

und Abkürzung der Zeit für die Erreichung des der Luftfeuchtigkeit entsprechenden Standes des feuchten Thermometers. (Asmannsches Aspirations-*Psychrometer*.)

II. Das Haarhygrometer (Fig. 5).

Dasselbe beruht auf der Eigenschaft des Menschenhaars (besonders des blonden), mit zunehmender Feuchtigkeit sich auszudehnen und mit zunehmender Trockenheit sich zusammenzuziehen. Ein zu diesem Zwecke sorgfältig entfettetes blondes Frauenhaar von etwa 20 Zentimeter Länge ist an einem Ende befestigt (a), am andern Ende um eine Achse geschlungen und mit einem Gewicht beschwert; an der Achse ist ein leichter Zeiger befestigt.

Dehnt sich nun das Haar bei feuchter Luft aus, so wird der Zeiger nach der einen Seite bewegt; zieht es sich bei trockner Luft zusammen, so wird er nach der andern Seite bewegt. Auf einer dahinter angebrachten Skala (Einteilung) zeigt er daher, wenn auch nicht sehr genau, zu jeder Zeit die relative Feuchtigkeit an, die ohne besondere Berechnung in Prozenten abgelesen werden kann.

Rechts hängt ein Thermometer, M ist die hochgezogene Rückwand, R der Verschlussdeckel.

III. Der Hygrograph (Fig. 6)

Der Hygrograph ist wie der Thermograph ein Registririnstrument, d. h. ein Apparat, der die relative Feuchtigkeit zu jeder Tageszeit auf eine sich mittels eines Uhrwerks drehende Trommel (T) aufschreibt; es wird dies wieder erreicht durch einen schreibenden Hebel (S), auf den die Verlängerung und Verkürzung eines Haares (H) je nach der herrschenden Feuchtigkeit übertragen wird.

C = eine Einstellvorrichtung, V = das den Schreibhebel und das Haar verbindende Hafengelenk. M = der Ausschalter für den Schreibhebel, K = eine in den Stahlring R einzusetzende Schutzvorrichtung.

Auf demselben Prinzip beruhen auch andere bekannte Instrumente, wie das sogenannte *Wetterhäuschen*, bei dem sich eine Darmseite je nach der Feuchtigkeit mehr oder weniger zusammenzieht und somit die auf einem Brettchen stehenden Figuren bewegt. Ähnliche Bedeutung hat der auf einem Pappkarton befestigte aufgerollte Storchschnabel (Pflanze).

§ 4. Die Bewölkung

Wie schon erwähnt, verdichtet sich der in der Luft vorhandene unsichtbare Wasserdampf zu flüssigem Wasser, wenn man eine Luftmenge bis zum Taupunkt oder darunter abkühlt. Ein Beispiel dafür ist das Beschlagen der Fensterscheiben, wobei die Luft im Zimmer bei der um so viel höhern Temperatur mehr absolute Feuchtigkeit enthalten kann als die Außenluft. An der Fensterscheibe, wo die feuchte Luft des Zimmers unter den Taupunkt der Zimmerluft abgekühlt

wird, scheidet sich der Wasserdampf an der Fensterscheibe selbst aus. Da in der Natur die Abkühlung der Luft eintritt:

