

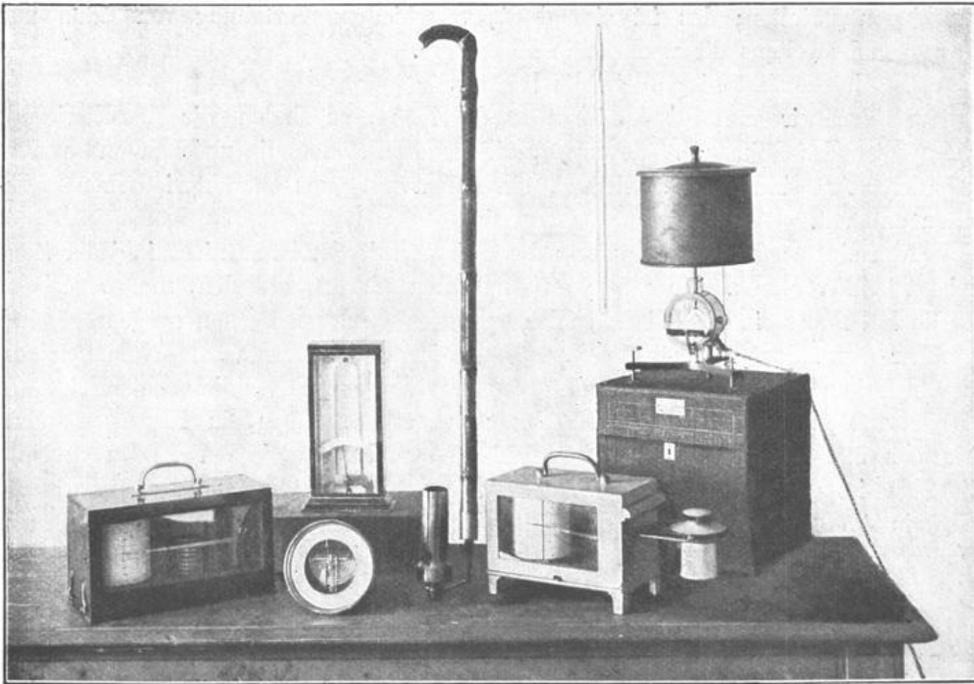
## **Universitäts- und Landesbibliothek Tirol**

# **Höhenklima und Bergwanderungen in ihrer Wirkung auf den Menschen**

**Zuntz, Nathan**

**Berlin, 1906**

Kapitel II. Das Höhenklima



Unsere meteorologische Ecke.

## Kapitel II.

### Das Höhenklima.

**B**evor wir uns mit den Wirkungen des Höhenklimas auf den menschlichen Organismus beschäftigen, ist es erforderlich, zunächst den Begriff Höhenklima näher zu präzisieren, sein Wesen, seine Eigenschaften, die charakteristischen Eigentümlichkeiten, durch die es sich vor den anderen Klimaten auszeichnet, zu besprechen. Die so gewonnene Kenntnis wird uns dann ermöglichen, genauer in die Ursachen der so mannigfachen, vom Höhenklima ausgehenden Einflüsse einzudringen und wenigstens einen Teil dieser Wirkungen als notwendige Folge der physikalischen Verhältnisse zu verstehen.

Das Klima eines Punktes unserer Erdoberfläche, d. h. der mittlere Zustand der Atmosphäre über ihm, wie Hann<sup>2a)</sup> den Begriff Klima treffend definiert, ist in erster Linie abhängig von seiner Lage zur Sonne und damit von der Wärmemenge, die diese Quelle aller Wärme auf der Erde spendet. Von diesem Gesichtspunkte aus teilt man ja auch die Klimate in heiße, gemäßigte und kalte ein. Danach müßten nun alle Punkte gleicher geographischer Breitenlage theoretisch das gleiche Klima haben, denn sie empfangen ja die gleiche Wärmemenge. Aber die Beschaffenheit unserer Erdoberfläche weist zwei Momente auf, die sehr wesentlich die Wirkung der Sonne modifizieren und Klimate in Orten gleicher geographischer Breite ganz

verschieden gestalten; das ist einmal die verschiedene Verteilung von Land und Wasser und zweitens die wechselnde Höhenlage.

Uns interessiert hier allein die letztere.

Steigen wir vom Meeresniveau in die Höhe, so finden wir fortschreitende Änderungen des Klimas, Änderungen, die in allen Zonen die gleichen und von so besonderer Art sind, daß schließlich ein Klima mit ganz charakteristischen Merkmalen entsteht.

Allerdings geht die Umbildung des Klimas mit der Höhe nicht in jeder Zone gleichschnell vor sich. Je näher an den Polen wir uns befinden, um so geringer ist die Erhebung, in der die Eigenheiten des Höhenklimas schon ausgeprägt sind, je näher dem Äquator, um so mehr müssen wir von der Meeresoberfläche aufsteigen, um ein Klima zu erreichen, das unserem Begriffe vom Höhenklima entspricht. In Mitteleuropa genügt hierzu eine Erhebung von etwa 1000 m, in Norwegen schon eine von 500—600 m, in den bolivianischen und peruanischen Anden und im Himalaja ist dagegen eine Erhebung von über 1500—2000 m erforderlich, und selbst in 4000 m Höhe hat in der Nähe des Äquators das Klima noch nicht alle Charaktere des Klimas, das in unseren Alpen sich in 1800—2000 m Höhe findet, erreicht.

Aus rein praktischen Gründen, insbesondere im Hinblick auf die Verwertung des Höhenklimas zu Heilzwecken, ist man übereingekommen, die Höhenlagen mit Bezug auf ihr Klima in verschiedene Abschnitte zu zerlegen. Als Grundlage für diese Teilung gilt das Klima der Alpen, und sie ist daher nur berechtigt für die Gebirge der gemäßigten Zone. Bei Erhebungen zwischen 300 und 700 m spricht man vom sog. Gebirgs- oder Voralpenklima, bei solchen über 700 m vom Höhenklima im engeren Sinne, und scheidet dieses wieder in das subalpine Klima bis zu 1200 m, das alpine bis zu 1900 m und das hyperalpine, besser vielleicht das hochalpine, jenseits dieser Höhe. —

Das Klima ist das Resultat des Zusammenwirkens einer Reihe verschiedener Faktoren, die als Klimaelemente oder auch als Klimafaktoren bezeichnet werden. Solche Klimafaktoren sind: der Druck der Luft, die Luftwärme, die Feuchtigkeit, die Luftbewegungen, das elektrische Verhalten u. a.

Nicht alle an der Bildung eines bestimmten Klimas beteiligten Elemente sind aber als gleichwertig zu betrachten; nur wenige sind es meist, die in ihrem Zusammenwirken einem Klima sein charakteristisches Gepräge verleihen. Dabei müssen wir uns bewußt bleiben, daß wir die Besonderheiten eines Klimas im allgemeinen nach den Wirkungen beurteilen, die es auf uns und auf unsere belebte Umgebung äußert. Wir sind in dieser Beziehung eigentlich nicht über den Standpunkt A. v. Humboldts hinausgekommen, der als Klima „alle Veränderungen der Atmosphäre, die unsere Organe merklich affizieren“, definierte.

So kann es kommen, daß Klimaelemente, die in ganz spezifischer und einziger Art ein Klima beeinflussen, in dem Bilde des betreffenden Klimas, wie wir es mit unseren Sinnen unmittelbar wahrnehmen, uns nicht zum Bewußtsein kommen, vielmehr nur durch Beobachtung mit Hilfe von Instrumenten und besonderen Vorrichtungen kenntlich gemacht werden können.

Das ist gerade beim Höhenklima der Fall. Derjenige Klimafaktor, der allein in ihm wesentliche und gesetzmäßige Änderungen erfährt, der Luftdruck, macht sich uns in seinem Verhalten nicht direkt bemerkbar. Erst wenn seine Änderungen eine gewisse Grenze überschreiten, treten Wirkungen ein, die wir auf ihn beziehen müssen.

Diese Wirkungen sind aber nicht mehr physiologische, sondern bereits pathologische (Krankheit erzeugende), und sie hängen nur indirekt mit den Änderungen des Druckes zusammen, direkt mit den Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Luft, die durch die Druckänderungen verursacht werden.

Nicht nur der Luftdruck, sondern auch die für das Gedeihen aller organischen Wesen — Tier und Pflanze — weit wesentlicheren Klimafaktoren: Luftwärme, Intensität der Sonnenstrahlung und Luftfeuchtigkeit, ebenso auch das elektrische Verhalten und die Bewegung der Luft verändern sich mit zunehmender Höhe in charakteristischer Weise.

Wir wollen diese Veränderungen zunächst im einzelnen durchgehen. Die Zusammenfassung der so gewonnenen Tatsachen wird uns dann ein übersichtliches Bild des Höhenklimas als eines Ganzen gewähren.

**Der Luftdruck im Höhenklima.** Die atmosphärische Hülle unserer Erde übt auf die Erdoberfläche einen Druck aus. Wir messen ihn mittels des Barometers und wissen, daß er in Meereshöhe im Mittel dem Druck einer Quecksilbersäule von 760 mm Höhe entspricht.

Steigen wir nun vom Meeresniveau empor, so wird dieser Druck immer geringer; die drückende Last nimmt mehr und mehr ab und dementsprechend dehnen sich die einzelnen Luftschichten mehr und mehr aus, die Luft verdünnt sich. Das Barometer zeigt dies ohne weiteres an: je höher wir steigen, um so weniger wird die Quecksilbersäule in die Höhe gehoben.

Die Beziehung zwischen Höhe und Luftdruck ist keine ganz einfache, sie wird dadurch kompliziert, daß die Temperatur der Luft dabei eine Rolle spielt. Daher kommt es, daß in gleicher Höhe der Luftdruck von den Polen zum Äquator hin sich ändert, daß er an ein und demselben Orte in den verschiedenen Jahreszeiten, ja selbst zwischen Tag und Nacht differiert. Dabei gilt das Gesetz, daß, je höher die Temperatur, um so höher der Luftdruck in gleichen Höhenlagen ist. Die physikalischen Umstände, die zu diesem Gesetz führen, sind sehr durchsichtige. Mit der Wärme dehnt die Luft sich aus; es kommt zu aufsteigenden Strömungen, durch welche Luft in die Höhe geführt wird. Die oberen Luftschichten enthalten somit einen größeren Teil der gesamten Luftmasse und üben demgemäß auch einen stärkeren Druck aus. Bei niedriger Temperatur zieht sich die Luft zusammen, eine größere Luftmasse sinkt zur Erde hin, die Masse der oberen Luftschichten nimmt ab und übt einen geringeren Druck.

Im Hochgebirge muß demnach der Luftdruck im Winter niedriger sein als im Sommer. Das ist praktisch sehr wichtig, denn damit hängt, wie wir noch sehen werden, die bekannte Tatsache zusammen, daß die Witterung im Hochgebirge im Winter schöner und beständiger ist als im Sommer. Einer der Gründe, der das Hochgebirge mehr und mehr gerade im Winter zum Zwecke des Sports oder zur Erholung aufsuchen läßt.

Man muß nach den vorstehenden Auseinandersetzungen, wenn man aus dem Barometerstande genau die Ortshöhe bestimmen will, die Temperatur der Luft kennen; dann kann man mittels einer einfachen mathematischen Formel bequem die Höhe aus dem Barometerstande berechnen.\*)

Um eine Vorstellung von dem Zusammenhange zwischen Temperatur am Grunde der Luftsäule, Luftdruck und Höhe über dem Meere zu geben, wollen wir nach einer von Hann aufgestellten Tabelle folgende Zahlenwerte mitteilen:

Seehöhe	Mittlerer Luftdruck in mm Quecks. bei einer Temperatur im Meeresniveau von				Für 1 mm Druckdifferenz beträgt die Höhenänderung bei 0° Meter
	0°	10°	20°	25°	
500	716	717	719	720	11.1
1000	671	675	678	679	11.8
2000	590	596	601	604	13.4
3000	517	525	532	536	15.1
4000	452	461	470	475	17.2
5000	394	404	415	420	19.6

Bei 2000 m Höhe, also einer Höhe, die um ca. 200 m die der höchstgelegenen Kurorte der Alpen, nämlich die des Engadins: Pontresina, St. Moritz u. a., sowie Arosa übertrifft, haben wir noch einen Luftdruck von  $\frac{3}{4}$  Atmosphären, bei 5000 m noch mehr als  $\frac{1}{2}$  Atmosphäre.

Je höher man kommt, um so mehr muß man steigen, um gleiche Erniedrigungen der Barometersäule zu finden. Darüber belehrt uns die letzte Spalte der vorstehenden Tabelle. In 1000 m Seehöhe entsprechen dem Sinken des Barometers um 1 mm 11.1 m Anstieg, in 3000 m sind dazu schon 13.4 m erforderlich, in 5000 m 19.6 m.

Wir werden später sehen, daß die Fähigkeit des Menschen, Luftverdünnungen zu ertragen, eine ziemlich beschränkte ist.

Es gibt nur wenige körperlich bevorzugte Naturen, denen ein Aufenthalt bei dem halben Atmosphärendruck noch keine Beschwerden bereitet. Für die Mehrzahl der Menschen liegt die Grenze, der sie sich ungestraft aussetzen können, bei ungefähr  $\frac{3}{5}$  Atmosphärendruck, d. h. ca. 4000 m Höhe, sehr viele aber beginnen schon in 3000 m Höhe Krankheitserscheinungen zu zeigen. Worauf diese erheblichen individuellen Differenzen der Widerstandskraft gegen die Luftverdünnung beruhen und wie die schließlich auftretenden Krankheitserscheinungen zu erklären sind, wird in einem späteren Kapitel besprochen werden.

Hier soll nur eine Übersicht einiger der höchsten, dauernd bewohnten menschlichen Niederlassungen gegeben werden:

\*) Für diese Berechnung gilt die folgende logarithmische Formel:

$$\log b = \log B - \frac{h}{72(256.4 + t)}$$

in der  $h$  den Höhenunterschied in Metern,  $t$  die mittlere Temperatur einer Luftsäule von der Höhe  $h$ ,  $B$  den Barometerdruck im unteren,  $b$  den im oberen Niveau bedeutet.

	Höhe m	Luftdruck mm Quecks.
Mexiko . . . . .	2270	586
St. Bernhard Hospiz . . . . .	2478	564
Quito (Peru) . . . . .	2850	549
Leh (Tibet) . . . . .	3517	497
Meteorolog. Observat. Pikes Peak (Colorado) . . . . .	4300	451
San Vincente (Bolivia) . . . . .	4580	436
Kloster Hanle (Tibet) . . . . .	4610	433
Daba (Tibet) . . . . .	4800	415
Thok Djalauk (Tibet) . . . . .	4980	405

Während die Änderungen des Luftdruckes uns nicht direkt wahrnehmbar sind, ist dies in ausgesprochenem Maße mit denjenigen der Fall, die sich auf die Lufttemperatur, auf die Intensität der Sonnenstrahlung, auf die Feuchtigkeit der Luft beziehen. Wir fühlen die vor sich gehenden Veränderungen. Das Organ, mit dem wir sie wahrnehmen, ist unsere Haut, genauer gesagt, diejenigen Punkte derselben, die der Temperaturwahrnehmung dienen. Das ist ohne weiteres einleuchtend für die Änderungen, welche die Temperatur der Luft und die Sonnenstrahlung betreffen. Für die der Feuchtigkeit der Luft ist der Zusammenhang im ersten Moment vielleicht nicht klar; daß er aber besteht, wird sich aus dem Folgenden ergeben.

**Veränderungen der Lufttemperatur mit der Höhe.** Die Temperatur der Luft nimmt mit fortschreitender Erhebung über das Meeresniveau ab. Diese Tatsache hat theoretisch zuerst de Saussure,<sup>52a)</sup> der erste Montblanchbesteiger, schon im Jahre 1788 verfolgt. Er beobachtete die Temperatur auf dem Col du Géant und ließ sie gleichzeitig in Chamonix und in Genf feststellen. Er fand so, daß ein Höhenunterschied von 100 m eine Temperaturerniedrigung um  $0.63^{\circ}$  bewirkt.

Alle späteren Messungen haben an dieser Zahl nicht viel zu ändern vermocht. Man fand, daß die Temperaturabnahme in allen Höhenlagen bei gleicher Höhendifferenz die gleiche ist; die Abnahme erfolgt also in arithmetischer Progression. Man fand weiter, daß sie in allen geographischen Breiten die gleiche ist. In den tropischen Gebirgen Amerikas und Asiens betrug sie nach den Beobachtungen und Berechnungen Alexander v. Humboldts, Boussingaults, Hills, Hanns u. A. für 100 m im Durchschnitt  $0.58^{\circ}$ , für die Gebirge der gemäßigten Zone: die Alpen, das Erzgebirge, das Siebengebirge, den Kaukasus, die südlichen norwegischen Berge, die nordamerikanischen Gebirge, im Mittel  $0.57^{\circ}$ , also denselben Wert.

Allerdings darf man diesen Mittelwerten keine einzelnen Beobachtungsdaten zugrunde legen, muß vielmehr längere Beobachtungsreihen zum Vergleich heranziehen, und muß genau die lokalen Verhältnisse der Beobachtungsorte berücksichtigen. Auch dann bleiben allerdings noch Schwankungen zwischen  $0.43^{\circ}$  und  $0.8^{\circ}$  bestehen.

Einzelne Beobachtungen darf man darum nicht heranziehen, weil die Jahreszeiten einen erheblichen Einfluß auf die Temperaturabnahme mit der Höhe haben. Sie ist im Winter geringer als im Sommer. Das hat sich in den Alpen ebenso wie in den norddeutschen Mittelgebirgen, im Kaukasus, in den nordamerikanischen Gebirgen gezeigt.

Für die norddeutschen Mittelgebirge ergibt sich das aus der folgenden kleinen Tabelle. Einem Aufstieg um 100 m entspricht eine Temperaturabnahme:

	Riesen- gebirge	Erz- gebirge	Thüringer Wald	Harz
Im Winter . . . . .	0.38°	0.45°	0.43°	0.54°
„ Frühling . . . . .	0.63°	0.65°	0.68°	0.74°
„ Sommer . . . . .	0.64°	0.63°	0.66°	0.72°
„ Herbst . . . . .	0.53°	0.55°	0.54°	0.54°

Die Messung der Lufttemperatur geschieht entweder mit einem gewöhnlichen Thermometer im Schatten, oder, was viel sicherer ist, mit dem ABmannschen Aspirationspsychrometer. Seine Beschreibung wird später gegeben werden. Man liest die Temperatur des trockenen Thermometers ab.

Anders ausgedrückt müssen wir in den mitteleuropäischen Gebirgen, nach einer Berechnung Hanns, emporsteigen, um eine Erniedrigung der Luftwärme um 1° C. zu erhalten:

Im Winter	um 222 m
„ Frühling	„ 149 „
„ Sommer	„ 143 „
„ Herbst	„ 188 „
„ Jahresmittel	„ 170 „

Im Winter ist demnach die Temperaturdifferenz zwischen Gebirge und Ebene geringer als im Sommer und Frühjahr.

In den Tropen bestehen keine ausgeprägten jahreszeitlichen Gegensätze; hier sind die Differenzen in der Wärmeabnahme mit der Höhe im Verlauf des Jahres auch sehr gering. Dafür zeigt sich eine Abhängigkeit der Wärmeabnahme von der Menge der Niederschläge: in den regenreichen Perioden erfolgt sie schneller als in den regenarmen. Dasselbe Verhalten läßt sich im Mittelgebirge erkennen und hierher gehört auch die Tatsache, daß auf der Regenseite von Gebirgen die Temperatur mit der Höhe schneller abnimmt als auf der trockenen. So ist es im Riesengebirge, Erzgebirge, Harz festgestellt, so in den Tropen auf Ceylon und in den Nilgiris.

Daneben spielen nun noch die lokalen Verhältnisse der Beobachtungsorte eine wesentliche Rolle, und sie sind geeignet, die bestehende Gesetzlichkeit mehr oder weniger zu verwischen. Es hat sich gezeigt, daß über isoliert aufsteigenden Bergen die Temperatur rascher abnimmt als über Tälern gleicher Höhenlage, besonders ist das bei Bergkegeln mit geringer Masse der Fall. Dagegen ist über sanft ansteigenden, mehr plateauartigen Gebirgen die Temperaturabnahme eine geringe.

Es ist interessant, den Ursachen der Temperaturabnahme mit der Höhe nachzugehen. Sie erklären sich aus den physikalischen Eigenschaften des Luftmantels, der unsere Erde umgibt, und aus dem Verhalten des Erdbodens gegenüber der Wärme. Besonders klar hat Hann die in Betracht kommenden Verhältnisse dargestellt. Fehlte unserer Erde die umgebende Atmosphäre, so wäre sie schutzlos der intensiven Wärmestrahlung der Sonne bei Tage und der eisigen Kälte des

Weltraums bei Nacht ausgesetzt; sie würde sich in einem jedes Leben vernichtenden Grade am Tage erhitzen und in der Nacht wieder abkühlen. Beide Wirkungen werden durch das Dazwischentreten der Atmosphäre gemildert.

Wir können bei der Strahlung, die von der Sonne ausgeht, leuchtende und dunkle Strahlen unterscheiden. Bei beiden handelt es sich um Ätherwellen, die sich nur durch die Wellenlänge unterscheiden. Der leuchtenden Strahlung kommen Wellen von mittlerer Länge zu; wir nehmen sie nicht nur mit dem Wärmesinne unserer Haut, sondern auch mit dem Auge wahr. Die dunkle Strahlung besitzt teils längere, teils kürzere Ätherwellen, die unser Auge nicht wahrzunehmen vermag. Es sind das die sog. ultraroten und ultravioletten Strahlen.

Die energischste Wärmewirkung üben die ultraroten Strahlen. Läßt man Licht unter Zwischenschaltung einer Wasserschicht oder eines farblosen Glases, die die ultraroten Wärmestrahlen zurückhalten, auf die Haut wirken, so ist die Wärmeempfindung erheblich abgeschwächt. Auch die Erde nimmt diese Strahlen reichlich auf, um sie durch Rückstrahlung an die Atmosphäre abzugeben. —

Die Atmosphäre hält von den leuchtenden wie dunklen Strahlen einen Teil zurück, von letzteren jedoch mehr als von den leuchtenden. Die Atmosphäre wirkt demnach wie eine farblose Glasscheibe oder nach einem dem täglichen Leben entnommenen Vergleiche Hanns, wie die Glasdächer der Gewächshäuser; die leuchtende Strahlung hält sie weit weniger zurück als die dunklen Wärmewellen, besonders die vom Erdboden zurückstrahlenden. So kommt es zu einer Aufspeicherung von Wärme in den dem Erdboden benachbarten Luftschichten.

