher auf das Klima von Chile und Peru einen wohlthätig abkühlenden Einfluss aus, während Brasilien, an dessen Gestaden ein südlicher Ausläufer der atlantischen Aequatorialströmung, die Brasilströmung, entlang fliesst, zu den heissesten Ländern der Erde gehört.

Da wo die Küste Südamerikas am weitesten nach Westen vorspringt, wendet sich der Humboldtstrom grösstentheils nach Westen und seine unter dem Einflusse der Tropensonne mehr und mehr erwärmten Gewässer gehen endlich in die allgemeine Aequatorialströmung über; ein kleiner Theil der Humboldtströmung geht jedoch längs der Küste weiter und lässt sich bis in den Golf von Panama verfolgen.

Im Atlantischen Ocean dringt ein Strom kalten, oft eisführenden Wassers, die Labradorströmung, aus der Davisstrasse und längs der Ostküste von Labrador nach Süden und drängt sich zwischen die amerikanischen Küsten und den Golfstrom ein. Dieser kalte Polarstrom ist es vorzugsweise, welcher die Temperatur der Ostküsten von Nordamerika herabdrückt.

So sehen wir denn, wie die Ostküsten von Nordamerika und die Westküsten von Südamerika durch kalte Meeresströme abgekühlt werden, während umgekehrt die Temperatur der Westküsten von Nordamerika und der Ostküsten von Südamerika durch warme Meeresströmungen über die mittlere Temperatur der entsprechenden Breitegrade erwärmt ist, wie man dies auch durch die Betrachtung der thermischen Isanomalen auf den Karten Tab. XLII bis Tab. XLIV bestätigt findet.

Die Grenze des Treibeises ist auf Tab. XLIX durch vvvvv bezeichnet.

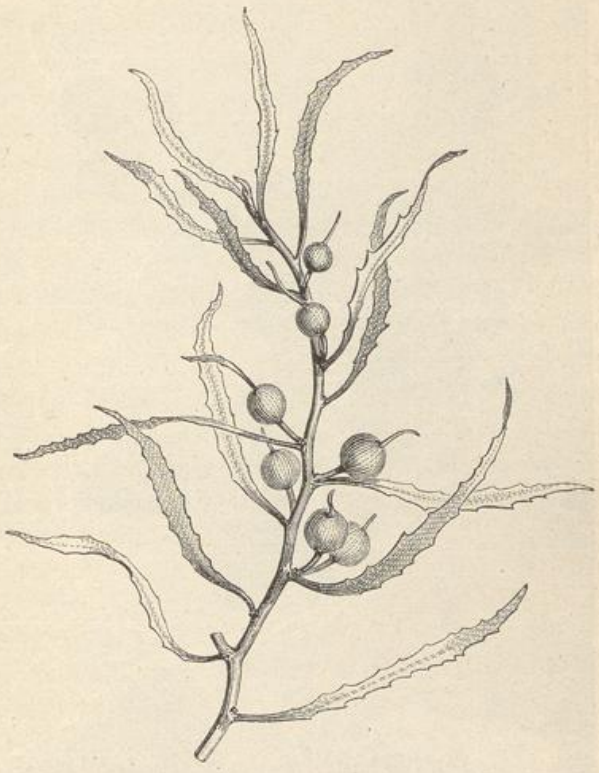
216 **Die Sargassomeere.** Der Golfstrom bildet mit der nördlichen Driftströmung des Atlantischen Oceans einen kolossalen Wirbel, welcher zwischen den Canarischen und den Westindischen Inseln eine viele tausend Quadratmeilen grosse, vom 17. bis zum 38. Breitegrade sich erstreckende Meeresoberfläche umkreist. In diesem Theile des Atlantischen Oceans finden sich grosse Massen schwimmenden Seetangs (*sargassum bacciferum*), einer Alge mit zolllangen, gezahnten Blättern und erbsengrossen, beerenförmigen Schwimmblasen, Fig. 342, nach welchem diese Meeresgegend den Namen des Sargassomeeres oder auch des Krautmeeres führt. Die Heimath dieses Seetanges ist wahrscheinlich die Nordküste von Südamerika, wo die Meeresströme die durch Stürme und Wellenschlag vom Boden abgerissenen Pflanzen mit forttragen, um sie endlich in dem grossen atlantischen Wirbel abzusetzen. Durch die Schwimmblase auf der Oberfläche erhalten, wachsen sie von der Wurzel unabhängig fort und bilden so die grünbraunen schwimmenden Wiesen, welche oft so dicht sind, dass sie den Lauf der Schiffe verzögern, und von denen das Schiffsbuch des Columbus zuerst bestimmte Nachrichten giebt. Früher war man wohl der Meinung, dass es in diesen Meeren

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

zahlreiche Untiefen gebe, auf denen der Tang wachse und von welchen er durch die Wogen abgerissen würde. Genaue Sondirungen haben aber gezeigt, dass hier das Meer mindestens 2000 m tief ist, dass also von einer Vegetation auf dem Meeresboden hier keine Rede sein kann.

Aehnliche Krautmeere finden sich auch in anderen Meeresgegenden. In der Nordhälfte des Grossen Oceans bildet die nördliche Driftströmung

Fig. 342.



mit dem Kuro-Shio einen dem eben besprochenen ganz ähnlichen kolossalen Wirbel, welcher gleichfalls ein Sargassomeer umströmt.

Weitere Anhäufungen schwimmenden Seetangs finden sich zwischen der Südspitze von Amerika und Afrika, zwischen der Südspitze von Afrika und Australien u. s. w.

Unterseeische Strömungen. Die Strömungen auf der Ober- 217
fläche der Meere bedingen nothwendiger Weise auch das Vorhandensein von theils entgegengesetzten Strömungen, welche in mehr oder minder grossen Tiefen vor sich gehen, obgleich sich dieselben der Beobachtung fast ganz entziehen und sich ihre Existenz meist nur durch einzelne isolirte Erscheinungen constatiren lässt. Wenn schwimmende Eisberge mitten in den Golfstrom vordringen, wenn solche selbst noch jenseits seines rechten Ufers beobachtet werden, so können sie nur durch

kalte Meeresströme, welche unterhalb des Golfstromes nach Süden ziehen und bis in welche die schwimmenden Eismassen hinab reichen, dahin geführt worden sein.

Das Mittelländische Meer verliert mehr Wasser durch Ver-

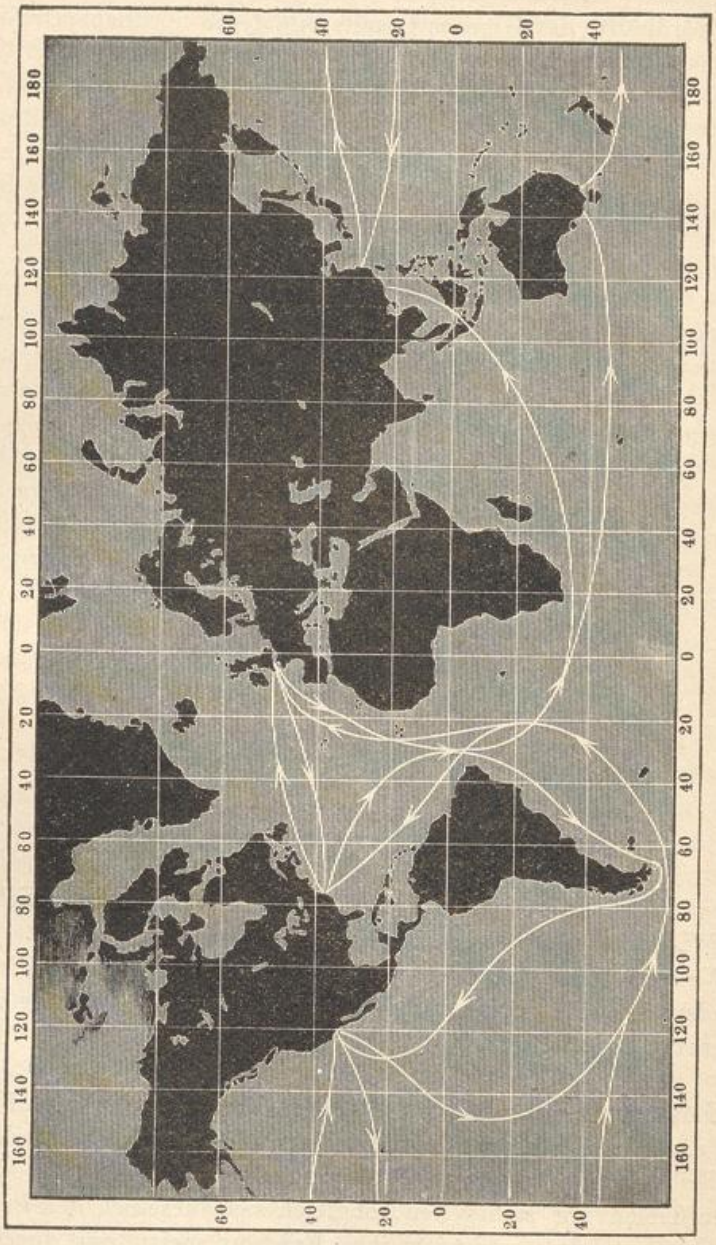


Fig. 343.

dunstung, als ihm durch Regen und Flüsse wieder zugeführt wird; sein Spiegel müsste deshalb tief unter den des Atlantischen Oceans sinken, wenn der Wasserverlust nicht durch eine Strömung gedeckt würde,

welche dem Mittelländischen Meere durch die Meerenge von Gibraltar stets frisches Wasser zuführt. Diese Strömung findet natürlich an der Oberfläche der genannten Meerenge statt. Diese aus dem Atlantischen Ocean kommende Strömung führt aber dem Mittelländischen Meere fortwährend salzhaltiges Wasser zu, sein Salzgehalt müsste also fortwährend zunehmen, wenn nicht in der Tiefe der Meerenge von Gibraltar salzhaltigeres Wasser aus dem Mittelländischen Meere in den Atlantischen Ocean zurückströmte. Das Vorhandensein einer solchen unterseeischen Strömung wird durch die Thatsache bestätigt, dass im Jahre 1712 ein zwischen Tarifa und Tanger gesunkenes holländisches Schiff einige Tage nach seinem Sinken am Ufer von Tanger, $2^1/_2$ Meilen westlich von der Stelle seines Unterganges, wieder auftauchte, obgleich die Strömung an der Oberfläche der Meerenge nach Osten gerichtet ist.

Auch im Rothen Meere, in welches kein Fluss mündet und auf welches nur selten Regen fällt, findet eine lebhafte Verdunstung statt, in Folge deren Wasser aus dem Indischen Ocean durch die Strasse von Bab el Mandeb in den oberen Schichten einströmen muss, während in der Tiefe salzhaltigeres Wasser in den Indischen Ocean zurückströmt.

Seewege. Durch gründliches Studium der in verschiedenen 218
Oceanen herrschenden Winde und Meeresströmungen ist es Maury gelungen, Seewege anzugeben, auf welchen man in ungleich kürzerer Zeit von verschiedenen Punkten aus nach entfernten überseeischen Ländern gelangen kann, als es früher geschah.

Die wichtigsten der von Maury angegebenen Seewege findet man auf der Karte Fig. 343 angegeben. Dem von Maury bezeichneten Wege folgend, gelang es, von New-York schon in 18 bis 20 Tagen den Aequator und in ungefähr 100 Tagen St. Francisco zu erreichen, während man früher zur Erreichung dieser Ziele 40 und 180 Tage gebraucht hatte.

Zur Fahrt von England nach Sydney brauchte man früher 125 Tage und die gleiche Zeit zur Rückfahrt, zusammen also 250 Tage; Maury aber hat den Verkehr zwischen England und Australien zu einer förmlichen Reise um die Welt gestaltet, welche in 130 Tagen ausgeführt werden kann, indem man bei der Fahrt von England nach Australien das Cap der guten Hoffnung, bei der Rückkehr von Australien nach England aber das Cap Horn dublirt.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Zweites Capitel.

Das Luftmeer, sein Druck und seine Strömungen.

---

219 **Die Lufthülle der Erde.** Die feste, zum Theil mit Wasser bedeckte Erdkugel ist mit einer gasförmigen Hülle umgeben, welche man mit dem Namen der Atmosphäre bezeichnet. Das Gasgemenge, aus welchem die Atmosphäre besteht, nennt man die Luft.

Die Hauptbestandtheile der atmosphärischen Luft sind Sauerstoffgas und Stickstoffgas, zu deren Gemisch noch verhältnissmässig geringe Quantitäten von Kohlensäure und Wasserdampf kommen. In 100 Raumtheilen Luft sind 79 Raumtheile Stickstoff und 21 Raumtheile Sauerstoff enthalten. Dieses Verhältniss ist fast ganz constant. Der Gehalt an Kohlensäure ist an und für sich sehr gering, unterliegt aber verhältnissmässig grösseren Schwankungen als Sauerstoff und Stickstoff, indem 10000 Raumtheile Luft 3,3 bis 5,3 Raumtheile Kohlensäure enthalten. Noch veränderlicher ist der Gehalt an Wasserdampf, wovon im folgenden Capitel ausführlicher gehandelt werden soll.

Der Luft kommt, wie dies in der Physik näher nachgewiesen wird, ebenso wie den festen und den tropfbar-flüssigen Körpern die Eigenschaft der Schwere zu. Die Lufttheilchen werden also von der Masse des Erdkörpers angezogen und dadurch auch verhindert, sich von der Erde aus in den Weltraum zu zerstreuen. Durch ihre Schwere wird die Atmosphäre zu einem integrirenden Theile der Erde, sie nimmt Theil sowohl an ihrer jährlichen wie an ihrer täglichen Bewegung.

Der Boden des Luftmeeres, welches wir Atmosphäre nennen, ist der Schauplatz alles organischen Lebens auf der Erde; nur durch Vermittelung der Luft wird das Thier- und Pflanzenleben unterhalten. Die Dichtigkeitsverhältnisse der Luft, ihre Bestandtheile, die Strömungen derselben, ihr Feuchtigkeitsgehalt und die durch denselben bedingten wässerigen Niederschläge, die Verbreitung der Wärme in der Atmosphäre sind also wesentliche Elemente für die Entwickelung der Flora sowohl wie der Fauna eines Landes.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Weil die Luft expansibel ist und das Volumen, welches eine gegebene Luftmenge einnimmt, von dem Drucke abhängt, welchem sie ausgesetzt ist, so ist klar, dass die Atmosphäre nicht überall gleiche Dichtigkeit haben kann, dass dieselbe vielmehr von unten nach oben fortwährend abnehmen muss, weil ja die tieferen Luftschichten einem weit grösseren Druck ausgesetzt sind als die höheren.

Dass die tieferen Luftschichten wirklich einen stärkeren Druck auszuhalten haben, das beweisen uns die in verschiedenen Höhen angestellten Barometerbeobachtungen. Am Meeresufer ist die Höhe der Barometersäule im Mittel 760 mm; sobald man sich aber über den Meeresspiegel erhebt, sinkt das Barometer um so mehr, je höher man steigt; zu Potosi, in einer Höhe von 3960 m, ist der mittlere Barometerstand nur noch 471 mm; in jener Höhe ist also der Luftdruck nur noch 0,62 von demjenigen, welcher am Ufer des Meeres stattfindet.

Dass die Luft in der Höhe weniger dicht ist als in der Tiefe, lässt sich gleichfalls durch Barometerversuche darthun. Vom Spiegel des Meeres aus muss man um 10,5 m steigen, wenn das Barometer um 1 mm fallen soll; wenn man aber von Potosi aus noch höher steigt, so muss man sich um 16,8 m erheben, um ein Sinken des Barometers um 1 mm zu erhalten. Die Dichtigkeit der Luft zu Potosi verhält sich also zu der Dichtigkeit der Luft am Ufer des Meeres wie 10,5 zu 16,8, d. h. im Niveau des Meeres ist die Luft 1,6 mal dichter als zu Potosi, oder mit anderen Worten: die Dichtigkeit der Luft zu Potosi ist nur 0,62 von derjenigen, welche am Ufer des Meeres stattfindet.

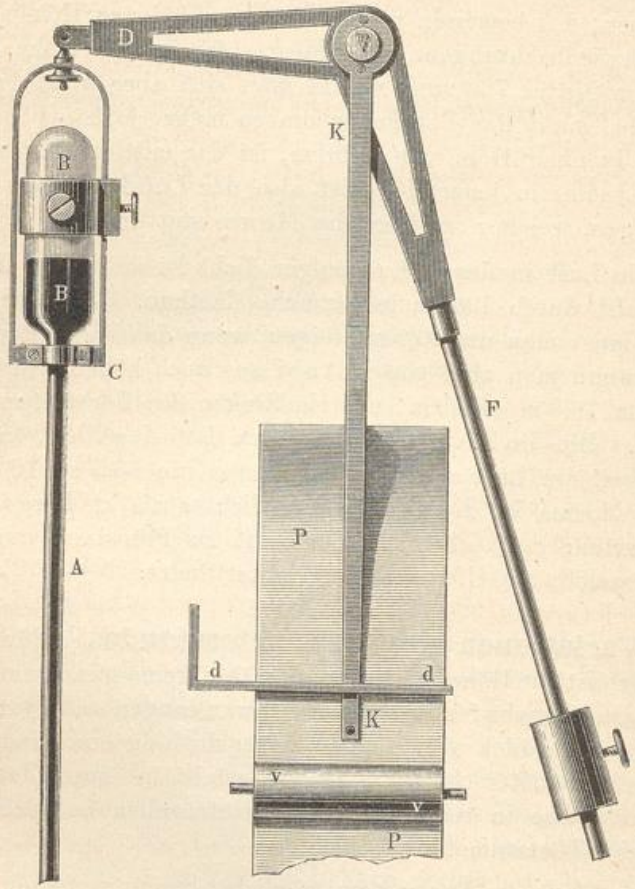
Die Variationen des Barometerstandes. Für einen und 220
denselben Ort ist die Höhe der Barometersäule keine ganz unveränderliche Grösse, sie ist vielmehr fortwährenden Schwankungen unterworfen, welche auf den ersten Anblick vollkommen unregelmässig erscheinen. Um die Gesetze der Barometerschwankungen zu ermitteln, muss das Barometer in ähnlicher Weise in regelmässigen Zeitintervallen beobachtet werden, wie dies beim Thermometer geschieht.

Um den Gang des Barometers möglichst genau verfolgen zu können, sollten diese Zeitintervalle möglichst kurz sein, eine Vervielfältigung der Beobachtungsstunden ist aber, wenn es sich um länger fortgesetzte Beobachtungsreihen handelt, ohne zahlreiches Beobachtungspersonal nicht möglich, man hat deshalb in neuerer Zeit vielfach versucht, registrirende Barometer zu construiren. Anfänglich wandte man zu diesem Zweck Heberbarometer an, in deren offenem Schenkel ein eiserner Schwimmer in das Quecksilber eintauchte. Der Schwimmer hing mittelst einer Schnur an einer Rolle, welche nach der einen oder der anderen Seite gedreht wurde, wenn der Schwimmer gehoben wurde oder sank; an dieser Rolle aber war endlich der Zeiger befestigt, dessen freies Ende den schreibenden Stift trug.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Diese Einrichtung war aber mit mannigfachen Unvollkommenheiten behaftet, welche Hipp dadurch zu vermeiden suchte, dass er das Quecksilber-Barometer durch ein Aneroïd-Barometer ersetzte. Secchi in Rom endlich, welcher auf der Pariser Industrieausstellung eine Reihe von ihm construirter ausgezeichneter meteorologischer selbst-registrirender Instrumente ausgestellt hatte, brachte mit dem besten Erfolge ein so-

Fig. 344.



genanntes Waagebarometer in Anwendung, welches Wild auch für die Berner Sternwarte adoptirte.

Die Construction des Waagebarometers ist aus Fig. 344 ersichtlich. Der untere Theil A der Barometerröhre ist nur 6 mm weit, oben aber ist ein Gefäss B von 32 mm innerem Durchmesser und 60 mm Höhe angeschmolzen. Das unten zu einer Spitze ausgezogene Ende der Röhre A taucht in ein 120 mm hohes, 50 mm breites, halb mit Quecksilber gefülltes hölzernes Gefäss von quadratischem Querschnitt, an welchem zwei gegenüberstehende Wände durch Spiegelplatten gebildet werden. Mittelst des Bügels C, der den engeren Theil der Röhre umschliesst, ist die Barometerröhre an den einen Arm D eines Waagebalkens angehängt,

dessen anderer Arm F nach unten gebogen ist und in eine Stahlstange mit verschiebbarem Laufgewicht ausläuft. Der Waagebalken ist um die scharfe Kante einer Stahlschneide drehbar, welche auf Stahlpfannen ruht, die in einen scheerenförmigen Träger eingelassen sind. An dem Waagebalken ist endlich der dünne federnde Zeiger K befestigt, welcher an seinem Ende die markirende Nadel trägt.

Wenn das Barometer steigt, so wird die im Rohre befindliche Quecksilbersäule schwerer, der Waagebalken wird also auf der Seite von D etwas niedergezogen, während sich F mit dem Laufgewichte hebt; in Folge davon wird natürlich auch das untere Ende des Zeigers K nach der rechten Seite hin bewegt, während es nach der linken geht, wenn das Barometer fällt.

Die von zehn zu zehn Minuten erfolgende Markirung geschieht hier ganz in der Weise, welche wir bereits beim registrirenden Thermometer kennen lernten, mit dem einzigen Unterschiede, dass sich der Papierstreifen hier in verticaler Richtung von oben nach unten bewegt, wie dies auch aus Fig. 344 ersichtlich ist, wo durch die Buchstaben K, P, d und v die gleichen Stücke des Schreibapparates bezeichnet werden, wie in Fig. 282, Seite 489.

Von neueren registrirenden Barometern ist namentlich der Sprung'sche Barograph zu erwähnen, welcher auf einem ähnlichen Principe wie der Secchi'sche beruht. Doch wird bei demselben in einer sinnreichen Weise der Waagebalken, an welchem das Barometer hängt, durch ein selbstthätiges Laufgewicht, mit welchem die Registrirvorrichtung in Verbindung gebracht ist, immer in der horizontalen Lage gehalten, so dass also bei wechselndem Barometerstande das Laufgewicht nebst seiner Registrirvorrichtung seitliche Bewegungen ausführt.

Tägliche Variationen des Barometers. 221 Um entscheiden zu können, ob mitten in den beständig stattfindenden zufälligen Schwankungen des Barometers sich nicht auch ein periodisches Steigen und Fallen geltend macht, muss man die Mittelzahlen einer grossen Reihe von Barometerbeobachtungen mit einander vergleichen, welche regelmässig zu bestimmten Stunden des Tages angestellt worden sind. Wenn man einen Monat lang das Barometer an mehreren bestimmten Stunden des Tages beobachtet und das Mittel aus allen zu derselben Stunde gemachten Beobachtungen nimmt, so reicht dies hin, um die Existenz einer täglichen Periode der Barometerschwankungen auch für unsere Gegenden zu beweisen. Die Tabelle auf Seite 656 enthält die Resultate einer 20jährigen, von Bouvard auf der Sternwarte zu Paris angestellten Reihe von Barometerbeobachtungen; sie giebt die auf 0^0 reducirten Barometerstände in Millimetern an. Die Beobachtungsstunden waren 9 Uhr Morgens, 12 Uhr Mittags, 3 Uhr Nachmittags und 9 Uhr Abends.

Die erste Columne dieser Tabelle enthält die Angabe der Beobachtungsjahre; dann folgt die Angabe des in jedem Jahre beobachteten höch-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Jahr	Höchster Stand		Tiefster Stand		Mittlere Barometerstände				
	H. St.	Tag Monat	T. St.	Tag Monat	9 Uhr Mrgs.	12 Uhr Mitt.	3 Uhr Nchm.	9 Uhr Abds.	Mittel
1819	770,89	1. Januar	738,00	1. März	754,104	754,863	754,389	754,789	754,786
1820	772,60	9. „	726,33	24. „	755,077	755,838	755,352	755,712	755,745
1821	780,82	6. Februar	715,54	24. Decbr.	755,986	755,755	755,285	755,764	755,697
1822	775,93	27. „	734,60	2. „	757,437	757,158	756,591	757,020	757,052
1823	772,23	7. Decbr.	722,34	2. Februar	755,033	754,796	754,353	754,633	754,704
1824	773,24	27. Mai	728,66	12. October	755,817	755,567	755,072	755,385	755,460
1825	776,35	10. Januar	726,82	10. Novbr.	757,742	757,430	756,873	756,962	757,252
1826	774,79	17. „	731,53	13. „	757,367	757,047	756,509	756,868	756,948
1827	773,48	28. Decbr.	733,50	4. März	756,211	755,995	755,484	755,847	755,884
1828	771,10	12. „	730,54	21. Februar	756,306	756,084	755,616	755,982	755,997
1829	773,46	3. Februar	734,68	7. October	755,377	755,107	754,641	755,145	755,068
1830	771,90	1. Januar	729,42	9. Decbr.	755,918	755,691	755,255	755,772	755,646
1831	772,40	8. „	733,80	30. April	755,356	755,157	754,676	755,176	755,091
1832	771,02	4. April	738,05	30. „	757,893	757,548	757,025	757,597	757,515
1833	774,04	8. Januar	730,68	1. „	755,790	755,508	754,988	755,521	755,452
1834	772,00	27. Decbr.	739,46	10. Januar	759,014	758,650	758,073	758,690	758,607
1835	776,63	2. Januar	730,16	10. October	757,270	756,990	756,494	757,114	756,967
1836	775,81	2. „	724,00	28. März	755,363	755,038	754,578	755,165	755,036
1837	772,41	14. October	737,74	13. Septbr.	756,686	756,381	755,861	756,360	756,322
1838	772,31	31. Decbr.	728,88	25. Februar	754,679	754,365	753,896	754,355	754,324
1839	771,53	1. Januar	735,77	20. „	755,386	755,102	754,631	755,048	755,041
1840	772,37	11. „	731,70	4. „	756,492	756,135	755,628	756,198	756,113
Mittel	773,51		731,01		756,287	756,009	755,512	755,957	755,941

sten und tiefsten Barometerstandes. Die für eine jede Beobachtungsstunde angegebenen Zahlen sind das Mittel aus allen zu dieser Stunde im Laufe eines Jahres gemachten Beobachtungen; so ist z. B. 754,389 das Mittel aus allen im Laufe des Jahres 1819 um 3 Uhr Nachmittags beobachteten Barometerständen.

Man sieht aus dieser Tabelle, dass die für die verschiedenen Beobachtungsstunden gefundenen jährlichen Mittel ungleich sind; sie haben durchschnittlich den höchsten Werth für 9 Uhr Morgens, den niedrigsten um 3 Uhr Nachmittags; es spricht sich darin entschieden ein periodisches Sinken und Steigen aus; die nicht periodischen Schwankungen unberücksichtigt gelassen, sinkt demnach das Barometer ungefähr von 9 Uhr Morgens bis 3 Uhr Nachmittags, um dann wieder zu steigen. Um 9 Uhr Morgens steht das Barometer im Durchschnitt um 0,775 mm höher als um 3 Uhr Nachmittags.

Die Amplitude der periodischen Schwankungen ist dieser Tabelle zufolge sehr gering im Vergleich zu den unregelmässigen nicht periodischen Schwankungen; denn im Durchschnitt ist der höchste Barometerstand im Laufe eines Jahres 773,5 mm, der niedrigste 731 mm, ihre Differenz also 42,5 mm, während die Differenz des täglichen Maximums und Minimums nur 0,775 mm beträgt.

Um den Gang der täglichen Barometerschwankungen gehörig verfolgen zu können, muss eine Zeit lang wenigstens bei Tage stündlich das Barometer beobachtet werden. Die meisten Beobachtungsreihen dieser Art sind jedoch des Nachts nicht fortgesetzt; man kann aber mit ziemlicher Sicherheit aus den am Tage gemachten Beobachtungen auf den Gang des Barometers in der Nacht schliessen.

Die Tabelle auf Seite 658 enthält die Resultate solcher Beobachtungsreihen, welche an verschiedenen Orten angestellt wurden.

Nach dieser Tabelle ist in den Figuren (Taf. 17) der Gang der täglichen Barometervariationen für Cumana, Calcutta, Padua und Petersburg anschaulich gemacht.

Die Zeit ist zur Abscisse genommen; der Maassstab der Ordinaten aber ist vergrössert, weil die Amplitude der täglichen Variationen namentlich in höheren Breiten sonst wegen ihrer Kleinheit nicht sichtbar geworden wäre, die Entfernung je zweier auf einander folgender Horizontallinien stellt $^1/_2$ mm dar.

Das Barometer sinkt also vom Mittag an und erreicht zwischen 3 und 5 Uhr sein erstes Minimum, es steigt dann und erreicht ein Maximum zwischen 9 und 11 Uhr Abends; ein zweites Minimum tritt gegen 4 Uhr Morgens, ein zweites Maximum gegen 9 Uhr Morgens ein.

Die Stunden, in welchen die tägliche Variation ein Maximum oder Minimum erreicht, nennt man Wendestunden.

Die Wendestunden sind bei uns nicht für alle Jahreszeiten dieselben, wie man aus der Tabelle auf Seite 659 ersehen kann, welche

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Orte	Gr. Ocean	Cumana	La Guayra	Calcutta	Padua	Halle	Abo	Petersburg
Entfernung vom Aequator	$0^0\,0'$	$10^0\,28'$ n.	$10^0\,36'$ n.	$22^0\,35'$ n.	$45^0\,24'$ n.	$51^0\,29'$ n.	$60^0\,57'$ n.	$59^0\,66'$ n.
Beobachter	Horner	Humboldt	Boussingault	Balfour	Ciminello	Kämtz	Hallström	Kupfer
Mittag	752,35	756,57	759,41	759,61	757,02	753,29	759,31	759,47
1	751,87	755,99	758,91	759,22	756,85	753,11	759,29	
2	751,55	755,47	758,41	758,39	756,67	752,99	759,27	759,38
3	751,15	755,14	758,12	758,12	756,54	752,89	759,25	
4	751,02	754,96	758,06	757,91	756,47	752,84	759,25	759,32
5	751,31	755,14	758,10	757,93	756,46	752,86	759,27	
6	751,71	755,41	758,40	758,01	756,50	752,91	759,29	759,31
7	751,93	755,81	758,90	758,02	756,63	753,02	759,34	
8	752,35	756,21	759,19	758,54	756,79	753,14	759,39	759,32
9	752,74	756,59	759,69	759,24	756,92	753,24	759,44	
10	752,85	756,87	759,93	759,33	757,02	753,31	759,47	759,36
11	752,86	757,15	759,98	759,09	757,02	753,29	759,47	
Mitternacht	752,47	756,86	759,64	758,80	757,01	753,23	759,41	759,35
1	752,20	756,53	759,34	758,62	756,90	753,14	759,33	
2	751,77	756,21	759,04	758,57	756,84	753,05	759,24	759,32
3	751,63	755,89	758,81	758,49	756,78	752,99	759,14	
4	751,32	755,66	758,68	758,47	756,74	752,99	759,07	759,32
5	751,65	755,79	758,85	758,44	756,75	753,34	759,03	
6	751,95	756,18	759,32	758,68	756,79	753,12	759,04	759,39
7	752,48	756,58	759,94	759,16	756,89	753,24	759,08	
8	752,95	756,98	760,50	759,88	757,01	753,37	759,15	759,49
9	753,16	757,31	759,63	760,11	757,08	753,44	759,21	
10	753,15	757,32	760,50	760,19	757,14	753,46	759,29	759,51
11	752,80	757,01	759,99	760,09	757,07	753,40	759,32	

für Halle die Wendestunden in den verschiedenen Monaten des Jahres enthält.

Monate	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum
Januar	2,81 h. A.	9,17 h. A.	4,91 h. M.	9,91 h. M.
Februar	3,43	9,46	3,86	9,66
März	3,82	9,80	3,87	10,10
April	4,46	10,27	3,53	9,53
Mai	5,43	10,93	3,03	9,13
Juni	5,20	10,93	2,83	8,73
Juli	5,21	11,04	3,04	8,48
August	4,86	11,66	3,06	8,96
September	4,55	10,45	3,45	9,71
October	4,17	10,24	3,97	10,07
November	3,52	9,85	4,68	10,08
December	3,15	9,11	3,91	10,18

Bestimmt man die Wendestunden, indem man das Mittel aus allen Monatszahlen nimmt, so ergeben sich für alle Orte sehr nahe dieselben Wendestunden. Nimmt man alle auf der nördlichen Halbkugel angestellten Beobachtungen zusammen, so ergeben sich im Durchschnitt folgende Wendestunden:

Minimum des Nachmittags	4	Uhr	5	Minuten.
Maximum „ Abends	10	„	11	„
Minimum „ Morgens	3	„	45	„
Maximum „ Morgens	9	„	37	„

Vergleicht man die Amplitude der täglichen Variationen, so findet man, wie schon angeführt wurde, dass sie in den Tropen am grössten ist, und dass sie um so mehr abnimmt, je weiter man sich von dem Aequator entfernt. In Cumana beträgt die Amplitude der täglichen Variationen 2,36, in Petersburg nur 0,2 mm.

Auch die Jahreszeiten üben auf die Grösse der täglichen Variationen einen Einfluss aus; selbst in den Tropen ist die Amplitude derselben während der Regenzeit geringer. Im Winter ist die Amplitude der täglichen Schwankungen ein Minimum; zu welcher Zeit sie ein Maximum ist, hat man bis jetzt noch nicht genügend ermittelt. Die folgende Tabelle giebt die Werthe der täglichen Amplitude zu Halle und Mailand für die 12 Monate des Jahres an.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Monate	Halle	Mailand
	mm	mm
Januar	0,393	0,738
Februar	0,476	0,718
März	0,488	0,871
April	0,569	0,871
Mai	0,546	0,801
Juni	0,557	0,961
Juli	0,566	0,952
August	0,569	0,812
September	0,546	0,817
October	0,566	0,745
November	0,426	0,727
December	0,363	0,700

222 **Jährliche Periode der Barometerschwankungen.** Wenn man den mittleren Barometerstand für die verschiedenen Monate des Jahres bestimmt, so findet man bald, dass er sich von einem Monate zum anderen bedeutend ändert, und man erkennt in diesen Veränderungen auch bald eine jährliche Periode des Sinkens und Steigens. Die beiden folgenden Tabellen enthalten die mittleren Barometerstände der verschiedenen Monate für zehn Orte der nördlichen Hemisphäre:

Monate	Havanna	Calcutta	Benares	Macao	Cairo
	mm	mm	mm	mm	mm
Januar	765,24	764,57	755,41	767,93	762,40
Februar	760,15	758,86	752,91	767,01	„
März	760,98	756,24	751,19	766,08	759,43
April	759,58	753,83	747,33	761,93	760,10
Mai	758,19	750,81	745,01	761,64	758,23
Juni	760,67	748,10	741,13	757,31	754,42
Juli	760,67	747,54	740,65	757,91	753,90
August	757,33	748,53	743,31	757,91	754,06
September	757,46	751,85	745,98	762,22	756,70
October	758,19	755,20	750,35	763,37	759,70
November	761,25	758,37	753,06	766,17	760,76
December	763,62	760,59	755,57	768,65	761,82

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Monate	Paris	Strassburg	Halle	Berlin	Petersburg
	mm	mm	mm	mm	mm
Januar	758,86	751,62	754,64	761,91	760,00
Februar	759,09	752,43	753,44	761,23	758,52
März	756,33	751,19	751,62	759,90	758,38
April	755,18	749,95	750,98	757,82	759,01
Mai	755,61	750,49	752,57	759,88	759,21
Juni	757,28	752,16	752,70	759,81	757,37
Juli	756,52	751,64	753,27	759,58	756,53
August	756,74	752,03	752,18	759,02	757,82
September	756,61	752,59	753,42	760,53	759,35
October	754,42	751,82	755,55	761,25	759,11
November	755,75	751,28	753,27	759,43	758,42
December	755,09	750,70	754,10	760,35	758,67

Um die Veränderungen des mittleren Barometerstandes im Laufe eines Jahres anschaulicher zu machen, folgt in Fig. 5 und 6 auf Tab. 17 die graphische Darstellung derselben für Calcutta und Macao, in Fig. 1 und 2, Tab. 18, für Paris und Petersburg.

In Calcutta, wo man eine achtjährige Reihe von Beobachtungen angestellt hat, spricht sich die jährliche Periode am entschiedensten aus. Im Januar ist der mittlere Barometerstand am höchsten, er sinkt beständig bis zum Juli, wo er sein Minimum erreicht, und steigt dann wieder bis zum Januar. Die Amplitude der jährlichen Periode beträgt für Calcutta 17 mm; in Amerika scheint diese Amplitude, welche ebenfalls mit der Entfernung vom Aequator abnimmt, geringer zu sein.

Auch in höheren Breiten ist der mittlere Barometerstand im Winter höher als in allen übrigen Jahreszeiten, allein die Differenz des grössten und des kleinsten Monatsmittels ist weit geringer als in den Tropen. Ausserdem aber ist in grösserer Entfernung vom Aequator der periodische Gang des mittleren Barometerstandes im Laufe des Jahres auch weniger regelmässig, wie man sowohl aus der Tabelle, als auch in den Figuren sehen kann.

Einfluss der Höhe über dem Meeresspiegel auf die periodischen Schwankungen des Barometers. Da das Barometer die Grösse des Druckes anzeigt, welchen die über uns befindliche Luft ausübt, so werden die Schwankungen des Barometers auf hohen Bergen, wo eine Luftsäule von weit geringerer Höhe und Dichtigkeit drückt, auch geringer sein müssen als in der Tiefe, und es lässt sich erwarten, dass in gewissen Höhen über dem Meeresspiegel die Veränderungen des Luftdruckes sehr unbedeutend werden. Dass die Erhebung über das Niveau des Meeres wirklich einen solchen Einfluss ausübt, geht aus den Barometerbeobachtungen hervor, welche Kämtz auf dem Rigi und auf 223

dem Faulhorn angestellt hat, und welche in der folgenden Tabelle mit den gleichzeitigen mittleren Barometerständen der verschiedenen Tagesstunden zu Zürich zusammengestellt sind. Die Zahlen von 10 Uhr Abends bis 5 Uhr Morgens sind durch Interpolation bestimmt.

Stunden	Zürich	Rigi	Unterschiede	Zürich	Faulhorn	Unterschiede
	mm 720 +	mm 610 +	mm 100 +	mm 730 +	mm 550 +	mm 170 +
Mittag	4,08	4,36	9,72	1,58	7,88	3,70
1	3,92	4,37	9,57	1,25	7,75	3,50
2	3,82	4,38	9,45	0,99	7,66	3,33
3	3,72	4,34	9,38	0,71	7,59	3,13
4	3,63	4,34	9,30	0,64	7,50	3,15
5	3,61	4,30	9,31	0,76	7,49	3,27
6	3,76	4,38	9,38	0,92	7,51	3,41
7	3,95	4,40	9,57	1,21	7,41	3,80
8	4,22	4,57	9,87	1,52	7,43	4,10
9	4,55	4,70	9,85	1,72	7,44	4,27
10	4,61	4,72	9,90	1,79	7,41	4,39
11	4,68	4,68	10,00	1,77	7,36	4,41
Mitternacht	4,58	4,58	10,01	1,72	7,28	4,44
1	4,43	4,45	9,99	1,63	7,19	4,45
2	4,28	4,30	9,98	1,54	7,08	4,47
3	4,19	4,17	10,03	1,51	6,96	4,55
4	4,18	4,09	10,10	1,54	6,90	4,65
5	4,25	4,03	10,23	1,66	6,90	4,76
6	4,31	4,03	10,28	1,79	7,05	4,76
7	4,38	4,05	10,33	1,97	7,16	4,80
8	4,41	4,13	10,28	2,13	7,36	4,77
9	4,38	4,16	10,22	2,20	7,62	4,57
10	4,29	4,23	10,06	2,12	7,89	4,24
11	4,19	4,34	9,86	1,87	7,99	3,97

Hier zeigt sich der Einfluss der Höhe auf die Grösse der täglichen Variationen entschieden. Die Differenz zwischen dem höchsten und niedrigsten Stande ist in Zürich 1,56 mm, während sie auf dem Faulhorn nur 1,09 mm ist. Ausser der Grösse der Schwankungen zeigt sich aber auch im Gange des Barometers eine grosse Verschiedenheit, wie man am besten aus Fig. 3, Tab. 18, ersieht, in welcher die täglichen Variationen auf dem Faulhorn und in Zürich durch Curven anschaulich gemacht sind. Die Zahlen rechts beziehen sich auf die untere, die Zahlen links auf die obere Curve. Man sieht, dass am Nachmittag das Barometer an beiden Orten sinkt; in Zürich steigt es aber von 4 Uhr an bis gegen 10 Uhr Abends, während auf dem Faulhorn das Sinken bis 5 Uhr Morgens

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

fortdauert; nun steigt auf dem Faulhorn das Barometer wieder bis gegen Mittag, während es in Zürich schon um 9 Uhr Morgens seinen höchsten Stand erreicht; auf dem Faulhorn ist also im Laufe des Tages nur ein entschiedenes Maximum und ein entschiedenes Minimum wahrzunehmen.

Mittlere monatliche Schwankungen. Es ist bereits erwähnt worden, dass in unseren Gegenden die periodischen Schwankungen des Barometers durch die zufälligen, nicht periodischen maskirt sind, dass man die periodischen Schwankungen nur durch Mittelzahlen aus lange fortgesetzten Beobachtungsreihen nachweisen kann. Wir wollen uns jetzt zur Betrachtung der nicht periodischen Schwankungen wenden und zunächst den Einfluss der Jahreszeiten auf die Grösse derselben kennen lernen. 224

Nach den vom physikalischen Vereine zu Frankfurt a. M. angestellten meteorologischen Beobachtungen sind Folgendes die Unterschiede des höchsten und tiefsten Tagesmittels für jeden der zwölf Monate vom Jahre 1837 bis 1843 in Pariser Linien:

	1837	1838	1839	1840	1841	1842	1843	Mittel
Januar	9,5	10,5	15	13,5	15	10,5	18	13,1
Februar	13	15	10,5	15,5	10	13	13	13
März	6,5	12,5	10	8,5	13	12	7,5	10
April	8,5	8	6,5	8	8	11,5	8	8,3
Mai	6	7,5	7	11	7,5	6,5	7	7,5
Juni	3,5	5,5	7,5	5,5	8,5	5	5	5,8
Juli	4,5	5,5	4,5	6,5	7	7	8,5	6,2
August	8,5	7,5	8,5	6	8	7	5,5	7,3
September	8	9,5	9,5	9,5	6	8	9	8,3
October	11	8,5	4	13	11	13	11	10,2
November	13	12	7,5	14	16,5	14	7	12
December	9,5	9,5	9,5	12,5	10	8,5	7,5	9,6

Man ersieht aus dieser Tabelle, dass die Grösse der nicht periodischen Schwankungen im Sommer kleiner ist als im Winter, besonders deutlich ersieht man dies aus den Mittelzahlen der letzten Columne. Nimmt man das Mittel aus den 12 Zahlen der letzten Columne, so erhält man den Werth 9,28 Pariser Linien oder 20,4 mm als Durchschnittswerth für die Differenz der monatlichen Extreme.

Dies ist jedoch noch nicht der wahre Mittelwerth für die Grösse der monatlichen Schwankungen; denn wir haben ja nicht die Differenz des im Laufe eines Monats beobachteten höchsten und niedrigsten Barometerstandes, sondern nur den Unterschied des höchsten und des tiefsten mittleren täglichen Barometerstandes in Rechnung gebracht.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die folgende Tabelle enthält die mittlere monatliche Amplitude der Barometerschwankungen an verschiedenen Orten der Erde:

Batavia	6°	12′	S.	2,98 mm
Tivoli (St. Domingo)	18	35	N.	4,11
Arica	18	25	S.	4,99
Havanna	32	9		6,38
Calcutta	22	34	N.	8,28
Teneriffa	28	26		8,48
Funchal (Madeira)	22	37		10,42
Sydney	33	52	S.	21,06
Capstadt	33	55		12,45
Rom	41	53	N.	17,15
Hobarton	42	52	S.	29,59
Montpellier	43	36	N.	18,02
Mailand	45	28		19,24
Wien	48	13		20,53
Paris	48	50		23,66
Moskau	55	46		24,05
Berlin	52	31		25,24
New-Haven (Connecticut)	41	10		25,29
Jakutsk	62	2		25,92
London	51	31		27,88
Petersburg	59	56		29,24
Nain (Labrador)	57	8		32,35
Christiania	59	55		33,05
Reykiavig	64	8		34,76
Mosselbay (Spitzbergen)	79	53		32,20
Polarisbay	81	36		28,39

Die nicht periodischen Barometerschwankungen sind also nicht allein im Winter grösser als im Sommer, sondern sie sind auch in kalten Ländern bedeutender als in heissen, d. h. sie nehmen im Allgemeinen um so mehr zu, je weiter man sich vom Aequator entfernt.

Solche Linien auf der Erdoberfläche, welche alle Orte mit einander verbinden, für welche die mittlere monatliche Amplitude der Barometerschwankungen dieselbe ist, heissen isobarometrische Linien.

Wir können hier den Lauf der isobarometrischen Linien nicht weiter verfolgen und müssen uns auf einige allgemeine Bemerkungen beschränken. Aus der eben mitgetheilten Tabelle ersieht man, dass die isobarometrischen Linien durchaus nicht mit den Parallelkreisen zusammenfallen. Sydney und Capstadt liegen nahe in gleicher Breite, und doch sind die Barometerschwankungen in Sydney weit bedeutender. An der Ostküste von Nordamerika sind die zufälligen Schwankungen des Barometers viel grösser als an den Westküsten von Europa, sie sind in New-Haven und dem 11° 21′ nördlicher gelegenen Berlin fast gleich, die

isobarometrischen Linien steigen also von den Ostküsten Nordamerikas nach Europa und entfernen sich dann um so weiter vom Aequator, je weiter man ins Innere des Continents der alten Welt kommt.