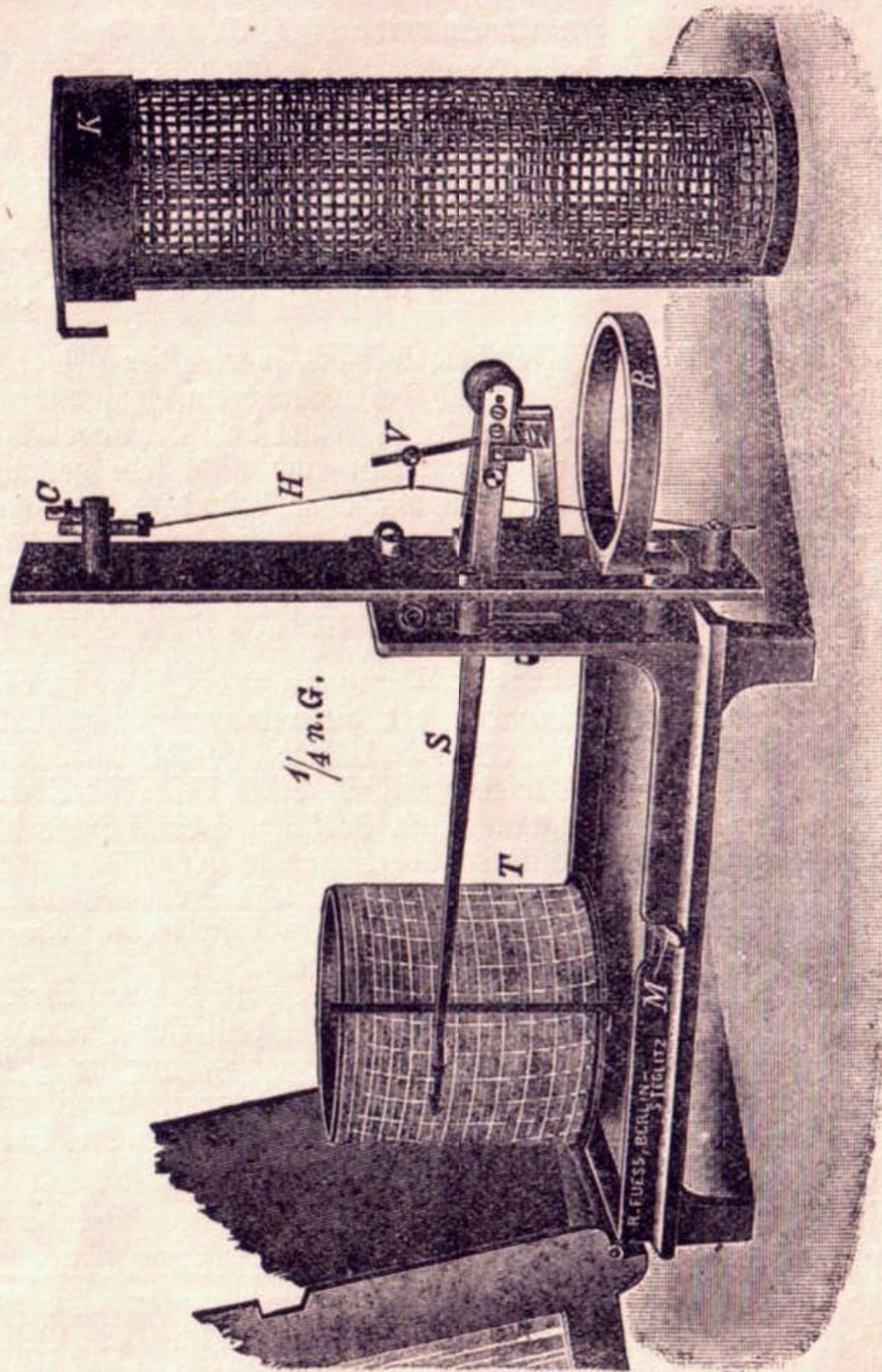


Fig. 6. Sphygmograph

1. durch Wärmeausstrahlung (besonders in der Nacht),
2. durch Ausdehnung der Luft infolge der Abnahme des Druckes,

3. durch Zufuhr kühlerer Winde,

4. durch Aufsteigen der Luft in größere, kältere Höhen, so sind dies auch die Ursachen für das Entstehen von Wolken. Denn sobald die Abkühlung in der Luft so groß ist, daß der Taupunkt eintritt, scheidet sich der Wasserdampf aus; es bilden sich kleine Wassertröpfchen, die bei größerer Anzahl auf der Erde den Nebel und in geringerer oder größerer Höhe die Wolken bilden. Letztere schweben nicht in der Luft, wie es von unten erscheint, sondern, da fortwährend durch das Auf- und Absteigen der Luft in der Wolke die Ursache zur Erwärmung und Abkühlung gegeben ist, bilden sich die Wassertröpfchen beständig neu und lösen sich wieder auf. Erst wenn die abkühlende Wirkung etwa durch einen aufsteigenden Luftstrom permanent (dauernd) vorhanden ist, hört das Auflösen der Wassertröpfchen auf, und es kommt bei fortwährend sich neu bildenden Wassertröpfchen zum Regen. Wird wasserdampfhaltige Luft dadurch, daß sie hoch genug aufsteigt, unter 0° abgekühlt, so entstehen bei Eintritt des Taupunkts anstatt der Wassertröpfchen Eiskristalle, die dann die obern weißen Wolken bilden. Je nach der Höhe teilt man die Wolken ein in:

1. obere Wolken, 7000 bis 10 000 Meter hoch,
2. mittlere Wolken, 3000 bis 7000 Meter hoch,
3. untere Wolken, unter 3000 Meter,
4. gehobene Nebel, unter 1000 Meter.

Je nach der Form unterscheidet man:

1. kugelförmige Wolken,
2. ausgebreitete schleierförmige Wolken,
3. Übergänge von kugel- zu schleierförmigen Wolken.

Die höchsten Wolken bestehen aus einem feinen faserigen Gewebe von federartiger Form und weißer Farbe, man nennt sie daher Cirrus- oder Federwolken.

Verdichten sich diese zu einem feinen weißlichen Wolfenschleier, der mehr oder weniger den ganzen Himmel überzieht, so nennt man sie Cirro-stratus- oder Schleierwolken.

Von den mittlern Wolken sind zu nennen:

a) Cirro-cumulus- oder Lämmerwolken: so genannt, weil sie aus weißen, rundlichen, zusammengeballten oder flockenförmigen Wolkengebilden bestehen, die in Gruppen oder Reihen angeordnet sind.

b) Alto-cumulus-Wolken: dickere Wolkenballen von mehr blaßgrauer Farbe, aber ebenso in Gruppen und Reihen angeordnet, jedoch mehr zusammengedrängt.

c) Alto-stratus- oder hohe Schichtwolken, ähnlich wie die Schleierwolke, jedoch von grauer oder bräunlicher Farbe.

An untern Wolken sind zu nennen:

a) Strato-cumulus-Wolken: dicke, dunkle Wolkenballen, die häufig, namentlich im Winter, den ganzen Himmel bedecken und ihm zuweilen ein wogenförmiges Aussehen geben.

b) Nimbus- oder Regenwolken: eine dicke, dunkle, formlose Schicht mit zerrissenen Rändern, aus welchen zumeist Regen oder Schnee fällt.

c) Cumulus- oder Haufenwolken: dicke, scharf umränderte, mächtige Wolken, die nach oben in runden Kuppen turmartig emporquellen. Die von der Sonne beschienenen Flächen erscheinen vollkommen weiß, die beschatteten Seiten dunkel. Sie treten meistens im Sommer auf, bringen aber keinen Regen. Außerdem sind noch zu

nennen die Cumulonimbus- oder Gewitterwolken, das sind gewaltige Wolkenmassen, die sich in Gestalt von dunklen Bergen oft bis 6000 Meter erheben, während ihre Grundfläche kaum 1000 Meter hoch liegt. Über der Gewitterwolke ziehen oft feine schleierartige, weiße Wolken, die nach unten in nimbusartige Wolkenmassen übergehen.



Fig. 7. Sonnenschein-Autograph

Mit gehobenem Nebel bezeichnet man die Stratus- oder Schichtwolken, die aus wagerechten Streifen bestehen, wie sie bei Sonnenuntergang, häufig nachts, besonders im Winter zu beobachten sind.

Von der mehr oder weniger großen Bewölkung ist zumeist auch die Sonnenscheindauer abhängig, die man mit einem Sonnenschein-Autographen ermittelt; derselbe besteht, wie Fig. 7 zeigt, aus einer Glaskugel, die gewissermaßen als Brennglas dient und bei Sonnenschein auf einem dazu präparierten (vorbereiteten) Papierstreifen eine Brennwirkung hervorruft.