Nun ist die Absorption der Wärmestrahlen um so ausgiebiger, je dichter die Luft und je wasserdampfreicher sie ist. Sie ist also in den untersten Schichten am erheblichsten und je mehr wir vom Meeresniveau aufsteigen, um so geringer wird die Zurückhaltung der Wärme sein müssen, um so stärker die Abstrahlung der aufgenommenen Wärme, um so niedriger die Temperatur der nicht direkt von der Sonne bestrahlten Körper; denn mit der Erhebung über das Meeresniveau nimmt ja die Dichte der Luft, wie wir schon gesehen haben, ab und ebenso ihr Wasserreichtum, worauf wir noch zu sprechen kommen.

Das Verhalten des Erdbodens gegenüber der Sonnenwärme gibt auch eine Erklärung für die oben erwähnten Differenzen der Lufttemperatur in gleichen Höhen, die durch lokale Besonderheiten bedingt werden. Die Erde hält die Wärme in weit größerem Maßstabe zurück als die Luft, sie erwärmt sich stärker als diese und wirkt ihrerseits als Wärmequelle für die ihr aufruhenden Luftschichten. Diese Wärmequelle ist natürlich um so ergiebiger, je mehr die Masse des wärmeausstrahlenden Erdreiches ausmacht. Daher die Luft über großen Gebirgsmassen oder Hochplateaus wärmer sein muß als über einzeln aufstrebenden Spitzen. —

Das vorstehend entwickelte Gesetz der Temperaturabnahme mit der Höhe erfährt nun eine eigentümliche Ausnahme, die geradezu eine Umkehrung des normalen Verhaltens darstellt und die für die belebte Natur, für das Gedeihen des Pflanzenwuchses wie für das Wohlbefinden des Menschen von großer Wichtigkeit ist.

Man fand nämlich, daß nach Sonnenuntergang, des Abends und Nachts, die Temperatur in Tälern niedriger liegt als auf den sie begrenzenden Abhängen und

Bergspitzen. Man kann dies während des ganzen Jahres beobachten, am ausgesprochensten jedoch in der kalten Jahreszeit und stets nur bei ruhigem und heiterem Wetter.

So kommt die eigentümliche Erscheinung zustande, daß die Vegetation an Hängen entwickelter ist als im Talgrunde und die noch eigentümlichere, daß unter Umständen Nachtfrost das Pflanzenleben im Tale ertötet, während es in größerer Höhe an den Berglehnen nicht leidet. Diese Tatsache muß schon früh bekannt gewesen sein, denn schon die Römer pflanzten den gegen Kälte empfindlichen Weinstock nicht in die Täler, sondern an die Hänge, und heute geschieht es noch ebenso.

Wie erheblich die Temperaturdifferenzen sein können, zeigt eine Zusammenstellung von Hann, die die Verhältnisse aus dem Dezember 1879 wiedergibt:

	Höhe	7 <sup>h</sup>	2 <sup>h</sup>	9 <sup>h</sup>	Mittel
{Klagenfurt . . .	440 m	-19.1°	-13.0°	-16.4°	-16.2°}
{Obir . . . . .	2040 „	-5.9°	-1.2°	-5.5°	-4.5°}
{Ischl . . . . .	467 „	-13.7°	-7.3°	-13.0°	-11.8°}
{Schafberg . . .	1776 „	-0.1°	+0.6°	-1.3°	-0.5°}

Also im Tale scharfe winterliche Kälte, auf den Höhen eine im Vergleich dazu fast milde Witterung. Daß dasselbe Verhalten auch in den deutschen Mittelgebirgen zu beobachten ist, dafür gibt Determann <sup>12a)</sup> lehrreiche Zusammenstellungen aus dem Riesengebirge, dem Erzgebirge, dem Harz, dem Thüringer Wald und dem Schwarzwald. Als Beispiel sei das Monatsmittel für den Dezember 1879 in verschiedenen Höhenstationen des Erzgebirges mitgeteilt:

Oberwiesenthal . . . . .	927 m	Höhe = -3.1° C.
Reitzenhain . . . . .	778 „	= -4.6° „
Chemnitz . . . . .	310 „	= -6.9° „
Leipzig . . . . .	119 „	= -7.3° „

Die Steigerung der Temperatur in den Herbst- und Wintermonaten, die so die Höhen gegenüber den Tälern bieten, ist hygienisch von nicht geringer Bedeutung. Sie gestattet den Aufenthalt auf ersteren weit länger und macht ihn angenehmer auch aus dem weiteren Grunde, weil in der sich stark abkühlenden Luft der Talsohle der Wasserdampf sich verdichtet und Nebel bildet, während die Luft der Höhe klar und trocken ist. — Als Beweis, wie sehr Orte, die an Berglehnen oder auf Berggipfeln gelegen sind, klimatologisch gegenüber Orten, die sich in gleicher Höhenlage oder selbst in niedrigerer, aber im Tal befinden, bevorzugt erscheinen, mögen noch folgende bei Hann sich findende Zahlen dienen:

Bevers, im Hochtale des oberen Engadins 1715 m hoch gelegen, hat eine mittlere Januar-temperatur von -10.4°, ein mittleres Winterminimum von -26.9°, Rigi Kulm in 1784 m, also in fast gleicher Höhe, demgegenüber eine Januar-temperatur von -5.1°, ein mittleres Winterminimum von -18.9°. Selbst der Julierpaß in 2244 m Höhe hat im Januar durchschnittlich nur -8.8°, als Winterminimum -23.9°.

Bei der Auswahl von Winteraufenthaltsorten im Gebirge muß man also die Lage des Ortes in Beziehung auf seine Umgebung, nicht allein seine Höhenlage, sehr in Betracht ziehen!

Auch diese sog. Temperaturumkehrung erklärt sich rein physikalisch. Ein weiteres Eingehen hierauf würde jedoch zu weit führen. Wir wollen nur hervor-

heben, daß im Tale die Sonne weit später auf- und weit früher untergeht als auf den Höhen. Die Erwärmung des Bodens ist also im Tale eine weniger lange, die Wärmeausstrahlung umgekehrt eine länger dauernde. Die Luft der Täler muß deshalb kälter sein. Diese kältere Luft bleibt nun, weil schwerer, am Talboden haften. Kühlt sich in der Nacht die Luft an den Hängen ab, so fließt sie wiederum nach dem Gesetz der Schwere talwärts und wird durch wärmere, von oben nachströmende Luft ersetzt.

Noch nach einer anderen, klimatologisch weniger wichtigen Richtung zeigen Hochtäler und Bergabhänge einen gewissen Gegensatz, nämlich in bezug auf den Umfang der jährlichen Temperaturschwankungen. Im allgemeinen nehmen diese mit der Höhe ab, sie sind im Gebirge geringer als im Tieflande, nur die Hochtäler machen in dieser Hinsicht eine Ausnahme; das jährliche Temperaturmaximum und -Minimum liegen in ihnen weit auseinander. Das erklärt sich daraus, daß die Luft in Hochtälern im Sommer sich intensiv erwärmt, im Winter sich energisch abkühlen kann. Im Einzelfalle spielt natürlich die Richtung des Tales, Windschutz, Beschaffenheit der Talwände hier eine bedeutende Rolle, hinter der die Höhenlage etwas zurücktritt.

In noch höherem Maße sind die lokalen Verhältnisse maßgebend für den Umfang der täglichen — klimatologisch bedeutsameren — Temperaturschwankungen. Nur für die freie Atmosphäre und demnächst für Berggipfel gilt der Satz, daß diese mit der Höhe abnehmen, für Berghänge, Hochplateaus, Gebirgstäler kommen als wesentlichstes Moment die vorstehend genannten örtlichen Wirkungen in Betracht. Sehr schön ließ sich die Abnahme der täglichen Wärmeschwankung in der freien Atmosphäre mit zunehmender Höhe am Eiffelturme nachweisen. Hier zeigte sich folgendes:

	Tägliche Wärmeschwankung		
	in 123 m	in 197 m	in 302 m
Winter . . . . .	3.0° C.	2.5° C.	2.0° C.
Frühling . . . . .	5.8° „	5.0° „	4.6° „
Sommer . . . . .	6.1° „	5.2° „	5.2° „
Herbst . . . . .	4.7° „	3.6° „	2.9° „
<b>Jahr . . . . .</b>	<b>4.9° „</b>	<b>4.1° „</b>	<b>3.7° „</b>

**Die Sonnenstrahlung im Höhenklima.** Vom rein meteorologischen Standpunkte aus, d. h. allein unter Berücksichtigung der Vorgänge in der Atmosphäre spielt nur die Luftwärme, wie sie durch Thermometermessung im Schatten ermittelt wird, eine Rolle.

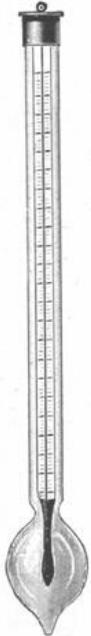
Vom klimatologischen Standpunkte dagegen, d. h. bei der Betrachtung der Klimawirkungen auf das organische Leben der Erde, stellt die Lufttemperatur nur einen der Wärmefaktoren dar und im Höhenklima nicht einmal den wichtigsten. Für das Höhenklima ist das Verhalten der Wärmestrahlung der Sonne, die sog. Insolation von wesentlicherer Bedeutung.

Die einfachste Beobachtung zeigt, daß beim Aufenthalt in der Sonne das Wärmegefühl ein viel erheblicheres ist als im Schatten, und ein in der Sonne

hängendes Thermometer gibt ja auch meist einen höheren Wärmegrad an. Das ist aber nicht etwa eine Folge davon, daß, wie irrtümlich meist angenommen wird, die Luft entsprechend höher temperiert sei. Würde ein in der Sonne hängendes Thermometer einfach die erhöhte Lufttemperatur anzeigen, so müßte die Differenz zwischen Schatten und Sonne bei allen Thermometern gleich sein. Dies ist jedoch, wie man sich leicht überzeugen kann, durchaus nicht der Fall. Es kommt auf die Größe der Thermometerkugel an, auf ihre Form, die Beschaffenheit ihrer Oberfläche, ob blank, ob matt, ob hell, ob dunkel; danach erhält man ganz wechselnde Werte.

Die Temperatur, welche der Sonne ausgesetzte Thermometer anzeigen, hängt, außer von der Luftwärme, von der Wärmemenge ab, die sie durch Strahlung aufnehmen, und die sie durch Ausstrahlung wieder abgeben. Beides wechselt mit der Beschaffenheit des Thermometers. Die Angaben einer sog. „Temperatur in der Sonne“, die mit gewöhnlichen Thermometern aufgenommen ist, sind also im allgemeinen wertlos und, wie Hann bemerkt, ist „Temperatur in der Sonne“ überhaupt kein bestimmt definierter Begriff.

So leicht die Temperatur der Luft zu messen ist, so schwer exakt die Intensität der Sonnenstrahlung. Man hat komplizierte und kunstvolle Instrumente dafür angegeben, so Langley, ein ausgezeichnete amerikanische Physiker, sein „Bolometer“, ferner Pouillet ein „Pyreheliometer“. Aber diese sind für praktische Zwecke nicht einfach genug und daher nicht gut zu verwerten. Hierfür eignet sich am meisten das sog. Schwarzkugelthermometer im Vakuum, auch Solarthermometer oder Aktinometer genannt, ein Thermometer, dessen Quecksilbergefäß mit einem matten schwarzen Überzug versehen ist und in einer gläsernen Hülle steckt. Der Raum zwischen dieser Hülle und der Quecksilberkugel ist luftleer gemacht.



Solar-  
thermo-  
meter.

Mit einem solchen Thermometer kann man zwar nicht die absolute Intensität der Sonnenstrahlung messen, aber es gibt doch bei vergleichenden Bestimmungen ziemlich sichere Werte. Es hat den Vorzug, daß die dunkle Strahlung der Umgebung durch den Glasmantel abgehalten wird, daß der schwarze Überzug die leuchtende Strahlung stark absorbiert, daß durch den evakuierten Mantelraum die Ableitung der Wärme verhindert wird, auch Luftströmungen, die Wärme fortführen könnten, ferngehalten werden. Allerdings müssen bei Benutzung mehrerer Solarthermometer die Angaben der Instrumente unter gleichen Bedingungen miteinander verglichen, auch dasselbe Thermometer häufiger kontrolliert werden, denn die Dicke und Durchlässigkeit der äußeren Glashülle, die Dicke und Unversehrtheit der Rußschicht, der Grad der Evakuierung sind von Einfluß auf die Angaben der Thermometer. — Immerhin sind die Solarthermometer diejenigen Instrumente, mit denen bis jetzt die strahlende Wärme in ausgedehnterem Maße für klimatologische Untersuchungen gemessen worden ist.

Mißt man nun mittels dieser Instrumente die Sonnenstrahlung in verschiedenen Höhen, so sieht man, daß sie mit der Höhe zunimmt und zwar nicht der Abnahme des Luftdruckes parallel, vielmehr weit schneller.

Das erklärt sich daraus, daß mit der Höhe nicht nur die Masse der Luft, die die Wärmestrahlen zu durchlaufen haben, abnimmt, sondern auch der die Wärmestrahlen besonders stark absorbierende Wasserdampfgehalt der Luft sich vermindert und zwar schneller, als es der Abnahme des Luftdrucks entspricht. Hierauf werden wir noch zu sprechen kommen.

Daß der Wasserdampfgehalt von sehr wesentlichem Einfluß auf die Zurückhaltung von Wärmestrahlen durch die Atmosphäre ist, zeigt die alltägliche Erfahrung; bei trübem Wetter, Nebel und Wolkenbildung ist die Wärmestrahlung eine minimale, je trockener die Luft, um so mehr brennt die Sonne.

Die Steigerung der Wärmestrahlung im Gebirge gibt sich objektiv durch die wachsenden Differenzen zwischen den Angaben des Solarthermometers und der mit dem gewöhnlichen Thermometer im Schatten gemessenen Lufttemperatur zu erkennen. Die Differenzen fallen um so größer aus, als — wie im Vorhergehenden auseinandergesetzt — die Lufttemperatur den umgekehrten Gang wie die Sonnenstrahlung zeigt, d. h. progredient niedriger wird.

Hann gibt nach Beobachtungen Francklands folgende Zusammenstellungen:

	Höhe m	Thermometer(Celsius)		Differenz der Temperaturen
		Schatten	Sonne	
Oatland Park . . . . .	46	30.0°	41.5°	11.5°
Riffelberg . . . . .	2570	24.5°	45.5°	21.0°
Hörnli . . . . .	2890	20.1°	48.1°	28.0°
Gornergrat . . . . .	3140	14.2°	47.0°	32.8°
oder				
Pontresina . . . . .	1800	26.5°	44.0°	17.5°
Bernina Hospiz . . . . .	2330	19.1°	46.4°	37.3°
Diavolezza . . . . .	2980	6.0°	59.5°	53.5°

Auch wir haben analoge Untersuchungen angestellt und sind zu gleichen Ergebnissen gekommen. In einer unserer Beobachtungen zeigte das Solarthermometer auf der Monte Rosa-Spitze (4560 m) eine Temperatur von 54°, während die Lufttemperatur im Schatten bei — 14° lag.

Durch die starke Wärmestrahlung im Gebirge erfahren wir eine so erhebliche Wärmezufuhr, daß wir dadurch von der Lufttemperatur ziemlich unabhängig werden. So erklärt es sich, daß man sich im Hochgebirge selbst in der kalten Jahreszeit in der Sonne ohne Kältegefühl ergehen kann, in leichter Kleidung und ohne weiteren Wärmeschutz. Rubner hat darauf hingewiesen, daß die starke Wärmezufuhr durch Strahlung noch eine andere Wirkung hat. Die strahlende Wärme dringt zu unserem Körper durch die Kleidung. Auch diese und die in ihr und an unserer Körperoberfläche befindliche Luft muß also erwärmt werden. Wird sie aber wärmer, so wird sie relativ trockner, entzieht dem Körper weniger Wärme, ist aber im Bedarfsfalle auch fähig, mehr Wasser von der Haut aufzunehmen.

Wie bedeutungsvoll in großen Höhen die Wirkung der Wärmestrahlung wird, schildert sehr anschaulich Conway bei Gelegenheit der Beschreibung seines Aufstieges auf den fast 7000 m hohen Pioneer Peak im Himalaja. „Wir waren alle dem Erfrieren nahe und schützten uns nur durch die gewaltsamsten Maßnahmen. Während der Rast kam die Sonne hervor, und obwohl unsere Füße den Tag hindurch vor Kälte eingeschlafen blieben, war unser Körper bald viel zu heiß, als daß wir uns hätten behaglich fühlen können. Dieser Wechsel zwischen beißender

Kälte und röstender Hitze (grilling heat) ist eines der größten Hindernisse des Bergsteigens in bedeutenden Höhen.“

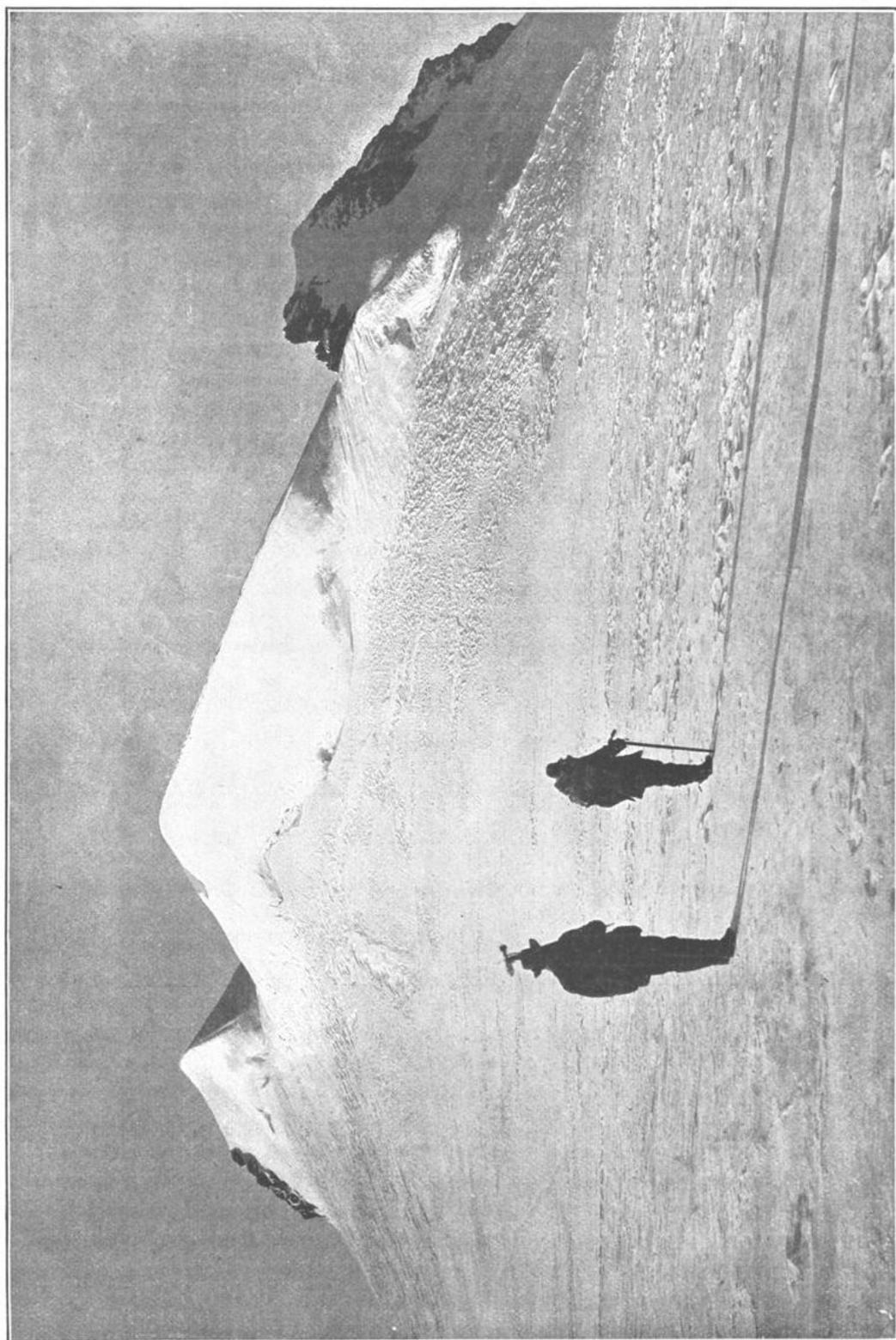
„Nicht nur sind Kälte und Hitze gleichschwer zu ertragen, es scheint auch der Wechsel von einem Extrem zum anderen die Kräfte zu schwächen und den ganzen Körper matt zu machen.“

Wie wir selbst von der Sonne des Hochgebirges Wärme empfangen, so erwärmt sich der feste Erdboden, das ihn bedeckende Wasser, Mauern, Häuser, über Lufttemperatur. Aber sie absorbieren nicht nur Wärme, sondern sie strahlen sie auch wieder zurück. Diese zurückgestrahlte Wärme erhöht nun ihrerseits wieder die Temperatur der Luft.

Durch die vom Erdboden absorbierte Wärme wird die Temperatur der oberen Bodenschichten gesteigert und entsprechend der stärkeren Zustrahlung in der Höhe ist die Steigerung erheblicher als im Tieflande. Z. B.: auf dem Pic du Midi (2877 m) war die mittlere Temperatur der Luft (an drei Septembertagen)  $10.1^{\circ}$  und in Bagnères (551 m) zur selben Zeit  $22.3^{\circ}$ . Die Bodenwärme an der Oberfläche auf dem Pic  $33.8^{\circ}$ , in 5 cm Tiefe  $17.1^{\circ}$ , in Bagnères die Temperatur der Erdoberfläche  $36.1^{\circ}$ , in 5 cm Tiefe  $25.5^{\circ}$ . — Es war also die Bodenwärme auf dem Pic an der Oberfläche um  $23.7^{\circ}$ , in 5 cm Tiefe um  $7^{\circ}$  höher als die der Luft; in dem tieferen Bagnères übertraf erstere die letztere nur um  $13.8^{\circ}$  bzw.  $3.2^{\circ}$ .

Neben dieser Wärmeausstrahlung findet nun auch eine direkte Reflektion der Wärmestrahlen von großen Wasserflächen aus statt. Auch durch diese erfolgt eine Erwärmung der Umgebung. Dufour hat dafür zahlenmäßige Beweise für den Genfer See erbracht und auch gezeigt, daß die Wirkung der reflektierten Wärme bei niedrigem Sonnenstande am ausgiebigsten ist. Dies erklärt sich daraus, daß die von der Seeoberfläche reflektierten Strahlen die benachbarten Höhen dann direkt treffen.

Die Wirkung der Sonnenstrahlung muß sich natürlich um so intensiver geltend machen, je länger die Bestrahlung dauert, je trockener die Luft ist, je mehr von der zugestrahlten Wärme die Erdoberfläche zurückhält oder wieder abgeben kann. Es sind, wenn wir von der Erhebung über den Meeresspiegel absehen, im wesentlichen lokale Momente für den Wärmeeffekt durch Strahlung maßgebend. In erster Linie die sog. Exposition eines Ortes, d. h. seine Lage zur Sonne. Auf unserer nördlichen Halbkugel ist es die Südseite, die am meisten von der Sonnenstrahlung getroffen wird, weniger die Ost- und Westseite. Am ungünstigsten bedacht ist die Nordseite. Die Bedeutung der Exposition ergibt sich schon aus dem Verhalten der Vegetation. An den nach Süden gelegenen Gebirgswänden steigt die Grenze des Pflanzenwuchses höher als an den nach Norden sehenden und auch die Schneegrenze ist nach oben gerückt. Daher das Bestreben, Kranke und Schwache, die Wärme brauchen, in Räumen unterzubringen, die nach Süden liegen, eine Maßnahme, die mit zunehmender Höhe immer bedeutungsvoller wird. — Ferner empfangen Orte, die an einer Berglehne liegen, länger die strahlende Wärme als Orte auf einer Talsohle gleicher Höhe. — Für die Trockenheit der Luft ist einmal die Gegenwart oder der Mangel größerer Wasserflächen bestimmend, dann das Vorherrschen feuchter Winde, weiter die Beschaffenheit der Bodenoberfläche, besonders ob sie kahl oder ob sie mit Vegetation bedeckt ist.



Nach einer photographischen Aufnahme von Vittorio Sella, Biella.

Ludwigshöhe und Balmenhorn vom Lysjoch.

Man muß also bei der Auswahl eines Höhenortes in hygienischer Hinsicht eine Menge von Einzelheiten in Betracht ziehen und darf nicht schematisch verfahren.

Die Vorzüge, die eine starke Erwärmung durch Strahlung mit sich bringt, werden aber nicht ohne gewisse Nachteile erkaufte. Dahin gehört schon der bereits erwähnte starke Temperaturunterschied zwischen besonnten und im Schatten liegenden Punkten. Mit einem Schritt kann man so unter ganz andere Wärmeverhältnisse kommen und nur gesunde Naturen können sich ohne Schädigung solchem Wechsel aussetzen. — Andererseits führt allerdings ein längerer Aufenthalt im Höhenklima eine gewisse Abhärtung gegen Erkältungskrankheiten herbei.

Wesentlicher aber ist folgendes. Wie die dünne und trockene Luft des Hochgebirges am Tage eine sehr intensive Zustrahlung von Wärme erlaubt, so findet umgekehrt des Nachts eine sehr starke Wärmeausstrahlung statt. Der Erdboden strahlt nun weit energischer Wärme ab als die Luft. Er kühlt sich daher leicht unter die Temperatur der Luft ab, um so leichter, je klarer, reiner, trockener diese ist. Der Boden ist daher häufig schon mit Reif bedeckt, während die Lufttemperatur in der Nähe des Bodens noch einige Grade über 0 liegt.

**Die Lichtverhältnisse im Höhenklima.** Wir haben schon erwähnt, daß die Wärme, die durch die Sonnenstrahlung hervorgerufen wird, nur einen Teil der Wirkungen darstellt, die von der strahlenden Energie der Sonne ausgehen. Eine weitere sehr wesentliche Äußerung nehmen wir als Licht wahr.

Wie im Höhenklima die strahlende Wärme gegenüber dem Tieflande modifiziert ist, so auch das Verhalten des Lichtes. Das ist eine Erfahrung, die sich in mannigfacher Weise kundgibt. — Unser Auge erkennt die gesteigerte Lichtintensität des Höhenklimas. Es wird empfindlich gegen das Übermaß von Licht, geblendet, und wenn man nicht durch dunkle Gläser die abnorm starke Belichtung mindert, kommt es leicht zu Blutüberfüllung der Bindehautgefäße, zu lästigen Katarrhen, zu einer Überreizung der Netzhaut, die zur Abnahme des Sehvermögens, sogar zu plötzlicher Blindheit führen kann. Letzteres wird allerdings meist nur beobachtet, wenn man sich längere Zeit sehr grellem reflektiertem Licht aussetzt, besonders beim Überschreiten längerer Schneefelder, aber auch heller Felspartien. Diese „Schneeblindheit“ ist eine vorübergehende.

Auch unsere Haut gibt Zeugnis von der gesteigerten Lichtintensität. Es ist jedem, durch Erfahrungen an eigener Person oder an anderen, bekannt, daß eine stärkere Pigmentierung der Haut im Hochgebirge eintritt. Das ist derjenige Effekt, der sich am gewöhnlichsten geltend macht. Aber es gibt zahlreiche Personen, die unangenehmere Folgen verspüren. Die Haut der dem Lichte ausgesetzten Körperteile, der Lider, der Nase, der Ohren, des Nackens, mehr noch der gewöhnlich bedeckten, so z. B. der Kniee, wenn sie freigetragen werden, rötet sich, sie schwillt an, die Oberhaut löst sich in Gestalt kleinerer oder größerer Fetzen ab, oder es bilden sich Bläschen oder Pusteln, die sich öffnen und juckende und nässende Stellen hinterlassen, die nur langsam heilen.

Die Trockenheit und starke Bewegung der Höhenluft mögen Anteil an diesen Erscheinungen haben, aber im wesentlichen sind sie eine Wirkung des Lichtes, und zwar derjenigen Lichtstrahlen, die man als chemische zu bezeichnen pflegt, da sie

auch die stärksten chemischen Effekte hervorrufen. Es sind die im blau-violetten Teile des Sonnenspektrums und mehr noch die jenseits des violetten Endes gelegenen, die sog. ultra-violetten Strahlen, die unser Auge nicht mehr wahrnehmen kann, die jedoch sehr scharf von der photographischen Platte wiedergegeben werden.

Das Licht des Höhenklimas ist nicht nur an sich intensiver, es ist auch besonders reich an den kurzwelligen blau-violetten und ultra-violetten Strahlen. In den tieferen, wasserreichen Schichten der Atmosphäre werden gerade diese sehr stark absorbiert, so daß das Licht im Tieflande an ihnen relativ arm ist.

Daß die chemisch-wirksamen Sonnenstrahlen die Hautveränderungen hervorrufen, ergibt sich daraus, daß ihre Abhaltung von der Haut durch gelbe oder rote



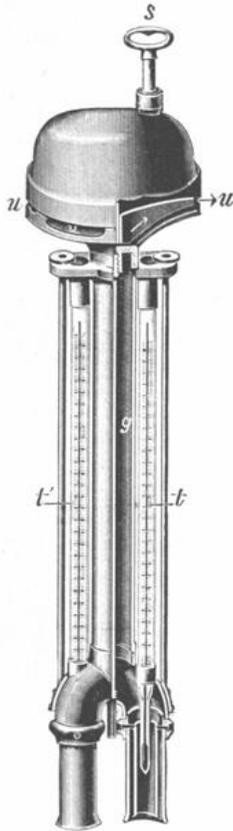
Doppelsonnenbild über dem Lyskamm.

Schminke und Salben, durch Kohlenruß, durch dunkle Schleier sie verhütet und daß andererseits auch im Tieflande dieselben Hauterkrankungen entstehen, wenn man sich einem Lichte aussetzt, das sehr reich an den wirksamen blau-violetten Strahlen ist. Das ist z. B. das Licht der elektrischen Bogenlampen. Es ist bekannt, daß die Arbeiter, die in Bogenlampenfabriken beschäftigt sind, nicht selten an analogen Hautentzündungen erkranken.

Die blauvioletten und ultravioletten Strahlen sind, wie erwähnt, die chemisch wirksamsten. Man wird deshalb erwarten können, daß die vom Lichte abhängigen chemischen Prozesse, die photochemischen, auch im Höhenklima intensivere sind als im Tieflande.

Wir wollen in dieser Beziehung wenigstens auf einen praktisch wichtigen und allgemeiner interessierenden Fall hinweisen, nämlich den der Photographie in

höheren Regionen. Diese will besonders gelernt sein. Da die Wirkung des Lichtes auf die photographische Platte im Hochlande eine sehr intensive ist, darf die Belichtung unter Anwendung engster Blenden nur eine äußerst kurze sein, wenn nicht Überlichtung eintreten soll. — Das zeigt schon die Benutzung der wohl den meisten mit Photographie sich Befassenden bekannten Lichtmeßapparate, z. B. Wynnes Expositionsmeßer. Man mißt dabei mit der Sekundenuhr die Zeit, die erforderlich ist, um ein lichtempfindliches Chlorsilberpapier in bestimmtem Grade zu dunkeln.



Åbmanns Aspirationspsychrometer.

Dazu sind in der Tiefebene gewöhnlich mehrere Sekunden erforderlich. Auf dem Monte Rosa-Gipfel war der Apparat nicht mehr zu benutzen, da im Moment der Exposition des Papiers die Dunkelung in unmeßbar kurzer Zeit eintrat.

Steht die Sonne kurz nach ihrem Aufgang oder vor ihrem Untergange nahe dem Horizonte, so ist die Intensität ihrer Strahlung eine geringere, aber doch noch hinreichend, um Effekte zu erzielen, zu denen die Kraft des Sonnenlichtes im Tieflande unter gleichen Bedingungen nicht mehr hinreichen würde. So können unter Benutzung engster Blenden noch die langen Abend- und Morgenschatten gut im Bilde wiedergegeben werden. Das erweist die Abbildung auf Seite 47. Ein weiteres prägnantes Beispiel dafür ist die ganz einzigartige Photographie auf Seite 49. Sie ist auf dem Monte Rosa-Gipfel am Abend aufgenommen. Die Sonne war eben hinter dem Montblanc unseren Blicken entschwunden. Am westlichen Himmel sah man in Wolken zwei rotglühende Sonnenbildchen. Sie müssen als Reflexerscheinungen aufgefaßt werden, als Analogien zu dem bekannten Phänomen des Alpenglühens. Aber während es sich hier um diffuse Reflexe handelt, wurden bei unserer Beobachtung die Lichtstrahlen durch die Wolkenmassen wohl wie von Konvexlinsen gesammelt und erzeugten an zwei Stellen das Bild der untergehenden Sonne. Beide Bilder konnten auf der Platte fixiert werden.

**Die Feuchtigkeitsverhältnisse der Höhenluft.** Ein weiterer meteorologisch wie klimatologisch wichtiger Faktor ist der Wasserdampfgehalt der Luft. Unsere Atmosphäre enthält stets Wasser in Dampfform, dessen Menge jedoch unterliegt sehr starken Schwankungen.

Man kann die Wasserdampfmenge physikalisch oder chemisch bestimmen. In letzterem Falle führt man gemessene Luftmengen durch Wasser zurückhaltende Substanzen, wie Phosphorsäure, Schwefelsäure, Chlorcalcium u. a., und wiegt die Mengen des zurückgehaltenen Wassers. Die physikalische Bestimmung geschieht mittels sog. Hygrometer oder Psychrometer. Bei den ersteren wird die mit dem Wasserdampfgehalt der Luft schwankende Ausdehnung einer hygroskopischen Substanz, z. B. eines Haares (Haarhygrometer), unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Temperatur bestimmt, bei den letzteren vergleicht man die Temperaturen eines trockenen und eines mit feuchtem Musselin umwickelten Thermometers. Das bekannteste und verbreitetste

Psychrometer ist das Augustsche, das beste und zuverlässigste das Aßmannsche Aspirationspsychrometer. Das trockene und das feuchte Thermometer stecken, thermisch isoliert, in dünnen, außen und innen polierten Metallröhren, durch welche vermittels einer am Instrument befindlichen, durch ein Uhrwerk in schnelle Drehung versetzten sog. Exhaustorscheibe ein kräftiger Luftstrom hindurchgesogen wird. Die Thermometer sind dadurch vor den Wirkungen der Strahlung der Sonne wie des beobachtenden Individuums geschützt, die Luft strömt an den Thermometern mit konstanter Geschwindigkeit vorbei und sonst störende Luftströmungen können keinen Einfluß üben. — Die Temperaturdifferenzen zwischen dem trockenen und feuchten Thermometer lassen an der Hand besonderer dafür aufgestellter Tabellen den Feuchtigkeitsgrad der Luft erkennen.

Bestimmt man auf irgendeine Weise die Wassermenge, die sich in einem Kubikmeter Luft findet — der Kubikmeter gilt als Einheit — so kennt man die sog. absolute Feuchtigkeit. Meteorologisch ist diese in mehrfacher Hinsicht wichtig, besonders in bezug auf das Maß an Sonnenstrahlung, das zur Erdoberfläche gelangt. In klimatologischer und hygienischer Beziehung dagegen spielt die absolute Feuchtigkeit eine geringere Rolle. Bedeutsamer ist hier die sog. relative, d. h. das Verhältnis der vorhandenen Wasserdampfmenge zu der unter den herrschenden Temperaturverhältnissen überhaupt aufnehmbaren.

Der Grad der relativen Luftfeuchtigkeit ist von hohem Einflusse auf alles organische Leben der Erde. Wachstum und Ernährung der Pflanzen sind von ihm abhängig, das Wohlbefinden von Tier und Mensch wird durch ihn gefördert oder beeinträchtigt. Für den tierischen Organismus ist es insbesondere die Größe der Wasserabgabe vom Körper und damit der Wärmehaushalt, der durch die Verschiedenheiten der Luftfeuchtigkeit beeinflusst wird; aber auch unser Hautorgan und die an der Oberhaut haftenden und entwicklungsgeschichtlich und histologisch ihr zugehörigen Gebilde erfahren Veränderungen mit dem Wechsel der relativen Luftfeuchtigkeit. — Über den Einfluß auf den Wärmehaushalt wird in einem späteren Kapitel ausführlich gehandelt werden. Hier sei nur erwähnt, daß die Oberhaut und die Haare bzw. Federn und Nägel sog. hygroscopische Gebilde sind; auch unsere Kleidung besteht aus hygroscopischen Geweben. Sie ziehen aus feuchter Luft Wasser an und geben an trockene Luft Wasser ab. Wird die Luft abnorm trocken, so geben sie übermäßig Wasser her, sie werden spröde, Haut und Nägel werden rissig und springen auf. Ist umgekehrt die Luft abnorm feucht, so ziehen die Oberhaut, Haare und Federn übermäßig Wasser an und werden weich; das Federkleid und der Pelz der Tiere verlieren dann größtenteils ihre Fähigkeit, als wärmende Hülle zu dienen.

Vergleicht man nun den Wassergehalt der Luft, und zwar den absoluten, in verschiedenen Höhen, so findet man, daß er mit der Höhe mehr und mehr abnimmt und zwar nicht parallel mit dieser, sondern weit schneller.

Wir geben darüber nach Hann die folgende Zusammenstellung. In ihr ist der Wassergehalt und der Luftdruck an der Meeresoberfläche gleich 100 gesetzt, und die analogen Werte in den verschiedenen Höhen sind Prozentwerte der ersteren.

Man ersieht aus nachstehender Tabelle, daß der Wassergehalt der Atmosphäre bei 2000 m Höhe schon auf die Hälfte gesunken ist, während der Luftdruck noch

mehr als  $\frac{3}{4}$  des vollen Druckes beträgt; bei 6000 m Höhe ist der Luftdruck auf etwas weniger als die Hälfte gefallen, der Wassergehalt auf ca.  $\frac{1}{10}$ !

Seehöhe m	Wasserdampf- sättigung	Luftdruck
0	100	100
1000	73	88
2000	49	78
3000	35	69
4000	24	61
5000	17	54
6000	12	47
7000	8	42

Da nun, wie früher hervorgehoben, der Wassergehalt der wesentlichste Faktor für die Absorption der strahlenden Energie der Sonne ist, so versteht man, wieso einerseits die Sonnenstrahlung im Gebirge eine soviel intensivere als im Tieflande ist und wie andererseits die wasserreiche Atmosphäre des Tieflandes die von der Erdoberfläche zurückstrahlende Wärme sammelt und zurückhält.

Entgegen der absoluten Feuchtigkeit zeigt die relative keine gesetzmäßige Beziehung zur Höhe. Sie ändert sich mit dieser nur wenig. Besonderheiten hat allerdings auch sie im Höhenklima. Sie bestehen in den sehr schnellen Schwankungen der relativen Sättigung, so daß extreme Trockenheit und extreme Feuchtigkeit rasch aufeinander folgen können. Die Ursache für diese Schwankungen ist in dem Wechsel der herrschenden Luftströmungen gegeben. Steigen sie vom Tale aufwärts, so bringen sie aus der wasserreicheren Atmosphäre der Tiefe Wasser mit nach oben. Dieses muß natürlich die niedrig temperierte Luft der Höhe relativ stark sättigen, da ja kalte Luft viel weniger Wasser aufzunehmen vermag als warme, und es kann zur Kondensation des Wassers, zu Wolken- und Nebelbildung kommen. Umgekehrt führen aus der Höhe kommende Luftströmungen zu relativer Trockenheit der Luft.

Je niedriger temperiert die Luft ist, um so eher kommt es zu vollkommener Sättigung mit Wasserdampf und zu Wolkenbildung. Im Winter wird daher die Sättigung in geringeren Erhebungen, in niedrigeren Luftschichten erfolgen als im Sommer, und die höheren Luftschichten werden dann wasserarm sein. Das hat eine sehr große klimatologische Bedeutung, denn daraus folgt, daß das Hochgebirge — im Gegensatz zum Tieflande — trockene heitere Winter hat bei feuchten, wolkenreichen Sommern.

Je trockener die Luft, um so intensiver auch die Sonnenstrahlung: Wenn also der Winteraufenthalt im Gebirge mehr und mehr in Aufnahme kommt, so ist das nicht nur Modesache, ist vielmehr klimatologisch wohlbegründet.

Allerdings kann es sich immer nur um Stationen des eigentlichen Hochgebirges handeln, die als Winterkurorte dienen, nicht etwa um solche der deutschen Mittelgebirge. Denn die Zone, in der die Kondensation des Wasserdampfes der Luft stattfindet, liegt gerade so, daß sie den höchsten Erhebungen der deutschen Mittelgebirge entspricht. Diese sind also im Winter sehr wolken- und nebelreich.

Determann hat hierüber genaue Zusammenstellungen gemacht. Danach war die Zahl der Nebeltage, die er als Maß wählte, im Mittel einer zehnjährigen Periode (1886—1895) in den sechs Herbst- und Wintermonaten folgende:

Schneekoppe (1600 m) . . .	134.3	Nebeltage in 6 Wintermonaten
Brocken (1140 m) . . . .	149.8	„ „ „ „
Inselsberg (915 m) . . . .	133.0	„ „ „ „
Schmücke (911 m) . . . .	100.0	„ „ „ „

Demgegenüber hat der Rigi-Gipfel (1800 m) nur 69.3 und Sils Maria (1810 m) im Engadiner Hochtal gar nur 8.3 Nebeltage!

Mit der Trockenheit der Luft im Höhenklima hängen bekannte ärztliche Erfahrungen zusammen. Nässende Hautausschläge pflegen schnell zu trocknen und in Heilung überzugehen, ebenso auch fließender Schnupfen und mit Absonderung einhergehende Luftröhrenkatarrhe sich zu bessern.

Durch sie erklärt sich auch die im Hospiz des großen St. Bernhard gemachte Erfahrung, daß die in den Schneewehen des Winters oben Umgekommenen in der Leichenhalle liegen können, ohne zu faulen. Sie trocknen bald ein und mumifizieren.

**Regen- und Schneebildung im Hochlande.** Die Feuchtigkeitsverhältnisse der Luft sind auch von grundlegender Bedeutung für einen weiteren wichtigen Klimafaktor, für die Niederschlagsmengen, für Tau-, Reif-, Regen- und Schneebildung.

In allen Fällen handelt es sich um Kondensation des atmosphärischen Wassers, sei es in flüssiger, sei es in fester Form. Am bedeutsamsten ist die Bildung von Regen. Von einer genügenden Regenmenge hängt das Gedeihen der Vegetation ab, die Art und Menge des Bodenertrages und damit die Bewohnbarkeit ganzer Erdstriche. Hygienisch ist der Regen — mehr übrigens noch der Schnee — dadurch wichtig, daß er die Staubteilchen der Luft niederschlägt, daß er die Luft von Sand, von Ruß, von organischen Bestandteilen, speziell auch von niedersten Lebewesen, Bakterien, befreit, daß er sie reinigt. Diese Bedeutung der Niederschläge kommt allerdings im wesentlichsten für Großstädte und deren Umgebung, weniger für das offene Land und das Gebirge in Betracht. — Aber nicht nur ein Zuwenig, auch ein Zuviel an Niederschlägen ist vom Übel. Wie die Pflanze zu ihrem Gedeihen ein genügendes Maß an Sonne und Trockenheit braucht, das nicht allzusehr verkürzt werden kann, so ist auch der Organismus des Menschen einer Atmosphäre angepaßt, die nicht längere Zeit hindurch mit Wasserdampf gesättigt sein darf.

Die Gebirge üben nun auf die Niederschlagsbildung einen eigenartigen Einfluß. Die zu ihnen hinströmende Luft findet hier einen Widerstand, sie wird gezwungen, an den Bergen aufwärts zu strömen. Dabei kommen die Luftmassen unter immer niedrigeren Luftdruck, sie dehnen sich infolgedessen aus, kühlen sich dabei ab, werden relativ immer feuchter, bis schließlich bei genügender Abkühlung der Sättigungspunkt erreicht wird und eine Kondensation des Wasserdampfes in flüssiger Form beginnt.

So wirken die Berge also direkt wolken- und regenbildend. Man kann danach im Gebirge drei übereinanderliegende Zonen unterscheiden: eine untere, noch nicht vollkommen mit Wasserdampf gesättigte, eine mittlere, mit Wasser vollgesättigte, in der es zu Wolken- und Regenbildung kommt, eine obere trockene.

Die Grenzen zwischen diesen Zonen wechseln mit der Temperatur der Luft und der Menge Wasserdampf, die sie enthält. Sie müssen also in den verschiedenen Jahreszeiten verschieden hoch liegen, im Winter tiefer als im Sommer. Sie müssen ferner tiefer liegen über einem feuchten und kühlen Erdboden, speziell also über einem mit reicher Vegetation bedeckten, als über trockenem, kahlem, felsigem.

Die Grenze, bei der die obere trockene Zone beginnt, liegt so hoch, daß sie in den deutschen Mittelgebirgen nicht erreicht wird. In ihnen nimmt die Regenmenge bis zu 1000 m Höhe dauernd zu. Sie beträgt in:

1— 200 m Höhe . . . .	58 cm
200— 700 „ „ . . . .	78 „
700—1000 „ „ . . . .	100 „

Interessant ist auch die Zahl der Regentage.

Wir wollen aus einer Zusammenstellung Determanns einige Zahlen wiedergeben, die die Regen- und Schneetage zusammenfassen.

Ort	Höhe in m	Zahl der Regen- und Schneetage in den 6 Wintermonaten
Breslau . . . . .	147	57.5
Eichberg . . . . .	349	68.0
Schreiberhau . . . . .	637	85.4
Schneekoppe . . . . .	1603	96
Glatz . . . . .	286	65.5
Landeck . . . . .	450	68.8
Gr. Schneeberg . . . . .	1217	103.0
Liebenstein . . . . .	341	23.9
Großbreitenbach . . . . .	648	88.4
Inselsberg . . . . .	906	101.6
Osterode . . . . .	234	87.0
Brocken . . . . .	1148	110.0
Basel . . . . .	278	69.9
Davos . . . . .	1560	61.1
Sils Maria . . . . .	1810	46.3

In den deutschen Mittelgebirgen nimmt also die Zahl der Tage mit Niederschlägen von der Tiefe bis zu den Gipfeln stetig zu. In den Hochtälern des Engadin dagegen befinden wir uns in der trockenen oberen Zone mit sehr wenigen Niederschlagstagen. Während daher das Klima des Engadin sich sehr gut zu Klimakuren im Winter eignet, sind die deutschen Mittelgebirge hierzu wenig zu empfehlen.

Andererseits stellen in regenarmen Gegenden die Gebirge und der durch sie erzeugte Regenfall einen günstigen Klimafaktor ersten Ranges dar. Hann hebt hervor, daß die höheren Plateaus der Wüste Sahara, der nubischen und arabischen Küste zeitweise Regenfall und damit eine gewisse Vegetation haben, daß in den Steppen Mittelasiens in gewissen Höhen Baumwuchs und Wald sich findet, der in den tieferen Regionen fehlt und nach den Beobachtungen von O. Loew soll in den

Rocky Mountains von Kolorado und der Sierra Nevada in Kalifornien alles Wüste sein, was unter 1000 m Höhe liegt, Halbwüste, was sich zwischen 1000 und 1500 m findet. Höher hinauf bedeckt sich der Boden mit Vegetation „und bei 2000—2400 m treten großartige Urwälder mit fetten Gründen und zahlreichen Quellen auf“ — Wirkungen der durch die Gebirge verursachten atmosphärischen Niederschläge.

Für die Menge des Regenfalles spielt aber nicht nur das Gebirge an sich eine Rolle. Sehr wesentlich ist auch seine Lage und seine Richtung. Meist sind die Gebirge den vorherrschenden Luftströmungen quer vorgelagert. Handelt es sich nun um feuchte Luftströmungen, also um solche, die vom Meere her oder aus dem Äquator näheren Breiten kommen, so verhalten sich die beiden Seiten der Gebirge betreffs der Niederschlagsmengen ganz entgegengesetzt. Es gibt dann eine feuchte Seite, die den Winden zugewendete, und eine trockene, die von ihnen abgewendete. Das erklärt sich daraus, daß sich in den an der Windseite aufsteigenden und sich dabei abkühlenden Luftschichten der Wasserdampf kondensiert und diese Luft nun trocken auf der entgegengesetzten Seite von den Höhen ins Tal fällt. Sie langt unten um so trockener an, da sie sich beim Niedersinken erwärmt.

Die Alpen haben an ihrer nördlichen und südlichen Außenseite keine deutliche Differenz der Regenverteilung, weil sie ziemlich parallel mit den Regenwinden verlaufen, nicht quer gegen sie gelagert sind. Dafür sind die Täler, die von ihnen eingeschlossen werden, regenarm. Deutlich zeigt sich aber das Vorherrschen einer regenreichen und regenarmen Seite in Norwegen, wo die Regenmenge an der Westküste 100—190 cm, an der Ostküste nur 40—50 cm ausmacht. Die Westseite von Schottland hat 120—300 cm Regen, die Ostseite nur 60—80 cm. Weitere interessante Beispiele aus Java und aus Australien findet man bei Hann.

Schon bei unseren Mittelgebirgen: Harz, Thüringer Wald, Schwarzwald zeigt sich eine deutliche Scheidung in eine feuchte und eine trockene Seite (eine „Luv“- und eine „Lee“-Seite) und es ist ja bekannt, wie sehr die verschiedene Niederschlagsmenge das Klima, unter sonst gleichen klimatischen Bedingungen stehender Orte beeinflusst.

Im Anschlusse an das Vorstehende sei noch kurz das Verhalten der sog. Schneegrenze besprochen. Als Schneegrenze bezeichnet man die Höhe, bei der der „ewige Schnee“ beginnt, bei der auch im Sommer keine vollkommene Schneeschmelze mehr eintritt.

Sind schon für die Regenmenge lokale Bedingungen von Wichtigkeit, so ist das noch mehr für die Schneegrenze der Fall. Im allgemeinen muß sie sich nach der Wärmemenge, die die Sonnenstrahlung spendet, und nach der Masse der Niederschläge richten, die beide in einander entgegengesetztem Sinne wirken. Beide hängen, wie die vorausgehenden Abschnitte gezeigt haben, sehr wesentlich von der Exposition gegen die Sonne, der Lage gegen warme oder kalte, trockene oder feuchte Winde, der Enge und Tiefe der Täler, der Neigung der Talwände ab. — Daher ist die Schneegrenze selbst an nahe beieinander gelegenen Orten eine verschiedene. Im allgemeinen liegt sie auf unserer nördlichen Halbkugel an den südlichen Abhängen höher als an den nördlichen, infolge der stärkeren Insolation an ersteren. In den Alpen liegt sie bei 2700 m auf der Nordseite, bei 2800 m auf der Südseite. Ist das Verhalten ein anderes, dann ist es gewöhnlich durch die Differenz in der Menge

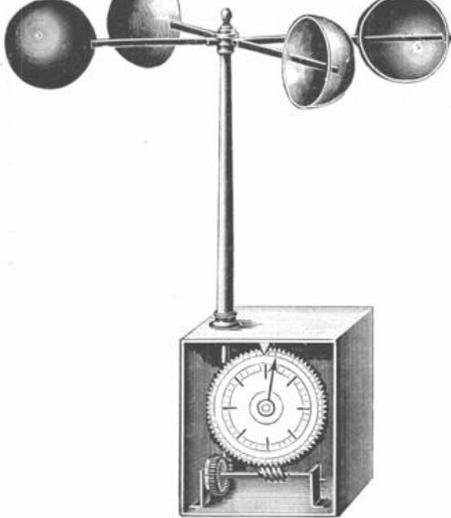
der Niederschläge bedingt. So am Kaukasus, wo die Schneegrenze an den Südabhängen 300—400 m tiefer liegt, als an den Nordhängen. Am Himalaja reicht sie an den südlichen Abdachungen sogar um 500 m tiefer, trotz der höheren Mitteltemperaturen.

Die Schneebedeckung hat eine nicht geringe klimatologische Bedeutung. Die Luft über dem Schnee erwärmt sich nicht, es bilden sich also keine aufsteigenden Luftströmungen, keine lokalen Winde; das Wetter bleibt ruhig und heiter. Auch in dieser Hinsicht sind die Hochtäler der Alpen, speziell die des Engadins, vor unseren Mittelgebirgen bevorzugt, denn in ihnen bleibt der Schnee von Mitte oder Ende November bis in den April hinein liegen, während er in unseren Gebirgen höchstens  $2\frac{1}{2}$ —3 Monate andauert. Die Zeit der Schneeschmelze ist hygienisch ungünstig, die Luft ist feucht, der Boden durchnäßt. Wesentlich ist hierbei, ob das Schmelzwasser leicht abfließen kann und der Boden leicht zu trocknen vermag. Dann gehen wenigstens die mit ihr verbundenen Schädlichkeiten bald vorüber.

**Die Luftbewegungen im Gebirge.** Es ist schon wiederholt von den Beziehungen, die zwischen den Gebirgen und den Bewegungen der Luft bestehen, die Rede gewesen. Wir wollen hier im Zusammenhange kurz die Eigentümlichkeiten der Windverhältnisse in den Bergen betrachten.

Eine besonders klare Darstellung und eine leicht verständliche Erklärung hat Hann gegeben. Nach ihm ist der Einfluß des Gebirges auf die Luftströmungen ein doppelter: „Es ruft einerseits selbständig gewisse Luftströmungen hervor, andererseits modifiziert es die allgemeinen Luftströmungen in mannigfacher Weise.“

Analog wie der Gegensatz von Wasser und Land an der Meeresküste das Wehen von Land- bzw. Seewinden veranlaßt, ruft das Gebirge Winde hervor, die als Tag- und Nachtwinde in einander entgegengesetzter Richtung dahinziehen. Die Tagwinde sind talaufwärts zu den Gipfeln hin, die Nachtwinde sind umgekehrt von den Gipfeln talabwärts gerichtet. Am ausgesprochensten ist das in den Gebirgstälern, aber auch schon in den den Gebirgen nahen Niederungen machen sich solche Luftströmungen bemerkbar.



Anemometer zur Messung der Windstärke.

Der Vorgang erklärt sich durch die Erwärmung, die die Atmosphäre und der Erdboden mit dem Sonnenaufgang erfahren, und durch die Abkühlung, die mit Sonnenuntergang eintritt. Erwärmt sich die Luft unter der Wirkung der Sonne, so dehnt sie sich aus, stärker, entsprechend der größeren Luftsäule, über dem Tale als an den Berghängen. Dadurch steigt der Luftdruck über den Tälern mehr als an den Berglehnen. Die Flächen gleichen

unter der Wirkung der Sonne, so dehnt sie sich aus, stärker, entsprechend der größeren Luftsäule, über dem Tale als an den Berghängen. Dadurch steigt der Luftdruck über den Tälern mehr als an den Berglehnen. Die Flächen gleichen

Luftdruckes bleiben infolgedessen nicht horizontal, sondern werden gegen das Gebirge geneigt und, dem Gefälle entsprechend, fließen die Luftmassen gegen das Gebirge hin. Dazu kommt, daß infolge der Wärmestrahlung von den Bergwänden die ihnen anlagernde Luft sich ihrerseits erwärmt, ausdehnt und emporsteigt. — Beide Vorgänge gemeinsam bringen so den dem Gebirge zuströmenden Tagwind zustande.

Umgekehrt ist es bei Nacht. Die Höhenluft erfährt eine stärkere Abkühlung als die in der Tiefe, besonders wo sie Berglehnen, die durch Strahlung viel Wärme abgeben, anliegt. Mit der Abkühlung kontrahiert sie sich, wird schwerer und sinkt, der Schwerkraft folgend, zu Tale.

Das Auftreten der Tag- und Nachtwinde ist so typisch und an vielen Orten so auffällig, daß die Winde zum Teil besondere Namen erhalten haben. So am Gardasee der Tagwind, der gegen Norden hin zum Gebirge weht: Ora, der Nachtwind, der vom Gebirge kommt: Paesano. Oder am Comersee der Tagwind: Brevia, der Nachtwind: Tivano. Bekannt sind auch derartige Winde in den Nebentälern des Rheins: der Wisperwind, der Höllentalwind.

Diese Lokalwinde sind besonders dann gut ausgesprochen, wenn keine stärkeren allgemeinen Luftströmungen herrschen. Diese lassen die ersteren nicht zur Ausbildung kommen. Daher gilt, wie Hann erwähnt, in den Alpentälern mit einem gewissen Rechte die populäre Wetterregel, daß das Ausbleiben des typischen Tag- und Nachtwindes auf einen Witterungsumschlag hindeutet.

Die auf- und absteigenden Lokalwinde haben sowohl eine klimatologische wie eine hygienische Bedeutung.

Klimatologisch sind sie darum wichtig, weil von ihnen die Verteilung der Feuchtigkeit der Atmosphäre, der Dunst-, Nebel- und Niederschlagsbildung abhängig ist. Die aufsteigenden Tagwinde bringen feuchte Luft aus der Tiefe herauf, erhöhen also den Wassergehalt der Höhenluft. Mit dem Aufsteigen kühlt die Luft sich ab, so daß es leicht zur Kondensation des in ihr enthaltenen Wasserdampfes kommen kann. So erklärt sich die von Sonnenaufgang bis gegen Sonnenuntergang hier fortschreitend zunehmende Dunstbildung und Trübung der Luft und die in den Nachmittagstunden häufige Wolken- und Regenbildung. — Sie ist der Grund für die allbekannte Erfahrung, daß die Aussichten auf Bergspitzen des Morgens am klarsten und schönsten sind, im Laufe des Tages jedoch immer beschränkter werden und durch Nebel- und Wolkenbildung ganz verhüllt werden können.

Die Nachtwinde führen demgegenüber den Wasserdampf der Atmosphäre zu Tale. Die Luft der Höhen wird trocken, die in der Tiefe feucht und zu Nebelbildung geneigt.

Die hygienische Bedeutung der lokalen Winde beruht darauf, daß sie zu einer ergiebigen Durchlüftung der Täler führen, und damit auf die Temperatur und Feuchtigkeit der Atmosphäre regulierend einwirken.

Neben der Bildung lokaler Winde hat, wie schon erwähnt, das Gebirge die Fähigkeit, die allgemeinen, ein größeres Gebiet betreffenden und auf den herrschenden Luftdruckverhältnissen beruhenden Luftströmungen in eigentümlicher Weise zu modifizieren. — Die Winde, welche auf diese Weise zustande kommen, gehören der Gruppe der sog. Fallwinde an.

Man versteht darunter warme, trockene, meist mit großer, oft orkanartiger Heftigkeit von den Höhen ins Tal stürzende Winde. Sie sind in den Tälern der nördlichen Schweiz am längsten bekannt, sind dort zuerst genauer studiert worden und haben dort den Namen Föhn erhalten. Die Richtung des Föhns ist aus Südost oder aus Süden, seltener aus Südwesten. Darum werden die Alpentäler, die diese Richtungen einhalten, am meisten von ihm betroffen. Am häufigsten und intensivsten wird er im Illtal (Vorarlberg) beobachtet, dann in den oberen Rheintälern, im Reußtale, im unteren Rhonetal. Die von Ost nach West verlaufenden Täler, wie das obere Wallis und das Aaretal zwischen Brienz und Thun, werden nicht von ihm heimgesucht.

Auf Grund der Wärme und Trockenheit des Föhnwindes nahm man früher an, er komme aus dem nördlichen Afrika, aus der Sahara, über das Mittelmeer her. Hann hat gezeigt, daß das nicht der Fall ist, daß er vielmehr an der Gebirgskette der Alpen seine charakteristischen Eigentümlichkeiten annimmt und in seiner Eigenschaft als Fallwind auf die nördlichen Alpentäler beschränkt ist. Nur in ihnen ist der Wind heiß und trocken, auf der Südseite der Alpen dagegen und auf den Kämmen ist er feucht und kühl und im Gegensatz zu der Hitze in den Tälern kommt es auf den Kämmen nicht selten zu Regen- oder gar Schneefall.

Einige Beispiele sollen zeigen, in wie hohem Grade die Temperatur und Trockenheit der Luft durch den Föhn gesteigert werden kann.

So war in Bludenz (Vorarlberg) am 25. November 1870

um 6<sup>h</sup> früh: die Temp. 17.3°, die relative Feuchtigkeit der Luft 13<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Wind aus SO  
 „ 2<sup>h</sup> mittags: „ „ 22° „ „ „ „ 10<sup>0</sup>/<sub>0</sub>

In Altdorf war im Januar 1877

um 6<sup>h</sup> früh: die Temp. 13.8°, die relative Feuchtigkeit der Luft 31<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Wind aus S  
 „ 2<sup>h</sup> mittags: „ „ 15.8° „ „ „ „ 29<sup>0</sup>/<sub>0</sub>

In Altstätten war im Januar 1877

um 6<sup>h</sup> früh: die Temp. 15.1°, die relative Feuchtigkeit der Luft 25<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, Wind aus SSW  
 „ 2<sup>h</sup> mittags: „ „ 16.0° „ „ „ „ 29<sup>0</sup>/<sub>0</sub>

Wir haben also mitten im Winter geradezu sommerliche Wärme!

Für die charakteristische Beschaffenheit der Föhnwinde, ihre Wärme und Trockenheit, hat Hann eine einleuchtende Erklärung gegeben und beide mit bekannten physikalischen Gesetzen in Beziehung gebracht. Die von Süden her wehenden Winde steigen an der Mauer der Alpen aufwärts. Dabei kühlen sie sich so sehr ab, daß ihre Feuchtigkeit sich als Regen oder in höheren Regionen als Schnee kondensiert. Die so eines Teiles ihres Wassers beraubte und trockenere Luft steigt nun über die Käme in die nordwärts liegenden Täler nieder. Sie verdichtet sich beim Niedersinken und infolge der Verdichtung tritt eine Erwärmung ein. Diese müßte nach den Gesetzen der mechanischen Wärmetheorie je 1° C. bei 100 m Höhendifferenz ausmachen, und eine dementsprechende erhebliche Erwärmung ist nun wirklich gefunden worden. Je wärmer aber die Luft wird, um so mehr Wasser kann sie aufnehmen, um so geringer ist daher bei gleichem Wassergehalt ihre relative Feuchtigkeit. Und so kommen die Luftmassen, die auf den Kämmen noch mit Wasser gesättigt waren, nun zu 20—25<sup>0</sup>/<sub>0</sub> und weniger gesättigt, also sehr trocken, in den Tälern an.

Wird uns auf diese Weise die Natur des Föhnwindes verständlich, so bleibt noch die Frage zu erörtern, welches denn die Ursachen sind, die zur Ausbildung dieser Fallwinde führen. Auch hierfür hat Hann eine Erklärung gegeben.

„Wenn ein Barometerminimum im Westen oder Nordwesten der Alpen sich befindet, auf der Linie der Bai von Biscaya und Irland, so strömt die Luft über dem Alpenvorland als Südost- oder Südwind gegen den Ort kleinsten Luftdruckes hin, aber auch die Luft aus den Alpentälern wird gegen diese Stelle hingezogen, gleichsam aus den Tälern herausgesaugt. Da die Alpenmauer hier das direkte Zufießen aus Süden hemmt, so muß die Luft aus der Höhe, von den Alpenkämmen herab, zum Ersatz herbeifließen.“

Ist diese rein physikalische Erklärung zutreffend, so steht zu erwarten, daß föhnartige Winde auch anderwärts als in den Nordalpen zustande kommen, wenn die nötigen meteorologischen und lokalen Bedingungen gegeben sind. Das ist auch tatsächlich der Fall. Befindet sich einmal ein barometrisches Minimum im Südosten der Alpen anstatt im Nordwesten, dann kommt es in den Tälern am Südabhang der Alpen zu warmen, trockenen, aus Norden wehenden Winden. Solche werden am Gardasee, am Comer-, Luganersee, im Bergell beobachtet.

Auch andere Gegenden der Erde zeigen dieselbe Erscheinung, so die Nordhänge der Pyrenäen, Westgrönland, das Südufer des Kaspischen und Schwarzen Meeres.

Selbst unsere norddeutschen Mittelgebirge haben, wenn auch in abgeschwächter Weise, föhnartige Winde. Sie sind im Riesengebirge, im Thüringer Wald und Harz bekannt.

Die folgende Zusammenstellung, die Determann entnommen ist, soll das illustrieren:

Riesengebirge. November 1894, 7<sup>h</sup> früh:

	Höhe in m	Temperatur	Relat. Feuchtigkeit
Schneekoppe . . . . .	1603	- 3.0°	63%
Wang . . . . .	873	+ 5.7°	20%!
Schreiberhau . . . . .	633	+ 7.5°	9%!

Thüringer Wald. Februar 1894, 2<sup>h</sup> mittags:

	Höhe in m	Temperatur	Relat. Feuchtigkeit
Meiningen (Südseite) . . . . .	311	6.3°	91%
Liebenstein (Südseite) . . . . .	350	6.3°	90%
Inselsberg (Gipfel) . . . . .	906	2.0°	100%
Stadtilm (Nordseite) . . . . .	364	7.2°	78%
Erfurt (Nordseite) . . . . .	215	8.9°	74%

} Wind aus SW

Harz. Januar 1896, 7<sup>h</sup> früh:

	Höhe in m	Temperatur	Relat. Feuchtigkeit
Nordhausen (Südseite) . . . . .	219	1.2°	100%
Klaustal (Südseite) . . . . .	592	0.0°	100%
Brocken (Gipfel) . . . . .	1142	- 1.4°	100%
Ilsenburg (Nordseite) . . . . .	280	5.3°	78%
Quedlinburg (Nordseite) . . . . .	132	5.8°	85%

} Wind aus W

Die sehr erhebliche Trockenheit und die Steigerung der Temperatur ist besonders beim Föhn des Riesengebirges bemerkenswert. Im Harz und Thüringer Wald ist beides weniger ausgeprägt. Dafür lassen die Tabellen sehr schön den Gegensatz von Nord- und Südseite des Gebirges, vornehmlich hinsichtlich der Luftfeuchtigkeit erkennen.