Schwerecorrection der Barometerangaben. Wenn ein 225
Quecksilber- und ein Aneroïdbarometer in einer bestimmten geographischen Breite bei gleichem Luftdruck die gleiche Ablesung liefern, so geben sie in einer anderen geographischen Breite, ebenfalls bei gleichem Luftdruck, verschiedene Ablesungen. Da nämlich, wie früher gezeigt worden ist, die Schwerkraft der Erde an verschiedenen Stellen ihrer Oberfläche eine verschiedene ist, so wird eine und dieselbe Quecksilbermenge in verschiedenen geographischen Breiten von der Erde mit verschiedener Stärke angezogen. Dies lässt sich allerdings nicht auf die Art nachweisen, dass man mit einer gewöhnlichen Waage eine und dieselbe Quantität Quecksilber wägt, da ja offenbar die Gewichte, welche hierbei zur Vergleichung dienen, genau in demselben Verhältniss in höheren Breiten von der Erde stärker angezogen werden als in niedrigeren; dagegen würde man den Unterschied des Gewichtes des Quecksilbers in verschiedenen Breiten mit Hülfe einer sehr vollkommenen Federwaage messen können, weil hierbei die Schwerkraft der Erde mit einer anderen von ihr unabhängigen Kraft, nämlich der Elasticität einer Feder, verglichen wird. Das Quecksilberbarometer kann nun ebenfalls als eine Waage angesehen werden, in welcher eine gewisse Quecksilbersäule sich mit einer entsprechenden Luftsäule im Gleichgewicht befindet. Denken wir uns nun am Beobachtungsorte die Schwerkraft verändert, so wird offenbar dieses Gleichgewicht nicht gestört, dagegen wird der Druck, welchen sowohl die Quecksilbersäule als auch die Luft auf die Unterlage ausüben, ein anderer werden, und ein Aneroïdbarometer würde dies sofort ebenso anzeigen, wie durch eine Federwaage das veränderte Gewicht des Quecksilbers nachgewiesen werden würde.

Es geht hieraus hervor, dass man, wenn der thatsächlich stattfindende Luftdruck in verschiedenen Gegenden verglichen werden soll, auf die Verschiedenheit der Schwerkraft Rücksicht nehmen muss, sobald die Messungen mit einem Quecksilberbarometer, oder einem anderen, welches auf demselben Principe beruht, angestellt worden sind. Die Meteorologen sind daher in neuerer Zeit grossentheils übereingekommen, alle Barometerbeobachtungen auf die in einer bestimmten geographischen Breite, und zwar derjenigen von 45^0, zu reduciren.

Aus Pendelbeobachtungen hat sich nun ergeben, dass die Grösse g, welche der Schwerkraft proportional und gleich der Geschwindigkeit ist, welche ein frei fallender Körper nach Verlauf der ersten Secunde seines Falles (im luftleeren Raume) erreicht, für einen Ort von der geographischen Breite φ folgende Grösse hat:

$$g = 9{,}7810\,\mathrm{m} + 0{,}0503\,\mathrm{m}\,sin\,\varphi^2.$$

Da $\sin \varphi^2 = {}^1/_2 - {}^1/_2 \cos 2\varphi$ ist, so können wir die Formel auch folgendermaassen schreiben:

$$g = 9{,}7810\,\text{m} + 0{,}02515\,\text{m} - 0{,}02515 \cos 2\varphi$$
$$= 9{,}80615\,\text{m} - 0{,}02515\,\text{m} \cos 2\varphi.$$

Für die geographische Breite 45° wird $\cos 2\varphi = 0$, und es ergiebt sich also für diese Breite, wenn wir hier g_0 für g setzen:

$$g_0 = 9{,}80615\,\text{m}.$$

Der Unterschied zwischen g und g_0 ist also:

$$g - g_0 = - 0{,}02515 \cos 2\varphi.$$

Nun ist $0{,}02515 = g_0 \cdot \frac{0{,}02515}{9{,}80615} = g_0 \cdot 0{,}0026;$

also können wir auch setzen:

$$g - g_0 = - 0{,}0026 \,.\, \cos 2\varphi \,.\, g_0,$$

oder

$$g = g_0 \,(1 - 0{,}0026 \cos 2\varphi).$$

In demselben Verhältniss, in welchem die Schwerkraft grösser wird, muss das Quecksilberbarometer im Vergleich zu einem Aneroïdbarometer zu niedrig zeigen. Bezeichnet demnach b den Barometerstand am Beobachtungsorte, b_0 denselben, aber auf die Schwerkraft von 45° Breite reducirt, so wird sein $\frac{b_0}{b} = \frac{g}{g_0}$. Wir haben also auch die Gleichung:

$$b_0 = b \,(1 - 0{,}0026 \cos 2\varphi),$$

und erhalten hiermit die Reduction des Barometerstandes auf die Schwere von 45°. Für $b = 760$ mm ergiebt sich danach die an den abgelesenen Barometerstand anzubringende Correction in verschiedenen geographischen Breiten folgendermaassen:

Geographische Breite	Correction
0°	— 1,98 mm
10	— 1,86
20	— 1,51
30	— 0,99
40	— 0,34
50	+ 0,34
60	+ 0,99
70	+ 1,51
80	+ 1,86
90	+ 1,98

Es folgt aus dieser Tafel, dass bei gleichem Luftdruck ein Quecksilberbarometer an den Polen um beinahe 4 mm niedriger zeigt als am Aequator.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Selbstverständlich ist bei barometrischen Messungen auf Berghöhen, soweit sie mit dem Quecksilberbarometer geschehen, auf die Veränderung der Schwerkraft mit der Höhe ebenfalls Rücksicht zu nehmen. Diese Veränderung setzt sich aus zwei Theilen zusammen. Denn einestheils wird die Schwerkraft bei grösserer Entfernung vom Erdmittelpunkte im Verhältnisse des Quadrates der Entfernung verringert, andererseits übt aber die unter dem Barometer befindliche Gebirgsmasse ebenfalls eine Anziehung aus. Während der erstere Theil seiner Grösse nach ohne Schwierigkeit ermittelt werden kann, wenn nur die Höhe der Station über dem Meeresspiegel bekannt ist, so ist der zweite Theil meist unbestimmt, weil dabei die nicht sicher bekannte Dichtigkeit der Gebirgsmasse sowie auch die meist complicirte Figur derselben von Einfluss ist. Am sichersten wird es immer sein, auf solchen Stationen entweder durch Pendelbeobachtungen die Grösse der Schwerkraft zu ermitteln, oder durch Vergleichung von Quecksilber- und Aneroïdbarometern, welche in der Ebene und auf dem Berge angestellt werden, die Correction der Ablesungen direct zu ermitteln.

Betrachten wir nun zunächst den ersten Theil der Correction, der immer der grössere ist. Es sei R die Entfernung eines vertical unter dem Beobachtungsorte im Meeresniveau befindlichen Punktes vom Erdmittelpunkte, r die Höhe der Station über dem Meeresniveau, so wird an diesen beiden Punkten die Beschleunigung der Schwerkraft nach Ablauf einer Secunde, die wir resp. mit g und g_r bezeichnen wollen, das Verhältniss haben:

$$\frac{g}{g_r} = \frac{(R + r)^2}{R^2}$$
$$= 1 + 2\,\frac{r}{R} + \left(\frac{r}{R}\right)^2,$$

oder, wenn wir das letzte Glied, welches immer äusserst klein sein wird, vernachlässigen:

$$g = g_r\left(1 + 2\,\frac{r}{R}\right),$$

und

$$g_r = \frac{g}{1 + 2\,\frac{r}{R}}.$$

Die Division ergiebt, wenn wieder die Glieder von der Ordnung $\frac{r^2}{R^2}$ vernachlässigt werden,

$$g_r = g\left(1 - 2\,\frac{r}{R}\right).$$

Drückt man r und R in Metern aus, so wird, da R im Mittel etwa $= 6\,371\,000$ m angenommen werden kann,

$$g_r = g\,(1 - 0{,}000\,000\,314\,.\,r).$$

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

In der Höhe r wird demnach der Barometerstand b', den ein Quecksilberbarometer angiebt, sich zu dem Barometerstand b eines richtig zeigenden Aneroïdbarometers verhalten wie:

$$b' : b' (1 - 0{,}000\,000\,314 \,.\, r),$$

oder die Correction, welche an b' anzubringen ist, wird

$$= - 0{,}000\,000\,314\, r\, b'$$

sein.

Diese Correction würde etwa für solche Barometerbeobachtungen gelten, welche in Luftballons ausgeführt sind; auf Bergstationen beträgt sie aber aus dem oben erwähnten Grunde weniger.

Für die meteorologische Station auf dem Säntis beträgt $r = 2500$ m; b' (der mittlere Barometerstand) 565 mm; wir erhalten danach für die an das Quecksilberbarometer anzubringende Correction den Betrag 0,44 mm, doch ist dieselbe wegen der Anziehung des Berges selbst auf etwa 0,32 mm zu verringern.

226 **Mittlere Barometerhöhe im Niveau des Meeres.** Man glaubte früher, dass der mittlere Barometerstand am Meeresspiegel allenthalben derselbe sei; dies ist jedoch nicht der Fall, wie man aus folgender Tabelle ersehen kann, in welcher nach Ferrel die mittleren Barometerstände für verschiedene geographische Breiten angegeben sind. Dieselben sind auf das Meeresniveau und die Schwere von 45° reducirt.

Nördliche Breite	Mittlerer Barometerstand	Südliche Breite	Mittlerer Barometerstand
80°	760,5 mm	5°	758,3 mm
75	60,0	10	59,1
70	58,6	15	60,2
65	58,2	20	61,7
60	58,7	25	63,2
55	59,7	30	**63,5**
50	60,7	35	62,4
45	61,5	40	60,5
40	62,0	45	57,3
35	**62,4**	50	53,2
30	61,7	55	48,2
25	60,4	60	43,4
20	59,2	65	39,7
15	58,3	70	38,0
10	**57,9**		
5	58,0		
0	58,0		

Wir sehen aus dieser Tabelle, wie dies in Fig. 4 auf Tab. 18 auch graphisch dargestellt ist, dass der mittlere Barometerstand am Meere vom Aequator nach dem Nordpole erst ein wenig ab-, dann zunimmt, dass er

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

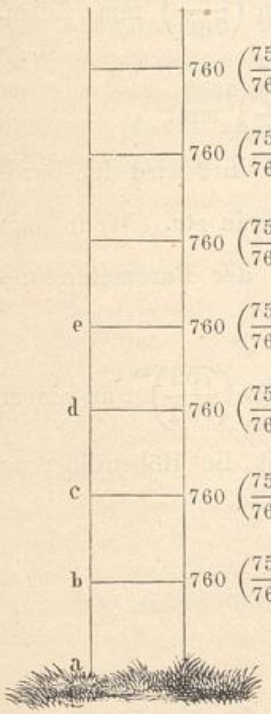
zwischen dem 30. und 40. Breitengrade sein Maximum erreicht, dann weiter nach Norden hin wieder abnimmt und zwischen dem 60. und 70. Grade nördlicher Breite wieder ein Minimum erreicht.

Auf der südlichen Halbkugel nimmt der Barometerstand vom Aequator nach Süden hin stark zu und erreicht den höchsten Stand unter dem 30. Breitengrade. Darauf nimmt er bedeutend ab und wird sein Minimum wohl etwa beim Südpole selbst finden.

Die Linien gleicher Barometerhöhe, von denen später noch die Rede sein wird, nennt man Isobaren. In Tab. XLV sind die Jahresisobaren, d. h. die Linien gleicher mittlerer Barometerhöhe (auf den Meeresspiegel reducirt), und in Tab. XLVI und XLVII die mittleren Isobaren für die Monate Januar und Juli gezeichnet.

Barometrische Höhenmessung. Es ist eine schon bald nach Entdeckung des Barometers constatirte Thatsache, dass das Barometer um so mehr sinkt, je mehr man sich mit demselben über den Spiegel des Meeres erhebt. Die Höhendifferenz zweier Orte ist also eine Function der gleichzeitig an denselben beobachteten Barometerstände oder mit anderen Worten: wenn man an zwei nicht allzuweit von einander entfernten Stationen zu gleicher Zeit den Stand des Barometers beobachtet hat, so kann man danach den Höhenunterschied der beiden Stationen berechnen. Suchen wir die dazu nöthige Formel zu entwickeln. 227

Fig. 345.



Es ist schon im §. 219 erwähnt worden, dass man von einem Orte aus, wo der Barometerstand 760 mm beträgt, um 10,5 m steigen müsse, wenn das Barometer um 1 mm, also bis auf 759 mm (oder, was dasselbe ist, auf $760\left(\frac{759}{760}\right)$ mm) fallen soll. Ohne merklichen Fehler können wir annehmen, dass die ganze Luftschicht von 10,5 m Höhe überall gleich dicht sei, wir können annehmen, dass sie so dicht sei als am Boden. Es sei a, Fig. 345, ein Punkt auf dem Boden, b ein 10,5 m höher gelegener Punkt, und jeder der folgenden Punkte c, d, e u. s. w. liege immer wieder um 10,5 m höher als der nächsttiefere. Da nach dem Mariotte'schen Gesetze die Dichtigkeit der Luft dem Drucke proportional ist, unter welchem sie sich befindet, so muss die Luftschicht bc weniger dicht sein als ab, und zwar werden sich die Dichtigkeiten dieser Schichten verhalten wie die Barometerstände in a und b, d. h. die Dich-

tigkeit der Schicht bc ist $\frac{759}{760}$ von der Dichtigkeit der Schicht ab. Wenn man also von b nach c steigt, so wird das Barometer nicht abermals um 1 mm, sondern nur um $\left(\frac{759}{760}\right)$ mm fallen. Der Barometerstand in c ist demnach:

$$760\left(\frac{759}{760}\right) - \frac{759}{760} = \frac{759}{760}(760 - 1) = \frac{759^2}{760} = 760\left(\frac{759}{760}\right)^2 \text{mm}.$$

Auf diese Weise können wir weiter schliessen, dass sich die Dichtigkeiten der Schichten bc und cd verhalten wie die Barometerstände in b und c, dass also die Schicht cd $\left(\frac{759}{760}\right)$ mal leichter ist als die Schicht bc. Wenn also die Luftschicht bc einer Quecksilbersäule von $\frac{759}{760}$ mm das Gleichgewicht hält, so kann die Schicht cd nur eine Quecksilbersäule von $\frac{759}{760} \times \left(\frac{759}{760}\right) = \left(\frac{759}{760}\right)^2$ mm tragen, und wenn man sich von c bis d erhebt, so muss das Barometer um $\left(\frac{759}{760}\right)^2$ mm fallen. In d ist also der Barometerstand

$$760\left(\frac{759}{760}\right)^2 - \left(\frac{759}{760}\right)^2 = 760\left(\frac{759}{760}\right)^3 \text{mm}.$$

Dies reicht hin, um das Gesetz zu übersehen: in e wird der Barometerstand $760\left(\frac{759}{760}\right)^4$, in f wird er $760\left(\frac{759}{760}\right)^5$ sein etc. Wenn man sich also n mal 10,5 m über a erhebt, so ist der Barometerstand $760\left(\frac{759}{760}\right)^n$.

Ist an einem Orte der Barometerstand $B = 760\left(\frac{759}{760}\right)^m$, an einem anderen höher gelegenen $b = 760\left(\frac{759}{760}\right)^n$, so ist die Höhendifferenz beider Orte $(n - m)$ mal 10,5 m.

Aus den Gleichungen

$$B = 760\left(\frac{759}{760}\right)^m$$

$$b = 760\left(\frac{759}{760}\right)^n$$

folgt

$$log\, B = log\, 760 + m \,.\, log\, \frac{759}{760},$$

$$log\, b = log\, 760 + n \,.\, log\, \frac{759}{760}.$$

Zieht man die letzte Gleichung von der vorhergehenden ab, so kommt:

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

$$log\,B - log\,b = (m - n)\ log\ \frac{759}{760}$$

und

$$log\,B - log\,b = (n - m)\ 0{,}0005718$$

$$n - m = \frac{log\,B - log\,b}{0{,}0005718}.$$

Da aber die Höhendifferenz H der beiden fraglichen Orte gleich 10,5 $(n - m)$ m ist, so haben wir auch

$$H = 10{,}5\ \frac{log\,B - log\,b}{0{,}0005718}$$

$$H = 18363\ (log\,B - log\,b)$$

oder endlich

$$H = 18363\ log\ \frac{B}{b}\,\text{m} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (A)$$

anzuwenden.

Da der Quotient $\frac{B}{b}$ und folglich auch die Differenz $log\,B - log\,b$ unverändert bleibt, mit welcher Einheit auch die Barometerstände B und b gemessen sein mögen, so kann man nach Belieben die Barometerstände B und b in Millimetern oder in Pariser Linien oder in irgend einem anderen Maasse ausdrücken.

Nach dieser Formel ist der mittlere Barometerstand einer Höhe

von	500	m	über	dem	Meere	714	mm
„	1000	„	„	„	„	670	„
„	2000	„	„	„	„	591	„
„	3000	„	„	„	„	522	„
„	4000	„	„	„	„	460	„
„	5000	„	„	„	„	406	„
„	6000	„	„	„	„	358	„
„	7000	„	„	„	„	316	„
„	8000	„	„	„	„	279	„
„	9000	„	„	„	„	246	„
„	10 000	„	„	„	„	217	„

Aus unserer Formel (A) ergiebt sich nun auch leicht, wie hoch man steigen müsse, wenn das Barometer auf die Hälfte des normalen Barometerstandes am Meere fallen soll. Setzt man $B = 760$, $b = 380$, so folgt $H = 5528$ m.

Erhebt man sich abermals um 5528 m, so muss das Barometer auf $^1/_4$ seines Standes am Meere fallen u. s. w.

Setzt man in unserer Gleichung $B = 760$ und $b = 1$, so folgt $H = 52\,900$. In dieser Höhe von nahe 53 km ist der Luftdruck bereits so gering, dass er nur noch eine Quecksilbersäule von 1 mm zu tragen im Stande ist; in dieser Höhe von etwa 8 Meilen über dem Meeresspiegel

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

ist also die Luft schon so verdünnt, wie wir es kaum mit den besten Luftpumpen erreichen können.

228 **Höhe der Atmosphäre.** So nimmt denn die Dichtigkeit der Luft mit zunehmender Erhebung über den Boden fortwährend ab, bis sie allmählich unmerklich wird und selbst auf die empfindlichsten physikalischen Instrumente nicht mehr zu wirken vermag. Was von Luft über die Höhe von 10 bis 12 geographischen Meilen hinausgeht, ist jedenfalls ein verschwindend kleiner Bruchtheil der übrigen Atmosphäre, und deshalb nimmt man in der Regel an, dass die Atmosphäre eine Höhe von 10 bis 12 geographischen Meilen habe.

Eben weil die Luft expansibel ist, kann sie nicht eine scharfe obere Grenze haben wie die Gewässer, welche die Erdoberfläche bedecken. Es findet eben in den höheren Luftregionen ein allmählicher Uebergang zur unendlichen Verdünnung statt, und deshalb ist auch die Höhe der Atmosphäre keine absolut gegebene und präcis bestimmbare; man kann höchstens sagen, in welcher Höhe die Dichtigkeit der Luft unmerklich wird.

Nehmen wir in diesem Sinne die Höhe der Atmosphäre zu 10 bis 12 geographischen Meilen an, so sehen wir, dass diese Höhe sehr gering ist im Vergleich zum Durchmesser der Erde, welcher nahe 1700 geographische Meilen beträgt. Um sich ein klares Bild von dem Verhältniss der Erdkugel zu ihrer Atmosphäre zu machen, denke man sich eine Kugel von 1 m Durchmesser, welche von einer ungefähr 6 mm dicken luftigen Hülle umgeben ist.

Aber weit unter der angegebenen Grenze verschwindet die letzte Spur des organischen Lebens, welches weder eine solche Luftverdünnung, noch eine so niedrige Temperatur ertragen kann, wie sie in jenen Höhen herrscht und welches schwerlich bis auf die Gipfel der höchsten Berge hinaufsteigt.

229 **Abweichung barometrisch berechneter Höhen von den wahren.** Die Gleichung (A) des §. 227 würde nur dann richtige Werthe für die Höhendifferenz H zweier nicht allzu weit von einander entfernten Orte geben, an welchen man gleichzeitig die Barometerstände B und b beobachtet hat, wenn die Temperatur der ganzen Luftsäule von der unteren Station bis zur Höhe der oberen gleich 0^0 wäre. Wäre die Temperatur dieser ganzen Luftsäule aber gleich T, d. h. gleich der Temperatur am unteren Beobachtungsorte, so würde die Höhendifferenz $H = 18\,363\,(1 + \alpha T)\,log\,\frac{B}{b}$ sein, wenn α den Ausdehnungscoëfficienten der Luft bezeichnet. Ist aber nun t die Temperatur der Luft an der oberen Station, so würde die verticale Luftsäule von dem unteren Beobachtungsorte bis zur Höhe des oberen sich gerade so verhalten wie eine Luftsäule von gleicher Höhe und der mittleren Temperatur $\frac{T+t}{2}$, wenn man annehmen könnte, dass die Temperatur von der unteren

Grenze dieser Luftsäule bis zur oberen gleichförmig abnähme. Für diesen Fall hätte man dann

$$H = 18363 \left(1 + \alpha \frac{T+t}{2}\right) log \frac{B}{b} \text{m} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (B)$$

Es ist dies die von Laplace aufgestellte Höhenformel, wenn man in derselben die unwesentliche Correction wegen der Veränderlichkeit der Schwere weglässt.

Ramond erhöhte den Coëfficienten dieser Formel auf 18393, wofür Rühlmann später 18400 annahm, so dass die Formel übergeht in

$$H = 18400 \left(1 + \alpha \frac{T+t}{2}\right) log \frac{B}{b} \text{m} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (C)$$

wofür er endlich setzte

$$H = 18400 \left(1{,}00157 + 0{,}00367 \frac{T+t}{2}\right) log \frac{B}{b} \text{m} \quad . \quad (D)$$

Wenn man nach einzelnen, gleichzeitig an zwei ungleich hohen Stationen angestellten Barometer- und Thermometerbeobachtungen die Höhendifferenz der beiden Stationen nach einer der obigen Formeln berechnet, so erhält man meist so stark von einander abweichende Resultate, dass die Differenzen weit über die durch Beobachtungsfehler erklärlichen Grenzen hinaus gehen. Ja selbst die aus mittleren Barometer- und Thermometerständen der beiden Stationen berechneten Höhenunterschiede weichen beträchtlich von den trigonometrisch genau bestimmten ab.

Schon Saussure's Beobachtungen am Col du géant zeigten, dass die aus Barometer- und Thermometer-Beobachtungen berechneten Höhen im Allgemeinen am Tage grösser sind als bei Nacht, dass sie also eine tägliche Periode zeigen. Ebenso ergaben die genauen Beobachtungen, welche Ramond in den Pyrenäen angestellt hatte, und auch die Vergleichung der gleichzeitig zu Clermont und zu Paris angestellten Beobachtungen, dass die barometrisch bestimmten Höhen sowohl von der Tageszeit als auch von der Jahreszeit abhängen.

Am eingehendsten hat R. Rühlmann diesen Gegenstand behandelt und die Resultate seiner Untersuchungen in einem Schriftchen „Die barometrischen Höhenmessungen u. s. w. Leipzig 1870" publicirt. Als Beobachtungsmaterial benutzte er sowohl die Barometer- und Thermometerbeobachtungen, welche er gleichzeitig mit einem Freunde im September 1864 auf dem Valtenberg bei Bischofswerda in Sachsen und dem nahegelegenen Neukirch angestellt hatte, als auch die gleichzeitigen Beobachtungen an den schweizerischen meteorologischen Stationen St. Bernhard und Genf, deren trigonometrisch bestimmte Höhendifferenz 2070 m beträgt.

Als Mittel aus den sechs Beobachtungsjahren 1860 bis 1866 ergeben sich für die beigeschriebenen Tagesstunden für Lufttemperatur und Barometerstand in den Monaten Januar und Juli die in folgender Tabelle zusammengestellten Werthe:

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

		Lufttemperatur		Barometerstand auf 0° red.		Berechn. Höhe	D
		Genf	St. Bernh.	Genf	St. Bernh.		
		T	t	B	b	H	
Januar	0h Mittag	+ 2,1° C.	— 6,5° C.	727,53	560,91	2069,2 m	— 0,8 m
	2	+ 2,65	— 6,4	726,85	560,70	2068,5	— 1,5
	4	+ 2,2	— 7,6	726,91	560,88	2059,2	— 10,8
	6	+ 1,15	— 8,2	727,15	561,00	2055,8	— 14,2
	8	+ 0,55	— 8,3	727,39	561,15	2053,5	— 16,5
	10	+ 0,1	— 8,35	727,49	561,21	2051,8	— 18,2
	12	— 0,3	— 8,5	727,34	561,08	2050,1	— 19,9
	14	— 0,5	— 8,6	727,10	560,78	2050,3	— 19,7
	16	— 0,6	— 8,6	726,96	560,55	2051,5	— 18,5
	18	— 0,8	— 8,7	727,15	560,66	2051,1	— 18,9
	20	— 0,7	— 8,4	727,42	560,93	2051,6	— 18,4
	22	+ 0,6	— 7,6	727,65	561,20	2058,5	— 11,5
	Mittel	+ 0,50	— 7,97	727,24	560,93	2056,0	— 14,0
Juli	0h	+ 22,1	+ 8,8	727,66	568,52	2099,9	+ 29,9
	2	+ 23,0	+ 9,0	727,27	568,53	2099,1	+ 29,1
	4	+ 22,9	+ 8,5	727,00	568,53	2093,7	+ 23,7
	6	+ 21,8	+ 7,3	726,94	568,57	2084,2	+ 14,2
	8	+ 19,5	+ 6,1	727,36	568,73	2074,0	+ 4,0
	10	+ 17,5	+ 5,7	727,82	568,89	2068,3	— 1,7
	12	+ 16,0	+ 5,1	727,97	568,77	2064,0	— 6,6
	14	+ 14,5	+ 4,3	727,87	568,42	2059,3	— 10,7
	16	+ 13,8	+ 3,8	727,85	568,14	2059,2	— 10,8
	18	+ 15,0	+ 4,4	727,98	568,14	2067,0	— 3,0
	20	+ 18,4	+ 5,9	728,13	568,34	2083,7	— 13,7
	22	+ 20,4	+ 7,9	727,97	568,45	2094,8	+ 24,8
	Mittel	+ 18,13	+ 6,56	727,71	568,0	2079,0	+ 9,0

Das Rühlmann'sche Werkchen enthält die entsprechenden Tabellen für alle 12 Monate des Jahres.

Die sechste Verticalreihe obiger Tabelle enthält unter H die aus den in gleicher Horizontalreihe stehenden Daten berechnete Höhe von St. Bernhard über Genf, während die letzte Verticalreihe unter D angiebt, um wie viel die barometrisch berechnete Höhe grösser (+) oder kleiner (—) ist, als die trigonometrisch bestimmte.

In dieser Tabelle tritt nun die schon erwähnte tägliche Periode sehr deutlich hervor; das Maximum der berechneten Höhen fällt auf die Mittagsstunde, das Minimum dagegen auf die Nachtstunden und zwar in den meisten Monaten auf 4 Uhr Morgens. Ferner ergiebt sich aus

der Betrachtung dieser Tabellen, dass in unseren Zonen die günstigsten Zeiten zur Anstellung barometrischer Höhenmessungen in den verschiedenen Monaten folgende sind:

Im Januar:	Mittags	12^h			
Februar	Vormittags	10^h	und	Nachmittags	4^h
März	„	8	„	„	6
April	„	7	„	„	7
Mai	„	7	„	„	7
Juni	„	6	„	„	9
Juli	„	6	„	„	9
August	„	7	„	„	8
September	„	8	„	„	6
October	„	10	„	„	4
November	„	11	„	„	2
December	Nachmittags	1^h			

Der Unterschied zwischen dem täglichen Maximum und Minimum der berechneten Höhen beträgt für den Monat

Januar	19,1 m	Juli	40,7 m
Februar . . .	39,8 „	August	40,6 „
März	32,4 „	September . .	35,7 „
April	41,8 „	October . . .	26,1 „
Mai	37,1 „	November . .	18,5 „
Juni	35,9 „	December . . .	11,1 „

Die Amplitude, um welche die berechneten Werthe der Höhendifferenz zwischen St. Bernhard und Genf schwanken, sind also am kleinsten in den Monaten December, November und Januar, am grössten im April, Juli und August.

Die aus den Tages- und Monatsmitteln der meteorologischen Beobachtungen berechneten Höhen zeigen eine jährliche Periode, wie man aus der folgenden Tabelle (S. 676) ersieht, welche auch zeigt, dass die Amplitude der jährlichen Periode viel kleiner ist, als die der täglichen.

Die Jahresmittel der meteorologischen Beobachtungen geben Höhen, welche sich von den wahren Werthen nur wenig entfernen.

Die Monatsmittel geben im Winter zu kleine, im Sommer zu grosse Höhen.

Weichen selbst die aus Mittelwerthen der Barometer- und Thermometer-Beobachtungen berechneten Höhenunterschiede nicht unbedeutend von den wahren ab, so lässt sich erwarten, dass dies für isolirte Beobachtungen noch weit mehr der Fall sein wird und zwar selbst für Orte, deren Entfernung in horizontaler Richtung nur gering ist. So finden wir z. B. im 4. Jahrgange der Schweizerischen meteorologischen Beobachtungen für den 26. December 1866 Morgens 7 Uhr

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Temperatur		Barometerstand		Berechn. Höhe	D
	Genf	St. Bernh.	Genf	St. Bernh.		
	T	t	B	b	H	
Januar	+ 0,50	— 7,97	727,24	560,93	2056,0	— 14,0
Februar	+ 0,91	— 9,12	727,23	560,37	2061,2	— 8,8
März	+ 4,63	— 7,82	723,08	558,02	2069,2	— 0,8
April	+ 9,82	— 2,56	726,69	563,52	2070,9	+ 0,9
Mai	+ 14,50	+ 1,63	726,10	565,35	2072,4	+ 2,4
Juni	+ 16,64	+ 3,82	727,07	566,83	2078,5	+ 8,5
Juli	+ 18,75	+ 6,39	727,66	568,50	2079,5	+ 9,0
August	+ 18,13	+ 6,56	727,71	568,71	2075,0	+ 5,0
September . . .	+ 14,62	+ 3,82	728,35	568,06	2068,0	— 2,0
October	+ 10,56	+ 0,17	726,59	565,21	2059,8	— 10,2
November . . .	+ 5,20	— 4,64	725,60	561,64	2060,6	— 9,7
December . . .	+ 0,65	— 8,13	727,55	561,13	2056,7	— 13,3
Mittel . . .	+ 9,57	— 1,47	726,74	564,02	2067,2	— 2,8

in Zürich (Sternwarte) auf dem Uetliberg

$B = 726{,}1$ mm $b = 692{,}2$ mm

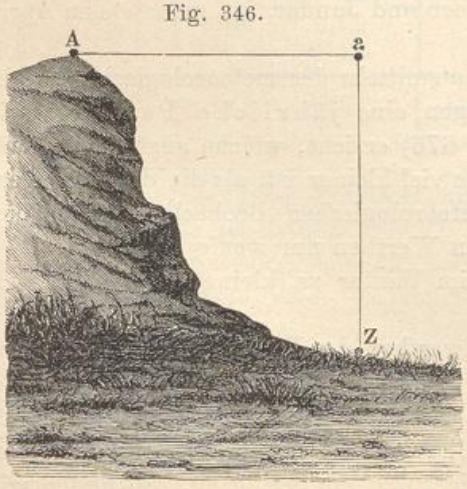
$T = -6{,}8^0$ C. $t = +1{,}5^0$ C.

woraus sich aus Gl. (C) Seite 673 ergiebt

$$H = 377 \text{ m},$$

während der wahre Höhenunterschied zwischen der Züricher Sternwarte und dem Uetliberg 394 m beträgt. Die berechnete Höhe ist also um 17 m, also um $^1/_{23}$ des wahren Höhenunterschiedes zu klein, während der kleinste der in der Tabelle auf Seite 674 zusammengestellten berechneten Höhenunterschiede zwischen Genf und St. Bernhard nur um $^1/_{135}$ des wahren Höhenunterschiedes falsch ist.

Fig. 346.



Die Ursache der Abweichung der barometrisch bestimmten Höhen von den wahren liegt, wie Rühlmann nachgewiesen hat, darin, dass die Wärme der Luftsäule über der unteren Beobachtungsstation sich nicht so rasch ändert, wie das arithmetische Mittel der Thermometerablesungen an den oberen und unteren Stationen. Es

sei A, Fig. 346, die obere, Z die untere der beiden Stationen und a ein Punkt, welcher mit A in gleicher Höhe vertical über Z liegt, so setzt man bei der Berechnung nach der Gleichung

$$H = 18400\ (1 + \alpha\tau)\ log\ \frac{B}{b} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (E)$$

voraus, dass

$$\tau = \frac{T+t}{2},$$

d. h. dass die mittlere Temperatur der Luftsäule Za gleich sei dem arithmetischen Mittel zwischen den beiden gleichzeitig in Z und in A beobachteten Temperaturen. Setzt man in Gl. (E) für H die wahre Höhe, so ergiebt sich für die wahre mittlere Temperatur der Luftsäule Za der Werth:

$$\tau = \frac{1}{\alpha}\left(\frac{H}{18400\ log\ \frac{B}{b}} - 1\right) \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (F)$$

Die nach Gl. (F) berechneten Werthe von τ weichen aber wesentlich von den entsprechenden Werthen von $\frac{T+t}{2}$, die wir als die beobachteten mittleren Temperaturen bezeichnen wollen, ab, wie man aus der folgenden Zusammenstellung für die Monate Januar und Juli ersieht:

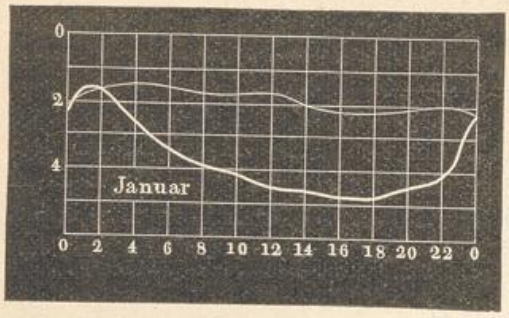
		Mittlere Lufttemperatur				Mittlere Lufttemperatur	
		Beobachtete $\frac{T+t}{2}$	Wahre τ			Beobachtete $\frac{T+t}{2}$	Wahre τ
Januar	0h	— 2,2° C.	— 2,1	Juli	0h	15,5	11,4
	2	— 1,8	— 1,9		2	16,0	12,0
	4	— 2,7	— 1,5		4	15,7	12,4
	6	— 3,5	— 1,6		6	14,5	12,6
	8	— 3,8	— 1,7		8	12,8	12,3
	10	— 4,1	— 1,7		10	11,6	11,9
	12	— 4,4	— 1,7		12	10,5	11,4
	14	— 4,5	— 2,0		14	9,4	10,9
	16	— 4,6	— 2,2		16	8,8	10,3
	18	— 4,7	— 2,2		18	9,7	10,1
	20	— 4,5	— 2,1		20	12,1	10,3
	22	— 4,1	— 2,0		22	14,1	10,8
Mittel		— 3,7	— 1,9	Mittel		12,5	11,3

Nach dieser Tabelle ist in Fig. 347 und Fig. 348 (a. f. S.) der tägliche Gang der wahren und der beobachteten mittleren Lufttemperatur für die Monate Januar und Juli graphisch dargestellt und zwar stellt die stark

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

ausgezogene Curve den Gang der beobachteten, die fein ausgezogene dagegen den Gang der wahren Lufttemperatur dar. Die beiden Curven schneiden sich für diejenigen Stunden, für welche die barometrisch berechnete Höhe mit der trigonometrisch bestimmten übereinstimmt.

Fig. 347.

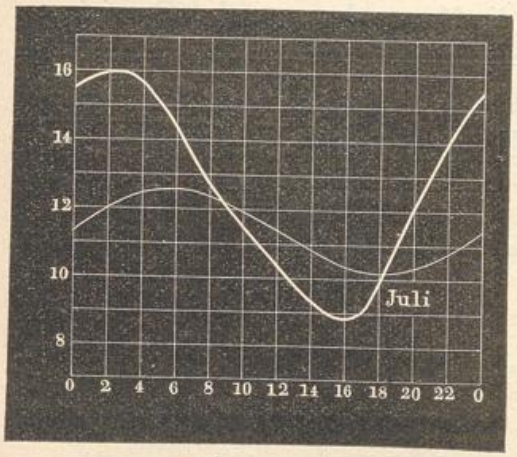


Vergleicht man auf die angegebene Weise die wahre mittlere Lufttemperatur der Monate mit der beobachteten, so findet man die Werthe der folgenden Tabelle (a. f. S.).

Man erkennt aus dieser Tabelle, dass sich die Luft bei weitem nicht in dem Maasse und nicht so rasch erwärmt, wie es die Thermometer an den Beobachtungsstationen zeigen, sie nimmt nur wenig und gleichsam zögernd Antheil an den täglichen und jährlichen Schwankungen der Temperatur an der Erdoberfläche.

Die Maxima und Minima der Lufttemperatur treten sowohl bei der täglichen als auch bei der jährlichen Periode später ein, als die an den Thermometern beobachteten Maxima und Minima. So sieht man z. B. in Fig. 348, dass das beobachtete tägliche Temperaturmaximum im Juli auf 2 Uhr, das Maximum der wahren Lufttemperatur aber erst auf 6 Uhr Nachmittags fällt, während die Zeit des wahren Minimums ungefähr um zwei Stunden später eintritt als die des beobachteten.

Fig. 348.



Der Grund dieser Erscheinung ist offenbar darin zu suchen, dass der Erdboden eine sehr grosse Absorptionsfähigkeit für Wärmestrahlen besitzt, dass er sich also unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen stark erwärmt, durch nächtliche Strahlung dagegen stark abkühlt, während die Luft, als ein sehr diathermaner Körper, sich unter dem directen Einfluss der Sonnenstrahlen nur wenig erwärmt, dagegen aber auch Nachts durch Strahlung wenig Wärme abgiebt. Die an den Beobachtungsstationen angebrachten Thermometer sind nun sehr von der strahlenden Wärme des Erdbodens und der Umgebung influirt, sie werden also den bedeutenderen und rascheren Temperaturschwankungen der Erdoberfläche folgen müssen und können nicht den wahren Gang der Temperatur in höheren Luftschichten angeben.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Monat	Mittlere Lufttemperatur	
	Beobachtete $\frac{T+t}{2}$	Wahre τ
Januar	— 3,6	— 1,8
Februar	— 4,1	— 3,0
März	— 1,6	— 1,5
April	+ 3,1	+ 3,5
Mai	+ 8,0	+ 7,7
Juni	+ 10,2	+ 9,1
Juli	+ 12,5	+ 11,3
August	+ 12,3	+ 11,6
September	+ 9,2	+ 9,5
October	+ 5,3	+ 6,7
November	— 0,3	+ 1,6
December	— 4,4	— 2,0
Mittel	+ 4,0	+ 4,39

Ursachen der Barometerschwankungen. Die letzte Ursache aller Barometerschwankungen ist in der ungleichen und sich stets ändernden Wärmevertheilung auf der Erde zu suchen. Da sich die Wärmevertheilung auf der Erde beständig ändert, so wird auch das Gleichgewicht in jedem Augenblicke gestört, es entstehen Luftströmungen, welche das gestörte Gleichgewicht herzustellen streben, und so ist denn die Luft in beständiger Bewegung; bald mehr erwärmt und deshalb leichter, bald wieder erkaltet und deshalb dichter, bald mehr, bald weniger Wasserdampf enthaltend, wird auch der Druck der Luftsäule fortwährenden Veränderungen unterworfen sein, welche uns das Barometer anzeigt. 230

Dass wirklich Temperaturveränderungen die Ursache der Barometerschwankungen sind, geht schon daraus hervor, dass sie in den Tropen, wo die Temperatur so wenig veränderlich ist, auch am unbedeutendsten sind; in höheren Breiten dagegen, wo die Variationen der Temperatur immer bedeutender werden, ist auch die Amplitude der zufälligen Barometerschwankungen sehr gross; ja selbst im Sommer, wo die Temperatur im Allgemeinen weniger veränderlich ist, sind die Oscillationen des Barometers kleiner als im Winter.

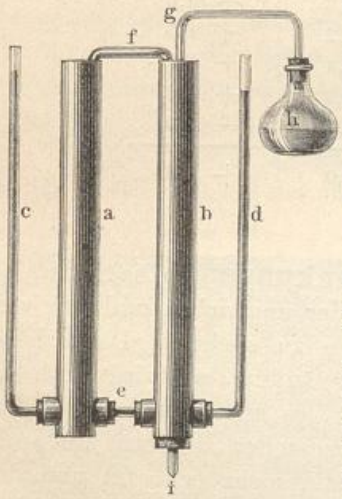
Im Allgemeinen kann man leicht darthun, dass die ungleiche stets sich ändernde Erwärmung der Luft beständige Veränderungen in der Grösse des Luftdrucks zur Folge haben muss.

Wenn an irgend einem Orte die Luft bedeutend erwärmt wird, so dehnt sie sich aus, die Luftsäule erhebt sich über die Luftmasse, welche

auf den kälteren Umgebungen ruht, die in die Höhe gestiegene Luft wird also oben nach den Seiten hin abfliessen, der Druck der Luft muss also an den wärmeren Orten abnehmen, das Barometer wird daselbst sinken müssen; in den kälteren Umgebungen aber muss das Barometer steigen, weil sich die in den oberen Regionen der erwärmten Gegenden seitwärts abfliessende Luft über die Atmosphäre der kälteren Gegenden verbreitet.

Es lässt sich dies durch den Apparat Fig. 349 anschaulich machen. a und b sind Blechröhren von etwa 60 cm Höhe, welche unten bei e durch ein Stück Thermometerrohr verbunden sind. Mit der Blechröhre a ist die Glasröhre c, mit der Röhre b ist die Glasröhre d in Verbindung. Wenn man in eine der Röhren b oder a Wasser giesst, so wird dasselbe nur langsam durch die enge Röhre bei e in die andere Röhre fliessen können. Wenn man beide Röhren a und b fast bis oben füllt und sie dann oben durch ein hinlänglich weites Heberrohr f in Verbindung setzt, so muss sich das Wasser in allen vier Röhren, c, a, b und d, gleich hoch stellen. Nun aber geht durch das Blechrohr b von oben bis unten ein unten offenes Glasrohr gi hindurch, durch welches die in dem Kolben h mittelst einer Weingeistlampe entwickelten Wasserdämpfe hindurchgeleitet werden. In unserer Figur ist der Kolben h neben die Röhre d gezeichnet worden; es ist aber besser, wenn er, was sich in der Figur nicht so gut hätte darstellen lassen, hinter b sich befindet.

Fig. 349.



Da das Rohr gi mit kaltem Wasser umgeben ist, so werden die durchstreifenden Dämpfe verdichtet, und das Wasser in b wird erwärmt. Wenn nun zwischen a und b gar keine Verbindung wäre, so würde die Wassersäule in b steigen, ohne dass das Wasser in d steigt, weil b erwärmt wird, d aber kalt bleibt; da aber die Röhren b und a oben durch die Heberröhre f verbunden sind, so kann das Wasser in b nicht höher stehen als in a, ein Theil des in b erwärmten Wassers fliesst nach a über, und in Folge dessen sinkt das Wasser in d, in c aber steigt es, weil zu dem schon in a vorhandenen Wasser noch neues durch den Heber f hinzukommt.

Wäre e eine hinlänglich weite Röhre, so würde das Wasser in allen vier Röhren stets gleich hoch bleiben, weil in dem Maasse, als warmes Wasser durch f nach a fliesst, unten umgekehrt kaltes Wasser durch e nach b fliessen, weil sich also das gestörte Gleichgewicht in jedem Augenblicke wieder herstellen würde; dies ist aber nicht möglich, weil die Röhre e zu enge ist. Ebenso wird in erkalteten Gegenden der Luftdruck

zu-, in erwärmten abnehmen, weil die Luft in den unteren Regionen nicht schnell genug der erwärmten Gegend zuströmen kann, um das gestörte Gleichgewicht sogleich wieder herzustellen.

Eine anderweitige wesentliche Ursache für die Barometerschwankungen liegt in dem wechselnden Feuchtigkeitsgehalt der Luft. Die Atmosphäre enthält immer mehr oder weniger Wasserdämpfe, und da diese specifisch leichter sind als die trockene Luft, so ist auch die mit Wasserdampf erfüllte Luft specifisch leichter als die trockene. Es wird also bei gleicher Höhe der Atmosphäre der Luftdruck um so geringer sein, je mehr Wasserdämpfe sich in der Atmosphäre befinden. Daraus würde folgen, dass jedesmal, wenn die Wasserdämpfe sich durch Wolken- oder Regenbildung condensiren, das Barometer steigt. Indessen kommt es häufig vor, dass die Condensation der Wasserdämpfe so rasch vor sich geht, dass ein sofortiger Ersatz durch trockene Luft nicht eintreten kann; in diesem Falle wird auch während der Condensation der Wasserdämpfe zunächst ein Fallen des Barometers bewirkt, und noch dadurch beschleunigt werden, dass durch die Condensation der Wasserdämpfe Wärme entwickelt wird.

Atmosphärische Ebbe und Fluth und Einfluss des Mondes auf das Wetter. 231 Nachdem es Newton gelungen war, die Erscheinungen der Ebbe und Fluth der grossen Oceane auf die Massenanziehung der Sonne und des Mondes zurückzuführen, lag die Idee nahe, dass diese beiden Himmelskörper auch eine atmosphärische Ebbe und Fluth veranlassen müssen. Eine atmosphärische Fluth wird aber das Barometer steigen, eine atmosphärische Ebbe wird es sinken machen, das Barometer wird uns also Auskunft über das Vorhandensein der atmosphärischen Ebbe und Fluth und über den Einfluss geben, welchen dieselbe auf die Grösse des Luftdrucks ausübt.