§ 5. Die Niederschläge

Wenn bei fortschreitender *Kondensation* die feinen Wassertröpfchen der Wolken durch Vereinigung mehrerer zu solcher Größe angewachsen sind, daß sie von der Luft nicht mehr getragen werden können, so fallen sie zur Erde nieder und bilden den *Niederschlag*. Oft kommt es vor, daß der aus der Wolke fallende Niederschlag, wenn unterhalb derselben die Luft sehr trocken ist, verdunstet, bevor er die Erdoberfläche erreicht; so sieht man häufig von Wolken graue *Regenstreifen* herabhängen, die aber die Erdoberfläche nicht erreichen. Je dichter und mächtiger die Wolke ist, desto größer sind im allgemeinen die Regentropfen. Die Formen des Niederschlags sind:

I. Der Regen

Man versteht darunter den in flüssigem Zustande die Erdoberfläche erreichenden Niederschlag. Starke Regenfälle von kurzer Dauer nennt man gewöhnlich *Platzregen*, solche von außerordentlicher Stärke *Wolkenbrüche*. Häufig sind diese von *Gewittererscheinungen* begleitet. Hinsichtlich der Temperatur des Regens muß hervorgehoben werden, daß sie von der Lufttemperatur nicht erheblich abweicht; in der Regel ist sie etwas kühler als diese.

Fällt der Regen, wie es im Winter zuweilen vorkommt, durch eine untere, ziemlich mächtige, sehr kalte Luftschicht, so kann derselbe zu kleinen *Eiskügelchen* erstarren und als *Eisregen* die Erdoberfläche erreichen.

II. Der Schnee

Bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt scheidet sich der atmosphärische Wasserdampf in Form von feinen *Eisnadeln* oder *Eisstaub* aus. Bei größerem Dampfgehalt der Luft vereinigen sich dieselben zu größeren Geweben von *Eisnadeln*, die dann als *Schneeflocken* zu Boden fallen. Meistens fällt der Schnee in unserer Gegend bei Temperaturen um den Gefrierpunkt.

III. Graupeln

Es sind dies runde, undurchsichtige, schneeballartige *Kügelchen*, die zuweilen mit einem *Eisüberzug* versehen sind. Sie fallen gewöhnlich im *Frühjahr*, besonders bei *Kälterückfällen*, in kurzen *Schauern* und meist in Begleitung windiger, böiger *Witterung*.

IV. Der Hagel

Der *Hagel* besteht aus *Eisstücken* mit einem *trüben Kern* von unregelmäßiger Form. Diese sind aus abwechselnd hellen und trüben *Eisschichten* zusammengesetzt und daher nie vollkommen durchsichtig. Ebenso wie die Form ist auch die *Größe* sehr *mannig-*

faltig. Sie können von Erbsengröße bis zur Größe von Tauben- und sogar Hühnereiern anwachsen. Meistens fällt der Hagel während der warmen Jahreszeit und dann fast immer bei Gewittern.

Die Messung der Niederschläge

Die Menge des gefallenen Niederschlags wird angegeben durch die Höhe der gefallenen Wasserschicht auf einer ebenen Fläche. Man spricht daher auch von Niederschlagshöhe. Die festen Niederschläge, wie Schnee, Graupeln und Hagel, müssen daher vor der Messung geschmolzen werden. Zur Messung der Niederschlagshöhe dient der Regenmesser (Fig. 8), der aus einem zylinderförmigen Gefäße besteht, das unten in einen Trichter ausläuft. Durch diese Mündung des Trichters läuft das Wasser in eine Blechflasche mit enger Öffnung, um die Verdunstung möglichst zu verhindern. Aus dieser Blechflasche wird das aufgefangene Regenwasser in einen Meßzylinder aus Glas (Millimetereinteilung eingegäßt) gegossen, von dem man die gefallene Niederschlagshöhe unmittelbar ablesen kann.

Die Wirkung der Gebirge auf die Niederschlagsmenge

Ebenso wie die Temperaturen, so werden auch die Niederschlagsverhältnisse durch die Gebirge sehr beeinflusst. Stößt z. B. ein feuchter Wind auf ein höheres Gebirge, so muß die Luft daran in die Höhe steigen und sich abkühlen; dadurch entstehen Wolken und Niederschläge. Auf der

