

Erstes Capitel.

Verbreitung der Wärme auf der Erde.

Die Meteorologie. Steigen wir aus den Himmelsräumen herab auf 127 die Oberfläche der Erde, so befinden wir uns auf einem Schauplatz, auf welchem sich nicht blos 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 tropfbarren 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 andern Seite aber den Niederschlag des in der Atmosphäre verbreiteten Wasserdampfs bedingt, wodurch dann Wolken, Regen, Schnee u. s. w. erzeugt werden.

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

Die Gesamtheit 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 Zeitpunkt 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 Resultate einen Schluß ziehen auf die 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 wenigstens die empirischen Gesetze der Wärmelehre fest begründet, und der Abstand zwischen der wissenschaftlichen Vollendung der Mechanik und der Wärmelehre ist keineswegs so groß, als es nach dem obigen Vergleich astronomischer und meteorologischer Resultate 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 untereinander erleiden, sind äußerst gering. Wären in unserm 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 verwickeltesten 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 alles Wassers überall aus derselben Gesteinsart ohne alle Er

hebung, 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 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. 128

Die Erwärmung unsrer 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.

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, ge-

bunden ist, so ist klar, daß auch die Variationen der Temperatur an irgend einem Ort der Erdoberfläche eine tägliche und eine jährliche Periode befolgen müssen.

129 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 44° (die niedrigste Mittagshöhe der Sonne ist für die Wendekreise $43^{\circ} 42'$, für den Aequator $66^{\circ} 32'$), 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 ($66^{\circ} 32'$ nördlicher und südlicher Breite) begrenzten Kugelabschnitten kommt die Sonne Tage, Wochen, Monate lang gar nicht über den Horizont, und auch dann nur, um in sehr schräger Richtung den Boden zu treffen; hier also kann nur eine geringe Wärmeentwicklung stattfinden und hier stirbt 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 wird die südliche kalte Zone genannt.

Der Gürtel zwischen dem nördlichen Wendekreis und dem nördlichen Polarkreis bildet die nördliche gemäßigte Zone, gleich wie die südliche gemäßigte Zone sich vom südlichen Wendekreis 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 Zonen.

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.

130 Die täglichen Variationen der Lufttemperatur. Wenn die Sonne, nachdem sie am östlichen 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 keines-

wegs so hoch gestiegen, daß sie eben so 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 Gränzen 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 Gränzen, zwischen welchen die Temperatur im Laufe eines Tages schwankt, im Sommer weiter auseinander 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 2° C., während im Juli das tägliche Maximum durchschnittlich 6,2° 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.

Im Allgemeinen bestätigt die Erfahrung allerdings die Resultate unserer obigen Raisonnements 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 ihrer Ursachen wird weiter unten die Rede sein.

Die Jahreszeiten. Die Sonne theilt nicht allein mit dem ganzen Himmelsgewölbe die tägliche Umdrehung, sondern sie legt im Lauf 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 21. März passirt die Sonne den Himmelsäquator, um von der südlichen auf die nördliche Hemisphäre überzugehen. Tag und Nacht sind gleich lang, und die Mittagshöhe, zu welcher die Sonne ansteigt, beträgt 40°. 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.

Allmählig 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 $63\frac{1}{2}$ 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 rascheren Abnahme beider stellt sich dann auch ein Sinken der Luftwärme ein. Am 22. September, dem Herbstäquinoccium, passiert die Sonne abermals den Himmelsäquator, um auf die südliche Hemisphäre der Kugel 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 Jahrestemperatur in der Regel erst gegen die Mitte des Januars 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 allmählig bis zur Mitte Januar wieder abzunehmen. Das Steigen und Fallen der Temperatur ist am langsamsten vor und nach der Zeit des jährlichen Maximums und Minimums, am raschesten um die Zeit der Aequinoctien.

Die drei heißesten Monate, Juni, Juli und August, bilden den Sommer, die Zeit, in welcher die kräftigste Entwicklung 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 allmähliges Erwachen, während des Herbstes, September, October und November, ein allmähliges Absterben der Pflanzenwelt Statt.

Die Differenz zwischen der mittleren Temperatur des heißesten und des kältesten Monats beträgt für Deutschland im Durchschnitt 16° R.

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 $18\frac{1}{2}$ Stunde, die höchste Mittagshöhe der Sonne $53\frac{1}{2}^{\circ}$), 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 Polarreise 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.

Wenden wir uns von Deutschland aus zu 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 $36\frac{1}{2}^{\circ}$), 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 Maße, denn die Wirkung der größeren Sonnenhöhe wird dadurch zum Theil neutralisirt, daß die Sommertage nicht so lang sind als 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 $66\frac{1}{2}^{\circ}$ 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 allmählig 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	1,4° R.
Savannah	4,5
Mexico	6,3
Palermo	11,1
Rom	13,7
München	15,6
Prag	18,6
Moskau	23,5
Irkußk	30,3
Sakukß	50,8.

132 **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 Erwärmungszustand 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 geographischen 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 12,25°, während bei gleicher nördlicher Breite Newyork nur eine mittlere Jahreswärme von 8,7° hat. Christiania und Quebec haben fast gleiche mittlere Jahreswärme (4,2 und 4,4°) 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 Jahr 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 — 14° R. die mittlere Temperatur des 22. Januar 1850, + 8,5° R. die desselben Tages im Jahre 1846. — Im Jahre 1846 war zu Frankfurt am Main der 22. Januar um 2° wärmer als der 14.

Mai. Ebendasselbst fiel im Jahre 1841 der heißeste Tag auf den 24. Mai (mit 20° R.), im Jahre 1842 aber auf den 19. August (mit 21° R.).

Solche Anomalien zeigen deutlich, wie sehr die Luftwärme außer den Insolationsverhältnissen noch von anderen mächtig influirenden und veränderlichen Factoren bedingt werde. Wenn am 22. Januar 1846 zu Frankfurt am Main eine Wärme von 8 $\frac{1}{2}$ ° R. herrschte, so konnte diese hohe Temperatur unmöglich direct durch die Sonnenstrahlen hervorgerufen sein, und zwar um so weniger, als jener Tag ein durchaus bewölktter Regentag war; die damals herrschenden Südwestwinde hatten die Wärme offenbar aus südlicheren Gegenden zugeführt; eben so wie die verhältnißmäßig niedrige Temperatur des 14. Mai 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 unermüdlichem Eifer zahlreiche Thatsachen gesammelt, und durch geistreiche Combination dieser Thatsachen zuerst eine wissenschaftliche Meteorologie begründet.

Stündliche Beobachtungen. Zur Lösung vieler meteorologischer Fragen ist es von Wichtigkeit, daß an verschiedenen Orten die Beobachtung der Temperatur der Luft von Stunde zu Stunde oder wenigstens alle zwei Stunden während des Tages sowohl als während der Nacht wo möglich eine Reihe von Jahren hindurch fortgesetzt werde. 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 Fort Leith bei Edinburgh angestellt. Gegenwärtig ist die Wissenschaft im Besiß einer ziemlichen Anzahl solcher Beobachtungsreihen, 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 u. s. w. hervorheben.

An mehreren Orten, z. B. zu München und zu Prag, wird der Gang des Thermometers durch eigens dazu eingerichtete Instrumente aufgezeichnet. Die Beschreibung dieser von Lamont und Kreil sehr zweckmäßig und sinnreich construirten Instrumente würde uns hier zu weit führen; wir müssen deshalb auf die »Beschreibung der an der Münchener Sternwarte verwendeten neuen Instrumente und Apparate von Lamont,« München 1851, und den dritten Band der »Prager Beobachtungen« verweisen.

Wenn man die stündlichen Beobachtungen einzelner Tage betrachtet, so scheint der Gang der Temperatur ein ziemlich regelloser und von einem Tage

zum anderen oft wechselnder. So geben z. B. die beiden untersten feingezogenen Curven der Fig. 198, den Münchener Beobachtungen zufolge, den Gang der Temperatur am 9. und 10. Januar 1841.

Fig. 198.

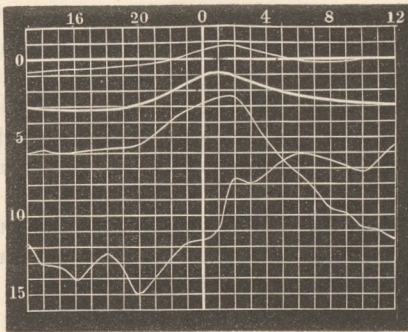
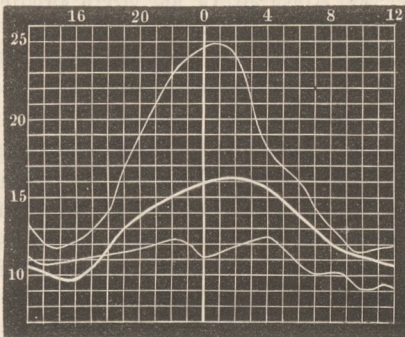


Fig. 199.



Am 9. Januar stieg die Temperatur von 3 Uhr Nachts (8. Jan. 15^h astronomische Zeit) ziemlich regelmäßig bis 2 Uhr Nachmittags um $3\frac{3}{4}$ Grad, um dann bis zum 10. (9. Jan. 16^h astronomische Zeit) um 4 Uhr Morgens um 12 Grade zu sinken. Am 10. Januar stieg dann das Thermometer in unregelmäßigem Gange bis Mitternacht wieder um 9°. Die beiden fein gezeichneten Curven der Fig. 199 stellen den Gang der Lufttemperatur zu München am 10. und 18. Juli 1841 dar.

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 werden. 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.

134 Grösse der täglichen Temperaturschwankungen. Nimmt man aus allen während der Jahre 1841, 1842 und 1843 im Juli zu München Morgens um 4 Uhr gemachten Beobachtungen das Mittel, so erhält man 9,9°. Ebenso ergibt sich für 6 Uhr im Juli die mittlere Temperatur 11,2°; für 8 Uhr 14°, für Mittag 16° u. s. w. Die stark ausgezogene Curve in Fig. 199 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 Mittelzahlen ergibt.

Die stark ausgezogene Curve in Fig. 198 hat die gleiche Bedeutung für den Monat Januar.

Im Durchschnitt steigt also zu München im Juli die Temperatur von 4 Uhr Morgens an (kurz vor Sonnenaufgang) anfangs rasch, dann langsamer bis 2 Uhr Nachmittags, um wieder anfangs rasch und dann langsamer bis zum nächsten Sonnenaufgang abzunehmen.

Das Minimum der Temperatur findet also ungefähr zur Zeit des Sonnenaufgangs, das Maximum ungefähr um 2 Uhr Nachmittags Statt.

Die Differenz des täglichen Maximums und Minimums beträgt im Mittel $6,2^{\circ}$ R.

Im Januar ist der normale Gang der täglichen Wärmeschwankungen ein ganz anderer. Das Minimum der Wärme findet gleichfalls zur Zeit des Sonnenaufgangs Statt, welcher aber jetzt auf eine weit spätere Stunde fällt, das Maximum ungefähr um 1 Uhr Nachmittags. Das tägliche Maximum ist aber im Durchschnitt nur um 2° höher als das tägliche Minimum.

Die Größe der mittleren täglichen Temperaturveränderung ist, wie wir bereits gesehen haben, nicht für alle Monate dieselbe; sie beträgt zu München im Januar 2° , im Juli $6,2^{\circ}$. Ebenso ist die Größe dieser mittleren täglichen Veränderung an verschiedenen Orten nicht dieselbe, wie man aus folgender Tabelle ersieht, welche diese Größe für verschiedene Orte und für die zwölf Monate des Jahres angiebt.

	Rio- Saneiro.	Bombay.	Kranz- fort- Arjenal.	Rom.	Brag.	Salte.	Brüssel.	Gren- wisch.	Leith.	Peters- burg.	Wert- schmelz.	Boothia.
Januar . . .	2,58°	3,47°	5,33°	4,55°	1,42°	1,89°	1,84°	2,21°	1,18°	1,27°	4,94°	0,26°
Februar . . .	2,79	3,23	5,64	5,61	2,85	3,38	2,62	2,84	1,59	1,52	6,33	1,54
März . . .	2,70	2,63	6,05	5,84	3,52	4,04	4,08	4,80	2,74	3,51	7,47	5,76
April . . .	2,47	2,32	6,86	6,35	6,10	6,32	6,62	5,71	4,70	5,71	7,73	5,33
Mai . . .	2,73	2,07	7,35	6,61	4,61	7,47	6,68	6,17	3,82	6,41	9,30	5,41
Juni . . .	2,81	1,96	7,81	7,76	6,20	7,40	6,43	6,80	3,71	6,03	9,02	5,03
Juli . . .	3,31	1,21	7,78	7,95	5,02	7,36	5,45	5,78	4,25	5,25	7,48	3,64
August . . .	2,67	1,47	6,97	7,71	4,67	7,14	7,11	6,55	3,37	6,40	7,92	2,72
September	2,29	1,76	7,80	7,05	4,86	6,42	5,63	5,63	3,58	5,06	7,94	1,60
October . . .	2,13	2,70	7,49	7,09	3,45	5,42	3,36	4,08	2,16	2,34	7,91	1,03
November . .	2,54	3,21	4,27	5,58	2,40	2,76	2,17	2,64	1,85	0,77	5,11	0,63
December . .	2,60	3,89	4,76	4,53	2,05	1,67	2,30	1,87	1,03	0,83	4,17	0,27

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 . . .	6,3 ⁰	5,6 ⁰	7,2 ⁰	1,0 ⁰	0,2 ⁰	0,7 ⁰
Februar . . .	9,1	10,8	8,5	2,1	1,2	0,7
März	8,8	9,7	12,6	2,1	1,7	1,5
April	12,9	11,8	11,0	2,3	2,3	3,0
Mai	12,1	11,7	13,9	2,6	3,2	1,9
Juni	13,6	12,0	12,0	5,0	3,1	1,7
Juli	10,9	12,9	14,2	2,9	1,6	4,6
August	12,3	12,2	11,2	1,9	2,1	3,5
September . .	12,2	11,8	13,3	2,7	2,6	3,0
October	9,3	8,1	9,5	2,1	2,2	2,5
November . . .	5,7	7,6	6,8	0,5	2,0	0,8
December . . .	7,5	8,0	9,1	0,3	0,2	0,6

Diese Data sind den meteorologischen Beobachtungen des physikalischen Vereins zu Frankfurt a. M. entnommen.

Mittlere Temperatur der Tage, der Monate und des Jahres. 135

Nimmt man aus den 24 im Laufe eines Tages gemachten Temperaturbeobachtungen das Mittel, so erhält man die mittlere Temperatur des Tages.

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 den 12 Monatsmitteln gezogene Mittelzahl giebt dann die mittlere Temperatur des ganzen Jahres an.

So ergeben sich z. B. aus den zu Berlin angestellten Beobachtungen folgende Mittelwerthe für die Temperatur der einzelnen Monate und des ganzen Jahres von 1829 bis 1834:

	1829	1830	1831	1832	1833	1834	<i>D</i>
Januar . . .	— 4,66	— 6,11	— 3,71	— 1,13	— 2,69	2,83	— 1,90
Februar . . .	— 2,88	— 2,40	0,60	0,97	3,01	1,16	— 0,15
März	1,38	3,88	3,14	3,16	1,77	3,74	2,74
April	7,19	8,41	9,00	7,20	5,06	6,20	6,88
Mai	9,49	11,22	9,98	9,49	14,38	12,74	10,92
Juni	14,56	14,01	12,60	13,61	15,27	15,17	13,94
Juli	15,43	15,39	15,40	12,64	14,59	18,69	15,04
August	13,85	14,17	14,63	14,65	11,31	16,77	14,43
September . .	11,59	11,18	10,53	10,53	11,27	12,49	11,75
October	6,35	7,28	9,74	7,62	7,04	7,69	7,97
November . . .	0,71	4,72	2,71	2,62	3,39	3,81	3,25
December . . .	— 6,93	— 0,47	1,43	1,08	3,80	1,68	1,32
Jahr	5,50	6,77	7,16	6,86	7,35	8,58	7,18

Hat man für einen Ort die mittlere Temperatur der einzelnen Monate und des ganzen Jahres während eines längeren Zeitraumes ermittelt, so ergibt 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 24 Beobachtungsjahren die allgemeinen Monatsmittel für Berlin ergeben, wie man sie in der letzten Columne obiger Tabelle unter *D* findet.

Auf gleiche Weise ergibt sich das allgemeine Jahresmittel, welches für Berlin $7,18^{\circ}$ R. ist.

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

Es ist für die Meteorologie von der höchsten Wichtigkeit, das allgemeine Jahresmittel und die allgemeinen Monatsmittel von möglichst vielen Orten der verschiedensten Weltgegenden zu kennen; dahin würde man aber nicht leicht gelangen, wenn es nöthig wäre, wirklich von Stunde zu Stunde das Thermometer zu beobachten.

Solche stündliche Beobachtungen sind viel zu mühsam, sie bedürfen des Zusammenwirkens mehrerer Personen, und deshalb werden sie nur an verhältnismäßig wenigen Orten angestellt werden können. Glücklicherweise kann man die mittlere Tages-, Monats- und Jahrestemperatur eines Ortes auch aus einer geringeren Anzahl von Beobachtungen ableiten, welche zu bequemen Tagesstunden angestellt werden.

Von der Mannheimer Societät wurden zu diesem Zwecke die Beobachtungsstunden 7 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 9 Uhr Abends vorgeschlagen, und diese Stunden werden auch in der That an den meisten Beobachtungsstationen von Deutschland und Nordamerika eingehalten. Andere ganz passende Beobachtungsstunden sind 6 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 8 Uhr Abends; oder die gleichnamigen Stunden 6 Uhr Morgens und 6 Uhr Abends, 7 Uhr Morgens und 7 Uhr Abends u. s. w.

Nimmt man das Mittel aus den Temperaturbeobachtungen, welche zur Zeit irgend einer der angedeuteten Stundencombinationen gemacht wurden, so erhält man eine Zahl, welche dem wahren Tagesmittel sehr nahe ist; ebenso erhält man nahezu das wahre Tagesmittel, wenn man das Mittel aus den täglichen Extremen nimmt, wie sie am Thermometrographen beobachtet werden.

Wie weit nun die auf diesem Wege erhaltenen Mittelzahlen mit den wahren Mitteln übereinstimmen, welche Correctionen etwa an ihnen anzubringen sind, kann man jedoch nur durch Vergleichung mit den stündlich angestellten Beobachtungen erfahren. Eine ausführliche Untersuchung über diesen Gegenstand hat Dove in den Abhandlungen der Berliner Akademie vom Jahre 1846 veröffentlicht (Seite 81). In diesem Aufsatze finden sich Tabellen, die angeben, welche Correction man an den zu einer beliebigen Stunde des Tages oder aus irgend einer Stundencombination gezogenen Mittelzahlen anbringen muß, um die wahren Mittel zu finden. Diese Tafeln enthalten für 27 verschiedene Orte, die man als Normalstationen bezeichnen kann, unmittelbar die in Réaumur'schen Graden anzubringende Verbesserung, um die zu irgend einer Stunde erhaltene Temperatur auf das tägliche Mittel zu reduciren. Ferner ist die Correction für die aus den gleichnamigen Stunden 6 . 6, 7 . 7 u. s. w., aus den Combinationen 7 . 2 . 9, — 6 . 2 . 8 u. s. w. und die aus den täglichen Extremen erhaltenen Resultate beigefügt. Die folgenden Tabellen für Halle und Kremsmünster sind ein Auszug aus jenen Dove'schen; aus ihnen kann man die Einrichtung und den Gebrauch solcher Tabellen erschen.

