



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Niederschlag.

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77440](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77440)

ist eine klare Glaskugel frei aufgestellt, welche wie ein Brennglas die Sonnenstrahlen sammelt und ein Zeichen in einen hinter der Kugel angebrachten Papierstreifen einbrennt, wenn die Sonne hell genug scheint. Da der Papierstreifen eine Stundeneintheilung trägt, kann man nachher leicht feststellen, wann und wie lange die Sonne auf den Apparat geschienen hat. Vergleicht man die so erhaltene Sonnenscheindauer mit der Tageslänge (wirkliche mit möglichen Sonnenstunden), so erhält man eine Zahl, die zwar eigentlich nur angiebt, in welchem Bruchtheil der Tagesstunden die Sonne unverhüllt war, die aber mit den Schätzungen der ganzen Wolkendecke recht gut übereinstimmt. Bei Pflanzen, für deren Entwicklung der Sonnenschein besonders wichtig ist (Wein, Obst, Rüben u. s. w.), kann aus den Angaben des Sonnenscheinautographen mancher wichtige Schluss über das Gedeihen, sowie über die Möglichkeit des Anbaues gezogen werden.

Niederschlag.

Man bezeichnet als Niederschläge diejenigen Wassermengen, welche in flüssigem oder in festem Aggregatzustande aus der Luft an den Erdboden gelangen. Die Entstehung des Niederschlages ist an verstärktes Auftreten derselben Vorbedingungen gebunden, welche wir als Ursache der Bewölkung kennen lernten: wenn die durch Abkühlung erzeugte Condensation eine reichliche ist, so können die erzeugten Wassertröpfchen oder Eisnadeln nicht im Herabsinken verdampfen, sondern schliessen sich an einander und fallen als Wasser oder Eis herab. Wie bei der Bewölkung unterscheiden wir auch hier die Condensation am Boden und in der Höhe. Die erstere lässt Thau, Reif und Glatteis, die letztere Regen, Schnee, Graupeln und Hagel entstehen.

Thau und Reif bilden sich in Folge von Abkühlung des Bodens, ähnlich wie der Nebel, und zwar tritt Thau auf, wenn die Condensation bei mehr als 0° , Reif, wenn sie unter 0° stattfindet. Indessen kann die hierbei condensirte Dampfmenge nicht bloss aus der Luft stammen, denn wenn der Thau nur ein verstärkter Nebel wäre, so müsste die Thaubildung stets mit Nebel beginnen, was doch bekanntlich nicht zutrifft. Vielmehr muss man aus zahlreichen Versuchen [z. B. von Badgley (87), R. Russell (88), Wollny (89)] schliessen, dass der grössere Theil des Thaus aus dem Boden stammt. Die Abkühlung am Abend bewirkt, dass die stärkste Kälte bei unbewachsenem Boden in dessen oberster Schicht, bei einer Pflanzendecke an den höchsten Theilen der Pflanzen auftritt. Indem nun aus den darunter befindlichen wärmeren Schichten oder Pflanzentheilen Wasser verdampft, wird es an den kältesten Stellen sogleich wieder condensirt. Demgemäss fand man die Unterseite von Steinen und anderen Körpern über Gras oder Sand stark bethaut, ebenso das Innere umgestülpter Glasgefässe, sofern nur die nächtliche Abkühlung

nicht gehindert war; dagegen zeigten solche Gefäße keinerlei Condensation, wenn sie unter sonst gleichen Verhältnissen über undurchlässigen Platten aufgestellt waren. Es wird also Thau und Reif vorzugsweise dort entstehen, wo die örtlichen Verhältnisse sowohl die nächtliche Abkühlung als auch den Wassergehalt des Bodens begünstigen. Beides trifft bei vorhandener reichlicher Vegetation zu, denn die im Vergleich mit nacktem Boden viel grössere Oberfläche der Pflanzen giebt Gelegenheit zu starker nächtlicher Ausstrahlung und Abkühlung, und das Vegetationswasser bringt die Bodenfeuchtigkeit auf einen erheblichen Werth. Ferner ist schlechte Wärmeleitung der obersten Bodenschicht günstig für Thau- und Reifbildung. So sieht man gelegentlich hölzerne Bretter, die am Boden liegen, bereift, während daneben befindliches Steinpflaster frei bleibt, denn die Steine erhalten als bessere Leiter mehr Wärme von unten als Holz, welches demnach an der Oberfläche stärker erkaltet und überdies auch in seinem Innern Feuchtigkeit enthält. Günstig für Thau- und Reifbildung ist ferner dasjenige Wetter, welches die nächtliche Abkühlung erleichtert, also sehen wir jene Erscheinungen vorzugsweise stark bei klarem Wetter eintreten.

Verschieden hiervon ist der aus der unteren Luft allein stammende Niederschlag. Ist bei Witterungsumschlag wärmere Luft über kälteren Boden gelangt, so bildet sich zuweilen ein Beschlag aus Wasser, wenn die Bodentemperatur über 0° liegt, anderenfalls Glatteis. Bei Nebel kann auch, namentlich unter Hinzutreten von Wind, Rauhreif eintreten. Diese, auch als Rauhrost, Haarrost, Anraum, Duftanhang bezeichnete Form des Niederschlages scheint an eine unter 0° liegende Temperatur des Bodens und der darauf befindlichen Gegenstände sowie an Auftreten von Nebel gebunden zu sein. Die Nebeltröpfchen können dabei, auch wenn die Lufttemperatur gleichfalls unter 0° liegt, in flüssigem (überkaltetem) Zustande bestehen, werden aber zu klaren, nicht krystallinischen Eisklumpchen, wenn sie mit einem festen Körper, namentlich mit Eis, in Berührung kommen. Wenn nun der Wind solche überkalteten Wassertropfen gegen einen Baum oder dergl. treibt, erstarren sie beim Auftreffen und bilden einen beständig an Dicke wachsenden Eisbelag. Hierzu tritt noch die Verschiedenheit des Sättigungsdruckes in der Nähe von Wasser und von Eis. Es beträgt der Dampfdruck in Luft, die mit Eis in Berührung ist, nach Juhlin (90) bei -5° etwa um 4 Proc., bei -10° etwa um 10 Proc. bei -15° um 13 Proc., bei -20° um 20 Proc. weniger als bei Berührung mit Wasser. Ist die mit flüssigen Nebeltröpfchen erfüllte Luft gesättigt, so enthält sie mehr Dampf, als sie bei Berührung mit Eis enthalten kann, darum condensirt sich neues Eis gerade an denjenigen Stellen, welche schon mit Eis bedeckt sind, und denen der Wind immer neue Nebeltröpfchen zuführt. Nach Aitken (91) soll die Entstehung des Reifes überhaupt auf Vorgänge dieser Art zurückgeführt werden. Recht anschaulich schildert Assmann (92) die Rauhreifbildung auf dem Brocken. Bis zu -13° erwiesen sich