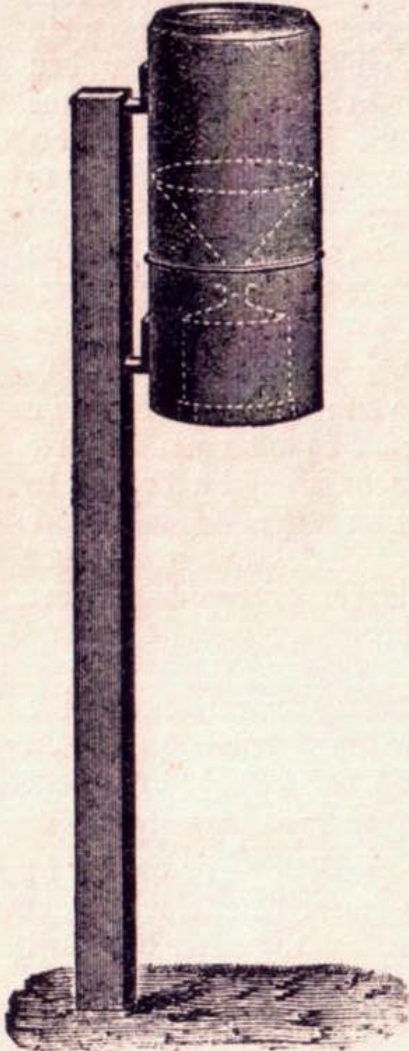
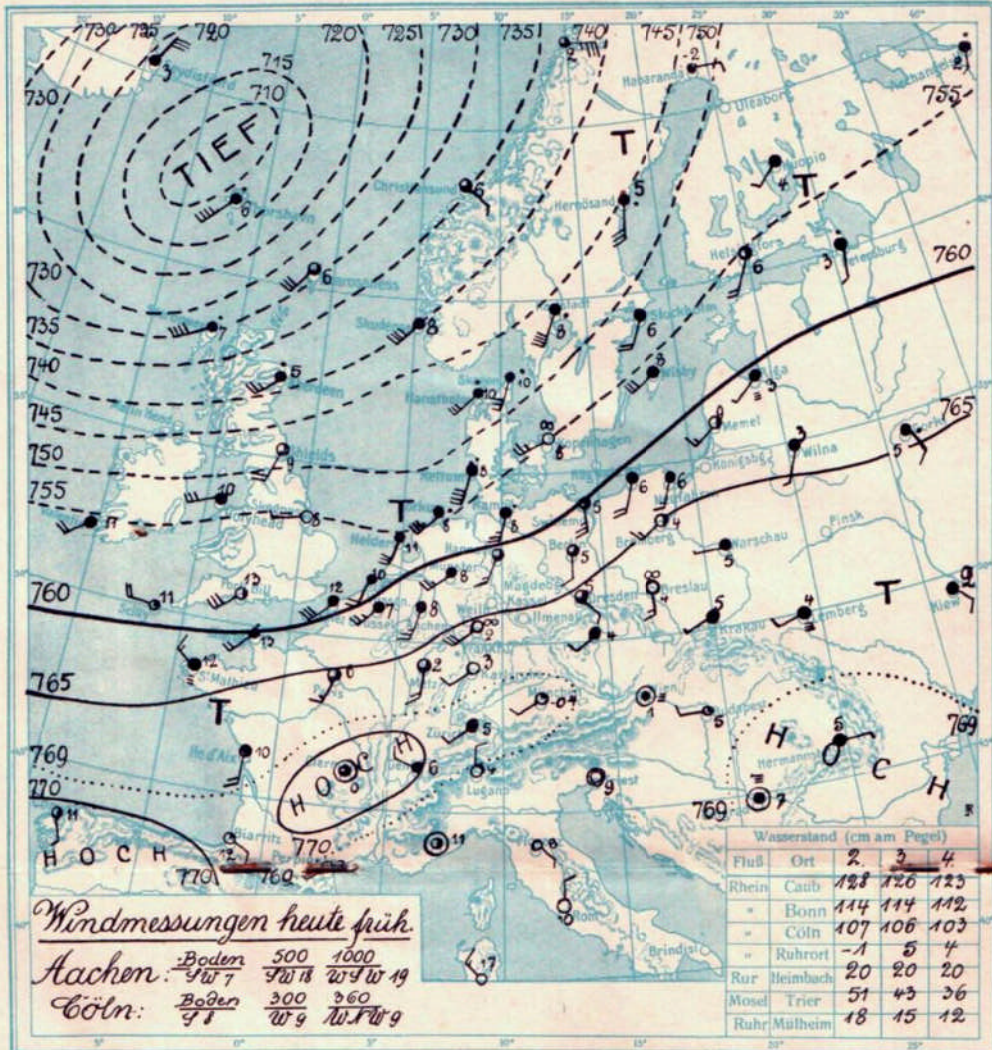


Fig. 8. Regenmesser

Höhe des Gebirges wird die Luft nach Abgabe der Feuchtigkeit verhältnismäßig trocken sein. Steigt sie nun wieder auf der andern Seite abwärts, so erwärmt sie sich wieder und wird dadurch noch trockner. Die notwendige Folge davon ist, daß auf der dem Winde abgekehrten Seite, oder der Windschattenseite des Gebirges, bedeutend weniger Regen fällt als auf der dem Winde zugekehrten Seite. Durch diese Wirkung heben sich die Gebirge wegen ihres größern Regenreichtums überall hervor. Da außerdem der regenbringende Wind für unsere Gegend meist aus westlicher Richtung kommt, so sind daher auch die westlichen Abhänge unserer deutschen Mittelgebirge die regenreichsten

Wetterkarte des öffentlichen Wetterdienstes.

II Dienststelle Aachen (Observatorium) Sonnabend, den 4. November 1911, 8 Uhr morg. No. 308



Windmessungen heute früh
 Aachen: $\frac{\text{Boden}}{\text{7W}} \frac{500}{\text{7W 18}} \frac{1000}{\text{7W 19}}$
 Köln: $\frac{\text{Boden}}{\text{7F}} \frac{300}{\text{7W 9}} \frac{260}{\text{7W 9}}$

Wasserstand (cm am Pegel)	
Fluß	Ort
Rhein	Caub
"	Bonn
"	Cöln
"	Ruhrort
Rur	Heimbach
Mosel	Trier
Ruhr	Mülheim

Ort	Höhe	Gestern abend 9 Uhr beobachtet			Heute früh 7 Uhr beobachtet				Temperatur ° Celsius		Verlauf
		Temperatur	Wind	Wetter	Temperatur	Wind	Wetter	Niederschlag	Mächste	Größe	
Aachen-Obs.	205	6	S 3	heiter	8	SSW 5	bedeckt	.	13	6	zunl. heiter
Monte Rigi i. Venn	675	-2	SW 2	Nebel	0	SW 3	Nebel	0.5	7	-4	stark neblig
Münster i. W.	60	6	S 2	bedeckt	8	SW 5	bedeckt	.	10	5	meist bedeckt
Cleve	46	7	PK 3	unklug	7	SK 4	.	1	10	5	gering. Regen
Luxemburg	309	1	still	Nebel	2	still	Nebel	.	7	-1	stark abblig

Witterungsübersicht am 4. November 1911: Der nordwestliche oceanische Tiefdruckwirbel hat sich seit gestern ganz bedeutend vertieft und dem Kontinent genähert. Seine südlichen Randgebilde brachten unserem Fernostbereich gestern schon vielfach trübes und regnerisches Wetter, doch waren die Regenfälle nirgends ergiebig. Nachtfrost ist im Moseltal und auf den Höhen des Hunsrücks eingetreten. Heute früh herrschen infolge des grossen Luftdruckgefälles sowohl an der Küste als auch im Dienstbereich stürmische Südwestwinde. Der Wirbel dürfte sich südöstlich verlagern, sodass unser Gebiet in seinem Wirkungsberich bleibt. Wir haben also auch für morgen veränderliches Wetter mit meist stark bis böigen Winden aus südwestlicher Richtung bei wenig geänderter Temperatur zu erwarten.