Die durch die Sonnenmasse erzeugten Veränderungen des Barometerstandes fallen so vollständig mit den anderweitigen täglichen Variationen zusammen, dass sie nicht davon getrennt werden können. Die Mondfluth fällt aber zur Zeit der Syzygien mit der Sonnenfluth zusammen, während zur Zeit der Quadraturen die Mondebbe mit der Sonnenfluth zusammenfällt. Der Einfluss, welchen die Massenanziehung des Mondes auf den Barometerstand ausübt, wird also darin bestehen, dass derselbe zur Zeit der Syzygien etwas erhöht, zur Zeit der Quadraturen etwas erniedrigt erscheint.

Aus den von Bouvard auf der Pariser Sternwarte von 1815 bis 1823 dreimal täglich (9 Uhr Morgens, 12 Uhr Mittags und 3 Uhr Nachmittags) angestellten Beobachtungen berechnete La Place, dass der Betrag der atmosphärischen Mondfluth nur 0,0544 mm betrage, ein Werth, welcher sich noch auf 0,0176 mm reducirte, als Bouvard nach den La Place'schen Formeln diese Grösse aus den von 1815 und 1827 fortgesetzten Barometerbeobachtungen ableitete.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Auch O. Eisenlohr fand, 22jährige Beobachtungen der Pariser Sternwarte zusammenstellend, dass der Einfluss des synodischen Mondumlaufs auf den Barometerstand sehr unbedeutend sei, ja nach seiner auf S. 185 des LX. Bandes von Poggendorff's Annalen gegebenen Zusammenstellung ist der mittlere Barometerstand für Neumond und Vollmond selbst noch um 0,008 mm tiefer, als für das erste und letzte Viertel.

Andere Untersuchungen über diesen Gegenstand sind von Kreil für Prag, Sabine für St. Helena, Elliot für Singapore, Neumayer für Melbourne, Bergsma für Batavia, Lüdicke für Gotha und Streintz für Greenwich ausgeführt. Das Gesammtresultat geht dahin, dass in den Tropen die Mondfluth mit grösserer Sicherheit nachweisbar ist als in höheren Breiten, aber auch dort nur höchstens 0,1 mm beträgt. In mittleren und höheren Breiten verschwindet der kleine Einfluss der Mondfluth vollständig unter den übrigen Barometerschwankungen.

Hier dürfte wohl der geeignetste Ort sein, den Einfluss des Mondes auch auf andere meteorologische Erscheinungen zu betrachten. Von denjenigen, welche einen Einfluss des Mondes auf die Witterung behauptet haben, ist theilweise seine Anziehungskraft gegen die Atmosphäre, theilweise seine Wärmeausstrahlung als Ursache für Witterungsänderungen angesehen worden. Die Anziehungskraft sollte die Höhe der Atmosphäre und damit den Barometerstand beeinflussen, und da die Witterungsverhältnisse mit dem Barometerstande in engem Zusammenhange stehen, so glaubte man hieraus auf einen Einfluss des Mondes auf das Wetter schliessen zu müssen. Dass diese Ansicht eine irrige ist, geht aber offenbar schon aus dem äusserst geringen Betrage der Mondfluth in der Atmosphäre hervor.

Andererseits hat man geglaubt, dass die vom Monde reflectirte Sonnenwärme eine auflösende Wirkung auf die Wolken ausübe. Allerdings haben directe Versuche gezeigt, dass auf der Erdoberfläche die Wärmestrahlen des Mondes zwar nachweisbar, aber von äusserst geringem Betrage sind, indessen wurde hiergegen eingewandt, dass die Wärmestrahlen durch die Atmosphäre beinahe vollständig absorbirt werden und demnach in grösseren Höhen immerhin beträchtliche Wirkung ausüben können. Ob dies der Fall ist, darüber können nur zahlreiche meteorologische Beobachtungen Aufschluss geben. Eine sehr sorgfältige Zusammenstellung aller diese Frage betreffenden Untersuchungen ist von W. J. van Bebber in seinem „Handbuche der ausübenden Witterungskunde", Stuttgart 1885, I. Theil, gegeben, und als Endresultat gefunden worden, dass ein Einfluss des Mondes weder auf die Regenmenge, noch auf die Windrichtung, Bewölkung, Gewitterbildung und Temperatur ziffernmässig nachweisbar, und dass es demnach durchaus verfehlt und jeder Wissenschaftlichkeit widersprechend ist, auf Mondeinflüsse irgend welche Wetterprognosen zu gründen.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Einfluss der Sonnenflecken auf die Witterung. In früheren Zeiten nahm man an, entsprechend dem Glauben an den Einfluss des Mondes auf die Witterung, dass eine 19jährige Periode der Witterungserscheinungen stattfände, weil die gegenseitige Stellung des Mondes und der Sonne eine 19jährige Periode in der Weise hat, dass alle 19 Jahre die gleichen Mondviertel auf die gleichen Jahrestage fallen. In neuerer Zeit ist man dagegen vielfach zu der Ansicht übergegangen, dass die Witterungsverhältnisse eine 11jährige Periode haben, wie die Sonnenflecken und magnetischen Elemente. 232

In welcher Weise die Sonnenflecken das Wetter beeinflussen sollen, müssen wir zunächst dahingestellt sein lassen, da uns eine genaue Kenntniss über die wahre Natur der Sonnenflecken fehlt. Es müssen also zunächst möglichst viele statistische Zusammenstellungen gemacht werden, aus denen man darauf schliessen kann, ob wirklich ein Zusammenhang zwischen den Sonnenflecken und den Witterungsverhältnissen nachweisbar ist. Wie vorsichtig man aber bei der Verwerthung solcher Zusammenstellungen sein muss, und wie leicht aus ihnen falsche Schlüsse gezogen werden können, geht daraus hervor, dass einige Meteorologen die wärmeren Jahre mit einer geringeren, andere dagegen mit einer grösseren Zahl von Sonnenflecken in Verbindung gebracht haben. Besonders sorgfältige Untersuchungen über diesen Gegenstand sind von Köppen, Hahn und Fritz ausgeführt und eine sehr vollständige Zusammenstellung über alle nach dieser Richtung angestellten Untersuchungen in dem bereits im vorigen Paragraphen erwähnten Werke von v. Bebber gegeben worden.

Köppen fand für die Jahre 1816 bis 1854 eine sehr gute Uebereinstimmung zwischen dem Gange der Temperatur und der Zahl der Sonnenflecken, in der Weise, dass die höchsten Jahrestemperaturen der geringsten Fleckenzahl entsprachen. In den Tropen trat das Maximum der Wärme $^1/_2$ bis $1^1/_2$ Jahre vor dem Fleckenminimum ein, während es sich ausserhalb der Wendekreise gegen das letztere verspätete, in den vierziger Jahren sogar bis zu drei Jahren. Dabei wurde die Uebereinstimmung in höheren Breiten eine geringere als in den Tropen und war zeitweise nicht mehr zu erkennen. Andere Jahre ergaben dagegen ein wesentlich hiervon verschiedenes Resultat; theilweise war ein Zusammenhang zwischen der Zahl der Sonnenflecken und der Jahrestemperatur gar nicht zu erkennen, und in der Zeit von 1779 bis 1816 fielen sogar die höchsten Temperaturen mit der grössten Zahl der Sonnenflecken zusammen.

Hahn untersuchte ausser den Jahrestemperaturen noch die Temperaturen der verschiedenen Jahreszeiten, und fand unter anderem, dass warme Sommer häufiger zur Zeit der Minima, kühlere zur Zeit der Maxima der Sonnenflecken stattfinden, dass aber die wärmeren Sommer den Minimis um mehrere Jahre nachfolgen, und dass überhaupt eine geringere Thätigkeit auf der Sonne eine höhere Temperatur auf der

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Erdoberfläche bedingt. Auch er fand indessen, dass das Verhältniss am Ende des vorigen und Anfange des jetzigen Jahrhunderts ein umgekehrtes war.

Fritz berichtet in seinem Werke: „Die wichtigsten periodischen Erscheinungen der Meteorologie und Kosmologie"; Leipzig 1889, dass er unter Benutzung einer grossen Zahl von Beobachtungen gefunden habe, dass in mittleren Breiten niedrige Wintertemperaturen am häufigsten zur Zeit der Fleckenmaxima, am seltensten zur Zeit der Minima, die niedrigsten Sommertemperaturen dagegen etwas häufiger zur Zeit der Fleckenminima eintreten.

Bei so unsicheren und widersprechenden Resultaten, wie sie die directen Temperaturbeobachtungen ergeben, kann es nicht überraschen, wenn in Erscheinungen, welche nicht allein von der Temperatur, sondern auch von anderen Factoren abhängen, ein Zusammenhang mit der Periode der Sonnenflecken ebenfalls nicht nachweisbar ist. Dennoch hat man 11jährige Perioden in der Qualität und Quantität der jährlichen Weinerträge, in guten und schlechten Ernten, der Ergiebigkeit der Fischerei, in Hungersnoth und Pestepidemien, ja selbst in politischen Umwälzungen und Cometenentdeckungen finden wollen. Wir werden auf diese phantasiereichen Speculationen hier nicht näher eingehen, sondern nur bemerken, dass man auch in der Höhe des Luftdruckes, in der Häufigkeit der Cyklonen, in den jährlichen Regenmengen, sowie Gewittern und Hagelfällen zuweilen einen Zusammenhang mit der Zahl der Sonnenflecken hat finden wollen, dass aber alle in dieser Richtung abgeleiteten Resultate höchst unsicher und von keiner praktischen Bedeutung sind.

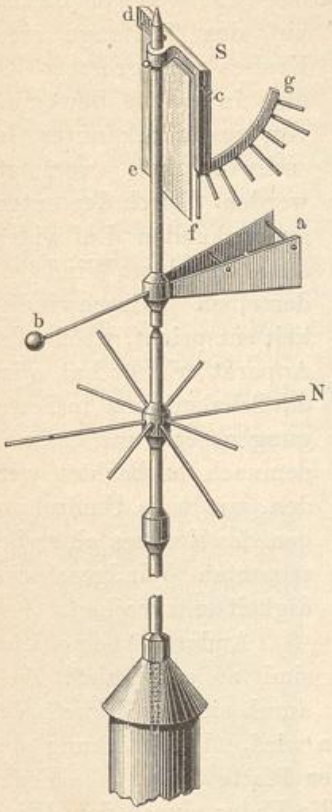
233 **Messung der Richtung und Geschwindigkeit des Windes.** Zur Feststellung der Windrichtung bedient man sich allgemein der sogenannten Windfahnen, welche aus zwei Metallscheiben a (Fig. 350) bestehen, die einen nicht zu grossen Winkel mit einander bilden, sich leicht um eine verticale Axe drehen und durch ein Gegengewicht b vollständig balancirt sind. Diese Fahne muss natürlich möglichst hoch aufgestellt werden, damit der Wind von allen Seiten frei dagegen wehen kann, ohne dass durch Gebäude oder Bäume, welche sich in der Nähe befinden, seine Richtung abgelenkt wird. Unter der Fahne befindet sich häufig eine oder mehrere horizontale Eisenstangen, durch welche die hauptsächlichen Himmelsrichtungen bezeichnet werden.

Ueber der Fahne wird bisweilen noch eine Vorrichtung S angebracht, an welcher die Stärke des Windes abgelesen werden kann. Eine dünne Metalltafel $cdef$ dreht sich leicht um eine Axe cd, und wird durch den Druck des Windes, welcher in der Richtung ba weht, um einen Winkel gehoben, dessen Grösse von der Stärke des Windes abhängt und an der Scala g abgelesen werden kann. Die Eintheilung der Scala ist gewöhnlich eine solche, dass eine einfache Relation zwischen ihr und der sogenannten

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Beaufort-Scala der Windstärke stattfindet. Nach der letzteren wird die Windstärke in 12 Stufen, 1 bis 12 eingetheilt, während 0 der völligen Windstille entspricht. Es sind danach bezeichnet durch

Fig. 350.



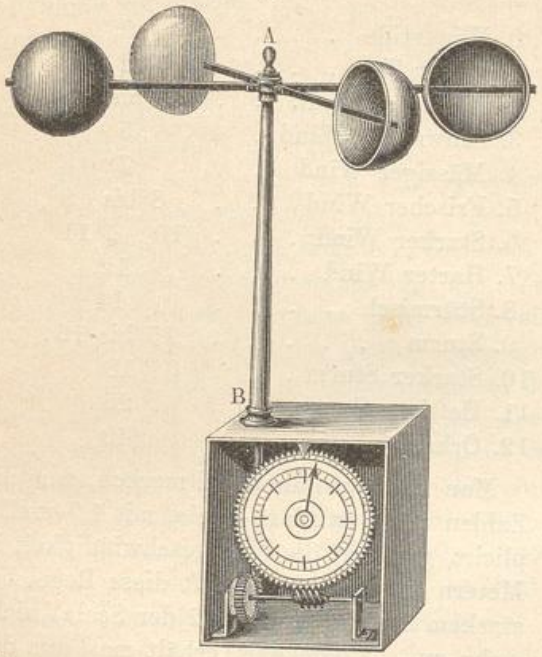
	Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde
0. Windstille	0
1. Leiser Zug	2
2. Leichter Wind . . .	3 bis 4
3. Schwacher Wind . .	5
4. Mässiger Wind . .	7
5. Frischer Wind . .	8 bis 9
6. Starker Wind . . .	10 „ 11
7. Harter Wind . . .	12
8. Stürmisch	14
9. Sturm	15 bis 16
10. Starker Sturm . . .	18
11. Heftiger Sturm . .	25
12. Orkan	40

Man kann sich die Regel merken, dass die Zahlen der Beaufort-Scala, mit 1,7 multiplicirt, genähert die Windgeschwindigkeit in Metern angeben, doch trifft diese Regel bei starkem Sturme (10 bis 12 der Scala) nicht mehr zu. Umgekehrt erhält man aus der Windgeschwindigkeit in Metern pro Secunde durch Multiplication mit 0,6 die entsprechende Zahl der Beaufort-Scala, während aus der Windgeschwindigkeit in Seemeilen pro Stunde die Zahlen der Beaufort-Scala durch Multiplication mit 0,3 erhalten werden.

Die beschriebene Windstärketafel kann nur ungenaue Resultate geben und versagt bei sehr starkem Winde, durch dessen Druck sie sich beinahe horizontal stellt, vollständig. Eine der einfachsten Registrirvorrichtungen für die Windstärke ist in Fig. 351 (a. f. S.) gezeichnet. Um eine verticale Axe AB dreht sich ein sogenanntes Schalenkreuz, d. h. ein Kreuz von vier eisernen Stäben, an deren Enden kupferne halbe Hohlkugeln derartig befestigt sind, wie die Figur zeigt. Von welcher Seite auch der Wind weht, so wird er immer das Schalenkreuz in derselben Richtung in Drehung versetzen, und zwar wird die Geschwindigkeit der Drehung von der Stärke des Windes abhängen. Die Axe AB ist durch ein Getriebe mit mehrfachen Uebersetzungen mit einer Welle in Verbindung, welche eine Schraube ohne Ende trägt, und mittelst derselben ein Zeigerwerk in Bewegung setzt, an welchem jederzeit die Zahl der seit der letzten Ablesung von dem Schalenkreuz ausgeführten Umdrehungen abgelesen werden kann. Um hieraus die Windgeschwindigkeit zu erhalten, ist

natürlich noch eine besondere Untersuchung des Apparates, oder wenigstens eine Vergleichung mit einem bereits untersuchten erforderlich. Auf der Seewarte in Hamburg wird die Untersuchung der Anemometer in der Weise ausgeführt, dass sie mittelst einer caroussel-artigen Vorrichtung auf dem Umfange eines Kreises von grossem Radius in rasche Bewegung von genau bekannter Geschwindigkeit versetzt werden. Durch den entgegenwirkenden Luftwiderstand, der einem Winde von derselben Geschwindigkeit entspricht, welche der Apparat erlangt hat, wird das Schalenkreuz in Bewegung gesetzt und es kann demnach beobachtet werden, wie viele Umdrehungen des Kreuzes einer bestimmten Windgeschwindigkeit entsprechen.

Fig. 351.



Andere Anemometer sind so construirt, dass durch sie der Druck des Windes gegen eine verticale Platte gemessen wird. Der Wirkung des Winddruckes wirkt eine an der Rückseite der Platte befindliche Feder entgegen, und aus der Grösse, um welche die Feder durch den Wind zusammengedrückt wird, schliesst man auf die Stärke des letzteren.

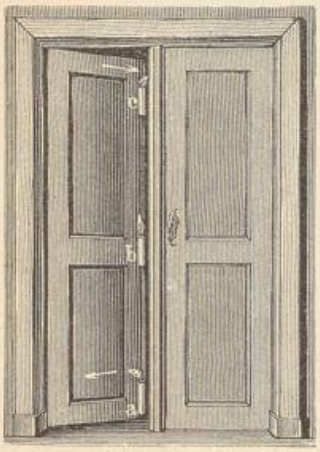
234 **Entstehung der Winde.** Wenn man im Winter die in einen kalten Raum führende Thür eines geheizten Zimmers etwas öffnet und eine brennende Kerze an das obere Ende des Spaltes hält, wie man Fig. 352 sieht, so zeigt die nach aussen gerichtete Flamme einen von dem warmen Zimmer nach dem kalten Raume gerichteten Luftstrom an. Rückt man nun mit der Kerze mehr und mehr herunter, so stellt sich die Flamme immer mehr aufrecht, ungefähr in der halben Höhe der Oeffnung steht sie ganz still, sie ist hier nicht durch Luftströmungen afficirt; bringt man sie aber noch weiter herunter, so wird die Flamme von aussen nach innen getrieben. Man sieht also, dass die erwärmte Luft oben aus- und dass dagegen unten die kalte Luft in das Zimmer einströmt.

Wie hier im Kleinen die ungleiche Erwärmung der beiden Räume Luftströmungen veranlasst, so ist auch die ungleiche stets wechselnde Erwärmung der Erdoberfläche und des über ihr schwebenden Luftmeeres die Ursache der Luftströmungen, die wir Winde nennen. Auch im

Grossen sieht man die Luft in den stärker erwärmten Gegenden aufsteigen und in der Höhe nach den kälteren abfliessen, während unten die Luft von den kälteren Gegenden den wärmeren zuströmt.

Ein einfaches Beispiel geben uns die Land- und Seewinde, welche man häufig an den Meeresküsten, namentlich aber auf den Inseln wahrnimmt. Einige Stunden nach Sonnenaufgang erhebt sich ein von dem Meere nach der Küste gerichteter Wind, der Seewind, weil das feste Land unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen stärker erwärmt wird als das Meer; über dem Lande steigt die Luft in die Höhe und fliesst oben nach dem Meere hin ab, während unten die Luft vom Meere gegen die Küsten strömt. Dieser Seewind ist anfangs schwach und nur an den Küsten selbst fühlbar, später nimmt er zu und zeigt sich dann auf dem Meere schon in grösserer Entfernung von der Küste; zwischen 2 und 3 Uhr Nachmittags wird er am stärksten, nimmt dann wieder ab, und gegen Untergang der Sonne tritt eine Windstille ein. Dann erkaltet Land und Meer durch die Wärmestrahlung gegen den Himmelsraum, das Land erkaltet aber rascher als das Meer und nun strömt die Luft in den unteren Regionen vom Lande nach dem Meere, während in den oberen Luftregionen eine entgegengesetzte Strömung stattfindet.

Fig. 352.



Dem eben Gesagten zufolge sind die Land- und Seewinde locale, an eine tägliche Periode gebundene Erscheinungen, welche nur dann rein auftreten können, wenn sie nicht durch die allgemein herrschenden Luftströmungen gestört oder doch modificirt werden.

Selbst den Ufern grösserer Landseen, z. B. denen des Bodensees, sind die Land- und Seewinde nicht fremd; sehr merklich treten sie auch an den grossen nordamerikanischen Landseen auf.

Die in Hochgebirgen auftretenden Morgen- und Abendwinde, welche man unter dem Namen der Thalwinde zusammenfassen kann, sind eine den Land- und Seewinden verwandte Erscheinung. Wenn in den Morgenstunden die Thalsohle und die sie einschliessenden Bergwände durch die Sonnenstrahlen mehr und mehr erwärmt werden, theilt sich diese Erwärmung zunächst den unteren Luftschichten mit, welche dadurch ausgedehnt längs der Bergabhänge aufsteigen und so den Morgenwind veranlassen, während nach Sonnenuntergang die an den rascher erkaltenden Berggipfeln abgekühlte Luft sich längs der Bergabhänge in das Thal herabsenkt.

Zu den Ursachen, welche Luftströmungen, ja die heftigsten Stürme erzeugen können, ist auch eine schnelle Condensation des atmosphärischen Wasserdampfes zu zählen. Wenn man bedenkt, welch' eine ungeheure Wassermasse während eines Platzregens in wenigen Minuten

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

zur Erde fällt, welch' ungeheures Volumen dies Wasser eingenommen haben muss, als es noch in Dampfgestalt in der Atmosphäre schwebte, so ist klar, dass durch die plötzliche Condensation dieser Wasserdämpfe eine bedeutende Luftverdünnung bewirkt wird und dass die Luft von allen Seiten her mit Gewalt in den verdünnten Raum eindringen muss, um so mehr, als da, wo die Condensation der Wasserdämpfe stattfindet, die Temperatur der Luft durch die frei werdende Wärme erhöht und dadurch ein kräftig aufsteigender Luftstrom erzeugt wird.

Wir wollen nun zunächst untersuchen, ob allein durch die Wirkung der Erdrotation Bewegungen in der Atmosphäre oder in den Meeren entstehen können. Da jedes Luft- oder Wassertheilchen eine Drehung auf dem Umfange eines Kreises in je 24 Stunden Sternzeit ausführt, dessen Radius der kürzeste Abstand des Theilchens von der Erdaxe ist,

Fig. 353.

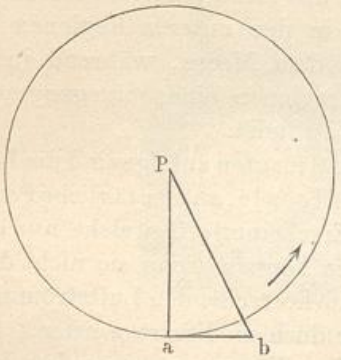
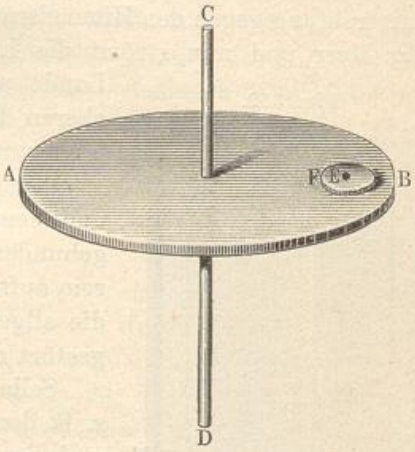


Fig. 354.



so könnte man denken, dass die Centrifugalkraft eine allmähliche Fortbewegung des Theilchens hervorrufen müsste. Es sei z. B. a (Fig. 353) ein in der Nähe des Nordpoles P befindliches Luft- oder Wassertheilchen, so würde man glauben können, dass dasselbe nicht das Bestreben hat, sich in der durch den Pfeil bezeichneten Richtung im Kreise fortzubewegen, sondern in der Richtung der Tangente ab, nachdem es einmal in a diese Bewegungsrichtung erhalten hat, weiterzugehen. Folgendes Experiment zeigt, dass diese Voraussetzung unrichtig ist, und dass das Theilchen in der That nur das Bestreben hat, die Bewegung im Kreise einzuschlagen.

Es sei AB (Fig. 354) eine genau horizontale Platte, welche mittelst einer Centrifugalmaschine um die genau verticale Axe CD in Rotation versetzt werden kann. Auf der Platte befestigt man ein Stück Planglas F, dessen Oberfläche ebenfalls genau horizontal ist, und legt auf dasselbe eine gut abgedrehte leichte Kugel E. Sobald man die Platte in Rotation versetzt, wird man bemerken, dass die Kugel E auf der Glasplatte sich fortbewegt, und zwar sich von der Axe CD entfernt.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Ersetzt man nun die Glasplatte F durch ein Quecksilbergefäss, und lässt die Kugel auf der Oberfläche desselben schwimmen, so bemerkt man selbst bei der stärksten Drehung des Apparates keine Fortbewegung der Kugel E, und man sieht auch sofort die Ursache davon. Die Oberfläche des Quecksilbers bleibt nämlich während der Drehung nicht horizontal, sondern stellt sich schräge in der Art, dass ihre tiefste Stelle bei F, d. h. der Axe CD am nächsten ist. Der Centrifugalkraft, welche bestrebt ist, die Kugel von der Axe CD zu entfernen, wirkt nunmehr die Schwerkraft entgegen, welche die Kugel nach dem tiefsten Punkte der Quecksilberoberfläche, d. h. in der Richtung nach der Axe CD zu treiben strebt, und die vollständige Unbeweglichkeit der Kugel zeigt, dass diese beiden Kräfte sich genau das Gleichgewicht halten.

Ganz dasselbe, was hier im Kleinen auf der Oberfläche des Quecksilbers geschieht, findet im Grossen in den Oceanen und der Atmosphäre statt. Da die Erde in Folge ihrer Rotation abgeplattet ist, so hat jedes Luft- und Wassertheilchen das Bestreben, sich in der Richtung nach dem nächsten Pole fortzubewegen, um sich dem Erdmittelpunkte mehr zu nähern; diesem Bestreben wird aber durch die Centrifugalkraft vollständig das Gleichgewicht gehalten. Die Folge davon ist, dass jedes Luft- und Wassertheilchen, falls keine störenden Ursachen stattfinden, sich in Kreisen um die Pole herum bewegt, und nicht das Bestreben hat, sich von ihnen zu entfernen oder sich ihnen zu nähern.

Jetzt wollen wir aber die Voraussetzung machen, dass irgend ein Lufttheilchen einen seitlichen Impuls erhalten habe, in Folge dessen es das Bestreben hat, sich auf einem grössten Kreise der Erdkugel fortzubewegen. Das Lufttheilchen befinde sich in a (Fig. 355 a. f. S.); xz sei der zu a gehörige Parallelkreis und das Lufttheilchen bewege sich in der Richtung rp. Nach Verlauf einer Zeit, die wir als äusserst klein annehmen wollen, ist der Punkt a nach b gerückt und das Lufttheilchen wird sich in einer Richtung tu bewegen, welche parallel mit der früheren Richtung rp ist.

Es sei ferner N der Nordpol, Nm ein Theil der Erdaxe, und m der Mittelpunkt des Parallelkreises xz. Es seien ausserdem ao und bo Tangenten an die durch a und b gehenden Meridiane, dann wird der Winkel $aom = bom =$ der geographischen Breite von a und b sein, die wir mit φ bezeichnen wollen. Während sich nun die Erde um ihre Axe um den Winkel $amb = \alpha$ dreht, wird sich die Richtung des Meridians von a um den Winkel $aob = \beta$ verändern, und es erhält also scheinbar das Lufttheilchen in seiner ursprünglichen Bewegung eine Ablenkung im Betrage des Winkels β. Von dem Mittelpunkte p des Bogens ab, welchen letzteren wir seiner Kleinheit wegen als eine gerade Linie ansehen wollen, denken wir uns noch zwei Gerade nach o und m gezogen. Es wird dann offenbar $\frac{1}{2} ab = ob \sin \frac{1}{2}\beta = bm \sin \frac{1}{2}\alpha$ sein. Da wir β und α äusserst klein voraussetzen, können wir für die Sinusse ihrer halben Bogen diese letzteren selbst setzen, und erhalten daraus die Gleichung:

$$\alpha : \beta = ob : bm;$$

es ist aber

$$bm = ob \,.\, sin\, bom = ob \sin \varphi,$$

folglich haben wir:

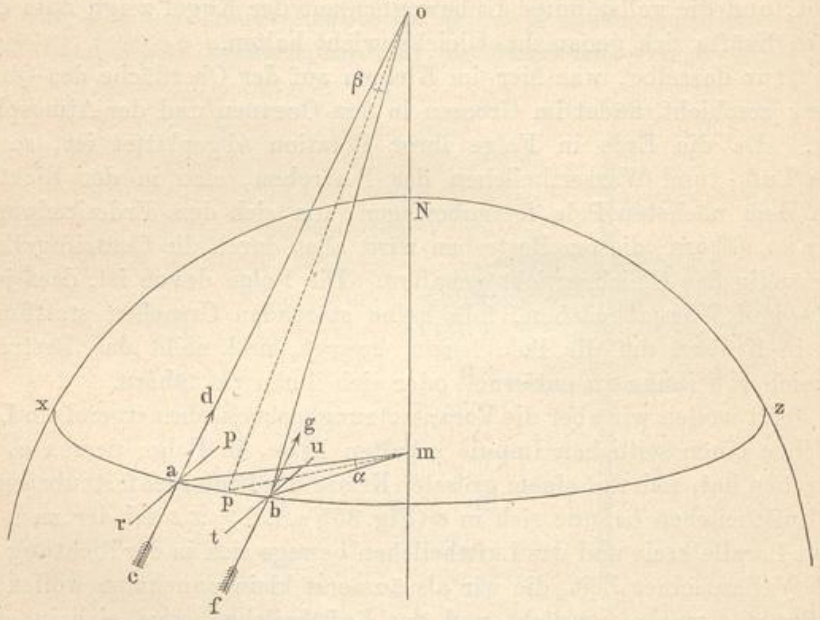
$$\alpha : \beta = ob : ob \sin \varphi,$$

oder

$$\beta = \alpha \sin \varphi.$$

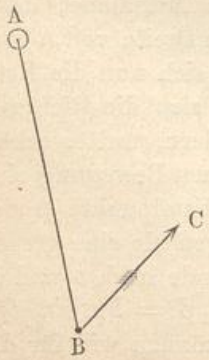
Nehmen wir als Zeiteinheit etwa 1^s Sternzeit an, so wird $\alpha = 15''$ sein, und wir haben $\beta = 15'' \sin \varphi$. Das heisst also, dass ein Lufttheilchen,

Fig. 355.



welches einen seitlichen Impuls erhalten hat, sich über der Erdoberfläche in einer Bahn bewegt, welche scheinbar in jeder Secunde um $15'' \sin \varphi$ von der geraden Linie abgelenkt wird. Bei gleichbleibender Geschwindigkeit würde also offenbar das Lufttheilchen eine Kreisbahn beschreiben, wenn nicht φ veränderlich wäre.

Fig. 356.



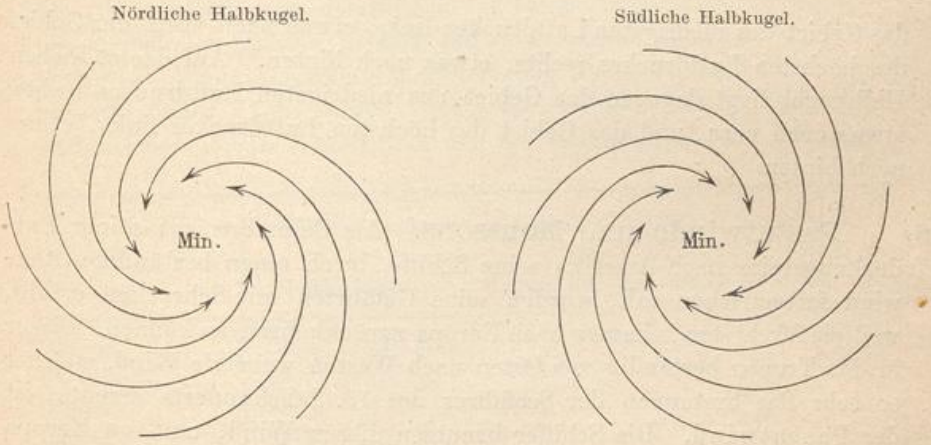
Wir sehen hieraus, dass auf der nördlichen Halbkugel die Luftströmungen das Bestreben haben, nach rechts hin ihre Richtung abzulenken; auf der südlichen Halbkugel geschieht offenbar die Ablenkung nach links. Die Grösse der Ablenkung beträgt, wie wir gesehen haben, in einer Secunde $15'' \sin \varphi$, demnach in einer Stunde $15^0 \sin \varphi$ und in 24 Stunden $360^0 \,.\, \sin \varphi$. Es ist dies genau dieselbe Ablenkung, welche die Schwingungsebene des Foucault'schen Pendels erleidet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die gewöhnlichste Ursache für die Luftbewegung besteht in localen Luftdruckdifferenzen. Gesetzt, in einem Punkte A (Fig. 356) auf der nördlichen Halbkugel befände sich ein besonders niedriger Luftdruck, der sich durch tiefen Barometerstand kennzeichnet, so wird ein Lufttheilchen B das Bestreben haben, sich in der Richtung BA fortzubewegen. Da wir aber gesehen haben, dass auf der nördlichen Halbkugel die Bewegung der Lufttheilchen immer nach rechts abgelenkt wird, so wird die Bewegung etwa in der Richtung des Pfeiles BC erfolgen.

Das Buys-Ballot'sche Gesetz. Wir haben bisher die Reibungen ganz ausser Acht gelassen, welchen die Lufttheilchen in ihren Bewegungen unterworfen sind. Solche Reibungen werden in der Regel der Richtung der Bewegung genau entgegenwirken und dieselbe verzögern. Dagegen können sie nicht fortdauernd wirkende Kräfte beeinflussen, wie z. B. diejenigen, welche bestrebt sind, das Lufttheilchen B nach dem Orte A des Luftdruckminimums zu führen. Die Folge davon wird sein, dass 235

Fig. 357.



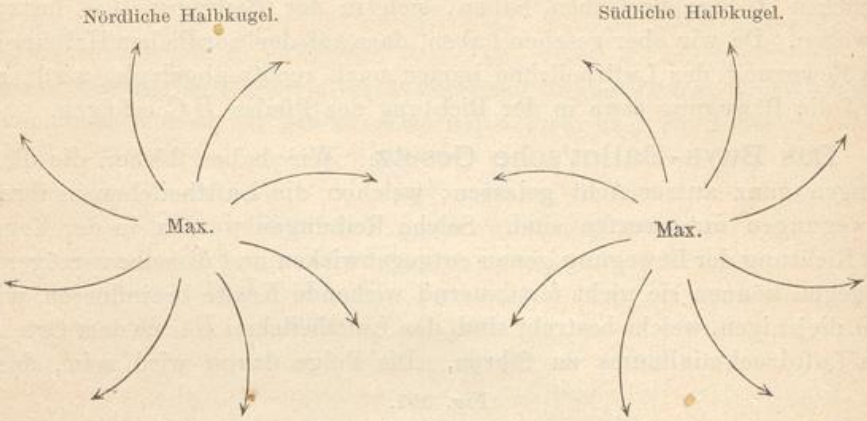
die Bahn, in welcher C sich bewegt, sich mehr und mehr nach links krümmen, und zuletzt nach A selbst hinführen muss.

Es werden demnach um den Ort eines barometrischen Minimums von allen Seiten Luftströmungen in spiraligen Bahnen stattfinden, welche auf der nördlichen Halbkugel nach links, auf der südlichen dagegen nach rechts gekrümmt sind, wie Fig. 357 zeigt.

Betrachten wir nun die Bewegung der Lufttheilchen in der Nähe eines barometrischen Maximums, d. h. eines Ortes, an dem der Luftdruck besonders hoch ist. Von diesem werden die Lufttheilchen sich radial nach allen Richtungen entfernen, dabei wird aber auf der nördlichen Halbkugel eine Ablenkung nach rechts, auf der südlichen nach links erfolgen. Es werden also um ein barometrisches Maximum ebenfalls spiralige Strömungen stattfinden, in der Weise, wie in Fig. 358 (a. f. S.) dargestellt ist.

Obigen Ausführungen entsprechend lautet das Buys-Ballot'sche Gesetz: Stellt man sich mit dem Gesetz nach derjenigen Richtung, nach welcher der Wind weht, so befindet sich auf der nördlichen Halbkugel

Fig. 358.



das Gebiet des niedrigsten Luftdruckes links, etwas nach vorn, das Gebiet des höchsten Luftdruckes rechts, etwas nach hinten. Auf der südlichen Halbkugel liegt dagegen das Gebiet des niedrigsten Luftdruckes rechts, etwas nach vorn, und das Gebiet des höchsten Luftdruckes links, etwas nach hinten.

236 **Passatwinde und Moussons.** Als Columbus auf seiner Entdeckungsreise nach Amerika seine Schiffe durch einen beständigen Ostwind fortgetrieben sah, wurden seine Gefährten mit Schrecken erfüllt, weil sie fürchteten, nimmer nach Europa zurückkehren zu können. Dieser in den Tropen beständig von Osten nach Westen wehende Wind, welcher so sehr das Erstaunen der Seefahrer des 15. Jahrhunderts erregte, ist der Passatwind. Die Schiffer benutzen diesen Wind, um von Europa nach Amerika zu segeln, indem sie von Madeira aus südlich bis in die Nähe des Wendekreises steuern, wo sie dann durch den Passat nach Westen getrieben werden. Diese Reise ist so sicher und die Arbeit der Matrosen dabei so gering, dass die spanischen Seeleute diesen Theil des Atlantischen Oceans den Frauengolf (el golfa de las Damas) nannten. Auch in der Südsee weht dieser Wind; die spanischen Schiffer liessen sich durch ihn in gerader Linie von Acapulco nach Manilla treiben.

Im Atlantischen Ocean erstreckt sich der Passatwind im Mittel bis zum 28., im Grossen Ocean nur bis zum 25. Grade nördlicher Breite. In der nördlichen Hälfte der heissen Zone ist die Richtung des Passatwindes eine nordöstliche; je mehr er sich aber dem Aequator nähert, desto mehr wird seine Richtung rein östlich. Die Grenze des Passats ist in der südlichen Halbkugel weniger genau bestimmt; dort aber hat der Passat eine südöstliche Richtung, die mehr und mehr östlich wird, je weiter er gegen den Aequator vordringt.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Diese Winde wehen rund um die ganze Erde, doch treten sie in der Regel erst 50 geographische Meilen weit vom festen Lande ganz ungestört auf.

Da, wo der Nordostpassat der nördlichen und der Südostpassat der südlichen Hemisphäre zusammentreffen, combiniren sie sich zu einem rein östlichen Winde, der aber unmerklich wird, weil die horizontale Bewegung der durch die Intensität der Sonnenstrahlen stark erwärmten und deshalb mächtig aufsteigenden Luft eben durch diese verticale Bewegung neutralisirt wird. Es würde in diesen Gegenden eine fast vollkommene Windstille herrschen, wenn nicht die heftigen Stürme, welche die fast täglich unter Donner und Blitz stattfindenden Regengüsse begleiten, die Ruhe der Atmosphäre störten und das Wehen sanfter regelmässiger Winde unmöglich machten.

Die Zone, welche die Passatwinde der beiden Hemisphären trennt, ist die Region der Calmen.

Auf den Karten Tab. XLVI und XLVII sind die hauptsächlichsten Windrichtungen durch Pfeile bezeichnet. Die Region der Calmen fällt nicht genau mit dem Aequator zusammen, sondern ihre Mitte liegt ungefähr 6° nördlich von demselben. Während unserer Sommermonate ist der Gürtel der Calmen breiter und seine nördliche Grenze entfernt sich noch vom Aequator, während gleichzeitig auch die Region des Nordostpassats weiter nach Norden rückt; die Grenzen dieser Wanderung im Atlantischen Ocean ersieht man aus der folgenden kleinen Tabelle:

	Nördliche Grenze des Nordostpassats	Nördliche Grenze der Region der Calmen	Südliche Grenze der Region der Calmen
Winter	$24\frac{3}{4}^0$ nördl. Br.	$5\frac{3}{4}^0$ nördl. Br.	$2\frac{1}{2}^0$ nördl. Br.
Frühling	28 „ „	$5\frac{3}{4}$ „ „	$1\frac{1}{2}$ „ „
Sommer	$30\frac{3}{4}$ „ „	$11\frac{1}{3}$ „ „	$3\frac{1}{4}$ „ „
Herbst	$28\frac{1}{3}$ „ „	10 „ „	$3\frac{1}{4}$ „ „
Jahresmittel . .	28^0 nördl. Br.	$8\frac{1}{4}^0$ nördl. Br.	$2\frac{2}{3}^0$ nördl. Br.

Man sieht aus dieser Tabelle auch, dass die Südgrenze der Calmenregion ihre Lage im Laufe des ganzen Jahres nur wenig ändert.

Dass die Region der Calmen auf der nördlichen Hemisphäre liegt, rührt offenbar von der Configuration der Continente her.

Die Ursachen der Passatwinde sind nunmehr leicht zu erkennen. In der Nähe des Aequators wird die Luft bedeutend erwärmt, sie dehnt sich aus, wird specifisch leichter und erhebt sich in ihren oberen Theilen über das Niveau der nördlich und südlich befindlichen Theile der Atmosphäre. Sie wird daher in ihren oberen Regionen in der Richtung nach den Polen abfliessen müssen, wodurch der Luftdruck in der Nähe des

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Aequators verringert wird. Diesen geringeren Luftdruck zu ersetzen, strömen in den unteren Theilen der Atmosphäre die Lufttheile sowohl von Norden als von Süden nach dem Aequator hin, und würden, wenn die Erde nicht rotirte, an der Erdoberfläche auf der nördlichen Halbkugel nördliche, und auf der südlichen Halbkugel südliche Winde hervorrufen. Wir haben aber gesehen, dass auf der nördlichen Halbkugel jede Windrichtung eine Ablenkung nach rechts und auf der südlichen Halbkugel nach links erfährt, und die Folge davon ist, dass in der Nähe des Aequators auf der Nordseite nordöstliche, und auf der Südseite südöstliche Winde wehen, welche eben mit dem Namen der Passatwinde bezeichnet werden.

Die Richtung, nach welcher die in den Aequatorialgegenden aufgestiegene Luft abfliesst, also die Richtung des oberen Passats (des Gegenpassats), ist im Wesentlichen der des unteren entgegengesetzt, sie ist in der nördlichen Halbkugel eine südwestliche, in der südlichen Halbkugel eine nordwestliche.

Dass in den oberen Luftregionen wirklich ein Passat weht, welcher dem unteren entgegengesetzt ist, lässt sich durch Thatsachen beweisen; so wurde z. B. am 25. Februar 1835 bei einem Ausbruche des Vulkans von Cosiguina im Staate Guatemala die Asche bis in die Höhe des oberen Passats geschleudert, der sie in südwestlicher Richtung fortführte, so dass sie auf der Insel Jamaica niederfiel, obgleich in den unteren Luftschichten der Nordostpassat herrschte.

In grösserer Entfernung vom Aequator senkt sich der obere Passat mehr und mehr gegen die Erdoberfläche. Auf dem Gipfel des Pics von Teneriffa herrschen fast immer Westwinde, während am Meeresspiegel der untere Passat weht.

Im Indischen Ocean ist die Regelmässigkeit der Passatwinde durch die Configuration der Ländermassen, welche dieses Meer umgeben, namentlich aber durch den asiatischen Continent, gestört. Im südlichen Theile des Indischen Oceans, zwischen Neuholland und Madagaskar, herrscht noch das ganze Jahr hindurch der Südostpassat, in dem nördlichen Theile dieses Meeres aber weht während der einen Hälfte des Jahres ein beständiger Südwest-, während der anderen Hälfte des Jahres ein beständiger Nordostwind. Diese regelmässig abwechselnden Winde werden Moussons oder Monsuns genannt.

Der Südwestwind weht vom April bis zum September, während der übrigen Monate des Jahres weht der Nordostwind.

Während in den Wintermonaten der asiatische Continent erkaltet, die Sonne aber in südlicheren Gegenden eine grössere Wärme erzeugt, muss natürlich ein Nordostpassat von dem kälteren Asien nach den heisseren Gegenden wehen. In dieser Zeit ist auch im Indischen Ocean der Nordostpassat von dem Südostpassat durch die Region der Calmen getrennt.

Das Wehen des Südostpassats wird zwischen Neuholland und Madagaskar nicht gestört, in den nördlichen Theilen des Indischen Oceans

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

aber, in welchen im Winter ein Nordostwind geherrscht hatte, wird dieser im Sommer in einen Südwestwind verwandelt, weil sich nun der asiatische Continent sehr stark erwärmt und also eine Luftströmung nach Norden hin veranlasst, welche durch die Rotation der Erde in einen Südwestwind verwandelt wird.

In kleinerem Maassstabe wiederholt sich die Erscheinung der Moussons an den Küsten von Oberguinea in Afrika und an der Westküste von Südamerika vom 5. Grad südlicher Breite bis zur Landenge von Panama.

Mit Regelmässigkeit sind die Passatwinde nur über den Oceanen zu beobachten, weil hier die Erwärmung der Luft eine sehr gleichmässige und die sich dem Wehen des Windes entgegensetzende Reibung an der Wasserfläche eine geringe ist; dagegen geht über grösseren Ländermassen die Regelmässigkeit der Passate vollständig verloren. Ueberall aber, wo in Folge einer Ungleichmässigkeit der Erwärmung oder anderer Ursachen sich Verschiedenheiten im Luftdrucke zeigen, treten ähnliche Erscheinungen ein, wie im Grossen bei den Passatwinden, d. h. es entstehen Luftströmungen, auf deren Richtung das vorhin erwähnte Buys-Ballot'sche Gesetz seine Anwendung findet. Im Grunde ist nämlich auch die Aequatorialgegend diejenige eines barometrischen Minimums, nach welchem von allen Seiten die Lufttheilchen sich hinbewegen, nur ist dieses Minimum ein permanentes, und wird nicht ausgefüllt, weil durch die Wirkung der Sonne eine fortwährende starke Erwärmung beim Aequator stattfindet.