In den Alpen weht der Föhn vorwiegend in den Herbst- und Wintermonaten, seltener im Sommer. Nach einer Übersicht Hanns kommen in der Nordschweiz 30—40 Föhntage auf das Jahr, und sie verteilen sich folgendermaßen:

	Zahl der Föhntage.				
	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Nordschweiz . . .	9.1	17.3	4.9	9.6	40.9
Vorarlberg (Bludenz)	10.6	8.2	3.1	10.0	31.9

Für die Täler, in denen der Föhn häufiger auftritt, hat er eine große klimatische Bedeutung, eine um so größere als er hauptsächlich in der kalten Jahreszeit einsetzt. Er erhöht durch die Wärme und Trockenheit, die er bringt, die mittlere Temperatur und setzt die mittlere relative Feuchtigkeit der Luft herab. Er fördert so das Gedeihen der Vegetation, gestattet Weinbau und Maiskultur auch noch in höheren Lagen. Er führt zu schneller und früher Schneeschmelze und wirkt nach Hann in 24 Stunden so viel, wie die Sonne allein in 14 Tagen.

So günstig aber der Föhn nach dieser Richtung hin wirkt, so hat er andererseits doch auch seine Nachteile. Mensch und Tier fühlen sich nicht wohl beim Wehen des Föhns. Die plötzliche enorme Temperatursteigerung, die er herbeiführt, wirkt ermattend und niederdrückend. Diese Wirkung ist insofern auffallend, als ja die große Trockenheit eigentlich den Beschwerden entgegenwirken müßte. — Eine andere Erklärung der Föhnwirkung wird später diskutiert werden.

Noch in anderer Hinsicht ist der Föhn von Bedeutung. Jedem Bergsteiger ist bekannt, das beim Föhn die Aussichten in den nördlichen Alpen besonders klar und farbenprächtig sind. Die Trockenheit der Luft und ihre Reinheit, eine Folge der Wasserdampfkondensation auf der Südseite, sind wohl die Ursache dieser Erscheinung. Leider kann man sich der Naturschönheiten nicht lange erfreuen. Da der Föhn durch eine im Westen liegende Depression bedingt ist, folgt ihm alsbald trübes, regnerisches Wetter.

Ein zweiter Fallwind verdient noch eine kurze Erwähnung, die sog. Bora, welche die nördlichen Küsten des Adriatischen Meeres: Dalmatien, Istrien, das Karstgebiet heimsucht.

Auch sie weht meist in den Wintermonaten, im November, Dezember, Februar, März. Dabei stürzen vom Plateau des nordwestlichen Balkangebirges die Luftmassen oft orkanartig als Nordostwind in die Tiefe. In der Höhe haben sie sich enorm abgekühlt, zuweilen erreicht ihre Temperatur  $-20^{\circ}$ .

Sie erwärmen sich zwar auch beim Niedersinken durch Verdichtung, aber die Höhe, aus der sie herabsinken, ist zu gering, als daß sie unten als warmer Wind ankommen sollten. Sie behalten ihre niedrige Temperatur und bringen so starke Abkühlung, daß häufig der Wasserdampf der Luft sich als Eis niederschlägt, das alles mit einer Eiskruste überzieht.

Die Bora ist in klimatischer wie hygienischer Hinsicht von ungünstigem Einfluß.

Wir haben bisher die Beziehung zwischen Gebirge und Luftbewegung nur nach der Richtung hin betrachtet, daß bestimmte Winde erzeugt, andere in ihrem Verhalten geändert werden. Unsere Betrachtung würde einseitig sein, wenn wir nicht auf eine zweite, dieser ersten gewissermaßen entgegengesetzte Bedeutung des Gebirges hinweisen wollten, nämlich die: Schutz vor Winden zu gewähren.

In von Bergen umschlossenen Tälern ist die Luftbewegung eine schwächere als in der freien, offenen Ebene, und wenn man in ihnen eine üppigere Vegetation,

einen kräftigeren Baumwuchs findet, so spielt neben den Verschiedenheiten der Sonnenbestrahlung und der Feuchtigkeit auch die geringere Luftbewegung eine Rolle. Stärkere Winde sind der Entwicklung der Vegetation schädlich und es ist bekannt, daß in Gegenden mit häufigen und starken Winden junge Anpflanzungen nur schwer fortkommen.

In klimatologischer Hinsicht besonders bedeutungsvoll ist der Effekt, den große Gebirgsketten auf die ihnen benachbarten Gebiete des Flachlandes äußern. Gebirge, zumal außerhalb der Tropen, die in westöstlicher Richtung verlaufen, stellen richtige Klimascheiden dar. Sie halten die von den Polargegenden kommenden kalten Luftströmungen ab und die Klimaunterschiede zwischen den Nord- und Südabhängen sind ganz auffallende.

Auf der nördlichen Halbkugel ist es die Südseite der Gebirge, die klimatisch die begünstigste ist. Wie schroff und unvermittelt der Übergang ist, kommt einem heutzutage besonders zum Bewußtsein, wenn man unter Benutzung einer der zahlreichen, die Alpen von Nord nach Süd durchquerenden Bahnen in der kälteren Jahreszeit aus dem nordischen Winter heraus in wenigen Stunden sich in das milde italienische Klima versetzt sieht, oder im Sommer für das gemäßigte Klima der Nordalpen das fast subtropische der südlichen Abhänge eintauscht.

Diese subjektiven Beobachtungen werden durch die meteorologischen Feststellungen bekräftigt und erweitert. Der Windschutz, den die Nähe großer Gebirgsmassen gewährt, bewirkt es, daß die Orte am Südfuße der Alpen eine höhere Jahres- und Wintertemperatur haben als die zwar südlicher, doch ungeschützt gelegenen Orte der oberitalienischen Tiefebene. So ist die Wintertemperatur bei der Villa Carlotta am Comersee um  $2.4^{\circ}$ , die von Riva am Gardasee um  $1.5^{\circ}$  höher als die von Mailand. Sogar Bozen hat noch ein etwas höheres mittleres Jahresminimum als Mailand.

Der Lage am Südfuße der Seealpen verdankt die Riviera ihre einzigartigen klimatischen Verhältnisse. Alle Italienfahrer wissen, daß, wenn sie sich im Frühjahr von der Riviera aus weiter nach Süden begeben, sie in Oberitalien und selbst noch in Mittelitalien unter weit ungünstigere Temperaturverhältnisse kommen. Erst Unteritalien — Neapel — ist in seinem Klima dem der Riviera wieder gleich.

Bedeutender noch als die Wirkung der Alpenkette ist die des mächtigen Himalaja. Die Temperaturdifferenzen zwischen den Orten, die in Nordindien unter dem Schutze des Gebirges liegen, und den in gleicher geographischer Breite, doch ungeschützt gelegenen Südchinas sind sehr erhebliche. So ist die Wintertemperatur in Kanton (China) — nach Hanns Angaben —  $12.5^{\circ}$ , die Kalkuttas (Nordindien)  $20.9^{\circ}$ . Die Differenz beträgt  $8.4^{\circ}$ ; dabei liegen beide fast auf demselben Breitengrade ( $23^{\circ} 12'$  zu  $22^{\circ} 33'$ ). — Die Temperatur Schanghais ( $31^{\circ} 12'$ ) beträgt im Winter  $3.9^{\circ}$ , die Lahores ( $31^{\circ} 34'$ )  $14.0^{\circ}$ . Hier ist sogar eine Temperaturdifferenz von  $10^{\circ}$  vorhanden!

Für den Wert hoher, westöstlich ziehender Gebirge als Klimascheiden spricht noch eine andere Beobachtung. In den Kontinenten, in denen die Gebirge eine nordsüdliche Richtung haben, wie in Nordamerika, ist den Polarwinden kein Wall entgegengesetzt. Sie können weit nach Süden vordringen und dem Äquator nicht mehr sehr fernen Breiten erhebliche Kälten zutragen. Bis in die Südstaaten der nordamerikanischen Union und zum Golf von Mexiko machen sich die Wirkungen der Polarwinde in starken winterlichen Kälteperioden geltend.

Die nordamerikanischen Gebirge haben dafür aber eine andere klimatische Bedeutung. Sie verlaufen längs der Küste des Stillen Ozeans und lassen die kühlen Seewinde nicht ins Innere dringen. Sie bewirken so, daß im Sommer trotz der Nähe des Meeres hohe Temperaturen sich ausbilden können, wie das besonders von Kalifornien bekannt ist.

**Die chemische Beschaffenheit und Reinheit der Höhenluft.** Wir haben uns bisher ausschließlich mit dem physikalischen Verhalten der Höhenluft beschäftigt und zwar darum, weil ihre Besonderheiten in meteorologischer wie klimatischer Beziehung allein auf ihrer eigentümlichen physikalischen Beschaffenheit beruhen. Ihr gegenüber tritt das chemische Verhalten ganz in den Hintergrund.

Mit der beim Aufstieg in die Höhe allmählich fortschreitenden Abnahme des Luftdruckes muß natürlich das Gewicht der die Luft zusammensetzenden Gase, und zwar im gleichen Verhältnis wie der Luftdruck, abnehmen. Eine physiologische Bedeutung hat diese Abnahme nur für einen Bestandteil der Luft, für den Sauerstoff. Bei der großen Wichtigkeit dieses Faktors für das Leben in der Höhe soll den Wirkungen des verminderten Sauerstoffgehaltes der Luft ein eigenes Kapitel (XVIII) gewidmet werden. Hier sei nur erwähnt, daß, sobald die Sauerstoffmenge der Luft unter ein bestimmtes Maß herabsinkt, die Sauerstoffzufuhr, auf die alle organischen Wesen — wenn wir von manchen niedrigsten, zur Gruppe der Bakterien gehörigen, absehen — angewiesen sind, schließlich nicht mehr ausreicht, um einen normalen Ablauf der Lebensprozesse zu ermöglichen. Die zunächst geringen Abweichungen von der Norm steigern sich bei zunehmendem Sauerstoffmangel mehr und mehr, bis schließlich ein wohlcharakterisiertes Krankheitsbild sich ausbildet, das man mit dem Namen der Bergkrankheit bezeichnet. Diese soll bei dem Interesse, das ihre Ursachen und ihr Auftreten in wissenschaftlicher und auch praktischer Hinsicht bieten, gleichfalls eine ausführliche Besprechung in einem eigenen Kapitel (XIX) erfahren.

Die Zusammensetzung der Luft jedoch ändert sich, abgesehen vom Wasserdampfgehalt, der bereits Erwähnung gefunden hat, mit der Höhe nicht. Das zeigen Bestimmungen des Sauerstoffs in verschiedenen Höhen. Seine Menge beträgt:

am Mittelländischen Meer . . . . .	20.91—20.98%	Sauerstoff
in Berlin . . . . .	20.92—20.96%	„
in Genf . . . . .	20.91—20.99%	„
in mittleren Höhen . . . . .	20.95—20.99%	„
in 4560 m Höhe . . . . .	20.87—20.89%	„

Die atmosphärische Luft stellt ein Gemenge mehrerer Gase dar. Neben dem Sauerstoff enthält sie Stickstoff zu im Mittel 78.8%. In dem als Stickstoff bezeichneten Anteil ist noch der Gehalt an Gasen inbegriffen, die neuerlich erst entdeckt und in geringer Menge vorhanden sind, besonders der an Argon, das sich zu fast 1% findet.

Ein weiterer konstanter Bestandteil ist dann die Kohlensäure, in einer Menge von 0.03%; endlich ist der Wasserdampf zu nennen, der in den unteren, den belebten Organismen allein zugänglichen Schichten der Atmosphäre nie vollkommen fehlt. Bei 15° und einer Sättigung zu 75% macht seine Menge im Meeresniveau 1.25% aus.

Daneben findet man Spuren von Ammoniak, Salpetersäure, salpetrige Säure, die jedoch als zufällige, wenn auch häufige Bestandteile bezeichnet werden müssen.

Sie entstammen dem Boden oder den Rauchgasen, die bei der Verbrennung organischer Substanzen entstehen. Auch beim Gewitter werden sie gebildet. Bei ihrer äußerst geringen Menge kommt ihnen weder eine klimatische noch hygienische Bedeutung zu.

Hoher Wert wurde früher der Gegenwart eines Stoffes beigemessen, der dem Sauerstoff sehr nahe steht, dem Ozon. Es ist das bekanntlich ein modifizierter Sauerstoff, bei dem, der allgemeinen Annahme nach, nicht zwei, sondern drei Atome zu dem Komplex eines Moleküles zusammentreten. Dieses größere Molekül ist aber viel labiler als das gewöhnliche, es spaltet leicht sein drittes Atom wieder ab, und das freigewordene Atom ist zu energischen chemischen Wirkungen befähigt. So erklärt man sich die hohen oxydierenden Eigenschaften des Ozons, die sicher festgestellt sind. — Nicht erwiesen, vielmehr nur Hypothese ist es dagegen, wenn man auf Grund eben dieser starken Oxydationskraft annimmt, daß die Heilsamkeit einer Luft von ihrem mehr oder weniger hohen Ozongehalt abhängt und daß speziell die hygienische Bedeutung der Waldesluft, der Seeluft und auch der Luft im Hochgebirge durch ihren höheren Ozongehalt bedingt sei.

Wie man das Ozon künstlich durch sog. dunkle elektrische Entladungen in großen Mengen herstellt, so ist der Ozongehalt der Atmosphäre durch die in ihr vor sich gehenden elektrischen Vorgänge bedingt. Nach Gewittern findet man ihn erheblich gesteigert; auch intensive Belichtung und Verdunstung über großen Wasserflächen vermehren ihn. Im Mittel enthält 1 cbm Luft des Tieflandes etwa 1—2 mg Ozon.

Dem Ozon in seinen Wirkungen nahe steht eine ihm auch chemisch verwandte Substanz, das sog. Wasserstoffsperoxyd, das durch Anlagerung eines Sauerstoffatoms an ein Molekül Wasser entsteht. Auch das Wasserstoffsperoxyd spaltet dieses Sauerstoffatom leicht wieder ab und vermag oxydierende Wirkungen hervorzubringen. Es findet sich neben dem Ozon in der Atmosphäre, im wesentlichen in den atmosphärischen Niederschlägen. Seine Menge ist nur sehr gering; der Liter Niederschlag enthält etwa 0.18 mg.

Ist auch eine direkt die Gesundheit fördernde Wirkung des in der Atmosphäre enthaltenen Ozons höchst zweifelhaft, und speziell ein Einfluß auf die Verbrennungsprozesse im menschlichen und tierischen Körper ganz unbewiesen, so könnte doch ein indirekt günstig wirkender Einfluß angenommen werden. Durch seine oxydierende Kraft kann das Ozon zerstörend auf organische Verbindungen wirken. Es greift die in der Luft verteilten organischen Staubteilchen und sonstige organische Stoffe, die den Lebensprozessen der Tiere und des Menschen oder der gewerblichen Tätigkeit des letzteren entstammen, an, es macht sie unschädlich, es reinigt also die Luft von ihnen.

Daß die Höhenluft arm an organischen Teilen, speziell an niedrigsten Lebewesen ist, haben direkte Zählungen der Luftbakterien ergeben. Pasteur schon fand nur eine geringe Zahl bakterieller Keime am Montblanc, Miquel gab sogar an, daß die Luft in 2000 m Höhe ganz bakterienfrei sei, während Freudenreich in 2336 m Höhe ein annäherndes Fehlen, nämlich nur 6—7 Keime im Kubikmeter Luft fand.

Regnard<sup>51)</sup> gibt nach Untersuchungen Freudenreichs folgende interessante Vergleichsdaten für die Zahl der Keime in 10 cbm Luft:

Höhe . . . . .	2000—4000 m =	0
Thuner See . . . . .	500 „ =	8
Höhe des Hotel Bellevue am Thuner See	=	25
Zimmer des Hotels . . . . .	=	600
Park von Montsouris . . . . .	ca. 50 „ =	7600
Straße in Paris . . . . .	=	55 000

Man darf diese Keimfreiheit keineswegs in erster Linie auf die keimvernichtende Tätigkeit des Ozons schieben, vielmehr spielt die Entwicklung des organischen Lebens, die geringe Zahl menschlicher Ansiedelungen eine wesentliche Rolle. — Was man an organischem Material in der Höhenluft findet, sind meist pflanzliche Bestandteile: Pollen und Blütenstaub.

Man hat mit dem Mangel an niedersten Lebewesen eine in manchen Teilen der Alpen sehr bekannte Erscheinung in Zusammenhang gebracht, nämlich die auffallend geringe Neigung zur Fäulnis organischen Materials. Im Engadin benutzt man dies Verhalten zum Zwecke der Konservierung frischen Fleisches, das in Strähnen geschnitten ins Freie gehängt wird. Hier trocknet es sehr schnell infolge der hohen Verdunstung in der dünnen, trockenen Luft und wird dadurch zur Fäulnis unfähig. — Was hier fäulniswidrig wirkt, ist also mehr die Trockenheit als die Keimfreiheit der Luft.

In demselben Sinne sind wohl auch die interessanten Beobachtungen zu deuten, über die Dr. Bernhardt, Arzt in Samaden (Engadin 1800 m), berichtet hat. Er fand nämlich, daß die Heilungstendenz von Wunden in Samaden viel größer ist als im Tieflande und daß eingreifende operative Eingriffe leichter ertragen werden und die Gefahr einer Infektion weit geringer ist.

Aber die sprichwörtlich gewordene Reinheit der Höhenluft beruht nicht nur auf dem Mangel organischer Keime, auch andere Verunreinigungen, die in reichem Maße die Luft des bewohnten Tieflandes erfüllen, sind spärlich vorhanden. Es fehlen die mannigfachen gas- oder staubförmigen Produkte, die den Rauchfängen, besonders der Fabriken und technischen Etablissements, entströmen: vor allem Kohlenruß, dann größere Mengen von Kohlenoxyd, Schwefel- und schweflige Säure, auch Kohlenwasserstoffe verschiedener Art.

Die Reinheit der Höhenluft in Verbindung mit ihrer Wasserarmut führen zu einem hohen Grade von Durchsichtigkeit und diese erklärt die vielbemerkte Erscheinung, daß die Schätzung von Entfernungen sehr schwer ist. Gegenstände, die viele Kilometer weit entfernt sind, werden noch so deutlich gesehen, als ob sie sich noch nicht einen Kilometer weit befänden.

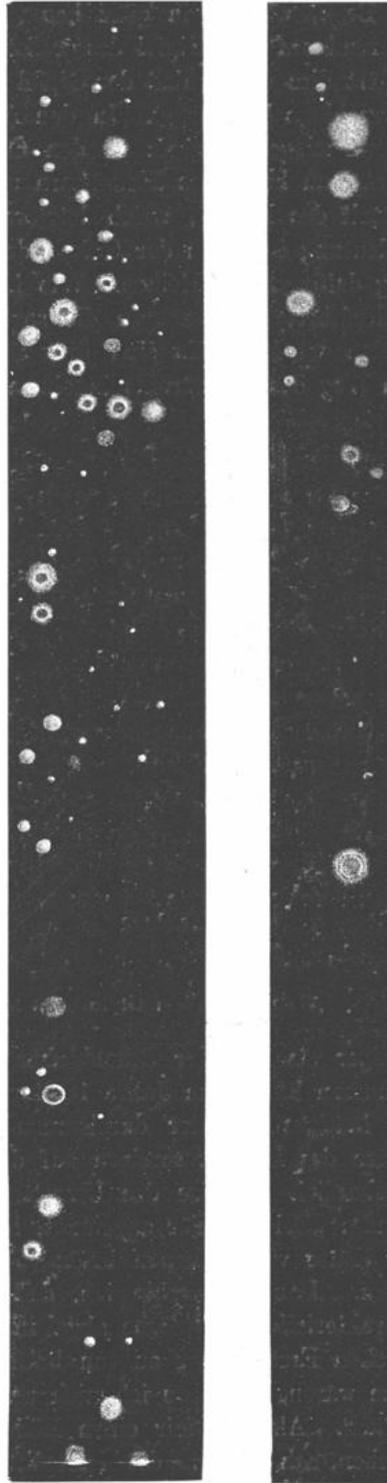
Man kann die Zahl der in der Luft enthaltenen Staubteilchen feststellen mit Hilfe des von Aitken angegebenen Stäubchenzählers. Der Apparat beruht darauf, daß nach Aitkens Theorie und experimenteller Feststellung bei der Kondensation der atmosphärischen Feuchtigkeit die Staubteilchen die Zentra für die sich bildenden Wassertröpfchen bilden. Soviel Staubteilchen, soviel Wassertröpfchen. Er hat an seinem oberen Ende einen flachen Zylinder, der durch befeuchtetes Fließpapier feucht erhalten wird. In ihn wird zunächst durch Watte filtrierte staubfreie Luft eingesaugt, dann läßt man eine bestimmte Menge der zu untersuchenden Luft in ihn eintreten und verdünnt diese mit Hilfe einer Luftpumpe. Die Luft kühlt sich dabei ab; sie wird auf den Taupunkt gebracht und nun scheiden sich soviel Wassertröpfchen ab, wie Staub-

partikelchen vorhanden sind. Sie fallen auf eine quadrierte Glasplatte und werden mit Hilfe einer an der Oberseite des Zylinders befindlichen Lupe gezählt.

Für die Zählung der in der Luft enthaltenen Keime hat Hesse ein vielbenutztes Verfahren ausgebildet. Man läßt gemessene Mengen der zu untersuchenden Luft durch  $\frac{3}{4}$  bis 1 m lange, einige Zentimeter weite Röhren so langsam hindurchstreichen, daß in 2—3 Minuten ein Liter Luft hindurchgeht. Die innere Oberfläche der Röhre ist mit einer Schicht von sog. Nährgelatine ausgekleidet, die besonders den Boden reichlich bedeckt. Bei dem langsamen Hindurchstreichen der Luft senken sich die in ihr enthaltenen Keime auf die Gelatine. Diese enthält zugleich Fleischpreßsaft, Pepton und Kochsalz und stellt ein sehr gutes Entwicklungsmedium für die Keime dar. Sie vermehren sich auf ihr, bilden Kolonien, wie es unsere nebenstehenden Figuren zeigen, und man braucht nur die Menge der gebildeten Kolonien zu zählen, um die Zahl der ursprünglich vorhanden gewesenen Keime zu kennen. Da Form, Farbe und Geschwindigkeit des Wachstums der Kolonien bei den verschiedenen Bakterien differiert, ist es möglich, durch die einfache Betrachtung auch die Art der Bakterien im Groben zu erkennen.

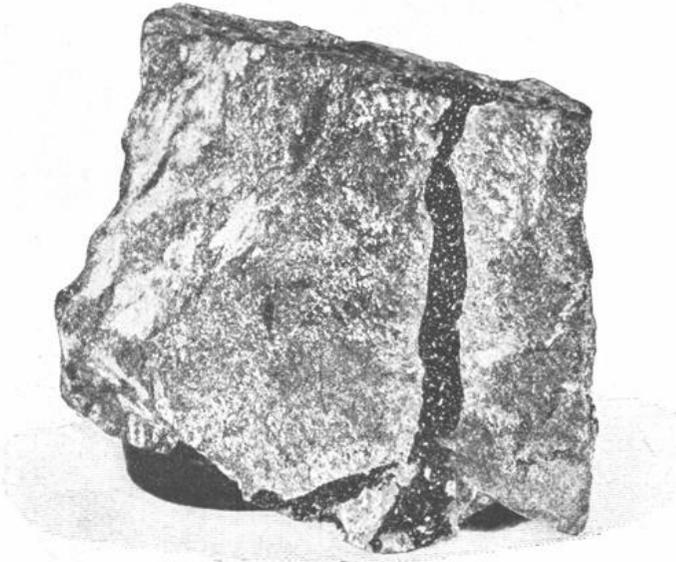
**Elektrische Erscheinungen.** Jeder alpine Wanderer kennt den großen Eindruck, den ein Gewitter in den Bergen hervorruft. Grelle Blitze folgen sich in ununterbrochener Reihenfolge, der Donner rollt mit furchtbarem Krachen, Regen und Hagel prasseln hernieder, der Sturm wütet mit elementarer Gewalt. Im allgemeinen sind wohl in der Tat die Gewitter in den Bergen heftiger als in der Ebene. Das ist zum Teil darauf zurückzuführen, daß die Wolken sich an den Berghängen verfangen und so das Gewitter häufig längere Zeit an derselben Stelle verweilt und seine Wut ausstobt. Auch die Gefahr des Blitzschlages auf hohen Bergen ist wohl eine gesteigerte, denn die Spitzen dieser Riesen müssen wie Blitzableiter des gesamten Gebäudes der Hochalpen wirken. Dabei ist auffallend, daß einige solcher Gipfel wahre Lieblingsstellen für den Blitzschlag sind, während andere, zuweilen höhere, nur verhältnismäßig selten vom Blitze getroffen werden. So ist z. B. in Kleinasien der kleine Ararat

Einwirkung des Gebirgsklimas.



Zwei Nährgelatineplatten mit an Menge und Art verschiedenen Keimkolonien. Nach Hesse.

ein Berg, welcher in ganz besonderer Weise von Blitzschlägen heimgesucht wird, während auf dem Gipfel des großen Ararat der Blitz nur selten einschlägt. Hann<sup>42)</sup> erklärt dies damit, daß der Gipfel des großen Ararat über die Höhe der häufigsten Blitzschläge hinausragt. In den Alpen sind Berge, welche dem Blitzschlage auffallend ausgesetzt sind: in den Ostalpen der Tribulaun und der Greiner, in den Westalpen besonders Matterhorn und Monte Rosa. Ob neben der Lage, Höhe und Gestalt des Berges, welche letztere ja für das Matterhorn sicher von wesentlicher Bedeutung ist, auch der Gehalt der Felsen an leitendem Gestein eine Rolle spielt, mag dahingestellt bleiben. Wie häufig auf den Gipfel des Monte Rosa der Blitz niederfährt, dafür zeugen die sog. Fulminati, die in großer Zahl dort oben gefunden werden. Es sind dies Steine, welche vom Blitze getroffen wurden und den Weg des Blitzstrahls in einem Schmelzen und Verglasen des harten Urgesteins



Blitzstein vom Gipfel des Monte Rosa.

zeigen. Infolge der Blitzgefahr mußte auch die Capanna Regina Margherita besonders gesichert werden. Das ist der Grund, weshalb man diese Hütte mit einer Kupferdecke bekleidet und so einen vollkommenen Faradayschen Isolierkasten aus ihr gebildet hat. Von dieser Kupferhülle ragen nach oben und seitwärts zahlreiche Spitzen als Blitzableiter. Wie wichtig diese Vorsichtsmaßregel ist, erfahren wir selbst. Nach einem mehrstündigen Gewitter waren nicht

weniger als vier der Blitzableiterspitzen abgeschmolzen. Auch Mosso und seine Genossen hatten im Jahre 1894 während ihres Aufenthaltes auf dem Monte Rosa ein heftiges Gewitter durchzumachen. Allerdings traf sie dasselbe nicht auf der Spitze des Berges, sondern auf der Capanna Gnifetti. Mosso schildert in seiner anschaulichen Weise das Unwetter und die damit verbundenen elektrischen Zustände: „Bei der Tür angelangt, hörte ich ein Gesumme, als wenn sich im Innern der Hütte viele Wespen befänden — ich blickte hinein, konnte aber nichts darin sehen. Dann bemerkte ich, daß es die Ecken der Hütte waren, welche jenes charakteristische Gezische abgaben und ich begriff sofort, daß ich es mit einer elektrischen Erscheinung zu tun hatte. Da das Wetter drohend und die Blitze sehr nahe waren, so stellte ich mich unter die steinernen Bogen, welche die obere Hütte stützen. Als ich mir einen Bleistift spitzen wollte, um mir einige Notizen zu machen, sah ich, daß die Holzsplitterchen an dem Messer und an den Fingerspitzen

haften blieben.“ Es geht daraus hervor, daß Mosso sich im Zustande vollkommenen elektrischen Geladenseins befunden haben muß.

Ähnliche Erscheinungen wie die hier von Mosso beschriebenen sind ja dem Alpinisten hinlänglich bekannt. Jeder weiß, daß, wenn die Pickel anfangen zu summen, äußerste Gefahr im Verzuge ist und man eilen soll — unter Zurücklassung des Pickels — sich im Schutze von Felsen oder dergl. in Sicherheit zu bringen.

Wenn der Eindruck, den ein Gewitters in den Bergen auf den Menschen hervorbringt, ein besonders imponierender ist, so darf man doch nicht außer acht lassen, daß er der Schwere des Unwetters durchaus nicht immer zu entsprechen braucht. Der Widerhall des Donners in den Felsen, das Sausen des Windes in den Bäumen, das Heulen in den Schluchten, das Brechen der Zweige, das Rauschen der angeschwollenen Gebirgswässer verstärken den Eindruck des großartig gewaltigen Naturereignisses. Andererseits erlebt man gerade in den höchsten Gebirgsregionen außerordentlich schwere Gewitter, welche aber durchaus nicht als solche imponieren. Denn in der stark verdünnten Luft sind die Schallwellen des Donners von geringer Intensität. Zudem fehlt gerade auf den Spitzen der einzelstehenden Bergriesen, wo die Gefahr des Blitzschlages am größten ist, der Widerhall des Donners. Wir hatten bei dem erwähnten Gewitter in der Capanna Regina Margherita keineswegs einen Eindruck, der der Heftigkeit und Nähe desselben entsprach.

Im allgemeinen ist es ein Irrtum, wenn angenommen wird, daß in den Bergen Gewitter besonders häufig sind. Nur an den Rändern der Gebirge kommt es oft zur Gewitterbildung, in den inneren Tälern sind Gewitter verhältnismäßig selten, ja seltener als in der Ebene. Diese Zunahme der Gewitter von der Niederung gegen den Rand des Gebirges und die Abnahme im Gebirge selbst wird sehr gut veranschaulicht durch die folgende Tabelle, welche die Beobachtungsergebnisse Reimanns im Mittel der Jahre 1880—1885 im Riesengebirge enthält. Die Tabelle ist dem Lehrbuche Hanns<sup>42)</sup> entnommen.

Zahl der Gewitter.

	Breslau	Eichberg	Schreiberhau	Kirche Wang	Schneegruben	Schneekoppe
Im Jahr .	18.5	28.3	23.2	19.0	18.6	18.1
April-Juni	7.8	11.8	7.5	6.5	—	5.2

Einen interessanten Beitrag liefert in dieser Hinsicht auch Jacot Guillarmod. Derselbe teilt mit, daß im Quellgebiete des Indus Gewitter außerordentlich selten sind. Ja, die tibetanische Sprache besitze nicht einmal ein Wort für diese Naturerscheinung.

Allerdings muß hinzugefügt werden, daß ganz bestimmte Partien der Gebirge durch Bildung lokaler Gewitter ausgezeichnet sind. Solche Gewitterherde sind z. B. in der Schweiz der Baseler Jura und das angrenzende Solothurner Gebiet, dann das obere Ende des Züricher Sees und das Vorland des Säntis, Appenzell und St. Gallen. Wie man sieht, Gegenden, welche an der Grenze der Niederung und des Hochgebirges gelegen sind. Ganz ebenso verhält es sich in den Ostalpen, wo besonders die Gebiete zwischen dem Ammersee, Starnbergersee, Chiemsee und den Alpen als Gewitternester in Betracht kommen.

Es ist vorher Bezug genommen worden auf das Sausen des Pickels als eines Zeichens besonders starker elektrischer Spannung. Häufig genug kann man das

Sausen begleitet sehen von dem Ausstrahlen feinen bläulichen Lichtes, einem Vorgang, den man bekanntlich als St. Elmsfeuer bezeichnet. Dieses St. Elmsfeuer entspricht durchaus den Glimmlicht- und Büschelentladungen, welche man im Laboratorium mit jeder Elektrisiermaschine hervorrufen kann. St. Elmsfeuer kommen im Gebirge verhältnismäßig oft vor. Der Grund ist darin zu suchen, daß diese Art elektrischen Ausgleiches nur dann vor sich geht, wenn die Wetterwolke sich in außerordentlich geringer Entfernung von der Erdoberfläche befindet. So wird denn auch St. Elmsfeuer in der Ebene häufig bei den Wintergewittern beobachtet, welche erfahrungsgemäß besonders tief liegend sind.

So sehr die großen elektrischen Spannungsausgleiche die Aufmerksamkeit des Unbefangenen auf sich ziehen, so sind doch wohl für unser Thema gewisse feinere elektrische Vorgänge der Atmosphäre von viel größerer Bedeutung, Vorgänge, welche sich meist der gröberen Wahrnehmung entziehen, andererseits aber gerade im Hochgebirge ganz exzeptionelle Eigenart aufweisen. Es handelt sich hier im wesentlichen um zwei Phänomene: das elektrische Potentialgefälle und die Elektrizitätszerstreuung.

Seit der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts wissen wir, daß die atmosphärische Luft nicht nur bei Gewittern, sondern überhaupt fast immer elektrisch ist. Wir verdanken die ersten diesbezüglichen Feststellungen den fast gleichzeitigen Forschungen De Romas und des Abbé Mazéas in Europa, Benjamin Franklins in Amerika. Diese Forscher bedienten sich bekanntlich der fliegenden Drachen, die sie in die Luft aufsteigen ließen und durch leitende Schnüre mit den Beobachtungsapparaten verbanden. Um den weiteren Ausbau der Methoden und unserer Kenntnis dieser Vorgänge haben sich später u. a. de Saussure und Volta besondere Verdienste erworben. Saussure konstruierte einen zweckmäßigen kompendiösen Apparat, den er auch bei seinen alpinen Besteigungen und Forschungen mit sich nehmen und im Gebirge verwenden konnte. Volta führte zuerst in die Methodik die sogenannten Kollektoren ein. Unter Kollektoren versteht man Vorrichtungen, welche die Eigenschaft haben, sich stets auf die in ihrer unmittelbaren Umgebung befindliche elektrische Spannung zu laden. Solche Eigenschaften besitzen Flammen, glimmende Lunten und dergl., ferner feine Wasserstrahlen an denjenigen Stellen, wo sie sich in Tropfen auflösen. In neuester Zeit sind auch vielfach Radiumpräparate als Kollektoren verwandt worden.

Unter den Forschern der Jetztzeit hat sich auf unserem Gebiete besonders der österreichische Physiker F. Exner verdient gemacht. Was zunächst die Methodik betrifft, so konstruierte Exner<sup>30</sup> einen möglichst handlichen Apparat, welcher auf Reisen mitgeführt werden kann und daher in zweckmäßiger Weise die Form eines Spazierstockes erhielt, wie er auf der Titelvignette dieses Kapitels zu sehen ist. Der Griff dieses Stockes ist abschraubbar, der Stock selbst birgt im Innern eine Anzahl kleinerer Ebonitstücke, welche auf den großen aufgesetzt, beziehungsweise einzeln verwendet oder beliebig zusammengesetzt werden können. Man erhält so eine Variationsmöglichkeit der Stockhöhe von ca.  $\frac{1}{3}$  bis 1.5 m. Der Stock wird mittels seiner Eisenspitze in den Boden gerammt. Auf seiner Höhe wird der Kollektor befestigt, der bei der Exnerschen Einrichtung aus einer kleinen Spirituslampe besteht. Diese Lampe ist zum Schutze gegen Wind mit einem kleinen Schornstein versehen. Mit diesem Kollektor wird ein handliches, kleines, aber vorzüglich isoliertes Elektroskop leitend verbunden, dessen Gehäuse zur Erde abgeleitet wird. Die Ableitung wird am leichtesten dadurch erreicht, daß der Be-

obachter den Apparat in die Hand nimmt. Wenn man einen derartigen Versuch vornimmt, so bemerkt man einen Ausschlag der feinen Aluminiumblättchen des Elektroskops. Diese Divergenz gibt ein Maß der Spannungsdifferenz der Elektrizität der Luft in der Höhe des Kollektors und derjenigen des Erdbodens. Das Elektroskop ist geeicht, so daß man weiß, wie groß die Spannung ausgedrückt in Volt ist, die dem jeweiligen Ausschlage der Aluminiumblättchen entspricht. Kennt man dann den Niveauunterschied zwischen Kollektor und Erdboden, so kann man leicht die elektrische Spannungsdifferenz pro Meter in Volt ausdrücken.

Auch wir nahmen bei unseren Expeditionen derartige Apparate mit und stellten wiederholt Untersuchungen über das Potentialgefälle an den verschiedenen Orten unseres Aufenthaltes an. Der Grund, weswegen diese atmosphärischen Vorgänge unser besonderes Interesse erregten, muß einer Besprechung an späterer Stelle vorbehalten bleiben. Hier mag nur ein Überblick über die wichtigsten Tatsachen gegeben werden, welche in Hinsicht des elektrischen Potentialgefälles bekannt sind, ohne auf die eventuelle Bedeutung dieser Vorgänge für den Organismus einzugehen.

Hauptsächlich aus den Forschungen Exners und seiner Mitarbeiter geht mit Sicherheit hervor, daß die Luft bei heiterem, klarem Wetter stets positiv-elektrisch gegen die Erde ist, letztere also negativ-elektrisch gegen die umgebende Atmosphäre sich verhält. Denkt man sich die Punkte gleicher elektrischer Spannung über dem Erdboden durch Flächen verbunden, so entstehen zur Erdoberfläche parallele Flächen, welche man als „Flächen gleicher Spannung“, „Luftelektrische Niveauflächen“ oder „Äquipotentialflächen“ bezeichnet. Bei klarem Wetter sind die höheren Niveauflächen stärker positiv-elektrisch gegen die Erdoberfläche als die niederen und es herrscht dieses normale positive Potentialgefälle bei schönem Wetter überall auf der Erde, vom Äquator bis zu den Polen.

Die Berge bieten nun ganz eigenartige Verhältnisse des Potentialgefälles. Dasselbe nimmt nämlich an der Erdoberfläche im allgemeinen mit der Höhe zu. Dies spricht sich z. B. deutlich in Versuchen von Exner aus, welcher auf dem Schafberg bei Salzburg bei heiterem Wetter ein Gefälle von 2000 Volt pro Meter feststellte, während gleichzeitige Untersuchungen in der Ebene ein Potentialgefälle von nur 100 Volt pro Meter ergaben.

Doch nicht nur die absolute Höhe über dem Meere ist maßgebend für die Größe des elektrischen Gefälles, sondern auch die relative Erhebung über die Umgebung, selbst wenn der Niveauunterschied gar kein sehr erheblicher ist. Diese Beobachtung hat bereits Saussure gemacht, der feststellte, daß auf der Spitze eines isolierten Felsens, auch wenn er keine bedeutende Höhe hatte, die Stärke der elektrischen Spannung eine größere war, als in der Umgebung. Die Erscheinung



Schematische Darstellung der durch Unebenheiten der Erdoberfläche gestörten Niveauflächen des luft-elektrischen Potentials.

Nach Hann.

erklärt sich durch ein Zusammendrängen der Niveauflächen über jeder Bodenerhebung, wie umstehendes Bild deutlich illustriert. Es ergibt sich aus dieser Tatsache, daß selbst niedrige Häuser, Bäume, ja ein nahe herantretender Mensch die Niveauflächen stören und einen Vergleich der Messungen mit anderen unmöglich machen. Auf dem Dache eines Gebäudes, z. B. dem Turme des umstehenden Bildes, ist das Potentialgefälle erhöht. In unmittelbarer Nachbarschaft des Gebäudes jedoch treten die Niveauflächen weiter auseinander als in der sonstigen Umgebung. Das Potentialgefälle liegt also hier unterhalb des normalen Wertes.



Gipfel des Briener Rothorn.

Für dieses Zusammendrängen der Niveauflächen durch geringe Bodenerhebungen fanden auch wir ein ganz gutes Beispiel auf dem Briener Rothorn. Es sei hier mit einigen Worten darauf eingegangen, obgleich in der Literatur viel prägnantere Angaben vorliegen. Doch ist es besonders anschaulich, weil sich auf dem obestehenden Bilde die Orte der verschiedenen Beobachtungen genau erkennen lassen. Es wurde zunächst das Gefälle auf der Spitze der kleinen Kuppe bestimmt, welche zwischen dem Kamm und dem Kulm des Rothorn gelegen ist. Hierbei ergab sich, daß bei einer Entfernung des Kollektors von nur 43 cm über dem Erdboden unser empfindliches Elektroskop nicht mehr imstande war, das Gefälle zu messen. Die Ladung, die dem Elektroskop mitgeteilt wurde, war nämlich eine so starke, daß die Aluminiumblättchen alle zwei Sekunden an die Schutzbacken des Elektro-

skops anschlugen und sich dort entluden. Daraus folgt, daß auf dieser Kuppe das elektrische Potentialgefälle mehr als 550 Volt pro Meter betrug. Unmittelbar darauf wurde eine zweite Bestimmung an der Hundehütte angestellt, welche rechts am Abhang des Rothorns zu sehen ist. Diese Untersuchung wurde in geeigneter Entfernung von dem niedrigen Gebäude vorgenommen und ergab ein Gefälle von 231 Volt pro Meter. Eine identische Zahl, nämlich 229 Volt pro Meter, wurde auf dem Kamm gefunden, 10.5 m vom Hotel und 4.6 m von einem kleineren Gebäude entfernt, welches dem Dienstpersonal zum Aufenthalte angewiesen ist.

Wie geschaffen für Demonstrationen des Zusammendrängens der Niveaulinien erscheinen die Pyramiden Ägyptens, deren eigenartige Gestalt ein Zusammenpressen der Äquipotentialflächen in besonderem Maße begünstigt. In der Tat hat Exner<sup>31)</sup> auf der Spitze der großen Pyramide bei Kairo ein Potentialgefälle von 1100 Volt pro Meter gefunden, einen Wert, welcher demjenigen entspricht, den Elster und Geitel auf dem Hohen Sonnblick (3100 m) angetroffen haben. Wir selbst haben auf dem Gipfel des Monte Rosa keinen Wert festgestellt, welcher diese Höhe erreicht, und auch die Resultate, welche Le Cadet<sup>7)</sup> auf dem Gipfel des Montblanc fand, liegen unterhalb dieser Zahl.

Wenn das normale Potentialgefälle stets ein positives ist, so liegen doch eine ganze Anzahl von Beobachtungen vor, welche ein negatives Potentialgefälle zeigen, derart also, daß die Luft gegenüber der Erde negativ-elektrisch erscheint. Dies tritt besonders dann ein, wenn ein heftiger Wind die Atmosphäre mit Staubteilen erfüllt oder auch, wenn stark negativ geladene Wolken das normale Potentialgefälle stören.

Wir haben oben gesehen, daß mit der Erhebung der Erdoberfläche das normale Potentialgefälle steigt. Das ist eine Folge des unmittelbaren Einflusses der Erde und des Zusammendrängens der Niveaulinien durch die Bodenerhebung. Mißt man dagegen das Potentialgefälle in der Atmosphäre oberhalb des Erdbodens, von der Erde selbst losgelöst, also im Luftballon, so stellt sich heraus, daß das positive Potentialgefälle mit wachsender Höhe abnimmt, dann ein Punkt erreicht wird, in dem zwischen zwei in verschiedenen Höhen angebrachten Kollektoren ein Potentialunterschied nicht mehr besteht und schließlich ein negatives Potentialgefälle folgt. Solche Feststellungen sind gemacht worden von Le Cadet, Börnstein, Baschin, André, Lecher und Tuma. Aus der Publikation Tumas<sup>57)</sup> entnehmen wir nachstehende Tabelle (S. 72), welche ein anschauliches Bild dieser Vorgänge gibt.

Aus diesen Feststellungen geht mit Sicherheit hervor, daß man das normale positive Potentialgefälle in der Atmosphäre nicht, wie man es früher getan hat, aus einer Induktionswirkung des negativ geladenen Erdkörpers herleiten kann.

Zu erwähnen ist schließlich, daß das Potentialgefälle bei Beobachtungen am selben Orte eine deutliche tägliche und jährliche Periode zeigt, daß ferner verringerte Durchsichtigkeit der Luft mit erhöhtem Potentialgefälle einhergeht. Dagegen sind Regen und Hagel häufig negativ-elektrisch und es ist eine alte Erfahrung, daß starke Wolkenmassen in ihrem Zentrum negativ-, an ihrem Rande positiv-elektrisch sind. Mächtige Wolkenmassen sowohl wie auch die Entwicklung von Wasserdampf in der Luft bewirken eine Schwächung der positiven Elektrizität. Sie können

aber auch, wie wir bereits oben gesehen haben, sogar einen Umschlag in negative Elektrizität herbeiführen. Da bei steigender Temperatur der Gehalt der Luft an Wasserdampf steigt, so vermindert sich auch damit das positive Potentialgefälle. Gewitter und Blitze verändern das Potentialgefälle in sehr heftiger und wechselnder Weise.

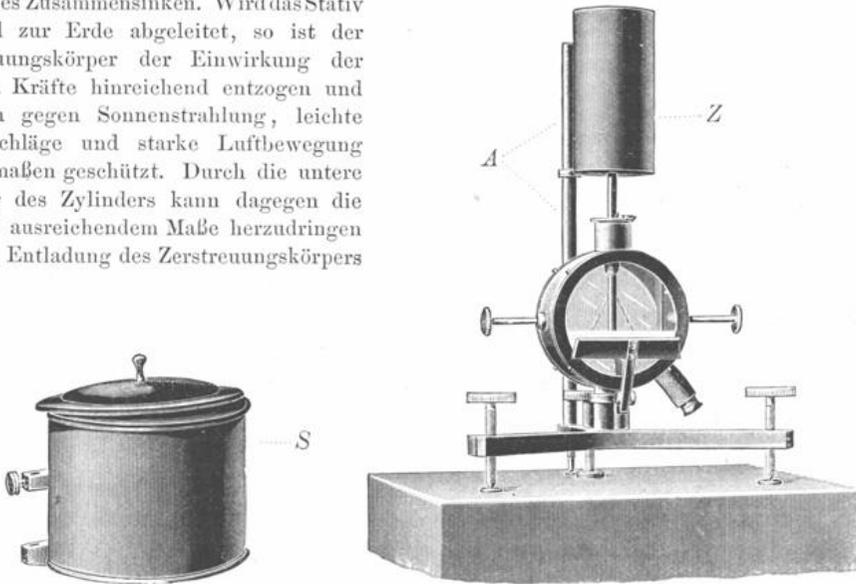
Potentialgefälle im Ballon.

Nr.	Zeit	Höhe in m	Volt pro m
1	10 <sup>h</sup> 40''	1220	+ 48
2	11	2220	+ 40
3	11 15	2330	+ 53
4	11 25	2570	+ 53
5	11 40	2650	0
6	12 20	3000	0
7	12 35	3600	- 43
8	12 52	3800	- 43
9	12 56	3820	- 64
10	1 3	3950	- 64
11	1 10	4050	- 73
12	1 12	4000	- 73
13	1 20	2000	+ 43
14	1 25	2000	+ 64

Mit dem Potentialgefälle steht eine weitere Gruppe von elektrischen Erscheinungen in Zusammenhang, welche wir als „Elektrizitätszerstreuung“ bezeichnen. Es war schon längere Zeit bekannt, daß ein gut isolierter elektrisch geladener Körper in der Luft allmählich seine Elektrizität verliert. Aber man nahm an, daß es sich hierbei nur um eine scheinbare elektrische Leitung der Luft handle, welche durch suspendierte Staubpartikelchen und dergl. bewirkt werde. Erst die Forschungen der letzten Jahre haben uns gelehrt, daß die atmosphärische Luft kein absoluter Isolator ist, vielmehr stets ein gewisses Leitvermögen besitzt. Diese Tatsache wurde zuerst von Linß<sup>47)</sup> festgestellt und dann von den Physikern Elster und Geitel in Wolfenbüttel weiter verfolgt und methodisch ausgebaut. Heute, nach Verlauf von vier Jahren, stehen diese Forschungen im Mittelpunkt des Interesses und haben nicht nur für die physikalischen, sondern für unsere allgemeinen naturwissenschaftlichen Anschauungen auf das Fruchtbringendste gewirkt.

Der Apparat, dessen sich Elster und Geitel bedienen, ist auf nebenstehender Figur abgebildet. Er besteht aus einem feinen Elektroskop, welches im allgemeinen mit gewissen, durch die Art der Verwendung bedingten Veränderungen dem von Exner entspricht. Dieses Elektroskop ruht auf einem Dreifuß und enthält oben an der Platte, welche die Aluminiumblättchen trägt, eine kleine Vertiefung. In diese Vertiefung wird der sogenannte Zerstreungskörper *Z*, vom Gehäuse isoliert, eingeführt, ein geschlossener zylindrischer Hohlkörper aus geschwärztem Messingblech von etwa 9 cm Höhe und 5 cm Durchmesser. Zum Schutze gegen äußere Einflüsse wird ein durch einen Deckel geschlossener, geschwärzter Zylinder *S* aus Messingblech an einem dem Dreifuß angeschraubten Stabe *A* derartig befestigt, daß der Zerstreungskörper in seiner Achse liegt.

Dieser Schutzzyylinder hat eine Höhe von etwa 14 cm und eine Weite von etwa 19 cm. \*) Will man nun die Elektrizitätszerstreuung beobachten, so ladet man zunächst den Zerstreungskörper mit positiver oder negativer Elektrizität. Auf diese Weise bringt man die Aluminiumblättchen zur Divergenz und beobachtet dann ihr allmähliches Zusammensinken. Wird das Stativ dauernd zur Erde abgeleitet, so ist der Zerstreungskörper der Einwirkung der äußeren Kräfte hinreichend entzogen und zugleich gegen Sonnenstrahlung, leichte Niederschläge und starke Luftbewegung einigermaßen geschützt. Durch die untere Öffnung des Zylinders kann dagegen die Luft in ausreichendem Maße herzdringen und die Entladung des Zerstreungskörpers



Apparat zur Messung der Elektrizitätszerstreuung nach Elster und Geitel.

bewirken. Das Elektroskop ist natürlich genau geeicht, so daß man die Abnahme der elektrischen Ladung innerhalb einer gewissen Zeit in Volt ausdrücken kann. Als Beobachtungszeit wird nach dem Vorgange von Elster und Geitel, wenn nicht besondere Umstände dagegen sprechen, der Zeitraum von 15 Minuten gewählt. Als Symbol für die Elektrizitätszerstreuung dient der Wert  $E_+$  resp.  $E_-$  je nach der Ladung mit positiver oder negativer Elektrizität, welche dem Zerstreungskörper mitgeteilt worden ist. Es ist dann:

$$E = \frac{1}{t} \log \frac{Vo}{V} - \frac{n}{t'} \log \frac{Vo'}{V'}$$

In dieser Formel bedeutet  $Vo$  die Anfangsablesung,  $V$  die Endablesung an dem mit Zerstreungskörper versehenen Apparate in der Zeit  $t$ , wobei die Beobachtungsdauer von 15 Minuten als Einheit rechnet.  $Vo'$ ,  $V'$ ,  $t'$  sind die entsprechenden Werte für eine Kontrollbestimmung, welche an die eigentliche Beobachtung von Zeit zu Zeit angeschlossen wird, um die genügende Isolation des Elektroskops festzustellen.  $n$  ist ein Korrekturwert, welcher das Verhältnis der Kapazitäten des Elektroskopes allein zur Summe der Kapazitäten von Elektroskop und Zerstreungskörper ausdrückt. Dieser Wert ist bei den nach den Angaben von Elster und Geitel hergestellten Elektroskopen ein geringer. Der nach der Formel berechnete Endwert wird, da er stets klein ist, mit 100 multipliziert. Später hat dann Ebert<sup>13)</sup> eine andere Formel für die Elektrizitätszerstreuung eingeführt und durch bestimmte Zeichen ausgedrückt. Diese letzteren haben sich bereits allgemein eingebürgert. Ebert bezeichnet mit  $a_+$  einen Wert, welcher entspricht:  $\frac{E}{15 \cdot 0.4343(1-n)}$ . Es handelt sich dabei also um eine Reduktion des Wertes  $E$  auf die Zeiteinheit und einen Ausdruck dieses Wertes in natürlichen Logarithmen, statt der in der

\*) Auf dem Bilde ist der Schutzzyylinder neben dem Apparat abgebildet. Auf der Titelvignette ist er an seinem Stabe befestigt und verdeckt so den Zerstreungskörper.

ersten Gleichung benutzten Briggischen. Von besonderer Wichtigkeit ist ferner der Wert  $q$ , welcher den Quotienten  $\frac{a_-}{a_+}$  angibt. Da im Verlaufe unserer Besprechung sich eine Benutzung dieser Zeichen nicht völlig umgehen läßt, mußte hier wenigstens mit einigen Worten darauf eingegangen werden.

Es sei noch erwähnt, daß der Apparat inzwischen durch Lupen- und Spiegelablesung wesentlich verbessert worden ist und daß andererseits von Ebert<sup>14)</sup> ein umfangreicherer Apparat konstruiert wurde, bei welchem mittels eines Aspirators ähnlich demjenigen, den wir bei dem Abmannschen Aspirationspsychrometer kennen gelernt haben, die Luft mit beliebiger gleichmäßiger Geschwindigkeit an dem Zerstreuungskörper vorüber gesaugt werden kann.

Es hat sich also herausgestellt, daß die atmosphärische Luft unter allen Verhältnissen elektrisch leitend ist, und zwar hat man diese Leitfähigkeit der Luft zurückgeführt auf einen Gehalt derselben an kleinsten Körperchen, welche elektro-positive resp. elektro-negative Eigenladung besitzen. Man hat sie „Ionen“ (die Wandernden) genannt und bezeichnet den Zustand der Atmosphäre daher als die Ionisation der Luft. Der Ausdruck „Ionen“ wurde zuerst von Faraday bei der Zerlegung von Flüssigkeiten mittels des elektrischen Stromes (Elektrolyse) verwendet. Wenn man z. B. durch angesäuertes Wasser einen elektrischen Strom hindurchleitet, so wird dasselbe in seine chemischen Bestandteile zerlegt. Von diesen sammeln sich die Wasserstoffteilchen an der negativen Elektrode (Kathode), die Sauerstoffteilchen an der positiven (Anode). Dieser Wanderung verdanken die Teilchen ihre Namen Anionen und Kationen. Doch ist der Vorgang der Luftionisation keineswegs identisch mit der elektrolytischen Ionisierung von Flüssigkeiten. So besitzt in ionisierter Luft das positive Ion stets eine beträchtlich größere Masse als das negative, während dies in durch Elektrolyse zerlegten Flüssigkeiten durchaus nicht der Fall zu sein braucht.

Die Ionisation der Luft gestaltet sich bei wechselnden lokalen und meteorologischen Verhältnissen durchaus verschieden. Wiederum zeigt das Hochgebirge ganz exzeptionelle Verhältnisse. Zunächst nämlich wächst die Ionisation der Luft mit der Erhebung über den Meeresspiegel. Dieses Anwachsen der Elektrizitätszerstreuung mit der Höhe ist nicht an die Gebirge als solche gebunden. Auch bei Untersuchungen im Luftballon hat man diese Tatsache bestätigt gefunden, und zwar in der Weise, daß das Anwachsen der Ionisation sprungweise in verschiedenen Schichten der Atmosphäre vor sich geht. Doch unterscheiden sich die Zustände der Luftionisation im Hochgebirge in einem wesentlichen Punkte von denen, welche in gleichen Höhen bei Luftballonfahrten festgestellt wurden. In der Ebene und bei der Erhebung im Luftballon ist die Anzahl der Ionen mit positiver Eigenladung, welche in der Zeiteinheit auf den Zerstreuungskörper auffallen und dessen Ladung neutralisieren, annähernd gleich derjenigen der negativen; also das Verhältnis  $\frac{a_-}{a_+} = q$  um die Einheit schwankend. Da das positive Ion eine erheblich größere Masse besitzt, als das negative, so ist es weit schwerer beweglich als dieses. Wenn also das Verhältnis  $\frac{a_-}{a_+} = 1$  ist, so ergibt sich, daß zwar in der Zeiteinheit gleiche Mengen positiver und negativer Elektrizität entladen werden. Dies ist aber

bei der geringeren Geschwindigkeit der positiven Ionen nur dadurch möglich, daß sie an Zahl gegenüber den negativen überwiegen, was ja auch in dem normalen positiven Potentialgefälle seinen Ausdruck findet. Auf den Spitzen der Berge nun zeigt die Luftelektrizität den höchst bemerkenswerten Zustand, daß der Wert  $q$  außerordentlich wächst, daß also der schon normal überwiegende Gehalt der Luft an positiver Elektrizität ein erheblich gesteigerter ist. Dieses Überwiegen der positiven Ionen, die sogenannte unipolare Leitfähigkeit, welche sich in der schnelleren Entladung eines negativ geladenen Zerstreungskörpers, d. h. in einem wachsenden Werte von  $q$  kundgibt, kann auf den Berggipfeln ganz außerordentlich groß sein.

So fanden wir am 2. September 1901 an der Capanna Gnifetti (3700 m) folgende Werte:<sup>8)</sup>

$a_-$	$a_+$	$q$
6.18	2.05	3.0.

Auf dem Gipfel des Montblanc stellte Le Cadet<sup>7)</sup> u. a. folgende Werte fest:

$a_-$	$a_+$	$q$
27.89	1.675	16.65.

Elster<sup>19)</sup> fand auf dem Piz Languard (3220 m) bei Pontresina:

$a_-$	$a_+$	$q$
18.41	1.09	16.9.

Sehr erhebliche Steigerung der Elektrizitätszerstreuung einerseits, der Unipolarität andererseits konstatierte ferner Knoche<sup>45)</sup> auf dem Pico de Teyde (Pic von Teneriffa). Er beobachtete dort auf der sogenannten Alta Vista (3250 m) am 6. September 1904 Werte, welche im Mittel ergeben:

$a_-$	$a_+$	$q$
13.83	7.31	3.19,

und auf dem Gipfel selbst im Mittel von fünf Untersuchungen:

$a_-$	$a_+$	$q$
23.84	2.30	11.24.

Unter diesen Beobachtungen auf dem Gipfel des Pic finden sich jedoch einige, welche wesentlich höhere Werte der Unipolarität ergeben, z. B.:

$a_-$	$a_+$	$q$
23.09	1.36	16.98.

Bei den Befunden Knoches spielt aber sicherlich nicht nur die Erhebung über dem Erdboden die ausschlaggebende Rolle, sondern es sind hier die vulkanischen Verhältnisse von Bedeutung. Knoche beobachtete, daß die Aluminiumblättchen plötzlich zusammengingen unter den Einflüssen der Eruptionen der dem Inneren des Vulkans entströmenden Solfatarengase, welche alle 2—5 Minuten erfolgten. Diese Einwirkung der vulkanischen Gasausströmungen zeigt sich auch in den Versuchen, welche Freiherr von Trautenberg<sup>56)</sup> am Vesuv angestellt hat.

Die höchsten Werte, welche unseres Wissens für die Unipolarität gefunden worden sind, haben Zuntz und Durig auf dem Dache der Capanna Regina Margherita am 6. September 1903 festgestellt. Es ergaben sich folgende Werte:

$a_-$	$a_+$	$q$
8.57	0.31	27.96.

Bemerkenswert ist bei diesen Zahlen, daß die hohe Unipolarität nicht allein einem Steigen des Wertes für  $a_-$  zuzuschreiben ist, sondern auch dem außerordentlich niedrigen Werte für  $a_+$ . Hiermit vergleiche man die Durchschnittswerte, welche wir im Jahre 1901 in Brienz im Tal als Mittel zahlreicher Untersuchungen gefunden haben:<sup>8)</sup>

$a_-$	$a_+$	$q$
1.18	1.16	1.08

und diejenigen, welche z. B. Ebert bei Ballonfahrten von München aus in einer Höhe von 3710—3770 m feststellte:<sup>13)</sup>

$a_-$	$a_+$	$q$
2.76	2.96	0.93.

Wir sehen, daß auch beim Aufstieg im Luftballon die Zerstreungswerte gegenüber denen im Tal gesteigert sind, aber in gleichmäßiger Weise für  $a_+$  und  $a_-$ , so daß die für das Gebirge charakteristische Unipolarität fehlt.

Fragen wir nach der Ursache der Unipolarität in den Bergen, so ist dieselbe zweifellos auf die negative Eigenladung der Erdoberfläche zurückzuführen, welche an den Bergspitzen besonders stark wirksam hervortritt und genau wie die negative Ladung eines Zerstreungskörpers die Ionen mit positiver Eigenladung an sich heranzieht.

Was die Abhängigkeit der Elektrizitätszerstreuung von anderen meteorologischen Momenten betrifft, so ist zunächst sehr in die Augen springend die Beeinträchtigung der Zerstreuung durch Dunst und Regen. Die Elektrizitätszerstreuung ist groß bei klarem, schönem Wetter und durchsichtiger Luft, gering bei Nebelbildung. Dies wird gut illustriert durch Werte, welche wir im Jahre 1901 auf dem Col d'Olen (ca. 3000 m) feststellten.<sup>8)</sup> Es wurden dort gefunden bei Nebel am 6. September:

$a_-$	$a_+$	$q$
1.88	1.03	1.85,

dagegen bei sonnigem, klarem Wetter am 8. September:

$a_-$	$a_+$	$q$
4.02	4.14	0.97.

Dieser Vorgang ist dadurch zu erklären, daß die Ionen nachweislich als Kondensationskerne vom Wassertropfen dienen. Hierdurch wird ihre Masse vergrößert und entsprechend die Geschwindigkeit verlangsamt. Zunächst werden, wie ebenfalls experimentell erwiesen werden konnte, die negativen Ionen zu Kondensationskernen. Es müßte daher der Gehalt an positiven Ionen gegenüber den negativen noch

weiter wachsen, d. h. der Quotient  $q$  größer werden. Dieses ist jedoch meist nicht der Fall. Wenigstens hat Gockel auf dem Briener Rothorn gefunden,<sup>36)</sup> daß der Wert von  $q$  gegenüber dem bei schönem Wetter beobachteten herabgedrückt war. Er erklärt dies dadurch, daß die in der Höhe sich kondensierenden Nebel sich in einem aufsteigenden Luftstrom bilden. Dieser Luftstrom könne nun die positiven Ionen mit sich emporreißen, während den mit Wassermasse beschwerten negativen eine Fallbewegung zukommt.

Von anderen meteorologischen Faktoren, welche die Werte der Elektrizitätszerstreuung beeinflussen, ist natürlich in erster Linie das Gewitter zu nennen, während dessen außerordentlich hohe Werte für die Ionisation der Luft gefunden worden sind.

Ein Zusammenhang zwischen dem elektrischen Potentialgefälle und der Elektrizitätszerstreuung scheint insofern zu bestehen, als sich diese beiden Faktoren im allgemeinen umgekehrt verhalten: je stärker die Ionisation ist, um so schwächer wird das Potentialgefälle. Dies muß ja auch theoretisch gefordert werden, da der Ausgleich zwischen der Elektrizität der Atmosphäre und derjenigen der Erde um so schneller vor sich gehen muß, je stärker leitend die Luft ist.

Eine erhebliche Veränderung der Verhältnisse der Elektrizitätszerstreuung kommt ferner gewissen Winden zu, nämlich dem Föhn und der Bora. Beide erhöhen stets sehr erheblich die Elektrizitätszerstreuung und bringen auch zuweilen eine deutliche Unipolarität mit sich. Es ist dies von besonderem Interesse deswegen, weil ja Föhn sowohl wie Bora Windarten sind, bei welchen rasch Luftschichten aus großer Höhe in die Täler hinuntertreten. Schließlich sei erwähnt, daß auch die Elektrizitätszerstreuung eine tägliche und jährliche Periodizität zeigt.

Bemerkenswert ist ferner, daß neuere Untersuchungen auf einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Größe des Quotienten  $q$  und den Änderungen des Luftdrucks hinweisen, derart, daß bei sinkendem Luftdruck die Werte für  $q$  wachsen, bei steigendem Luftdruck abnehmen. Dies läßt sich allerdings nur dann deutlich nachweisen, wenn störende Nebenumstände, wie wechselnde Luftfeuchtigkeit usw., ausgeschaltet sind. Der Nachweis dieser Tatsache ist aber deswegen von Wichtigkeit, weil ein solches Verhalten eine Stütze für gewisse neuere Theorien darstellt, welche über die Quelle der atmosphärischen Ionisation aufgestellt worden sind.

Bevor wir auf diese Theorien eingehen, müssen wir nunmehr einer sehr merkwürdigen Tatsache gedenken, welche die Grundlage dieser Theorie bildet. Derartige Zustände nämlich, wie sie die atmosphärische Luft in ihrer Ionisation darbietet, können künstlich in derselben hervorgerufen resp. enorm gesteigert werden durch gewisse Strahlen, die ultravioletten Strahlen, die Röntgenstrahlen, Kathodenstrahlen und besonders die Becquerelstrahlen, welche vom Radium und den anderen selbststrahlenden Elementen ausgesandt werden. Es hat sich nun herausgestellt, hauptsächlich durch die Forschungen der Herren Elster und Geitel,<sup>25-28)</sup> daß die atmosphärische Luft in der Tat „Emanation“ des Radium und anderer „radioaktiver“ Elemente enthält. Das Radium und andere strahlende Elemente, wie Thor und Aktinium, senden nämlich nicht nur strahlende Energie aus, sondern auch eine eigentümliche Substanz, die sog. Emanation, welche in zahl-

reichen Eigenschaften einem Gase gleicht, ja, von vielen Physikern direkt als Gas aufgefaßt wird. Da diese Emanation gleichfalls radioaktiv ist, so vermag sie, ebenso wie die Strahlen des Radiums selbst, Luft, welche mit ihr in Berührung kommt, zu ionisieren, d. h. in positiv und negativ geladene Partikelchen zu zerlegen. Wenn man nach dem Vorgange von Elster und Geitel einen Kupferdraht auf ein hohes negatives Potential auflädt (ca. 2000 Volt) und ihn so einige Zeit der Einwirkung der Atmosphäre aussetzt, so schlägt sich auf diesem Drahte die radioaktive Emanation nieder und kann z. B. mit einem Lederlappen abgerieben werden, derart, daß der Lederlappen die Eigenschaften der Radioaktivität erhält, der Draht dieselben verliert und daß z. B. nach Veraschung des Lederlappens die Asche radioaktive Eigenschaften zeigt. Elster und Geitel einerseits, Allen und Bumstead andererseits haben auch eine Messung des Gehaltes der Luft an Emanation vorgenommen, indem sie die Elektrizitätszerstreuung feststellten, die durch einen derartig aktivierten Draht an einem mit Zerstreungskörper versehenen Elektroskop bewirkt wurde. Sie führten als Bezeichnung die Aktivierungszahl  $A$  ein.  $A$  ist gleich 1, wenn die von 1 m Draht in einer Stunde bewirkte Entladung des Elster-Geitelschen Zerstreungskörpers 1 Volt beträgt. Es war nach diesen und anderen Erfahrungen zunächst sicher, daß in der Luft radioaktive Emanation vorhanden ist, und es handelte sich nunmehr darum festzustellen, woher diese Emanation stammt.

Die Beobachtungen, welche zur Lösung dieser Frage angestellt wurden, knüpfen an eine Erfahrung an, die schon früher wiederum zuerst von Elster und Geitel gemacht und dann durch zahlreiche andere Untersucher bestätigt worden war. Es ist die Tatsache, daß in abgeschlossenen Räumen, lange verschlossenen Kellern, Höhlen usw. auffallend hohe Werte für die Elektrizitätszerstreuung gefunden werden, welche die im Freien festgestellten oft erheblich übertreffen. So wurde von Elster und Geitel<sup>33) 24)</sup> in der Baumannshöhle im Harz eine außerordentlich starke Luftionisation nachgewiesen. Es war nun in derartigen Räumen auch die Aktivierungszahl in gleicher Weise gesteigert, so daß also die erhöhte Ionisation in einer erhöhten radioaktiven Emanation ihren Grund hatte. Bei den Forschungen der Herren Elster und Geitel nach der Herkunft der radioaktiven Emanation in diesen abgeschlossenen Räumen stellte sich dann heraus, daß die gesteigerte Radioaktivität und Elektrizitätszerstreuung an verschiedenen Orten verschieden groß ist,<sup>25)</sup> ja in dem großen Raum eines Kalisalzbergwerks in Vienenburg am Harz war die Ionisation der Luft sogar kleiner als in der freien Atmosphäre. Es ergab sich nun, daß die Höhe der Aktivierungszahl in derartigen Räumen abhängig ist von der Art des Bodens und daß aus den meisten Bodenarten sich ein radioaktives Gas gewinnen ließ. Manche Bodenarten sind außerordentlich stark radioaktiv,<sup>27) 28) 51)</sup> so der Höhlenlehm (Löß) von Capri, ferner Sedimente und Schlamm zahlreicher Thermalquellen, besonders derjenigen aus dem „Ursprung“ in Baden-Baden und der Fango von Battaglia. In der Folge haben dann zahlreiche Autoren die Radioaktivität der Thermalquellen untersucht<sup>43)</sup> und vielfach eine mehr oder minder große Radioaktivität des Wassers, besonders aber des Bodens und Sinters dieser Quellen festgestellt. Das Ergebnis der genannten Untersuchungen war also, daß die erhöhte Ionisation und Aktivierung der Luft in

abgeschlossenen Räumen ihre Entstehung einer radioaktiven Emanation des Bodens verdankte, welche bei dem Mangel an Ventilation dort stagnierte und dadurch die hohen Werte bedingte.

Zugleich wurde von Elster und Geitel und auch von anderen Forschern die bereits erwähnte Emanation im Freien weiter verfolgt. So fanden Elster und Geitel,<sup>27)</sup> im allgemeinen eine Zunahme der Aktivierung der Luft von der Nordseeküste nach den Alpen hin. *A* wurde gefunden in Juist an der Nordsee = 5, in Wolfenbüttel = 20, in Alt-Joch am Fuße der Bayrischen Alpen = 137, während das ganz in der Nähe außerhalb der Alpen gelegene Benediktbeuren nur eine Aktivierungszahl von 43.4 ergab. Sehr hohe Werte der Aktivierungszahl erhielt Saake<sup>52)</sup> in Arosa. Er stellte dort eine etwa dreimal so hohe Aktivierung der Luft fest, wie sie Elster und Geitel in Wolfenbüttel beobachtet hatten. Einen noch viel höheren Gehalt an radioaktiver Emanation fand Gockel auf dem Kamm des Briener Rothorns,<sup>40)</sup> einem Platze, welcher auch für unsere Untersuchungen bedeutungsvoll ist. Gleichfalls hohe Aktivierungszahlen wurden in Karasjoh in Norwegen von Simpson<sup>55)</sup> festgestellt.

Doch ist wohl nur ein Teil der Luftionisation auf die Radioaktivität der Luft zurückzuführen. Schon die Untersuchungen von Elster und Geitel in Alt-Joch lehrten nämlich, daß die Aktivierung der Luft nicht wie die Ionisation mit der Höhe anwächst, denn es ergaben sich auf dem Herzogenstand (1732 m) geringere Werte für die Radioaktivität, als sie zu Alt-Joch im Tal gefunden worden waren. Übereinstimmend lassen auch die Untersuchungen von Saake, Elster und Geitel, Gockel u. a. erkennen, daß Luftionisation und Radioaktivität nicht parallel gehen. Gegen eine unmittelbare Beziehung der Radioaktivität der Luft zum Zerstreuungskoeffizienten spricht ferner der Umstand, daß bei Nebel und Luftfeuchtigkeit, die, wie wir oben sahen, die Zerstreuung herabsetzen, meist Aktivierungszahlen erhalten werden, welche das Jahresmittel übertreffen. Es wäre ferner das sprunghafte Ansteigen der Ionisation in den verschiedenen Schichten der Atmosphäre, wie es hauptsächlich Ebert und seine Mitarbeiter bei ihren Ballonfahrten nachgewiesen haben, kaum auf die Radioaktivität der Bodenluft zurückzuführen. Man wird daher neben dieser einen Quelle der Elektrizitätszerstreuung noch eine oder mehrere andere anzunehmen haben, von denen wir bereits die eine mit Sicherheit kennen. Denn Lenard hat zuerst nachgewiesen,<sup>46)</sup> daß ultraviolette Strahlen gleichfalls die Luft zu ionisieren vermögen.

Auf die Radioaktivität der Bodenluft hat nun Ebert eine neue Theorie der atmosphärischen Elektrizität aufgebaut, welche die negativ-elektrische Eigenladung der Erde zu erklären imstande ist.<sup>16-18)</sup> Ebert nahm Bezug auf Versuche, aus welchen hervorgeht, daß elektrische Ladungen von einem ionisierten Gase abgegeben werden, wenn dieses aus Gebieten höherer Ionenkonzentration durch enge Kanäle und Röhren in solche niederer Ionenkonzentration überströmt. Wenn gleichviele positive und negative Ionen in der Volumeneinheit enthalten sind, so wird negative Elektrizität abgegeben. Da nun der Erdboden Radium bzw. Thorium enthält, so steigt eine Luft mit hohem Ionengehalt durch die engen Kapillaren des Erdbodens auf und gibt auf ihrem Wege negative Elektrizität ab. Dadurch

erkläre sich sowohl die negative Ladung der Erde gegenüber der Umgebung, als auch der überwiegende Gehalt der Atmosphäre an freien positiven Ionen. Hiermit würde das positive Potentialgefälles hinreichend erklärt und es würden sich ziemlich zwanglos auch andere elektrische Erscheinungen der atmosphärischen Luft auf die Radioaktivität des Erdbodens zurückführen lassen. Es darf nicht verschwiegen werden, daß von Simpson Bedenken gegen diese Theorie erhoben worden sind, derart, daß jener Autor zwar die Wahrscheinlichkeit zugibt, daß diese Vorgänge sich abspielen, dieselben aber quantitativ für zu gering hält, um die negative Eigenladung der Erde und ihre Folgeerscheinungen daraus abzuleiten. Andererseits wird jedoch die Ebertsche Anschauung gestützt durch die oben erwähnte Tatsache, daß der Quotient  $q$  in deutlicher Abhängigkeit ist von dem atmosphärischen Luftdruck. Denn bei sinkendem Luftdruck wird die Absaugung der Emanation aus dem Erdboden eine lebhaftere sein, bei steigendem wird sie gering werden, sistieren oder gar atmosphärische Luft mit vorwiegendem Gehalt an positiven Ionen in die Kapillaren des Erdbodens zurückgepreßt werden.

Was speziell die Verhältnisse im eigentlichen Hochgebirge anbetrifft, so sind uns Messungen der Radioaktivität dort nicht bekannt. Es ist daher auch vorläufig nicht zu entscheiden, wie weit die erhöhte Ionisierung in einem Gehalte an aktiver Emanation ihre Erklärung findet. Einerseits sind ja die Berge besonders stark von Winden umweht, und es wird daher leicht mit radioaktiver Emanation beladene Luft dort hingetragen werden können. Dieser Vorgang muß durch die an den Bergspitzen besonders wirksame negative Ladung der Erdoberfläche erheblich unterstützt werden. Hierzu kommt, daß, wie Allen<sup>1)</sup> nachgewiesen hat, Schnee stets, wenn auch in geringem Maße, radioaktiv ist und daher auch seinerseits als Ionisator wirken kann. Auf der anderen Seite jedoch wird man bedenken müssen, daß durch die hohe Decke von Eis und Schnee die Bodenluft nur schwer durchzudringen vermag. Man kann auch hier für die Erhöhung der Ionisation auf die ultravioletten Strahlen zurückgreifen, an welchen ja die Luft mit wachsender Höhe immer reicher wird. Es sind nämlich in dieser Hinsicht gerade die kurzwelligsten ultravioletten Strahlen von Wirksamkeit. Diese aber werden von der Luft leicht absorbiert, gelangen also nicht in die tieferen Schichten der Atmosphäre. Wohl aber dürften sie auf den größeren Bergeshöhen ihre Wirksamkeit entfalten.

Nachdem wir nun die einzelnen Klimafaktoren und ihr charakteristisches Verhalten im Höhenklima kennen gelernt haben, können wir mit wenigen Worten eine zusammenfassende Übersicht der Eigentümlichkeiten des Höhenklimas geben.

Das Höhenklima zeichnet sich aus: durch verminderten Luftdruck und dementsprechende Sauerstoffverarmung, durch niedrige Lufttemperaturen, durch intensive und langdauernde Wärme- und Lichtstrahlung seitens der Sonne, durch jähe Wechsel im Wasserdampfgehalt der Luft mit Vorwiegen großer Trockenheit.

Die Luftbewegung ist stark — es bilden sich vielfach lokale Winde und eigentümliche Modifikationen der allgemeinen Luftströmungen. — Die Verdunstung geht energisch vor sich. — Die Höhenluft ist rein, klar, enthält wenig Staub und organische Keime. Ihr Ozongehalt ist höher als im Tieflande.

Gewitter sind in den Bergen im allgemeinen nicht häufiger als in der Ebene, doch ist die Blitzgefahr auf Bergspitzen eine gesteigerte.

Das elektrische Potentialgefälle ist auf den Bergen erhöht. Die Ionisation der Luft wächst mit der Höhe, und es herrscht besonders auf Bergspitzen eine ausgesprochene unipolare Leitfähigkeit, infolge des Überwiegens der positiven Ionen.

Wie weit die erhöhte Ionisation der Luft im Gebirge auf eine radioaktive Emanation zurückzuführen ist, ist zurzeit noch nicht genügend geklärt.

### Literatur.

- 1) S. J. Allen: „Radioaktivität von frisch gefallenem Schnee“. Monthly weather review. 30. 1902.
- 2) Derselbe: „Radioaktivität der Atmosphäre“. Phil. Mag. 7. 1904.
- 2a) Aßmann: „Das Klima“. In Th. Weyls Handb. d. Hygiene. Jena 1894.
- 2b) van Bebbber: „Hygienische Meteorologie“. Stuttgart.
- 3) Börnstein: „Leitfaden der Wetterkunde“. Braunschweig 1901.
- 4) Derselbe: „Luftelektrische Messungen im Ballon“. Wissenschaftl. Luftfahrten. Bd. 2 u. Bd. 3. 1900.
- 5) Derselbe: „Einige Versuche über Elektrizitätszerstreuung in der Luft“. Physikal. Zeitschr. 1904. Bd. 5.
- 6) Bumstead: „Atmosphärische Radioaktivität“. Physikal. Zeitschr. Bd. 5. 1904.
- 7) Le Cadet: „Etude de l'électricité atmosphérique au sommet du mont Blanc par beau temps“. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Bd. 136. 1903.
- 8) W. Caspari: „Beobachtungen über Elektrizitätszerstreuung in verschiedenen Bergeshöhen“. Phys. Zeitschr. 1902. Bd. 3.
- 9) P. Curie et A. Laborde: „Sur la radioactivité des gaz qui se dégagent de l'eau des sources thermales“. Comptes rendus de l'Acad. des sciences. 1904.
- 10) Mme. Curie: „Untersuchungen über die radioaktiven Substanzen“. Übersetzt von W. Kaufmann. Braunschweig 1904.
- 11) P. Czermak: „Über Elektrizitätszerstreuung bei Föhn“. Physik. Zeitschr. Bd. 3. 1902.
- 12) Derselbe: „Über Elektrizitätszerstreuung in der Atmosphäre“. Physik. Zeitschr. Bd. 4. 1903.
- 12a) Determann: „Das Höhenklima im Winter und seine Verwendbarkeit für Kranke“. Sammlung klin. Vorträge. Nr. 308. Leipzig 1901.
- 13) H. Ebert: „Messungen der elektrischen Zerstreuung im Freiballon“. Berichte der Münchener Akad. d. Wissensch. 1900 u. 1901.
- 14) Derselbe: „Aspirationsapparat zur Bestimmung des Ionengehaltes der Atmosphäre“. Physik. Zeitschr. Bd. 2. 1901.
- 15) Derselbe: „Über die in München im Jahre 1901/1902 ausgeführten luftelektrischen Arbeiten“. Phys. Zeitschr. Bd. 4. 1902.
- 16) Derselbe: „Über die Ursachen des normalen atmosphärischen Potentialgefälles und der negativen Erdladung“. Physik. Zeitschr. Bd. 5. 1904.
- 17) Derselbe: „Über das normale elektrische Feld der Erde“. Ebenda.
- 18) Derselbe und Ewers: „Über die dem Erdboden entstammende radioaktive Emanation“. Phys. Zeitschr. Bd. 4. 1902.
- 19) J. Elster: „Messungen der elektrischen Zerstreuung in der freien atmosphärischen Luft an geographisch weit voneinander entfernt liegenden Orten“. Physik. Zeitschr. Bd. 2. 1900.
- 20) Derselbe und Geitel: „Über einen Apparat zur Messung der Elektrizitätszerstreuung in der Luft“. Physik. Zeitschr. Bd. 1. 1899.

- <sup>21)</sup> Dieselben: „Über die Existenz elektrischer Ionen in der Atmosphäre“. *Terrestr. magnetism and atmospheric electricity*. Bd. 4. 1898.
- <sup>22)</sup> Dieselben: „Über Elektrizitätszerstreuung in der Luft“. *Annal. d. Physik*. Bd. 2. 1900.
- <sup>23)</sup> Dieselben: „Beiträge zur Kenntnis der atmosphärischen Elektrizität“. *Physikal. Zeitschr.* Bd. 1. 1900.
- <sup>24)</sup> Dieselben: „Weitere Versuche über die Elektrizitätszerstreuung in abgeschlossenen Luftmengen“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 2. 1901.
- <sup>25)</sup> Dieselben: „Über eine fernere Analogie in dem elektrischen Verhalten der natürlichen und der durch Becquerelstrahlen künstlich leitend gemachten Luft“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 2. 1901.
- <sup>26)</sup> Dieselben: „Über die radioaktive Emanation in der atmosphärischen Luft“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 4. 1903.
- <sup>27)</sup> Dieselben: „Über die radioaktive Substanz, deren Emanation in der Bodenluft und der Atmosphäre enthalten ist“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 5. 1904.
- <sup>28)</sup> Dieselben: „Über Radioaktivität von Erdarten und Quellsedimenten“. *Ebenda*.
- <sup>29)</sup> F. Exner: „Über die Ursache und die Gesetze der atmosphärischen Elektrizität“. *Berichte der Wiener Akademie d. Wissensch.* Bd. 93. 1886.
- <sup>30)</sup> Derselbe: „Über transportable Apparate zur Beobachtung der atmosphärischen Elektrizität“. *Ebenda* Bd. 95. 1887.
- <sup>31)</sup> Derselbe: „Beobachtungen über atmosphärische Elektrizität in den Tropen“. *Reperitorium d. Physik*. Bd. 27. 1891.
- <sup>32)</sup> Derselbe: „Bericht über die Tätigkeit der luftelektrischen Stationen der Wiener Akademie“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 4. 1902.
- <sup>33)</sup> H. Geitel: „Über die Elektrizitätszerstreuung in abgeschlossenen Luftmengen“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 2. 1900.
- <sup>34)</sup> Derselbe: „Über die Anwendung der Lehre von den Gasionen auf die Erscheinungen der atmosphärischen Elektrizität“. Vortrag auf der 73. Versammlung Deutscher Naturforscher und Ärzte. 1901.
- <sup>35)</sup> A. Gockel: „Beobachtungen des elektrischen Zerstreungsvermögens der Atmosphäre und des Potentialgefälles im südlichen Algier und an der Küste von Tunis“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 3. 1902.
- <sup>36)</sup> Derselbe: „Über Elektrizitätszerstreuung bei nebligem Wetter“. *Ebenda*. Bd. 4. 1903.
- <sup>37)</sup> Derselbe: „Über die Emanation der Bodenluft“. *Ebenda*.
- <sup>38)</sup> Derselbe: „Potentialgefälle und elektrische Zerstreuung in der Atmosphäre“. *Ebenda*.
- <sup>39)</sup> Derselbe: „Bemerkungen über die Abhängigkeit der elektrischen Leitfähigkeit der Atmosphäre von meteorologischen Faktoren“. *Ebenda*. Bd. 5. 1904.
- <sup>40)</sup> Derselbe: „Radioaktive Emanation in der Atmosphäre“. *Ebenda*.
- <sup>41)</sup> Derselbe: „Über die in Thermalquellen enthaltene radioaktive Emanation“. *Ebenda*.
- <sup>42)</sup> Hann: „Lehrbuch der Meteorologie“. Leipzig 1901.
- <sup>42a)</sup> Derselbe: „Handbuch der Klimatologie“. Stuttgart 1892.
- <sup>43)</sup> Himstedt: „Über die radioaktive Emanation der Wasser- und Ölquellen“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 5. 1904.
- <sup>44)</sup> W. Knoche: „Einige Messungen luftelektrischer Zerstreuung auf dem Pico de Teyde und in Puerto Orotava“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 6. 1905.
- <sup>45)</sup> Lenard: „Über die Elektrizitätszerstreuung in ultraviolett durchstrahlter Luft“. *Annalen d. Physik*. Bd. 3. 1900.
- <sup>46)</sup> Linß: „Über einige die Wolken- und Luftelektrizität betreffenden Probleme“. *Meteorologische Zeitschr.* Bd. 4. 1887.
- <sup>47)</sup> A. Loewy und Franz Müller: „Einige Beobachtungen über das elektrische Verhalten der Atmosphäre am Meere“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 5. 1904.
- <sup>48)</sup> Mache: „Über die Polarität der elektrischen Zerstreuung bei Gewittern“. *Physik. Zeitschr.* Bd. 4. 1903.

- <sup>49)</sup> Derselbe: „Über die im Gasteiner Wasser enthaltene radioaktive Emanation“. Ebenda. Bd. 5. 1904.
- <sup>50)</sup> Franz Müller: „Beobachtungen über die radioaktive Substanz im Fango“. Ebenda.
- <sup>51)</sup> Regnard: „La cure d'altitude“. Paris 1897.
- <sup>52)</sup> Saake: „Messungen des elektrischen Potentialgefälles, der Elektrizitätszerstreuung und der Radioaktivität der Luft im Hochtal von Arosa“. Physik. Zeitschr. Bd. 4. 1903.
- <sup>52a)</sup> de Saussure: „Voyage dans les Alpes“. Neuchâtel 1796.
- <sup>53)</sup> G. C. Simpson: „Über Ladung durch Ionenadsorption und ihre Beziehung zu der permanenten negativen Ladung der Erde“. Phil. Mag. 6. 1903.
- <sup>54)</sup> Derselbe: „Über das normale elektrische Feld der Erde“. Physik. Zeitschr. Bd. 5. 1904.
- <sup>55)</sup> Derselbe: „Atmosphärische Elektrizität in hohen Breiten“. Ebenda. Bd. 6. 1905.
- <sup>56)</sup> Rausch von Traubenberg: „Über die elektrische Zerstreung am Vesuv“. Ebenda. Bd. 4. 1903.
- <sup>57)</sup> Tuma: „Luftelektrizitätsmessungen im Luftballon“. Berichte der Wiener Akademie der Wissenschaft. 1899.
- <sup>58)</sup> Vincent: „Die Wirkung ultravioletten Lichtes auf feuchte Luft“. Cambridge Proc. Bd. 2. 1904.
- <sup>59)</sup> Wilson: „Über Elektrizitätszerstreuung in staubfreier Luft“. Cambridge. Proc. Bd. 11. 1900.
- <sup>60)</sup> Derselbe: „Über radioaktiven Regen“. Ebenda. Bd. 11 u. 12. 1902.
- <sup>60a)</sup> Woeickoff: „Die Klimate der Erde“. Jena 1883.
- <sup>61)</sup> Zölls: „Über Elektrizitätszerstreuung in der freien Luft“. Physik. Zeitschr. Bd. 5. 1904.
- <sup>62)</sup> Derselbe: „Messungen des atmosphärischen Potentialgefälles in Kremsmünster“. Ebenda.
- <sup>63)</sup> Derselbe: „Elektrizitätszerstreuung in Kremsmünster“. Ebenda. Bd. 6. 1905.