☉ wolkenlos ☁ heiter ☁ halbbedeckt ☁ wolkig ☁ bedeckt ☁ Regen ☁ frisch ☁ Schnee ☁ Dunst ☁ mit Nebel ☁ Gewitter ☁ Die Pfeile zeigen die Richtung des Windes ☁ voll sehr leicht ☁ leicht ☁ schwach ☁ mäßig ☁ stark ☁ stürmisch ☁ voller Sturm ☁ mit dem Winde
 Die eingezeichneten Linien (Isobaren) verbinden die Orte gleichen Barometerstandes. Die neben den Orten stehenden Zahlen geben die Lufttemperatur Frostgrenze
 Erscheint tägl. vorm. Bezugspreis monatl. M. 0.50, vierteljähr. M. 1.50. Bestellungen durch jedes Postamt

Gegenden Deutschlands. Dagegen sind rings von Gebirgen eingeschlossene Orte und Hochländer verhältnismäßig trocken.

Niederschlagsformen des Wasserdampfes, die sich an der Erdoberfläche selbst bilden

Wenn die Erdoberfläche oder einzelne Gegenstände auf derselben unter den Taupunkt der Luft erkalten, so muß sich an ihrer Oberfläche der in der Luft enthaltene Wasserdampf ausscheiden. Wie wir schon bei Besprechung der Temperatur gesehen hatten, geschieht dies meist bei heitern Nächten und dort, wo eine möglichst große Oberfläche der nächtlichen Ausstrahlung ausgesetzt ist; besonders geeignet sind daher die Blätter der Bäume und die Gräser der Wiesen. Es bildet sich dabei keine nebelige Trübung, sondern die Ausscheidung des Wasserdampfes geschieht nur an den Berührungsoberflächen, also an den Oberflächen der Gegenstände selbst. Die Form dieser Niederschlagsbildung ist

I. Der Tau

Dieser bildet sich überall da, wo sich die Gegenstände an der Erdoberfläche unter den Taupunkt, jedoch nicht unter den Gefrierpunkt abkühlen. Die Niederschlagsmenge, die derselbe liefert, ist in unsern Klimaten sehr gering und daher nicht meßbar, bedeutend größer aber in manchen Tropengegenden.

II. Der Reif

Derselbe bildet sich, sobald die Temperatur der Luft und der Gegenstände an der Erdoberfläche infolge der nächtlichen Ausstrahlung unter den Taupunkt und unter den Gefrierpunkt herabsinkt. Er besteht aus Eiströpfchen, die sich reihenweise aneinander lagern und auch miteinander verschmelzen.

III. Der Raufrost

Er entsteht dadurch, daß bei nebeliger Luft die feinen Nebeltröpfchen, welche unter den Gefrierpunkt erkaltet sind, bei Berührung mit festen Körpern zu Eiskörperchen gefrieren, die dann einen rauhen Beschlag, besonders an den Unebenheiten des Bodens und an den Baumzweigen und Nadeln, bilden.

IV. Das Glätteis

Daselbe bildet sich

a) dadurch, daß nach vorausgegangener strenger Kälte plötzlich eine warme, feuchte Luftströmung einsetzt. Es wird sich dann auf dem erheblich unter den Gefrierpunkt erkalteten Boden Wasserdampf ausscheiden, der sofort zu einer Eishülle gefriert;

b) durch überkalteten Regen, der sich dadurch bildet, daß in der Höhe ein warmer Wind herrscht, während die Luftmassen an der Erdoberfläche eisig kalt sind. Der dadurch

überkaltete Regen gefriert sofort am Boden und bildet hier sowie an den verschiedenen Gegenständen, wie Bäumen usw., einen dicken Eisüberzug.

§ 6. Der Luftdruck

Der Luftdruck auf eine Fläche ist gleich dem Gewichte der darüber ruhenden Luftsäule. Die Messung des Luftdrucks käme daher im allgemeinen der Bestimmung des Gewichts der darüber lagernden Luftschichten gleich. Bei der bedeutenden Höhe der Atmosphäre ist nun dieser Druck, wenn man bedenkt, daß ein Liter Luft an der Erdoberfläche annähernd 1,3 Gramm wiegt, sehr groß. Für jedes Quadratcentimeter Oberfläche beträgt er etwa 1 Kilogramm. Wir empfinden jedoch diesen Druck nicht, da derselbe von allen Seiten gleich groß ist und auch gleichmäßig wirkt.

Messung des Luftdrucks

Um den Luftdruck zu messen, haben wir Instrumente von sehr verschiedener Konstruktion. Die wichtigsten sind:

1. Das Quecksilber-Barometer (Fig. 9)

Daselbe besteht aus einer Glasröhre von etwa 90 Zentimeter Länge, die am obern Ende geschlossen ist. Die Höhe der Quecksilbersäule in diesem sonst luftleeren Glasrohr kann man als Maß des herrschenden Luftdrucks benutzen. Denn da das untere umgebogene Ende der Glasröhre offen ist, entspricht das Gewicht der Quecksilbersäule dem von außen auf die Oberfläche des Quecksilbers drückenden Luftgewicht, oder dem Luftdruck. In der Höhe des Meeresspiegels ist die Quecksilbersäule im Mittel 760 Millimeter lang, ebenso groß ist hier daher auch der Luftdruck; an höher gelegenen Orten wird die Quecksilbersäule kürzer, der Luftdruck geringer. Da aber das Quecksilber sich mit zunehmender Wärme ausdehnt und daher leichter wird, desgleichen auch die Höhe der Quecksilbersäule mit der Temperatur sich ändert, berechnet man jeden Barometerstand für eine bestimmte Temperatur. So ist es allgemein eingeführt, um vergleichbare Werte zu erhalten, den abgelesenen Barometerstand so zu korrigieren, als ob die Ableseung bei 0° des Quecksilbers gemacht worden wäre. Es ist also bei jeder Ableseung des Barometers auch die herrschende Temperatur zu berücksichtigen. Um auch die Barometerablesungen ver-