Mit grosser Deutlichkeit zeigt sich die Richtigkeit des Buys-Ballot'schen Gesetzes in der Wetterkarte vom 25. November 1889, 8 Uhr Morgens (s. Tab. 19), in welcher die Linien gleichen Luftdruckes, die sogenannten Isobaren, von 5 zu 5 mm des Barometerstandes gezeichnet sind. Ein tiefes barometrisches Minimum von unter 735 mm befindet sich in der Nordsee zwischen Schottland und Norwegen, ein Maximum dagegen im südlichen Russland. Wäre keine Erdrotation vorhanden gewesen, so hätte von allen Seiten der Wind nach dem Orte des Minimums hin, und von dem Orte des Maximums fortwehen müssen, während durch die Erdrotation überall eine Ablenkung der Windrichtung nach rechts stattfindet, die sich auf der Karte mit grösster Bestimmtheit ausprägt.

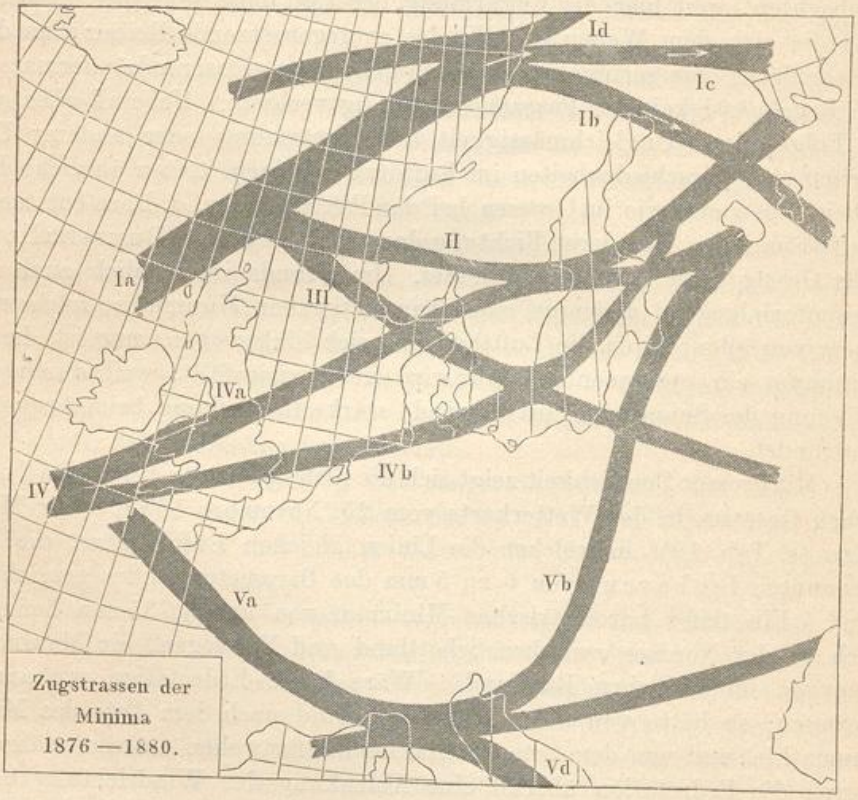
Ortsveränderungen der barometrischen Minima. Die 237
Luftdrucks-Minima und -Maxima bleiben in der Regel keineswegs lange an demselben Orte der Erdoberfläche stehen, und namentlich bewegen sich tiefe Minima häufig mit grosser Geschwindigkeit fort. Doch ist die Geschwindigkeit der Bewegung eine sehr verschiedene. Für den Zeitraum von 1876 bis 1880 fand v. Bebber die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der barometrischen Minima für Europa zu etwa 27 km pro Stunde, oder 7,4 m pro Secunde, während Loomis für die Vereinigten Staaten 1872 bis 1884 die Geschwindigkeit zu 46 km pro Stunde fand.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Im mittleren Atlantischen Ocean ist die mittlere Geschwindigkeit der Minima kleiner als in Nordamerika, aber grösser als in Europa, so dass sie also von Nordamerika bis Europa allmählich abnimmt.

Die barometrischen Minima schlagen zum Theil mit grosser Regelmässigkeit dieselben Zugstrassen ein, ein Umstand, der für die Wetterprognose von der höchsten Bedeutung ist. In Nordamerika geht eine solche Zugstrasse vom Oberen See genau ostwärts nach Canada und Neu-Braunschweig, und auf dieser bewegen sich weit mehr Minima fort,

Fig. 359.



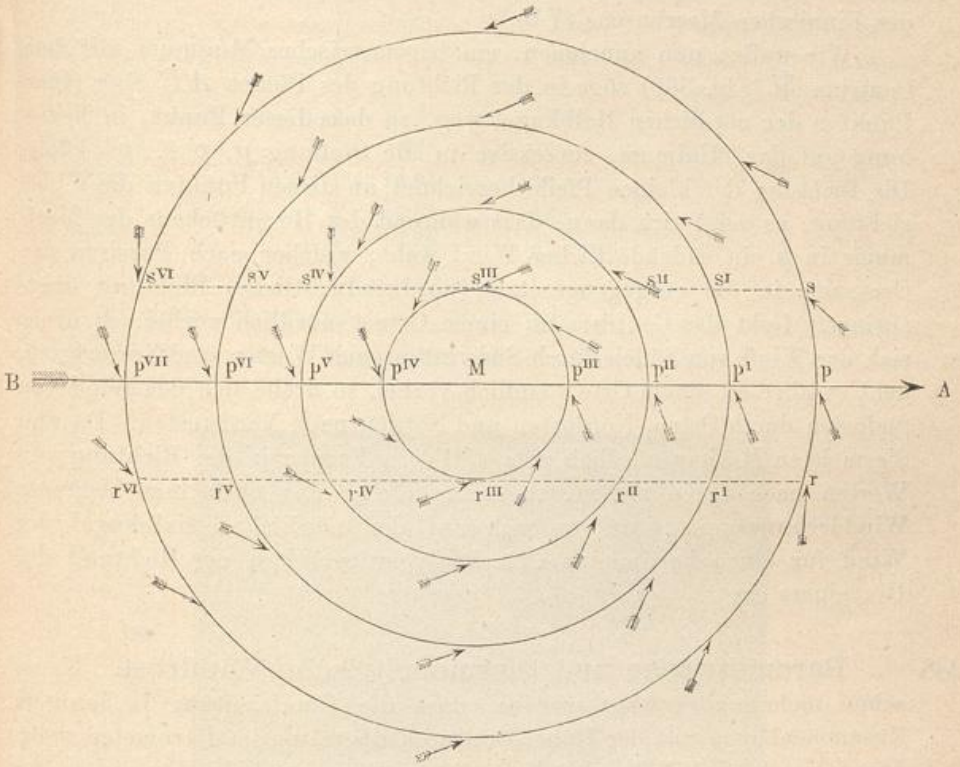
als in irgend welchen anderen Richtungen. In Europa befindet sich dagegen eine ganze Reihe von Zugstrassen, die in ungefähr der gleichen Häufigkeit eingeschlagen werden. Hierdurch wird die Wetterprognose sehr erschwert, indessen zeigen die regelmässigen Wetterberichte der Seewarte in Hamburg, welchen hohen Grad von Zuverlässigkeit die Prognosen bei aufmerksamer Beobachtung der unter verschiedenen Verhältnissen eingeschlagenen Zugstrassen erlangen können.

Nach van Bebber*) finden vorwiegend in Europa folgende Zugstrassen der Minima statt (s. Fig. 359):

*) Lehrbuch der Meteorologie. Stuttgart 1890.

1. Zugstrasse I. „Diese, ausser im Frühjahre, sehr häufig besuchte und für die Witterungsverhältnisse unserer Gegenden wichtigste Zugstrasse beginnt im Nordwesten Schottlands, zieht sich der norwegischen Küste entlang nordostwärts über den Polarkreis hinaus nach Finnmarken, hier die Minima noch aufnehmend, die hauptsächlich von Island und Umgebung kommen, und theilt sich dann in zwei bis drei Zugstrassen, von denen die eine nordwärts zum Eismeere (I d), die zweite (I c), häu-

Fig. 360.



figer besuchte, zum Weissen Meere und die dritte (I b) südostwärts nach dem Innern Russlands führt."

2. Zugstrassen II, III und IV. „Weitere drei Zugstrassen führen von der Umgebung der britischen Inseln quer über das Nordseegebiet und Südskandinavien hinaus nach Finnland und den russischen Ostseeprovinzen. Die aus dem Meere nördlich und östlich von Schottland kommenden Minima bewegen sich theils nach Ost (II), theils nach Südost (III), die vor dem Canal zuerst erscheinenden hauptsächlich der Küste entlang in ostnordöstlicher Richtung (IV), theils über die Helgoländer Bucht (IV b), theils über das Skagerrak (IV a) hinaus nach Finnland, wobei Südskandinavien die Convergenzstelle dieser Zugstrasse nach Zugstrasse III bildet. Diese Zugstrassen sind in allen Jahreszeiten vertreten, nur im Frühjahr und Sommer scheint die nordöstliche Richtung seltener zu sein."

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

3. Zugstrasse V. „Vom Südwesten der britischen Inseln führt eine andere Zugstrasse, die im Frühjahr stark besucht ist, jedoch auch im Winter und Herbst nicht selten eingeschlagen wird, dagegen im Sommer fast gänzlich fehlt, südostwärts über Frankreich nach dem Mittelmeerbecken hin (V a). Hier vereinigt sie sich mit einer Zugstrasse, welche aus dem westlichen Theile des Mittelmeeres kommt, und verläuft dann südostwärts an der Ostküste Italiens entlang (V d), theils, wie es im Frühjahr am häufigsten ist, nordost- und nordwärts nach der Gegend des Finnischen Meerbusens (V b).“

Wir wollen nun annehmen, ein barometrisches Minimum mit dem Centrum M (Fig. 360) zöge in der Richtung des Pfeiles AB über einen Punkt p der nördlichen Halbkugel weg, so dass dieser Punkt, in Beziehung auf das Minimum, successive in die Stellung p, $p^{\mathrm{I}} \ldots p^{\mathrm{II}}$ käme. Die Richtung der kleinen Pfeile bezeichnet an diesen Punkten die Windrichtung; es zeigt sich dann, dass während des Heranrückens des Minimums in p ein südsüdöstlicher Wind weht, welcher nach Passiren des Centrums in die entgegengesetzte (nordnordwestliche) Richtung überspringt. Geht das Centrum an einem Orte r nördlich vorbei, so dreht sich der Wind von Süden durch Südwesten nach Westen und Nordwesten, geht es aber an einem Orte s südlich vorbei, so dreht sich der Wind von Südosten durch Osten, Nordosten und Norden nach Nordwesten. Da nun die meisten Minima nördlich vom mittleren Europa in der Richtung von Westen nach Osten ziehen, so stellte Dove das nach ihm benannte Winddrehungsgesetz auf, wonach auf der nördlichen Halbkugel der Wind für einen bestimmten Ort sich vorwiegend in der Richtung des Uhrzeigers dreht.

238 **Barometrische und thermometrische Windrose.** Es ist schon mehrfach erwähnt worden, dass die Windrichtung in innigem Zusammenhange mit der Höhe der Quecksilbersäule im Barometer stehe. Die folgende Tabelle giebt die mittlere Barometerhöhe für jeden der acht Hauptwinde an mehreren Orten Europas in Millimetern an:

Winde	London	Paris	Berlin	Moskau
Nord	759,20	759,09	758,68	743,37
Nordost	760,71	759,49	759,36	745,06
Ost	758,93	757,24	758,77	743,90
Südost	756,83	754,03	754,69	741,74
Süd	754,37	753,15	751,33	740,63
Südwest	755,25	753,52	752,57	740,34
West	757,28	755,57	756,00	741,06
Nordwest	758,03	758,78	756,62	741,76

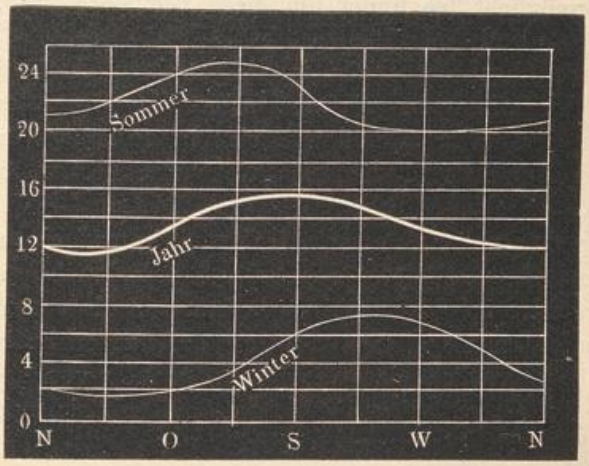
UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Indem man die mittlere Temperatur aller derjenigen Tage nimmt, an welchen im Laufe des Jahres ein und derselbe Wind weht, erhält man die mittlere Temperatur dieses Windes. Die folgende Tabelle giebt die mittlere Temperatur der Hauptwinde für mehrere Orte an:

Winde	Paris	Carlsruhe	London	Moskau
Nord	12,03	9,88	8,00	1,21
Nordost	11,76	8,30	7,63	1,44
Ost	13,50	8,51	8,38	3,53
Südost	15,25	12,20	9,50	4,63
Süd	15,43	12,61	10,00	5,96
Südwest	14,93	11,00	10,13	5,69
West	13,64	12,20	9,25	5,49
Nordwest	12,39	11,50	8,38	3,33

Nach dieser Tabelle ist für Paris die mittlere der drei Curven in Fig. 361 construirt. Man sieht, wie für Paris, sowie für die anderen

Fig. 361.



angeführten Orte, die Temperatur der Luft im Durchschnitt für die nördlichen Winde niedriger ist als für die südlichen.

Die oberste und unterste der drei Curven zeigen, wie sich im Durchschnitt die mittlere Temperatur im Sommer und im Winter zu Paris (und im westlichen Europa überhaupt) mit der Windrichtung ändert. Es zeigt sich hier zwischen Sommer und Winter ein entschiedener Gegensatz. Im Sommer bringen Südwest-, West- und Nordwestwinde die niedrigste Temperatur, während im Winter gerade die Südwest- und Westwinde eine Erhöhung der Lufttemperatur zur Folge haben, und die grösste Kälte bei Nord-, Nordost- und Ostwinden stattfindet. Der Grund davon

ist leicht einzusehen. Die westlichen Winde kommen über das Meer zu uns und überziehen den Himmel meistens mit einer Wolkendecke, welche sowohl die Erwärmung des Bodens durch die Sonnenstrahlen bei Tag, als auch die Erkaltung desselben durch Ausstrahlung der Wärme bei Nacht verhindert. Im Sommer ist die Wirkung der Sonnenstrahlen bei Tag, im Winter dagegen ist die nächtliche Strahlung überwiegend, die Wolkenhülle hindert also im Sommer die stärkere Erwärmung, im Winter die stärkere Erkaltung des Bodens. Dagegen werden im Sommer diejenigen Winde eine grössere Wärme bringen, welche den Himmel heiter machen, während im Winter gerade bei heiterem Himmel die grösste Kälte eintreten muss.

239 **Heisse Winde.** Da die Luft ihre Wärme grossentheils von dem Boden empfängt, auf welchem sie ruht, so ist es begreiflich, dass die Temperatur der Winde von der Beschaffenheit der Gegenden abhängt, von welchen sie herkommen. Winde, welche von den mit Schnee und Eis bedeckten Polar-Gegenden kommen, bringen eine niedrige Temperatur mit, und selbst im Sommer ist in unseren Gegenden der erkaltende Einfluss der Nordostwinde nicht ganz verwischt. Obgleich der Nordost den Himmel heiter macht und die kraftvolle Einwirkung der Sonnenstrahlen in dieser Jahreszeit ermöglicht, so findet um diese Zeit doch die grösste Hitze statt, wenn Ost- und Südostwinde wehen.

Die Meeresoberfläche wirkt im Allgemeinen ermässigend auf die Temperatur der Luft, weil das Wasser selbst die Wärmestrahlen weniger absorbirt als das Festland, und weil eine bedeutende Wärmemenge bei der auf dem Meere fortwährend stattfindenden Verdunstung gebunden wird.

Wo die Sonnenstrahlen nahe rechtwinklig auf einen nicht durch eine Pflanzendecke geschützten Fels- oder Sandboden fallen, da wird der Boden ausserordentlich stark erhitzt werden, und diese hohe Temperatur wird sich auch der Luft mittheilen, welche auf dem erhitzten Boden ruht; es ist deshalb begreiflich, dass die Winde, welche von vegetationslosen Wüsten der Tropen oder ihren benachbarten Landstrichen kommen, sich durch eine hohe Temperatur auszeichen.

Die von der Wüste her wehenden heissen und trockenen Winde führen in verschiedenen Gegenden verschiedene Namen. In Arabien, Persien und den meisten Gegenden des Orients wird dieser heisse Wind Samum (Giftwind) genannt; in Aegypten, wo er im Frühjahr ungefähr 50 Tage lang weht, heisst er Chamsin (fünfzig), an den westlichen Grenzen der Sahara in Senegambien und Guinea führt er den Namen Harmattan.

Alle Berichte stimmen darin überein, dass sich die Annäherung der Wüstenwinde schon durch eine Verdüsterung des sonst in jenen Gegenden reinen Horizontes ankündigt. Die Luft verliert ihre Durchsichtigkeit, die Sonne ihren Glanz und, blasser als der Mond, wirft sie keine

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Schatten mehr, das Grün der Bäume erscheint als schmutziges Blau. Es rührt dies von den Sand- und Staubtheilchen her, welche der Sturm in die Höhe jagt und mit sich fortführt. Gerade dieser Umstand aber trägt dazu bei, die Temperatur der Luft so sehr zu erhöhen; denn wenn der oft bis zu 62° C. erhitzte Sand in die Höhe gejagt wird, so geben die einzelnen Sandkörnchen bald einen Theil ihrer Wärme an die Luft ab, deren Temperatur dadurch auf 42 bis 47° C. steigt. Dazu ist die Luft ungemein trocken; deshalb verschwindet rasch der Schweiss von der Oberfläche des Körpers, der Gaumen wird trocken, die Respiration schwierig. Ebenso ist das Wasser, welches die Reisenden der Wüste in Schläuchen mit sich führen, unter dem Einfluss des Samums einer raschen Verdunstung ausgesetzt. Nur durch diese Trockenheit, nicht etwa durch eigenthümlich giftige Bestandtheile, wie man wohl früher glaubte, ist der Samum gefährlich.

In ähnlicher Weise wie bei den Sandwüsten von Asien und Afrika zeigen sich heisse Winde überall da, wo mehr oder weniger vegetationslose Landstriche eine starke Erhitzung des Bodens gestatten. So sind in Neuholland die vom Lande her kommenden Winde fast immer sehr trocken und heiss.

Im südlichen Europa finden wir noch sehr heisse Winde, so den Sirocco in Italien, welcher zu Palermo öfters das Thermometer im Schatten bis auf 45° C. steigen macht. Dieser Wind entsteht auf der östlichen Seite der barometrischen Minima in Italien, und bringt, da er von südlich gelegenen Theilen des Mittelländischen Meeres weht, sehr warme und feuchte Luft mit sich. Ferner weht in Italien, namentlich in Sicilien, häufig ein sehr trockener und heisser Wind, welcher von Afrika herüberkommt und nicht selten einen rothen feinen Sand mit sich führt, der vermuthlich der Sahara entstammt. Auch im Atlantischen Ocean weit von der Küste entfernt, sowie in Spanien kommen diese trockenen, Staub mit sich führenden Winde vor.

Ein in neuerer Zeit vielfach besprochener warmer und zugleich trockener Wind ist der Föhn, welcher als eine locale Erscheinung vorzugsweise in den nordöstlichen Abhängen der schweizerischen Alpen auftritt. Das eigentliche Föhngebiet umfasst den unteren Theil des Vorderrheinthals, den Prättigau, das Rheinthal von Chur bis gegen Altstätten hin, das Thal von Bludenz (Vorarlberg), die Kantone Appenzell, Glarus, Uri, Schwyz, die östliche Hälfte von Unterwalden und theilweise das Berner Oberland und das obere Rhonethal. Manchmal werden auch noch dem eigentlichen Föhngebiete benachbarte Gegenden von föhnartigen Winden getroffen.

Die eigentlichen Föhnzeiten sind Herbst, Winter und Frühling. Im Sommer erscheint der Föhn am seltensten und am schwächsten.

Nach den Aussagen der Einwohner der genannten Gegenden frisst der Föhn im Winter den Schnee weg, er bringt die warmen Frühlingstage, er trocknet das Heu auf den Alpen und reift die Trauben in den

Bündner Thälern. In den Häusern wird das Feuer des Heerdes oder des Ofens sorgsam gelöscht. In vielen Thälern ziehen die Feuerwachen von Haus zu Haus, um sich von jenem Auslöschen zu überzeugen, da bei der Ausdörrung alles Holzwerkes durch den Wind ein einziger verwahrloster Funke grosses Brandunglück stiften kann. Die beste Auskunft über die physikalische Natur des Föhns verdankt man den innerhalb des Föhngebietes gelegenen schweizerischen meteorologischen Stationen.

Trotz der grossen Trockenheit, welche während eines Föhnsturmes in den Thälern herrscht, ist der Himmel doch bewölkt und mit dem Nachlassen des Föhns stellt sich Regen- oder Schneefall ein.

Das Barometer fällt während eines Föhnsturmes tief unter seinen mittleren Stand. Die Richtung der Föhnstürme geht vorzugsweise von Süd nach Nord oder von Südost nach Nordwest.

Die hohe Temperatur und die Trockenheit des Föhns hat die Meinung hervorgerufen, als sei er ein die Alpen überschreitender trockener Wüstenwind und demzufolge suchte man den Ursprung des Föhns in der Sahara. Diese Meinung erhielt eine weitere Stütze dadurch, dass nach den geologischen Untersuchungen von Desor und Escher von der Linth die Sahara jüngeren Alters ist, d. h. dass sie sich erst in einer späteren geologischen Periode über das Niveau des Meeres erhob, was dann eine Erhöhung der Temperatur Europas und die Reduction der früher viel ausgedehnteren Gletscher in den Alpen zur Folge gehabt haben soll; kurz man brachte den Föhn mit dem Aufhöreu der Eiszeit in einen causalen Zusammenhang.

Gegen diese Ansicht trat zuerst Dove auf, indem er darauf hinwies, dass die von der Sahara aufsteigende trockene Luft in Folge der Rotation der Erde im Allgemeinen nicht nach Norden, sondern nach Nordosten hin abfliessen müsse, also nicht die Alpen, sondern das östliche Europa und Westasien treffen müsse, dass nur in Ausnahmefällen die Luft von der Sahara nach den Alpen gelangen könne, dass also der Föhn auf einen vom Atlantischen Ocean her über Europa dahin wehenden Aequatorialstrom zurückzuführen sei. Nach den sorgfältigen Untersuchungen, welche namentlich von Hann über die Ursachen des Föhns angestellt worden sind, müssen wir ihn als eine Folge der über Mittel- und Nordeuropa in west-östlicher Richtung ziehenden barometrischen Depressionen ansehen. Wir haben gesehen, dass bei dem Herannahen einer nördlich vorüberziehenden Depression der Wind zunächst von Norden weht. Wenn dieses in den Alpenländern der Fall ist, so wird aus den nördlich der Alpen liegenden Gegenden die Luft nach Norden hingezogen, und zum Ersatz muss aus den südlichen Thälern die Luft über die Alpenkämme sich hinweg, und dann in die Thäler hinunterbewegen, wobei aber zunächst das Barometer auf der Nordseite der Alpen tief unter seinen gewöhnlichen Stand heruntersinkt. Auf den Südabhang der Alpen kann sich aber dieses Sinken des Barometers nicht erstrecken, weil die Partien des Wirbelsturmes, welche über Norditalien gegen den Wall der Alpen

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

anprallen, hier in ihrem Fortgang aufgehalten, eine Stauung der Luft veranlassen werden.

Sehr schön wird dies durch die Untersuchungen Dufours über den Föhnsturm vom 23. September 1866 erläutert. Nach seinen Zusammenstellungen stand das Barometer an jenem Tage

an den Nordwestküsten Europas um . . .	15	bis	22	mm	unter dem Mittel
im mittleren und südlichen Deutschland um	10	„	17		
in der ebenen Schweiz um	6	„	14		
in den nördlichen Alpenthälern um . . .	4	„	10		
auf den hochgelegenen Stationen der Alpenkette um	0,7	bis	1,4	mm	über dem Mittel
zu Athen um	4	„	5		

Auf der einen Seite der Alpenkette stand also an jenem Föhntage das Barometer unter, auf der anderen Seite stand es über dem Mittel.

Auch über die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse während jenes Föhnsturmes geben uns Dufour's Untersuchungen Auskunft. In der folgenden kleinen Tabelle (ein Auszug aus der weit umfassenderen von Dufour gegebenen) findet man angegeben, wie hoch an den genannten Orten das Thermometer über und um wie viel Procent der Feuchtigkeitsgehalt während des Föhns am 23. September unter dem Mittel aus den drei vorhergehenden und den drei folgenden Tagen stand.

	Temperatur	Feuchtigkeit
Basel	+ 3,8° C.	— 9 Proc.
Schwyz	+ 6,5	— 29 „
Altdorf	+ 6,6	— 16 „
Gotthard	+ 0,9	
Faido	— 0,7	+ 14 „

Zu Faido im Ticinothal, südlich vom Gotthard, war also am 23. September 1866 während des Föhnsturmes die Temperatur der Luft niedriger, der Feuchtigkeitsgehalt aber bedeutender als an den drei vorhergehenden und den drei folgenden Tagen, während nördlich vom Gotthard entschieden das Gegentheil stattfand. Während des fraglichen Föhntages war die Temperatur und der Barometerstand im Mittel zu

	Thermometer	Barometer
Altdorf	21,8° C.	719 mm
St. Gotthard	5,2	593 „
Faido	14,0	701 „

es war also zu Altdorf um 16,6° C. wärmer als auf dem Gotthard, während die mittlere Jahrestemperatur für Altdorf die des Gotthard nur um 10° C. übertrifft.

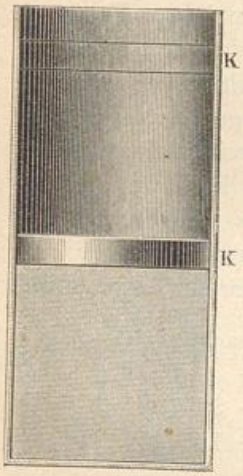
Die hohe Temperatur und Trockenheit des Föhns in den nördlichen Alpenthälern ist, wie dies von mehreren Naturforschern angedeutet, na-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

mentlich aber von Wild und von Hann ausgeführt worden ist, auf den Umstand zurückzuführen, dass die vom Kamm des Gebirges sich rasch ins Thal hinabsenkende Luftmasse eine namhafte Verdichtung und in Folge der dabei frei werdenden Wärme eine Temperaturerhöhung erfährt.

Wir wollen dies an einem speciellen Beispiel nachweisen. Die von Süden her gegen die Alpen anstürmende Luftmasse ist genöthigt, an dem Südabhange des Gebirges in die Höhe zu steigen, mit diesem Aufsteigen ist aber eine Ausdehnung, also auch eine Wärmebindung und eine Temperaturerniedrigung verbunden, welche aber zum Theil dadurch neutralisirt wird, dass die Abkühlung der mit Feuchtigkeit gesättigten Luft eine theilweise Condensation von Wasserdämpfen, also auch ein Freiwerden der Wärme zur Folge hat. So kommt es denn, dass an dem genannten Föhntage die Temperatur-Differenz zwischen Faido (nur wenig höher gelegen als Altdorf) und dem Gotthard nur $14 - 5{,}2 = 8{,}8^0$ C. beträgt. Auf dem Kamme des Gotthards ist die Luft bei $5{,}2^0$ C. unter einem Barometerstand von 593 mm mit Feuchtigkeit gesättigt. Bis Altdorf herabstürzend wird die Dichtigkeit dieser Luft im Verhältniss von 539 zu 719 vermehrt und wir wollen nun berechnen, welche Temperaturerhöhung eine solche Verdichtung zur Folge haben muss.

Fig. 362.



Denken wir uns 1 Liter Luft von 593 mm Spannkraft in einem hohlen Cylinder, Fig. 362, von 1 qdm Basis durch einen bewegten Kolben K abgesperrt, welcher sich 1 dm hoch über dem Boden befindet, so müsste der Kolben um 1,75 cm, oder was dasselbe ist, um 0,0175 m hinabgedrückt werden, wenn die Spannkraft der eingeschlossenen Luft bis zu 719 mm gesteigert werden soll. Die Arbeit, welche durch dieses Niederdrücken des Kolbens geleistet wird, ist nahezu dieselbe, als ob für den ganzen vom Kolben zurückgelegten Weg die Spannkraft der Luft nicht eine von 593 bis 719 mm wachsende, sondern eine gleichbleibende, dem Mittel aus den beiden Grenzwerthen gleiche, also 565 mm betragende, wäre. — Um aber der abgesperrten Luft, wenn ihre Spannkraft 656 mm betrüge, das Gleichgewicht zu halten, müsste der von aussen gegen den Kolben auszuübende Druck $103{,}3 \frac{656}{760} = 89$ kg betragen. Demnach ist die Arbeit, welche geleistet wird, wenn man den Kolben unter den erwähnten Umständen um 0,0175 m niederdrückt,

$$89 . 0{,}0175 = 1{,}56 \text{ mkg.}$$

Dieser Arbeit entspricht aber eine Wärmemenge von

$$\frac{1{,}56}{425} = 0{,}00367 \text{ Wärmeeinheiten.}$$

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Wenn einer Luftmenge von q Kilogrammen eine Wärmemenge von w Calorien mitgetheilt wird, so beträgt die dadurch hervorgebrachte Temperaturerhöhung

$$t = \frac{w}{q \,.\, c} \quad \ldots \ldots \ldots \ldots \quad 1)$$

in welcher Gleichung man in unserem Falle für c die specifische Wärme der Luft bei constantem Volumen, also 0,17, zu setzen hat. Setzen wir in Gl. 1) ferner $w = 0{,}00367$, für q das Gewicht eines Liters Luft von 593 mm Spannkraft, also $q = 0{,}001293 \frac{593}{760} = 0{,}001$ kg, so kommt

$$t = \frac{0{,}00367}{0{,}001 \,.\, 0{,}17} = 21{,}5^0 \text{ C.},$$

indem also die Luft vom Gotthard bis Altdorf herunterstürzend im angegebenen Verhältniss comprimirt wird, müsste ihre Temperatur um 21,5° C. erhöht werden, wenn alle durch diese Verdichtung entwickelte Wärme nur der comprimirten Luft selbst zukäme. Obgleich dies aber nicht der Fall ist, bleibt doch noch eine Temperaturerhöhung von $21{,}8 - 5{,}2 = 16{,}6^0$ für die niederstürzende Luftmasse übrig. Diese Luftmasse muss aber eine sehr trockene sein, da sie nur für $5{,}2^0$ mit Wasserdampf gesättigt ist.

Eine dem Föhn ganz ähnliche Erscheinung tritt an den südwestlichen Küsten des Caspischen Meeres auf (Jelinek, Zeitschrift für Meteorologie II, 161). Ein im Winter plötzlich auftretender Südwest steigert, obgleich er von dem schneebedeckten Elbrusgebirge herabweht, nicht nur die Temperatur gewaltig, sondern er trocknet alles Holz dermaassen aus, dass der Feuersgefahr wegen jedes Feuer im Lande ausgelöscht werden muss. Ein ähnliches Beispiel eines Fallwindes haben wir in der an der istrischen und dalmatischen Küste wehenden Bora. Dieselbe entsteht durch nördliche Winde, welche von den mit Schnee bedeckten nördlichen Bergen herunterwehen.

Stürme. Die Geschwindigkeit des Windes ist eine sehr veränder- 240
liche Grösse. Ein Wind, dessen Geschwindigkeit nicht über 1 m in der Secunde beträgt, ist kaum merklich. Bei einer Geschwindigkeit von 2 bis 3 m in der Secunde ist der Wind angenehm. Ein starker Wind hat 10 bis 11, ein heftiger Wind hat etwa 12 m Geschwindigkeit in der Secunde. Geht die Geschwindigkeit des Windes über diese Grenze hinaus, so wird er Sturm genannt. Die stärksten Stürme, deren Geschwindigkeit 40 bis 50 m in der Secunde (30 bis 37 geographische Meilen in der Stunde) beträgt, werden mit dem Namen Orkane bezeichnet.

Von der mechanischen Gewalt eines solchen Orkans kann man sich einen Begriff machen, wenn man bedenkt, dass er bei der angegebenen Geschwindigkeit gegen eine Oberfläche von 1 qm, welche der Richtung

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

des Sturmes rechtwinklig entgegengesetzt ist, ein Druck von 150 bis 250 kg ausübt.

Furchtbar sind in der That die Verheerungen, welche solche Stürme anrichten. Der grosse Sturm, welcher in der Nacht vom 26. auf den 27. November 1703 Frankreich, England und die Niederlande heimsuchte, stürzte in England 800 Häuser und 400 Windmühlen um; durch denselben wurden 250000 mächtige Baumstämme zerspittert oder entwurzelt, 100 Kirchen abgedeckt und der Leuchtthurm von Eddystone umgeworfen; 390 Schiffe gingen an der Küste zu Grunde.

Im November 1836 wüthete ein Sturm an den Küsten von Frankreich und Belgien. In Ostende war kaum ein Haus, welches nicht entdacht gewesen wäre, und so gross war der Bedarf an Ziegeln, dass ihr Preis von 16 auf 30 Gulden fürs Tausend stieg.

Noch weit furchtbarer ist die Gewalt der Orkane in der heissen Zone. Westindien wird sehr häufig von Stürmen heimgesucht, welche unter dem spanischen Namen Tornados (Drehstürme) oder dem englischen Hurricanes bekannt sind. Nach einem Sturme, welcher am 2. August 1837 einen Theil der Westindischen Inseln verwüstete, sperrten die Trümmer von 36 Schiffen den Hafen von St. Thomas; das Fort am Eingang desselben war so zerstört, als ob es durch eine Batterie eingeschossen worden wäre; Vierundzwanzigpfünder waren von den Wällen heruntergerissen. In St. Bartholome wurden durch diesen Sturm 250 Gebäude zerstört, und von den 33 in Portorico vor Anker liegenden Schiffen konnte keines gerettet werden, obschon man, durch das bedeutende Sinken des Barometers gewarnt, alle möglichen Vorsichtsmaassregeln getroffen hatte.

Am 10. August 1831 wurde Barbadoes von einem Sturme getroffen, welcher die Umgebung von Bridgetown in eine Wüste verwandelte. Bis auf einige Flecken welken Grüns war alle Vegetation vernichtet. Einige wenige Bäume, welche stehen geblieben waren, gewährten, ihrer Blätter und Zweige beraubt, einen kalten winterlichen Anblick, und die zahlreichen Landsitze in der Nähe von Bridgetown, vorher von dichten Gebüschen beschattet, lagen nun frei in Trümmern.

241 **Barometrische Gradienten.** Alle Punkte der Erdoberfläche, welche auf derselben Isobare liegen, stehen unter dem gleichen Luftdrucke. Diejenigen Linien, welche senkrecht auf den Isobaren stehen, geben auf der Isobare die Richtung der stärksten Aenderung im Barometerstande an; man nennt diese Linien die Richtungen der barometrischen Gradienten, und zwar wird die Grösse des Gradienten gewöhnlich durch die Anzahl von Millimetern bezeichnet, um welche der Luftdruck sich ändert, wenn man sich um 15 geographische Meilen oder einen Aequatorgrad in der Richtung des Gradienten fortbewegt. Je schneller der Luftdruck sich demnach in einer bestimmten Richtung

ändert, je grösser ist der barometrische Gradient, und um so schneller ist auch regelmässig die Bewegung des Windes.

Wir haben gesehen, dass durch locale Erwärmungen, aber auch durch locale Niederschläge das Gleichgewicht der Atmosphäre gestört wird, und dass hierin die hauptsächlichste Ursache der Luftbewegungen liegt. So wird z. B. alljährlich am Anfange des Mai durch starke Einwirkung der Sonnenwärme auf diejenigen Gegenden Europas, welche sehr weit von der See entfernt liegen, also z. B. die ungarische Ebene, dort ein aufsteigender Luftstrom hervorgerufen, der die Entstehung eines barometrischen Minimums im Gefolge hat. Hierdurch wird aber, wie wir gesehen haben, in Norddeutschland eine nordöstliche Windrichtung bewirkt, durch welche die kalte Luft aus dem nördlichen Russland dorthin geführt wird. Diesem Umstande hat man die bekannten Kälterückfälle im Mai zugeschrieben, bei deren Entstehung aber vermuthlich mehrere Ursachen zusammenwirken.

Eine grössere Einwirkung auf die Bildung localer barometrischer Depressionen ist indessen im Allgemeinen plötzlichen Condensationen der in der Luft befindlichen Wasserdämpfe zuzuschreiben, und diese sind es auch wohl, welche die tiefsten Depressionen und somit die heftigsten Stürme hervorrufen. Doch können gewöhnlich die wirklichen Ursachen der besonders tiefen Depressionen mehr gemuthmaasst als mit Sicherheit nachgewiesen werden.

Die tiefsten Depressionen finden sich in den Tropen, sie bringen die gefürchteten Orkane oder Cyklone hervor und zeigen, allerdings in bedeutend erhöhtem Maasse, dieselben Erscheinungen wie die barometrischen Minima, welche über Europa hinwegziehen. Auch hier findet dasselbe Windgesetz statt, nach welchem die Lufttheilchen sich auf der nördlichen Halbkugel in der Richtung gegen den Uhrzeiger, auf der südlichen Halbkugel dagegen mit dem Uhrzeiger um das Minimum herumbewegen. Damit ist aber dem Seemann, dessen Schiff in die grösste Gefahr kommt, wenn das Centrum des Orkans sich dem Schiffe sehr nähert, ein Mittel gegeben, um unter Benutzung des Windes dem Orkane zu entweichen. Im Allgemeinen kann man nämlich annehmen, dass die Richtung nach dem Centrum eines sehr heftigen Sturmes sich sehr nahe rechtwinklig gegen die Richtung des Windes befindet, und zwar, wenn man sich mit dem Gesicht gegen den Wind dreht, auf der nördlichen Halbkugel rechts, und auf der südlichen Halbkugel links. Hiermit ist also genähert die Richtung nach dem Centrum gegeben, ausserdem kann man aber aus der Stärke des Barometerfalles einen beiläufigen Schluss auf die Entfernung des Centrums vom Schiffe ziehen. Nach einer von Piddington aufgestellten Regel hat man folgende Tabelle aufgestellt:

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Ein Barometerfall pro Stunde	zeigt eine Entfernung des Centrums vom Schiffe
von 0,5 bis 1,5 mm	von 250 bis 150 Seemeilen
„ 1,5 „ 2,0	„ 150 „ 100 „
„ 2,0 „ 3,0	„ 100 „ 80 „
„ 3,0 „ 3,8	„ 80 „ 50 „

Diese Tafel giebt zwar natürlich nur einen ungefähren Anhalt, kann sich aber doch sehr nützlich erweisen. Gesetzt z. B., der Seemann zeichne zu mehreren Tageszeiten den Ort seines Schiffes in eine Seekarte, und vermerke darauf zugleich nach seinen Beobachtungen der Windrichtung und des Barometerstandes den Ort des Centrums eines Orkanes, so erhält er die Zugbahn des letzteren, und kann sich mit Hülfe von Dampfkraft oder Segeln, unter Benutzung des herrschenden Windes, möglichst weit seitlich entfernen. Er wird also z. B., wenn auf der nördlichen Halbkugel der Cyklon sich westwärts in der Richtung nach dem Schiffe bewegt, nach Süden, wenn er sich ostwärts bewegt, nach Norden ausweichen, und auf der südlichen Halbkugel umgekehrt. In manchen Fällen ist zwar ein solches Ausweichen nicht möglich; wenn z. B. ein Schiff sich im Golf von Aden befindet, und es naht ein Cyklon von Indien her, so kann es nicht südlich ausweichen, weil dort die afrikanische Küste ist, und muss den Orkan über sich ergehen lassen. Unter solchen Umständen wurde z. B. vor einigen Jahren das deutsche Kriegsschiff „Augusta“ im Golf von Aden vernichtet.

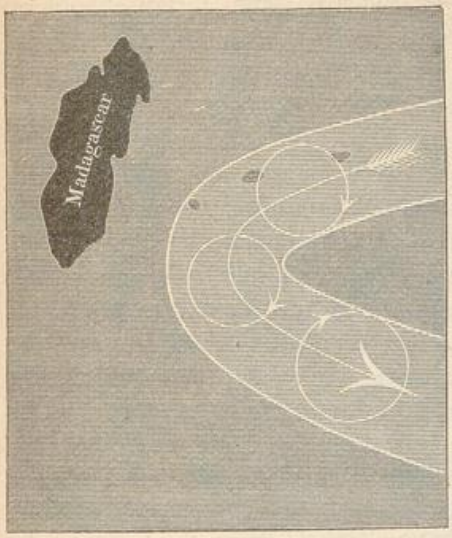
Fig. 363.

Das Herannahen eines Orkanes macht sich nicht allein durch das Fallen des Barometers, sondern auch durch die Unruhe der See bemerkbar. Da nämlich um das Centrum herum der Wind in allen möglichen Richtungen tobt, so erregt er viele sich kreuzende, und zum Theil gegenseitig bedeutend verstärkende Wellensysteme, und diese Unruhe der See ist namentlich dem Dampfschiffe gefährlich, weil unvermuthet ungeheure Wellen sich über das Schiff stürzen und das Feuer in den Maschinen auslöschen können, hierdurch aber die Möglichkeit des Entfliehens gehindert wird. Es ist immer rathsam, sich dem Centrum nicht mehr als auf 150 Seemeilen zu nähern, denn auf 100 Seemeilen Ent-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

fernung verliert der Seemann gewöhnlich schon alle Macht über sein Schiff, und auf 50 Seemeilen Entfernung muss es sich willenlos seinem Schicksale ergeben, das fast immer zum Untergange des Schiffes führt.

Fig. 364.



Die Zugstrassen der Orkane gehen übrigens keineswegs immer geradlinig fort, sondern haben öfters die Tendenz, seitlich auszubiegen und darauf fast die entgegengesetzte Richtung einzuschlagen. So bieten z. B. die Figuren 363 und 364 die gewöhnlichen Typen der Bahnen derjenigen Orkane dar, welche bei den Westindischen Inseln und dem Südindischen Ocean stattfinden.

Die unter dem Namen der Tyfoons in den chinesischen Meeren bekannten Stürme bieten ähnliche Erscheinungen. Sie ziehen von dem nördlichen Theile der Philippinen westnordwestlich oder nordwestlich, und biegen im Lande häufig wieder um, so dass sie wieder das Meer erreichen.

Tromben und Wasserhosen. Wir haben bisher nur Wirbelwinde im grossartigsten Maassstabe betrachtet; ganz ähnliche Erscheinungen finden aber auch im kleinsten Maassstabe statt. Oft sieht man an heissen Sommertagen bei sonst ruhigem Wetter, dass Sand und Staub durch den Wind in wirbelnder Bewegung fortgeführt werden. Bei herannahenden Gewittern sieht man schon grössere Luftwirbel der Art, welche ausser Staub und Sand noch Blätter, Stroh, kleine Baumzweige u. s. w. mit in die Höhe nehmen. Wirbelwinde von grösseren Dimensionen und grösserer mechanischer Gewalt werden Wettersäulen oder Tromben genannt. Wahrscheinlich werden sie durch den Kampf zweier in den oberen Luftregionen in entgegengesetzter Richtung wehenden Winde erzeugt. Wenn solche Wirbel über Land hinwegziehen, so bilden sie aus dem aufgewühlten Staub einen oben an Breite abnehmenden Kegel, welcher den Weg des Wirbels von weitem sichtbar macht; zieht aber das Meteor über das Meer, über Seen oder Flüsse hin, so wird in gleicher Weise das Wasser in wirbelnder Bewegung mit in die Höhe gerissen, und es entstehen die Wassertromben oder Wasserhosen. 242

Zwischen den Wendekreisen kommen die Wasserhosen nur in der Region der Calmen vor und zwar am häufigsten im Ostindischen Archipel und an der Guineaküste; doch sind sie auch im Rothen und Mittelländischen Meere nicht selten. Auch auf den Alpenseen und auf

dem Rheine erscheinen zuweilen Wasserhosen und ebenfalls in der Ostsee sind sie keineswegs selten.

Die Wettersäulen sind im Stande, Bäume zu entwurzeln, Häuser abzudecken, Balken mehrere hundert Schritte weit fortzuschleudern. Mohr giebt im 36. Bande von Poggendorff's Annalen eine sehr instructive Beschreibung einer am 1. Mai 1835 zu Coblenz beobachteten Trombe, welcher wir Folgendes entnehmen.

Um halb drei Uhr bildete sich am Fusse des Alexander-Forts, im Felde von Neuendorf, ein Wirbelwind, der rasch zu einer fürchterlichen Stärke heranwuchs, Sand und Staub aufwühlte und mit sich fortführte. Er nahm seine Richtung von Nordwest nach Südost, gerade auf die Landspitze zu, welche das linke Rhein- und das rechte Moselufer mit einander bilden. Eine Frau, welche mit einem Korbe auf dem Kopfe aus dem Felde kam, wurde durch die Trombe zu Boden geworfen und der Korb hoch durch die Luft auf die andere Rheinseite fortgeführt. Die Staubwolke, welche wirbelnd über die Erde fortzog, war grau von Farbe und undurchsichtig. Sie hatte eine schräge Lage nach der Strömung des Windes, in den höheren Regionen mit dem oberen und breiteren Theile nach vorn, den unteren schmäleren gleichsam nach sich ziehend. Sie hatte die scheinbare Form eines Trichters, dessen Spitze nach unten gekehrt einen Durchmesser von 30 bis 40 Fuss hatte, dessen oberer Durchmesser aber drei bis viermal so gross war. An Höhe hatte sie bald alle nahe gelegenen Häuser weit überstiegen.