die untersuchten Nebeltröpfchen flüssig, und der stets dem Winde entgegen wachsende Rauhreif bildete gelegentlich in 24 Stunden einen Ansatz von mehr als 50 cm Länge. Telegraphenstangen waren bis zu 2,90 m Durchmesser von der Eiskruste bedeckt, an einem Telegraphendraht wurden auf der Länge nur eines Fusses 5 kg Eis gefunden, so dass es verständlich wird, wenn in solchen, dem Rauhreif stark ausgesetzten Gegenden während des Winters nur im Boden liegende Kabel zur Telegraphie oder Telephonie dienen können, weil frei ausgespannte Drähte durch die Last des sich anhängenden Eises zerrissen werden.

Die Bildung von Niederschlag in der Höhe ist an das vorausgegangene Entstehen von Wolken gebunden. Sobald deren Wassertröpfchen oder Eisnadeln zahlreich und dicht genug geworden sind, so dass sie vielfach zusammenstossen, bilden sich durch Vereinigung mehrerer

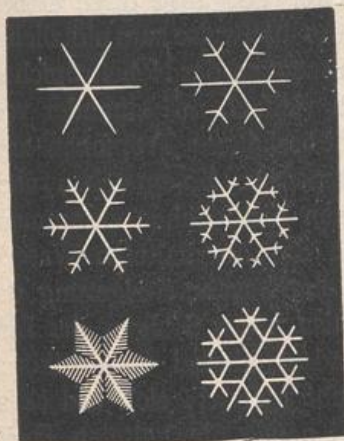


Fig. 13. Schneekristalle.

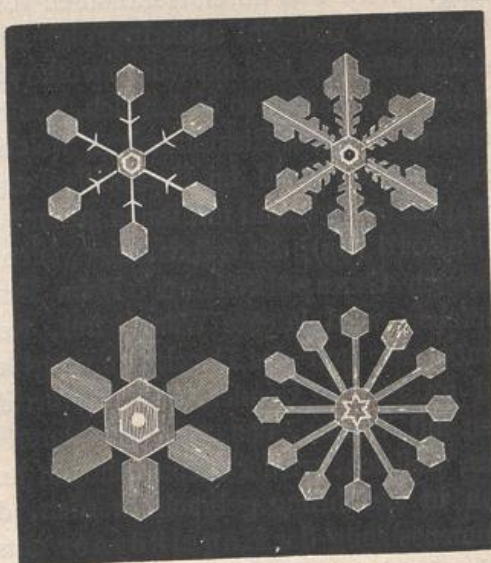


Fig. 14. Schneekristalle.

Theilchen grössere Tropfen oder Flocken, welche den Luftwiderstand besser überwinden und rascher herabfallen als die kleineren Gebilde der Wolken. Sie erreichen dann den Boden als Regen oder Schnee. Durch langsames Erstarren hat der Schnee krystallinische Structur erlangt und zeigt die bekannten sechsstrahligen Formen (Fig. 13 und 14).

Zur Entstehung solchen Niederschlages müssen also die gleichen Verhältnisse mitwirken wie zur Wolkenbildung. Die Mischung verschieden warmer Luftmassen trägt, wie oben gezeigt wurde, nur wenig zur Entstehung von Wolken bei und liefert also noch weniger Anlass zur Niederschlagsbildung. Vielmehr ist es hauptsächlich das Emporsteigen der Luft, welches den Niederschlag hervorruft. Darum finden wir regenreiche Gegenden auf der Windseite der Gebirge, während auf deren Leeseite die ihres Dampfgehaltes theilweise beraubte und im Absteigen relativ trocken gewordene Luft eine Gegend trockenem Wetters,

den bekannten Regenschatten der Gebirge, erzeugt. Ebenso ist an hochgelegenen Küsten der Seewind ein Regenbringer, namentlich im Winter, weil dann die See wärmer als das Land ist und dem mit Dampf gesättigten Wind mit der höheren Temperatur eine vermehrte Steigkraft giebt. Ueberhaupt führt derjenige Wind, welcher Luft aus wärmerer in kältere Gegend bringt, leicht Niederschlag herbei, weil über dem kälteren Boden die Wolken durch Ausstrahlung Wärme verlieren können, namentlich aber weil die herbeigeführte wärmere Luft in grössere Höhe steigt, als sie vorher einnahm.

Wenn ein kräftig aufsteigender Luftstrom reichliche Condensation erzeugt und die entstandenen Wassertröpfchen bis in Höhen emporführt, deren Temperatur erheblich unter 0° liegt, so tritt leicht Ueberkaltung ein, d. h. die Wolkentröpfchen bleiben trotz ihrer niedrigen Temperatur flüssig. Wird nun durch Herabfallen von Eiskrystallen aus noch grösseren Höhen oder vielleicht auch in Folge elektrischer Vorgänge diese Ueberkaltung ausgelöst und die Wasserwolke ganz oder theilweise zum plötzlichen Gefrieren gebracht, so bilden sich, wie beim Erstarren der Nebeltröpfchen, kleine structurlose Eisklumpchen, welche sich vielfach mit einander vereinigen, auch wohl im Herabfallen andere überkaltete Tröpfchen zum Erstarren bringen und mit ihnen zusammenschmelzen. So entstehen [nach v. Bezold (93)] die trüben, aus vielen kleinen Eistheilchen zusammengesetzten Graupelkörner. Beim Erstarren der überkalteten Wassertröpfchen wird latente Wärme frei, welche eine rasche Steigerung der Temperatur und des Druckes erzeugt und also neues Steigen der Luft und fortgesetzte Condensation hervorruft. Indem hierbei Graupelkörnchen mit Wasser, das zu einer klaren Schicht gefriert, sich bedecken, dann vielleicht wieder emporgehoben und mit neuen überkalteten Theilchen in Berührung gebracht werden, die sich anlagern, kann die Zusammensetzung der Hagelkörner entstehen, welche bekanntlich einen undurchsichtigen Kern mit verschiedenen mehr oder minder klaren Eishüllen enthalten. Diese Niederschlagsgebilde sind, weil rasch entstehend, ganz verschieden von den sich langsam bildenden krystallinischen Schneeflocken. Schmilzt der Hagel im Herabfallen, so kommt er unten als Platzregen an. Dass dies nicht ganz selten geschieht, kann vielleicht darum vermuthet werden, weil Graupeln und Hagel an hochliegenden Orten durchschnittlich etwas häufiger als im Tieflande beobachtet werden. Andererseits erscheint auch die Annahme zulässig, dass die rasch emporgehobene Luft mit Dampf übersättigt wird, und dass beim plötzlichen Auslösen dieser Uebersättigung eine massenhafte Condensation zum Wolkenbruch führt.

Neuerdings hat man versucht, ein in alter Zeit empfohlenes Schutzmittel gegen den Hagel wieder in Anwendung zu bringen: das Wetterschiessen. Dies wie das sogenannte „Wetterläuten“ war seinerzeit in den österreichischen Alpenländern sehr verbreitet, und man scheint dem Schall der Kirchenglocken oder der Kanonenschüsse die unschädliche

Zertheilung der Hagelwolken zugeschrieben zu haben. Seit 1896 hat Herr Bürgermeister Albert Stiger (94) in Windisch-Feistritz (Untersteiermark) begonnen, durch systematisches Schiessen für die Weinberge seiner Heimath Hagelschutz zu erstreben. Der Ort liegt am Südabhange des Bachergebirges, auf welchem die Hochwälder abgetrieben wurden, so dass sich jetzt schon daselbst Hochmoore bilden. Seit dieser Zeit (Anfang der 70er Jahre) datirt eine jährliche Zunahme der Hagelwetter, die Gewitter bilden sich meist über dem Bacher und ziehen nach Südosten. Vielleicht wäre also ein erheblicher Theil des dortigen Hagelschadens vermieden worden, wenn man einfach das Abholzen des Gebirges unterlassen hätte. Die von Stiger begonnenen Versuche wurden von G. Suschnig (95) auf dem Schiessplatze des der Firma Karl Greinitz Neffen in Graz gehörigen Hammerwerkes in St. Katharein fortgesetzt; man schoss aus aufrecht stehenden „Pöllern“ von etwa 450 mm Höhe mit cylindrischer Bohrung und aufgesetztem „Schiessstrichter“ von ungefähr 4 m Länge, unter Verwendung von 180 g normalen Sprengpulvers des österreichischen Pulvermonopols. Dabei wurden Rauch und Explosionsgase in einem Wirbelring herausgeschleudert, welcher bei den oben genannten Grössen von Pöller und Ladung die grösste Anfangsgeschwindigkeit hatte und sich durchschnittlich mit etwa 57 m Geschwindigkeit aufwärts zu bewegen begann. Der sehr ausführliche Bericht, welchen Pernter und Trabert (96) über die im Jahre 1900 zu St. Katharein angestellten Versuche lieferten, giebt an, dass diese Wirbelringe bis zu 300 m, ausnahmsweise auch vielleicht bis 400 m Höhe aufstiegen. Oberstlieutenant R. Szutsek (95) hat bei Windisch-Feistritz noch etwas grössere Höhen erreicht. Da die Wetterkanonen auf Hügeln von 550 bis 750 m Seehöhe aufgestellt waren, und da nach Angabe der einheimischen Beobachter in Steiermark ebenso wie in den Hagelgebieten der oberen Po-Ebene und der nördlichen Schweiz die hagelführenden Gewitter nie über 800 m Seehöhe ziehen sollen, so ist das Eindringen der Wirbelringe in diese Wolken möglich. Man hat grössere Gebiete durch Aufstellen zahlreicher Wetterschiessapparate (etwa je einen auf ein Quadratkilometer) zu schützen gesucht und behauptet in Steiermark, sowie in Ungarn, Frankreich, Spanien und Italien, dass durch Schiessen aus diesen Apparaten die heranziehenden Hagelwolken zertheilt oder „zum Regnen gezwungen“, Hagelfälle aber verhindert werden. Einen sicheren Schluss über die Wirksamkeit solcher Vorrichtungen kann man natürlich erst aus den Erfahrungen einer grösseren Zahl von Jahren ziehen, doch wird immerhin so viel schon jetzt feststehen, dass eine etwa vorhandene Wirkung an den Wirbelring und sein Eindringen in die Wolke gebunden ist. Dass durch die Schallwellen oder durch eine sonstige Erschütterung die überkalteten Wassertröpfchen der Wolke zum Erstarren gebracht werden, ehe sie zu grösseren Tropfen zusammenfliessen und dann im Erstarren Hagelkörner bilden, ist nicht eben wahrscheinlich. Denn wie Dufour (98) gezeigt hat, können überkaltete Wassertröpfchen, die in einer anderen

Flüssigkeit von gleicher Dichte schwimmen, nur durch Berühren mit Eis zum Erstarren gebracht werden, nicht aber durch Erschütterungen. Vielleicht wirken [nach Bombicci (99) und nach Dorn (100)] die mit dem Wirbelring in die Wolke eindringenden Rauchtheilchen als Condensationskerne und erzeugen frühere Condensation oder Vereinigung der Wassertröpfchen, so dass dem Hagel das Material entzogen wird und als unschädlicher Regen herabfällt. Bei dieser Annahme müsste also der Wirbelring, um wirksam zu sein, jedenfalls bis in die Höhe der Wolken getrieben werden, und das scheint, wo man die Kanonen nicht auf Berge stellen kann, unausführbar.

Eine andere Wirkungsweise des Hagelschiessens, auf deren Möglichkeit Mack (101) hinweist, sei hier noch erwähnt. Wenn der Hagel im aufsteigenden Luftstrom entsteht, und dieser sich durch starke Erwärmung des Bodens und labiles Gleichgewicht der unteren Luftschichten bildet, so würde das gleichzeitig an vielen Stellen begonnene Schiessen und Emportreiben der Wirbelringe zur Bildung ebenso vieler kleiner aufsteigender Luftströme führen und vielleicht das labile Gleichgewicht zerstören und unschädlich machen, bevor es zur Hagelbildung kommt. Aber freilich lässt die geringe Höhe, bis zu welcher die Wirbelringe aufsteigen, solche Wirkung unsicher erscheinen.

Eine selten auftretende Art des Niederschlages ist der Eisregen, welcher alle getroffenen Gegenstände mit einer mehr oder minder dicken Schicht klaren Eises überzieht. In Mittel- und Ostdeutschland kam ein solcher Vorgang am 20. October 1898 zur Beobachtung und richtete durch Belastung und Brechen der Pflanzen grossen Schaden an. In Potsdam hat man an jenem Tage einen Weigelia-Zweig gefunden, der für sich 8 g, mit seiner Eisbelastung 65 g wog, und einen Grashalm, der sogar das Achthundertfache seines eigenen Gewichtes an Eis trug. Die von Meinardus (102) gelieferte Untersuchung der Wetterlage ergab, dass eine obere, feuchte Luftschicht von über 0° , eine untere von weniger als 0° , und eine zur Condensation führende aufsteigende Bewegung zusammenwirkten, um Regen zu erzeugen, der im Herabfallen überkaltet wurde und demnach beim Auftreffen sogleich erstarrte.

Was die Verbreitung des Niederschlages auf der Erde betrifft, so zeigt zunächst die Vertheilung nach der geographischen Breite ganz ähnliche Verhältnisse, wie wir sie oben (S. 57) bei der Bewölkung kennen lernten: hohe Niederschlagswerthe um den Aequator und in mittleren Breiten, geringe dazwischen in den Gegenden hohen Luftdruckes. Im Durchschnitt beträgt auf dem Lande (da man von den Meeren keine Niederschlagsmessungen hat) die Niederschlagshöhe für die verschiedenen Breiten nach Murray (103):

Geogr. Breite	Niederschlagshöhe		Geogr. Breite	Niederschlagshöhe	
	Nördliche Hemisphäre mm	Südliche Hemisphäre mm		Nördliche Hemisphäre mm	Südliche Hemisphäre mm
0 bis 10°	1970	1885	50 bis 60°	550	1045
10 „ 20	950	1230	60 „ 70	370	} 765?
20 „ 30	675	655	70 „ 80	355	
30 „ 40	555	700	80 „ 90	340	
40 „ 50	570	1055			

Hierbei ist, wie gewöhnlich, als Niederschlagshöhe diejenige Höhe angegeben, bis zu welcher das herabgefallene Wasser den Boden bedecken würde, wenn es weder verdunsten noch ablaufen könnte. Von diesen Durchschnittswerthen giebt es natürlich zahlreiche örtliche Abweichungen. Die Menge und die Häufigkeit des Niederschlages nehmen im Allgemeinen von der Küste nach dem Binnenlande hin ab. An den Polargrenzen der Passate finden sich die subtropischen Regen im Winter solcher Küstenstriche, an welchen die Passate gegen den Aequator hin verschoben sind und feuchten, regenbringenden Seewinden Platz gemacht haben, während ebendort im Sommer die Passate als trockene Landwinde wehen. Dies trifft z. B. für die atlantische Küste von Nordafrika und Spanien (28 bis 42° Breite) zu, wo der Winter regenreiche Südwestwinde bringt, und ähnlich in den Mittelmeerländern Südeuropas. An der europäischen Westküste herrschen die Südwestwinde im Herbst vor und machen diese Jahreszeit zur regenreichsten. Im Innern Europas dagegen fällt die grösste Niederschlagsmenge im Sommer, veranlasst durch höhere Wärme und die häufige Entstehung aufsteigender Luftströme. Für Deutschland hat H. Meyer (104) aus Beobachtungen der Jahre 1876 bis 1885 die mittlere jährliche Niederschlagshöhe an der Nordsee zu 770 mm, an der Ostsee zu 660 mm, im norddeutschen Flachlande zu 590 mm (mit deutlicher Abnahme von West nach Ost), in Süddeutschland mit grossen, meist durch die Gebirge veranlassten örtlichen Verschiedenheiten zu 1230 mm festgestellt. Dabei sind in Norddeutschland die Niederschläge häufiger und kürzer, in Süddeutschland dagegen ergiebiger. Regenarme Gebiete mit weniger als 500 mm jährlicher Niederschlagshöhe giebt es in Norddeutschland nach Hellmann (105) wahrscheinlich drei: in Westpreussen nordöstlich von Thorn (Kulmer Land), wo im Kreise Strassburg sogar unter 450 mm beobachtet ist, im Anhaltischen um Bernburg und bei Riesa an der Elbe. In Süddeutschland hat der westliche Theil von Rheinhessen den geringsten Niederschlag. Die regenreichsten Stationen liegen im Gebirge, so z. B. Kreuth in Bayern mit etwa 2000 mm jährlichem Niederschlag, Schweigmatt im Schwarzwalde und der Brockengipfel mit je 1670 mm, die Schneekoppe mit

Börnstein, Wetterkunde.

etwa 1500 mm u. s. w. Die Niederschlagsvertheilung in Europa ist aus der Regenkarte, Taf. I, zu ersehen.

Der jährliche Gang der Niederschlagshöhe zeigt zweierlei Typen, entsprechend der vorher mitgetheilten Verschiedenheit zwischen den europäischen Küsten- und Binnenländern. An der Nordsee liegt das Maximum im Herbst und das Minimum im Frühling, während die Binnenlandstationen das Maximum im Sommer, das Minimum im Winter haben. Die Ostseeküste zeigt mehr Aehnlichkeit mit dem Binnenland. Die gleiche jährliche Vertheilung tritt auch in der Regenhäufigkeit auf. Der Sommer zeichnet sich durch kurze, ergiebige, der Winter durch andauernde schwache Niederschläge aus. Der April scheint seinen Ruf hierbei nicht voll zu rechtfertigen, denn er hat eine geringe Niederschlagsmenge und eine kleine Zahl von Tagen mit Niederschlag. Es scheint, dass es in diesem Monat zwar selten, aber andauernd regnet.

Ebenso wie der jährliche zeigt auch der tägliche Gang der Niederschlagsmenge mannigfach verschiedene und mit der Oertlichkeit wechselnde Einzelheiten. Ein Maximum tritt an manchen Orten zur wärmsten Tageszeit, etwa um 3 Uhr Nachmittags, auf, besonders in der warmen Jahreszeit, und darf dem aufsteigenden Luftstrome zugeschrieben werden. Ein zweites Maximum findet sich frühmorgens zur kältesten Tageszeit, vielleicht veranlasst durch das gleichzeitige Maximum der relativen Feuchtigkeit, welches die Condensation erleichtert. Diese Maxima sind während des Sommers in Potsdam [Sprung (106)] und auch in Berlin [Börnstein (107)] erkennbar, doch tritt in Berlin dazu noch ein drittes Maximum etwa um 6 Uhr Abends, welches sich ähnlich auch in Chemnitz [Schreiber (108)] und in Basel [Riggenbach (109)] vorfindet und nach Less (110) wahrscheinlich den vorzugsweise am Nachmittag herabgehenden Platzregen zugeschrieben werden darf. In Wien und Klagenfurt zeigt sich dagegen [nach Hann (111)] in der warmen Jahreszeit das Hauptmaximum der Regenmenge am Abend, ebenso mit Ausnahme der Regenzeit (Juni bis October) in Calcutta und Simla [Blanford (112)].

Der Einfluss der Gebirge auf den Niederschlag wurde schon oben erwähnt. Die auf der Windseite entstehenden aufsteigenden Ströme erzeugen vermehrten Niederschlag, welchem als nothwendige Ergänzung auf der Leeseite eine verhältnissmässig trockene Gegend, der Regenschatten des Gebirges, entspricht. Ausserdem erzeugt das Gebirge auch bei windstillem Wetter Temperaturunterschiede und verticalen Luftaustausch, wodurch ebenfalls der Niederschlag vermehrt wird. Für Mitteldeutschland hat Assmann (113) diese Wirkungen im Einzelnen dargelegt; Hann (114) berechnet für die deutschen Mittelgebirge die folgenden durchschnittlichen, jährlichen Regenmengen:

Seehöhe . .	100—200	200—300	300—400	400—500	500—700	700—1000 m
Regenhöhe	580	650	700	780	850	1000 mm

Diese mit wachsender Seehöhe eintretende Steigerung der Niederschlagsmenge ist auch sonst vielfach beobachtet, scheint aber nur bis

zu etwa 1000 m Höhe zu reichen und weiter hinauf in Abnahme überzugehen. Aus Beobachtungen am Nordabhange der bayerischen Alpen entnimmt Erk (115), dass dort die Höhenregion des grössten Niederschlages eine jahreszeitliche Schwankung zeigt, im Winter zwischen 600 und 1000 m Höhe auftritt, im Sommer aber bis zu 1700 m emporsteigt.

Je höher ein Ort liegt, um so grösser ist derjenige Bruchtheil des Niederschlages, welcher in Form von Schnee herabfällt. Diejenige Höhengrenze nun, oberhalb welcher im Laufe des Jahres mehr Schnee fällt, als während der warmen Jahreszeit geschmolzen wird, bezeichnet man als Schneegrenze. Sie liegt im Allgemeinen um so höher, je geringer die geographische Breite ist, doch wird ihre Lage ausser von Temperatureinflüssen auch sehr wesentlich durch die Niederschlagsverhältnisse bedingt. In den Alpen findet man die Schneegrenze in 2500 bis 2800 m Höhe, in Norwegen bei 700 bis 1900 m, auf Franz-Josephsland bei 100 bis 300 m; in der nördlichen Polargegend hat man sie nirgend bis zum Meeresniveau herabsteigen sehen, wohl aber in südlichen hohen Breiten, wo neben dem milden Winter ein kalter Sommer auftritt [Hann (116)].

Die oberhalb der Schneegrenze niederfallenden Schneemassen werden durch die Sommerwärme nur zum Theil geschmolzen; der Rest würde sich zu immer grösserer Höhe anhäufen, wenn nicht ein beständiges Herabgleiten durch den Vorgang der Regelation bewirkt würde. Es besitzt nämlich das Eis (und ebenso der aus Eiskristallen bestehende Schnee) die Eigenschaft, dass der unter gewöhnlichen Verhältnissen bei 0° liegende Schmelzpunkt durch Druck erniedrigt wird, und dass also Eis unter genügend starkem Druck bei weniger als 0° in flüssigen Zustand übergeht, bei Aufhören des Druckes aber wieder fest wird. Eben dies Wiedergefrieren ist es, welches man als Regelation bezeichnet. Ein einfacher Versuch, der diesen ganzen Vorgang ersichtlich macht, besteht darin, dass man über einen Eisklotz einen Draht legt und dessen herabhängende Enden mit Gewichten belastet. Dann wird an den Stellen, welche durch den aufliegenden Draht Druck erfahren, das Eis geschmolzen, das entstandene Wasser wird vom Draht verdrängt, tritt über diesen und geht, da es nun nicht mehr unter Druck steht, sogleich wieder in den festen Zustand über. Auf solche Art sinkt der Draht langsam tiefer und tiefer in das Eis hinein, ohne dasselbe aber zu zerschneiden, weil über ihm die Masse immer wieder zusammenfriert, und schliesslich tritt der Draht an der Unterseite des zusammenhängend gebliebenen Eisklotzes wieder heraus. Ganz ähnlich sind die Vorgänge beim Schlittschuhlaufen: das Eis wird unter der Schlittschuhkante durch die ganze Körperlast des Laufenden gedrückt und hierdurch verflüssigt, um beim Fortgleiten des Schlittschuhes sogleich wieder zu gefrieren. Der Schlittschuhläufer bewegt sich also thatsächlich auf einer zwischen Eis und Schlittschuh befindlichen dünnen Wasserschicht. Ist die Temperatur des Eises zu niedrig, so reicht der vorhandene Druck zu seiner Verflüssigung nicht

aus und der Schlittschuhläufer findet in der That bei grosser Kälte das Eis „hart“. Entsprechend diesen Vorgängen tritt die Regelation auch in grossem Maassstabe auf, wo die angesammelte Schneedecke mächtig genug ist, um durch ihren Druck die unterste Schicht zu schmelzen und das Wasser hervorquellen zu lassen. Sobald aber diese untere Masse dem Druck der darüber lastenden Schneeschicht entzogen ist, erstarrt sie alsbald zu Eis. Durch den Druck der von Neuem nachdrängenden Wasser- und Schneemassen kann das entstandene Eis wieder geschmolzen werden, um als Wasser jenem Druck Raum zu geben und dann von Neuem zu erstarren. Die grossen Ansammlungen von Schnee in den oberhalb der Schneegrenze liegenden Gebirgsgegenden senden auf diese Art Eisströme herab, die anfangs noch eine körnige Structur („Firn“) deutlich erkennen lassen, nachher aber mit wachsender Korngrösse in klares Eis sich verwandeln und als Gletscher bezeichnet werden. Die Bewegung dieser Massen geschieht ähnlich wie diejenige flüssiger Ströme, nur langsamer. So ist die Geschwindigkeit an der Oberfläche und in der Mitte grösser, am Boden und am Rande kleiner, und zu der Abwärtsbewegung kommt, wie v. Drygalski (117) am grönländischen Inlandeis fand, noch ein Einsinken der dickeren und ein Aufquellen der dünneren (Rand-)Gebiete. Derselbe Beobachter maass am grossen Karajak-Eisstrom in Grönland horizontale Geschwindigkeiten, welche von wenigen Decimetern am oberen Ende des Gletschers bis zu 19 m in 24 Stunden an der Meeresküste wuchsen. Trifft der Gletscherstrom auf entgegenstehende Felsmassen, so wird entweder durch deren Druck das Eis geschmolzen, umgeht als Wasser das Hinderniss und erstarrt dann wieder, oder der Fels wird vom Eise mitgerissen. Die Form des herabgehenden Eisstromes ist daher bedingt durch die Bodenform, über die er hinfließt, und am unteren Rande bildet sich ein Saum von Steintrümmern, die beim Abfliessen des Schmelzwassers liegen bleiben, die sogenannte Moräne. Die Lage des unteren Gletscherrandes hängt von den Temperatur- und Niederschlagsverhältnissen ab. Der Gletscher reicht im Winter und in kalten Perioden tiefer herab als im Sommer und in wärmeren Zeiten, und die Lage dieses Randes, aus welchem das Schmelzwasser als Bach oder Fluß abwärts strömt, ist ein wichtiges Kennzeichen für klimatische Verhältnisse. Wo ein Gletscher bis zur Küste herabreicht (z. B. in Grönland und Spitzbergen), schiebt er seinen unteren Rand auf das Meer hinaus, und da Eis leichter als Wasser ist, schwimmen die von der See abgebrochenen Gletscherstücke mit der Strömung davon (der Gletscher „kalbt“). Solche Eisberge legen im Meere oft sehr weite Entfernungen zurück und können, da zu ihrer Schmelzung grosse Wärmemengen verbraucht werden, die Meerestemperatur merklich erniedrigen.

Von grosser Bedeutung ist die Einwirkung des Waldes auf den Niederschlag. Dafs derselbe die Temperaturschwankung verringert, wurde schon oben (S. 17) dargelegt. In der warmen Jahreszeit wird also durch Wald die Temperatur erniedrigt und die relative Luftfechtig-

keit erhöht. Danach erscheint die Vermutung berechtigt, dafs auch der Betrag des Niederschlages in der warmen Jahreszeit und, wo diese das jährliche Niederschlagsmaximum enthält, auch der ganze Jahresbetrag des Niederschlages durch Wald vermehrt werde. Dass dies in der That zutrifft, kann man in solchen Fällen nachweisen, wo der Waldbestand einer Gegend regelmässig verändert und die Niederschlagsmengen zugleich gemessen wurden. So hat Blanford (118) für ein im Innern von Indien liegendes Gebiet von etwa 61 000 engl. Quadratmeilen, welches früher entwaldet war und aufgeforstet wurde, regelmässige Zunahme der jährlichen Niederschlagshöhe von 45,3 engl. Zoll im Jahre 1869 bis zu 58,6 Zoll im Jahre 1883 gefunden, während die entsprechenden Zahlen für den Durchschnitt von ganz Indien in den gleichen Jahren zwischen 41,0 und 43,5 Zoll lagen. In Deutschland fand sich Gelegenheit zu einem ähnlichen Vergleich, als inmitten der Lüneburger Haide unweit Münster durch die Provinzialverwaltung von Hannover eine bedeutende Haidefläche zur Aufforstung angekauft und von 1877 ab allmählich bis zum Betrage von 3512 ha mit Forst bedeckt wurde. Die seit 1882 dasselbst angelegte meteorologische Station Lintzel ergab nach Müttrich (119) (ausgeglichene) Jahressummen des Niederschlages, welche von 515 mm im Jahre 1882 bis zu 705 und 668 mm in den Jahren 1889 und 1890 dauernd zunahm, während in den gleichen Jahren an den Stationen Bremen, Hamburg, Oslebshausen, Lüneburg und Gardelegen keinerlei Zunahme erkennbar war. In Procenten der durchschnittlichen Regenhöhe jener fünf Vergleichsstationen betrug diejenige von Lintzel im Jahre 1882 nur 81,8 Proc., stieg aber bis 1888 auf 103,9 Proc.

Diese Erfahrung, dass der Wald den Niederschlag vermehrte, kann freilich nicht ohne Weiteres verallgemeinert werden, namentlich da die zuletzt erwähnten Schlüsse nur auf den Angaben einer einzigen Station beruhen. Dagegen tritt eine andere Wirkung des Waldes überall hervor, nämlich die Regulirung des im Boden befindlichen Wassers. Durch Beschattung sowie durch verringerte Windstärke hindert der Wald die Austrocknung des Bodens und vermehrt dessen Wassergehalt. Dadurch wird bei spärlichem Regen den Bächen und Flüssen waldreicher Gegenden immer noch eine gewisse Wassermenge zugeführt, und andererseits bei aussergewöhnlich niederschlagsreichem Wetter ein grosser Wasserbetrag im Walde zurückgehalten, der nur allmählich dem übrigen Lande zufliesst. Besonders in gebirgiger Gegend ist diese Wirkung des Waldes sehr werthvoll, weil er sowohl durch seine stete Feuchtigkeit das Austrocknen der geneigten Flächen in Zeiten drohender Dürre hindert, als auch namentlich bei Wolkenbruch oder Schneeschmelze das Abschweben der fruchtbaren Humusdecke, das massenhafte Herabfliessen des Wassers und die Ueberschwemmung der Thäler verhütet. Der Segen des Waldes besteht also, beim Niederschlag wie bei der Temperatur, im Mildern der Gegensätze.

Dass nicht nur der Wald, sondern überhaupt jede Vegetationsdecke

in dieser ausgleichenden Weise wirkt, zeigten neuere Studien von Wollny (120). Danach erhalten die Flüsse insgesamt weniger Wasser von den mit Pflanzen bedeckten Flächen als von kahlen oder schwach bewachsenen Bodenstücken, weil der Boden unter den Pflanzen mehr Wasser aufspeichert und durch die Pflanzen mehr verdampft als ohne Vegetation. Die lebenden Pflanzen verzögern durch mechanische Hinderung die ober- und die unterirdische Wasserableitung und erzeugen dadurch eine gleichmässigeren Zufuhr des Wassers zu den Flüssen. Auf geneigten Bodenflächen wird die Abschwemmung von Erde und Gesteinsschutt durch Vegetation sehr stark verringert, am meisten durch Wald, in ähnlicher Weise durch dicht stehende Gräser und perennirende Futtergewächse, wesentlich weniger durch Ackergewächse.

Zur Kenntniss der Niederschlagsverhältnisse einer Gegend gehört, wie wir sahen, die Höhe des Niederschlages, d. h. diejenige Höhe in Millimetern, welche die gefallene Wassermenge (nöthigenfalls nach vorausgegangener Schmelzung) ohne Abfliessen und Verdunsten einnehmen würde. Als ein Beispiel für die klimatologische Wichtigkeit dieser Grösse sei die Beziehung angeführt, welche in den Weidebezirken von Australien und Argentinien zwischen der Regenhöhe und dem Ertrag (ausgedrückt durch die Zahl der gehaltenen Schafe) nach Wills (121) besteht:

	Regenhöhe engl. Zoll	Schafe auf einer engl. Quadratmeile
Südaustralien	8 bis 10	8 bis 9
Neu-Südwaless (1)	13	96
" " (2)	20	640
Buenos Aires	34	2630

Ausser der Höhe des Niederschlages ist von erheblicher Bedeutung die Häufigkeit, Dauer und Ergiebigkeit der einzelnen Niederschläge. Die Häufigkeit kann beurtheilt werden aus der Zahl der Niederschläge, d. h. derjenigen Tage, an welchen die gemessene Niederschlagshöhe einen gewissen Werth (0,1 oder 0,2 mm) überschritt und genauer noch aus den entsprechenden Zahlen für weitere Schwellenwerthe (1, 5, 10 mm u. s. w.).

Als Regenwahrscheinlichkeit eines Monats bezeichnet man das Verhältniss der mittleren Anzahl der Niederschlagstage zur Gesamtzahl der Tage, als Regendichtigkeit das Verhältniss der gesammten Niederschlagshöhe zur Zahl der Niederschlagstage. Ueber die Dauer des Niederschlages sicheres Erfahrungsmaterial zu gewinnen, ist sehr schwierig, denn selbst die zur Aufzeichnung des Regens an einzelnen Stationen thätigen selbstregistrirenden Apparate pflegen die schwächsten Niederschläge nicht anzuzeigen. Indessen hat Köppen (122) eine Methode an-

gegeben, welche ohne Registrirapparat eine Berechnung der Niederschlagsdauer auf Grund der dreimal täglich ausgeführten Terminbeobachtungen ermöglicht. Wie man aus wenigen Beobachtungen an jedem Tage die mittlere Temperatur, Bewölkung u. s. w. herleitet, so wird auch bezüglich des Verhältnisses von Regen und Trockenheit angenommen, dass die übrige Zeit durchschnittlich denselben Charakter gehabt habe wie jene herausgegriffenen Beobachtungstermine. Wenn nun an jedem dieser Beobachtungstermine festgestellt ist, ob bei der Beobachtung am Stationsorte Niederschlag fiel oder nicht, so kann man das Verhältniss der Terminzahl mit Niederschlag zur Gesamtzahl der Termine als absolute Regenwahrscheinlichkeit bezeichnen; multiplicirt man diese Grösse mit der Gesamtzahl der Stunden eines Monats, so erhält man in Stunden ausgedrückt die wahrscheinliche Gesamtdauer des Regens in diesem Monat; und das Verhältniss dieser Zahl zur Anzahl der Niederschlagstage im gleichen Monat ergibt, gleichfalls in Stunden ausgedrückt, die durchschnittliche Dauer des Niederschlages an einem Niederschlagstage.

Die Messung des Niederschlages geschieht mittels des Regenmessers (Fig. 15), eines cylindrischen Blechgefässes, meist mit 200 qcm grosser Oeffnung, dessen oberer Rand durch einen scharfkantigen, konisch abgedrehten Messingreif gebildet wird. Der obere Theil dieses Apparates enthält einen Blechtrichter, aus welchem das Regenwasser in die im unteren Theil stehende Sammelflasche gelangt. Um die Messung auszuführen, giesst man das angesammelte Wasser (gewöhnlich bei der Morgenablesung) in das zum Apparat gehörige Messglas und liest auf dessen Theilung die Niederschlagshöhe ab. Befindet sich im Regenmesser Schnee oder Hagel, so bringt man behufs Schmelzung den ganzen Apparat zunächst in ein warmes Zimmer und befestigt an seiner Stelle den an den Stationen hierfür vorhandenen Reserveapparat. Erst nach vollständigem Schmelzen kann die Niederschlagsmenge bestimmt werden.

Sehr sorgfältig muss bei Aufstellung des Regenmessers verfahren werden, damit ihm nicht durch Gebäude, Bäume oder sonstige Gegen-

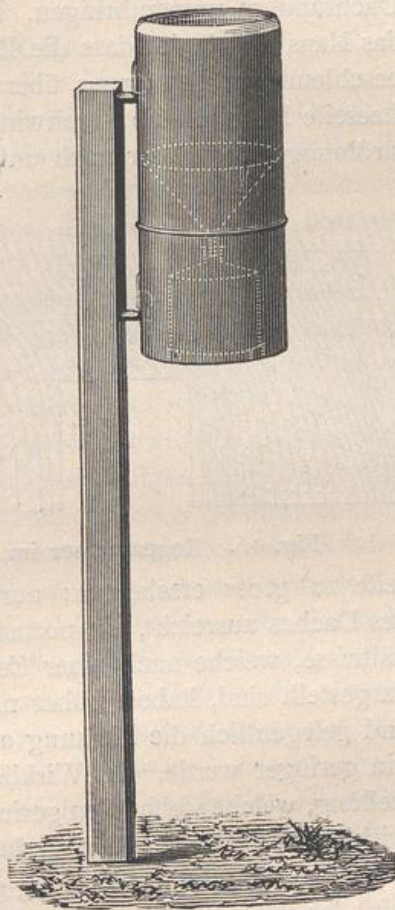


Fig. 15. Regenmesser.

stände ein Theil des Niederschlages entzogen wird. Dergleichen störende Dinge sollen mindestens um ihre eigene Höhe vom Regenmesser entfernt sein, womöglich nach allen Richtungen hin, jedenfalls aber auf der Windseite. Die Auffangfläche des Regenmessers pflegt man in 1 m Höhe über dem Boden anzubringen, nur in schneereichen Gegenden (Ostpreussen, Gebirgsstationen) etwas höher, damit kein „Stöberschnee“ vom Boden hineingeweht wird. Auf dem Dache eines Hauses den Regenmesser aufzustellen, ist nur dann zulässig, wenn das Dach geräumig genug ist, um den Apparat in erheblichem Abstände von sämtlichen Dachrändern unterzubringen. Es wird nämlich der Wind derartig durch das Haus abgelenkt, dass die Luft an der Windseite hinaufsteigt und mit beschleunigter Bewegung über das Dach zu fließen beginnt, nach der Leeseite hin aber die Geschwindigkeit stark abnimmt, weil hier die Luftströmung sich wieder nach unten hin ausbreiten kann. In Folge dessen

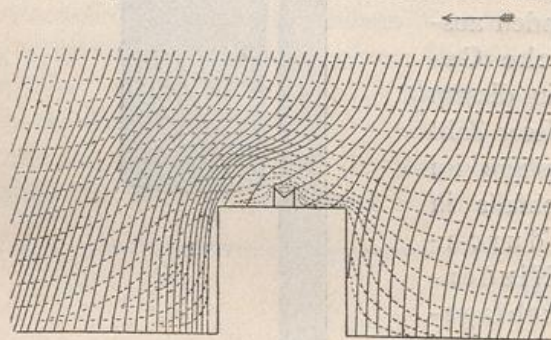


Fig. 16. Regenmesser im Winde.

sind die vom Winde in schräge Richtung gebrachten Bahnen der auf das Dach fallenden Regentropfen an der Windseite noch schräger und an der Leeseite steiler, als es ohne die Wirkung des Hauses sein würde, und die niedergehende Wassermenge muss daher auf der Windseite zu gering, auf der Leeseite zu gross erscheinen; nur in der Mitte kann, wenn die Grösse des Daches ausreicht, ein normaler Werth gefunden werden. Diese Verhältnisse, welche nach einer Zeichnung von Jevons (123) in Fig. 16 dargestellt sind, haben früher nicht die gebührende Beachtung gefunden und gelegentlich die Meinung erzeugt, dass der Niederschlag nach oben hin geringer werde. In Wirklichkeit war es lediglich die zu hohe Aufstellung, welche vielfach zu geringe Niederschlagswerthe ergab. Uebrigens wirkt auch schon das Gefäss des Regenmessers selbst ablenkend auf den Wind, so dass die zur Messung gelangende Niederschlagsmenge um einen mit der Windstärke steigenden Betrag zu klein wird. Um diesen Uebelstand zu beseitigen, schlug Jevons (123) vor, einen Regenmesser so tief in den Boden einzugraben, dass sein Rand nur wenig hervorragt und den Wind nicht ablenken kann. Nipher (124) empfahl, den Regenmesser mit einem Schutztrichter zu versehen, dessen breite obere Oeffnung den oberen Rand des Regenmessers in gleicher Höhe umgiebt, während der untere enge Trichterrand den unteren Theil des Regenmessers eng umschliesst. Hierdurch wird der gegen den Apparat gerichtete Wind nach unten abgelenkt und kann die Luftbewegung über der Auffangöffnung nicht beeinflussen. Beide Methoden der Niederschlagsmessung sind freilich für starken Schneefall ungeeignet, weil dann leicht Schnee aus der

Umgebung resp. aus dem Schutztrichter in den Regenmesser geweht werden kann. Ueber die Nipher'sche Vorrichtung habe ich eine Reihe von Versuchen angestellt (125) und stets grössere Niederschlagsmengen gefunden als im ungeschützten Regenmesser. Der Unterschied stieg nicht bloss mit der Windstärke, sondern erwies sich auch besonders gross bei denjenigen Formen des Niederschlages, welche vom Winde vorzugsweise leicht abgelenkt werden können, nämlich bei Schnee und feinem Regen.

Luftdruck.

Wie im flüssigen Meere das Gewicht des Wassers einen Druck erzeugt, dessen Betrag an den einzelnen Punkten der Höhe der darüber lastenden Wassersäule entspricht, so haben wir auch am Boden des Luftmeeres den Druck auszuhalten, welcher dem Gewichte der über dem einzelnen Punkte lastenden Luftsäule entspricht. Es beträgt nämlich bei 0° und bei einem Barometerstande von 760 mm im Meeresniveau und unter 45° geographischer Breite das Gewicht eines Liters trockener, von Kohlensäure und Ammoniak befreiter Luft nach den Angaben von Regnault (126) und von Crafts (127) [umgerechnet von W. Traube (128) auf 45° Breite] 1,29306 g. Die Luftsäule, deren Gewicht am Boden wirkt, ist so hoch, dass ihr Druck durchschnittlich demjenigen einer Quecksilbersäule von 760 mm Länge gleichkommt und auf jeden Quadratcentimeter mit einer Kraft 1033,266 g wirkt. Wie jeder Flüssigkeits- oder Gasdruck ist auch der Atmosphärendruck stets senkrecht gegen die Begrenzung gerichtet, steht also überall senkrecht zur Oberfläche aller derjenigen Gegenstände, die mit der Luft in Berührung sind, unabhängig von der Richtung dieser Oberfläche. Nimmt man die Grösse der äusseren Körperoberfläche eines Menschen zu 1,60 qm an, so lastet auf dieser also ein Druck von insgesamt mehr als 16500 kg. Die Frage, wie wir eine solche Last ertragen können, ist leicht durch den Hinweis zu beantworten, dass ja der nämliche Druck auch im Innern des Körpers wirkt und dem äusseren Drucke das Gleichgewicht hält.

Je höher ein Punkt über dem Erdboden liegt, um so kleiner ist die über ihm befindliche Luftsäule und um so geringer der Luftdruck. Die Luftschicht, deren Druck demjenigen eines Millimeters Quecksilberhöhe gleichkommt, hat bei 760 mm Luftdruck und 0° eine Höhe von 10,51 m. Diese Zahl wächst mit abnehmendem Druck und mit steigender Temperatur, weil in beiden Fällen die Dichte der Luft geringer wird und also das gleiche Luftgewicht einen grösseren Raum erfüllt. Demnach entsprechen am Boden (d. h. für 760 mm Barometerstand) einem Millimeter Quecksilberdruck bei 10° und bei 20° Luftschichten, deren Höhen 10,94 und 11,36 m betragen; in 1000 m Höhe über dem Boden (für etwa 670 mm Luftdruck) wird der Druck eines Millimeters Quecksilber