Fig. 9. Quecksilber-Barometer

schiedener Orte miteinander vergleichen zu können, ist es nötig, den abgelesenen Barometerstand noch für den Meerespiegel zu berechnen. Da das Barometer bei 11 Meter Höhenunterschied einen um etwa 1 Millimeter geringern Druck anzeigt, so ist je nach der Höhenlage des Ortes eine bestimmte Zahl zu dem abgelesenen Barometerstand zu addieren.

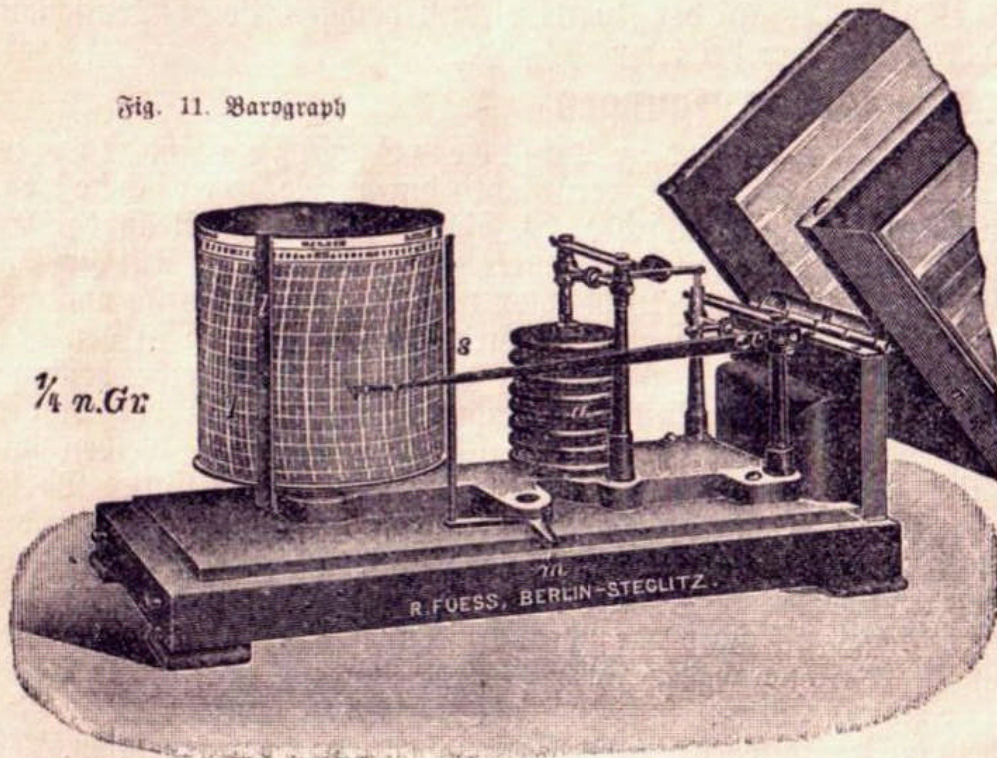
II. Das Aneroid-Barometer (Fig. 10)

Das Aneroid-Barometer besteht aus einer flachen Blechdose mit dünnem elastischen Deckel, die man Aneroiddose nennt. In derselben ist verdünnte Luft enthalten. Je stärker nun der äußere Luftdruck ist, desto weiter biegt sich der elastische Deckel nach innen und umgekehrt; seine Bewegungen entsprechen mehr oder weniger genau den Luftdruckänderungen und werden auf ein Hebelwerk übertragen; ein Zeiger des letztern zeigt auf einer Skala den Luftdruck zu jeder Zeit an. Die Messungen sind jedoch nicht sehr genau, und es ist nötig, dasselbe mit einem Quecksilber-Barometer häufiger zu vergleichen.



Fig. 10. Aneroid-Barometer

Fig. 11. Barograph



III. Der Barograph (Fig. 11)

Der Barograph beruht auf demselben Prinzip wie das Aneroid-Barometer. Gewöhnlich wird hier die Wirkung mehrerer Aneroiddosen (a) auf ein Hebelwerk übertragen, dessen Hebelfeder dann den Barometerstand auf eine sich um ihre Achse drehende Trommel (T) zu jeder Zeit aufschreibt.

IV. Das Thermo-Barometer

Dieses beruht auf der Tatsache, daß das Sieden des Wassers bei derjenigen Temperatur eintritt, wo die Spannkraft des aufsteigenden Wasserdampfes dem auf der Oberfläche des Wassers lastenden Luftdruck gleich ist. Je größer daher der Luftdruck, desto höher ist die Temperatur des siedenden Wassers. Also ist das Thermobarometer weiter nichts als ein feines, genaues Thermometer, das den Siedepunkt auf zehntel und hundertstel Grade genau zu bestimmen gestattet. Aus der Siedetemperatur, die bekanntlich bei 760 Millimeter Luftdruck 100° C beträgt, kann man dann den Luftdruck an dem betreffenden Orte bestimmen. Da jedoch die Änderung des Luftdrucks um 1 Millimeter einer Änderung des Siedepunkts von nur 0,037° C entspricht, so bedarf es äußerst feiner Thermometer zur Bestimmung des jeweils herrschenden Luftdrucks. Bei höhern Bergen macht sich der Unterschied zwischen den Siedetemperaturen schon deutlicher bemerkbar. Während bei uns das Sieden des Wassers ungefähr bei 100 Grad eintritt, geschieht dies auf der Zugspitze, dem höchsten Berge Deutschlands (3000 Meter), schon bei etwa 91½° C.