Die Bewegung dieser Trombe war von einem fürchterlichen Sausen begleitet. Der erste höhere Gegenstand, welchen sie traf, war eine Saffianfabrik. Unter fürchterlichem Geprassel wurde das Dach des hinteren Gebäudes losgerissen und über das Hauptgebäude hinweg etwa 40 Schritte weit ins Feld geschleudert. Fenster wurden zertrümmert, Laden und Fensterflügel herausgerissen und alles weit herumgestreut. Die auf dem Speicher aufgehangenen Häute wurden von der Trombe fortgerissen, so dass man sie wie schwarze Vögel hoch in den Lüften dahinfliegen sah.

Von da bewegte sich die Trombe rasch gegen die etwa noch 100 Schritte entfernte Mosel hin, wo sich das ganze Schauspiel veränderte. Die Erdtrombe wurde nämlich eine Wasserhose; sie wühlte das Wasser in so wildem Brausen auf, dass es auf der ganzen Basis schäumend auf eine bedeutende Höhe wirbelnd hinaufgezogen wurde, während ausserhalb des Wirkungskreises der Wasserspiegel weder gestört noch getrübt wurde. Der Durchmesser des Trichters nahm über die Hälfte des Flussbettes ein. Auf der Landspitze angekommen, welche das rechte Mosel- mit dem linken Rheinufer bildet, an der Ecke des ehemaligen deutschen Hauses, schien die Trombe einige Augenblicke still zu stehen, setzte aber alsbald ihren Weg in gerader Richtung über den Rhein gegen Ehrenbreitstein hin fort.

Auf der rechten Rheinseite angekommen, warf sie das Wasser 8 bis 10 Fuss hoch auf das Land, nahm ein 60 Ellen langes Stück Leinen

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Fig. 365.

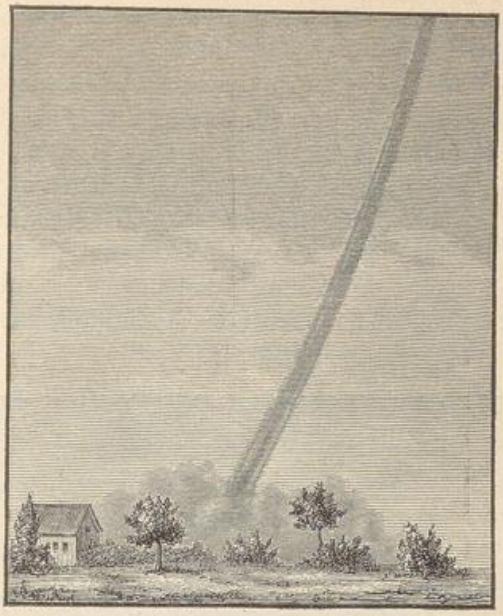
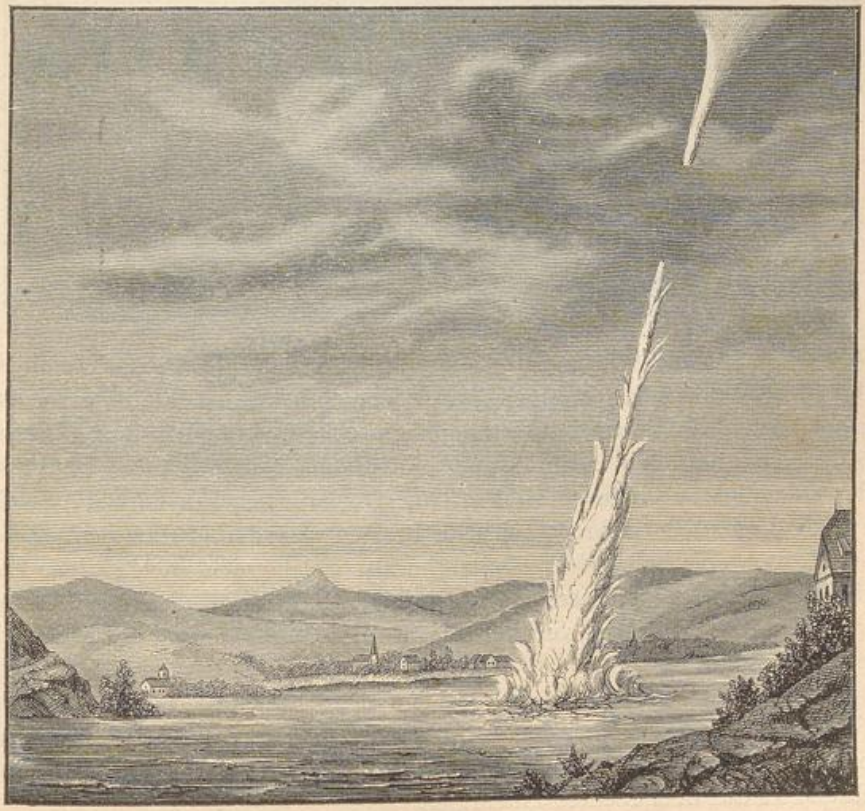


Fig. 366.

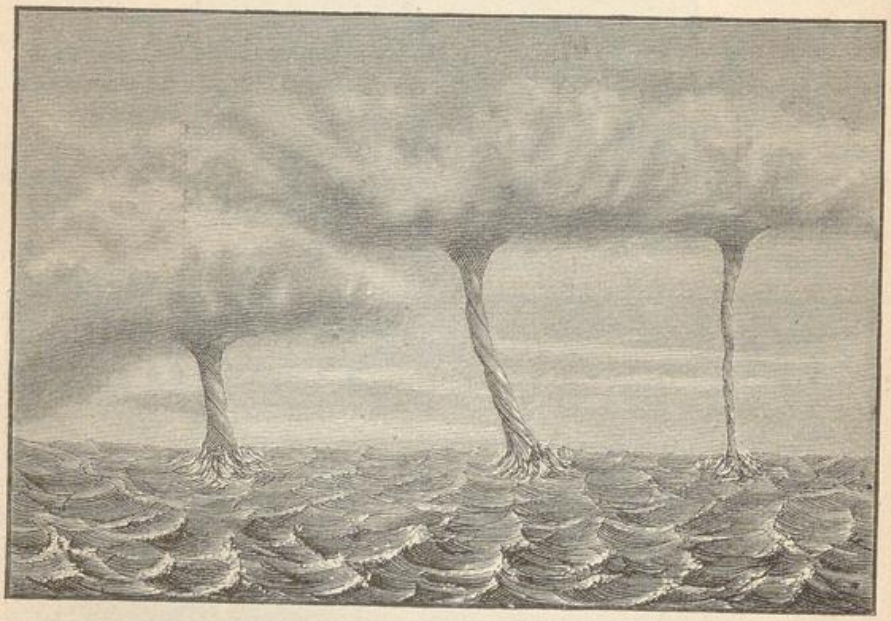


von der Bleiche hoch in die Luft, so dass man es wie eine Bandschleife umherflattern sah. Sieben Bäume von 6 bis 8 Zoll Durchmesser wurden abgebrochen, Aeste von 4 bis 6 Zoll Dicke abgerissen und umhergeschleudert, womit dann das Phänomen so ziemlich sein Ende erreichte.

Wenige Minuten nach dem Aufhören desselben fiel ein heftiger Platzregen mit starkem Hagel.

Fig. 365 u. 366 (a. v. S.) stellen eine Wasserhose dar, welche G. vom Rath am 10. Juni 1858 oberhalb Königswinter beobachtete (Poggend. Ann. CIV, 631). Die Wettersäule bildete sich zuerst bei dem Dorfe Honnef als Landtrombe, ungeheure Staubmassen aufwühlend; aus den feineren Staubtheilchen bildete sich eine als dunkler Streif erscheinende

Fig. 367.



Säule, Fig. 365, deren Höhe Rath auf 2000 Fuss schätzte. Als die Trombe in ihrer fortschreitenden Geschwindigkeit den Spiegel des Rheins erreichte, erhob sich das Wasser im Umfange eines Kreises, dessen Durchmesser 50 Schritte betragen mochte, und bildete eine Schaumsäule, Fig. 366, deren Anblick an einen gothischen Thurm erinnerte. Ein mittlerer Strahl sprang hoch über mehrere seitliche hervor, aus der Wolkenmasse aber senkte sich eine helle Wolkenspitze herab, welche sich nach einiger Zeit mit der Spitze der Wassersäule vereinigte, worauf dann der den Wasserspiegel mit den Wolken verbindende Streif seiner ganzen Länge nach in gleicher Breite erschien.

Zwischen Rolandseck und Mehlem erreichte die Trombe das linke Rheinufer, um alsbald wieder auf den Rhein zurückzukehren. Das Phänomen endete, nachdem es ungefähr 35 Minuten gedauert hatte, bei Rhöndorf auf dem rechten Rheinufer.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Von den Häusern, welche die Wettersäule traf, wurden die Ziegel heruntergeworfen, starke Aeste wurden von den Bäumen gerissen und die Saaten niedergelegt. Die Breite der so bezeichneten Bahn betrug im Durchschnitt 50 Schritt.

Zu Mentone wurden am 12. November 1872 gleichzeitig drei Wasserhosen beobachtet, deren Abbildung, Fig. 367, den „*illustrated London news*“ entnommen ist. Die „Leipziger illustrirte Zeitung“ vom 7. September 1872 enthielt eine Abbildung und Beschreibung eines ganz ähnlichen Phänomens, welches sich am 4. Juli auf dem Bodensee bildete.

Am 8. April 1833 wurde die Gegend von Calcutta von einem Wirbelwinde heimgesucht, welcher in Beziehung auf seine Grösse zwischen den eigentlichen Stürmen und den Tromben in der Mitte steht. Bei einem Durchmesser von 1200 bis 2500 Fuss ging dieser Wirbel drei englische Meilen östlich von Calcutta vorüber und legte in einem Zeitraume von 4 Stunden einen Weg von 15 englischen Meilen zurück. Er warf über 1200 Fischerhäuser um und tödtete 215 Menschen.

Telegraphische Witterungsberichte. Bereits im Eingange 243
des dritten Buches ist erwähnt worden, welch grosser Unterschied zwischen der Sicherheit astronomischer und meteorologischer Vorausbestimmungen besteht. Unter vielen anderen Ursachen, welche diese Verschiedenheit bedingen, spielt aber auch jedenfalls der Umstand eine Rolle, dass die zu einer bestimmten Stunde an irgend einer einzelnen meteorologischen Station gemachten Beobachtungen die Data gar nicht enthalten, aus welchen man etwa auf die Veränderungen schliessen könnte, welche sich im Zustande der Atmosphäre vorbereiten.

Zu diesem Zwecke ist für den Zeitpunkt, in welchem man die zunächst zu erwartenden Witterungsänderungen ermitteln will, die Kenntniss der gleichzeitig über einem grösseren Umkreis herrschenden Witterungsverhältnisse unumgänglich nöthig, eine solche Kenntniss kann aber nur durch den elektrischen Telegraphen vermittelt werden.

Der erste, welcher diese Idee realisirte, dürfte wohl Le Verrier gewesen sein, welcher der Pariser Akademie nach den auf telegraphischem Wege eingegangenen meteorologischen Beobachtungen von verschiedenen Stationen eine Karte vorlegte, welche den atmosphärischen Zustand Frankreichs für den 26. Februar 1855 darstellte. Aus diesem Anfang gingen dann später die telegraphischen Witterungsberichte hervor, welche in dem Bulletin international de l'Observatoire de Paris zusammengestellt für jeden Tag eine Uebersicht des Zustandes der Atmosphäre von fast ganz Europa lieferten.

Seitdem hat sich in vielen Ländern die Wettertelegraphie sehr entwickelt. In Amerika wurden seit dem 1. September 1868 von Cleveland Abbe, Director der Sternwarte in Cincinnati, tägliche Wetterbulletins herausgegeben, und im Jahre 1870 das „Signal Service“ gegründet, durch dessen Thätigkeit die Wettertelegraphie zu grosser

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Vollkommenheit gelangt ist. Abweichend von Europa, werden in Amerika die Beobachtungen nicht um die gleiche Ortszeit, sondern zur absolut gleichen Zeit angestellt, ein System, welches zwar einige Vorzüge, dafür aber auch den Nachtheil hat, dass über solche Witterungserscheinungen, welche mit dem Stande der Sonne zusammenhängen, kein einheitliches Bild gewonnen wird. Von europäischen Staaten haben sich namentlich Frankreich, England, die Niederlande, Oesterreich, Italien, Russland, Schweden, Norwegen, Dänemark und Deutschland um die Ausbildung der täglichen Witterungsberichte verdient gemacht.

Einen Hauptantheil an dieser Ausbildung hat die Deutsche Seewarte in Hamburg gehabt, welche, aus kleinen Anfängen unter der Leitung v. Freeden's hervorgegangen, nach ihrer Uebernahme durch das Deutsche Reich im Jahre 1875, sich unter der Leitung G. Neumayer's zu einem grossartigen Institut entwickelt hat. Sie besteht aus folgenden vier Abtheilungen:

Abtheilung I. Die Organisation der meteorologischen Arbeit zur See innerhalb der deutschen Handelsmarine und die Verwerthung der durch diese Organisation zusammengetragenen Beobachtungen für die Wissenschaft überhaupt und zum Vortheile des deutschen Seeverkehrs insbesondere, bildet den Kern der dieser Abtheilung gestellten Aufgabe.

Abtheilung II. Diese Abtheilung befasst sich mit der Beschaffung und Prüfung sämmtlicher (mit Ausschluss der Chronometer) für die Zwecke des Institutes, der Zweigorgane desselben und dessen Mitarbeiter erforderlichen Instrumente. Eine besondere Aufgabe dieser Abtheilung bildet die Pflege der Wissenschaft der Deviation der Kompasse an Bord eiserner Schiffe, deren Anwendung in der praktischen Navigation und Weiterentwickelung:

Abtheilung III functionirt als Centralstelle für Wettertelegraphie, Küstenmeteorologie und das deutsche Sturmwarnungswesen, und entwickelt sich nach und nach zur Centralstelle für die ausübende Witterungskunde in Deutschland.

Abtheilung IV oder das Chronometer-Prüfungs-Institut hat sowohl die Aufgabe, in alljährlichen Concurrenz-Prüfungen die deutschen und schweizerischen Fabrikate auf dem Gebiete der Chronometermacher-Kunst zu prüfen, als auch die im Gebrauche befindlichen Instrumente der Handelsmarine den üblichen Untersuchungen zu unterwerfen.

An die Seewarte gehen täglich morgens gegen 100 Witterungs-Depeschen ein, 30 aus dem Inlande und 70 aus dem Auslande, ausserdem nachmittags 14 Depeschen aus dem Inlande und 11 aus dem Auslande, und abends (von Mitte September bis Mai) noch 10 aus dem Inlande und 11 aus dem Auslande. Die vollständigsten sind die Morgendepeschen; dieselben geben an:

1. den Barometerstand;
2. die Windrichtung;
3. die Windstärke;

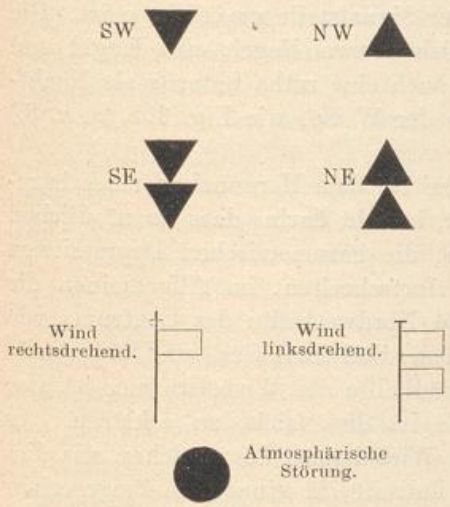
UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

4. den Grad der Bewölkung;
5. die Angabe des trockenen Thermometers;
6. die Angabe des feuchten Thermometers;
7. die Regenhöhe innerhalb der letzten 24 Stunden;
8. die Maximaltemperatur } während der letzten 24 Stunden;
9. die Minimaltemperatur }
10. die vorwiegende Form der Himmelsbedeckung;
11. die Form der oberen Wolken;
12. die Richtung der oberen Wolken;
13. die Richtung, in welcher die Wolken gestreift erscheinen.

Diese sämmtlichen Angaben lassen sich durch das angewandte Chiffrensystem durch fünf Zahlengruppen von je fünf Ziffern ausdrücken.

Auf Grund der täglichen Witterungsdepeschen werden nun auf der Seewarte tägliche Wetterberichte hergestellt, welche für 8 Uhr morgens, 2 Uhr nachmittags und 8 Uhr abends die Isobaren für Europa nebst Bezeichnung der Windrichtungen und des Grades der Bewölkung, sowie für 8 Uhr morgens die Isothermen, ausserdem eine tabellarische Uebersicht der eingegangenen Witterungsnachrichten enthalten. Ferner ist eine allgemeine Uebersicht der Witterung für 8 Uhr morgens, und eine kurze Wetterprognose für den folgenden Tag gegeben. Sobald Anzeichen für das Herannahen eines Sturmes vorhanden sind, erhalten die Küstenstationen telegraphische Anweisung zum Signalisiren derselben. Solche Signalstellen sind an folgenden Orten eingerichtet und stehen unter directer Leitung der Seewarte[1]):

Fig. 368.



Memel, Brüsterort, Pillau, Neufahrwasser, Hela, Rixhöft, Leba*, Stolpmünde, Rügenwaldermünde, Colbergermünde, Swinemünde, Ahbeck*, Thiessow*, Arkona, Wittower Posthaus*, Stralsund, Greifswalder-Oie, Darserort, Warnemünde, Wismar, Travemünde, Marienleuchte, Schleimünde, Friedrichsort, Flensburg*, Aarösund, Keitum*, Tönning, Altona, Glückstadt, Brunshausen*, Geestemünde, Brake*, Weserleuchtthurm, Cuxhaven, Bremerhaven, Neuwerk, Nesserland-Emden, Wilhelmshaven, Wangerooge, Karolinensiel*, Norderney, Borkum, Schillingshörn.

Orte ohne Signalapparate, welche Sturmwarnungen erhalten, sind:

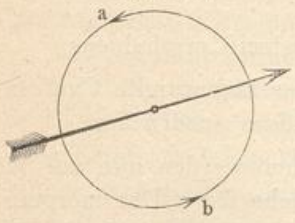
[1]) v. Bebber, Lehrb. der Meteorologie.

Stettin, Freiburg in Hannover, Fredrikkoog, Meyers-Legde, Helgoland, Burgstaken, Ort und Lübeck.

Ferner sind von den Regierungen in Königsberg, Stettin und Schleswig, sowie von Privaten, noch Signalstationen an folgenden Orten errichtet:

Neukrug, Balga, Cranz, Rossitten, Nidden, Palmnicken, Schwarzort, Fischhausen*, Windenburg, Inse*, Wehrdamm*, Nest* (bei Gross-Mölln), Neuendorf, Coserow, Heisternest (auf Hela), Oxhöft, Sarkau*, Göhren (Rügen), Rostock, Kiel, Labö*, Bülk, Ellerbeck*, Husum, Amrum, Ellenbogen (Sylt), Drochtersen*, Neuhaus* a. d. Oste, Otterndorf*, Dorum*.

Fig. 369.



Alle Stationen haben einen Signalmast; an den mit einem * bezeichneten Stationen wird nach Einlauf einer Warnungsdepesche eine Kugel aufgezogen, welche anzeigt, dass eine Depesche der Seewarte eingelaufen ist, deren Wortlaut auf der Signalstelle zu erfahren ist. Die übrigen Stationen haben zum Signalisiren zwei Kegel, eine Kugel und zwei rothe Flaggen, nach Bedürfniss auch eine rothe Laterne als Nachtsignal. Das Signalisiren geschieht in der Weise, wie Fig. 368 (a. v. S.) zeigt.

Eine wichtige Bemerkung, welche bei dem Herannahen eines barometrischen Minimums zu beachten ist, besteht darin, dass im nördlichen Europa, wo, wie wir gesehen haben, die barometrischen Depressionen vorwiegend von Westen nach Osten fortschreiten, im Allgemeinen die Winde auf der Nordost-, Nord- und Nordwestseite des Centrums von mässiger Stärke sind, während sie auf der Südwest-, Süd- und Südostseite mit grosser Heftigkeit wehen. Die Südhälfte des Wirbelsturmes ist also gefährlicher als die Nordhälfte. Es ist dies leicht zu erklären. In Fig. 369 stelle der kleine Kreis einen Wirbelsturm dar, welcher, wie dies ja für die europäischen Stürme der Fall ist, in einer dem Zeiger einer Uhr entgegengesetzten Richtung rotirt, und dessen Centrum in der Richtung des gefiederten Pfeiles fortschreitet, so ist klar, dass bei *a* die Rotationsrichtung des Wirbels der Richtung entgegengesetzt ist, nach welcher er fortschreitet, dass also hier der Wind nur mit der Differenz der beiden Geschwindigkeiten auftreten kann, während er bei *b* mit der Summe dieser beiden Geschwindigkeiten wüthet.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Drittes Capitel.

Die Hydrometeore.

Verbreitung des Wasserdampfes in der Luft. Wenn man 244
an einem heissen Sommertage eine mit Wasser gefüllte Schale ins Freie stellt, so sieht man die Quantität des Wassers allmählich abnehmen; es verdunstet, das heisst: es geht in Dampfgestalt über und verbreitet sich in der Luft. Der Wasserdampf ist wie jedes andere farblose durchsichtige Gas für unsere Blicke nicht wahrnehmbar, das Wasser scheint, indem es verdunstet, gänzlich verschwunden zu sein.

Das in der Luft verbreitete Wasser wird erst wieder sichtbar, wenn es, in seinen flüssigen Zustand zurückkehrend, Nebel oder Wolken, Thau oder Reif bildet. Wenn man sich von der Existenz des Wasserdampfes in der Luft überzeugen will, muss man ihn auf irgend eine Weise verdichten.

Ganz unmittelbar erhält man die Menge des in einem bestimmten Volumen Luft enthaltenen Wasserdampfs, wenn man die Luft durch ein mit hygroskopischen Substanzen gefülltes Rohr saugt. Um ein regelmässiges Durchstreichen der Luft durch das Absorptionsrohr zu bewirken, wendet man einen Aspirator an. Es ist dies im Wesentlichen ein bis auf zwei Oeffnungen verschlossenes mit Wasser gefülltes Gefäss, wie man bei *D*, Fig. 373, S. 724, eines sieht. Aus der einen Oeffnung fliesst beständig Wasser ab, während die andere Oeffnung mit dem Absorptionsrohre in Verbindung steht, so dass hier ein dem ausfliessenden Wasser gleiches Volumen getrockneter Luft eintritt. Wie viel Wasserdampf in der durch das Absorptionsrohr gesaugten Luftmenge enthalten war, ergiebt sich, wenn man dies Rohr vor und nach dem Versuche wägt.

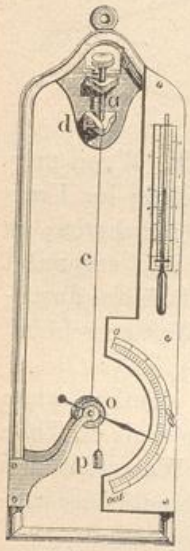
Die Bestimmungsweise des Wassergehaltes der Luft mit dem Aspirator, dem man verschiedene, bald mehr, bald weniger zweckmässige Formen gegeben hat, ist allerdings etwas umständlich und giebt auch nicht den Wassergehalt der Luft in einem bestimmten Momente, sondern den mittleren Wassergehalt während der ganzen Dauer des Versuches;

man hat deshalb kleinere, leichter transportable Apparate construirt, welche unter dem Namen der Hygrometer bekannt sind.

Es ist bekannt, dass viele organische Körper die Eigenschaft haben, Wasserdampf zu absorbiren und sich dabei verhältnissmässig zu verlängern. Unter anderen sind auch Haare, Fischbein u. s. w. solche hygroskopische Körper, und man benutzt sie deshalb zur Construction von Hygrometern. Ein Instrument der Art ist das von Saussure angegebene Haarhygrometer, welches Fig. 370 abgebildet ist.

Das Haar *c* ist mit seinem oberen Ende im Zängelchen *a* befestigt, das andere Ende desselben aber ist um eine mit zwei Rinnen versehene Rolle geschlungen, während in der zweiten Rinne um die Rolle ein Seidenfaden geschlungen ist, der ein kleines Gewicht *p* trägt, durch welches das Haar beständig gespannt erhalten wird. An der Axe der Rolle ist ein Zeiger befestigt, welcher auf einem Gradbogen hin und her geht, wenn die Rolle durch die Verlängerung oder Verkürzung des Haares gedreht wird.

Fig. 370.



Die Schraube am oberen Theile des Apparates dient dazu, die Länge des wirksamen Theils des Haares zu reguliren.

Wenn sich das Instrument in feuchter Luft befindet, so absorbirt das Haar viel Wasserdampf und wird dadurch länger, in trockener Luft aber verkürzt es sich, wodurch natürlich der Zeiger bald nach der einen, bald nach der anderen Seite gedreht wird.

Die Graduirung des Instrumentes wird auf folgende Weise bewerkstelligt. Zuerst bringt man das Instrument unter eine Glocke, deren innerer Raum durch Chlorcalcium oder durch Schwefelsäure ausgetrocknet wird. Die Stelle der Scala, auf welcher sich der Zeiger unter diesen Verhältnissen feststellt, ist der Punkt der grössten Trockenheit; er wird mit 0 bezeichnet.

Nun bringt man das Instrument unter eine Glocke, deren Wände mit destillirtem Wasser befeuchtet sind, während auch auf dem Boden, auf welchem die Glocke steht, destillirtes Wasser ausgebreitet ist. Der Raum unter der Glocke sättigt sich bald mit Wasserdampf, und der Zeiger geht nach dem anderen Ende der Scala hin. Der Punkt, wo er sich jetzt feststellt, ist der Punkt der grössten Feuchtigkeit; er wird mit 100 bezeichnet.

Der Zwischenraum zwischen diesen beiden Punkten wird in hundert gleiche Theile getheilt, welche man Feuchtigkeitsgrade nennt.

Das auf diese Weise graduirte Hygrometer giebt zwar die äusserste Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft an, es zeigt, ob sich die Luft dem Sättigungspunkte mehr oder weniger nähert, man kann aber aus den Hygrometergraden keinen directen Schluss auf die Menge des Wasser-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

dampfes in der Atmosphäre machen. Wie gross die jedem Hygrometergrade entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes in der Luft ist, kann nur auf empirischem Wege ermittelt werden.

Gay-Lussac verfuhr folgendermaassen: Er bestimmte zunächst das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes, welcher sich bei einer Temperatur von 10° über verschiedenen Salzlösungen bilden kann. Alsdann brachte er sein Instrument bei derselben Temperatur der Reihe nach mit diesen Flüssigkeiten unter die Glocke und notirte jedesmal die Grade, bei welchen sich das Instrument einstellte. Die folgende Tabelle enthält die Resultate dieser Versuche:

Namen der Flüssigkeit	Specifisches Gewicht bei 10° C.	Spannkraft des Dampfes, wenn man die Spannkraft des Wasserdampfes bei 10° mit 100 bezeichnet	Grade des Haarhygrometers, bei welchen sich der Zeiger für die verschiedenen Flüssigkeiten einstellte
Wasser	1,000	100,0	100,0
Lösung von Chlornatrium . .	1,096	90,6	97,7
desgl.	1,163	82,3	92,2
desgl.	1,205	75,9	87,4
Lösung von Chlorcalcium . .	1,275	66,0	82,0
desgl.	1,343	50,5	71,0
desgl.	1,397	37,6	61,3
Schwefelsäure	1,493	18,1	33,1
desgl.	1,541	12,2	25,3
desgl.	1,702	2,4	6,1
desgl.	1,848	0	0

Er fand also z. B., dass bei 10° die Wasserdämpfe über einer Auflösung von Chlorcalcium, deren specifisches Gewicht 1,275 ist, 66 Proc. von der Spannkraft der Wasserdämpfe besitzen, welche bei derselben Temperatur über reinem Wasser sich bilden; wenn aber das Hygrometer unter eine Glocke gebracht wird, deren Wände mit dieser Lösung befeuchtet sind, so stellt es sich auf 82°; man kann daraus den Schluss ziehen, dass der Theilstrich 82 des Hygrometers einen Feuchtigkeitsgehalt der Luft anzeigt, welcher 66 Proc. des zur Sättigung nöthigen beträgt. Nach diesen Beobachtungen hat Gay-Lussac durch Interpolation eine Tabelle berechnet, welche den jedem einzelnen Hygrometergrade entsprechenden Feuchtigkeitsgehalt der Luft angiebt. Wir geben umstehend diese Tabelle nur von 10 zu 10°:

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Hygrometergrade	Entsprechende Feuchtigkeit der Luft	Hygrometergrade	Entsprechende Feuchtigkeit der Luft
0	0	60	36,28
10	4,57	70	47,19
20	9,45	80	61,22
30	14,78	90	79,09
40	20,78	100	100,00
50	27,79		

Wenn also das Hygrometer auf 60 Grad steht, so enthält die Luft 36,28 Procent desjenigen Wasserdampfes, welchen sie enthalten müsste, um gesättigt zu sein.

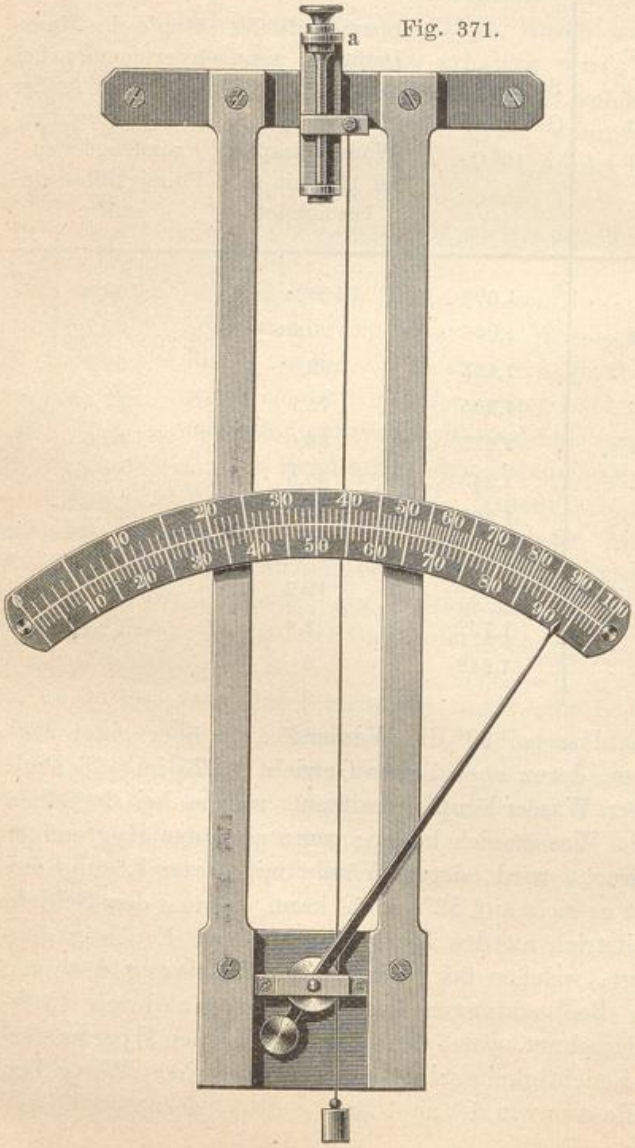


Fig. 371.

Diese Tabelle ist jedoch nur für Temperaturen ganz zulässig, welche nicht viel von 10^0 verschieden sind.

Regnault hat gleichfalls Untersuchungen über das Haarhygrometer angestellt. Er fand es zweckmässiger, die Haare mit Aether zu entfetten, statt sie in einer Sodalösung zu kochen, wie es Saussure angegeben hatte.

Er fand, dass Hygrometer, mit einerlei Art von Haaren construirt, welche auf gleiche Weise entfettet wurden, zwar nicht streng übereinstimmend zeigen, dass sie aber für die meisten Beobachtungen als vergleichbar betrachtet werden können; dass dagegen Hygrometer mit Haaren von verschie-

dener Natur und verschiedener Zubereitung sehr grosse Unterschiede in ihren Angaben zeigen können, selbst wenn sie an den Endpunkten mit einander stimmen.

Daraus geht klar hervor, dass man nicht eine für alle Haarhygrometer gültige Tabelle berechnen könne, sondern dass man eigentlich für jedes Instrument der Art Versuche in obiger Weise anstellen und aus diesen eine Tabelle berechnen müsse.

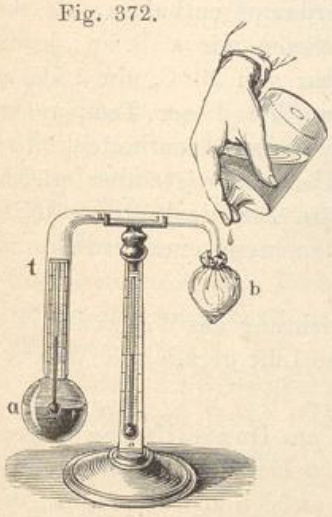
Fig. 371 stellt ein Haarhygrometer dar, wie dasselbe von Herrmann und Pfister in Bern verfertigt wird. Das Haar ist mit möglichster Sorgfalt von Fett befreit. Von ähnlicher Einrichtung ist das Koppe'sche Haarhygrometer.

Das Instrument ist mit zwei Scalen versehen, deren obere die relative Feuchtigkeit direct in Procenten angiebt, während bei der unteren der Zwischenraum zwischen dem Punkt der absoluten Trockenheit und dem der grössten Feuchtigkeit in 100 gleiche Theile getheilt ist.

Das registrirende Hygrometer der Berner Sternwarte ist ein Herrmann-Pfister'sches Haarhygrometer, dessen Scala allmonatlich mit Hülfe des Psychrometers controlirt wird. Die Markirung des Hygrometerstandes geschieht von zehn zu zehn Minuten auf galvanischem Wege ganz auf dieselbe Weise, wie die Markirung des Thermometerstandes, welches auf S. 490 besprochen wurde.

Daniell's Hygrometer ist in Fig. 372 dargestellt; es besteht aus 245
einer gekrümmten Röhre, welche mit zwei Kugeln endigt; die eine, a, ist entweder vergoldet oder mit einer ganz dünnen glänzenden Platinschicht überzogen, die andere ist mit einem Läppchen feiner Leinwand umwickelt. Die Kugel a ist zur Hälfte mit Aether gefüllt und enthält ein kleines Thermometer, dessen Theilung in die Röhre t hineinragt. Der Apparat ist vollkommen luftleer. Wenn man nun Aether auf die Kugel b tröpfelt, so wird sie durch die Verdampfung desselben erkaltet, in ihrem Inneren werden Aetherdämpfe condensirt und dadurch eine Verdampfung des Aethers in der Kugel a bewirkt, indem gewissermaassen der Aether aus der wärmeren Kugel a in die kältere b überdestillirt. Bei der Dampfbildung in der Kugel a wird aber ebenfalls Wärme gebunden und sie beschlägt sich endlich mit einem zarten Thau.

Fig. 372.



Die Entstehung dieses Thaues lässt sich leicht erklären. Die Physik lehrt, dass im leeren Raume die Spannkraft des Wasserdampfes für eine bestimmte Temperatur eine gewisse Grenze nicht übersteigen kann, dass

aber das Maximum der Spannkraft mit der Temperatur steigt. Für eine Temperatur von 20° z. B. ist das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes 17,4 mm und die entsprechende Dichtigkeit des Wasserdampfes 0,00001731; in einem luftleeren Raume von 1 cbm können also bei einer Temperatur von 20° höchstens 17,31 g Wasser in Form von Dampf enthalten sein.

Wir wissen aber ferner, dass in einem lufterfüllten Raume gerade ebensoviel Wasserdampf enthalten sein kann, als in einem gleich grossen luftleeren Raume, und dass sich in diesem Falle die Spannkraft der Luft und die Spannkraft des in ihr verbreiteten Wasserdampfes summiren. Bei einer Temperatur von 20° können also in einem Cubikmeter Luft ebenfalls 17,31 g Wasser als Dampf enthalten sein.

Man sagt, die Luft sei mit Wasserdampf gesättigt, wenn der in ihr verbreitete Wasserdampf das ihrer Temperatur entsprechende Maximum der Spannkraft und Dichtigkeit erreicht hat.

Bringt man in eine mit Feuchtigkeit gesättigte Luft einen kälteren Körper, so wird dieser die nächsten Luftschichten erkalten, ein Theil des in ihnen enthaltenen Wasserdampfes wird sich verdichten müssen und setzt sich in Form von feinen Tröpfchen an den kalten Körper an. Auf diese Weise bildet sich der Beschlag an den Fensterscheiben in einem bewohnten erwärmten Zimmer, wenn die Temperatur der äusseren Luft niedrig genug ist, um die Fensterscheiben hinlänglich zu erkalten.

Nicht immer ist die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, d. h. es ist nicht immer in derselben gerade soviel Wasserdampf enthalten, als sie bei ihrer Temperatur aufnehmen könnte. Nehmen wir z. B. an, jedes Cubikmeter Luft enthielte bei einer Temperatur von 20° C. nur 13,63 g Wasserdampf, so ist sie nicht gesättigt; denn bei dieser Temperatur könnte ja jedes Cubikmeter Luft 17,31 g Wasserdampf enthalten. Die Dichtigkeit des gesättigten Wasserdampfes bei 16° ist aber gleich 0,00001363; für eine Temperatur von 16° wäre also die Luft gesättigt. Man müsste also die Luft bis unter 16° erkalten, wenn eine Verdichtung von Wasserdampf stattfinden sollte.

Die Temperatur, für welche eben die Verdichtung des Wasserdampfes beginnt, die Temperatur also, für welche die Luft gerade mit Wasserdampf gesättigt ist, heisst der Thaupunkt.

Der Thaupunkt ist es nun, welchen man am Daniell'schen Hygrometer beobachtet; sobald nämlich die Kugel *a* bis zur Temperatur des Thaupunktes erkaltet ist, fängt diese Kugel an sich zu beschlagen; die Temperatur des Thaupunktes liest man unmittelbar an dem in die Kugel *a* hineinragenden Thermometer ab.

Die folgende Tabelle giebt den Wassergehalt der mit Dampf gesättigten Luft für den Thaupunkt von — 20° bis + 29° C. an.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Temperatur des Thaupunktes Grad	Entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes mm	Gewicht des Wasserdampfes in 1 cbm Luft g	Temperatur des Thaupunktes Grad	Entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes mm	Gewicht des Wasserdampfes in 1 cbm Luft g
— 20	0,927	1,2	13	11,162	11,2
— 15	1,400	1,8	14	11,908	11,9
— 10	2,093	2,5	15	12,699	12,6
— 5	3,113	3,5	16	13,536	13,5
0	4,600	4,8	17	14,421	14,3
1	4,940	5,2	18	15,357	15,2
2	5,302	5,6	19	16,346	16,1
3	5,687	5,9	20	17,391	17,0
4	6,097	6,3	21	18,495	18,1
5	6,534	6,7	22	19,659	19,3
6	6,998	7,2	23	20,888	20,4
7	7,492	7,7	24	22,184	21,5
8	8,017	8,3	25	23,550	22,7
9	8,574	8,8	26	24,988	24,2
10	9,165	9,3	27	26,505	25,9
11	9,792	10,0	28	28,101	27,5
12	10,457	10,6	29	29,782	30,0

Wenn uns das Hygrometer für den Thaupunkt 12° C. angiebt, so ersehen wir aus dieser Tabelle, dass jedes Cubikmeter Luft 10,6 g Wasserdampf enthält; wäre der Thaupunkt 17° C., so enthielte jedes Cubikmeter 14,3 g Wasserdampf u. s. w.

Zur Bequemlichkeit für die Berechner der auf meteorologischen Stationen gemachten Beobachtungen hat man solche Tabellen berechnet, welche die Spannkraft des gesättigten Wasserdampfes für alle Temperaturen von — 24 bis + 35° C. jeweils um 0,1° fortschreitend angeben.

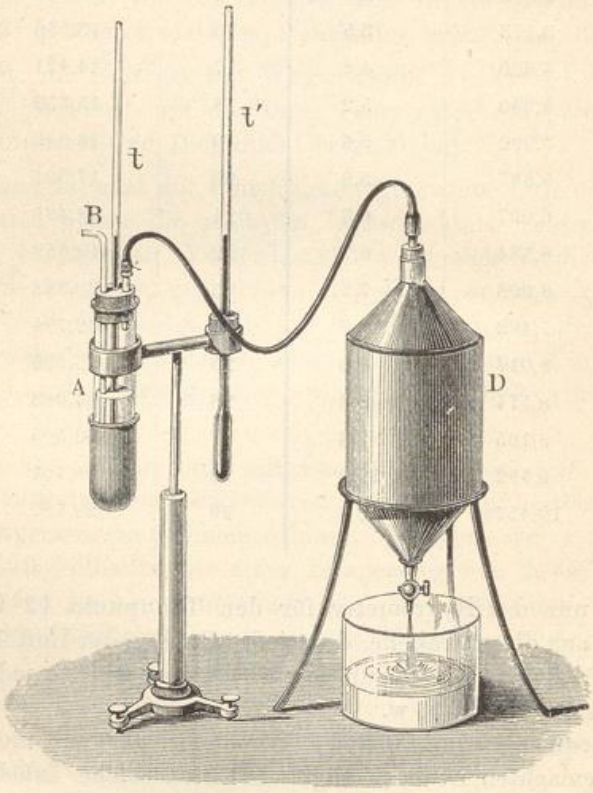
Gegen die Genauigkeit der Angaben des Daniell'schen Hygrometers lassen sich mit Recht folgende Einwendungen machen: Der Aether in der Kugel *a* ist an der Oberfläche kälter als an den tieferen Stellen; die Handhabung des Apparates erfordert eine längere Anwesenheit des Beobachters in der Nähe desselben, wodurch sowohl die Temperatur als auch der Feuchtigkeitsgehalt der Luft modificirt wird; die Menge des Aethers, welche auf der Kugel *b* verdampft, äussert ebenfalls einen Einfluss auf den hygrometrischen Zustand der Luft, welcher noch dadurch verschlimmert wird, dass der käufliche Aether nie ganz wasserfrei ist.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Schon lange hat Döbereiner auf die Schwierigkeit aufmerksam gemacht, mit dem Daniell'schen Hygrometer genaue Resultate zu erhalten; er construirte ein anderes, auf demselben Principe beruhendes Instrument, welches jedoch nicht so beachtet worden zu sein scheint, wie es verdient.

Später hat Regnault ein Instrument angegeben, welches als eine Vervollkommnung des eben erwähnten Döbereiner'schen angesehen werden kann. Am unteren Ende der Glasröhre A, Fig. 373, ist ein

Fig. 373.



fingerhutartiges Gefäss von dünnem polirtem Silberblech befestigt, welches ungefähr 20 mm Durchmesser hat und 45 mm hoch ist. Oben ist die Glasröhre A mit einem Kork verschlossen, welcher drei Löcher hat. Durch das eine derselben geht die Röhre B hindurch, welche fast bis auf den Boden des Silbergefässes reicht; durch die zweite Oeffnung geht die Röhre eines Thermometers, dessen Gefäss sich ungefähr in der Mitte des Silbergefässes befindet. Ein kurzes Glasröhrchen, welches nur eben bis unter den Kork reicht, steckt in der dritten Oeffnung. Von diesem Röhrchen führt ein Gummischlauch zu dem mit Wasser gefüllten Aspirator D.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Das silberne Gefäss und die Glasröhre sind ungefähr so weit mit Aether gefüllt, wie die Figur zeigt. Wird nun der Hahn des Aspirators geöffnet, so fliesst hier das Wasser aus, in gleichem Maasse aber muss Luft durch das Rohr B einströmen, welche durch den Aether in A in Form von Bläschen aufsteigt, und dadurch eine rasche Verdunstung desselben bewirkt, in Folge deren sich das Silbergefäss von aussen beschlägt.

Die Temperatur des Thaupunktes wird am Thermometer t, die der umgebenden Luft am Thermometer t' abgelesen.

Der Beobachter steht am Aspirator D und beobachtet das Silbergefäss und die Thermometer durch ein Fernrohr.

Wenn das Silbergefäss die Temperatur des Thaupunktes erreicht hat, so reicht die geringste Verzögerung des Wasserausflusses hin, um den Beschlag verschwinden zu machen, während eine Beschleunigung des Ausflusses ihn vermehrt.

Das Döbereiner'sche Instrument unterscheidet sich von dem Regnault'schen im Wesentlichen nur dadurch, dass bei ersterem die Luft mittelst einer Druckpumpe durch den Aether des Silbergefässes hindurch getrieben wird.

August's Psychrometer ist in Fig. 374 (a. f. S.) dargestellt; es be- 246
steht aus zwei an einem und demselben Gestelle befestigten Thermometern; die Kugel des einen (in unserer Figur die des Thermometers links) ist vollkommen frei, so dass dieses Thermometer die Temperatur der Luft angiebt. Die Kugel des zweiten Thermometers ist mit einem Musselinläppchen umwickelt, welches mit destillirtem oder Regenwasser befeuchtet sein muss. Die Befeuchtung geschieht entweder, wie dies z. B. auf den Stationen des preussischen Beobachtungsnetzes der Fall ist, dadurch, dass man $^1/_4$ Stunde vor der Beobachtung ein Gefäss voll Wasser von unten her über die Kugel schiebt und dann nach Entfernung des Gefässes den noch an der Kugel hängenden Tropfen wegnimmt, oder es hängt von dem die Kugel umgebenden Läppchen bis in ein untergestelltes Glasgefäss ein Docht hinab, wie dies Fig. 374 erläutert, so dass das Musselinläppchen, welches die Kugel umgiebt, durch Haarröhrchenwirkung beständig feucht erhalten wird. Fig. 375 (a. f. S.) zeigt eine andere Form des Psychrometers, welche wohl ohne weitere Erläuterung verständlich ist.