Monate.	G a l l e.										K r e m s m ü n s t e r.																			
	Morgens					Nachmittags					Tägliche					Morgens					Nachmittags					Tägliche				
	6	9	12	3	6	7	7	7	2	9	6	3	0	11	23	6	9	12	3	6	7	7	7	2	9	6	3	0	11	23
Januar . .	0,72	0,05	-0,82	-1,06	-0,30	-0,30	-0,11	-0,23	0,88	0,35	-0,98	-1,12	-0,35	0,33	-0,12	-0,07														
Februar . .	1,30	-0,08	-1,29	-1,86	-0,59	0,51	-0,20	-0,33	1,24	0,67	-1,37	-1,99	-0,57	0,45	-0,22	-0,17														
März . . .	1,42	-0,66	-1,73	-2,10	-0,91	0,45	-0,18	-0,20	1,82	0,30	-1,56	-1,99	-1,08	0,43	-0,13	-0,07														
April . . .	1,98	-0,98	-2,58	-3,26	-1,78	0,51	-0,34	-0,16	1,88	0,14	-1,65	-2,04	-1,18	0,37	-0,12	-0,02														
Mai	1,30	-1,34	-2,66	-3,37	-2,24	-0,14	-0,71	0,37	1,86	-0,45	-2,09	-2,67	-1,62	0,07	-0,41	-0,24														
Juni	1,18	-1,34	-2,68	-3,46	-2,22	-0,16	-0,70	0,24	1,54	-0,86	-2,17	-2,62	-1,66	-0,18	-0,52	-0,31														
Juli	1,24	-1,30	-2,65	-3,54	-2,16	-0,08	-0,65	0,14	1,54	-0,42	-1,75	-2,33	-1,38	0,09	-0,31	-0,15														
August . .	1,90	-1,20	-2,90	-3,57	-1,96	0,26	-0,49	0,00	1,80	-0,37	-1,86	-2,46	-1,49	0,13	-0,32	-0,17														
September	1,97	-1,14	-2,72	-3,27	-1,83	0,43	-0,35	-0,09	2,34	0,28	-1,81	-2,65	-1,66	0,38	-0,23	-0,14														
October . .	1,90	-0,71	-2,44	-2,76	-1,20	0,61	-0,29	-0,30	1,91	0,62	-1,68	-2,49	-1,14	0,48	-0,28	-0,19														
November	0,92	-0,31	-1,35	-1,52	-0,40	0,39	-0,20	-0,35	0,93	0,51	-0,97	-1,28	-0,41	0,35	-0,17	-0,13														
December .	0,52	-0,09	-0,90	-0,94	-0,20	0,28	-0,10	-0,25	0,54	0,38	-0,78	-0,94	-0,11	0,29	-0,16	-0,07														

Dieselben Correctionselemente, die für irgend einen Ort ermittelt wurden, werden nun aber auch für einen großen Umkreis ohne merkliche Fehler gelten können. Hätte man also z. B. in Leipzig das Thermometer nur Mittags 12 Uhr beobachtet, und aus den 31 Beobachtungen des Januar das Mittel genommen, so hätte man von diesem Mittel noch die Zahl 0,82 abziehen, um das wahre Monatsmittel zu finden. Hätte man in den Stunden 7. 2. 9 beobachtet und das Mittel aus dreimal 31 Beobachtungen des Juli genommen, so würde dieses so erhaltene Mittel noch um 0,65^o höher sein als das wahre Monatsmittel.

Jahresisothermen. Wir haben nun den Weg kennen gelernt, auf welchem man die allgemeinen Monatsmittel und das allgemeine Jahresmittel eines Ortes ermitteln kann. Entsprechende Beobachtungen sind nun nach und nach an Orten aller Welttheile gemacht und die daraus sich ergebenden Mittelwerthe in Tabellen zusammengestellt worden. Die vollständigste Tabelle der Art ist die, welche Dove in den Abhandlungen der Berliner Akademie vom Jahre 1846 veröffentlicht hat (S. 153). Sie giebt für 900 Stationen die allgemeinen Monatsmittel und das allgemeine Jahresmittel. Wir wollen uns zunächst mit der Betrachtung der Jahresmittel abgeben.

Die nachfolgende Tabelle, welche der angeführten Dove'schen entnommen ist, enthält das allgemeine Jahresmittel für 164 verschiedene Orte in Réaumur'schen Graden.

Westindien.

	Breite.	Länge von Greenwich.	Höhe über dem Meere.	Mittlere Jahres-temperatur.
Antigua	17 ^o 8'	61 ^o 48' W.	—	21,15
Bermudas	32 20	64 50	—	15,73
Domingo	18 29	70	—	21,91
Havannah	23 9	82	—	20,07
Maracaibo	10 43	71 52	—	23,45
Paramaribo	5 45	55	—	21,47

Mexico und Südamerika.

St. Fe de Bogata	4 ^o 36'	74 ^o 14' W.	8100'	12,33
Mexico	19 26	99 6	6990	12,70
Lima	12 3 S.	77 8	530	18,36
Quito	0 14 S.	78 45	8970	12,49
Rio-Janeiro	22 54 S.	43 16	—	18,56
Falkland-Inseln	52 0 S.	61	—	6,77

Vereinigte Staaten von Nordamerika und Canada.

	Breite.	Länge von Greenwich.	Höhe über dem Meere.	Mittlere Jahres- temperatur.
Albany	42° 39'	73° 44' W.	123	7,2
St. Augustin	29 50	81 27	—	17,83
Augusta	33 28	81 54	—	13,29
Baltimore	39 18	76 35	—	9,53
Charlestown	32 47	79 57	—	15,15
Cincinnati	39 6	84 27	—	9,24
Concord	43 12	71 29	—	5,56
Councilbluffs	41 25	95 43	760	8,52
Halifax	44 39	63 38	—	3,56
St. Louis	38 36	89 36	—	10,29
Marietta	39 25	81 30	—	9,08
Natchez	31 34	91 25	—	15,16
New-Orleans	29 58	90 7	—	16,80
New-York	40 43	74 1	—	8,7
Pittsburg	40 32	80 8	—	9,89
Fort Ross	38 34	123 59	—	9,27
Quebec	46 48	71 17	—	4,38
Salem	42 31	70 54	—	7,49
Fort Snelling	44 53	93 8	820	6,09
Fort Vancouver	48 37	122 37	—	8,77

Polarländer.

Boothia Felix	69° 59'	92° 1' W.	—	— 12,58
Fort Franklin	65 12	123 13	230	— 6,59
Insel Melville	74 47	110 48	—	— 13,67
Main	57 10	61 50	—	— 1,86
Mayfiavig	64 8	21 55	—	3,30
Sitcha	57 3	135 18	—	5,97
Fort Simpson	62 11	121 32	—	— 3,06

Großbritannien.

Bristol	51° 27'	2° 36' W.	—	8,74
Carlisle	54 54	2 58	36	6,66
Dublin	53 21	6 11	—	7,57
Edinburgh	55 58	3 11	220	6,72
Liverpool	53 25	2 59	—	8,36
London	51 30	0 5	—	8,28
Plymouth	50 22	4 7	—	8,92
Thorshavn	62 2	6 46	—	6,03
Wex	58 29	3 5	—	6,64

Frankreich.

	Breite.	Länge von Greenwich.	Höhe über dem Meere.	Mittlere Jahrestemperatur.
Bordeaux	44° 50'	0° 35' O.	—	11,13
Dünkirchen	51 5	2 22	—	8,69
Marseille	43 18	5 22	140	11,34
Montpellier	43 36	3 53	100	12,23
Nantes	47 13	1 33	—	10,18
Paris	48 50	2 20	114	8,58
Perpignan	42 42	2 54	160	12,33
Rochelle	46 9	1 10	—	9,34
Straßburg	48 35	7 45	448	7,86
Toulon	43 7	5 55	76	13,46

Niederlande.

Amsterdam	52° 23'	4° 53' O.	—	7,94
Brüssel	50 51	4 22	—	8,30
Lüttich	50 39	5 32	—	9,19
Rotterdam	51 56	4 29	—	8,45

Schweiz.

Basel	47° 34'	7° 32' O.	750	7,69
Bern	46 57	7 26	1790	6,21
St. Bernhard	45 50	6 6	7670	— 0,81
Ghur	46 50	9 38	1880	7,60
St. Gallen	47 26	10 22	1700	7,33
Genf	46 12	6 10	1250	8,20
St. Gotthard	46 32	8 33	6650	— 0,84
Lausanne	46 31	6 38	1530	7,54
Zürich	47 23	8 32	1250	7,14

Italien.

Aetna	37° 46'	15° 1' O.	9210	— 1,08
Bologna	44 30	11 21	270	11,44
Florenz	43 47	11 15	220	12,11
Genua	44 24	8 54	—	13,68
Mailand	45 28	9 11	720	10,30
Nessina	38 11	15 34	30	14,98
Neapel	40 52	14 15	—	12,25
Palermo	38 7	13 22	—	15,60
Rom	41 54	12 25	160	12,66
Turin	45 4	7 41	867	9,39
Benedig	45 26	12 21	—	10,41

Deutschland.

	Breite.	Länge von Greenwich.	Höhe über dem Meere.	Mittlere Jahrestempe- ratur.
Augsburg	48° 21'	10° 53' O.	1470	6,60
Berlin	52 30	13 24	100	7,18
Braunschweig	52 15	10 32	300	7,96
Breslau	51 7	17 2	370	6,64
Brocken	51 48	10 37	3500	0,70
Carlsruhe	49 1	8 25	320	8,30
Coblenz	50 22	7 36	200	8,65
Danzig	54 20	18 41	—	6,06
Dresden	51 3	13 44	360	7,60
Düsseldorf	51 14	6 47	90	8,78
Frankfurt a. M.	50 10	8 37	333	7,84
Halle	51 30	11 57	340	6,97
Hamburg	53 33	9 58	—	7,13
Heidelberg	49 28	8 42	313	8,65
Innsbruck	47 16	11 23	1770	7,46
Königsberg	54 43	20 29	70	4,97
München	48 9	11 36	1573	7,28
Prag	50 5	16 46	583	8,10
Tübingen	48 31	9 3	990	6,57
Wien	48 13	16 23	450	8,46
Würzburg	49 48	9 56	525	8,35

Scandinavien.

Bergen	60° 24'	5° 18' O.	—	6,57
Christiania	59 55	10 43	75	4,20
Drontheim	63 26	10 25	—	3,59
Rastord	69 58	23 34	70	1,35
Kopenhagen	55 41	12 35	—	6,47
Lund	55 42	13 11	60	5,84
Stockholm	59 21	18 4	130	4,52
Tornea	66 24	13 47	—	— 0,42

R u ß l a n d.

	Breite.	Länge von Greenwich.	Höhe über dem Meere.	Mittlere Jahrestempe- ratur.
Archangel	64° 32'	40° 33' O.	—	0,68
Astrachan	46 21	48 8	70	8,02
Barnaul	53 20	83 27	370	— 0,28
Enontekis	68 30	20 47	1380	— 4,18
Irkutsk	52 17	104 17	1355	0,27
Zakutsk	62 1	129 44	—	— 8,25
Kasan	55 48	49 7	140	1,53
Moskau	55 45	37 38	380	3,57
Nertschinsk	51 18	119 20	2100	— 3,17
Petersburg	59 56	30 18	—	3,38
Sebastopol	44 36	33 32	—	9,32
Tiflis	41 41	45 17	—	10,11
Ustjansk	70 58	138 24	—	— 12,44

Ungarn, Galizien und Küsten des mittelländischen Meeres.

Bukarest	44° 27'	26° 8' O.	—	6,38
Dfen	47 29	19 3	810	6,88
Constantinopel	41 0	29 0	—	10,87
Canca	35 29	24 0	—	14,42
Bagdad	33 21	44 22	—	18,52
Algier	36 47	0 33	—	14,34
Tunis	36 48	10 11	—	16,34
Barcelona	41 23	2 12	—	13,79
Gibraltar	36 7	5 21 W.	—	15,75
Lissabon	38 42	9 9 W.	—	13,07
Madrid	40 25	3 41 O.	1940	11,63
Cairo	30 2	29 48	—	17,84

T r o p i s c h e s A f r i k a.

Funchal	32° 38'	16° 56' W.	80	15,83
Guinea	5 30	0 0	—	21,95
St. Helena	15 55 S.	5 43 W.	1660	13,07
Capstadt	33 56 S.	18 28 O.	—	15,32
Koufa	13 10	14 30	—	22,95
Souillac, Mauritius	—	—	—	21,08
Abuscheher	28 15	50 54	—	20,03

Ostindien und China.

	Breite.	Länge von Greenwich.	Höhe über dem Meere.	Mittlere Jahrestemperatur.
Ava	21° 58'	96° 5' O.	—	20,61
Batavia	6 9S.	106 53	—	20,59
Benares	25 18	82 56	300	21,45
Bombay	18 56	72 54	—	21,89
Cascutta	22 38	88 20	80	22,40
Canton	23 8	113 16	—	16,83
Columbo	6 57	80 0	—	21,67
Darjiling	27 7	88 21	6960	10,97
Macae	22 11	113 34	—	17,86
Madras	13 4	80 19	—	22,20
Manilla	14 36	129 0	—	20,63
Mastorea	30 27	78 2	6100	10,99
Peking	39 54	116 26	—	10,13
Seringapatam	12 45	76 51	2270	19,45
Singapore	1 17	103 50	—	21,63
Trevandrum	8 31	77 0	—	21,00

Australien.

Adelaide	34° 35'S.	138° 45'	—	16,20
Albany	35 2S.	117 55	—	12,47
Fort Dundas	11 25S.	132 25	—	21,61
Gaberttown	42 53S.	147 28	—	9,07
Paramatta	33 49S.	151 1	—	14,36

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° N. geringer; die Stadt Bergen in Norwegen hat noch eine mittlere Jahreswärme von 6,57°, während zu Nain auf der Küste Labrador (57° 10' n. Br.), einem um drei Breitengrade südlicher gelegenen Orte, die mittlere Jahreswärme nur — 1,86° beträgt. Bei gleicher geographischer Breite ist es in Nordamerika also stets 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 möglich 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«.

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 neueste Isothermenkarte ist die von Dove entworfene, bei deren Anfertigung die bereits erwähnte Tabelle zu Grunde gelegt wurde, welche die mittlere Jahreswärme für 900 verschiedene Orte enthält. Die Karte Tab. XVI ist eine Copie der Dove'schen.

In dieser Karte sind die Isothermen von vier zu vier Grad Réaumur gezogen und jeder Linie ist die entsprechende Gradzahl beigeschrieben.

Der Gürtel der Erde, dessen mittlere Jahrestemperatur mehr als 20° R. beträgt, ist roth angelegt, während die Gegenden, deren mittlere Jahrestemperatur unter 0° ist, durch blaue Färbung unterschieden sind.

Tab. XVII zeigt die Jahresisothermen auf der nördlichen Erdkugel bis zum $30.$ Grad nördlicher Breite in Polarprojection.

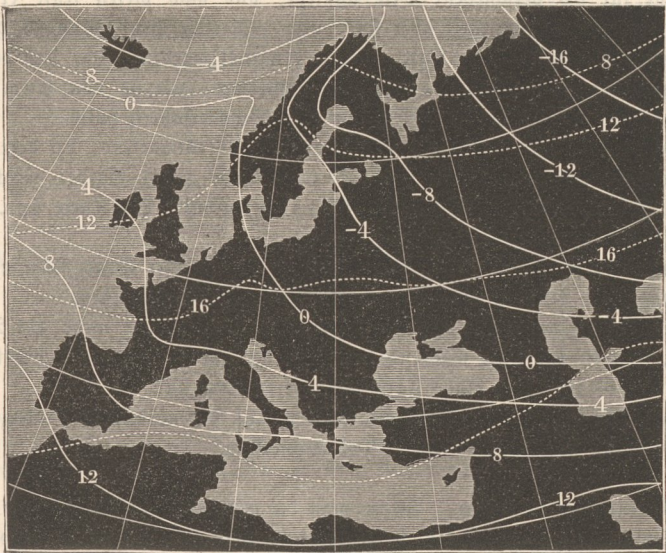
Monatsisothermen. Wenn man die mittlere Jahrestemperatur eines 137
Ortes kennt, so genügt dies noch keineswegs, um ein richtiges Bild von den klimatischen Verhältnissen desselben zu geben; denn bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur kann der Gang der Wärme im Laufe eines Jahres, die Vertheilung der Wärme auf die einzelnen Jahreszeiten eine sehr verschiedene sein. So haben z. B., wie man aus obiger Tabelle sieht, Edinburgh und Tübingen fast gleiche mittlere Jahreswärme ($6,72^{\circ}$ und $6,57^{\circ}$ R.), in Edinburgh aber ist die mittlere Temperatur des Winters $+2,9^{\circ}$, in Tübingen hingegen nur $0,16^{\circ}$. Tübingen hat also einen weit kälteren Winter als Edinburgh, dagegen ist die mittlere Sommertemperatur für Tübingen $13,7^{\circ}$, für Edinburgh nur $11,3^{\circ}$. Bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur hat also Edinburgh einen gelinderen Winter und einen kühleren Sommer als Tübingen.

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 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. 200 stellt ein Kärtchen von Europa mit den Isotheren und Isochimenen von 4 zu 4 Grad dar.

Fig. 200.



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 gleiche mittlere Wintertemperatur, nämlich 4° , mit Nantes, Oberitalien und Constantinopel, und gleiche Sommerwärme von 12° mit Drontheim und Finnland.

Die Isothere von 16° geht vom Ausfluß der Garonne ungefähr über Straßburg und Würzburg nach Böhmen, der Ukraine, dem Lande der Donischen Kosaken, und geht 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° , in Böhmen 0° , in der Ukraine — 4° und etwas nördlich vom Kaspiſchen Meere gar — 8° .

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 nun mit Benutzung alles ihm zugänglichen Beobachtungsmaterials eine Tabelle zusammengestellt, welche die allgemeinen Monatsmittel für 900 Orte enthält und hat nach dieser Tabelle Isothermenkarten für jeden einzelnen Monat des Jahres construirt. Die Tabelle auf Seite 326 bis 329 ist ein Auszug aus der Dove'schen, und in den Karten Tab. XVIII und Tab. XIX sind die Monatsisothermen für die Monate Januar und Juli eingetragen.

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 Sommerсолstitium ihr Maximum, und so ist denn, wo nicht locale Ursachen eine Störung veranlassen, in der ganzen nördlichen gemäßigten Zone der Juli der heißeste Monat, wovon man sich in der folgenden Tabelle überzeugen kann; ebenso folgt die größte Winterkälte erst nach dem Wintersолstitium, und im Durchschnitt ist auch 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 und Februar; den Frühling: März, April und Mai; den Sommer: Juni, Juli und August; den Herbst endlich September, October und November.

Tafel der mittleren Monatstemperaturen

	Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.
Antigua	20,20	19,80	19,84	20,38	21,35
Bermudas	11,04	11,92	12,16	13,68	16,48
Havannah	17,50	18,68	18,70	19,83	20,43
Paramaribo	20,5	20,4	20,9	21,0	21,3
Domingo	23,6	23,1	23,6	24,0	23,0
Mexico	9,11	10,83	12,95	13,77	15,18
Quito	11,66	12,88	12,46	12,38	12,72
Falklands-Inseln	10,66	9,77	8,72	7,40	6,51
Rio Janeiro	21,4	21,3	20,4	19,3	17,2
Albany	— 3,58	— 3,08	1,28	7,04	12,33
St. Augustin	12,77	14,65	15,80	16,92	19,95
Council Bluffs	— 4,17	— 2,40	2,41	8,81	15,36
Halifax	— 5,3	— 6,2	— 3,1	0,9	3,5
Concord	— 4,80	— 4,51	— 0,57	4,62	10,14
Marietta	0,01	0,90	4,86	9,41	13,28
New-Orleans	11,00	11,73	15,37	17,96	20,12
New-York	— 3,4	— 0,2	3,9	9,3	13,5
Fort Ross	7,05	6,96	7,46	8,43	9,64
Quebec	— 7,15	— 8,60	— 4,15	3,41	10,15
Fort Vancouver	2,66	4,88	5,33	6,22	9,77
Berthia Felix	— 27,0	— 28,4	— 27,0	— 15,4	— 7,3
Fort Franklin	— 24,1	— 21,7	— 16,6	— 8,7	1,4
Melville-Inseln	— 28,12	— 28,64	— 22,31	— 17,87	— 6,75
Main	— 13,80	— 12,66	— 10,88	— 0,90	1,88
Raykiavig	— 0,97	— 1,64	— 0,95	1,98	5,69
Sitka	1,02	0,71	2,67	3,84	7,19
Dublin	2,88	3,98	4,64	6,66	8,98
Edinburgh	2,39	2,76	3,79	5,41	8,15
London	2,22	3,78	4,44	7,11	10,22
Bordeaur	4,0	5,8	8,6	10,7	12,8
Montpellier	4,5	5,7	7,5	11,3	14,4
Paris	1,53	3,35	5,33	7,9	11,59
Amsterdam	0,53	2,14	3,88	7,17	10,53
Brüssel	1,46	3,27	4,79	6,79	11,14
Basel	— 0,74	1,10	4,16	7,51	11,46
St. Bernhard	— 6,94	— 6,14	— 4,51	— 2,99	1,79
Chur	— 1,18	1,52	4,61	6,94	12,57
Mailand	0,54	2,80	6,17	10,07	14,26
Neapel	6,52	6,82	8,01	10,31	13,85
Palermo	8,63	8,59	9,78	11,71	14,58
Rom	5,79	6,82	8,74	11,47	14,78

verschiedener Orte in Réaumur'schen Graden.

Juni.	Juli.	August.	Septbr.	October.	November.	December.	Differenz.
21,53	21,75	22,17	22,00	21,71	22,15	20,93	2,37
18,32	19,44	19,84	19,92	18,24	15,04	12,72	8,40
21,78	21,98	22,03	21,50	20,82	19,17	18,46	4,53
21,1	21,3	22,2	22,9	22,8	22,0	21,2	2,4
22,2	20,7	20,0	20,7	20,7	20,3	20,7	4,0
14,84	14,82	14,64	14,36	12,54	10,60	8,91	6,27
12,00	12,08	13,06	12,04	12,42	12,28	12,68	1,40
16,3	15,6	16,9	17,1	18,1	18,8	20,1	5,7
5,11	2,40	2,95	6,11	6,89	6,70	7,94	8,26
16,02	17,80	16,86	13,06	7,64	2,70	— 1,65	21,38
21,96	22,58	22,52	21,40	18,59	14,02	12,85	9,81
18,66	20,17	19,60	14,77	9,62	2,91	— 3,46	24,34
8,0	13,8	16,9	8,4	8,4	2,7	— 3,1	23,1
13,98	15,59	14,94	10,88	7,28	2,24	— 3,10	20,39
16,56	18,12	17,32	14,01	8,79	4,52	1,22	18,11
22,12	22,32	22,28	21,08	16,76	11,87	9,00	13,32
15,9	18,3	17,7	14,4	9,3	4,5	1,0	21,7
10,78	11,52	11,65	11,11	10,06	8,82	7,73	4,69
14,20	18,40	15,50	13,50	4,80	0,50	— 8,05	26,45
13,77	15,11	15,11	12,88	9,77	4,88	4,88	12,45
1,0	4,1	3,0	— 2,9	— 10,2	— 16,6	— 24,2	31,1
7,1	8,9	8,2	4,0	— 4,2	— 14,3	— 19,1	33,6
1,87	4,64	0,26	— 4,21	— 15,48	— 23,62	— 23,83	33,28
4,68	8,08	8,44	5,77	0,88	— 2,44	— 11,33	22,24
8,70	10,75	9,27	6,42	2,18	— 0,69	— 1,15	12,39
9,70	11,16	11,46	10,65	6,50	4,84	1,92	10,45
11,26	12,76	12,74	10,56	8,00	4,93	3,57	9,88
10,68	11,86	11,22	9,53	7,46	4,19	3,44	9,47
12,89	14,00	14,02	12,00	8,66	6,00	3,78	12,00
15,5	18,3	18,3	15,6	11,6	7,3	5,0	14,3
18,0	20,6	20,0	17,0	13,3	8,3	6,1	16,10
13,66	14,96	14,82	12,52	9,0	5,41	2,92	13,43
13,56	14,82	14,80	12,72	8,51	4,41	2,17	14,29
13,91	14,39	14,41	12,13	8,78	5,22	2,28	12,95
13,86	15,09	14,72	11,75	8,05	3,07	1,57	15,83
3,89	5,44	5,38	3,02	— 0,41	— 3,63	— 5,66	12,38
13,18	15,00	14,18	12,05	8,17	4,28	— 0,10	16,18
17,19	19,00	18,48	15,32	11,09	6,70	2,03	18,46
17,23	19,04	18,58	16,34	13,16	9,68	7,45	12,52
17,40	19,43	19,71	18,06	15,56	12,18	10,10	11,12
17,38	19,54	19,40	16,92	14,58	9,50	7,02	13,75

Tafel der mittleren Monatstemperaturen

	Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.
Berlin	— 1,90	— 0,15	2,74	6,88	10,92
Breslau	— 1,8	— 1,3	1,3	6,1	10,9
Carlsruhe	— 0,14	1,97	4,57	8,36	12,41
Danzig	— 2,02	— 0,54	1,44	5,07	8,92
Dresden	— 1,25	0,58	3,52	7,82	11,70
Düsseldorf	1,4	3,1	5,4	8,9	12,5
Frankfurt a. M.	— 0,24	2,08	4,24	7,60	11,44
München	— 1,07	0,45	4,08	6,63	11,38
Prag	— 1,95	— 0,27	3,94	9,16	12,66
Tübingen	— 1,44	0,46	3,28	6,96	10,48
Wien	— 1,21	0,68	3,91	8,82	13,40
Bergen	1,34	2,06	2,48	5,48	8,59
Stockholm	— 3,42	— 2,37	— 1,07	2,12	7,23
Torneo	— 12,71	— 11,03	— 7,31	— 2,26	4,01
Archangel	— 11,3	— 10,2	— 4,49	— 0,27	4,30
Astrachan	— 8,60	— 4,92	1,70	9,09	16,74
Barnaul	— 16,7	— 12,3	— 10,1	0,6	8,3
Irkutsk	— 15,69	— 12,10	— 5,32	1,86	7,85
Jakutsk	— 34,43	— 27,05	— 17,08	— 6,95	2,18
Moskau	— 8,19	— 7,11	— 2,33	4,32	9,98
Petersburg	— 8,4	— 7,4	— 5,6	1,2	5,7
Sebastopol	1,0	2,0	4,6	8,1	13,1
Tiflis	— 0,05	0,84	4,62	9,11	14,46
Ustjenssk	— 31,8	— 28,1	— 16,0	— 11,2	— 1,8
Algier	9,32	10,14	10,66	12,02	15,26
Gibraltar	11,56	11,39	13,87	15,11	16,69
Cairo	11,60	10,72	14,48	20,40	20,56
Bukarest	— 3,56	— 5,20	— 0,12	5,48	10,81
Funchal	14,00	13,84	14,32	14,40	14,56
St. Helena	14,21	15,06	15,22	14,94	13,80
Capstadt	18,83	19,54	18,11	15,60	13,39
Koufa	19,44	22,72	25,28	26,80	26,20
Batavia	20,44	20,88	21,10	20,88	21,33
Calcutta	16,57	19,16	22,89	25,29	25,95
Peking	— 2,98	— 2,40	4,27	11,12	17,63
Singapore	20,65	21,46	21,51	21,80	22,10
Fort Dundas	22,69	22,72	22,64	22,40	21,60
Haborttown	13,84	13,84	10,40	9,52	6,08
Abelsaide	23,31	21,00	20,75	14,86	13,06

verschiedener Orte in Neaumur'schen Graden.

Juni.	Juli.	August.	Septbr.	October.	November.	December.	Differenz.
13,94	15,04	14,43	11,75	7,97	3,25	1,32	16,94
13,8	14,8	14,5	11,8	7,4	2,7	— 0,5	16,6
14,45	15,83	15,41	12,56	8,33	4,24	1,58	15,97
12,12	14,04	13,73	10,70	6,69	2,69	— 0,09	16,06
14,74	15,77	14,82	11,67	8,02	3,04	0,75	17,02
14,5	15,3	14,9	12,6	8,9	5,3	2,2	13,9
14,00	15,14	14,99	12,18	7,66	3,98	1,00	15,38
13,38	14,55	14,26	11,63	7,65	3,12	1,29	15,62
15,09	16,72	16,25	13,25	8,13	3,52	0,68	18,67
12,72	14,24	13,84	11,20	7,04	1,44	— 1,12	15,68
15,77	17,22	16,87	13,29	8,54	3,71	0,46	18,43
10,91	12,62	11,94	9,94	7,13	3,95	2,55	11,28
11,13	13,98	12,80	9,62	5,42	1,50	— 2,15	17,40
10,58	13,06	10,88	6,34	0,17	— 0,38	— 10,38	25,77
10,30	12,81	11,37	6,94	1,43	— 4,17	— 8,66	24,11
18,32	19,98	20,29	16,14	8,06	3,05	— 3,58	28,89
13,3	15,8	12,6	6,9	0,7	— 8,2	— 14,1	32,5
12,66	14,60	12,07	6,89	0,85	— 6,71	— 13,68	30,29
11,68	16,35	11,60	5,38	— 6,85	— 24,18	— 29,68	50,78
13,50	15,29	13,83	9,42	3,33	— 2,16	— 7,10	23,48
11,5	14,1	12,8	7,8	2,6	— 3,7	— 5,8	22,5
16,9	17,4	17,1	13,9	9,7	5,4	2,2	16,4
17,96	20,57	19,99	15,13	11,04	5,52	2,11	20,62
6,9	11,8	5,6	— 6,1	— 22,5	— 25,4	— 30,7	43,6
17,56	19,22	19,77	18,30	16,22	13,30	10,29	10,45
19,17	21,09	20,84	18,59	15,72	13,37	11,63	9,70
22,96	23,92	23,92	20,96	17,92	13,76	13,04	13,20
13,58	16,07	14,74	11,69	7,71	4,82	0,48	19,63
16,32	18,00	18,48	18,64	17,36	15,84	14,16	4,80
12,47	11,56	11,19	11,14	11,66	12,38	13,23	4,08
11,50	11,37	12,70	13,29	14,64	16,95	17,94	8,17
25,60	22,96	21,52	22,80	23,68	21,20	17,72	9,08
20,22	20,44	20,88	20,88	20,00	19,11	20,88	2,22
25,18	23,95	23,82	24,02	23,29	20,77	17,94	9,38
21,71	22,05	21,74	16,51	10,47	3,11	— 1,71	25,03
22,02	22,38	21,82	21,79	21,81	21,47	20,85	1,65
20,16	17,84	19,60	20,80	22,24	22,96	23,44	5,60
3,84	3,60	6,00	6,72	9,84	11,36	13,76	10,24
11,66	9,89	11,62	12,58	16,06	18,00	22,22	13,42

138 **Thermische Isanomalien.** 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 wieder 0° ; auf dem Meere nördlich von Schottland $+6^{\circ}$; in Petersburg etwas über $+3,4^{\circ}$, auf dem Ural 0° und im Inneren von Asien wieder -7° R.

Ermittelt man mit Hülfe der Isothermenkarte durch Interpolation die mittlere Wärme für die auf demselben Breitengrade liegenden Punkte, deren Länge 10° , 20° u. s. w. bis 360° ist, so erhält man die mittlere Wärme für 36 gleichweit von einander abstehende Punkte desselben Parallelkreises. Nimmt man aus den 36 so erhaltenen Werthen das Mittel, so erhält man eine Zahl, welche Dove die normale Temperatur des Parallels nennt. Nach Dove's Bestimmungen sind Folgendes die Werthe der normalen mittleren Jahrestemperatur für die einzelnen Parallelkreise:

90° nördl. Breite . . .	$-13,2^{\circ}$ R.	20° nördl. Breite . . .	$+20,2^{\circ}$ R.
80 " " . . .	$-11,2$	10 " " . . .	21,3
70 " " . . .	$-7,1$	0 " " . . .	21,2
65 " " . . .	$-4,2$	-10 südl. Breite . . .	20,4
60 " " . . .	$-0,8$	20 " " . . .	18,7
50 " " . . .	4,3	30 " " . . .	15,5
40 " " . . .	10,9	40 " " . . .	10,0
30 " " . . .	16,8		

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, $3,4^{\circ}$, also um $4,2^{\circ}$ höher als die Normaltemperatur des Parallels oder, um es kurz auszudrücken, die mittlere Jahrestemperatur von Petersburg ist um $4,2^{\circ}$ zu hoch. In gleichem Sinne ist dagegen die mittlere Jahrestemperatur von Nertschinsk, $-3,2^{\circ}$, ungefähr um $6,8^{\circ}$ zu niedrig, da die normale mittlere Jahreswärme für den Parallel von $51^{\circ} 15'$, unter welchem Nertschinsk liegt, wie sich durch Interpolation aus obiger Tabelle ermitteln läßt, $+3,6^{\circ}$ beträgt.

Diese Differenz zwischen der mittleren Temperatur eines Ortes und der Normaltemperatur seines Parallels nennt Dove die thermische Anomalie. Mit dem Namen der thermischen Isanomalien bezeichnet 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. XX sind die thermischen Isanomalien 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 überieht man denn hier mit einem Blicke, daß die mittlere Jahreswärme von ganz Europa, Kleinasien, Arabien, Persien, Ostindien und dem größten Theile von Afrika 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 zum Beispiel, daß in der Mitte von Spanien, Sicilien und Moskau die mittlere Jahreswärme um 2° , in Island, dem nördlichen Schottland, in der Umgegend von Drontheim um 6° zu hoch ist. Dagegen läuft eine thermische Isanomale von -2° südwestlich von Fort Snelling vorbei, in der Nähe von Washington und Boston vorüber nach Neu-Fundland u. s. w.; zu Washington und Boston ist also die mittlere Jahrestemperatur um 2° zu niedrig.

In derselben Weise, wie die Curven der Karte Tab. XX aus den Jahresisothermen abgeleitet worden sind, hat Dove auch die Monatsisothermen benutzt, um die thermischen Isanomalien für jeden einzelnen Monat zu construiren. Tab. XXI und Tab. XXII enthalten die thermischen Isanomalien der Monate Januar und Juli.

Aus dem Laufe der thermischen Isanomalien 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 8° , in Drontheim ist sie um 12° zu hoch; dagegen ist sie am unteren Ende des Oberen Sees in Nordamerika 6° , zu Jakuzk in Sibirien 17° 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.

Land- und Seeklima. Die ungleiche Vertheilung von Land 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, 139

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 Welt-system, und wir werden in der Kenntniß dieser Elemente in dem Maße 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 Meerströmungen 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 seiner Durchsichtigkeit und wegen der bedeutenden specifischen Wärme des Wassers nicht so schnell erwärmt wird, die einmal erlangte Wärme aber auch nicht so schnell abgibt. 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 die Unterschiede zwischen Sommer- und Wintertemperatur um so größer sind, je weiter man sich von den Küsten entfernt. Schon in vorigem Paragraph 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 Edinburgh bei gleicher mittlerer Jahreswärme doch milderen Winter und kühleren Sommer hat als Tübingen. Die Differenz der mittleren Temperatur des heißesten und kältesten Monats beträgt für Edinburgh nur $9,5^{\circ}$, für Tübingen aber $15,7^{\circ}$.

Die Tabellen auf Seite 326 bis 329 liefern Material genug, um den Unterschied zwischen Land- und Seeklima nachzuweisen; die folgende kleine Tabelle enthält die Zusammenstellung einiger besonders charakteristischer, obiger Tabelle entnommener Beispiele:

	Mittlere Temperatur des			Differenz.
	Jahres.	Januar.	Juli.	
Sitka	5,97	1,02	11,16	10,04
Reykjavig	3,30	— 0,97	10,75	11,72
Bergen	6,57	1,34	12,62	11,28
Dublin	7,57	2,88	12,76	9,88
Moskau	3,57	— 8,19	15,29	23,48
Astrachan	8,02	— 8,60	19,98	28,89
Irufuß	0,27	— 15,69	14,60	30,29
Zakufß	— 8,25	— 34,43	16,35	50,78

Das Seeklima, welchem die vier erstgenannten Orte angehören, ist besonders durch kühle Sommer und gelinde Winter charakterisirt, so daß die Differenz zwischen der mittleren Temperatur 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. XXI und XXII am leichtesten übersehen kann. Der Juli ist hier zu kühl, der Januar viel zu warm.

Das Continentalclima, welchem die vier 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. XXI und XXII auf den ersten Blick, indem Sibirien auf der Januar Karte blau, auf der Julikarte weiß, also in beiden Fällen gerade entgegengesetzt angelegt ist, wie die Nordwestküste von Nordamerika.

Aus den Karten Tab. XXI und XXII 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 Continentalclima 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 Jakutzk z. B., wo die mittlere Jahrestemperatur — $8,25^{\circ}$ ist, die mittlere Januar-temperatur aber — $34,43^{\circ}$ beträgt, wird während des kurzen, aber heißen Sommers Weizen und Roggen auf einem Boden gebaut, welcher in einer Tiefe von 3 Fuß 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 17° ist, findet das Erwachen der Natur im Frühlinge in demjenigen Monate Statt, dessen mittlere Temperatur 6 bis 8° beträgt. Der Pfirsichbaum blüht, wenn die mittlere Temperatur eines Monats $5,5^{\circ}$, der Pflaumenbaum, wenn sie $8,2^{\circ}$ 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 $8,1^{\circ}$ beträgt.

140 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 der nördlichen gemäßigten Zone sind die Südwest- und die Nordostwinde die vorherrschenden. Der Südwestwind kommt aus den Aequatorialgegenden und führt die Wärme der Tropen zum Theil nach den kälteren Ländern; 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 Westküsten der großen Continente wärmer sind als die Ostküsten, daß die Isothermen in Europa, welches eigentlich nur eine halbinselförmige Verlängerung des asiatischen Continents ist, und an den Westküsten von Nordamerika weiter nach Norden steigen als im Inneren von Asien und an den Ostküsten von Nordamerika.

Ferner trägt eine unter dem Namen des Golfstroms bekannte Meeresströmung sehr zur Milderung des europäischen Klimas bei. Der Ursprung dieses Stromes ist im mexicanischen Meerbusen zu suchen, wo das Meerwasser bis zu einer Temperatur von 24 bis 25° erwärmt wird. Zwischen Cuba und Florida aus dem mexicanischen Meerbusen heraustretend, folgt der Strom anfangs den amerikanischen Küsten, um sich dann 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 7° 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 Gränze des Polareises nicht die europäischen Küsten. Sabine fand zwischen dem 65. und 70. Breitengrade die mittlere Temperatur des atlantischen Oceans an der Oberfläche 4,5°, während bei gleicher Breite die mittlere Temperatur des europäischen Continents schon unter dem Gefrierpunkte ist.

Während so alle Umstände zusammenwirken, um die Temperatur in Europa zu erhöhen, wirken im nördlichen Asien mehrere Ursachen zusammen, um die Isothermen bedeutend herabzusenken. Im Süden von Asien liegen zwischen den Wendekreisen keine bedeutenden Ländermassen, nur einige asiatische Halbinseln ragen in die heiße Zone hinein; das Meer aber erwärmt sich nicht so stark wie die afrikanischen Wüsten, theils weil das Wasser die Wärmestrahlen ungleich weniger absorbiert, theils aber auch, weil bei der fortwährenden Verdampfung von Wasser auf der Oberfläche des Meeres sehr viel Wärme gebunden wird. Die warmen Luftströme, welche, aus dem Becken des indischen Oceans aufsteigend, die Wärme der Tropen dem inneren und nördlichen Asien zuführen könnten, werden aber noch durch die ungeheuren Gebirgsketten im Süden von Asien aufgehalten, während das nach Norden hin allmählig 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 Wintergränze des Polareises, und die Sommergränze 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 und an den Ostküsten von Nordamerika rührt zum Theil daher, daß die Südwestwinde hier nicht

mehr Seewinde, sondern Landwinde sind, und deshalb hier nicht mehr den mildernden Einfluß ausüben können wie auf den Westküsten. Während die europäischen Küsten von wärmerem Wasser bespült sind, ziehen sich an den Ostküsten von Nordamerika kalte Meereströmungen von Norden nach Süden. Eine solche Strömung, von Spitzbergen herkommend, geht zwischen Island und Grönland hindurch und vereinigt sich dann mit den aus der Hudsons- und Baffinsbay kommenden Strömungen, um an der Küste von Labrador herab, bei Neufundland vorbei zu treiben und sich unter dem 44. Breitengrade in den Golfstrom zu ergießen. Diese arktische Strömung trägt die Kälte der Polarregionen theils durch die niedrige Temperatur des Wassers selbst, theils durch schwimmende Eisberge in die südlicheren Gegenden, und so ist diese Strömung ein Hauptgrund der bedeutenden Senkung der Isothermen an den Ostküsten von Amerika.

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 bedeutende Annäherung der Isothermen gegen den Aequator hin bemerklich, wie man dies 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 vom Südpol gegen den Aequator gerichtete Meeresströmung die kälteren Gewässer des südlichen Eismeeres den niederen Breiten zuführt.

Eine ähnliche Strömung im südlichen Theile des atlantischen Oceans bewirkt, daß auch zwischen Brasilien und Afrika die Isothermen ihre convergen Gipsel dem Aequator zukehren.

Im Allgemeinen ist die südliche Hemisphäre kühler als die nördliche, wie sich schon daraus ergibt, daß der größte Theil des Gürtels, innerhalb dessen die mittlere Jahrestemperatur über 20° R. ist, zum größten Theil auf die nördliche Hemisphäre fällt (Tab. XVI). Auch die Tabelle auf Seite 321 bestätigt die eben ausgesprochene Behauptung.

Die geringere Wärme der südlichen Halbkugel mag ihren Grund wohl vorzugsweise darin haben, daß das Meer einen großen Theil der seine Oberfläche treffenden Wärmestrahlen reflectirt, daß also überhaupt die Quantität der auf der südlichen Erdhälfte absorbirten Wärmestrahlen nicht so groß ist wie auf der nördlichen, weit mehr Land enthaltenden Hemisphäre.

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 Jahr 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 $0,35^{\circ}$ R. ist, daß aber die mittlere Temperatur dieses Monats im Jahre 1829 daselbst nur $-6,93^{\circ}$ R. betrug, so ist klar, daß der December 1829 zu Berlin um $7,28^{\circ}$ R. zu kalt war.

Solche Vergleichen hat nun Dove in großer Anzahl zusammengestellt. Die Tabelle auf der folgenden Seite giebt einen Auszug einer solchen Zusammenstellung für die Jahre 1829 und 1834. Die Zahlen ohne Vorzeichen geben an, wieviel die mittlere Monatstemperatur in den genannten Jahren über, die negativen, wieviel 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 $5,67$, in Berlin war sie sogar $7,28^{\circ}$ R. 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 Irkuzk 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 $3,74^{\circ}$ R. erreicht.

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

Zu Paris herrschte während des ganzen Jahres 1829 eine zu niedrige Temperatur; zu Berlin finden 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 Keykiavig 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 Key-

	Nordamerika.		Island.		Europa.			Nordasien.	
	Marietta.	Concord.	Reykjavig.	Paris.	Berlin.	Petersburg.	Rasau.	Srfugf.	
Januar	0,48	— 0,71	— 0,02	1 8 2 9.	— 2,16	— 0,94	— 1,38	— 0,79	
Februar	— 4,28	— 2,62	— 0,14	— 3,03	— 2,84	— 4,07	— 0,71	— 0,50	
März	— 2,69	— 1,63	— 0,37	— 1,92	— 1,55	— 2,45	— 0,68	— 0,10	
April	— 1,70	— 0,24	— 0,19	— 0,50	— 0,12	— 1,75	— 1,46	— 0,94	
Mai	— 1,34	— 1,00	— 0,11	— 0,22	— 1,71	— 0,70	— 0,58	— 0,92	
Juni	— 0,87	— 0,18	— 0,56	— 0,15	— 0,38	— 0,23	— 0,05	— 0,91	
Juli	— 0,57	— 0,44	— 1,91	— 0,53	— 0,00	— 1,93	— 1,37	— 0,19	
August	— 0,12	— 0,14	— 2,56	— 0,98	— 0,28	— 0,55	— 0,22	— 0,03	
September	— 0,47	— 2,87	— 0,06	— 1,10	— 0,27	— 1,55	— 1,26	— 0,03	
October	— 0,77	— 0,38	— 1,56	— 1,30	— 1,25	— 1,21	— 0,46	— 1,05	
November	— 1,77	— 0,04	— 0,20	— 1,47	— 2,34	— 1,46	— 0,26	— 1,65	
December	— 3,74	— 3,02	— 1,24	— 5,67	— 7,28	— 0,84	— 2,89	— 1,74	
Januar	— 2,20	— 1,47	— 1,47	1 8 3 4.	— 5,33	— 2,40	— 2,59	— 0,48	
Februar	— 3,30	— 1,55	— 0,05	— 4,46	— 1,20	— 0,25	— 4,65	— 1,94	
März	— 0,03	— 0,59	— 0,16	— 0,43	— 0,81	— 1,81	— 3,57	— 1,49	
April	— 0,47	— 0,87	— 0,23	— 1,13	— 1,11	— 0,14	— 1,74	— 1,45	
Mai	— 1,52	— 1,63	— 1,15	— 1,06	— 1,54	— 0,19	— 0,05	— 1,42	
Juni	— 0,23	— 0,71	— 1,79	— 0,50	— 0,99	— 1,67	— 0,21	— 0,74	
Juli	— 1,23	— 2,00	— 1,11	— 0,82	— 3,26	— 0,34	— 2,00	— 0,06	
August	— 0,43	— 0,63	— 2,06	— 1,01	— 2,64	— 2,01	— 1,30	— 0,15	
September	— 0,28	— 0,91	— 1,30	— 1,67	— 1,17	— 0,10	— 0,07	— 0,89	
October	— 1,40	— 0,38	— 1,53	— 0,00	— 0,09	— 0,08	— 1,88	— 1,38	
November	— 0,10	— 1,38	— 0,01	— 0,12	— 0,76	— 0,35	— 1,54	— 2,65	
December	— 0,44	— 1,42	— 2,14	— 0,01	— 1,33	— 1,29	— 2,37	— 0,68	

fiavig 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 wieder ein Maximum von $4,07^{\circ}$ R. zu erreichen und dann wieder bis Irkutsk abzunehmen, wo sie nur noch $\frac{1}{2}$ 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 Vermuthung bestätigen könnten.

Einen Gegensatz gegen 1829 bildet das Jahr 1834. Das westliche Europa hatte sich 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.

Gleichzeitige Witterungsverhältnisse verschiedener Gegenden. 142 Durch derartige Zusammenstellungen und Vergleichen, wie wir sie im vorigen Paragraphen kennen lernten, hat Dove nachgewiesen:

- 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 demnach höchst wahrscheinlich, daß stets dasselbe Quantum Wärme auf der Erdoberfläche verbreitet ist, daß aber die Vertheilung desselben außer den periodischen Schwankungen auch nicht periodische Aenderungen erleidet.

Was nun die Verbreitung gleichartiger Witterungsverhältnisse betrifft, so finden sie sich häufiger in der Richtung von Süd nach Nord, als von West nach Ost, so also, daß die entgegengesetzten Extreme meist in der Richtung von West nach Ost neben einander liegen, wofür namentlich die Temperaturverhältnisse der Jahre 1829 und 1834 Beispiele liefern. So steht die Witterung in Europa häufig im Gegensatz zu der in Nordamerika und in Sibirien, während sie sich zu anderen Zeiten mehr dem einen oder dem anderen Nachbarn anschließt.

Vollständig werden diese Verhältnisse erst hervortreten, wenn sich das Beobachtungsmaterial auch über den westlichen Theil von Amerika und den östlichen von Asien erstrecken wird.

Ob wir einen kalten oder milden Winter haben, ob der Sommer heiß oder gemäßigt ist, das hängt davon ab, welche Windrichtung längere Zeit die herrschende ist. Wir werden weiter unten sehen, daß auf der nördlichen Hemisphäre, locale Störungen abgerechnet, Nordost und Südwest die herrschenden Winde sind, welche, neben einander herfließend, sich abwechselnd zu verdrängen suchen. Während die Luft als ein breiter Südweststrom über bestimmte Länder und Meere vom Aequator in höhere Breiten strömt, wird dagegen an anderen Stellen ein entgegengesetzter Strom die Luft wieder dem Aequator zuführen. Der Nordost bringt uns aber, wie gleichfalls später nachgewiesen werden soll, kalte Winter und heiße Sommer, der Südwest hingegen milde Winter und kühle Sommer.

Ob also der Winter irgend eines Jahres in einer bestimmten Gegend strenger oder milder ist als gewöhnlich, wird demnach davon abhängen, ob diese Gegend zu jener Zeit in den Südwest- oder ob sie in den Nordoststrom aufgenommen ist, und ebenso sind die Abweichungen im Sommer von der gerade herrschenden Windrichtung abhängig.

Da nun aber dieselbe Windrichtung nicht gleichzeitig über die ganze Hemisphäre herrschen kann, sondern Ströme entgegengesetzter Richtung neben einander herlaufen müssen, so ergiebt sich auch als eine nothwendige Folge dieses Verhältnisses, daß gleichnamige Abweichungen vom normalen Gange der Wärme ebenfalls nicht über die ganze Hemisphäre verbreitet sein können, sondern daß man auf demselben Breitengrade abwechselnd positive und negative Abweichungen finden muß. Herrscht z. B. im Januar in Europa der Südweststrom vor, so wird daselbst eine für diese Zeit ungewöhnlich milde Witterung herrschen, während dann in denjenigen Orten, auf welchen gleichzeitig der Nordost weht, der negative Gegensatz auftritt.

Manchmal, wenn auch nicht häufig, hält eine Abweichung nach gleichem Sinne längere Zeit an. So finden wir zu Paris das ganze Jahr 1829 zu kalt, und zu Berlin erheben sich nur die Monate Juni und September unbedeutend über das Mittel. Ein noch auffallenderes Beispiel der Art bietet die im westlichen Europa vom Juni 1815 bis zum December 1816 fortdauernde Kälte, welche die traurige Mißernte von 1816 zur Folge hatte. Gleichzeitig erfreute sich Osteuropa einer milden Temperatur.

Der bedeutenden Getreideausfuhr Odessas von 1815 bis 1817 verdankt dieser Ort sein Aufblühen als Handelsstadt.

Das Jahr 1834 zeigt dagegen für das westliche Europa vorherrschend positive Differenzen. Ebenso die Jahre 1811, 1822 u. s. w., welche als vorzügliche Weinjahre bekannt sind.

Es ist eine ganz irrige Annahme, daß stets auf einen kalten Winter ein heißer Sommer folge. Guten Weinjahren geht im Gegentheile meist ein milder Winter oder Frühling vorher. So war es wenigstens 1811, 1819, 1822 und 1834.

Uebersieht man die in diesem und dem vorigen Paragraphen mitgetheilten Thatfachen und Geseze, so ergibt sich aus ihnen der Schluß, daß anomale Witterungsverhältnisse nicht kosmischen, sondern nur tellurischen Ursprungs sind.

Veränderlichkeit monatlicher Mittel. Von den klimatischen 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 Januar-temperatur, welche seit 1719 zu Berlin beobachtet wurde, die von 1823, welche $-9,36^{\circ}$ R., die höchste aber die von 1796, welche $+4,92^{\circ}$ R. betrug; die absolute Veränderlichkeit des Januar für Berlin ist demnach $14,28^{\circ}$ R. Nach dieser Erläuterung ist die auf den folgenden Seiten 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 Mouffons (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 ergibt.

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 ergibt.

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 innern 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 der beständigste Monat ist.

Die Tropen.

		Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.
Calcutta	8	5,23	4,62	3,64	3,22	2,00
Madras	21	3,42	3,24	4,98	7,47	4,40
Rio Janeiro	7	2,66	1,55	1,83	1,27	2,33
Havanna	7	3,40	4,20	2,28	2,24	1,80
I t a l i e n .						
Palermo	39	5,93	5,66	3,78	4,75	3,68
Rom	20	3,98	5,34	2,42	3,54	4,53
Nizza	20	4,50	4,04	5,70	5,25	3,60
Mailand	72	8,20	9,00	6,50	5,50	6,42
Mittel		5,47	5,38	5,32	4,67	4,88
A l p e n .						
St. Bernhard	21	8,26	6,64	7,41	4,13	3,93
Genf	42	9,79	6,30	6,08	5,92	5,88
Innsbruck	52	11,52	10,43	9,26	8,32	6,50
München	34	10,50	6,78	7,96	6,51	5,86
Mittel		8,89	7,09	6,66	6,45	5,26
I n n e r e s D e u t s c h l a n d .						
Carlsruhe	40	9,38	8,35	8,76	6,66	5,15
Stuttgart	43	14,09	9,08	6,28	8,27	5,66
Prag	15	10,54	9,17	6,33	4,27	5,49
Dresden	10	8,98	6,49	6,34	4,23	5,25
Mittel		9,44	7,83	5,97	4,74	5,45
K ü s t e n d e s C o n t i n e n t s .						
Paris	33	9,54	7,94	5,87	5,02	5,31
Harlem	17	5,92	5,94	4,05	3,29	4,08
Elberfeld	12	5,88	4,36	3,27	2,76	3,83
Hamburg	18	9,30	8,05	6,16	5,40	5,68
Danzig	24	9,07	6,96	6,15	5,35	6,12
Mittel		8,66	6,80	5,74	4,98	5,16

Die Tropen.

Juni.	Juli.	August.	Septbr.	Octbr.	Novbr.	December.	Jahr.
2,10	1,42	0,76	1,66	1,23	1,67	1,91	
2,71	3,29	2,53	2,44	1,73	2,76	2,27	1,98
1,24	1,24	2,66	2,40	1,17	1,88	1,29	
0,90	2,40	2,02	2,04	1,94	1,98	1,41	1,41

Italien.

4,35	3,82	3,24	4,71	3,54	3,93	5,07	1,76
5,30	3,50	3,88	4,56	3,34	4,11	4,44	2,01
7,60	3,90	4,45	3,75	4,35	4,25	4,45	3,55
5,51	4,60	5,28	6,89	5,20	5,20	6,80	2,78
5,17	3,68	4,45	4,26	4,25	4,77	5,29	2,21

Alpen.

5,66	6,21	3,54	5,65	5,02	8,17	6,29	2,29
5,89	5,06	5,14	4,27	5,09	6,37	7,53	2,24
4,99	6,46	8,93	6,13	7,46	8,47	13,03	4,45
5,20	5,22	6,49	5,79	4,47	5,23	9,17	2,57
5,06	4,99	5,36	4,65	5,10	5,99	9,10	2,59

Inneres Deutschland.

6,25	4,95	5,31	4,77	6,63	6,62	9,68	2,25
5,53	5,31	6,23	4,72	6,94	5,10	10,76	3,02
2,65	3,67	5,70	3,11	3,81	6,01	11,87	3,30
2,26	5,14	5,14	2,82	3,57	4,30	8,28	3,09
3,95	4,71	5,01	3,41	4,45	5,23	9,72	2,57

Küsten des Continents.

4,67	4,00	4,70	3,86	4,88	5,40	9,70	2,34
4,18	3,84	3,97	2,64	4,20	4,41	8,72	2,65
5,55	3,78	4,75	3,97	3,54	4,84	0,53	2,12
4,28	5,05	5,28	3,15	6,00	4,56	8,32	2,46
5,98	4,19	6,14	4,26	3,81	5,55	9,14	3,58
5,00	4,54	5,30	3,79	4,56	5,48	9,11	2,69

England.

		Januar.	Februar.	März.	April.	Mai.
London	52	9,47	5,91	5,73	4,86	4,73
Manchester	25	8,76	5,42	3,81	5,55	5,20
Dublin	17	6,68	5,01	5,71	4,62	3,08
Edinburgh	11	4,15	3,45	4,13	3,48	1,90
Mittel		5,88	4,86	4,44	3,97	3,88

Nordeuropa und Nordasien.

Stockholm	16	10,59	9,10	7,15	6,36	5,06
Upsala	40	13,13	11,26	11,22	7,64	6,76
Lorneo	31	11,66	14,67	9,93	8,00	9,67
Petersburg	14	7,37	9,32	8,19	6,38	5,32
Kasan	8	5,87	8,35	5,36	3,32	5,39
Srkuzk	10	4,47	4,66	4,76	2,12	2,87
Mittel		10,51	10,29	8,17	6,96	5,99

Nordamerika.

Salem	43	6,63	7,60	4,84	4,69	6,17
Marietta	10	6,98	8,45	5,36	6,34	3,63
Montreal	10	3,28	6,00	4,00	5,68	4,24
Mittel		5,98	6,53	4,76	4,96	4,84

England.

Juni.	Juli.	August.	Septbr.	October.	Novbr.	December.	Jahr.
4,27	4,76	4,58	4,25	4,84	4,80	7,39	3,02
5,07	5,34	3,15	4,18	4,31	5,33	5,19	2,27
3,19	3,15	3,95	3,73	4,26	4,99	4,74	3,04
4,13	2,41	3,69	2,94	2,00	3,83	3,51	1,42
3,98	3,51	3,63	3,63	4,20	4,40	5,04	2,18

Nordeuropa und Nordasien.

4,72	5,57	5,62	4,10	5,48	5,65	10,06	3,30
5,73	5,51	4,78	4,78	7,44	8,56	11,03	3,10
9,28	7,22	7,70	9,20	8,20	8,48	12,58	0,96
4,44	5,41	4,83	3,62	3,60	5,46	9,22	3,17
4,16	3,37	4,78	2,38	4,50	7,06	10,47	
3,90	2,68	1,72	1,25	1,91	3,22	5,02	
5,76	5,54	5,82	5,35	6,76	7,43	9,66	2,64

Nordamerika.

4,44	4,85	4,11	3,92	5,55	4,68	9,28	2,69
3,23	3,22	3,56	4,46	5,98	5,74	10,25	2,31
5,04	2,72	3,92	2,88	3,76	5,76	8,56	2,48
3,84	3,88	3,93	3,56	4,27	4,74	8,15	2,58

Abnahme der Temperatur in höheren Luftregionen. 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 von einer fortwährenden Wärmebindung begleitet, weil ja die Wärmecapacität der Gase um so mehr wächst, je mehr ihre Dichtigkeit abnimmt. Daraus folgt nun, daß die höheren Luftschichten kälter sein müssen als die tieferen.

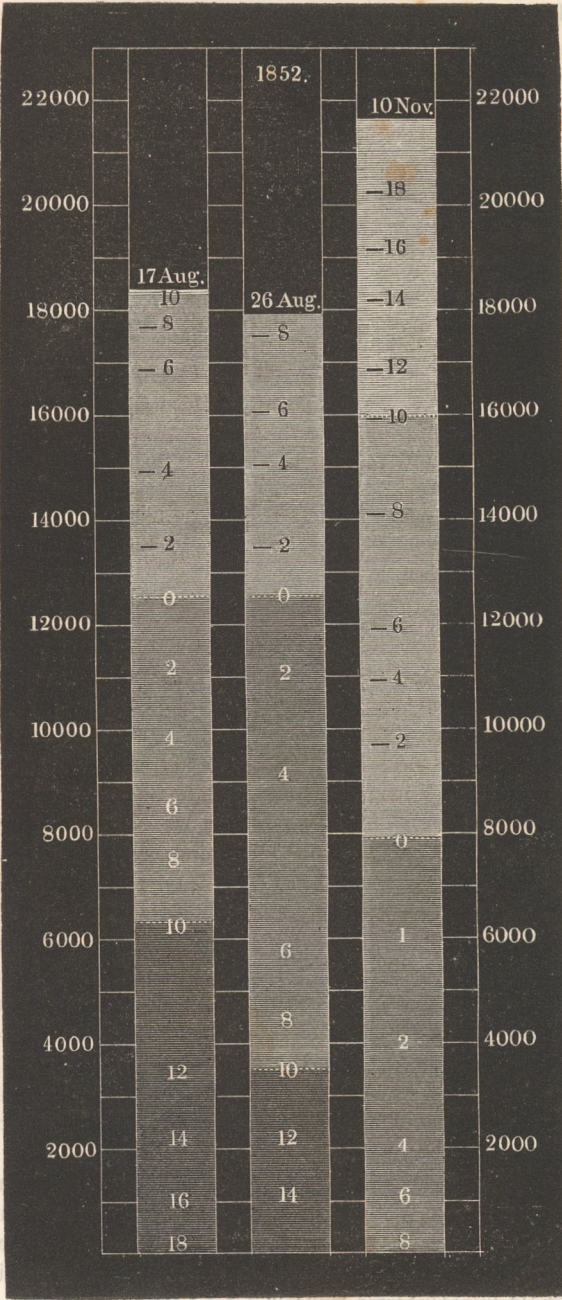
Daß eine solche Abnahme der Temperatur in den höheren Luftregionen wirklich stattfindet, davon überzeugt man sich, wenn man zu diesen höheren Regionen aufsteigt, mag man sich nun in einem Luftballon erheben oder den Gipfel hoher Berge besteigen.

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 21000 Fuß; während das Thermometer am Boden $24,8^{\circ}$ R. zeigte, beobachtete er in jener Höhe die Temperatur von $-7,6^{\circ}$ R., also eine Temperaturdifferenz von mehr als 32 Graden. Barral und Bixio, welche am 27. Juli 1850 ungefähr zu gleicher Höhe aufstiegen, gelangten in einer Höhe von 6000 Fuß in eine Nebelschicht, deren obere Gränze erst erreicht wurde, nachdem sie sich bis zu einer Höhe von 20000 Fuß über dem Boden erhoben hatten. Nahe an der oberen Gränze dieser Nebelschicht zeigte das Thermometer noch -8° R., sank aber unmittelbar über derselben auf $-18,4^{\circ}$ R. In einer Höhe von 21000 Fuß zeigte das Thermometer nur noch -32° R.

Fig. 201 giebt eine vergleichende Uebersicht der thermischen Beobachtungen, welche bei drei der im Jahre 1852 in England unternommenen wissenschaftlichen Luftschiffahrten 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 die Temperatur von $+2^{\circ}$ R., bei der Luftfahrt vom 10. November aber dieselbe Temperatur in einer Höhe von 4000 Pariser Fuß 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° betrug, durch verschiedene Schraffirung unterschieden.



Auf hohen Bergen zeigt schon die Veränderung der Vegetation die Abnahme der Temperatur an: je höher man steigt, desto mehr nimmt 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 Gränzen des ewigen Schnees aufsteigen kann.

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.	Mittlere Temperatur.	
	Cordilleras de los Andes.	Mexicanische Gebirge.
0	22° R.	20,8° R.
3000	17,6	15,8
6000	14,4	14,4
9000	11,3	11,0
12000	5,6	6,0
15000	1,2	0,8

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 4° R. höher ist als die mittlere Temperatur des Monats August in Palermo; zu Popayen, 5400 Fuß 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 (11000 Fuß) die Temperatur von Paris während der ersten Hälfte des April.

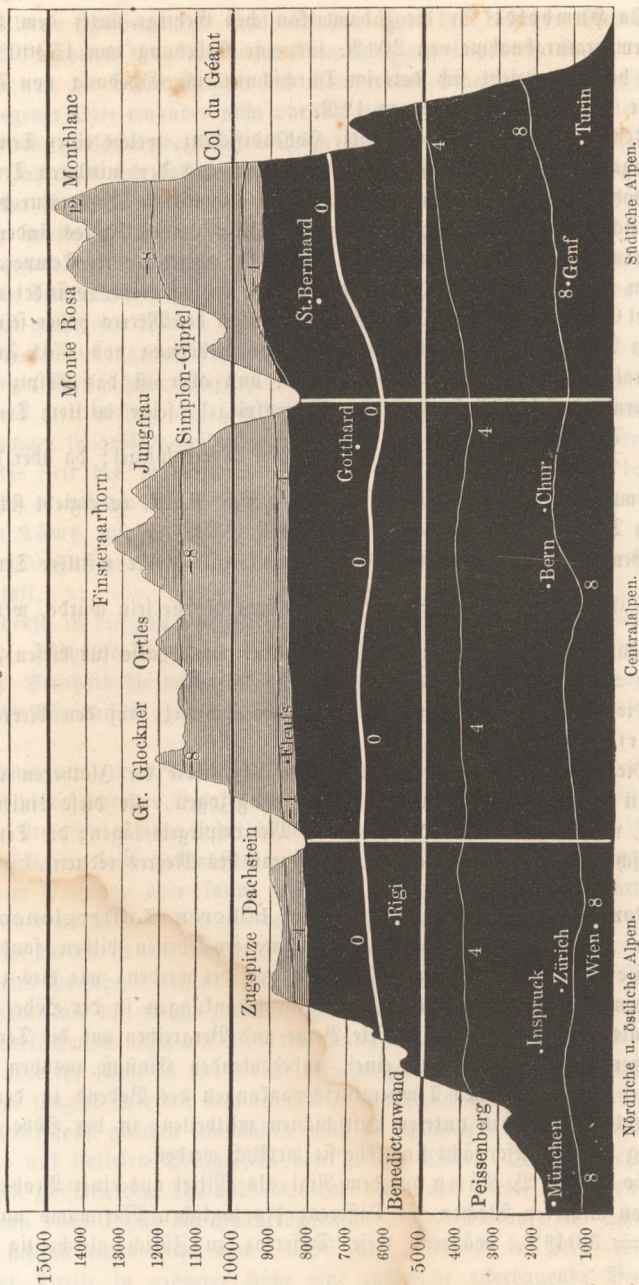
Man kann sich an den Abhang großer Gebirgsmassen isothermische Linien gelegt denken, welche mehr oder weniger als horizontale Curven erscheinen werden. So zieht sich um den Fuß der Andeskette eine Isotherme von 22°. Da wo eine 6000 Fuß hohe Ebene in die Masse der Andeskette einschneidet, befindet sich ungefähr die Isotherme von 14° R. 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.

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 LXXXII) entlehnte Fig. 202.

Fig. 202.



Da Humboldt für die südamerikanischen Gebirge unter dem Aequator eine Temperaturabnahme von 20° R. für eine Erhebung von 15000 Fuß gefunden hat, so ergibt sich dort im Durchschnitt eine Erhebung von 750 Fuß für eine Temperaturabnahme von 1° R.

Kennt man für eine Gegend die Höhendifferenz, welche einer Temperaturerniedrigung von 1° R. 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 Temperaturdifferenz von 1° R. entspricht, in die Höhe des Beobachtungsortes, so findet man, um wie viel Grade die mittlere Temperatur im Niveau des Meeres höher sein würde. In den Alpen entspricht durchschnittlich eine Erhebung von 750 Fuß einer Temperaturerniedrigung von 1° Réaumur; nun aber ist das Hospiz auf dem St. Bernhard 7670 Fuß über dem Meerespiegel, seine mittlere Temperatur ist also $\frac{7670}{750} = 10,2^{\circ}$ R. niedriger als am Meerespiegel; da aber die mittlere Temperatur auf dem St. Bernhard $0,8^{\circ}$ R. ist, so ergibt sich für die mittlere Temperatur im Niveau des Meeres $9,4^{\circ}$ R.

Genf liegt 1218 Fuß über dem Meerespiegel, seine mittlere Temperatur $8,2^{\circ}$ R. ist demnach $\frac{1218}{750} = 1,6^{\circ}$ R. niedriger als sie sein würde, wenn Genf im Niveau des Meeres läge; seine Temperatur würde also für diesen Fall $8,2 + 1,6 = 9,8^{\circ}$ R. betragen.

Die mittlere Temperatur der südöstlichen Schweiz, auf den Meerespiegel reducirt, wäre demnach $9,4^{\circ}$ bis $9,8^{\circ}$ R.

Die Isothermen auf der Karte Tab. XVI, sowie die Isothermen und Isochimenen auf der Karte Seite 324 sind so gezogen, wie diese Linien laufen würden, wenn alle Orte in der Höhe des Meerespiegels lägen; die Temperatur der verschiedenen Orte ist also auf das Niveau des Meeres reducirt.

145 **Temperaturschwankungen in höheren Luftregionen.** Für Gebirge, welche nicht bedeutend ausgedehnte Hochebenen bilden, sondern vorzugsweise durch hohe Rämme 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. Kämg auf dem Rigi als Mittel aus einer Beobachtungsreihe von mehreren Wochen die Differenz des täglichen Maximums und Minimums $= 3,04^{\circ}$ R., während diese Differenz zu Zürich gleichzeitig $7,6^{\circ}$ R. betrug.

Auf dem St. Bernhard beträgt (Tabelle S. 326) die Differenz zwischen

den mittleren Temperaturen des wärmsten und des kältesten Monats nur $12,38^{\circ}\text{R.}$, während für Genf dieser Unterschied auf $18,09^{\circ}\text{R.}$ steigt.

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 $6,52^{\circ}\text{R.}$, während der Unterschied der mittleren Julitemperatur $12,23^{\circ}\text{R.}$ ist.

Daraus folgt dann auch, daß die Höhe, um welche man sich erheben muß, damit die Temperatur um 1°R. sinkt, nicht für alle Zeiten des Jahres dieselbe ist; sie ist größer im Winter, kleiner im Sommer.

Die Einwirkung des erwärmten Bodens kann sich nur nach und nach auf die höheren Luftschichten erstrecken. Es ist also immer eine mehr oder weniger bedeutende Zeit nöthig, bis sich die in der Tiefe stattfindenden Temperaturschwankungen in größere Höhen fortpflanzen; dadurch aber wird nothwendiger Weise die Zeit des täglichen und des jährlichen Maximums verschoben, und zwar muß es auf den Höhen später eintreten als im Thal. Den Beobachtungen von Rämz zufolge findet in der That in den Sommermonaten auf dem Rigi (5000 Fuß hoch) das Maximum der Temperatur erst um 5 Uhr Nachmittags Statt.

Ebenso ist die Zeit des jährlichen Temperaturmaximums auf hohen Bergen verrückt. 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.

Temperaturverhältnisse der Hochebenen. Ein isolirter hoch in 146 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 Lustregionen 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 zwischen dem 18. und 19. Grade nördlicher Breite hört schon in einer Höhe von 13600 Fuß alle phanerogamische Vegetation auf, die Schneegränze findet sich in einer Höhe von 14500 Fuß, während in Peru bei gleicher südlicher Breite in größerer Höhe eine zahlreiche ackerbauende Bevölkerung wohnt; Potosi liegt 13540 Fuß über dem Meerespiegel, die Schneegränze

liegt hier in einer Höhe von 18350 Fuß. Dies erklärt sich nur durch die bedeutende Ausdehnung und Höhe der Hochebenen Perus. Das Plateau, in dessen Mitte der Titicaca-See liegt, erhebt sich zwischen zwei Gebirgsketten bis zu einer Höhe von mehr als 12350 Fuß; 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 6000 bis 8000 Fuß.

Ein anderes Beispiel bietet die Hochebene von Tibet und der chinesischen Tartarei. In einer Höhe von 11700 Fuß 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 9500 Fuß alle Cultur aufhört; ja selbst unter dem Aequator auf den Plateaus von Quito und Caxamarca ist die Gränze der Cultur des Weizens 2300 Fuß tiefer als in den Hochebenen von Tibet.

Der Einfluß der Hochebenen auf die Temperatur der oberen Luftregionen ist in ihrer Mitte am bedeutendsten. Zu Santa Fe de Bogota, in der Mitte eines Plateaus, ist die mittlere Jahrestemperatur 14,5° R., während sie in gleicher Höhe zu Facatativa am Rande des Plateaus nur 13,1° R. ist.

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 Caxamarca in Peru, wo in einer Höhe von 4300 Fuß die mittlere Temperatur 16° R. ist, erfriert doch der Weizen häufig des Nachts. Humboldt sah hier bei Tage im Schatten das Thermometer auf 25° R. steigen, während es vor Sonnenaufgang nur 8° R. 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 5,7° R., und dies ist so ziemlich genau auch die mittlere Jahrestemperatur), weil dagegen der Winter um so kälter ist. Auf der Nordseite des Himalaya liegen die Culturgränzen und die Schneegränze 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 Abdachung heißer ist.

147 Die Schneegränze. 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 wegsmilzt, daß diese Gipfel Jahr aus Jahr ein mit Schnee bedeckt bleiben. Im Vorübergehen ist der Gränze des ewigen Schnees in den Andes

von Südamerika bereits Erwähnung geschehen, wir wollen jedoch diesen Gegenstand noch einer ausführlicheren Betrachtung unterwerfen.

Unter der Gränze des ewigen Schnees versteht man diejenige Höhe, über welche hinaus, selbst in der heißesten Jahreszeit, der Schnee auf den freien Abhängen und steilen Wänden der Gebirge liegen bleibt. Solche mit ewigem Schnee bedeckte Localitäten werden Schneefelder genannt.

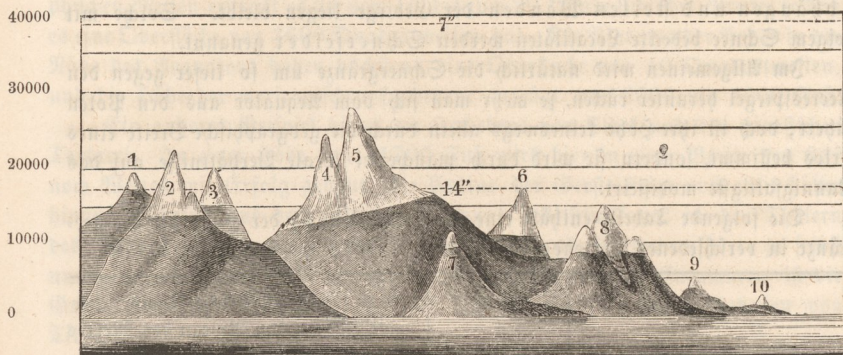
Im Allgemeinen wird natürlich die Schneegränze um so tiefer gegen den Meeresspiegel herunter rücken, je mehr man sich vom Aequator aus den Polen nähert; doch ist ihre Höhe keineswegs allein durch die geographische Breite eines Ortes bestimmt, sondern sie wird durch mancherlei locale Verhältnisse auf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

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

Gebirge.	Breite.	Untere Gränze des ewigen Schnees.	Mittlere Temperatur im Niveau des Meeres in gleicher Breite	
			des ganzen Jahres.	des Sommers.
Norwegen, Küste	71 $\frac{1}{4}$ ⁰ N.	2220 par. F.	0,2 ⁰ N.	5,1 ⁰ N.
Norwegen, im Inneren	70 — 70 $\frac{1}{4}$ ⁰	3300 »	— 2,4	8,9
Island	65 ⁰	2890 »	3,3	9,6
Norwegen, im Inneren	60 — 62 ⁰	4800 »	3,3	13,0
Albanskette (Sibirien)	60 ⁰ 55'	4190 »
Nördl. Ural	59 ⁰ 40'	4490 »	0,9	13,4
Kamtschatka	56 ⁰ 40'	4930 »	1,6	10,1
Altai	49 $\frac{1}{4}$ — 51 ⁰	6590 »	5,8	13,4
Alpen	45 $\frac{3}{4}$ — 46 ⁰	8350 »	8,9	14,7
Kaukasus (Elbruz)	43 ⁰ 21'	10380 »	11,0	17,3
Pyrenäen	42 $\frac{1}{2}$ — 43 ⁰	8400 »	12,5	19,0
Aetna	37 $\frac{1}{2}$ ⁰	8900 »	15,0	20,1
Nördl. Abhang } des Himalaya	{ 30 $\frac{3}{4}$ — 31 ⁰	15600 »
Südl. Abhang }		12200 »	16,2	20,6
Mexico	19 — 19 $\frac{1}{4}$ ⁰	13900 »	20	22,2
Abyssinien	13 ⁰ 10'	13200 »
Sierra Nevada de Merida . . .	8 ⁰ 5'	14000 »	22	22,6
Vulcan von Tolima	4 ⁰ 46'	14380 »
Quito	0 ⁰ 0'	15320 »	22,5	22,8
Westl. } Cordilleras von Chili	14 $\frac{1}{2}$ — 18 ⁰ S.	15000 »
Ostl. }		16500 »
Chili, Andes der Küste	41 — 44 ⁰	5630 »
Magellansstraße	53 — 54 ⁰	3480 »	4,3	8

Wie ungleich die Höhe der Schneegränze auf den Gebirgen verschiedener Gegenden ist, wird durch Fig. 203 anschaulich gemacht, in welcher die vorzüglichsten Höhen von Südamerika, Asien und Europa gewissermaßen in eine Gruppe

Fig. 203.



zusammengestellt sind. Die Lage der Schneegränze ist durch die hier beginnend hellere Schraffirung zu erkennen. Die den durchlaufenden horizontalen Linien entsprechenden Höhen (in pariser Fuß ausgedrückt) sind am linken Rande der Figur beigelegt.

Die erste Gruppe links stellt die südamerikanischen Gebirge dar und zwar ist Nr. 1 der Illimani, Nr. 2 der Aconcagua (ungefähr 33° südl. Br.), Nr. 3. der Chimborazzo.

Dem Himalayagebirge gehören die Gipfel Nr. 4 und 5 an, von denen der erstere den Schamalari, der letztere den Dhawalagiri darstellt. Die linke Seite dieser Gruppe entspricht dem südlichen, die rechte Seite dem nördlichen Abhange des Gebirges, und man sieht hier deutlich, wie die Schneegränze auf dem nördlichen Abhange höher liegt als auf dem südlichen.

Nr. 6 stellt den Elbruz, den höchsten Gipfel des Kaukasus, dar.

Die übrigen Gipfel in unserer Figur entsprechen europäischen Gebirgen, und zwar Nr. 7 den Pyrenäen, Nr. 8 den Alpen, Nr. 9 dem Sulitelma in Norwegen (67° nördl. Breite), Nr. 10 den Bergen der Insel Magerö, deren nördlichste Spitze das Nordcap bildet.

Man glaubte früher, daß sich die Gränze des ewigen Schnees stets in solchen Regionen finden müßte, wo die mittlere Jahrestemperatur 0° C. ist. Wenn dies so wäre, so müßten alle Länder, deren mittlere Jahrestemperatur unter Null ist, beständig mit Schnee bedeckt sein, während wir doch z. B. wissen, daß selbst zu Jakutzk, bei einer mittleren Jahrestemperatur von — 8,25° C. noch Cerealien gebaut werden.

Die Gränze, 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, sondern vielmehr von der Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten ab.

In Jakutz ist die mittlere Temperatur des heißesten Monats $14,2^{\circ}\text{C}$. Bei einer solchen Wärme muß der Schnee wegschmelzen, der Winter mag noch so kalt gewesen sein. Wenn zu Jakutz bei unveränderter mittlerer Jahrestemperatur von $-8,25^{\circ}\text{C}$. die Wärme so vertheilt wäre, daß sie nur zwischen 0°C . und -16°C . schwankte, so würde der Schnee ewig liegen bleiben.

Die mittlere Temperatur der Schneegränze 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 Gränze 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 Schneegränze 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 Schneegränze über Null ist.

In den Tropen ist die mittlere Lufttemperatur der Schneegränze $+1,2^{\circ}\text{C}$., während sie in Norwegen vom 60. bis 70. Breitengrade -5°C . ist; in Sibirien ist sie natürlich noch niedriger.

Da die Schneegränze vorzugsweise von der Temperatur des heißesten Monats abhängt, so muß die Höhe der Schneegränze 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, wenn die eine Gegend ein Küstenklima, die andere aber ein Continentalklima hat. Bei gleicher mittlerer Jahreswärme in der Ebene liegt die Schneegränze 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 Schneegränze bedeutend (2000 Fuß) 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 Schneegränze 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 Schneegränze am Kaukasus um 2000 Fuß höher als in den Pyrenäen, weil dort weit weniger Schnee fällt als hier.

Sehr auffallend erscheint es auch, daß die Schneegränze auf der nördlichen Abdachung des Himalaya um mehr als 3000 Fuß 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 der Sonnenstrahlen bedeutend erwärmen, tragen sie viel zur Erhöhung der Schneegränze bei.

Ein ähnlicher Unterschied zeigt sich zwischen den östlichen und westlichen Cordilleras von Chili. Nach den Messungen von Pentland ist die Schneegränze 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 Gränze des Schnees steigt und sinkt mit den verschiedenen Jahreszeiten; diese Schwankung ist in der heißen Zone Amerikas sehr unbedeutend, sie beträgt, nach Humboldt, nur 250 bis 350 Fuß; man darf jedoch die Gränze des Schnees nicht mit den Gränzen verwechseln, bis zu welchen noch von Zeit zu Zeit Schnee fällt und auch einige Zeit liegen bleibt. In den mexicanischen Gebirgen liegen die Gränzen, zwischen welchen die Schneegränze auf- und niedersteigt, schon bedeutend weiter, nämlich um 2000 Fuß, auseinander; 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 1° bis 2° C. mehr beträgt als die mittlere Temperatur der drei kältesten Monate.

148 Die Gletscher. In den von Bergflüssen und Gipfeln eingeschlossenen und geschützten Hochthälern werden im Laufe des Winters ungleich größere Massen von Schnee angehäuft als auf den Schneefeldern, indem theils der Wind den Schnee in solchen Thälern zusammenweht, theils Lawinen in dieselben hinabstürzen.

Diese Schneemassen erleiden nun durch abwechselndes theilweises Aufthauen und Wiedergefrieren allmählig eine gänzliche Umänderung ihres Aggregatzustandes. Das durch Schmelzen 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, welche mit dem Namen Firn bezeichnet wird.

Durch eine mehrmalige, in Folge der Abwechslung von Sommer und Winter in großem Maßstabe stattfindende Wiederholung des eben angedeuteten Processes wird die Schnee- und Firnmasse allmählig mehr und mehr in Eis ver-

wandelt, welches, sich 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 und durchsichtige Masse, wie das Eis der Seen und Flüsse; es läßt sich vielmehr leicht in Körner zerschlagen, welche einzeln in hohem Grade durchsichtig, aber durch Luftbläschen von einander getrennt sind. Weil die ganze Masse der Gletscher aus solchen Körnern besteht, so kann man auch mit Leichtigkeit auf denselben gehen. An dem unteren Ende der Gletscher haben diese Körner die Größe einer Wallnuß, während sie höher hinauf kaum die Größe einer Erbse erreichen, und der eigentliche Firn eine ganz sandartige Masse bildet.

Fig. 204.



Das Gletschereis bleibt nicht etwa an der Stelle liegen, an welcher es gebildet wurde, sondern die ganze Masse ist in einer beständigen, langsamen, thalabwärts gerichteten Bewegung begriffen, indem das Eis theils in Folge seiner eigenen Schwere auf der geneigten Basis langsam hinabgleitet, theils durch das Gewicht der höher liegenden Firn- und Schneemassen hinabgeschoben wird. Das Gletschereis verhält sich aber hierbei nicht wie ein zusammenhängender fester Körper, sondern mehr wie eine 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. 204 zeigt, welche einen Theil des Zermattgletschers darstellt.

Wie enorm die Mächtigkeit der Eismassen ist, welche die Gletscher in das Thal herabführen, davon giebt die Anschauung des unteren Gletscherendes die beste Vorstellung, weil man hier die Höhe der Eismassen übersehen kann. Fig. 205, welche das untere Ende des Zermatt- oder Gornergletschers, eines des mächtigsten in der Schweiz, darstellt, mag als erläuterndes Beispiel dienen.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Gletscher in das Thal hinabschieben, hängt natürlich von localen Verhältnissen, z. B. von der Neigung der Thalsole, von der Mächtigkeit der Gletscher- und Firnmasse u. s. w. ab. Auch 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

Fig. 205.



Klüfte und Spalten ausfüllt, die Beweglichkeit der Gletschermasse erhöht wird; sie ist dagegen am geringsten im Winter, wenn durch das Gefrieren alles Wassers der ganze Gletscher in compacte Eismassen verwandelt und durch Anfröien an den Boden mit diesem fester vereinigt wird.

Durch Messungen, welche am Aaregletscher angestellt wurden, hat man gefunden, daß das Fortrücken desselben in der Mitte seiner Länge ungefähr 250 Fuß jährlich, also im Durchschnitt 9 Zoll den Tag beträgt. Am unteren Ende desselben beträgt das Vorrücken nur ungefähr 155 Fuß jährlich.

So lange die Thalsohle, auf welcher 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 Parthien, Fig. 204, und das mere de glace im Chamounnithal in der Gegend des Montanvert, Fig. 206 erläutern.

Fig. 206.



Auf dem Kärtchen, Fig. 208 (a. S. 361), welches das untere Ende des mere de glace darstellt, ist der Montanvert mit *A* bezeichnet. Der Standpunkt, von welchem aus die Ansicht, Fig. 206, aufgenommen ist, liegt dem Montanvert gegenüber auf dem rechten Ufer des Gletschers.

Wenn nun aber große Unebenheiten in der Thalsohle vorkommen, namentlich wenn die bis dahin sanfte Neigung des Gletscherbodens an einer bestimmten Stelle steiler abzufallen beginnt, wie dies z. B. beim mere de glace an der in Fig. 208 mit *CC* bezeichneten Stelle 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. 207 sieht, welche das mere de glace darstellt, wie es von der in Fig. 208 mit *B* bezeichneten,

Fig. 207.



unter dem Namen des Chapau bekannten Stelle aus erscheint.

Im Hintergrunde der Fig. 207 erblickt man den Bossongletscher.

Die untere Gränze 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 Gränze des ewigen Schnees herabziehen, wie dies auch in Fig. 203

bei No. 8 angedeutet ist. So reicht z. B. der untere Grindelwaldgletscher, welcher überhaupt unter allen Alpengletschern am tiefsten herabsteigt, bis

Fig. 208.



500 1000 1800

Meter = $\frac{1}{4}$ deutsche Meile.

aus, welcher auf der Nordseite durch den Lyskamm, im Osten durch den Kamm der Vincentpyramide und im Westen durch einen diesem parallel laufenden, fast eben so hohen Gebirgskamm eingeschlossen ist. Die ungeheure Schnee- und Firnmasse, welche sich in diesem hoch über der Schneegränze 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 6200 Fuß, die mittlere Höhe der Firnlinie, d. h. der Gegend, in welcher die Firnmasse in Gletschereis übergeht, beträgt ungefähr 9230 Fuß. Die mittlere Neigung der Firnmasse ist $13^{\circ} 20'$, die mittlere Neigung des Gletschers ist 18° .

Das untere Ende und die Seiten der Gletscher sind von Steinwällen umgeben, welche aus Schutt und den Trümmern der umgebenden Felsen zusammengesetzt sind und welche von der Eismasse des Gletschers fortgeschoben werden. Solche Wälle werden Moränen genannt, und zwar unterscheidet man Endmoränen oder Steinwälle, welche den Gletscher vorn, und Seiten-

zu einer Höhe von 3065 Fuß über den Meeresspiegel herunter, während die Schneegränze in jenen Gegenden ungefähr 8000 Fuß 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.

Das nach Schlagintweit's Karte des Monte Rosa copirte Kärtchen des Lysgletschers, Fig. 210, ist sehr geeignet, einige der die Gletscherbildung bedingenden Umstände anschaulich zu machen. Das in der Tiefe ganz enge Lysthal breitet sich in der Höhe zu einem weiten Thalkessel

moränen, welche ihn zu beiden Seiten einfassen. — Stoßen zwei aus höheren Seitenthälern herabkommende Gletscher in demselben Thalbett zusammen, so daß sie sich zu einem einzigen Gletscher vereinigen, so vereinigen sich auch die einander zugewandten Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne oder Gufferlinie, welche als ein langer Steinwall auf der Mitte des Gletschers fortgeschoben wird.

Die Bildung solcher Mittelmoränen wird sehr gut durch die Ansicht des Unteraaregletschers, Fig. 209, erläutert. Die links von dem Fuße

Fig. 209.



des Finsteraarhorns, rechts vom Fuße des Schreckhorns aus dem Firnfeld der Lauteraar hervorbrechenden Gletscherströme vereinigen sich in der Mitte zu einer gewaltigen Gufferlinie, welche bis ans Ende des Aaregletschers anhält und in unserer Figur als ein die beiden Gletscherströme scheidender Steinwall erscheint.

Dieser Umstand, daß die Gletscher den Transport größerer und kleinerer Gesteinsmassen vermitteln und sie weit von ihrem Ursprunge absetzen, giebt ihnen in geologischer Beziehung eine große Bedeutung; doch ist hier nicht der Ort, diesen Gegenstand weiter zu erörtern.

Die ungeheure Eismasse der Gletscher muß bei ihrer Bewegung nothwendig bedeutende Reibungseffecte auf die Felsen des Thalgrundes und der Seitenwände veranlassen; 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 eingeklebt sind, werden durch das gewaltsame Fortschieben dieser Gesteinsfragmente in den seitlichen Felswänden Rigen und Strei-

Fig. 210.

KARTE DES LYSGLETSCHERS.



fen hervorgebracht, welche die Wirkung der Gletscher wesentlich von der abrundenden und glättenden Wirkung des fließenden Wassers unterscheiden.

Nach dem, was oben über die Bildung der Gletscher gesagt wurde, ist klar, daß der Wechsel der Jahreszeiten zu ihrer Bildung wesentlich ist; die Gletscher fehlen deshalb auch in den schneebedeckten Gebirgen der Tropen, weil dort das ganze Jahr hindurch fast dieselbe Temperatur herrscht, also das abwechselnde Thauen und Wiedergefrieren in solcher Weise, wie es zur Bildung von Gletschern nothwendig ist, nicht stattfinden kann. Im Himalayagebirge, wo die Temperaturschwankungen im Laufe des Jahres bereits sehr bedeutend sind, kommen auch mächtige Gletscher vor.

Am bedeutendsten sind die Gletscher in den arktischen Gegenden ausgebildet. Der zehnte Theil der Insel Island ist mit Gletschern bedeckt, und in Grönland sowohl wie in Spitzbergen 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.

149

Absorption der Wärmestrahlen durch die Atmosphäre. 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.

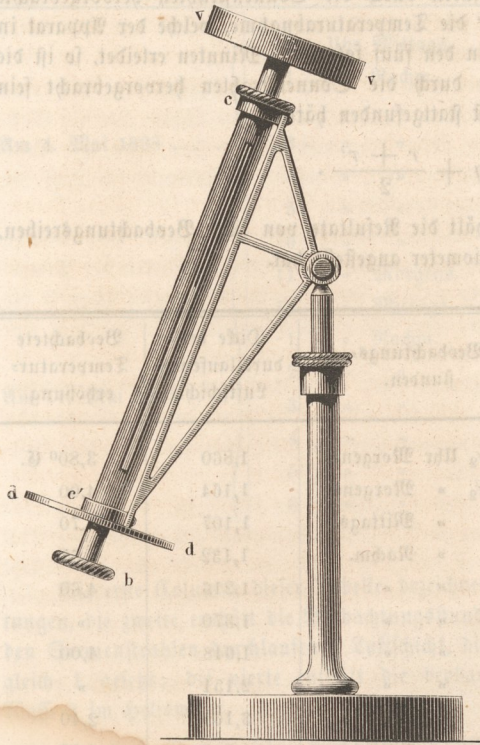
Dieser Unterschied in der Intensität der Licht- und Wärmestrahlen, welche von der Sonne zu uns kommen, rührt offenbar daher, daß der Weg, welchen die Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre hindurch zurückzulegen haben, bedeutend größer ist, wenn die Sonne dem Horizonte nahe steht; je größer aber der Weg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

Um annähernd die Wärmeabsorption in der Atmosphäre zu bestimmen, hat Herschel ein Instrument construirt, welches er Heliometer genannt hat. Pouillet gab diesem Instrumente folgende vervollkommnete Einrichtung.

Das cylindrische Gefäß *v*, Fig. 211, ist aus dünnem Silberblech gemacht; sein Durchmesser beträgt ungefähr 1 Decimeter, seine Höhe 14 bis 15 Millimeter, so daß es ungefähr 100 Gramm 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 Aze gedreht werden kann; diese Umdrehung hat zum 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

Fig. 211.



Instrument so gegen die Sonne, daß der Schatten des Gefäßes *v* gerade auf die Scheibe *d* fällt, 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 hervorbrachte Temperaturerhöhung des Gefäßes *v* jedenfalls bedeutender sein als die, welche

man beobachtet; um aber auf die Wärmeschließen zu können, welche dem Instrumente wirklich durch die Sonnenstrahlen zugeführt wird, ist deshalb 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 beruhten 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 hervorbrachte Temperaturerhöhung, indem man das Wasser des Gefäßes *v* in beständiger Bewegung erhält; am Ende der ersten

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 Heliometer angestellt hat.

Jahr und Tag der Beobachtungen.	Beobachtungsstunden.	Dicke der durchlaufenen Luftschicht.	Beobachtete Temperaturerhöhung.
Am 28. Juni 1837 . .	7 $\frac{1}{2}$ Uhr Morgens.	1,860	3,80° C.
	10 $\frac{1}{2}$ » Morgens.	1,164	4,00
	12 » Mittag.	1,107	4,70
	1 » Nachm.	1,132	4,65
	2 » »	1,216	4,60
	3 » »	1,370	»
	4 » »	1,648	4,00
Am 27. Juli 1837 . .	5 » »	2,151	»
	6 » »	3,165	2,40
	12 » Mittag.	1,147	4,90
	1 » Nachm.	1,174	4,85
	2 » »	1,266	4,75
	3 » »	1,444	4,50
	4 » »	1,764	4,10
Am 22. September 1837	5 » »	2,174	3,50
	6 » »	3,702	3,35
	12 » Mittag.	1,507	4,60
	1 » Nachm.	1,559	4,50
	2 » »	1,723	4,30
	3 » »	2,102	4,00
	4 » »	2,898	3,10
	5 » »	4,992	»

Jahr und Tag der Beobachtungen.	Beobachtungs- stunden.	Dicke der durchlaufenen Luftschicht.	Beobachtete Temperatur- erhöhung.
Am 4. Mai 1838 . . .	12 Uhr Mittags.	1,191	4,80
	1 » Nachm.	1,223	4,70
	2 » »	1,325	4,60
	3 » »	1,529	4,30
	4 » »	1,912	3,90
	5 » »	2,603	3,20
Am 11. Mai 1838 . . .	6 » »	4,311	1,95
	11 » Morgens.	1,193	5,05
	12 » Mittags.	1,164	5,10
	1 » Nachm.	1,193	5,05
	2 » »	1,288	4,85
	3 » »	1,473	4,70
	4 » »	1,812	4,20
	5 » »	2,465	3,65
6 » »	3,943	2,70	

Die erste Columne dieser Tabelle bezeichnet Jahr und Tag der Beobachtungen, die zweite enthält die Beobachtungsstunden, die dritte die Dicke der von den Sonnenstrahlen durchlaufenen Luftschicht, die verticale Höhe der Atmosphäre gleich 1 gesetzt; die vierte enthält die beobachtete Temperaturerhöhung des Wassers im Heliometer.

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

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

Aus solchen Beobachtungen die absolute Größe der atmosphärischen Absorption berechnen zu wollen, wie es Pouillet gethan hat, ist nicht wohl zulässig.

150 Die nächtliche Strahlung. Gleich wie 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 dorthier ein Ersatz für seinen Wärmeverlust zukäme, wie dies unter andern die von Wells angestellten Versuche beweisen.

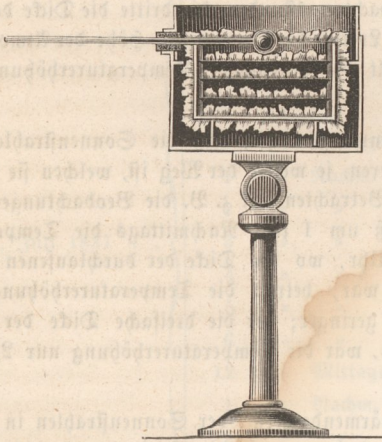
Wenn man in einer ruhigen heiteren Nacht kleine Massen von Heu oder Gras, Wolle, Baumwolle oder andere lockere, die Wärme schlecht leitende Substanzen auf den Boden legt, so findet man nach einiger Zeit, daß ihre Temperatur 6, 7 ja 8 Grad Celsius niedriger ist als die Temperatur der Luft, in einer Höhe von 6 bis 8 Fuß 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 3 bis 4 Stunden nach Mittag merklich; aber erst die nächtliche Strahlung bringt eine bedeutende Erkaltung der Erdoberfläche hervor.

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.

Um die Gesetze der nächtlichen Strahlung zu ermitteln, hat Pouillet ein Instrument construiert, welches er Actinometer nennt und welches Fig. 212

Fig. 212.



dargestellt ist. Es besteht aus einem Thermometer, welches in einem Metallcylinder horizontal in solcher Weise angebracht ist, daß durch Schwanzfedern jede Wärmeleitung 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.

Tag.	Stunden.	Temperatur der Luft.	Temperatur des Actinometers.	Unterschiede.	Tag.	Stunden.	Temperatur der Luft.	Temperatur des Actinometers.	Unterschiede.
Vom 20. bis 21. April.					Vom 5. bis 6. Mai.				
21. April	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
	4 $\frac{1}{2}$ " 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 $\frac{1}{2}$ " "	0,1	— 6,5	6,6		10 " "	17,5	10	7,5
				6. Mai		4 " Mrgs.	12,1	5	7,1
						4 $\frac{1}{2}$ " "	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.

Diese Wirkungen der nächtlichen Strahlung beweisen, daß die Temperatur des Weltraums eine sehr niedrige sein müsse. Nach Fourier ist die Temperatur des Weltraums — 50° bis 60° C.; Arago hat aber darauf aufmerksam gemacht, daß sie jedenfalls weit geringer sein muß, da man ja auf dem Fort Reliance in Nordamerika eine Temperatur von — 56,7° C. beobachtet hat. Eine so bedeutende Temperaturerniedrigung wäre auf der Erdoberfläche nicht möglich, wenn die Temperatur des Weltraums nicht noch weit geringer wäre.

Bouillet hat die Temperatur des Weltraums 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 160000 Quadratmeter) haltendes Terrain ist in Quadrate von 1 bis 1 $\frac{1}{2}$ Meter Seite getheilt, welche durch kleine Erdwälle von ungefähr 1 Decimeter Höhe eingefast 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 4 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 heitern Nacht war das Gras einer Wiese bereits $6,7^{\circ}\text{C}$. kälter als die Luft geworden, als sich Wolken bildeten; sogleich stieg die Temperatur des Grases wieder und zwar stieg sie um $5,6^{\circ}\text{C}$., ohne daß die Lufttemperatur sich geändert hätte.

Wenn in heiteren Nächten die Lufttemperatur um 2 bis 4°C . über dem Gefrierpunkt ist, wie dies im April und Mai bei uns leicht vorkommt, so ist es leicht möglich, daß die jungen zarten Blätter und Keime durch die nächtliche Strahlung unter den Gefrierpunkt erkaltet wurden, daß sie, was bei bedecktem Himmel nicht zu fürchten ist, erfrieren, ohne daß das Thermometer auf Null fällt.

Deshalb fürchten die Gärtner so sehr das Licht des Vollmondes, welcher Ende April oder in der ersten Hälfte des Mai stattfindet und welcher in Süddeutschland mit dem Namen des Stiernei, in Frankreich aber als lune rousse bezeichnet wird. Es ist aber nicht das Licht des Mondes, welches, wie man glaubte, den Pflanzen nachtheilig ist, sondern die Erkaltung durch nächtliche Strahlung, welche nur dann ungehindert stattfinden kann, wenn der Himmel wolkenfrei, also der Mond sichtbar ist.

Temperatur des Bodens. Wir haben bisher nur immer 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 gewissermaßen 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 9 Grad 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.

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 2 Fuß die täglichen Temperaturschwankungen, und in einer noch größeren Tiefe verschwinden sogar die jährlichen Variationen, so daß hier beständig eine Temperatur herrscht, welche nur wenig von der mittleren Temperatur des Ortes abweicht.

Seit 1671 hatte 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 Cassini, Mitglied der Akademie der Wissenschaften, übersah 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 Metern, erhebt sich ein massiver Steinblock von 1,3 Meter 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 Centimeter im Durchmesser, und die Röhre ist sehr fein, so daß ein Grad eine Länge von ungefähr 95 Millimetern einnimmt, daß also $\frac{1}{100}$ Grad noch fast eine Länge von 1 Millimeter hat; man kann demnach noch die Hälfte von $\frac{1}{100}$ Grad ablesen. Das Thermometer geht nur bis auf 16° C., es hat aber oben ein kleines Behälter, in welches 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 Boussingault schon in einer Tiefe von 5 bis 6 Decimetern 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.

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

Bergleicht man die Beobachtungen von Paris, Straßburg, Zürich und Brüssel, so ergibt sich, daß die jährlichen Schwankungen ungefähr in einer Tiefe von 24 Metern verschwinden.

Da die Wärme nur allmählig 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 Edinburgh in verschiedenen Bodenarten angestellte Versuche bestätigen.

Bodenart.	Jährliche 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 ^o C.	6,61 ^o	3,5 ^o	0,80 ^o	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 ergibt 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 Sand und Dolerit.

In solchen Gegenden, deren mittlere Jahrestemperatur unter dem Ge-

frierpunkte ist, muß in einer bestimmten Tiefe der Boden stets gefroren sein. So ist z. B. zu Jakutsk, dessen mittlere Jahrestemperatur — 9,7° 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 Ermann hier einen Brunnen an, fand aber in einer Tiefe von 50 Fuß noch eine Temperatur von — 7,5° C.; dieser Brunnen wurde später durch Schergin bis auf 358 Fuß vertieft. Folgendes sind die Temperaturen des Bodens in verschiedenen Tiefen:

15,2 ^m	— 7,5° C.
23,5	— 6,9
36,3	— 5,0
116,5	— 0,6

Innere Erdwärme. Wenn man in der Erdoberfläche über den Punkt 152 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 Witterungsveränderungen nicht mehr fühlbar sind, sondern daß es daselbst auch außerordentlich warm ist.

Saussure fand zu Berx 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	312 Fuß
15,6	» » » »	550 »
17,4	» » » »	660 »

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 einzufallen, mehr oder weniger störend auf die Regelmäßigkeit der Wärmezunahme einwirken müssen.

Wie in Schachten, so beobachtet man auch in Bohrlöchern eine mit der Tiefe stets wachsende Temperatur. Magnus fand z. B. in einem Bohrloch bei Rüdersdorf in der Mark Brandenburg, welches bis zu 730 Fuß unter den Meeresspiegel hinabreicht, folgende Temperaturen:

10,625° C.	in einer Tiefe von	60'
11,875	» » » »	200
14,212	» » » »	400
17,250	» » » »	680

In dem Bohrloche des artesischen Brunnens zu Grenelle bei Paris fand man in einer Tiefe von 1650 Fuß die Temperatur von $27,7^{\circ}\text{C}$., in dem zu Neusalzwerk in Westphalen in einer Tiefe von 2050 Fuß eine Temperatur von $32,75^{\circ}\text{C}$.

Im Durchschnitt entspricht ein Tiefergehen von 90 bis 100 Fuß einer Temperaturerhöhung von 1°C . Vorausgesetzt, daß bei weiterem Eindringen in die Erdrinde die Temperatur nach dem gleichen Gesetze zunähme, müßte man bereits in einer Tiefe von 10000 Fuß die Temperatur des siedenden Wassers finden, und in einer Tiefe von ungefähr fünf geographischen Meilen müßte eine Hitze herrschen, bei welcher Gußeisen und Basalt flüssig sind.

Alle in diesem Paragraphen besprochenen Thatsachen deuten somit darauf hin, daß sich das Innere der Erde in feurig-flüssigem Zustande befinde. Dieser glühende Erdkern wird von einer erstarrten Hülle von verhältnißmäßig geringer Dicke, der festen Erdrinde, eingeschlossen, deren Leitungsfähigkeit so gering ist, daß die eigene Wärme des Erdkörpers auf der Oberfläche desselben nicht mehr merklich und sein Inneres vor fernerer Erkaltung geschützt ist.

Nur bei vulcanischen Ausbrüchen und in heißen Quellen dringt die innere Erdwärme noch bis zur Oberfläche der Erde hervor.

Der Umstand, daß die Erde eine der gegenwärtigen Lage ihrer Umdrehungsaxe und der gegenwärtigen Umdrehungsgeschwindigkeit entsprechende Abplattung hat (siehe Seite 62), beweist, daß der ganze Erdkörper früher im flüssigen Zustande war, und aus geologischen Untersuchungen geht hervor, daß dies nur ein feurig-flüssiger Zustand gewesen sein könne. In jener Periode des feurig-flüssigen Zustandes waren also Axenlage und Umdrehungsgeschwindigkeit dieselben wie jetzt.

Allmählig erstarrte die Erdoberfläche, aber noch lange, während die feste Erdrinde nach und nach an Dicke zunahm, war die innere Erdwärme auf ihrer Oberfläche merklich, wie aus den Pflanzenpetrefacten früherer Schöpfungsperioden hervorgeht.

Die paläozoischen Gebilde, denen auch die Steinkohlenlager angehören, zeigen eine auffallende Gleichförmigkeit in ihrer Ausbreitung über die Erde. In Europa und Asien, in Amerika und Australien, am Cap der guten Hoffnung wie in Grönland, kurz vom 75. Grade nördlicher bis zum 50. Grade südlicher Breite enthalten sie, wenn auch nicht immer ganz die gleichen, doch stets analoge Arten, deren Aehnlichkeit auf ähnliche physikalische Verhältnisse schließen läßt, unter denen sie lebten.

Eine besonders hervorragende Rolle spielen in der Steinkohlenflora die Farn, welche, oft die Höhe mäßiger Bäume erreichend, fast die Hälfte aller Pflanzenarten jener Periode bilden. Gegenwärtig finden sich die baumartigen Farn nur noch in den Tropengegenden und zwar vorzugsweise auf Inseln. Auf den tropischen Inseln Westindiens bilden die Farn $\frac{1}{10}$, auf Neuseeland $\frac{1}{6}$, auf Tahiti $\frac{1}{4}$, auf St. Helena sogar $\frac{1}{2}$ der gesammten Vegetation. Danach aber ist man berechtigt, die Flora der Steinkohlenzeit als eine Inselflora mit tropischer Wärme zu bezeichnen. In der Steinkohlenperiode

war also eine tropische Wärme mit enormer Feuchtigkeit über die ganze Erde verbreitet.

Daß in jenen Zeiten überhaupt eine höhere Temperatur auf der Erdoberfläche herrschte, erklärt sich dadurch, daß die erkaltete feste Erdrinde bei weitem noch nicht die Dicke hatte wie gegenwärtig. In der Steinkohlenperiode konnte die Dicke der festen Erdrinde höchstens 1000 Meter betragen, und in einer Tiefe von 100 Metern herrschte bereits die Temperatur des siedenden Wassers, was gegen jetzt eine directe Temperaturerhöhung der Climata um ungefähr $1\frac{1}{2}$ Grad auf der Erdoberfläche zur Folge haben mußte. Die gleichförmigere Verbreitung der Wärme auf der Erdoberfläche wurde aber in der Steinkohlenperiode durch die Meere vermittelt, welche noch nicht wie heutzutage durch bedeutende Continente unterbrochen, durch mächtige Strömungen die Wärme der Aequatorialzone weit ungehinderter den höheren Breiten zuführen und ihren mildernden Einfluß weit mehr geltend machen konnten als jetzt.

Dazu kommt noch, daß bei dem massenhaften Zufließen warmen Wassers gegen die Pole hin bedeutende Nebel und Wolkenmassen sich bilden mußten, welche die Polargegenden wie eine schützende Hülle umgaben und die erkaltende Wirkung der nächtlichen Strahlung hinderten.

Zur paläozoischen Zeit war die Temperatur der Aequatorialzone wahrscheinlich nicht viel höher als jetzt, während in höheren Breiten auf den von warmem Wasser umspülten Inseln sich eine tropische Flora entwickeln konnte.

Gegenwärtig ist die schlechtleitende feste Erdrinde so dick, daß keine merkliche Erkaltung des Erdkernes mehr stattfinden kann, und daß Gleichgewicht stattfindet zwischen der Wärmemenge, welche die Erdoberfläche von der Sonne empfängt, und derjenigen, welche sie wieder gegen den Himmelsraum ausstrahlt.

Vulcane. In verschiedenen Gegenden der Erde findet man Berge von 153
mehr oder weniger kegelförmiger Gestalt, auf deren Gipfel sich eine trichterförmige Vertiefung, der Krater, befindet. Dieser Krater hat meist eine kreisrunde Gestalt und der Regel, welcher ihn trägt, besteht größtentheils aus aufgeschütteten Materialien, weshalb er als Aschenkegel bezeichnet wird. Als besonders charakteristische Beispiele solcher Kraterberge, welche man als Vulcane bezeichnet, mag der Cotopaxi in Südamerika, Fig. 213 und der Vulcan der Insel Barren im Golf von Bengalen, Fig. 214 (a. f. S.) dienen.

Eine Erscheinung, welche derartigen Bergen ein besonderes Interesse verleiht, sind die vulcanischen 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, zermalnten und zerriebenen Massen, sogenannter vulcanischer Asche, stattfindet. Häufig sind diese Erscheinungen noch von dem Hervorbrechen geschmolzener Gesteinsmassen, der Lava begleitet, welche, meist aus seitlichen Spalten hervorquellend, an dem Abhange des Berges herabfließen.

In solchen Fällen, wo man, z. B. wie auf Stromboli, selbst während der Eruption, in den Krater hinabsehen kann, erblickt man denselben zum Theil mit geschmolzener rothglühender Lava erfüllt. Mächtige Dampf- und Gas-

Fig. 213.



blasen steigen durch die zähflüssige Masse in die Höhe, pläzen mit einem puffenden Geräusch und lassen dicke weiße Dampfwolken austreten, welche glühende Lavaseen mitreißen. Im Krater Kirauca auf Hawaï befinden sich glühende Lavaseen von 500 Meter Durchmesser, welche, beständig auf- und niederwogend, eine förmliche Brandung an den Kraterwänden erzeugen.

Fig. 214.



Die dem Krater entsteigenden Dämpfe breiten sich über demselben zu einer mächtigen Wolke aus, welcher unter Blitz und Donner ein wolkenbruchartiger Regen entströmt, der in der Umgebung oft mehr Schaden anrichtet als die von dem Berge ausgeworfenen Schlackenmassen.

Die beim Pläzen 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.

Eigentliche Flammen brechen aus dem Krater nicht hervor.

Es ist hier nicht der Ort zu einer ausführlicheren Besprechung vulcanischer Eruptionen, welche mehr in das Gebiet der Geologie gehört; wir verweisen in dieser Beziehung auf Vogt's Lehrbuch der Geologie, Braunschweig 1854, welchem wir auch in der obigen Darstellung gefolgt sind. Hier kommen die vulcanischen Erscheinungen nur als Beispiele der Reaction in Betracht, welche der innere flüssige Kern der Erde auf ihre äußere Rinde und Oberfläche ausübt.

Während der Eruption steht der Krater des Vulcans offenbar durch einen Canal mit dem Innern der Erde in Verbindung. In diesen Canal wird die flüssige Lavamasse durch den Druck gespannter Gase und Dämpfe gehoben, welche endlich in Form von Blasen durch die geschmolzene Masse hindurch ihren Ausweg in die Atmosphäre finden.

Die meisten Vulcane bieten abwechselnd Perioden der Ruhe und der Thätigkeit dar, und es scheint, daß die Intensität der Ausbrüche einigermaßen im umgekehrten Verhältniß zur Häufigkeit derselben steht. Die heftigsten Ausbrüche finden stets nach einer längeren Periode der Ruhe statt. Den Besuch betrachteten die Alten für einen ausgebrannten Vulcan, bis der pompejanische Ausbruch seine Thätigkeit mit einer Eruption wieder eröffnete, welche bis jetzt ihres Gleichen an Furchtbarkeit nicht wieder gehabt hat.

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

Erdbeben, Erderschütterungen, ähnlich denen, welche wir bereits als ein vulcanische 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 Cala-

brien 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 Carracas 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 in Chili statt u. s. w.

Wohl jedes Jahrhundert hat eine Anzahl heftiger Erdbeben aufzuweisen, während kein Jahr 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 6 Minuten auf einander folgten. Messina wurde im Jahre 1783 durch zwei und Carracas im Jahre 1812 durch drei Stöße zerstört, welche letztere innerhalb einer Minute stattfanden.

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 Calabria 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 1783 der Erdboden in Calabria 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 Hauptstößen 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 Decan 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, Neuchâtel, Basel und Luzern stark genug, um leichte Beschädigungen an Gebäuden her-

vorzubringen und wurde überhaupt noch bis Genua, Valence, Dijon, Metz, Wehlar, Koburg und Bregenz verspürt.

Durch starke Erdbeben werden nicht selten mehr oder weniger bedeutende Spalten im Boden erzeugt. So entstanden z. B. bei dem schon mehrfach erwähnten Erdbeben von Calabrien Erdspalten, welche über eine halbe Stunde lang, an 100 Fuß breit und ebenso 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 von Chili 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 Maulthierern verschwanden.

Die herrschende Ansicht über Ursprung und Wesen der Erdbeben geht dahin, sie als eine mit dem Vulcanismus in engster Beziehung stehendes Phänomen zu betrachten, sie also gleichfalls einer Reaction des feurig-flüssigen Erdkernes gegen die ihn einhüllende feste Rinde zuzuschreiben. Dies ist denn auch der Grund, warum die Erdbeben gerade hier besprochen werden.

Wenn auch bedeutende Erdbeben in nicht vulcanischen Gegenden vorkommen, so sind doch solche Länder, in welchen sich gewaltige Vulcane vorfinden, wie Unteritalien und Südamerika, vorzugsweise von Erdbeben heimgesucht, und die allgemeine Meinung des Volkes geht dahin, daß die vulcanischen Kamine gleichsam als Sicherheitsventile für die im Innern der Erde wirksamen explosiven Gewalten zu betrachten seien.

Bei dem furchtbaren Erdbeben von Riobamba war dieser Zusammenhang besonders auffallend. Nachdem der Vulcan von Pasto Monate lang mächtige Rauchwolken ausgestoßen hatte, verschwanden dieselben plötzlich am 2. Februar 1797. Im Augenblicke des Verschwindens ereignete sich das Erdbeben, dessen Mittelpunkt, Riobamba, in gerader Linie 60 Stunden von dem Vulcan entfernt ist.

Der Vesuv war vom Jahre 1751 an ganz besonders thätig gewesen, bis im Januar 1755 eine plötzliche Ruhe eintrat. Dieser Ruhe folgte eine ununterbrochene Reihe von Erdbeben. Im Februar wurden die griechischen Inseln sowie das Küstenland des Mittelmeeres, im Juni Persien, im August England und am 1. November endlich Lissabon und die pyrenäische Halbinsel erschüttert.

Es ist aus mannigfachen Gründen wahrscheinlich, daß in den trachytischen und doleritischen Massen der Cordilleren Südamerikas zahlreiche Höhlungen vorhanden sind; darauf gründet Boussingault die Ansicht, daß die Erdbeben jener Gegenden wenigstens zum Theil durch ruckweise Senkung oder durch das Herabstürzen schwach gestützter Felsmassen veranlaßt würden.

Bolger, welcher die Erscheinungen des Erdbebens von Bisp im Jahre

1855 besonders gründlich studirt hat, tritt der Lehre vom vulcanischen Ursprung der Erdbeben entschieden entgegen und sucht sie auf eine allmätige Auflösung der Gesteine zurückzuführen.

Die atmosphärische Feuchtigkeit, welche kohlenensäurehaltig 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 60000 Kubikfuß einnehmen würde; diese einzige Quelle muß also im Laufe eines Jahrhunderts einen Hohlraum zwischen den Gebirgsschichten erzeugen, welche bei einer Quadratmeile Flächeninhalt etwa $\frac{1}{4}$ Fuß Höhe haben müßte.

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

155 Quellentemperatur. Das als Regen, Schnee, Thau u. s. w. aus 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 lockereren 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 Felspalten und Klüften, auf welchen es endlich wieder einen Ausweg findet. Jedenfalls nimmt das Wasser allmätig die wenig veränderliche Temperatur der Erd- und Felschichten 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 einigermaßen wasserreich sind. Die Temperaturschwankungen solcher Quellen betragen im Laufe eines Jahres höchstens 1 bis 2 Grad; 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 Bahlensberg 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.	Temperatur.
Enontekis (Lappland)	1602 par. Fuß	1,7 ^o C.
Umea (Schweden)	100 » »	2,9
München	1540 » »	9
Krün (Sfarthal)	2520 » »	7,5
Rigi Kaltbad	4404 » »	6,3
Erste Sfarquelle	5726 » »	3,4
Hochthor (Paß zwischen Möll- und Mauristhal)	8128 » »	1,9
Im Stollen der Goldzeche (Bergwerk auf der gro- ßen Fleuß im Möllthale)	8858 » »	0,8

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

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.

Pfäfers	37,2 ^o C.	Baden-Baden	67,5 ^o C.
Wildbad	37,5	Wiesbaden	70,0
Barrèges.	40,0	Karlsbad	75,0
Aachen	44 bis 57,5	Burtscheid	77,5
Bath	46,25	Katharinenquellen im Kau- kasus	88,7
Leuck	50,2	Trincheros in Venezuela .	97
Alp in Savoyen	54,3		
Emß	56,25		

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

Die periodischen Springquellen Islands. Ganz besonders merkwürdige Erscheinungen bieten manche der zahlreichen heißen Quellen Islands

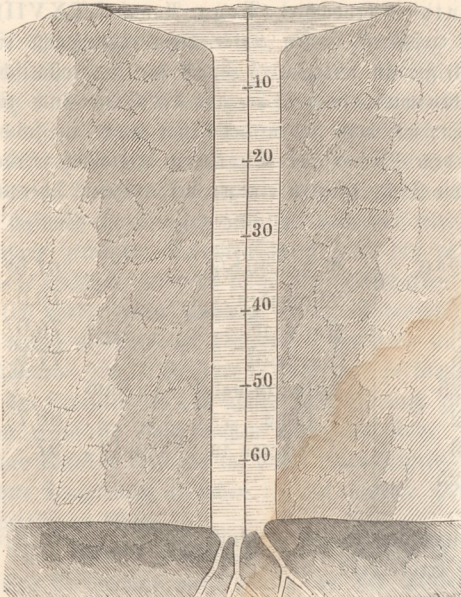
dar. Die ganze Insel ist vulcanischen Ursprungs. Unabsehbare Schneefelder decken die Kuppen der isländischen Gebirge, von denen sich gewaltige, meilenbreite Gletscher herabsenken. Ungeheure Wassermassen brechen aus den Spalten und Gewölben dieser Gletscher hervor oder stürzen sich in Cascaden von den Eiswänden herab. Trifft nun das abziehende Wasser auf vulcanische Klüfte und Spalten, so wird es durch dieselben jenen Tiefen zugeführt, wo unter dem Einfluß der vulcanischen 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 hier 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 Kieselstuf bedingen.

Die ausgezeichnetste unter den periodischen Springquellen Islands ist ohne Zweifel der große Geysir. Auf dem Gipfel eines aschgrauen aus Kieselstuf gebildeten Kegels befindet sich ein flaches Becken von 48 Fuß Durchmesser, in

Fig. 215.



dessen Mitte sich ein Rohr von 9 bis 10 Fuß Durchmesser bis in eine Tiefe von 70 Fuß vertical hinabsenkt.

Fig. 215 stellt einen verticalen Durchschnitt des Geysirrohrs dar. Auf dem Maßstab in der Mitte ist die Tiefe unter dem Spiegel des Beckens, in Fuß ausgedrückt, aufgetragen.

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 zerplazen 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, blendend weißen Staub gelöst, senkrecht bis zu einer Höhe von 80 bis 100 Fuß 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, erst 6 Fuß unter dem Rande, das Wasser ruhig und still erblickt.

Allmählig 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 4 bis 6 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. 216. (a. f. S.) stellt eine Eruption des großen Geysirs dar. Sie ist nach einem naturgetreuen Delgemälde copirt, welches Bunsen von seiner isländischen Expedition mitbrachte.

Einige hundert Schritte südwestlich vom großen Geysir liegt eine zweite periodische Springquelle, welche der Strokkur (das Butterfaß) genannt wird. Der Strokkur hat keinen Eruptionskegel von Kieselstuf; sein Rohr ist trichterförmig und hat oben einen Durchmesser von 7 Fuß, während es in einer Tiefe von 25 Fuß nur noch 9 Zoll weit ist. In einer Tiefe von 40 Fuß stößt das Senkblei auf Hindernisse.

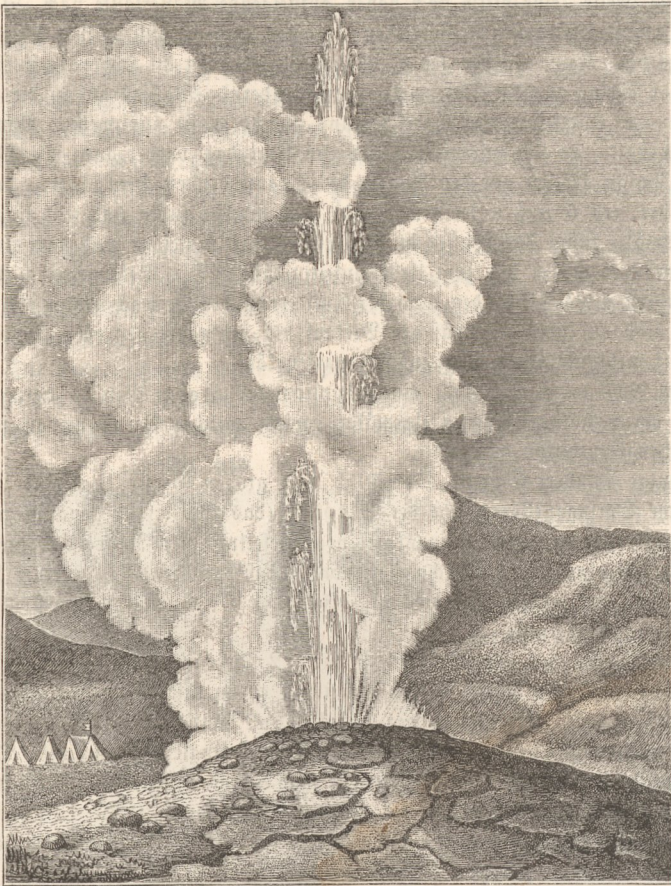
Das Wasser des Strokkur steht 9 bis 12 Fuß unter der Mündung des Trichters; es hat also keinen Abfluß und ist in einem beständigen heftigen Sieden begriffen. Die Eruptionen des Strokkur sind häufiger als die des großen Geysirs, während die jedesmal geförderte Wassermasse ungleich geringer ist. Durch die Ausbrüche des Strokkur werden stoßweise nach einander mehrere in den feinsten Staub aufgelöste Wasserstrahlen bis zu einer Höhe von 120 bis 150 Fuß in die Höhe geschleudert, bis nach einigen Minuten kleinere Strahlen das Schauspiel beschließen.

Ganz in der Nähe des großen Geysirs und des Strokkur liegen noch gegen vierzig heiße Quellen, welche zum Theil gleichfalls periodische Stoßquellen sind, theils tiefe mit ruhigem, dunkelgrünem, heißem Wasser angefüllte Bassins bilden. Die bedeutendste unter den kleineren Springquellen spritzt ihr Wasser 20 bis 30 Fuß 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 $3\frac{3}{4}$ Stunden stattfinden, sind nicht durch ein stoßweises, auf eine kurze Zeitdauer beschränktes Hervorbre-

chen des siedenden Wassers charakterisirt. Ihre Annäherung giebt sich durch eine allmählig zunehmende Dampfentwicklung 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

Fig. 216.



erhebt, bis er nach etwa zehn Minuten, wo die Erscheinung ihre größte Entwicklung erreicht hat, in vertical und seitlich aussprossenden Garben gegen 30 bis 40 Fuß 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.

157 **Erklärung des Geysirphänomens.** Schon Lottin und 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 Geysirrohrs 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	5½ Stunden	10 Minuten	Siedpunkt für den jedesmaligen Druck.
	vor einer großen Eruption.			
1 Fuß	123,6° C.	127,5° C.	126,5° C.	136,0° C.
30 »	113,0	120,4	121,8	124,2
44 »	85,8	106,4	110,0	117,4
60 »	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.

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.

Einen Fuß über dem Boden z. B. hat das Wasser außer dem Druck der Atmosphäre noch eine Wassersäule von 69 Fuß 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 Siedpunkte war.

In einer Tiefe von 40 Fuß, also 30 Fuß über dem Boden, wurde kurz vor einer großen Eruption die Temperatur des Wassers gleich 121,8°, also nur 2,4° niedriger gefunden als der Siedpunkt (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 Siedpunkt erreicht, so können doch von Zeit zu Zeit einzelne Wasserparthien noch heiß genug in höheren Schichten ankommen, um Dampfblasen zu bilden, die aber bei fernerm 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 die 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.

Allmählig 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 hinaus geschleudert wird, wird der Druck, welcher auf den tieferen Schichten lastet, so weit vermindert, daß auf einmal eine so massenhafte Dampfbildung 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 5 bis 6 Fuß verkürzt wird, so wird der Druck, welcher auf der 30 Fuß 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 $121,8^{\circ}$ hat, so ist klar, daß nun hier eine so mächtige Dampfbildung 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.

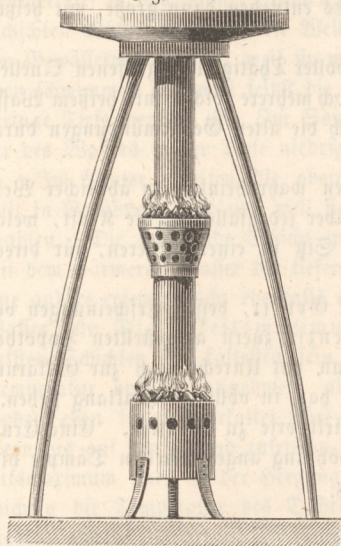
Nur theilweise fällt das abgekühlte Wasser in das Bassin herab, ohne es jedoch ausfüllen zu können. Die ganze Wassersäule ist jetzt so stark abgekühlt, daß erst nach 4 bis 5 Stunden die erwähnten Detonationen wieder eintreten können.

Der Sitz der Kraft, welcher die in kochenden Schaum verwandelte Wassermasse emporzuschleudert, 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 ich zu diesem Zwecke construirt habe, ist Fig. 217 abgebildet. Eine ungefähr 5 Fuß hohe Blechröhre von

Fig. 217.



5 Zoll Durchmesser ist unten geschlossen, und endet oben in ein flaches Becken von Blech, welches etwas über 2 Fuß 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 ent-

spricht. 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 2 bis 3 Fuß hoch über das Bassin in die Höhe schleudert.

Betrachten wir nun zum Schlusse noch die Bildung des Geyfirrohres. Der Quellenboden ist aus Tuff gebildet, welcher durch das heiße Wasser zerlegt wird. Besonders unter dem Einflusse des kohlen-sauren Natrons und Kalis wird die Kiesel-erde gelöst, so daß die ursprüngliche Gesteinsmasse in ein Thon-lager verwandelt wird, welches von den Kieselincrustationen der Quelle be-deckt ist.

Der Gehalt des Geyfirwassers an kohlen-saurem Kali und Natron bewirkt, daß es selbst vollständig erkaltet noch klar bleibt und eine Ausscheidung der Kiesel-erde erst bei vollständiger Verdampfung des Wassers eintritt. Daher kommt es denn, daß das Quellenbassin selbst von Kieselbildungen frei bleiben muß, während seine den Wasserpiegel 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 Kiesel-tuff umgiebt, zu einer tiefen Röhre aus, die, wenn sie eine gewisse Höhe erreicht hat, alle Bedingungen in sich vereinigt, um die Quelle in einen Geyfir, d. h. in eine Springquelle zu verwandeln.

Die Kiesel-tuffbildungen 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 Rohrs eine Dampfbildung zu bewirken. Es entstehen dann große, mit heißem Wasser gefüllte Luffreservoire.

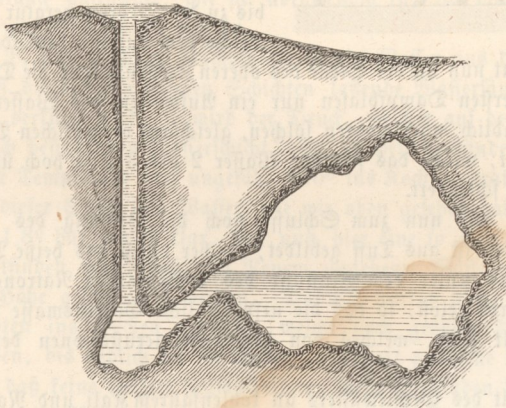
Etwas oberhalb des gegenwärtig in voller Thätigkeit begriffenen Quellenbezirktes des großen Geysirs erblickt man noch mehrere solcher mit heißem Wasser gefüllten Behälter, in deren Tiefe man noch die alten Geysirmündungen durchschimmern sieht.

Die Eruptionen des Strokkur 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, in völligem Einklang stehen.

Fig. 218 dient dazu die ältere Geysirtheorie zu erläutern. Eine Eruption erfolgt, wenn die in der seitlichen Höhlung angesammelten Dämpfe hin-

Fig. 218.



längliche Spannkraft erlangt haben, um sich einen Ausweg durch das Geysirrohr zu erzwingen.

- 158 **Temperatur der Seen und Flüsse.** In den Seen erleiden die 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 absorbiert. 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 abstrahlen. 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 fort dauert, so wird die obere Wasserschicht durch ferneres Erkalten leichter; sie wird also fort und fort erkalten können, ohne niederzusenken; nun nimmt die Temperatur also mit der Tiefe zu bis zu $4,1^{\circ}$ 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 $4,1^{\circ}$ erwärmt worden ist, muß nach und nach an die Oberfläche steigen, um da ihren Wärmeüberschuß abzugeben; und wenn die wärmere Wassermasse eine Tiefe von 500 bis 600 Fuß 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 $4,1^{\circ}$ zu erkalten, als wenn die Tiefe nur 20 bis 30 Fuß 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

500 Fuß merklich, so müßte ein 10,000 Fuß tiefer See eben so leicht zufrieren wie ein anderer, welcher nur 500 Fuß tief ist; denn bei dem ersteren hat ja alles Wasser, welches mehr als 500 Fuß 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 $4,1^{\circ}$ 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. Das Gefrieren beginnt in der Regel am Ufer; doch beobachtet man auch häufig, daß sich die Eisschollen mitten im Strome bilden und, anfangs ganz klein, bald eine bedeutende Größe erlangen. Eine sehr auffallende Erscheinung ist die Bildung von Grundeis in den Flüssen; diese Eisbildung findet nicht auf der Oberfläche, sondern auf dem Boden Statt; wenn das am Boden gebildete Eis aufsteigt, so hebt es Steine und sonstige Gegenstände vom Boden mit in die Höhe; im Rhein werden oft die Ankerketten der Schiffbrücken durch das Grundeis in die Höhe gebracht.

Die wahrscheinlichste 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.

159 **Temperatur der Meere.** Von tüchtigen Reisenden sind die Aequatorialmeere und die Polarmeere befahren worden; überall haben sie über die Temperatur und die damit zusammenhängenden Erscheinungen zahlreiche Reihen von Beobachtungen gemacht, welche für die Wissenschaft von höchstem Interesse sind.

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 sehr groß ist; in Paris beträgt er manchmal 12 bis 15° .

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 4 zu 4

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 1371mal das Meer und nur 479mal 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.

Gehen wir nun zur Betrachtung der Temperatur des Meeres in verschiedenen Tiefen über.

In den Tropen nimmt die Temperatur der Meere mit der Tiefe ab, in den Polarmeeren dagegen nimmt sie mit der Tiefe zu.

Während in der heißen Zone die Temperatur der Meeresoberfläche 27° C. ist, sinkt dort die Temperatur des Wassers in der Tiefe unter $+4^{\circ}$. Die Beobachtungen, welche am Bord der Venus unter den Befehlen von Du Petit-Thouars gemacht wurden, ergaben für die Temperatur der Tiefe in der heißen und gemäßigten Zone 3,2 bis $2,5^{\circ}$; unter $27^{\circ} 47'$ südl. Breite fand man z. B. im indischen Meere in einer Tiefe von 990 Faden die Temperatur $2,8^{\circ}$, während sie auf der Oberfläche $23,8^{\circ}$ war; bei Penedo und S. Pedro, $4^{\circ} 23'$ nördl. Breite und $28^{\circ} 26'$ westlich von Paris, an der Oberfläche 27° , in einer Tiefe von 1130 Faden aber $3,2^{\circ}$; Kogebue fand in einer Tiefe von 525 Faden unter einer Breite von $32^{\circ} 11'$ die Temperatur des Wassers $2,5^{\circ}$.

Humboldt hat gezeigt, daß die Erkaltung der Meeresoberfläche während der Nacht nicht die Veranlassung der geringen Temperatur der Meeresstiefen in den Tropen sein kann und daß sie nur die Folge eines Meeresstromes ist, welcher in der Tiefe die Gewässer der Pole dem Aequator zuführt; deshalb findet man auch in der Tiefe des mittelländischen Meeres, wo diese untere Meeresströmung nicht eindringen kann, keine so niedrigen Temperaturen.

Die Beobachtungen von Mulgrave, Scoresby, Ross und Parry geben das übereinstimmende Resultat, daß in den Polarmeeren die Temperatur in der Tiefe höher ist als an der Oberfläche; in einer Tiefe von 700 Faden steigt die Temperatur des Wassers auf 2 bis 3° , während sie an der Oberfläche nicht über 0° war. Beechey dagegen fand in der Behringsstraße in einer Tiefe von 20 Faden die Temperatur des Wassers $-1,4^{\circ}$, während sie an der Oberfläche $+6,3^{\circ}$ betrug; Beechey fand im Allgemeinen die Temperatur der Tiefe niedriger als die der Oberfläche.

Diese Widersprüche lassen sich noch nicht erklären, überhaupt ist man bis jetzt noch nicht im Stande, die Gesetze des Gleichgewichts der Meereschichten so zu entwickeln, wie es bei dem süßen Wasser der Fall ist, weil die Dichtigkeit des Meerwassers nicht allein von seiner Temperatur, sondern auch von seinem Salzgehalte abhängt.

Durch den Salzgehalt des Wassers wird sowohl sein Gefrierpunkt als auch die Temperatur seines Dichtigkeitsmaximums erniedrigt. Desprez fand für den Gefrierpunkt des Meerwassers (das Wasser, mit welchem er experimentirte, war von Freycinet in der Südsee geschöpft) $-2,55^{\circ}$, für die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums aber $-3,67^{\circ}$; das Dichtigkeitsmaximum findet also

bei einer Temperatur Statt, welche unter der des Gefrierpunktes liegt, es kann also nur beobachtet werden, wenn das Wasser bis unter den Gefrierpunkt erkaltet, ohne zu erstarren. Desprez untersuchte den Gang der Ausdehnung des Meerwassers, indem er Thermometer damit construirte, und diese Versuchsmethode möchte wohl die einzige sein, welche in diesem Falle ein zuverlässiges Resultat geben kann. Für die Physik der Meere kann jedoch dies Resultat keine Anwendung finden, indem wohl schwerlich eine bedeutende Wassermasse ihrer ganzen Ausdehnung nach unter den Gefrierpunkt erkaltet, ohne fest zu werden.

Beim Gefrieren des Meerwassers bildet sich reines Eis, während die Concentration des flüssigbleibenden Theiles zunimmt; die oberen Schichten nehmen also in den kalten Zonen aus zwei Gründen an Dichtigkeit zu, erstens wegen der Temperaturerniedrigung und zweitens wegen der bei der Eisbildung zunehmenden Concentration des Wassers. Da aber die dichter gewordenen Wassertheilchen niedersinken müssen, so ist es noch nicht ganz klar, wie in den Polarmeeren die Temperatur des Wassers in der Tiefe zunehmen kann.

Sollte vielleicht dieselbe Ursache, welche veranlaßt, daß die Temperatur der festen Erdrinde mit wachsender Tiefe immer mehr zunimmt, auch eine Erwärmung des Meeres von seinem Boden aus veranlassen?

Wenn am Boden des Meeres eine solche Erwärmung stattfinden sollte, so könnte das erwärmte Wasser doch nicht bis zur Oberfläche des Meeres steigen, weil es, sich mit den an der Oberfläche erkalteten und niedersinkenden Wassertheilchen mischend, seine höhere Temperatur alsbald verliert.

Die Eisbildung in den Polarmeeren gehört zu den großartigsten Erscheinungen der Natur. Die Eismassen, denen man an den Küsten von Spitzbergen und Grönland begegnet, sind in der Regel 20 bis 25 Fuß dick; sie bilden ungeheure Ebenen, deren Gränzen man oft von den höchsten Masten der Schiffe nicht übersehen kann; es sind dies die sogenannten Eisfelder, deren Oberfläche manchmal 300 bis 400 Quadratmeilen beträgt. Die Oberfläche der Eisfelder ist oft vollkommen eben, oft aber auch uneben und schollig. Manchmal sieht man Erhebungen, gleichsam Säulen von einer Höhe von 20 bis 30 Fuß, welche einen sehr malerischen Anblick darbieten, indem sie bald die schönste bläulichgrüne Farbe zeigen, bald mit einer dicken Schneeschicht überdeckt sind.

Durch den Wellenschlag, vielleicht auch durch andere Ursachen, zerbersten diese Eisberge oft plötzlich und zertheilen sich in Stücke von 1000 bis 2000 Quadratfuß Oberfläche. Diese Stücke werden oft durch einen schnellen Meeresstrom fortgeführt, und wenn sie einem entgegengesetzten Meeresstrom begegnen, welcher die Stücke eines anderen Eisfeldes mit sich führt, so stoßen die Eismassen mit furchtbarem Krachen an einander. Ein Schiff, welches das Unglück hat, zwischen solche Massen zu gerathen, kann der ungeheuren Kraft nicht widerstehen, es wird förmlich zerquetscht. Man hat viele traurige Beispiele, daß Schiffe auf diese Weise zu Grunde gingen.

Wenn die Eismassen zum Theil bei diesem schrecklichen Zusammentreffen zerbersten, wenn sie gleichsam zerbröckelt werden, so nehmen andere an Masse zu und werden noch furchtbarer. Eisstücke, welche durch die Wogen gehoben wer-

den, fallen über die anderen Eisblöcke her, und so entstehen wahre Eisberge, welche oft 30 bis 40 Fuß über den Wasserspiegel emporragen. Da die Dicke des über das Wasser hervorragenden Theils $\frac{1}{4}$ des untergetauchten beträgt, so sind solche Eisberge im Ganzen 120 bis 160 Fuß hoch.

In der Baffinsbay findet man noch weit höhere Eisberge als in den grönländischen Meeren; sie ragen manchmal 90 bis 120 Fuß hoch über den Meeresspiegel empor und haben also eine Totalhöhe von 450 bis 600 Fuß. Solche auf den Meeren umhertreibende Eisberge stammen ohne Zweifel von mächtigen bis in das Meer vorgeschobenen Gletschern her. Fig. 219 stellt einen schwim-

Fig. 219.



menden Eisberg dar, welchen Parry auf seiner ersten Reise beobachtete. Im Sommer, wenn das Eis durch die Wirkung der Sonnenstrahlen geschmolzen wird, strömt das Wasser in ungeheuren Wasserfällen von dem Rande 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.