§ 7. Die Luftbewegungen

Die erste Ursache der Luftbewegungen sind Temperaturunterschiede, verursacht durch die verschiedene Sonnenwärme. Wird z. B. eine abgegrenzte Stelle der Erdoberfläche durch die Sonne besonders stark erwärmt, so teilt sich diese Wärme auch den untern Luftschichten mit. Diese dehnen sich nach oben und nach den Seiten hin aus; infolgedessen befindet sich in den obern Luftschichten mehr Luft als vorher, weshalb die auf eine bestimmte Höhenschicht drückende Luftsäule zunimmt, während an der Erdoberfläche das Luftgewicht oder der Luftdruck unverändert bleiben muß. Das Umgekehrte findet dort statt, wo die Temperatur sinkt. Da hier keine aufsteigende Luftbewegung vorhanden ist, nimmt der Luftdruck von der Erdoberfläche mit der Höhe gleichmäßig ab. Die Flächen gleichen Luftdrucks liegen also hier, wenigstens in den obern Luftschichten, tiefer als über der stark erwärmten Erdstelle. Sie bilden gewissermaßen eine in der Höhe von der warmen zur kalten Erdstelle geneigte schiefe Ebene. Wie nun ein Körper auf einer schiefen Ebene abwärts gleitet, so setzen sich die Luftteilchen längs der geneigten Fläche

gleichen Luftdrucks in Bewegung. Somit fließt die Luft in der Höhe von dem stärker erwärmten Orte gegen die kühlere Umgebung ab. Dadurch, daß die Luft über dem erwärmten Orte abfließt, sinkt hier der Luftdruck unten allmählich, weil die drückende Luftmasse sich verringert. In der kühlern Umgebung dagegen, wo die Luft sich anhäuft, also eine Vermehrung der drückenden Luftmasse eintritt, steigt der Luftdruck an der Erdoberfläche. Somit sind Luftdruckunterschiede auch an der Erdoberfläche geschaffen, und da die Luft vom hohen zum niedrigen Luftdruck sich bewegt, muß hier eine Luftströmung von der kältern gegen die wärmere Erdoberfläche stattfinden. Somit haben wir einen geschlossenen Luftkreislauf zwischen einer warmen und kalten Stelle der Erdoberfläche. Je nachdem nun die Erwärmung der Atmosphäre über einem Teil der Erdoberfläche entweder dauernd oder lange oder auch nur vorübergehend anhält, haben wir permanente oder mit den Jahreszeiten wechselnde, oder nur kurz anhaltende lokale Luftströmungen.

Größere Unterschiede in der herrschenden Temperatur sind vorhanden:

1. zwischen Äquator und Pol,
2. zwischen Kontinent und Meer,
3. zwischen Land und See,
4. infolge lokaler Einflüsse zwischen verschiedenen Gegenden.

Zu 1. Als Folge der starken Erwärmung in der Äquatorialgegend steigt die Luft hier auf und bewegt sich in der Höhe nach den kalten Polargegenden hin. Doch findet diese Strömung nach Norden und Süden nicht direkt statt, sondern sie wird durch die Drehung der Erde um ihre Achse von ihrer Richtung nach Osten abgelenkt. Denn bei der Erddrehung bewegen sich die Punkte des Äquators und somit auch die Luftteilchen über dem Äquator am schnellsten, die Pole mit den darüberliegenden Luftteilchen gar nicht, die dazwischenliegenden Punkte und Luftteilchen um so schneller, je näher sie dem Äquator liegen. Wenn nun ein solches Luftteilchen sich von dem Äquator nach Norden fortbewegt, so kommt es an Stellen der Erde, die sich langsamer von Westen nach Osten fortbewegen als am Äquator. Das Luftteilchen aber, das vom Äquator kommt, wird seine ursprüngliche westöstliche Geschwindigkeit beibehalten und daher, je weiter es vom Äquator sich entfernt, um so mehr der Erde voraus-eilen, d. h. es weicht von seiner Bewegungsrichtung nach rechts ab. Man nennt diese Winde die Antipassate. Ihnen entspricht an der Erdoberfläche ein beständiges Fließen der Luft aus höhern Breiten nach dem Äquator hin. Dieser Wind bleibt natürlich, da er aus höhern Breiten in niedere fließt, gegen die Erde zurück und tritt somit auf der Nordhalbkugel als nordöstlicher Wind auf. Jedoch wehen diese

Winde, die sogenannten Passatwinde, nur in der warmen Zone, dort aber mit ziemlicher Regelmäßigkeit.

Zu 2. Durch die Temperaturunterschiede zwischen Kontinent und Meer entstehen die sogenannten Monsunwinde. Da nämlich das Land im Sommer stark erhitzt, dagegen das Meer kühl ist, findet zu dieser Jahreszeit in der Höhe ein Fließen der Luft vom Lande zum Meere und an der Erdoberfläche vom Meere zum Lande statt. Umgekehrt ist es im Winter, wo die Luft über dem Lande kalt, das Meer im Verhältnis dazu warm ist. Regelmäßig und sehr heftig treten diese Monsunwinde im Indischen Ozean und in China auf, wo sie durch den großen asiatischen Kontinent veranlaßt werden.

Zu 3. Genau dieselbe Erklärung haben die an Meeresküsten oft beobachteten Land- und Seewinde: Dadurch, daß das Land tagsüber stärker erwärmt wird, bewegt sich die Luft von der See her nach dem Lande; und dadurch, daß sich in der Nacht der Erdboden stärker abkühlt, weht jetzt der Wind nach dem wärmern Meere hin.

Zu 4. Ferner sind noch zu nennen: die Berg- und Talwinde, die auch auf der Erwärmung und Abkühlung der Bergabhänge tagsüber und in der Nacht beruhen. Sie haben daher sowohl in der Art ihrer Entstehung als auch in der gleichen Dauer der Periode viel Ähnlichkeit mit den Land- und Seewinden. Tagsüber weht der Wind bergaufwärts und in der Nacht talabwärts.