Das Wasser in der Kugelhülle wird nun verdunsten, und zwar um so rascher, je weiter die Luft von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Die Verdunstung des Wassers ist aber von einer Wärmebindung begleitet, in Folge deren das umwickelte Thermometer tiefer steht als das trockene. Wenn die Luft vollkommen mit Feuchtigkeit gesättigt ist, wie dies bei starkem Nebel der Fall ist, so wird kein Wasser verdampfen können, die beiden Thermometer stehen alsdann gleich hoch; ist aber die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt, so wird das Quecksilber in dem umwickelten Thermometer sinken, und zwar um so tiefer, je weiter die Luft

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Aus der Temperaturdifferenz der beiden Thermometer kann man auf den Feuchtigkeitszustand der Luft schliessen.

Behufs der Psychrometerbeobachtungen ist auf den deutschen meteorologischen Stationen in demselben Gehäuse, welches das zur Beobachtung der Lufttemperatur dienende Thermometer enthält, noch

Fig. 374.

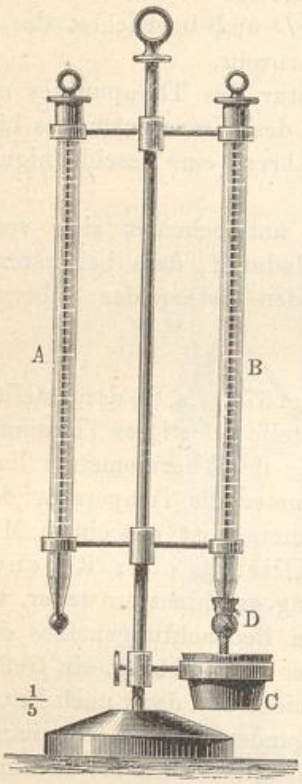
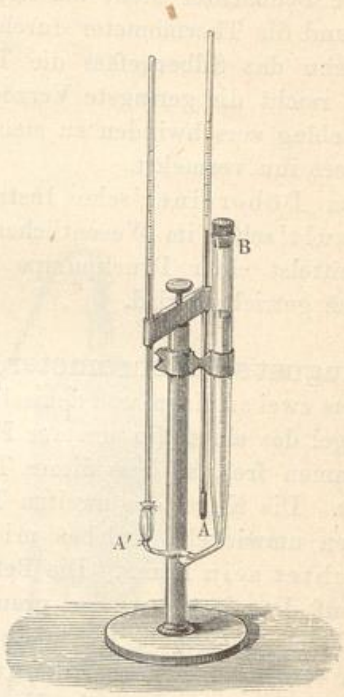


Fig. 375.



ein zweites mit umwickelter Kugel angebracht, wie man dies auch in Fig. 277, Seite 483, sieht.

Wenn ein hinreichend starker Luftzug stattfindet, so wird sich die an der nassen Thermometerkugel vorbeistreichende Luft mit Wasserdampf sättigen, sie wird aber einen Theil ihrer Wärme zur Dampfbildung abgeben; das nasse Thermometer zeigt die Temperatur an, bis zu welcher die Luft an dieser Kugel erkaltet und für welche sie sich mit Wasserdampf sättigt. Nehmen wir an, das nasse Thermometer zeige 16^0, so sehen wir daraus, dass die Luft, welche an der umwickelten Kugel vorbeistreicht, auf 16^0 erkaltet wird, und dass sie dieselbe für diese Temperatur gesättigt verlässt. Wäre die ganze Luftmasse für die Temperatur von 16^0 mit Wasserdampf gesättigt, so würde jedes Cubikmeter Luft 13,5 g Wasserdampf enthalten; so viel Wasserdampf enthält sie aber in der That nicht, denn sie nimmt ja an der nassen Kugel, bis zu 16^0 erkaltend,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

noch Wasserdampf auf; der Feuchtigkeitszustand der Atmosphäre ist also von der Art, dass jedes Cubikmeter Luft weniger als 13,5 g Wasserdampf enthält.

Die Menge des Wasserdampfes, welche die Luft aufnimmt, indem sie an der nassen Kugel vorbeistreicht, ist der ihr entzogenen Wärmemenge, also auch der Temperaturdifferenz d des trockenen und des feuchten Thermometers proportional. Wir können also die Quantität des Wasserdampfes, welchen ein Cubikmeter der nach und nach an der nassen Kugel vorbeistreichenden Luft aufnimmt, mit cd bezeichnen.

Bezeichnen wir ferner mit M das Maximum des Wasserdampfes, welchen ein Cubikmeter Luft bei der Temperatur des nassen Thermometers enthalten kann, die Quantität des Wasserdampfes also, welchen die Luft wirklich enthält, welche am nassen Thermometer vorbeigestrichen ist, so besteht diese Quantität M aus zwei Theilen, der Quantität cd nämlich, welche sie an der Kugel aufgenommen hat, und der Quantität m, welche sie schon enthielt; es ist also:

$$M = m + cd$$

oder:

$$m = M - cd \quad \ldots\ldots\ldots \quad 1)$$

In dieser Formel bezeichnet, wie erwähnt, m den Wassergehalt der Luft, d die Temperaturdifferenz der beiden Thermometer, M den Wassergehalt der Luft, wenn sie für die Temperatur des nassen Thermometers gesättigt wäre, und c einen constanten Factor, welcher durch Versuche ermittelt werden muss.

Durch vergleichende Versuche mit dem Psychrometer und dem Daniell'schen Hygrometer ergab sich etwa $c = 0{,}60$.

Wenn im Winter das Wasser an der überzogenen Thermometerkugel gefroren ist, so kann man es entweder in diesem Zustande belassen, oder, was sich im Allgemeinen mehr empfiehlt, das alte Eis wegschmelzen und die Kugel mit einer neuen gleichmässigen Eisschicht überziehen. Dies geschieht auf die Weise, dass man ein Gefäss mit Wasser von unten an das Thermometer bringt, so dass die Kugel in dasselbe eintaucht. Man bemerkt dann sofort ein Steigen des Thermometers, bis der Nullpunkt erreicht ist; auf diesem bleibt das Thermometer stehen, bis alles Eis von der Kugel weggeschmolzen ist, alsdann beginnt es weiter zu steigen. Nun entfernt man das Wassergefäss, beseitigt an der Kugel den sich dort bildenden Tropfen, und macht die Ablesung, wenn das Thermometer nunmehr seinen tiefsten Stand erreicht hat.

Um nicht für jede Beobachtung erst den Wassergehalt der Luft berechnen zu müssen, hat man Tabellen berechnet, in welchen man, wie in der folgenden, für jede Lufttemperatur und jede beobachtete Differenz der beiden Thermometer den Wassergehalt der Luft gleich aufsuchen kann.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Temperatur der Luft in Graden nach Celsius	Differenz des trockenen und befeuchteten Thermometers												
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
— 20	0,9												
— 19	1,0												
— 18	1,1												
— 17	1,2	0,6											
— 16	1,3	0,8											
— 15	1,4	0,9											
14	1,5	1,0											
— 13	1,6	1,1											
— 12	1,8	1,2											
— 11	1,9	1,4											
— 10	2,1	1,5											
— 9	2,3	1,7											
— 8	2,5	1,8	1,0										
— 7	2,7	2,0	1,2										
— 6	2,9	2,2	1,4										
— 5	3,1	2,5	1,7										
— 4	3,4	2,7	1,9										
— 3	3,7	3,0	2,2	1,3									
— 2	4,0	3,2	2,4	1,6									
— 1	4,3	3,5	2,7	1,8									
0	4,6	3,8	3,0	2,1	1,3								
+ 1	4,9	4,1	3,3	2,4	1,6								
+ 2	5,3	4,4	3,5	2,7	1,9	1,0							
+ 3	5,7	4,8	3,8	3,0	2,2	1,3							
+ 4	6,1	5,2	4,2	3,3	2,4	1,6							
+ 5	6,5	5,6	4,6	3,5	2,6	1,8							
+ 6	7,0	6,0	5,0	4,0	2,9	2,0							
+ 7	7,5	6,5	5,4	4,4	3,3	2,3	1,4						
+ 8	8,0	7,0	5,9	4,8	3,7	2,7	1,7						
+ 9	8,6	7,5	6,4	5,3	4,1	3,1	2,1						
+ 10	9,2	8,1	6,9	5,8	4,7	3,5	2,5	1,5					
+ 11	9,8	8,7	7,5	6,3	5,2	4,0	2,9	1,9					
+ 12	10,5	9,3	8,1	6,9	5,7	4,5	3,4	2,3	1,3				
+ 13	11,2	9,9	8,7	7,4	6,3	5,0	3,9	2,8	1,7				
+ 14	11,9	10,7	9,3	8,1	6,8	5,6	4,4	3,3	2,2	1,1			
+ 15	12,7	11,4	10,0	8,7	7,5	6,1	5,0	3,8	2,7	1,6			
+ 16	13,5	12,2	10,8	9,5	8,1	6,9	5,5	4,3	3,2	2,1			
+ 17	14,4	13,1	11,6	10,2	8,8	7,5	6,2	4,9	3,7	2,6	1,5		
+ 18	15,4	13,9	12,4	11,0	9,6	8,2	6,8	5,5	4,3	3,1	2,0		
+ 19	16,4	14,8	13,3	11,8	10,4	9,0	7,5	6,2	4,9	3,7	2,5	1,5	
+ 20	17,4	15,8	14,2	12,7	11,2	9,7	8,3	6,9	5,6	4,3	3,1	1,9	
+ 21	18,5	16,9	15,2	13,6	12,1	10,6	9,1	7,6	6,3	5,0	3,7	2,5	
+ 22	19,7	17,9	16,3	14,6	13,0	11,5	10,0	8,4	7,0	5,7	4,4	3,1	1,9
+ 23	20,9	19,1	17,4	15,6	14,0	12,4	10,9	9,2	7,8	6,4	5,1	3,8	2,5
+ 24	22,2	20,3	18,5	16,7	15,0	13,4	11,8	10,1	8,7	7,2	5,8	4,5	3,2
+ 25	23,6	21,7	19,7	17,9	16,1	14,4	12,7	11,1	9,5	8,0	6,6	5,2	3,9
+ 26	25,0	22,9	20,9	19,1	17,2	15,5	13,8	12,1	10,5	8,9	7,4	6,0	4,6
+ 27	26,5	24,4	22,3	20,3	18,4	16,6	14,8	13,1	11,5	9,9	8,3	6,8	5,4
+ 28	28,1	25,9	23,8	21,7	19,7	17,8	16,0	14,2	12,5	10,8	9,2	7,7	6,2
+ 29	29,8	27,5	25,3	23,1	21,1	19,1	17,2	15,4	13,6	11,9	10,2	8,6	7,1
+ 30	31,6	29,2	26,9	24,7	22,5	20,5	18,5	16,6	14,7	13,0	11,3	9,6	8,0
+ 31	33,4	30,9	28,5	26,2	24,0	21,9	19,8	17,9	16,0	14,1	12,4	10,6	9,0
+ 32	35,4	32,8	30,3	27,9	25,6	23,4	21,3	19,2	17,3	15,4	13,5	11,7	10,0
+ 33	37,4	34,7	32,2	29,7	27,3	25,0	22,8	20,6	18,6	16,6	14,8	12,9	11,1
+ 34	39,6	36,8	34,2	31,5	29,0	26,7	24,5	22,2	20,0	18,0	16,1	14,1	12,3
+ 35	41,8	39,0	36,2	33,5	30,9	28,4	26,1	23,8	21,6	19,4	17,4	15,4	13,5

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Man findet in dieser Tabelle den Wassergehalt eines Cubikmeters Luft, in Grammen ausgedrückt, für die jedesmalige Lufttemperatur und die gleichzeitig beobachtete Differenz der beiden Thermometer, wenn man in der Horizontalreihe, deren äusserste Ziffer links die Lufttemperatur angiebt, bis zu der Verticalreihe herübergeht, welche mit der beobachteten Differenz der beiden Thermometer überschrieben ist. So findet man z. B. für die Lufttemperatur von 20^0, wenn das nasse Thermometer auf 15^0 steht, wenn also die Temperaturdifferenz der beiden Thermometer 5^0 ist, den Wassergehalt der Luft gleich 9,7, d. h. in diesem Falle enthält jedes Cubikmeter Luft 9,7 g Wasserdampf.

Den Instructionen für die meteorologischen Stationen der Schweiz, Russlands, Deutschlands und anderer Länder sind ähnliche psychrometrische Tafeln von viel grösserem Umfang beigegeben, in welchen die Temperaturen des trockenen Thermometers sowie die Temperaturdifferenzen oder die Temperaturen des feuchten Thermometers nicht von Grad zu Grad, sondern von zehntel zu zehntel Grad fortschreiten, welche also (weil auf weitere Temperaturgrenzen berechnet) eine mehr als 100 Mal grössere Ausdehnung haben, als die Tabelle auf Seite 728.

Kennt man den absoluten Wassergehalt der Luft, so erhält man die relative Feuchtigkeit derselben, wenn man den absoluten Wassergehalt durch das Maximum des Wasserdampfes dividirt, welches die Luft bei der Temperatur des trockenen Thermometers aufnehmen kann.

So finden wir z. B. in unserem Beispiel für $+ 20^0$ C. aus der ersten Columne, indem wir also die Angaben der beiden Thermometer als gleich, und somit die Luft als mit Feuchtigkeit gesättigt ansehen, den Wassergehalt der Luft $= 17{,}4$. Wir haben demnach für die relative Feuchtigkeit den Betrag $\frac{9{,}7}{17{,}4} = 0{,}56$, wofür man aber 56 annimmt, da die relative Feuchtigkeit in Procenten ausgedrückt wird. Den Thaupunkt erhält man, wenn man mit dem Dunstdruck als Argument in die zweite Columne der Tafel auf S. 723 eingeht, und die entsprechende Zahl aus der ersten Columne entnimmt. So ergiebt sich für den Dunstdruck 9,7 der Thaupunkt $= 10{,}8^0$.

Die grösseren psychrometrischen Tafeln enthalten nicht allein den absoluten, sondern auch den relativen Wassergehalt der Luft, welcher den Psychrometerablesungen entspricht.

Die aus den Psychrometer-Beobachtungen abgeleiteten Werthe des Wassergehaltes der Luft sind jedoch nur dann der Wahrheit entsprechend, wenn am Instrumente ein genügender Luftwechsel stattfindet, wenn dasselbe also nicht von einer stagnirenden Luftmasse umgeben ist.

Tägliche Variationen im Wassergehalte der Luft. Da 247 bei hoher Temperatur mehr Wasserdampf in der Luft verbreitet sein kann, da mit steigender Wärme das Wasser an der Oberfläche der Gewässer und vom feuchten Boden mehr und mehr verdunstet, so lässt

sich wohl erwarten, dass der Wassergehalt der Luft im Laufe eines Tages ab- und zunehmen wird. Die Gesetze der täglichen Variationen des Wassergehaltes der Atmosphäre sind besonders durch lange Versuchsreihen von Neuber in Apenrade, von Kupffer in Petersburg und von Kämtz in Halle und auf den Alpen ermittelt worden.

Die folgende Tabelle giebt für Halle die mittlere Spannkraft für die einzelnen Tagesstunden in den Monaten Januar, April, Juli und October in Millimetern an.

Stunden	Januar mm	April mm	Juli mm	October mm
Mittag	4,29	6,15	11,62	8,27
1	4,32	6,05	11,42	8,29
2	4,34	6,08	11,32	8,23
3	4,33	6,09	11,22	8,15
4	4,28	6,09	11,18	8,10
5	4,25	6,09	11,25	8,06
6	4,24	6,12	11,36	8,10
7	4,22	6,15	11,68	8,07
8	4,20	6,13	11,76	7,96
9	4,18	6,10	11,75	7,88
10	4,15	6,05	11,67	7,80
11	4,14	6,03	11,52	7,72
Mitternacht	4,11	6,02	11,33	7,66
1	4,09	5,99	11,15	7,59
2	4,09	5,93	11,05	7,52
3	4,08	5,88	11,07	7,43
4	4,08	5,84	11,21	7,36
5	4,07	5,87	11,44	7,34
6	4,06	5,96	11,68	7,44
7	4,06	6,08	11,96	7,49
8	4,05	6,25	12,11	7,75
9	4,07	6,34	12,05	8,06
10	4,12	6,35	11,89	8,23
11	4,21	6,28	11,72	8,28
Mittel	4,17	6,08	11,52	7,87

Nach dieser Tabelle sind die Variationen des Wassergehaltes der Luft während eines Tages für den Monat Juli in Figur 1, Tabelle 20, graphisch, und zwar in der unteren Curve, dargestellt. Die Abscissen sind der Zeit, die Ordinaten der Spannkraft des Wasserdampfes proportional aufgetragen, und zwar so, dass einer Spannkraftsdifferenz von 1 mm eine Höhendifferenz von 3 mm entspricht. Man sieht, dass der Wassergehalt der Luft zwei Maxima hat, eines gegen 9 Uhr Abends und ein zweites gegen 9 Uhr Morgens. Ferner zeigt der Wassergehalt der

Luft zwei Minima, eines um 4 Uhr Nachmittags und eines kurz vor Sonnenaufgang.

Wenn mit Sonnenaufgang die Temperatur steigt, vermehrt sich auch die Menge des Wasserdampfes in der Luft, jedoch dauert dies nur bis 9 Uhr, wo ein durch die starke Erwärmung des Bodens veranlasster aufwärtssteigender Luftstrom die Dämpfe mit in die Höhe nimmt, so dass der Wassergehalt der unteren Luftschichten geringer wird, obgleich bei immer zunehmender Wärme die Bildung der Dämpfe fortdauert; diese Abnahme dauert bis gegen 4 Uhr; von hier an nimmt der Wassergehalt der unteren Luftschichten wieder zu, weil jetzt die nach oben gerichtete Luftströmung aufhört, den sich bildenden Wasserdampf wegzuführen; jedoch dauert diese Zunahme nur bis gegen 9 Uhr Abends, weil nun die immer mehr sinkende Temperatur der Luft der ferneren Dampfbildung eine Grenze setzt.

Im Winter, wo die Wirkung der Sonne weniger intensiv ist, verhält sich die Sache anders; im Januar beobachtet man nur ein Maximum des Wassergehaltes der Luft um 2 Uhr Nachmittags und ein Minimum zur Zeit des Sonnenaufganges.

Die obere Curve der Fig. 1, Tab. 20, zeigt uns das Maximum der Spannkraft, welches der Wasserdampf bei der, jeder Tagesstunde des Monats Juli entsprechenden mittleren Temperatur erreichen könnte. Da die beiden Curven für die Zeit des Sonnenaufgangs sich einander sehr nähern, so ist also um diese Zeit die Luft sehr nahe mit Feuchtigkeit gesättigt. Mit steigender Temperatur nimmt nun zwar anfangs die absolute Menge des Wasserdampfes in der Luft zu, doch nicht im Verhältniss der Temperaturzunahme, der Wassergehalt der Luft entfernt sich also immer mehr von dem ihrer Temperatur entsprechenden Sättigungspunkte oder auch, mit anderen Worten, die Differenz zwischen der Temperatur der Luft und dem Thaupunkte wird immer grösser.

Die relative Feuchtigkeit hat sich in Königsberg aus 45jährigen Beobachtungen für die einzelnen Monate des Jahres und der Stunden $7a$, $2p$ und $9p$ folgendermaassen ergeben:

	$7a$	$2p$	$9p$	Mittel
Januar	89,2	85,2	89,0	87,8
Februar	88,6	81,1	87,0	85,4
März	87,1	74,1	85,1	82,1
April	82,1	62,0	80,0	74,6
Mai	78,0	56,8	77,8	70,8
Juni	78,7	58,3	79,8	72,3
Juli	81,6	60,2	81,7	74,6
August	84,9	61,5	82,5	76,3
September	88,2	66,4	85,1	79,9
October	89,0	74,3	86,3	83,2
November	89,6	83,2	88,5	87,1
December	89,3	85,7	88,7	87,9
Jahr	87,2	70,7	84,3	80,1

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Hieraus ergiebt sich, dass die relative Feuchtigkeit immer um zwei Uhr mittags am geringsten ist, dass sie ferner im Mai ihr Minimum und im December und Januar ihr Maximum erreicht.

Wir sagen „die Luft ist trocken", wenn das Wasser rasch verdunstet und wenn befeuchtete Gegenstände durch dieses rasche Verdunsten schnell trocken werden; dagegen sagen wir „die Luft ist feucht", wenn befeuchtete Gegenstände an der Luft nur langsam oder gar nicht trocknen, wenn die geringste Temperaturerniedrigung feuchte Niederschläge bewirkt, und wenn etwas kältere Gegenstände sich mit Feuchtigkeit überziehen. Wir nennen also die Luft trocken, wenn sie weit von ihrem Sättigungspunkt entfernt ist, feucht dagegen, wenn der Thaupunkt der Temperatur der Luft sehr nahe liegt; mit diesem Urtheile über die Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft verbinden wir also durchaus kein Urtheil über den absoluten Wassergehalt der Luft. Wenn an einem heissen Sommertage bei einer Temperatur von 25° C. jedes Cubikmeter Luft 13 g Wasserdampf enthält, so sagen wir, die Luft sei sehr trocken, denn bei dieser Temperatur könnte jedes Cubikmeter Luft 23,6 g Wasserdampf enthalten (siehe die Tabelle S. 728) oder die Luft müsste bis auf 15° C. erkaltet werden, um bei unverändertem Wassergehalte gesättigt zu sein. Wenn sie dagegen im Winter bei einer Temperatur von + 4° C. nur 6 g Wasserdampf enthält, so ist die Luft sehr feucht, weil die Luft für die herrschende Temperatur beinahe vollständig mit Wasserdampf gesättigt ist und die geringste Temperaturerniedrigung schon einen Niederschlag zur Folge hat.

In diesem Sinne können wir also sagen, dass zur Zeit des Sonnenaufganges die Luft am feuchtesten ist, obgleich der absolute Wassergehalt geringer ist als zu jeder anderen Tageszeit. Gegen drei Uhr Nachmittags ist im Sommer die Luft am trockensten.

Die Zeit der beiden Maxima und der beiden Minima des Wassergehaltes der Luft fällt nahe mit den Wendestunden der täglichen Periode des Barometers zusammen, so dass man offenbar sieht, wie diese Perioden durch die Variationen des Wassergehaltes der Luft bedingt sind.

Auf hohen Bergen befolgen die Veränderungen im Dampfgehalte der Luft ein anderes Gesetz, weil der aufsteigende Luftstrom die Wasserdämpfe aus der Tiefe in die Höhe führt. Die unterste der beiden Curven Fig. 2, Tab. 20, stellt nach den Beobachtungen von Kämtz die Veränderungen dar, welche die Spannkraft des atmosphärischen Wasserdampfes im Laufe eines Julitages auf dem Rigi erleidet. Man übersieht aus dieser Curve, dass der absolute Wassergehalt der Luft in der Höhe nur ein tägliches Maximum und nur ein tägliches Minimum hat. Auch in der Höhe nimmt der Wassergehalt der Luft von Sonnenaufgang an zu, diese Zunahme dauert aber bis Mittag, während in der Tiefe der Wassergehalt von 9 Uhr an schon wieder abnimmt, weil der aufsteigende Luftstrom, welcher die Abnahme des Wassergehaltes in der Tiefe veranlasst, die dort weggeführten Dämpfe in die Höhe bringt. Von drei

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Uhr Nachmittags an, wenn die Stärke des aufsteigenden Luftstroms nachlässt, nimmt der Wassergehalt in der Tiefe wieder zu, in der Höhe nimmt er aber fortwährend ab, weil bei stets abnehmender Temperatur kein Wasserdampf mehr in die Höhe gebracht wird, sondern umgekehrt die Wasserdämpfe sich in die Tiefe senken. Die obere der beiden Curven in Fig. 2, Tab. 20, giebt an, wie gross im Juli auf dem Rigi zu jeder Stunde die Spannkraft des atmosphärischen Wasserdampfes in Millimetern ausgedrückt sein würde, wenn die Luft stets vollkommen gesättigt wäre. In der Höhe ist dieser Beobachtungsreihe zufolge die Luft viel feuchter, d. h. sie ist ihrem Sättigungspunkte viel näher als in der Tiefe; denn die beiden Curven sind für den Rigi fast parallel und nicht weit von einander entfernt, während, wie man aus Fig. 1, Tab. 20, sieht, diese beiden Curven für tiefer gelegene Orte einen sehr ungleichen Lauf haben, und für die Stunden vor und nach Mittag sehr weit von einander abstehen.

Die Fig. 3 und 4 auf Tab. 20 stellen nach dem fünften Jahrgange der schweizerischen meteorologischen Beobachtungen den mittleren täglichen Gang der relativen Feuchtigkeit zu Bern und beim Simplon-Hospiz (574 und 2008 m über dem Meeresspiegel) für die Monate Januar und Juli im Jahre 1868 dar. Diese Curven zeigen, dass Winters und Sommers die relative Feuchtigkeit der Luft fast für alle Tagesstunden in der Höhe viel bedeutender ist als in der Tiefe, obgleich der absolute Wassergehalt der Luft mit ihrer Temperatur um so mehr abnimmt, je höher man sich über den Meeresspiegel erhebt.

Jährliche Variationen des Wassergehaltes der Luft. 248

Die Tabelle (a. f. S.) giebt den mittleren Wassergehalt der Luft für die einzelnen Monate des Jahres zu Halle.

Der absolute Wassergehalt der Luft ist wie die mittlere Lufttemperatur im Januar ein Minimum; er nimmt bis zum Juli zu, wo er sein Maximum erreicht, dann aber nimmt er wieder ab bis zu Ende des Jahres.

Die letzte Columne dieser Tabelle unter der Ueberschrift „Relative Feuchtigkeit“ giebt an, wie viel Procente des bei der mittleren Temperatur des Monats möglichen Maximums des Wassergehaltes im Durchschnitt in der Luft enthalten sind. Im December ist also im Durchschnitt die Luft am feuchtesten, d. h. sie ist ihrem Sättigungspunkte am nächsten; im August aber ist die Luft am trockensten, obgleich ihr absoluter Wassergehalt in diesem Monate sehr gross ist, weil sie sehr weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Im August ist der Wassergehalt der Luft im Durchschnitt nur 61 Proc. von der Quantität Wasserdampf, welche in der Luft enthalten sein müsste, wenn sie bei der mittleren Temperatur dieses Monats gesättigt sein sollte. In diesem Sinne sind also November, December, Januar und Februar die feuchtesten, Mai, Juli und August die trockensten Monate des Jahres.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Monate	Spannkraft des Wasserdampfes mm	Relative Feuchtigkeit Proc.
Januar	4,509	85,0
Februar	4,749	79,9
März	5,107	76,4
April	6,247	71,4
Mai	7,836	69,1
Juni	10,843	69,7
Juli	11,626	66,5
August	10,701	61,0
September	9,560	72,8
October	7,868	78,9
November	5,644	85,3
December	5,599	86,2
Im Mittel		75,2

249 **Feuchtigkeit der Luft in verschiedenen Gegenden.** Die Bildung des Wasserdampfes ist vorzugsweise von zwei Bedingungen abhängig, nämlich von der Temperatur und von der Gegenwart von Wasser. Bei einem unbegrenzten Wasservorrathe werden sich um so mehr Wasserdämpfe bilden, je höher die Temperatur ist; bei gleicher Temperatur aber werden sich in wasserreichen Gegenden mehr Dämpfe bilden können als in wasserarmen. Daraus folgt nun, dass der absolute Wassergehalt der Luft unter sonst gleichen Umständen von dem Aequator nach den Polen hin abnehmen muss und dass sie im Inneren der grossen Continente trockener, d. h. weiter von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, als auf dem Meere und an den Meeresküsten. Wie sehr die Trockenheit der Luft mit der Entfernung vom Meere zunimmt, beweist schon die Heiterkeit des Himmels der Binnenländer. Die Hygrometerbeobachtungen, welche Humboldt und G. Rose in verschiedenen Gegenden von Sibirien gemacht haben, beweisen ebenfalls die ausserordentliche Trockenheit der Atmosphäre in diesen Gegenden. In der Steppe von Platowskaya fanden sie, dass bei einer Temperatur von 23,7° C. die Differenz der beiden Thermometer des Psychrometers 11,7° betrug, dass also die Luft ungefähr nur 16 Proc. des Wasserdampfes enthielt, den sie für diese Temperatur möglicher Weise aufnehmen könnte.

Ein anderes Beispiel ausserordentlicher Trockenheit beobachtete d'Abbadie in Abyssinien. Zu Abbay am Blauen Nil zeigte das trockene Thermometer des Psychrometers 37,1° C., das feuchte 19,9° C.; die Differenz der beiden Thermometer, 17,2°, geht also über die Grenzen der Tabelle auf S. 728 hinaus. Mit Hülfe der Gl. 1) auf S. 727 ergiebt

sich aber, dass das Cubikmeter Luft nur 7 g Wasserdampf enthielt, während es bei 37,1° C. 42,5 g Wasserdampf enthalten könnte. Der Thaupunkt lag bei + 6° C.

Während eines Samums fand derselbe Beobachter am Ufer des Rothen Meeres die Temperatur der Luft im Schatten 42,7° C., während das feuchte Thermometer 20,6° C. zeigte. Ein Cubikmeter Luft enthielt demnach nur noch 4 g Wasserdampf, also nur $^1/_{15}$ des bei 42,7° C. möglichen Wassergehaltes (Poggend. Annal. Bd. LXVIII).

Von einzelnen extremen Fällen ganz abgesehen, ist auch die mittlere relative Feuchtigkeit der Luft für verschiedene Gegenden sehr ungleich; sie beträgt, wie wir im vorigen Paragraphen gesehen haben, für Halle 75,2 Proc.

Als Mittel aus vierjährigen Beobachtungen fand Möhl für Cassel 79,4 Proc.

Als Mittel aus zwölfjährigen Beobachtungen fand Lose für Crefeld 73 Proc., während daselbst die mittlere tägliche Schwankung 19 Proc. beträgt. Das absolute Minimum der relativen Feuchtigkeit, welches während dieser Periode beobachtet wurde, betrug nur 12 Proc.

Nach Karsten beträgt die mittlere relative Feuchtigkeit der Luft zu Kiel 82,1 Proc., das absolute Minimum geht daselbst nicht unter 24 Proc. herab.

Nach den Beobachtungen des Physikalischen Vereins zu Frankfurt a. M. betrug daselbst die

	mittlere relative Feuchtigkeit	niedrigste relative Feuchtigkeit
1870	63,88 Proc.	20,3 Proc. am 9. Juli
1871	67,40 „	27,0 „ „ 24. Mai
1872	67,86 „	27,4 „ „ 12. April
1873	67,68 „	31,0 „ „ 15. April
Mittel	66,7 Proc.	

Nach den Ergebnissen der badischen meteorologischen Stationen betrug die mittlere relative Feuchtigkeit für

	Höhe über dem Meere	1870	1871	1872
Meersburg	447 m	76 Proc.	78 Proc.	— Proc.
Höhenschwand . . .	1012 „	81 „	84 „	85 „
Freiburg	293 „	72 „	73 „	— „
Mannheim	116 „	71 „	76 „	77 „

Für die Jahre 1865 und 1866 fand man die mittlere relative Feuchtigkeit für

	Höhe über d. Meere	
St. Theodul	3330 m	82 Proc.
Beatenberg	1150 „	79 „
Genf	408 „	78 „
Basel	278 „	75 „

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Nach diesen Zusammenstellungen ist die relative Feuchtigkeit der Luft für höher gelegene Stationen eine grössere als an benachbarten tiefer liegenden. Dagegen haben Saussure in den Alpen und Humboldt in Centralamerika die Luft in grossen Höhen trockener gefunden als in der Ebene. Wir werden weiter unten sehen, wie dieser Gegensatz für die Nähe von Gletschern und Firnfeldern seine Erklärung findet.

In den östlichen Theilen von Nordamerika ist die relative Feuchtigkeit der Luft geringer als an den Westküsten von Europa; sie beträgt nach den Publikationen des „Smithsonian Institution" nur

67 Proc. für New-York
68 „ „ Philadelphia
68 „ „ St. Louis.

Nach den Annalen des physikalischen Centralobservatoriums zu Petersburg ergiebt sich als Mittel aus mehreren Jahren die relative Feuchtigkeit für

Tiflis	67 Proc.
Nertschinsk	68 „
Orenburg	76 „
Petersburg	82 „
Sitka	84 „

Auf der schweizerischen Naturforscherversammlung, welche im Jahre 1853 zu Pruntrut gehalten wurde, hielt Desor einen Vortrag über das Klima der Vereinigten Staaten von Nordamerika und seinen Einfluss auf die Sitten und Gebräuche ihrer Bewohner, aus welchem sich die hohe Bedeutung ergiebt, welche der Wassergehalt der Atmosphäre auf die klimatischen Verhältnisse eines Landes ausübt.

Bei gleicher mittlerer Jahreswärme und nahezu gleichem jährlichen Gange der Temperatur zeigt doch das Klima eines Ortes in Nordamerika noch grosse Verschiedenheiten von dem der Westküste von Europa, welche den deutschen Auswanderern sehr auffallend sind und sie zu manchen Aenderungen ihrer Gewohnheiten nöthigen. — Die Wäsche trocknet rascher; die Brotvorräthe, welche man in Europa mehrere Wochen lang aufbewahren kann, werden dort in wenigen Tagen ungeniessbar, weil das Brot zu rasch austrocknet. — Die Ernten sind in Nordamerika weniger unsicher als in Europa. — In Nordamerika kann man ohne Nachtheil für die Gesundheit in ein eben erst vollendetes Haus einziehen, man hat nicht nöthig, erst auf das Austrocknen der Wände zu warten; dagegen haben die Schreiner mit grossen Schwierigkeiten zu kämpfen, indem Holz, welches man in Europa für hinlänglich ausgetrocknet halten würde, um es für Möbel zu verwenden, zu Boston und New-York in kurzer Zeit reisst; auch müssen die Schreiner in Amerika viel stärkeren Leim anwenden als in Europa.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, dass die Luft an den Ostküsten von Nordamerika im Durchschnitt weit trockener ist als an den Westküsten von Europa.

Da nun aber weder die Regenmenge noch die Anzahl der Regentage in Nordamerika geringer ist als in Europa, so kann der erwähnte Unterschied nur dadurch bedingt sein, dass dort bei schönem Wetter die Atmosphäre weniger mit Feuchtigkeit beladen ist als bei uns. Die Luft bleibt nicht, wie in England und Westeuropa, immer ihrem Sättigungspunkte nahe. Sobald es aufgehört hat zu regnen und der Wechsel des Windes schönes Wetter bringt, geht das Hygrometer augenblicklich herunter und der Thaupunkt sinkt bedeutend unter die Temperatur der Luft.

Die Ursache dieser grösseren Trockenheit ist leicht zu erklären. In Amerika ist Südwest der herrschende Wind, wie in Europa; an den Westküsten von Europa kommt aber dieser Wind mit Feuchtigkeit beladen an, weil er bei seiner Berührung mit dem Atlantischen Ocean viel Wasserdampf aufnehmen konnte, der Südwest ist bei uns also Regenwind. Anders an den Ostküsten von Nordamerika; dort kommen die Südwestwinde erst an, nachdem sie einen weiten Weg über Land und über ziemlich hohe Gebirge zurückgelegt haben, wo sie sich ihrer Feuchtigkeit entledigen, weshalb sie nur selten Regen bringen.

Der Thau. Wenn man an einem schwülen Sommertage aus einem 250
kühlen Gewölbe eine Flasche kalten Wassers ins Freie bringt, so beschlägt sie, d. h. sie wird in kurzer Zeit mit zarten Wassertröpfchen bedeckt, es setzt sich Thau auf derselben ab.

Der Grund dieser Erscheinung ist leicht anzugeben. Die mit der Flasche zunächst in Berührung tretenden Luftschichten werden erkaltet; da die kältere Luft aber nicht so viel Wasserdampf aufnehmen kann, wie die wärmere, so muss diese Erkaltung nothwendig die Ausscheidung eines Theiles des bisher in jenen Schichten enthaltenen Wasserdampfes zur Folge haben, die condensirten Wasserdämpfe setzen sich aber in Form von Thau auf dem Körper ab, von welchem die Erkaltung ausgeht.

Eine ganz analoge Erscheinung ist das Beschlagen der Fensterscheiben eines bewohnten warmen Zimmers, wenn dieselben von Aussen her erkaltet werden.

Die starke Erkaltung, welche alle Körper der Erdoberfläche in heiteren windstillen Nächten in Folge der nächtlichen Strahlung erleiden (s. §. 198), muss aber in gleicher Weise eine Ausscheidung von Wasserdämpfen in den untersten Luftschichten zur Folge haben, welche sich in Form von Thautropfen auf dem Erdboden, auf Steinen, Gras, Laub etc. ansetzen.

Da nicht alle Körper gleiches Wärmestrahlungsvermögen haben, so erkalten auch einige stärker als andere und so kommt es, dass manche Körper stark mit Thau überzogen sind, während andere fast ganz trocken

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

bleiben. Gras und Blätter erkalten besonders stark durch die nächtliche Strahlung, theils weil sie ein sehr starkes Strahlungsvermögen besitzen, theils aber auch, weil sie frei in die Luft hineinragen, so dass vom Boden aus nur wenig Wärme zugeleitet werden kann; man findet sie deshalb stärker bethaut als die Steine und den nackten Boden.

Bei der französischen Expedition nach Constantine im October 1836 litten mehr als 100 Mann an erfrorenen Füssen, Händen und Lippen, obgleich das Thermometer nie unter den Gefrierpunkt sank. Der Boden aber, auf welchem man sich nächtlich lagerte, erkaltete viel tiefer.

Alles, was die nächtliche Strahlung hindert oder vermindert, hindert oder vermindert auch die Thaubildung. Wells legte auf ein Brett, welches in horizontaler Lage durch vier Stützen 1 m hoch über dem Boden gehalten wurde, 10 Gran Wolle und befestigte eine gleiche Quantität Wolle auf der unteren Fläche des Brettes. Nach einer heiteren Nacht ergab sich, dass das obere Wollbüschel 14 Gran, das untere nur 4 Gran Feuchtigkeit aufgenommen hatte.

Wenn man über einer Wiese in der Höhe von zwei bis drei Fuss ein Leintuch ausspannt, so wird der durch das Tuch gegen die nächtliche Strahlung geschützte Theil der Wiese nicht bethaut, während in der ganzen Umgebung eine starke Thaubildung stattfindet.

Dadurch erklärt sich auch, warum bei bewölktem Himmel keine Thaubildung stattfindet.

Dass der Thau nicht etwa, wie man früher meinte, ähnlich dem Regen, aus der Luft herabfällt, hat Wells durch folgenden Versuch bewiesen. Auf den Boden eines oben offenen Cylinders von gebranntem Thon, welcher $^1/_3$ m Durchmesser und 1 m Höhe hatte, wurde ein Bündel von 10 Gran Wolle gelegt. Obgleich nun dieses Bündel nach oben hin in keiner Weise geschützt war, so nahm es doch im Laufe einer heiteren Nacht nur 2 Gran Feuchtigkeit auf, während ein in der Nähe ganz frei auf den Boden gelegtes Bündel Wolle in der gleichen Zeit durch Thau um 16 Gran schwerer wurde.

Selbst bei heiterem Himmel thaut es nicht, wenn ein etwas lebhafter Wind weht, weil er stets von Neuem warme Luft mit dem Boden in Berührung bringt und so theilweise wenigstens den Wärmeverlust ersetzt, welcher durch die nächtliche Strahlung veranlasst wird.

Der Reif ist nichts Anderes als ein gefrorener Thau. Wenn der Körper, an welchem sich der condensirte Wasserdampf absetzt, unter 0^0 erkaltet ist, so kann er sich nicht mehr in flüssiger Gestalt, sondern nur in Form von Eiskrystallen absetzen.

251 **Einfluss der Gletscher auf die atmosphärische Feuchtigkeit.** Wenn die atmosphärische, nicht ganz mit Wasserdampf gesättigte Luft mit irgend einem feuchten Körper in Berührung ist, so wird an dieser feuchten Oberfläche entweder Verdampfung stattfinden, wenn die Temperatur derselben höher ist, oder es wird eine der Thau-

bildung entsprechende Condensation von atmosphärischem Wasserdampf stattfinden, wenn die Temperatur desselben niedriger ist als der Thaupunkt der Luft.

Aus langjährigen Beobachtungen, welche zu Genf angestellt worden sind, haben Chr. Dufour und Forel ermittelt, dass die mittlere Temperatur des Wassers an der Oberfläche des Sees meist namhaft höher ist, als der Thaupunkt der darüber streichenden Luft. Im Mai und Juni ist die Temperatur des Seewassers durchschnittlich um 3° höher, als der Thaupunkt der Luft. Vom Juli an wird die Differenz grösser, um im December ihr Maximum zu erreichen, wenn der Thaupunkt der Luft 8° unter der Temperatur des Seewassers liegt. Im Allgemeinen wird also an der Oberfläche des Sees Wasser verdampfen. Nur ausnahmsweise steigt an einzelnen sehr feuchten Tagen der Thaupunkt der Luft über die Temperatur des Seewassers, so dass eine Condensation von Wasserdampf an der Oberfläche des Sees stattfindet. Im Jahre 1867 war dies nur an 21 Tagen der Fall, während an 344 Tagen Verdampfung stattfand.

Gerade umgekehrt gestaltet sich die Sache im Hochgebirge, wo die Luft mit ausgedehnten Schnee- und Firnfeldern, sowie mit Gletschern in Berührung kommt, deren Temperatur nicht so veränderlich ist, wie die des Sees, indem dieselbe nie über 0° steigen und nur im Winter unter 0° sinken kann, während der Thaupunkt der Luft, welche über die Schnee- und Eisfelder hinzieht, meist über dem Gefrierpunkt liegt.

An der Oberfläche der Gletscher, sowie der Schnee- und Firnfelder, wird also im Allgemeinen Condensation von Wasserdampf stattfinden müssen, welche die Luft trocken macht und nur in seltenen Fällen, wenn der Thaupunkt der Luft unter 0° gesunken ist, kann eine, wenn auch nur unbedeutende Verdampfung eintreten.

Dufour und Forel haben diese theoretischen Consequenzen durch Versuche bestätigt, von denen wir nur einige anführen wollen. Am 5. März 1870, Nachmittags 2 Uhr, wurde in einem Garten zu Morges eine Schüssel von 20 cm Durchmesser, welche mit Schnee gefüllt 711 g wog, ins Freie gestellt. Nach einer Stunde war der Schnee zum Theil geschmolzen, das Gewicht der Schüssel hatte aber um 3 g zugenommen. Nach psychrometrischen Bestimmungen war der Thaupunkt der Luft während jener Zeit 4,4° C. und ihre Temperatur 10,3°.

Bei einem ähnlichen Versuch, welcher im Mai angestellt, und bei welchem gestossenes Eis statt Schnee angewandt wurde, betrug der Thaupunkt der Luft im Durchschnitt 13° und es ergab sich, dass die Quantität des auf einer Eisfläche von 1 qm Oberfläche in einer Stunde niedergeschlagenen Wassers 410 g betrug, was auf eine geographische Quadratmeile (55 000 000 qm) die enorme Wassermenge von 22 550 cbm ausmacht.

Allerdings sind die thermischen und hygrometrischen Verhältnisse der über den Gletschern und Schneefeldern schwebenden Luft andere

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

als in einem Garten in der Nähe des Genfer Sees; im Hochgebirge ist die Luft weniger warm und ihr Thaupunkt liegt tiefer als in der Ebene; immerhin muss aber auch dort eine bedeutende Condensation stattfinden, und um diese zu constatiren, stellten Dufour und Forel im Juli und August 1870 ähnliche Versuchsreihen auf der Oberfläche des Rhonegletschers an.

Die Temperatur der Luft schwankte während dieser Versuche zwischen 4,2 und 10,8° C., ihr Thaupunkt zwischen 0,6 und 3,5° und die Menge des stündlich niedergeschlagenen Wassers zwischen 50 und 360 g für 1 qm. Nehmen wir im Mittel die stündliche Condensation für 1 qm zu 150 g an, so macht dies für eine Schnee- und Eisfläche von einer Quadratmeile schon 8250 cbm Wasser in der Stunde. Die Oberfläche aller Gletscher, Schnee- und Firnfelder des Rhonegebietes bis zum Genfer See beträgt aber 18 Quadratmeilen, sie liefern also unter den angegebenen Verhältnissen durch Condensation 150 000 cbm Wasser in der Stunde und 3 600 000 cbm in 24 Stunden.

Da die Gletscher und Schneefelder der Luft durch Condensation bedeutende Mengen von Wasserdampf entziehen, so tragen sie wesentlich zu ihrer Trockenheit in den Regionen des ewigen Schnees bei, die Allen bekannt ist, welche das Hochgebirge durchwandern und welche sich durch rasches Trocknen nasser Kleider, durch schnelles Austrocknen der Lebensmittel, durch unbedeutende Absonderung von Schweiss u. s. w. bemerklich macht. Die Trockenheit der Luft, welche auf Schneefeldern und Gletschern ruht, wird auch durch psychrometrische Versuche bestätigt, welche Dufour und Forel im Juli und August 1870 zu allen Tagesstunden, theils bei dem Gasthaus zum Rhonegletscher, theils in einer Entfernung von 900 m von demselben auf dem Gletscher selbst anstellten. Jedes Cubikmeter Luft enthielt beim Gasthaus im Durchschnitt 8 g, auf dem Gletscher dagegen nur 5,5 g Wasserdampf.

Die oben besprochene massenhafte Condensation von Wasserdampf durch Schneefelder und Gletscher bewirkt aber auch ein bedeutendes Wegschmelzen von Schnee und Eis. Durch Condensation von 1 g Wasserdampf werden nämlich 540 Wärmeeinheiten frei, d. h. so viel Wärme als nöthig ist, um die Temperatur von 540 g Wasser um 1° C. zu erhöhen. Diese frei werdende Wärme kann aber keine Erwärmung der umgebenden Luft bewirken, weil sie nur zur Schmelzung von Schnee und Eis verbraucht wird. Zur Schmelzung von 1 g Schnee oder Eis sind aber nur 80 Wärmeeinheiten nöthig, die Wärme, welche durch Condensation von 1 g Wasserdampf frei wird, reicht also hin, um $^{540}/_{80}$, also 6,7 g Eis zu schmelzen, die Condensation des Wasserdampfes vermehrt also in kolossaler Weise die Wassermenge, welche den Schneefeldern und Gletschern entströmt und trägt also wesentlich zu ihrem Abschmelzen und ihrem Rückgang bei.

Die Condensation des Wasserdampfes durch Schnee und Eis erklärt auch den Nutzen des Winterschnees für die Ernährung der Quellen.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Es ist eine bekannte Erfahrung, dass nach schneereichen Wintern die Quellen reichlicher fliessen als nach regnerischen. Das Wasser, welches als Regen herabfällt, dringt nur theilweise in den Boden ein, ein grosser Theil desselben verdampft an der Oberfläche des feuchten Bodens. Das Wasser dagegen, welches in Form von Schnee herabfällt, bewirkt eine namhafte Condensation von Wasserdampf aus der Luft und die dadurch vermehrte Wassermenge kann bei allmählichem Wegschmelzen des Schnees viel vollständiger in den Boden eindringen als das rasch abfliessende Regenwasser.

Nebel und Wolken. Wenn die Wasserdämpfe, aus einem Topf 252
mit kochendem Wasser aufsteigend, sich in der kälteren Luft verbreiten, so werden sie alsbald verdichtet, es entsteht der Schwaden, welcher aus einer Menge kleiner hohler Wasserbläschen besteht, die in der Luft schweben. Man nennt diese Schwaden auch öfters Dampf, doch ist es kein eigentlicher Dampf mehr, wenigstens kein Dampf im physikalischen Sinne des Wortes; denn es ist ja ein verdichteter Dampf.

Wenn die Verdichtung der Wasserdämpfe nicht durch Berührung mit kalten festen Körpern, sondern durch die ganze Masse der Luft hindurch vor sich geht, so entstehen Nebel, welche im Grossen dasselbe sind wie der Schwaden, den wir über kochendem Wasser sehen.

Die Nebel entstehen häufig, wenn das Wasser der Seen und Flüsse oder der feuchte Boden wärmer sind als die schon mit Feuchtigkeit gesättigte Luft. Die Dämpfe, welche in Folge der höheren Temperatur des Wassers oder des feuchten Bodens gebildet werden, verdichten sich alsbald wieder, wenn sie sich in der kälteren, schon mit Wasserdämpfen gesättigten Luft verbreiten. Bei gleicher Temperaturdifferenz des Wassers und der Luft bilden sich keine Nebel, wenn die Luft trocken ist, so dass sich alle die Wasserdämpfe, welche am Boden aufsteigen, in ihr verbreiten können, ohne sie zu sättigen.

Nach dem, was soeben über die Bildung des Nebels gesagt wurde, erklärt sich leicht, dass sich die Nebel vorzugsweise im Herbste über Flüssen und Seen und über feuchten Wiesen bilden. In England sind die Nebel besonders häufig, weil es von einem warmen Meere umspült ist; ebenso sind die warmen Gewässer des Golfstromes, welcher theilweise bis nach Neufundland hinaufströmt, die Ursache der dort so häufigen dichten Nebel.

Manchmal beobachtet man Nebel unter scheinbar ganz verschiedenen Umständen; so sieht man dichte Nebel über den Flüssen, während die Luft wärmer ist als das Wasser oder das Eis. In diesem Falle ist die warme Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, und wenn sie sich mit den Luftschichten mischt, welche durch die Berührung mit dem kalten Wasser oder dem Eise schon eine niedrigere Temperatur erlangt haben, so muss nothwendig eine Condensation des Wasserdampfes erfolgen.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Auf dieselbe Weise entstehen auch im Sommer nach Gewitterregen die Nebel über Flüssen und Seen. Die Luft ist wärmer als die Oberfläche des Wassers, aber sie ist mit Feuchtigkeit gesättigt, und sobald sie sich an Orte verbreitet, an welchen die Frische des Wassers fühlbar ist, wird durch die Erkaltung der Wasserdampf verdichtet.

Der Nebel bildet sich jedoch nicht allein über Flüssen und Seen, sondern auch mitten im Lande, sobald durch Luftströmungen wärmere feuchte Luftmassen mit kälteren gemischt und ihre Temperatur unter den Thaupunkt erniedrigt wird.

Die Wolken sind nichts anderes als Nebel, welche in den höheren Luftregionen schweben, sowie denn Nebel nichts sind als Wolken, welche auf dem Boden aufliegen. Oft sieht man die Gipfel der Berge in Wolken eingehüllt, während die Wanderer auf diesen Bergspitzen sich mitten im Nebel befinden.

Auf den ersten Anblick scheint es unbegreiflich, wie die Wolken in der Luft schweben können, da sie doch aus Bläschen bestehen, welche offenbar schwerer sind als die umgebende Luft. Da das Gewicht dieser kleinen Wasserbläschen im Vergleich zu ihrer Oberfläche sehr gering ist, so muss die Luft ihrem Fall einen bedeutenden Widerstand entgegensetzen, sie können sich also nur sehr langsam herabsenken, wie ja auch eine Seifenblase, welche überhaupt mit unseren Dunstbläschen eine grosse Aehnlichkeit hat, in ruhiger Luft nur langsam fällt. Demnach müssen aber doch die Dunstbläschen, wenn auch noch so langsam, sinken, und man sollte demnach meinen, dass bei ruhigem Wetter die Wolken doch endlich bis auf den Boden herabkommen müssten.

Die bei ruhigem Wetter allerdings herabsinkenden Dunstbläschen können aber den Boden nicht erreichen, weil sie bald in wärmere, nicht mit Dämpfen gesättigte Luftschichten gelangen, in welchen sie sich wieder in Dampf auflösen und dem Blicke verschwinden; während sich aber unten die Dunstbläschen auflösen, werden an der oberen Grenze neue gebildet, und so scheint die Wolke unbeweglich in der Luft zu schweben.

Wir haben eben die Dunstbläschen in ganz ruhiger Luft betrachtet; in bewegter Luft werden sie der Richtung der Luftströmung folgen müssen. Ein Wind, welcher sich in horizontaler Richtung fortbewegt, wird die Wolken auch in horizontaler Richtung fortführen, und ein aufsteigender Luftstrom wird sie mit in die Höhe nehmen, sobald seine Geschwindigkeit grösser ist als die Geschwindigkeit, mit welcher die Dampfbläschen in ruhiger Luft herabfallen würden. Sehen wir ja doch auch, wie die Seifenblasen durch den Wind fortgeführt und über Häuser hinweg getragen werden. So erklärt sich denn auch durch die aufsteigenden Luftströme das Steigen des Nebels.

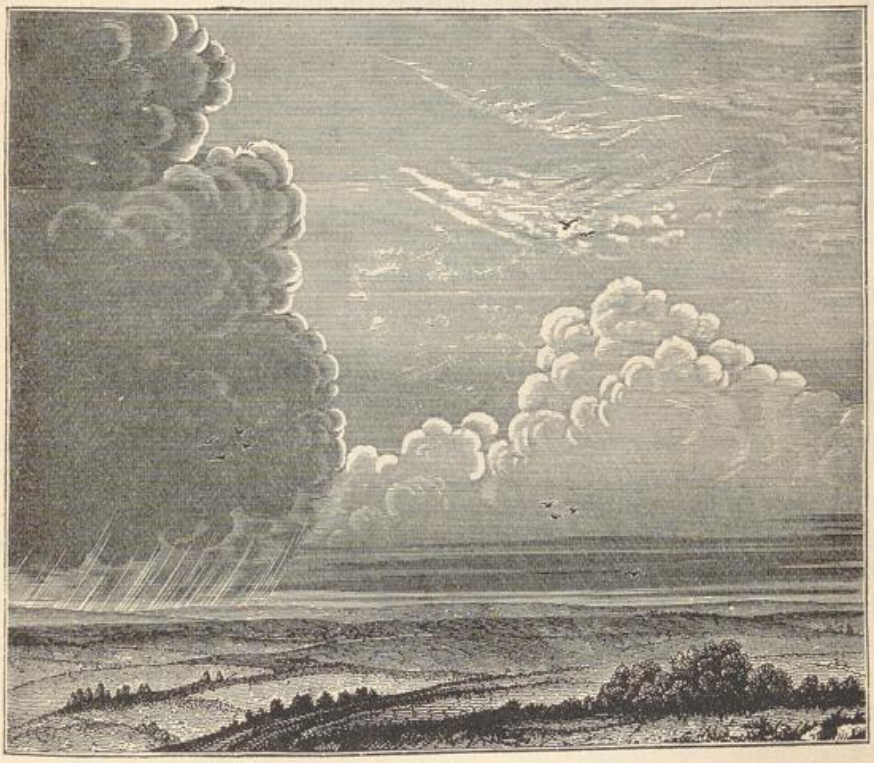
Das Ansehen der Wolken ist, je nachdem sie höher oder tiefer schweben, je nachdem sie mehr oder weniger dicht, auf diese oder jene Weise beleuchtet sind u. s. w., gar mannigfaltig. Howard hat unter den verschiedenen Wolken folgende Hauptarten unterschieden:

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

1) Die Federwolke, *cirrus*, besteht aus sehr zarten, bald mehr streifigen, bald mehr locken- oder federartigen Fasern, welche nach schönem Wetter zuerst am Himmel erscheinen. In unserer Fig. 376 sieht man sie in der Ecke oben rechts bis herunter, wo die zwei Vögel schweben. Bei trockenem Wetter sind die Federwolken mehr streifig, bei feuchtem mehr verwaschen.

2) Die Haufenwolke, *cumulus*, welche in unserer Figur gerade unter der Federwolke gezeichnet ist, bildet grosse halbkugelförmige Massen, welche auf horizontaler Basis zu ruhen scheinen; diese Wolken

Fig. 376.



erscheinen vorzugsweise im Sommer; manchmal thürmen sich Haufenwolken zu malerischen Gruppen zusammen und bieten dann, von der Sonne beschienen, den Anblick ferner Schneegebirge.

3) Die Schichtwolken, *stratus*, sind horizontale Wolkenstreifen (in unserer Figur unter den *cumulus*), welche vorzugsweise bei Sonnenuntergang mit ausserordentlicher Farbenpracht erscheinen.

Diese Grundformen gehen auf mannigfaltige Weise in einander über; Howard hat diese Uebergangsformen durch die Namen *cirro-cumulus*, *cirro-stratus*, *cumulo-stratus* und *nimbus* bezeichnet.

Die fedrige Haufenwolke, *cirro-cumulus*, ist der Uebergang der Federwolke zur Haufenwolke; es sind die kleinen weissen,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

runden Wölkchen, welche unter dem Namen Schäfchen allgemein bekannt sind.

Wenn die Federwolken nicht einzeln zerstreut, sondern zu Streifen von bedeutender Ausdehnung verbunden sind, so bilden sie die fedrige Schichtwolke, *cirro-stratus*, welche, wenn sie nahe am Horizonte stehen, den Anblick ausgedehnter Schichten bieten; oft überziehen die *cirro-stratus* den ganzen Himmel mit einem Schleier.

Wenn die Haufenwolken dichter werden, so gehen sie in die streifige Haufenwolke, *cumulo-stratus*, über, welche oft den ganzen Horizont mit einem blauschwarzen Farbentone überziehen und endlich in die eigentliche Regenwolke, *nimbus* (in unserer Figur links), übergehen.

In dem 1890 erschienenen Wolkenatlas von Hildebrandsson, Köppen und Neumayer sind die Wolkenformen folgendermaassen classificirt:

1) *Cirrus*, Federwolke. Federige, zarte, isolirte Wolken, gewöhnlich von weisser Farbe. Manchmal in Banden angeordnet, welche meridianartig einen Theil des Himmelsgewölbes überziehen und nach einem oder zwei entgegengesetzten Punkten des Horizontes perspectivisch convergiren (an der Bildung solcher Banden nehmen oft auch *cirro-stratus* und *cirro-cumulus* theil).

2) *Cirro-stratus*, Schleierwolke. Feiner, weisslicher Schleier, bald ganz diffus, dem Himmel nur ein weissliches Aussehen verleihend (von Manchem als *cirrus*-Dunst bezeichnet), bald mehr oder weniger deutliche Structur von in einander verworrenen Fasern erkennen lassend. Häufig zeigt der Schleier leuchtende Ringe um Sonne und Mond.

3) *Cirro-cumulus*, Schäfchen, Lämmergewölk. Kleine, weisse Bällchen und Flocken, ohne Schatten, welche in Heerden und manchmal in Reihen angeordnet sind.

4) *Alto-cumulus* oder *cumulo-cirrus*, grobe Schäfchen. Grössere weissgraue Bällchen mit schattigen Theilen, in Heerden gruppirt, häufig so dicht, dass ihre Ränder zusammenfliessen. Die einzelnen Bällchen sind in der Regel nach der Mitte zu grösser und derber (in *strato-cumulus* übergehend), nach den Rändern derselben hin feiner flockig (in *cirro-cumulus* übergehend). Sehr häufig sind sie in Reihen nach einer oder zwei Richtungen angeordnet.

5) *Alto-stratus* oder *strato-cirrus*. Dichter Schleier von grauer oder bläulicher Farbe, welcher in der Gegend der Sonne und des Mondes einen helleren Fleck, aber keine Lichtringe darbietet. Diese Form zeigt allmähliche Uebergänge zum *cirro-stratus*, hat aber nach den Messungen in Upsala nur die halbe Höhe.

6) *Strato-cumulus*. Grosse Ballen oder Wülste dunkler Wolken, welche den Himmel häufig, besonders im Winter, ganz bedecken und ihm bisweilen ein gewelltes Aussehen verleihen. Die Schicht der *strato-cumuli* ist gewöhnlich nicht sehr dick, in den Lücken erscheint oft blauer

Himmel. Zwischen dieser Form und den *alto-cumuli* finden sich alle möglichen Zwischenglieder. Vom *nimbus* unterscheiden sie sich durch die geballte oder gerollte Form und die mangelnde Neigung zu Niederschlägen.

7) *Nimbus*, Regenwolke. Dichte Lage von dunkeln, formlosen Wolken mit zerrissenen Rändern, aus welchen gewöhnlich anhaltender Regen oder Schnee fällt. In gelegentlichen Lücken zeigt sich fast stets eine gleichförmige *alto-stratus*-Decke. Zerreisst die Nimbuslage ganz in kleinere Fetzen oder schweben unter dem grossen *nimbus* tiefhängende kleine Wolkenstückchen einher, so können diese als *fracto-nimbus* unterschieden werden.

8) *Cumulus*, Haufenwolke. Dichte, im beständigen Emporwachsen begriffene Wolke, deren Gipfel kuppelförmig und mit Zapfen besetzt, deren Basis dagegen horizontal ist. Bei seitlicher Beleuchtung zeigt diese Wolke kräftige, wirkliche Schatten, auf der Sonnenseite des Himmels erscheint sie dagegen finster mit hellen Säumen. Der echte *cumulus* zeigt oben und unten scharfe Begrenzung. Stets, und besonders bei windigem Wetter, unterliegen jedoch seine Theile fortwährender Auflösung.

9) *Cumulo-nimbus*, Gewitterwolke, Schauerwolke. Mächtige Wolkenmassen, die sich wie Berge aufthürmen, gewöhnlich oben mit Schleier oder Schirm von faseriger Textur („falsche Cirren“) und unten mit *nimbus*-ähnlichen Wolkenmassen („Wolkenkragen“) umgeben, aus deren Mitte gewöhnlich Schauer von Platzregen oder Hagel (bezw. Graupeln) fallen. Die Ränder sind entweder von festeren *cumulus*-artigen Umrissen und bilden gewaltige *cumulus*-Gipfel von zarten „falschen Cirren“ umschwebt, oder die Ränder fliessen selbst in eine zarte, *cirrus*-artige Zerfaserung aus. Die letzte Form ist besonders beim „Aprilwetter“ gewöhnlich. Howard hat den regnenden *cumulo-nimbus* und unseren *nimbus* zusammen als *nimbus* bezeichnet, den nichtregnenden *cumulo-nimbus* aber als *cumulo-stratus*. Die Bezeichnung *cumulo-nimbus* ist zuerst von Weilbach angewandt worden.

10) *Stratus*, gehobener Nebel. Condensationen in den untersten Schichten, welche nicht direct bei Regenwetter auftreten und nicht direct dem Boden aufliegen; denn im ersteren Falle sind sie als *nimbus* oder *fracto-nimbus*, im letzteren als Nebel schlechtweg zu bezeichnen.

Die horizontalen gleichmässigen Wolkenlager von geringer Dicke in der Atmosphäre oberhalb 1000 m, welche häufig als *stratus* bezeichnet werden, sind nach der Classification von Abercromby und Hildebrandsson theils mit *alto-stratus*, theils mit *strato-cumulus* zu bezeichnen.

Wenn man bedenkt, wie ausserordentlich mannigfaltig an Gestalt sowohl als auch an Farbe die verschiedenen Wolken sein können, so begreift man wohl, dass es oft schwierig ist, zu entscheiden, ob das Ansehen einer Wolke sich mehr dem einen oder dem anderen Typus nähert.

Unter allen bisher genannten Wolkenarten sind die Federwolken die höchsten, denn auf hohen Bergen bieten sie noch denselben Anblick

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

wie im Thale, und erreichen nach Ekholm und Hagström die Höhe von etwa 13 km. Es ist höchst wahrscheinlich, dass die *cirri* nicht aus Nebelbläschen, sondern aus Eisnädelchen bestehen.

Die Haufenwolken bilden sich gewöhnlich, wenn durch den aufsteigenden Luftstrom die Wasserdämpfe in die Höhe geführt, und dort, wegen der geringeren Temperatur verdichtet werden. Daher kommt es, dass sich oft gegen Mittag Wolken bilden, während die Sonne am heiteren Himmel aufgegangen ist. Gegen Abend wird der Himmel wieder heiter, weil die Wolken sich wieder senken, wenn der aufsteigende Strom aufhört; in tieferen, wärmeren Regionen angekommen, lösen sich dann die Wolken wieder auf, wenn die Luft nicht mit Dämpfen gesättigt ist. Wenn aber der Südwestwind mehr und mehr Wasserdämpfe herbeiführt, während die Luft schon mit Dämpfen gesättigt ist, so können die sich senkenden Wolken nicht wieder aufgelöst werden, sie werden dichter und dunkler, während oft hoch über den unteren Wolken eine Schicht von Federwolken schwebt. Die unteren Haufenwolken gehen dann mehr und mehr in *strato-cumuli* über, und man hat alsdann Regen zu erwarten.

Wenn durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen die einzelnen Dunstbläschen grösser und schwerer werden, wenn endlich einzelne Bläschen sich nähern und zusammenfliessen, so bilden sich förmliche Wassertropfen, welche nun als Regen herabfallen. In grosser Höhe sind die Regentropfen vermuthlich noch sehr klein, sie werden aber während des Fallens grösser, weil sie wegen ihrer geringeren Temperatur die Wasserdämpfe der Luftschichten verdichten, durch welche sie herabfallen.

Ein besonderes Interesse haben seit dem Jahre 1885 die leuchtenden Nachtwolken erregt, welche in den Sommermonaten Mai bis Juli theilweise am nördlichen Himmel sichtbar waren. Sie unterscheiden sich wesentlich von allen anderen uns bekannten Wolkenarten durch ihre grosse Höhe über dem Erdboden, und die Geschwindigkeit, mit der sie sich in horizontaler Richtung bewegen. Die Beobachtungsmethode, welche zu der Bestimmung ihrer Positionen benutzt ist, beruht auf der Anwendung der Photographie, indem gleichzeitig von verschiedenen, weit unter einander entfernten Standorten photographische Aufnahmen von ihnen nebst den in der Nähe befindlichen Fixsternen ausgeführt werden. Mit der Untersuchung der leuchtenden Nachtwolken hat sich namentlich O. Jesse in Steglitz beschäftigt, der sie regelmässig und in Gemeinschaft mit dem Uhrmacher Bäker in Nauen photographirt. Auch werden solche Photographien in Rathenow, der Urania-Sternwarte in Berlin und Moskau ausgeführt.

Die Ausmessungen der gewonnenen Bilder haben nun Herrn O. Jesse zu dem überraschenden Resultate geführt, dass die leuchtenden Wolken sich durchschnittlich in einer Höhe von 83 km über der Erdoberfläche befinden, während bei den *cirrus*-Wolken bisher noch keine grössere Höhe als 13 km nachgewiesen worden ist. Die Geschwindigkeit, mit der sie sich

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

horizontal fortbewegen, übertrifft die der stärksten Orkane um mehr als das Doppelte; sie beträgt etwa 100 m in der Secunde, ist der Hauptsache nach immer von Osten nach Westen gerichtet, mit einer kleinen nach Süden gerichteten Componente.

Während kein Zweifel darüber ist, dass die Erleuchtung dieser Wolken durch die Sonne geschieht, welche sich in gemässigten Breiten während der Sommermonate verhältnissmässig wenig tief unter dem Horizonte befindet, so besteht doch die Eigenthümlichkeit, dass nicht etwa um Mitternacht, also während der grössten Dunkelheit, ihre Leuchtkraft die intensivste ist, sondern während der frühen Morgenstunden. Es liegt hier der Gedanke nahe, dass dieser Erscheinung eine ähnliche Ursache zu Grunde liegt, wie dem stärkeren Auftreten der Meteoriten in den Morgenstunden, von welchen früher (§. 100) die Rede war, dass also die Stoffe, welche die leuchtenden Wolken bilden, ähnlich wie die Sternschnuppen, kosmischer Natur seien. Vor dem Auftreten der leuchtenden Nachtwolken, d. h. vom August 1883 bis etwa zum Jahre 1885, erregte ein anderes eigenthümliches Phänomen die allgemeinste Aufmerksamkeit, nämlich sehr lebhafte rothe Dämmerungserscheinungen. Man hat diese mit den leuchtenden Nachtwolken, sowie beide mit dem Krakatoa-Ausbruche des Jahres 1883 in Verbindung bringen wollen, bei welchem feine Staub- und Gastheile in enorme Höhen der Atmosphäre geschleudert worden seien, doch lassen sich hiergegen manche Einwendungen erheben, die nicht völlig haben widerlegt werden können. Jedenfalls bilden die leuchtenden Wolken ein höchst interessantes Phänomen, welches die genaueste Untersuchung verdient. Es sei noch kurz bemerkt, dass ähnliche Erscheinungen während der letzten Jahre auch auf der südlichen Halbkugel während der Sommermonate beobachtet sind.

Regenmenge. Die Menge des Regens, welcher an irgend einem 253
Orte der Erde im Laufe eines Jahres fällt, ist für die Meteorologie ein höchst wichtiges Element. Die Instrumente, deren man sich zu diesem Zwecke bedient, werden Regenmesser, Ombrometer, Udometer oder auch Hyetometer genannt. Fig. 377 (a.f.S.) stellt einen Regenmesser dar, wie dieselben auf den deutschen meteorologischen Stationen in Anwendung sind. Der Regen fällt in ein Blechgefäss A, dessen obere freie Oeffnung einen Flächeninhalt von 500 qcm hat. Aus A fällt das Wasser durch eine Oeffnung von 1 cm Durchmesser in das Reservoir B, auf welches das Gefäss A so aufgesetzt ist, dass es leicht abgenommen werden kann. Das in B gesammelte Wasser wird jeden Tag um acht Uhr Morgens durch den Hahn h abgelassen und in einem graduirten Glascylinder (Fig. 378) aufgefangen, der so getheilt ist, dass das Wasser, welches den Zwischenraum zwischen zwei auf einander folgenden Theilstrichen ausfüllt, auf einer Fläche von 500 qcm ausgebreitet, dieselbe mit einer $^1/_{10}$ mm hohen Wasserschicht bedecken würde. Wenn also die in einer bestimmten Zeit gefallene Regenmenge den Cylinder bis zum $n$ten

Theilstrich (von unten an gezählt) füllt, so ist in dieser Zeit so viel Regen gefallen, dass er den Boden bis zu einer Höhe von $\frac{n}{10}$ mm mit Wasser bedeckt haben würde, wenn kein Wasser in den Boden eingedrungen, oder abgeflossen oder verdunstet wäre.

Die Tabelle auf nebenstehender Seite giebt die Regenhöhe einer Reihe von Orten für die verschiedenen Monate in Procenten und für das ganze Jahr in Centimetern.

Aus der Betrachtung solcher Tabellen, die in grosser Vollständigkeit in dem schon erwähnten Werke von Woeikof „Die Klimate der Erde" gegeben sind, ergiebt sich, dass sich Europa in Beziehung auf die Vertheilung des Regens in drei Provinzen theilen lässt.

In England, Frankreich und Norwegen sind die Herbstregen vorherrschend.

In Deutschland, den westrheinischen Gegenden, Dänemark und Schweden herrschen die Sommerregen vor.

Fig. 377.

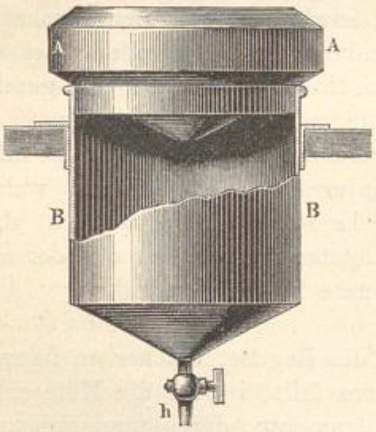
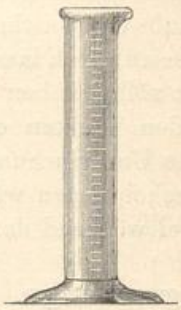


Fig. 378.



Die Sommerregen treten im südöstlichen Frankreich, Italien, dem südlichen Portugal, überhaupt in dem Theile Europas, welcher Afrika zunächst liegt, bedeutend zurück.

Im Allgemeinen nimmt die Regenmenge mit der Entfernung vom Meere ab; bezeichnen wir die jährliche Regenmenge in Petersburg mit 1, so ist die jährliche Regenmenge

in den Ebenen von Deutschland	1,2
im Inneren von England	1,4
an den Küsten von England	2,1

Die Regenmenge nimmt mit der Höhe der Orte über der Meeresfläche zu, weil die Berge einen Niederschlag veranlassen, wenn sie von einem Strome feuchter Luft getroffen werden; daher die bedeutende Regenmenge in den Alpen.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
Gibraltar	16	11	11	8	6	2	0	1	4	10	16	14	76
Madrid	10	8	9	7	13	8	1	4	10	12	11	8	38
Palermo	13	9	12	8	4	2	1	1	7	14	14	15	60
Rom	11	9	9	7	6	4	2	4	8	14	14	12	77
Bologna	5	7	7	8	10	9	6	6	11	12	11	8	63
Marseille	10	8	7	7	9	4	2	4	12	16	13	7	51
Paris	8	7	7	8	8	9	9	9	9	9	9	8	58
London	9	6	7	8	7	8	9	9	10	12	9	8	61
Manchester	11	8	7	6	6	8	7	9	9	11	9	10	91
Portree	12	9	7	6	5	7	7	9	8	10	9	12	260
Dublin	11	7	8	7	7	8	7	9	8	10	9	10	74
Hamburg	7	6	7	6	7	10	10	11	10	8	8	8	69
Berlin	6	5	6	6	8	10	12	13	10	8	8	7	59
Königsberg	6	5	5	5	8	9	11	13	13	10	9	7	63
Harz	7	8	8	7	8	11	12	10	8	8	8	9	106
Dresden	6	6	7	7	9	6	12	11	7	8	8	8	54
München	6	5	6	8	10	11	14	13	8	8	5	5	80
Genf	6	6	6	7	9	9	9	11	9	2	9	7	80
Innsbruck	5	4	7	8	9	12	13	12	9	7	7	7	87
Simferopol	6	5	7	7	8	13	13	8	8	6	8	10	44
Kiew	5	5	6	8	9	11	15	10	9	8	6	7	51
Tiflis	3	4	6	10	15	14	11	8	11	7	5	3	49
Moskau	5	4	5	7	10	10	10	13	10	7	7	5	55
Petersburg	5	5	5	5	9	9	14	14	10	9	8	7	47
Nordschweden	6	4	5	6	7	9	11	13	10	12	10	7	41
Florö (Norwegen)	9	8	6	7	5	5	8	9	11	11	10	10	187
Barnaul	3	2	3	4	11	14	17	18	9	8	7	5	24
Jenisseisk	5	4	3	4	7	14	15	16	11	8	6	6	35
Tokio	3	4	8	8	8	13	9	9	16	12	6	4	186
Peking	0	0	1	2	6	13	36	26	11	3	1	0	64
Shanghai	4	6	8	9	10	17	10	11	13	6	4	2	111
Hongkong	1	2	3	6	14	18	14	14	16	7	4	1	214
Calcutta	1	1	2	3	8	18	20	22	16	8	1	0	166
Bombay	0	0	0	0	1	28	33	21	14	2	1	0	192
Mahabaleshwar	0	0	0	0	1	18	38	28	12	2	0	0	657
Tscherrapunshi	0	0	2	6	10	24	27	16	11	3	0	0	1252
Sydney	8	10	9	13	10	10	9	6	5	7	6	6	129
Sitka	9	8	6	6	5	4	5	9	12	14	11	9	207
S. Francisco	20	14	16	8	4	0	0	0	1	2	11	24	55
New-York	8	7	8	8	9	8	9	10	8	8	9	9	120
Halifax	10	8	9	7	7	7	8	8	8	10	10	8	149
St. Mexico	1	1	1	2	4	8	16	17	22	17	9	3	58
Trinidad	4	2	2	3	8	11	13	16	11	11	10	9	172
Para	9	15	16	17	14	8	5	4	3	1	4	3	179
Rio Janeiro	11	11	10	12	7	10	3	3	6	7	8	12	121
Buenos Ayres	7	9	11	8	10	8	5	5	7	11	7	11	86
Cordoba	20	24	11	3	2	2	1	5	3	9	9	12	69
Santiago	0	1	1	3	13	24	25	15	12	4	2	1	33
Maghellanstrasse	7	8	8	9	7	14	13	7	6	8	7	7	54
Capstadt	3	3	3	7	15	19	14	13	10	6	4	2	63
Sansibar	3	3	7	19	24	7	6	15	4	8	7	7	250

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

An einem und demselben Orte nimmt nach manchen Beobachtungen die Regenmenge mit der Höhe über dem Boden ab; so fallen z. B. im Hofe des Observatoriums zu Paris im Laufe eines Jahres 57 cm, auf der 28 m höher liegenden Terrasse nur 50 cm Regen. Doch sind solche Beobachtungen gewöhnlich sehr unsicher, weil in der Höhe die Windstärke im Durchschnitt zunimmt, und bei starkem Winde leicht ein Theil der Regenmenge weggeweht wird, welcher bei ruhigerer Luft in den Regenmesser hineinfallen würde. Dass die Regentropfen während ihres Fallens an Grösse häufig zunehmen, ist eine sicher beobachtete Thatsache, doch scheint dabei der gegenseitige Abstand der Tropfen sich zu vergrössern, so dass man wohl annehmen kann, dass zum Theil kleinere Tropfen verdunsten, und sich dafür Feuchtigkeit an den grösseren niederschlägt.

Die Anzahl der Regentage während eines Jahres nimmt in Europa im Allgemeinen von Süden nach Norden zu. Im Durchschnitt kommen auf das Jahr

im südlichen Europa	120	Regentage
im mittleren „	146	„
im nördlichen „	180	„

Dass die Regenmenge nicht allein von der Zahl der Regentage abhängen kann, ist klar; denn es kommt ja nicht allein darauf an, an wie vielen Tagen es regnet, sondern auch, wie viel es regnet. Wenn in den nördlicheren Gegenden die Zahl der Regentage zunimmt, so nimmt dagegen die Intensität des Regens im Allgemeinen ab, und so erklärt es sich z. B., dass in Petersburg die Zahl der Regentage zwar grösser, die Regenmenge aber geringer ist als in Rom.

Mit der Entfernung vom Meere nimmt sowohl die Regenmenge als auch die Zahl der Regentage ab; so kommen z. B. im Durchschnitt

in Petersburg	168
in Kasan	90
in Jakutzk	60

Regentage auf das ganze Jahr.

So wie unter sonst gleichen Umständen der Regen in wärmeren Gegenden intensiver ist als in kälteren, so ist er auch in der warmen Jahreszeit intensiver als in der kalten. Im Durchschnitt kommen in Deutschland auf den Winter 38, auf den Sommer 42 Regentage; die Zahl der Regentage ist also im Sommer kaum etwas bedeutender als im Winter, und doch ist die Regenmenge im Sommer ungefähr doppelt so gross als im Winter. In den Sommermonaten fällt oft bei einem einzigen Gewitter mehr Regen, als sonst in mehreren Wochen.

Von der aus einer langen Reihe von Beobachtungsjahren abgeleiteten mittleren jährlichen Regenmenge eines Ortes weicht die Regenmenge einzelner Jahre in weit auffallenderem Verhältniss ab, als die Mitteltempe-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

ratur eines bestimmten Jahres von dem allgemeinen Jahresmittel der Temperatur. Als Mittel aus 30 Jahren (1837 bis 1867) beträgt die jährliche Regenmenge zu Frankfurt a. M. 25,9 Pariser Zoll. Im Jahre 1864 betrug die gesammte Regenmenge nur 13,5″, im Jahre 1867 dagegen betrug sie 53,2″. Die Regenmenge des Juli 1867 betrug zu Frankfurt a. M. allein 8,9″, im Juli 1863 hingegen nur 0,7″.

Sehr ungleich ist auch oft die gleichzeitige Regenmenge verschiedener nicht weit von einander entfernter Orte, wie man aus Fig. 3 der Tab. 21 ersieht, in welcher dem 5ten Jahrgang der Schweizerischen Meteorologischen Beobachtungen zufolge die Regenmenge der einzelnen Tage vom 10. September bis zum 11. October 1868 für den Bernhardin, den Gotthard und Altdorf zusammengestellt sind. Die Regenhöhen sind in dieser Figur nur in $^1/_{10}$ der wirklichen Grösse aufgetragen, 1 mm also für 1 cm Regenhöhe.

Für den 28. September betrug die Regenhöhe für Altdorf 20 mm, für den Gotthard 34 mm, für den Bernhardin aber 250 mm oder ungefähr 9,1 Pariser Zoll. Zu Frankfurt a. M. betrug die gesammte Regenmenge des ganzen September 1868 nur 1,6 Pariser Zoll. Die enormen Regenmassen, welche in der letzten Hälfte des Septembers 1868 auf dem Kamme der Alpen fielen, veranlassten furchtbare Ueberschwemmungen.

Regen zwischen den Wendekreisen. Da, wo die Passat- 254
winde mit grosser Regelmässigkeit wehen, ist der Himmel meistens heiter, und es regnet selten, namentlich wenn die Sonne auf der anderen Hemisphäre steht. Auf den Continenten aber wird die Regelmässigkeit des Passats gestört durch die Intensität des aufsteigenden Luftstromes, sobald sich die Sonne dem Zenith nähert; um diese Zeit stellt sich auch ein mehrere Monate andauerndes heftiges Regenwetter ein, während die andere Hälfte des Jahres hindurch der Himmel heiter und die Luft trocken ist.

Humboldt hat uns die Erscheinungen der nassen Jahreszeit im nördlichen Theile von Südamerika beschrieben. Vom December bis zum Februar ist die Luft trocken und der Himmel heiter. Im März wird die Luft feuchter, der Himmel weniger rein, der Passatwind weht weniger stark, und oft ist die Luft ganz ruhig. Mit Ende März beginnen die Gewitter; sie bilden sich des Nachmittags, wenn die Hitze am grössten ist, und sind von heftigen Regengüssen begleitet. Gegen Ende April fängt eigentlich die nasse Jahreszeit an; der Himmel überzieht sich mit einem gleichförmigen Grau, und es regnet täglich von 9 Uhr Morgens bis 4 Uhr Nachmittags; des Nachts ist der Himmel meistens rein. Der Regen wird am heftigsten, wenn die Sonne im Zenith steht. Allmählich wird die Zeit des Tages, in welcher es regnet, immer kürzer, und gegen Ende der Regenzeit regnet es nur Nachmittags.

Die Dauer der Regenzeit ist in verschiedenen Gegenden nicht dieselbe; sie beträgt drei bis fünf Monate.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

In Ostindien, wo die Regelmässigkeit der Passatwinde durch örtliche Verhältnisse gestört ist und wo statt ihrer die Moussons wehen, finden wir ebenfalls regelmässige Regenverhältnisse; an der steilen Westküste von Vorderindien fällt die Regenzeit mit der Zeit unseres Sommers zusammen, sie fällt nämlich in die Zeit, zu welcher die Südwestmoussons wehen und, mit Feuchtigkeit beladen, an die hohen Gebirge anstossen. Während es auf der Küste Malabar regnet, ist auf der Ostküste Coromandel der Himmel heiter; hier stellt sich die Regenzeit mit dem Nordostpassat, also gerade zu der Zeit ein, in welcher auf der Westküste die trockene Jahreszeit herrscht.

In der Region der Calmen findet man diese periodischen Regen nicht, es finden hier fast täglich heftige Regengüsse statt. Der aufsteigende Luftstrom führt eine Menge von Wasserdämpfen in die Höhe, welche sich in den kälteren Regionen wieder verdichten. Die Sonne geht fast immer bei heiterem Himmel auf, gegen Mittag aber bilden sich einzelne Wolken, welche dichter und dichter werden, bis ihnen endlich, meist unter heftigen Windstössen und elektrischen Entladungen, eine ungeheure Regenmenge entströmt. Gegen Abend zerstreut sich das Gewölk und die Sonne geht wieder bei heiterem Himmel unter.

Die jährliche Regenmenge ist im Allgemeinen in den Tropen sehr gross, sie beträgt z. B. in Bombay 192, in Kandy 126, auf Borneo 301, zu Rio Janeiro 121, auf St. Domingo 155, zu Havana 118 und in Colon 289 cm.

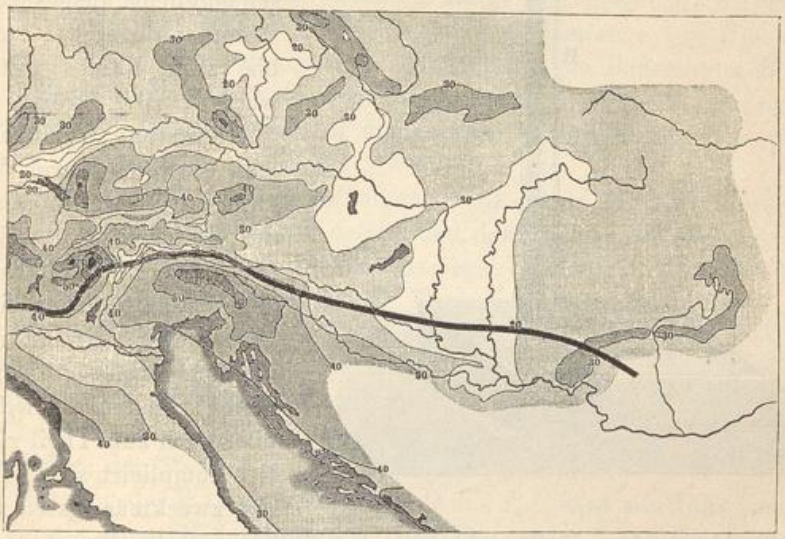
In Tscherrapunshi fielen am 14. Juni 1876, also an einem Tage, 104 cm Regen, ein Betrag, der an den meisten Orten Europas nicht einmal in einem Jahre erreicht wird. Bedenkt man nun, dass der Regen meist nur auf wenige Monate vertheilt ist und dass es nur an wenigen Stunden des Tages regnet, so ist klar, dass der Regen sehr stark sein muss. Die Regentropfen sind dann sehr gross und fallen mit solcher Geschwindigkeit nieder, dass sie auf der nackten Haut ein schmerzhaftes Gefühl erzeugen.

Die Karte Tab. XLVIII soll dazu dienen, ein Bild der Vertheilung des Regens auf der Erdoberfläche zu geben und zwar ist die Schattirung um so dunkler, je grösser die Regenmenge eines Ortes ist. Man übersieht z. B. aus dieser Karte, dass in der Region der Calmen die Regenmenge theilweise sehr bedeutend ist, dass es auf den Inseln und an den meisten Küsten der grösseren Continente mehr regnet als in den Binnenländern u. s. w.

255 **Hyetographische Karten** sind solche, welche die Regenverhältnisse eines Landes anschaulich machen. In diesem Sinne ist Tabelle XLVIII des Atlas eine hyetographische Erdkarte. Dass eine solche die Regenverhältnisse der Erde nur im Grossen und Ganzen darstellt, dass man aus ihr nicht die speciellen Regenverhältnisse einzelner Länder entnehmen kann, versteht sich von selbst; zu diesem Zwecke

muss man Specialkarten der fraglichen Länder von um so grösserem Maassstabe zur Hand nehmen, je mehr man in die Details der Regenvertheilung einzugehen beabsichtigt. In der That sind bereits hyetographische Karten verschiedener Länder ausgeführt worden, von denen wir als Beispiel v. Sonklar's Regenkarte der österreichischen Monarchie (im 4. Bande der Mittheilungen der königl. kaiserl. geograph. Gesellschaft) anführen wollen. Fig. 379 ist eine verkleinerte Copie dieser interessanten Karte, welche sehr deutlich die Beziehungen zwischen Boden-

Fig. 379.



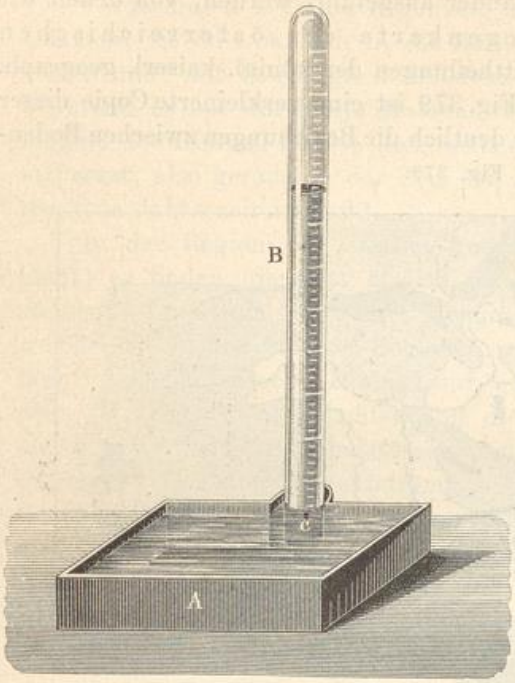
gestalt und Niederschlag versinnlicht. Unser Kärtchen zeigt den Verlauf der Isohyeten, d. h. der Linien gleicher jährlicher Regenmenge von 10 zu 10 Pariser Zoll. Die Curve von 20 Pariser Zoll jährlicher Regenmenge schliesst die in der Karte weissgelassenen Gegenden ein, deren jährliche Regenmenge im Durchschnitt unter 20 Zoll beträgt. Die in sich zurücklaufenden Curven von 40″ schliessen die Räume ein, deren mittlere jährliche Regenmenge über 40″ beträgt. Innerhalb der Curven von 40″ liegen die Curven von 50″, 60″ u. s. w. Die grösste Regenmenge des auf unserem Kärtchen dargestellten Gebietes hat Santa Maria am Stilfser Joch; sie beträgt 92 Pariser Zoll.

Nördlich von der starken dunkeln Linie sind die Sommerregen vorherrschend.

Die Verdunstung. Zu den wichtigsten meteorologischen Daten 256
gehört neben der Regenmenge ohne Zweifel die bis jetzt noch verhältnissmässig wenig berücksichtigte und beobachtete Verdunstung, durch welche von einer freien Wasserfläche sowohl, wie von einem feuchten, nackten oder mit Pflanzen bedeckten Boden eine nach Umständen grössere oder kleinere Quantität Wasser als Dampf in die Atmosphäre übergeht.

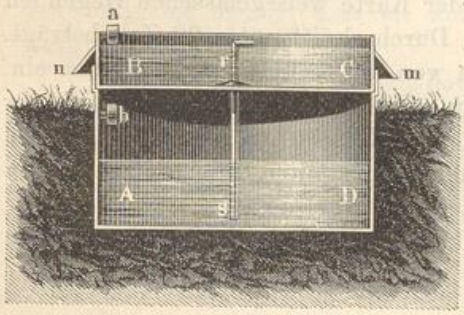
Die Vorrichtungen, welche man construirt hat, um die Grösse der Verdunstung zu messen, hat man Atmometer oder Evaporimeter genannt.

Fig. 380.



Ursprünglich bestanden sie einfach aus oben offenen runden oder quadratischen Gefässen, welche an einem vor Regen geschützten, sonst aber den atmosphärischen Einflüssen möglichst ausgesetzten Orten aufgestellt, nahe bis zum Rande gefüllt wurden. Die Grösse der Verdunstung ermittelte man entweder durch Wägung oder durch Messung der Erniedrigung, welche der Wasserspiegel in Folge der Verdampfung erleidet. In neuerer Zeit hat man vielfach verbesserte Atmometer construirt, welche aber auch zum Theil ziemlich complicirt sind. Eine der zweckmässigsten Formen des Atmometers dürfte wohl das in Fig. 380 dargestellte Prestel'sche sein (Jelinek, Zeitschrift für Meteorologie I.). An einem Blechgefäss A von quadratischem Querschnitt ist auf der einen Seite eine Nebenkammer

Fig. 381.



angebracht und in diese eine graduirte Glasröhre B eingesetzt, in welche unten bei c eine seitliche Oeffnung eingebohrt ist, welche sich dicht unter dem Wasserspiegel im Gefäss A befindet, so dass, wenn das Niveau in A etwas gesunken ist, eine Luftblase durch c in die Glasröhre B eintreten und dagegen eine solche Menge Wasser austreten kann, dass der Wasserspiegel in A bis auf ganz kleine Schwankungen unverändert erhalten wird. Die Quantität des in einer bestimmten Zeit von der Oberfläche in A verdunsteten Wassers lässt sich mit grosser Genauigkeit an der Theilung des Rohres B ablesen.