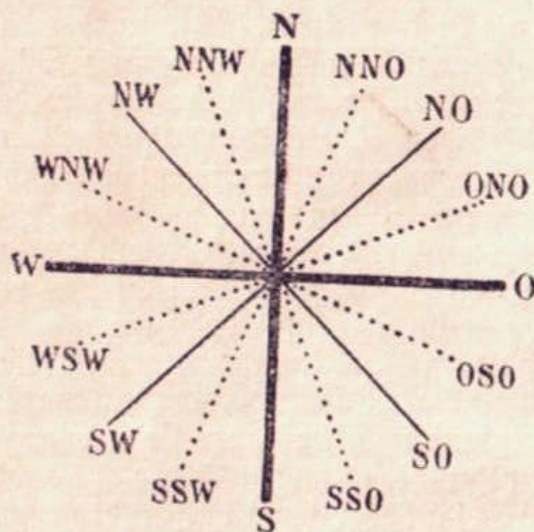


Fig. 12. Windrose

Die Messung des Windes

Die Windmessung erstreckt sich auf Windrichtung und Windstärke. Die Richtung wird nach der Himmelsgegend benannt, aus welcher der Wind kommt (Fig. 12), und wird durch die Wetterfahne angezeigt. Diese muß sehr sorgfältig und so hoch angebracht sein, daß der Wind auf keiner Seite durch irgendwelche Gegenstände beeinflusst wird. Daß sie außerdem genau senkrecht und leicht beweglich sein muß, brauchte ich wohl nicht mehr besonders hinzuzufügen.

Hinsichtlich der Windstärke ist es üblich, entweder den Winddruck oder den Windweg in der Sekunde zu messen.

1. Um den Winddruck zu messen, bedient man sich des sogenannten **Druck-Anemometers**.

Dasselbe besteht aus einer an einer horizontalen Achse frei beweglich aufgehängten Platte, die durch eine Windfahne stets senkrecht zur herrschenden Windrichtung eingestellt wird. Der Winkel, um welchen diese Platte durch den Wind aus der Vertikalen abgelenkt wird, gibt die Größe des Winddrucks an (Fig. 13).

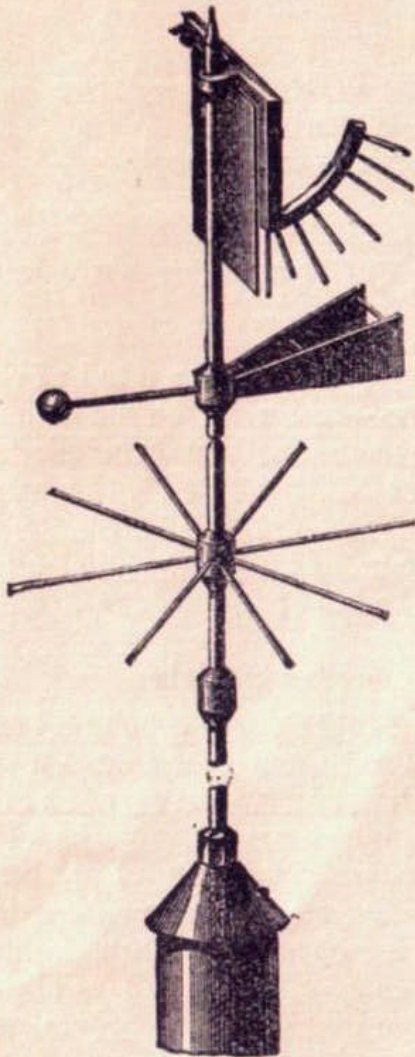


Fig. 13. Windfahne mit Anemometer

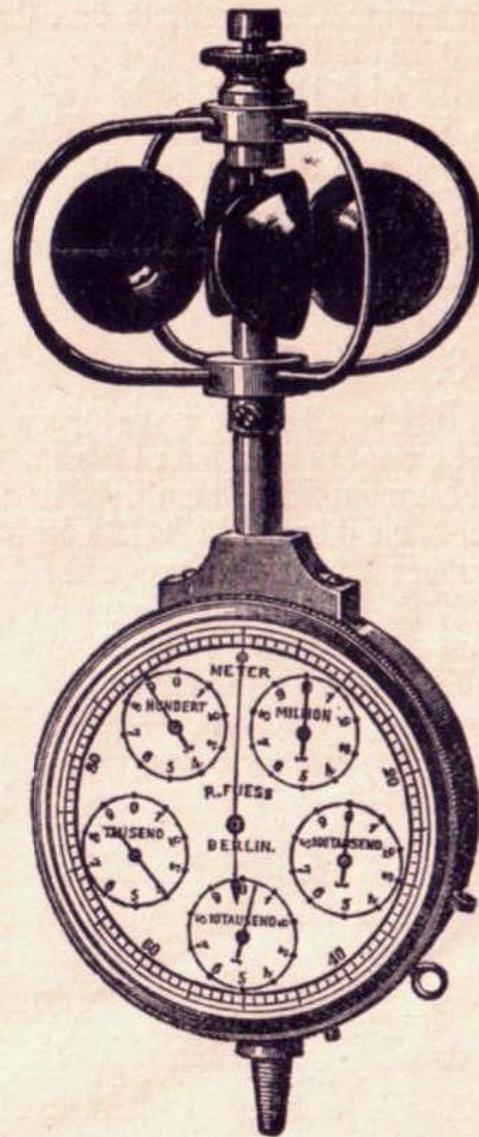


Fig. 14. Schalenkreuz-Anemometer

2. Das **Schalenkreuz-Anemometer**. Es gibt den Windweg oder die mittlere Windgeschwindigkeit während einer bestimmten Zeit an. Dasselbe besteht aus einem um eine senkrechte Achse drehbaren Kreuz mit vier halbkugelförmigen Schalen, die alle die hohle Seite nach ein und derselben Richtung hinwenden (Fig. 14).