Dufour hat ein Instrument construirt, welches er Siccimeter nennt

(Bull. de la Soc. vaudoise des sciences naturelles, tom. X, 1869) und dessen Zweck der ist, die Differenz zwischen Regenmenge und Verdunstung anzugeben. Fig. 381 stellt das Siccimeter im Durchschnitt dar. Das aus Zinkblech gefertigte Gefäss AD, welches zum Theil in den Boden eingegraben ist, hat einen Durchmesser von 50 und eine Höhe von 25 cm. Oben ist in dasselbe das Gefäss BC eingesetzt, welches bei gleichem Durchmesser nur 8 cm hoch ist und welches gewissermaassen einen Deckel für AD bildet. Das Gefäss BC ist von einem conischen, gleichsam ein Dach bildenden Ringe nm umgeben, welcher verhindert, dass das Wasser längs dem äusseren Umfange von BC in das untere Gefäss eindringen kann. In der Mitte des Bodens von BC ist eine $1^1/_2$ cm weite Röhre rs eingelöthet, welche, wie die Figur zeigt, an ihrem oberen Ende horizontal umgebogen ist und unten nahe am Boden von AD mündet.

Um den Apparat in Gang zu setzen, wird er bis zur oberen Mündung des Rohres rs mit Wasser gefüllt und dann sich selbst überlassen. Durch Verdampfung wird sich der Wasserspiegel im oberen Gefäss senken, während er in Folge von Regen steigt. Wenn innerhalb einer gegebenen Periode die Regenmenge grösser ist als die Verdunstungsmenge, so wird dieser Ueberschuss des gefallenen Wassers durch das Rohr rs in das untere Gefäss AD abfliessen. Nach zwei, drei, vier Tagen wird das Niveau des Wassers in BC, und alsdann, nachdem man das Gefäss BC abgehoben hat, der Stand des Wassers in AD gemessen.

Die Messung des Wasserstandes in AD und BC wird mit Hülfe einer Millimeterscala ausgeführt, welche innerhalb der an der Wand des oberen und des unteren Gefässes befestigten Hülsen a und b auf- und abgehoben werden kann. Die Maassstäbchen werden in ihrer Hülse so weit herabgeschoben, dass ihr unteres, in eine feine Spitze auslaufendes Ende gerade den entsprechenden Wasserspiegel berührt. Zieht man von der Höhe R, um welche der Wasserspiegel im unteren Gefässe während mehrerer auf einander folgender Tage in Folge von Regen gestiegen ist, die Höhe V ab, um welche der Wasserspiegel des oberen Gefässes in Folge der während derselben Zeit stattgefundenen Verdunstung gefallen ist, so erhält man den Ueberschuss der Regenhöhe über die Verdunstungshöhe. Die Differenz $R-V$ wird negativ, wenn während der fraglichen Periode die Verdunstungsmenge grösser ist als die Regenmenge. Wir werden später noch auf die von Dufour mit dem Siccimeter zu Lausanne erhaltenen Resultate zurückkommen.

Den wahren Betrag der Wasserverdunstung für eine Gegend zu ermitteln, ist mit grossen Schwierigkeiten verbunden. Er ist nämlich abhängig von der Boden-Gestaltung und -Beschaffenheit, von dem Betrage und der Art der Vegetation und manchen anderen Verhältnissen, woraus folgt, dass die Grösse der Verdunstung häufig für zwei Orte, welche nahe bei einander liegen, erheblich verschieden ist. Einige beiläufige Angaben über die Grösse der jährlichen Verdunstung in Centimetern sind folgende:

Jährliche Verdunstung nach Centimetern.

Cumana	352	Cardillau	85
Marseille	230	Sens	81
Madras	232	Paris	80
St. Helena	213	La Rochelle	71
Madeira	203	Würzburg	69
Rom	198	Holland	60 bis 80
Nagpur	186	Dijon	67
Mannheim	186	London	65
Augsburg	163	Tübingen	65
Bordeaux	160	Breda	63
Montrijau	123	Rotterdam	62
Sydney	120	Auxerre	56
Manchester	112	Bar-le-Duc	53
Azoren	100	Breslau	40
Engl. Küsten	90	Tegernsee	40

Die Verdunstung vertheilt sich sehr ungleich auf die verschiedenen Monate des Jahres. Nach Schübler's dreijährigen Beobachtungen beträgt die tägliche Verdunstung im Schatten zu Tübingen durchschnittlich im

Januar	0,18 Par. Linien	Juli	1,67 Par. Linien
Februar	0,24 „ „	August	1,33 „ „
März	0,67 „ „	September	0,98 „ „
April	0,97 „ „	October	0,54 „ „
Mai	1,16 „ „	November	0,23 „ „
Juni	1,35 „ „	December	0,19 „ „

Dass die Luftbewegung auf die Verdunstung von bedeutendem Einflusse ist, versteht sich von selbst.

Ist das Erdreich durch Regen völlig durchnässt, so verdunstet von ihm während der ersten Stunden nach dem Regen oft mehr Wasser, als von einer freien Wasserfläche, während in den späteren Stunden die Verdunstung rasch abnimmt.

Einen sehr wesentlichen Einfluss übt die Vegetation auf die Verdunstung aus. Schübler fand z. B., dass von einer mit Poa annua dicht bewachsenen Grasfläche während der kräftigsten Vegetationsperiode doppelt, ja dreimal so viel Wasser verdampfte, als von einem danebenstehenden Wasserspiegel. Mit eintretender Reife vermindert sich die Verdunstung.

Sehr instructiv sind die leicht graphisch darstellbaren Resultate, welche Dufour mit Hülfe des Siccimeters erhalten hat. Fig. 1 auf Tab. 21 stellt die im Jahre 1866, Fig. 2 stellt die im Jahre 1868 erhaltenen Resultate dar. Ein Aufsteigen der Curve bedeutet einen Ueber-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

schuss der Regenmenge, ein Absteigen dagegen einen Ueberschuss der Verdunstung. So sehen wir z. B., dass schon für die ersten Tage des December 1865 der Ueberschuss der Regenmenge 4 mm, dass er bis zum ersten Drittel des Januar 1866 bereits 8 mm betrug. Bis zu Anfang des Juni 1866 betrug der Ueberschuss der Regenmenge bereits 44 mm, im Laufe des Juni 1866 aber betrug der Ueberschuss der Verdampfung 4 mm.

Zu Lausanne betrug der Ueberschuss der Regenmenge für das meteorologische Jahr

1865	85 mm	
1866	690	Fig. 1 Tab. 22
1867	430	
1868	— 278	Fig. 2 Tab. 22

Im meteorologischen Jahre 1868 (von Anfang December 1867 bis zu Ende November 1868) war also die Verdunstung überwiegend, in den drei vorhergehenden Jahren dagegen die Regenmenge. Im Laufe von vier Jahren betrug also der Ueberschuss der Regenmenge über die Verdampfung 927 mm oder 491 Pariser Linien.

Gegen diese an den Ufern des Genfer Sees stattfindenden Verdunstungsverhältnisse bilden die von Schenzl zu Ofen beobachteten einen auffallenden Gegensatz. In einer dreijährigen Periode (Anfang Juni 1863 bis Ende Mai 1866) betrug die zu Ofen beobachtete Gesammtverdunstung 2187 Pariser Linien, die gesammte Regenmenge dieser Periode aber nur 567‴, also ein Verdunstungsüberschuss von 1620 Pariser Linien oder 365 cm, eine Erscheinung, welche durch die grosse Trockenheit bedingt ist, welche in einem grossen Theile von Ungarn herrscht.

Der Schnee. Die Wolken, aus welchen Schneeflocken herabfallen, 257
bestehen nicht aus Dunstbläschen, sondern aus feinen Eiskryställchen, welche durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen während ihres Herabfallens wachsen und durch Aneinanderhängen einzelner Schneekryställchen die Schneeflocken bilden. Sind die unteren Luftschichten zu warm, so schmelzen die Schneeflocken, ehe sie den Boden erreichen, es regnet unten, während es oben schneit.

Wenn bei ruhiger Luft nur spärliche Schneeflöckchen fallen, so zeigen sie überraschend schöne und regelmässige Kryställchen, welche man am besten beobachten kann, wenn man sie auf einem dunkeln unter 0° erkalteten Körper auffängt. Schon Kepler hat auf diese Schneesternchen aufmerksam gemacht. — Scoresby, welcher auf seinen Polarexpeditionen reichlich Gelegenheit hatte, Schneeflocken zu beobachten, giebt in seiner „Reise auf den Walfischfang“ die Abbildung von 100 verschiedenen Schneefiguren, welche bei aller Mannigfaltigkeit doch demselben Krystallsysteme angehören, nämlich dem drei- und einaxigen,

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

dessen bekannteste Repräsentanten Bergkrystall und Kalkspath sind, und welches vorzugsweise durch reguläre sechsseitige Gestalten und deren Ableitungen charakterisirt ist.

Auch das Eis, wie es sich auf der Oberfläche ruhiger Gewässer bildet, hat eine diesem Krystallsysteme entsprechende Structur, wie sich dies durch die optischen Eigenschaften desselben nachweisen lässt, obgleich sich an demselben äusserlich keine Krystallflächen auffinden lassen.

Fig. 382.

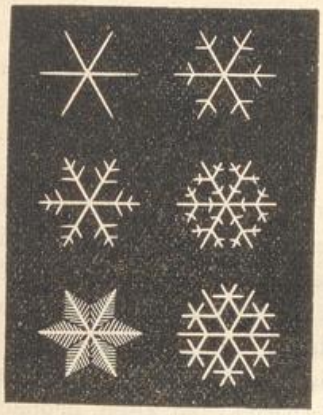


Fig. 383.

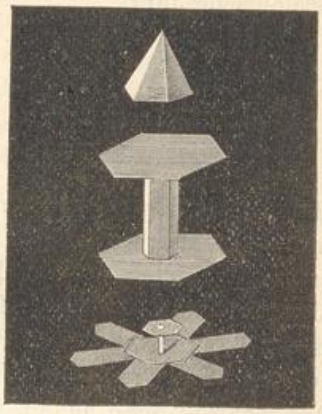


Fig. 384.

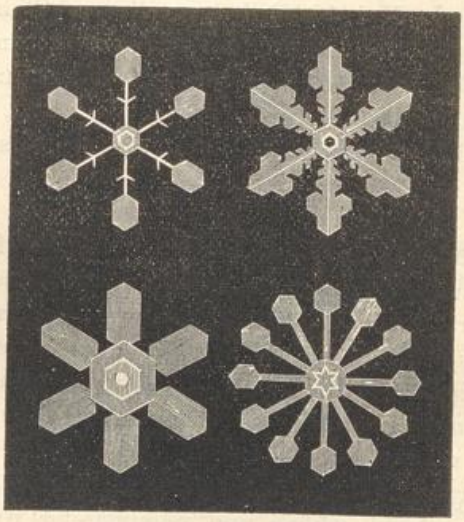


Fig. 382, 383 und 384 zeigen einige Schneefiguren, welche man bisweilen zu beobachten Gelegenheit hat. — Bei genauerer Betrachtung findet man bald, dass die Bestandtheile, aus welchen sich die Schneesternchen zusammensetzen, theils feine Eisnädelchen, theils durchsichtige ganz dünne Eisblättchen sind, welche meist die Gestalt eines regulären Sechsecks haben. Auf diese durchsichtigen Eisblättchen erscheinen dann häufig gleichsam Verstärkungsrippen aufgesetzt, welche nicht wenig zur

Verschönerung dieser zierlichen Gestalten beitragen, und welche in dem centralen Theile bald ein regelmässiges Sechseck, bald einen sechsseitigen Stern bilden, wie man dies in Fig. 384 sieht.

Die Eisnadeln und die aus solchen gebildeten Combinationen, wie man sie in Fig. 382 sieht, beobachtet man in der Regel, wenn die Temperatur der Luft während des Schneefalls nur wenig unter den Gefrierpunkt gesunken ist; bei niedrigeren Temperaturen werden die Eisblättchen und die aus ihnen gebildeten Combinationen, wie Fig. 384, häufiger. — Unter einer Temperatur von 12° findet wohl kaum mehr ein Schneefall statt.

Die bisher betrachteten Schneesternchen, Fig. 382 und Fig. 384, sind durchaus flächenhafte Gebilde, da sie senkrecht zur Ebene des Sternes nur sehr dünn sind. Körperhaftere Gestalten treten auf, wenn mehrere solcher Schneesternchen den Gesetzen der Zwillingsbildung entsprechend sich so verbinden, dass ihre Ebenen unter Winkeln von 60° sich schneiden, oder auch wenn zwei parallele Schneeblättchen durch eine auf ihrer Ebene senkrechte Säule oder Nadel verbunden sind. Gestalten dieser Art sind die beiden unteren in Fig. 383. Bei der ersten dieser Figuren sind zwei sechsseitige Eistäfelchen durch eine sechsseitige Säule verbunden; diese Form gehört jedenfalls zu den äusserst selten vorkommenden. Die unterste Combination der Fig. 383, bei welcher ein grösserer Schneestern mit einem kleineren Eistäfelchen durch eine Eisnadel verbunden ist, kommt anscheinend häufiger vor; die oberste dieser drei Gestalten, die sechsseitige Pyramide, welche an die gewöhnliche Form des Bergkrystalls erinnert, wurde von Scoresby beobachtet; diese Form ist aber gleichfalls eine höchst seltene.

Bei stürmischem Schneefall, wenn die Schneeflocken dicht fallen und in der Luft durcheinander wirbeln, lassen sich die oben besprochenen zierlichen Figuren nicht mehr beobachten; die unter solchen Umständen fallenden Schneeflocken bestehen aus unregelmässig zusammenhängenden Eisnädelchen.

Die Oberfläche des Schnees zeigt eine rein weisse Farbe; wo aber der reine Schnee zu etwas grossen Massen angehäuft ist, zeigt sich in Höhlungen und Spalten desselben eine schöne blaugrüne Färbung, welche namentlich deutlich hervortritt, wenn der Schnee durch theilweise Schmelzung etwas mit Wasser durchtränkt ist. Es ist dies dieselbe schöne Färbung, welche man in den Spalten und Höhlen des Gletschereises bewundert.

Die Niederschläge der stürmisch bewegten Uebergangszeit vom Winter in den Frühling oder auch vom Herbst zum Winter erscheinen oft in Form von Graupeln, d. h. in Form körnig zusammengeballter Eisnädelchen.

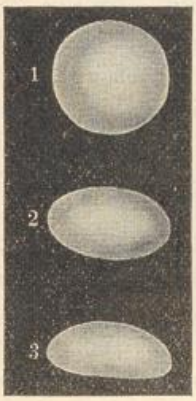
Der Hagel unterscheidet sich von den Graupelkörnern dadurch, 258
dass er nicht aus geballten Eisnädelchen, sondern aus dichtem, meist durchsichtigem Eise besteht.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Die gewöhnliche Grösse der Hagelkörner ist die einer Haselnuss; sehr häufig fallen kleinere, sie werden aber als weniger gefährlich nicht sonderlich beachtet; oft sind sie aber auch noch weit grösser und wirken verheerend auf die getroffenen Landstriche.

Halley erzählt, dass am 9. April 1697 Hagelkörner fielen, welche 10 Loth wogen; Robert Taylor hat am 4. Mai 1697 Hagelkörner gemessen, deren Durchmesser 4 Zoll betrug. Montignot sammelte den 11. Juli 1753 zu Toul Hagelkörner, welche 3 Zoll Durchmesser hatten.

Fig. 385.



Volta versichert, dass man unter den Hagelkörnern, welche in der Nacht vom 19. auf den 20. August 1787 die Stadt Como und ihre Umgebungen verwüsteten, einige gefunden habe, welche 18 Loth wogen. Nach Nöggerath fielen während des Hagelwetters vom 7. Mai 1822 zu Bonn Hagelkörner, welche 24 bis 26 Loth wogen. Darwin erzählt von einem Hagelsturme in den Pampas von Südamerika, bei welchem Hagelkörner in der Grösse von Aepfeln fielen, durch welche Hirsche, Strausse und andere Thiere getödtet wurden. Sykes schreibt von einem Hagelwetter, welches im April 1822 in Bengalen stattfand und bei welchem Hagelkörner von solcher Grösse fielen, dass dadurch viel Vieh getödtet wurde.

Die Form der Hagelkörner ist sehr verschieden. Meistens sind die Hagelkörner nicht kugelförmig, wie Nr. 1 in Fig. 385, sondern mehr ellipsoidisch wie Nr. 2, oder auch abgeplattet, wie Nr. 3. Ihre Ober-

Fig. 386.

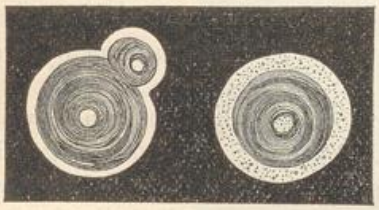
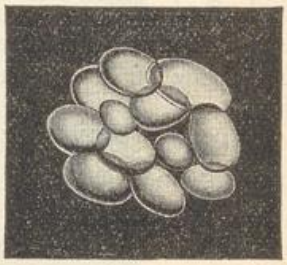


Fig. 387.



fläche ist entweder platt, oder mehr oder weniger mit warzenförmigen Erhöhungen besetzt.

Harting hat die bei einem Hagelwetter, am 9. September 1846, zu Utrecht gefallenen Körner näher untersucht und giebt folgende Beschreibung derselben. Spaltete man einen Hagelstein mit einem scharfen Messer, so zeigte sich in der Mitte des Kornes ein weisser undurchsichtiger Kern, welcher, durch ein Vergrösserungsglas betrachtet, aus kleinen Eiskryställchen und eingeschlossenen Luftbläschen zusammengesetzt erschien. Rings um diesen Kern befand sich eine aus dichterem glasigen Eise bestehende Schicht, welche den grössten Theil des Steines

ausmachte. Bei näherer Betrachtung entdeckte man, dass diese Eismasse aus einer Anzahl verschiedener Schichten bestand, welche wie die Schalen einer Zwiebel den Kern meistens nicht ganz umgeben, wie dies in Fig. 386 dargestellt ist. Jedes Korn war endlich wiederum von einer weissen undurchsichtigen Schicht umgeben, die im Bau mit der des Kernes übereinkam und zahlreiche Luftbläschen einschloss.

Manche Hagelsteine enthalten zwei, Fig. 386, oder auch drei Kerne.

Bringt man ein Hagelkorn unter das Mikroskop, so nimmt man nach Harting, während es langsam schmilzt, wahr, dass das Eis aus 0,2 bis 0,1 mm im Durchmesser haltenden Kügelchen besteht, die theilweise

Fig. 388.

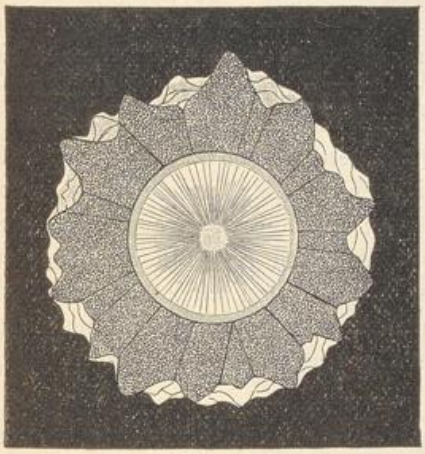
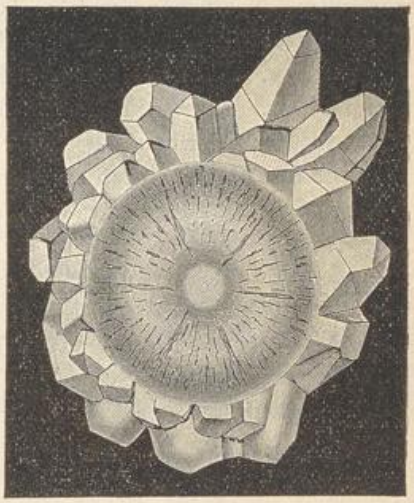


Fig. 389.



ganz rund, theilweise aber auch länglich sind, Fig. 387, und zwischen denen man hier und da kleine Luftbläschen beobachtet.

Mit dem eben beschriebenen Bau der kleineren und mittelgrossen Hagelkörner stimmen im Wesentlichen die Beschreibungen anderer Naturforscher vollkommen überein.

Fig. 388 stellt in $^1/_2$ der natürlichen Grösse den Durchschnitt von Hagelsteinen dar, wie sie Delcros am 4. Juli 1819 zu La Braconnière im Departement Mayenne beobachtete. Den kleinen centralen Kern umschloss ein grösserer, aus einer strahligen, weissen, undurchsichtigen Masse bestehender, welcher wieder von einer Schicht durchsichtigen Eises umgeben war. Die äussere Oberfläche wurde durch zahlreiche, pyramidenförmige, mit den Spitzen nach Aussen gekehrte Stücke gebildet, welche aus dichtem durchsichtigen Eise bestanden, in dem strahlenartige Streifen sichtbar waren; diese äussere Zone durchsichtigen Eises ist in unserer Figur durch dunklere Schattirung ausgezeichnet.

Mit diesen haben die Hagelsteine mannigfache Aehnlichkeit, welche Abich (Ueber krystallinischen Hagel u. s. w. Tiflis 1871) am 9. Juni 1869 in der Nähe von Tiflis beobachtete und von denen einer in Fig. 389

in natürlicher Grösse abgebildet ist. Der centrale Theil des Hagelkornes stellt einen sphäroidalen, in der Mitte gleichmässig von beiden Seiten her eingedrückten Körper von reinem, aber wegen eingeschlossener Luftblasen undurchsichtigem Eise dar, dessen Aequatorialdurchmesser gegen 3 cm betrug. Auf diesem Centralkörper erhoben sich nun und zwar vorzugsweise innerhalb des grössten Kreises des Sphäroids, theils vereinzelte, theils zusammengedrängte Krystalle von durchsichtigem Eise, deren Kanten durch Schmelzung nur schwach abgerundet waren. Das rhomboëdrische System erschien in diesen Krystallen in mannigfaltigen Abänderungen deutlich repräsentirt.

Ueber die Polarisationsverhältnisse des Hageleises ist ausser einigen vorläufigen Versuchen, welche Joh. Müller bei Gelegenheit eines am 31. August 1871 zu Freiberg i. B. stattgefundenen Hagelwetters machte (Pogg. Ann. CXLIV), wenig bekannt geworden. Als derselbe 2 bis 3 mm dicke, mit parallelen Flächen versehene Platten von Hageleis auf das mittlere Tischchen des Nörrembergischen Polarisationsapparates gelegt hatte und sie durch ein Nicol betrachtete, dessen Schwingungsebene rechtwinklig stand zu der des Polarisationsspiegels, erschien die ganze Oberfläche gesprenkelt, d. h. sie erschien in kleine, unregelmässig begrenzte, schwach aber ungleich gefärbte Fleckchen getheilt. Das Ansehen der Platte blieb im Wesentlichen dasselbe, wie man auch das Nicol um seine Axe oder die Platte in ihrer Ebene drehen mochte. Es fanden dabei an den verschiedenen Stellen der Oberfläche unbedeutende Aenderungen der Helligkeit und der Farbe statt.

In dünneren, ungefähr nur $^1/_2$ mm dicken Platten von Hageleis erschienen bei gekreuzten Nicols einzelne grössere, lebhafter gefärbte (Farben 2. und 3. Ordnung) Stellen durch breite dunkle Zwischenräume getrennt, ohne dass jedoch irgend eine scharfe Begrenzung stattgefunden hätte. Die farbigen Partien verhielten sich wie gespaltene Gypsplättchen. — Daraus geht aber hervor, dass die Hagelkörner keineswegs aus amorphem Eise bestehen, sondern dass sie aus krystallisirten Eisstücken zusammengesetzt sind, welche bunt durch einander nach den verschiedensten Richtungen orientirt sind.

Der Hagel geht gewöhnlich den Gewitterregen voran, oder er begleitet sie. Nie, oder wenigstens fast nie, folgt der Hagel auf den Regen, namentlich wenn der Regen einige Zeit gedauert hat.

Das Hagelwetter dauert meistens nur einige Minuten, selten dauert es $^1/_4$ Stunde lang. Die Menge des Eises, welches in so kurzer Zeit den Wolken entströmt, ist ungeheuer; die Erde ist manchmal mehrere Zoll hoch damit bedeckt.

Der Hagel fällt häufiger bei Tage als bei Nacht. Die Wolken, welche ihn bringen, scheinen eine bedeutende Ausdehnung und eine bedeutende Tiefe zu haben; denn sie verbreiten in der Regel eine grosse Dunkelheit. Man glaubt bemerkt zu haben, dass sie eine eigenthümliche

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

grauröthliche Farbe besitzen, dass an ihrer unteren Grenze grosse Wolkenmassen herabhängen und dass ihre Ränder vielfach zerrissen sind.

Die Hagelwolken scheinen meistens sehr niedrig zu schweben. Die Bergbewohner sehen öfter unter sich die Wolken, welche die Thäler mit Hagel überschütten.

Einige Augenblicke vor dem Beginne des Hagelwetters hört man ein eigenthümliches, rasselndes Geräusch. Endlich ist der Hagel stets von elektrischen Erscheinungen begleitet.

Welch enorme Ausdehnung die Hagelstürme manchmal erreichen, mögen folgende Beispiele darthun:

Ein furchtbares Hagelwetter durchzog Frankreich am 13. Juli 1738. Es verbreitete sich in zwei parallelen Streifen, welche durch einen im Durchschnitt $3^1/_4$ Meilen breiten Zwischenraum getrennt waren, auf welchem es bloss regnete, mit einer Geschwindigkeit von 16 Meilen in der Stunde von den Pyrenäen, wo es seinen Anfang genommen zu haben scheint, bis zum Baltischen Meere, wo man seine Spur verlor.

Der Hagel fiel nur sieben bis acht Minuten lang; die Hagelkörner waren theils rund, theils zackig; die schwersten wogen 16 Loth.

Die Zahl der in Frankreich verwüsteten Pfarrdörfer betrug 1039; der Schaden, welchen das Wetter anrichtete, wurde nach officiellen Angaben auf 24 690 000 Franken geschätzt.

Wesselowski berichtet von einem Hagelwetter, welches am 27. Mai 1834 Russland verheerte und vom Baltischen bis zum Schwarzen Meere sich über einen Raum von 15 Längengraden und 10 Breitengraden erstreckte.

Selten jedoch haben die Hagelwetter eine so enorme Ausdehnung, meist sind sie auf schmale, oft ziemlich scharf begrenzte Landstriche beschränkt.

Am häufigsten tritt der Hagel in der gemässigten Zone auf und zwar vorzugsweise in den Zeiten, in welchen überhaupt die heftigsten Regengüsse stattfinden. In höheren Breiten werden die Hagelwetter seltener und schwächer. In der heissen Zone sind sie zwar auch seltener, aber auch um so heftiger.

Manche Gegenden sind häufig von Hagelwettern heimgesucht, während benachbarte Orte, unter anscheinend ganz ähnlichen Verhältnissen, weit seltener von denselben getroffen werden. So hat z. B. Karsten (Beiträge zur Landeskunde von Schleswig-Holstein, Berlin 1872) durch Benutzung des statistischen Materials der seit 1834 zu Kiel bestehenden Hagelversicherungs-Gesellschaft nachgewiesen, dass auf ein Hagelwetter in Schleswig deren zwölf im Bezirk von Itzehoe, neun in Lauenburg und je fünf zu Kiel und Neumünster stattfinden.

In den Niederungen der Tropengegenden ist der Hagel äusserst selten, häufiger dagegen auf Höhen, welche einige Hundert Toisen über dem Meere liegen. Gerade das Gegentheil findet in Europa statt; hier sind die Hügelregionen am Fusse hoher Gebirge und namentlich die

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Mündungen der Hochgebirgsthäler vorzugsweise dem Hagel ausgesetzt, während es auf den Höhen selten hagelt. Clermont, ganz nahe am Gebirge liegend, wird häufig vom Hagel verwüstet, während es zwischen Mont d'Or und Puy de Dome, wenige Kilometer von Clermont entfernt, aber 400 m höher, in 23 Jahren nur einmal gehagelt hat. Burgofranco, am Ausgange des Aostathales, wird fast in jedem Jahre vom Hagel heimgesucht und in den Aemtern Mendrisio und Lugano, am südlichen Abfall der Alpen, wird bei allen Berechnungen von Pachtzinsen u. s. w. vorausgesetzt, dass jährlich $^1/_{10}$ aller Landesproducte durch den Hagel zerstört wird.

Der Fuss der Karpathen wird häufiger vom Hagel getroffen als die polnischen Ebenen.

Kein Land der Erde wird wohl häufiger von Hagelstürmen der heftigsten Art getroffen, als die Abhänge des Kaukasus. So wurde z. B. Bjeloi-Kliutsch, in der Nähe von Tiflis, im Sommer 1869 dreimal durch Hagelwetter verwüstet und zwar am 27. Mai, am 9. Juni und am 24. August und bei jedem dieser Hagelwetter fielen Eissteine von der in Fig. 389 dargestellten Grösse.

Die zunehmende Entwaldung des Kaukasus soll nach Abich wesentlich dazu beitragen, dass die Hagelwetter daselbst einen immer heftigeren Charakter annehmen.

Aus alle dem geht nun hervor, dass die Bodengestaltung einen wesentlichen Einfluss auf Häufigkeit und Heftigkeit der Hagelwetter ausübt, ohne dass es jedoch bis jetzt gelungen wäre, über die Art dieses Einflusses auch nur einigermaassen sichere Anhaltspunkte zu gewinnen.

259 **Erklärung des Hagels.** Wie der Hagel einerseits eine der grössten Geisseln für den Landwirth ist, so ist auch seine Erklärung eine peinliche Frage für die Naturforscher.

Volta meinte, dass die Sonnenstrahlen an der oberen Grenze der dichten Wolke fast vollständig absorbirt würden, was eine rasche Verdunstung zur Folge haben müsse, namentlich wenn die Luft über den Wolken sehr trocken ist; durch diese Verdunstung solle nun so viel Wärme gebunden werden, dass das Wasser in den tieferen Wolkenschichten gefriert. Wenn aber die Verdunstung des Wassers in den oberen Wolkenschichten durch die Wärme der Sonnenstrahlen veranlasst wird, so ist nicht einzusehen, warum durch die Verdunstung den tieferen Wolkenschichten so viel Wärme entzogen werden soll.

Ferner nahm Volta an, dass zwei mächtige, mit entgegengesetzter Elektricität geladene Wolkenschichten über einander schweben. Wenn nun die noch sehr kleinen Hagelkörner auf die untere Wolke fallen, so werden sie bis zu einer gewissen Tiefe eindringen und sich mit einer neuen Eisschicht umgeben; sie werden sich aber auch mit der Elektricität der unteren Wolke laden und von dieser zurückgestossen, während die obere sie anzieht; sie steigen also trotz ihrer Schwere wieder zu der

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

oberen Wolke in die Höhe, wo sich derselbe Vorgang wiederholt; so fahren sie eine Zeit lang zwischen den beiden Wolken hin und her, bis sie endlich herabfallen, wenn sie zu schwer werden und die Wolken ihre Elektricität verlieren. — Gegen diese Ansicht lässt sich einwenden, dass es schwer denkbar ist, wie die Elektricität ohne eine plötzliche Wirkung, also ohne einen Entladungsschlag, so grosse Eismassen in die Höhe zu heben vermag, und dass, wenn wirklich die elektrische Ladung der beiden Wolken auch so stark sein sollte, die Elektricität augenblicklich von einer zur andern übergehen müsste, namentlich da ja die Hagelkörner eine leitende Verbindung zwischen ihnen herstellen.

Eine andere Theorie über die Entstehung des Hagels, welche Fr. Vogel im Jahre 1849 aufgestellt hat, geht von der Voraussetzung aus, dass der Bläschendampf, welcher die Wolken bildet, weit unter den Schmelzpunkt des Eises erkalten könne, wie man dies bekanntlich auch beim tropfbar flüssigen Wasser beobachtet. Wenn nun aus einer höheren Wolkenschicht Graupelkörner durch eine in diesem Zustande befindliche Wolke herabfallen, so muss auf ihnen sich Wasser niederschlagen, welches augenblicklich erstarrt. Der niedrigen Temperatur der Wolke wegen kann auf diese Art in ganz kurzer Zeit eine massenhafte Eisbildung stattfinden.

Eine Bestätigung der eben vorgetragenen Theorie der Hagelbildung lieferte die am 27. Juli 1850 von Barral und Bixio zu Paris unternommene Luftfahrt. — Der Himmel, welcher bis Mittag vollkommen rein gewesen, begann um 1 Uhr, als die Füllung des Ballons beendigt war, sich mit Wolken zu überziehen und alsbald trat Regen ein, welcher bis 3 Uhr in Strömen herabfiel. Erst um 4 Uhr, als der Himmel noch ganz bedeckt war, konnte die Fahrt begonnen werden.

Folgendes sind einige Temperaturbeobachtungen, welche in den beigesetzten, durch das Barometer bestimmten Höhen beobachtet wurden:

Nr. 1	. . .	16°C.	. . . 750 m
„ 2	. . .	9	. . . 1950 „
„ 3	. . .	0,5	. . . 3320 „
„ 4	. . .	— 7,0	. . . 5000 „
„ 5	. . .	— 10,0	. . . 6170 „
„ 6	. . .	— 15,0	. . . 6350 „
„ 7	. . .	— 39,0	. . . 6840 „

Kurz nach dem Aufsteigen sahen sich die Luftschiffer in einen leichten Nebel eingehüllt; bei der Beobachtung Nr. 2, also in einer Höhe von ungefähr 1950 m, hatten sie bereits eine Wolkenschicht unter sich, welche Paris verdeckte.

Bei der Beobachtung Nr. 4, also in einer Höhe von 5000 m, wurde der Nebel so dicht, dass ihnen die Erde vollständig verschwand. Bei Nr. 5 wurde der Nebel etwas dünner, so dass man ein weisses blasses Sonnenbild sehen konnte, zugleich fielen äusserst feine Eisnädelchen nie-

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

der; kurz darauf erhoben sie sich aus der Wolkenschicht, wobei das Thermometer rasch um 24° C. fiel. Bei den Beobachtungen Nr. 6 und Nr. 7 war der Himmel vollkommen heiter.

Barral und Bixio durchstiegen also eine Nebelschicht von wenigstens 4000 m Höhe. Von einer Höhe von ungefähr 3300 m an sank das Thermometer unter den Gefrierpunkt, und doch ging der Nebel erst in einer Höhe von nahe 6000 m bei einer Temperatur von — 10° in Schneewolken (Eisnädelchen) über, es war also eine ungefähr 2700 m hohe Wolke vorhanden, in welcher der Bläschendampf unter den Gefrierpunkt erkaltet war.

Im Jahre 1862 veröffentlichte Mohr eine neue Hageltheorie, welche die Hagelbildung auf das Hereinbrechen kalter Luftmassen aus den höheren Luftregionen in tiefere, mit Wasserdampf gesättigte Luftschichten zurückzuführen sucht.

Der gleiche Grundgedanke liegt auch einer schon im Jahre 1844 von Schwaab in Kassel veröffentlichten Hageltheorie zu Grunde.

Einen besonderen Werth erhält die als Inauguraldissertation bei Burckhardt in Kassel erschienene Schwaab'sche Abhandlung durch eine Zusammenstellung der Hagel-Literatur.

Die Grundidee Schwaab's ist folgende: Bei der Hagelbildung muss ein kalter Luftstrom in die Gewitterregion eindringen, wobei eine Vermischung der verschieden erwärmten Luftschichten vor sich geht. Hierdurch wird der Wassergehalt derselben condensirt, es bilden sich Schneeflocken und Graupeln, welche bei ihrer Fortbewegung vergrössert (indem auf ihrer Oberfläche beständig Dampf niedergeschlagen wird, der dann ebenfalls gefriert), zuletzt als Hagelkörner herabfallen.

In eine mit Wasserdampf gesättigte und dadurch gleichsam für das Gewitter vorbereitete Atmosphäre kann nun ein kalter Luftstrom entweder dadurch eindringen, dass sich die kalten Luftschichten aus den oberen Regionen senken, oder dadurch, dass ein eisiger Luftstrom aus der nördlichen Zone heranstürmt. Im ersteren Falle wird sich, wie Schwaab sagt, die kalte Luft über den mit Wasserdampf gesättigten Schichten ausbreiten und nach und nach in denselben einsinken; im zweiten Falle aber wird der kalte Luftstrom die mit Wasserdampf gesättigten Schichten durchbrechen und sich schneller oder langsamer mit ihnen mischen oder auch mehr unter denselben in den tieferen Regionen näher der Erde hinströmen.

Ohne weiter in das Detail der Schwaab'schen Entwickelungen einzugehen, muss nur noch bemerkt werden, dass er die Wärmemenge, welche bei der Condensation des Wasserdampfes und dem Gefrieren der in der Luft schwebenden Wassermassen frei wird, für so gering hält, dass sie bei der Betrachtung vernachlässigt werden könne, eine Behauptung, gegen die sich allerdings Manches einwenden lässt.

Andere Theorien über die Hagelbildung, z. B. von Ferrel, schreiben sie der Wirkung von Luftwirbeln zu, in denen ein stark aufwärts

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

gerichteter Luftstrom im Stande ist, bereits gebildete Eiskörner in die Höhe zu treiben. Es wird dann angenommen, dass sie, theilweise nach Aussen geschleudert, wieder herabsinken, aber dann wiederum nach der Axe des Wirbels gezogen und aufwärts getrieben werden. Durch dieses abwechselnde Passiren kälterer und wärmerer Luftschichten wird das ausserordentliche Anwachsen der Eisstücke erklärt.

Am Wahrscheinlichsten erscheint es wohl, dass nicht ausschliesslich eine einzige der vielen aufgestellten Theorien der Hagelbildung, auf die wir hier nicht einzeln eingehen können, den Hagel wirklich verursacht, sondern dass wohl bald die eine, bald die andere Ursache in Wirkung tritt.

Wetterprognosen. In welcher Weise die Windrichtungen mit 260
den barometrischen Maximis und Minimis zusammenhängen, ist in einem früheren Paragraphen gezeigt worden. Wir wollen jetzt sehen, wie durch Luftdruckdifferenzen die ganze Wetterlage beeinflusst wird.

Eine warme Luft kann mehr Feuchtigkeit aufnehmen, als eine kalte; wenn also eine warme feuchte Luft in eine Gegend kommt, wo ihre Temperatur abgekühlt wird, so muss sich ein Theil ihrer Feuchtigkeit niederschlagen; es tritt Wolken-, Nebel- und Regenbildung ein. Umgekehrt wird eine kalte Luft, welche in eine wärmere und feuchte Gegend kommt, dort erwärmt und dadurch in den Stand gesetzt werden, mehr Feuchtigkeit in sich aufzunehmen. Die Folge davon ist, dass im nördlichen Europa der Südwestwind, welcher von dem durch den Golfstrom erwärmten Atlantischen Ocean herweht, regniges Wetter verursacht, während beim Nordostwind die Luft sich gewöhnlich aufklärt. Auf den Erfahrungen über die Regenwahrscheinlichkeit bei Winden gewisser Richtung, sowie über die Zugstrassen der barometrischen Depressionen beruhen hauptsächlich die modernen Witterungsprognosen. In Kürze zusammengestellt, sind nach v. Bebber's Darstellung die Witterungserscheinungen beim Vorüberziehen einer barometrischen Depression folgende:

„Nehmen wir zunächst den Fall an, dass das Minimum nördlich an uns vorübergeht, etwa von den britischen Inseln ostwärts über die Nordsee und das Skagerrak hinaus nach Südschweden hin, so lassen sich die Aenderungen in Wind und Wetter für das nordwestliche Deutschland etwa in folgender Weise darstellen. Bei Annäherung der Depression fängt mit nach Südost umgehendem und unter langsamem Auffrischen nach Süd, nachher nach Südwest drehendem Winde und vorübergehend heiterem Wetter das Barometer an zu fallen; bald darauf zeigen sich am westlichen Horizonte langgestreckte oder schleierförmige Cirruswolken, langsam zum Zenithe heraufziehend und dasselbe überschreitend, die ersten Vorboten schlechten Wetters, welches weiter nach Westen hin bereits allenthalben eingetreten ist. Wegen der geringeren Reibung ziehen diese Wolken stark nach Rechts abgelenkt vom Unterwind. Nach

und nach überzieht eine dichtere Wolkenschicht teppichartig den ganzen sichtbaren Himmel, dann erscheinen unter dieser Hülle dunkle Regenwolken, und nun beginnen ausgedehnte Niederschläge, welche zwar schwach, aber wegen ihrer längeren Dauer ergiebig sind: es sind die sogenannten Landregen, die gewöhnlich erst dann ihr Ende erreichen, wenn der Kern der Depression an dem Orte vorübergegangen ist. Ist dieser Uebergang erfolgt, so geht der Wind unter fortgesetztem Auffrischen nach West und dann nach Nordwest über, entweder nach und nach oder plötzlich in einer mehr oder weniger heftigen Böe. Jetzt haben die Niederschläge ihre grösste Stärke erreicht und werden plötzlich unterbrochen, wobei die Wolkendecke zerreisst. Mit einem Schlage ist jetzt ein neuer Witterungszustand eingetreten: blauer Himmel wechselt rasch mit schwerem Haufengewölk, aus welchem bei böigem, rasch anschwellendem und plötzlich nach nördlicheren Richtungen springendem Winde und bei rasch, oft sprungweise sinkender Temperatur heftige, aber nur kurz andauernde Regen-, Schnee- oder Hagelschauer herniederstürzen. Beim Vorübergange hatte der Luftdruck seinen geringsten Werth erreicht, jetzt geht das Barometer ins Steigen über und das Steigen dauert noch fort bis das Minimum sich in weiter Ferne befindet. Nach einiger Zeit werden die Böen seltener und schwächer, auch die Niederschläge nehmen ab und hören allmählich auf. Es folgt jetzt eine kürzere oder längere Zeit sonnigen Wetters, bis eine neue Depression, von Westen herkommend, diesem ein Ende machte. Häufig aber folgen die Depressionen so rasch aufeinander, oder es treten Randbildungen, insbesondere auf der Südseite der Depression auf, so dass die oben geschilderten charakteristischen Erscheinungen mehr oder weniger verwischt werden.

Geht die Depression südlich an uns vorüber, so sind die Aenderungen in den Witterungserscheinungen gewöhnlich viel weniger ausgesprochen, als in dem vorher besprochenen Falle. Alsdann erscheinen die Cirruswolken gewöhnlich am südwestlichen Horizonte und überziehen, nach Südost ziehend, den Himmel. Das Barometer fällt, während der Wind gegen den Sinn der Bewegung der Uhrzeiger zurückdreht. Die Wolkendecke ist meistens aschgrau am Himmel ausgebreitet, selten bilden sich unter derselben schwere Regenwolken aus, wie auch der Regen seltener auf ein kleineres Gebiet beschränkt ist, als auf der Südseite der Depression. Ist der Kern der Depression vorübergegangen, und hat der Regen aufgehört, so bleibt der Himmel noch einige Zeit bedeckt, worauf dann das Aufklären ganz allmählich erfolgt, wobei das Barometer wieder steigt und die Temperatur allmählich herabgeht.

Diese Vorgänge treten beim Vorübergange einer Depression sehr selten rein auf, denn in dem Verhalten der Depression treten so unendlich viele Modificationen und Umwandlungen auf, dass kaum ein Fall mit einem anderen vollkommen übereinstimmt. Nicht die Depressionen sind an und für sich für Wind und Wetter in unseren Gegenden maassgebend, sondern vielmehr die mannigfachen secundären Ausbildungen und deren

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Verhalten im Bereiche der Depressionen. Daher kommt die gewiss unerfreuliche Thatsache, dass die Handhabe der Wettervorhersage noch mit so ausserordentlichen Schwierigkeiten verknüpft ist, und dass das Maass der Treffsicherheit noch nicht den Grad erreicht hat, der bei der hohen Wichtigkeit dieses Zweiges der Meteorologie wohl wünschenswerth wäre."

Es ist bisher nur von dem Einflusse der barometrischen Depressionen auf das Wetter die Rede gewesen, indessen haben auch die barometrischen Maxima einen wesentlichen Einfluss auf die Witterung. Doch ist der Einfluss insofern ein anderer, als die Gebiete der barometrischen Maxima einestheils in der Regel weit mehr ausgebreitet sind als die der Minima, anderentheils aber auch eine weit geringere Intensität haben. Wegen des letzteren Umstandes bringen sie nur schwache Luftbewegungen hervor, sie charakterisiren sich also dadurch, dass sie ruhiges constantes Wetter verursachen. Die Feuchtigkeit der Luft schlägt sich in den Nächten theilweise als Thau oder Reif auf dem Erdboden nieder, die Trockenheit der Luft steigt und es entsteht im Sommer warmes, im Winter dagegen Frostwetter.

Für einen bestimmten Ort kann die Wetterprognose dadurch wesentlich an Sicherheit gewinnen, dass ein Beobachter sich durch jahrelanges sorgfältiges Studium mit den Witterungsänderungen und den sie begleitenden Erscheinungen beschäftigt. Schon eine genaue Beobachtung der Wolkenform kann eine wesentliche Stütze für die Wetterprognose geben, doch ist es unmöglich, die Erfahrungen, welche ein Einzelner hierbei gesammelt hat, Anderen so mitzutheilen, dass er sie sofort selbstständig verwerthen kann; noch weniger sind Regeln, welche für einen Ort gelten, ohne Weiteres für einen anderen anzuwenden.

UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN