



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Luftdruck.

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

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

durch Luftsäulen ausgeübt, die bei 0° 11,93 m, bei 10° 12,41 und bei 20° 12,89 m hoch sind.

Diese Beziehung zwischen Höhe und Luftdruck kann zum barometrischen Höhenmessen benutzt werden, d. h. zur Bestimmung des Höhenunterschiedes zweier Orte. Es ist dafür erforderlich, dass der Luftdruck an beiden Beobachtungsorten gemessen und ausserdem die mittlere Temperatur und absolute Feuchtigkeit der zwischen ihnen liegenden Luftschicht bekannt sei. Sind diese beiden letzteren Grössen t und e , beträgt der gemessene Luftdruck unten P und oben p , und ist die geographische Breite φ , die Seehöhe H (in Metern), so ergibt sich der in Metern ausgedrückte Höhenunterschied beider Orte aus der Formel:

$$h = 18401,2 (1 + 0,003670 t) (1 + 0,378 e/p) (1 + 0,00259 \cos 2\varphi) (1 + 0,000000196 H) \log \frac{P}{p}.$$

Um vergleichbare Werthe zu haben, pflegt man die an verschiedenen Orten gemessenen Barometerstände überall da, wo nicht ein besonderer Anlass zu anderem Verfahren vorliegt, auf Meeresniveau zu reduciren, d. h. man berechnet denjenigen Luftdruck, welcher im Meeresniveau unter (resp. über) dem Beobachtungsorte stattfindet. Hierfür können die Angaben unserer Tabelle 4 S. 162 dienen.

Die Vertheilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche ist im Wesentlichen durch die Temperaturvertheilung bedingt. Jede erhebliche Verschiedenheit der Temperatur erzeugt eine im entgegengesetzten Sinne auftretende Druckverschiedenheit, weil kalte Luft schwerer, warme Luft leichter ist. Da nun die mittlere Temperatur in der Nähe des Aequators (genauer bei 10° nördlicher Breite) ihren höchsten Werth hat und gegen beide Pole hin abnimmt, so finden wir an der Nordseite des Aequators eine Zone niederen Luftdruckes, beiderseits umgeben von Gegenden mit erheblicher Druckzunahme. Aus der Temperaturvertheilung entstehen regelmässige Luftströmungen, von denen im nächsten Capitel die Rede sein wird, und welche, durch die Achsendrehung der Erde beeinflusst, das Auftreten je eines Gürtels mit hohem Druck in mittleren Breiten erzeugen; an diese schliessen sich polwärts wieder Gegenden niederen Druckes (namentlich auf der südlichen Erdhälfte). Die beiden Zonen hohen Druckes liegen etwa zwischen 30 und 40° nördlicher Breite und zwischen 20 und 30° südlicher Breite; letztere Gegend wird als Rossbreiten-Maximum bezeichnet.

Daraus ergibt sich eine Vertheilung des Luftdruckes nach Breitengraden, welcher im Jahresmittel nach Ferrel (129), im Januar und Juli (auf Grund anderer Quellen) nach Baschin (130) folgende, auf Meeresniveau reducirten Werthe zukommen (s. Tab. S. 75).

Von diesen für jeden Breitengrad berechneten Mittelwerthen finden aber in den einzelnen Gebieten sehr erhebliche Abweichungen statt, welche der Vertheilung von Land und Meer, sowie der hieraus entstehenden Temperaturvertheilung entsprechen. Da nämlich das Binnenland im

Geogr. Breite	Nördliche Erdhälfte			Südliche Erdhälfte		
	Jahr	Januar	Juli	Jahr	Januar	Juli
80°	760,5	757,1	758,8	—	—	—
70	58,6	59,9	57,6	738,0	—	—
60	58,7	60,9	57,5	43,4	—	—
50	60,7	62,3	58,7	53,2	753,5	752,5
40	62,0	63,7	59,9	60,5	62,0	60,3
30	61,7	64,9	59,0	63,5	61,5	65,4
20	59,2	62,7	57,9	61,7	58,0	63,2
10	57,9	59,5	57,9	59,1	57,4	61,1
0	58,0	58,0	59,4	58,0	58,0	59,4

Sommer wärmer und im Winter kälter ist als die See (s. S. 16), so bilden sich über den Continenten im Sommer Gegenden geringen Luftdruckes, im Winter solche hohen Druckes, während umgekehrt die Meere im Sommer hohen, im Winter niederen Druck haben. Und weil der Januar auf der nördlichen Erdhälfte in den Winter, auf der südlichen in den Sommer fällt, so haben im Januar auf der Nordhemisphäre die Continente hohen, die Meere niederen Druck, auf der Südhemisphäre umgekehrt; im Juli dagegen auf der Nordhälfte der Erde die Meere hohen, die Continente niederen Druck, und auf der Südhälfte wiederum umgekehrt. Diese Vertheilung des (auf Meeresniveau reducirten) Luftdruckes tritt recht deutlich hervor, wenn man die in Tafel XIII wiedergegebenen Isobaren zeichnet, d. h. die Orte gleichen Luftdruckes durch Linien verbindet.

Der jährliche Gang des Luftdruckes entspricht diesen Verhältnissen wenigstens insoweit, als im Innern der Continente der Winter hohen, der Sommer niederen Luftdruck bringt. Auf dem Meere sind die jährlichen Druckschwankungen geringer und an vielen zwischen Küste

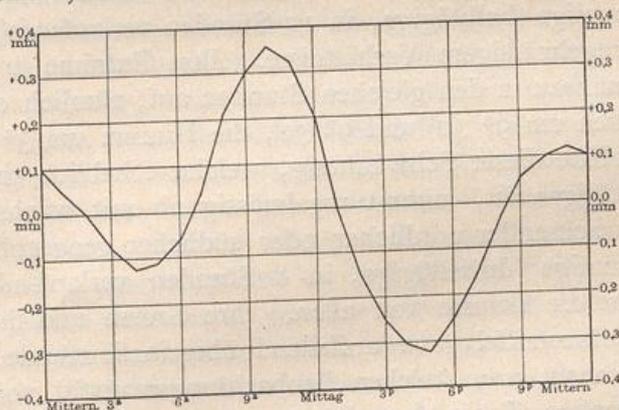


Fig. 17. Täglicher Gang des Luftdruckes in Berlin.

und Binnenland gelegenen Orten treten locale Einflüsse auf, welche Jahrescurven des Luftdruckes von keineswegs einfacher Form erzeugen.

Der tägliche Gang des Luftdruckes zeigt gleichmässiges Verhalten, nämlich zwei an Grösse und Form etwas verschiedene Schwankungen. Als Beispiel diene der in Fig. 17 durch Abweichung vom Mittel dargestellte tägliche Gang des Luftdruckes in Berlin, bei welchem zwei Maxima (10^a und 11^p) und zwei Minima (4^a und 5^p) erkennbar sind und der Unterschied

der beiden Hauptextreme 0,68 mm beträgt. Nach Untersuchungen von Hann (131) findet sich diese Form der mittleren täglichen Barometercurve mit geringen Abweichungen in allen Theilen der Erde wieder. Man kann die Curve entstanden denken durch Uebereinanderlagerung mehrerer einfach gestalteter Einzelcurven, so dass jeder für irgend eine Stunde ermittelte Werth des Luftdruckes gleich der Summe der Einzelwerthe ist, die den verschiedenen Curven für dieselbe Stunde entsprechen würden. Hann (131) hat die Luftdruckverhältnisse von 117 verschiedenen Stationen in solcher Weise untersucht, dass für jede derselben die thatsächlich aus den Beobachtungen hergeleitete Tagescurve als Summe dreier verschiedener und regelmässig gestalteter Einzelcurven dargestellt wurde, welche einer einmaligen, zweimaligen, dreimaligen Druckschwankung entsprechen. Eintrittszeiten und Grösse dieser Schwankungen sind so berechnet, dass, wenn gleichzeitig diese in je 24 und je 12 und je 8 Stunden verlaufenden Druckwellen stattfinden, ihr gemeinsames Auftreten diejenigen Druckänderungen bewirken muss, welche thatsächlich beobachtet werden. Dass hierbei nicht etwa blosse Rechnungsgrössen hergeleitet wurden, ergibt sich aus den charakteristischen Einzelheiten der drei verschiedenen Wellensysteme. Die einmalige (ganztägige, in 24 Stunden verlaufende) Druckschwankung zeigt vielerlei örtliche Verschiedenheiten, jedoch von solcher Art, dass eine Beziehung zum täglichen Wärmegang hervortritt. Diese ganztägige Welle, deren Maximum der kältesten Tageszeit (frühmorgens) angehört und deren Amplitude mit der täglichen Wärmeschwankung zu- und abnimmt, scheint demnach mit dem Temperaturgange in ursächlichem Zusammenhange zu stehen. Die zweimalige (halbtägige, in 12 Stunden verlaufende) Schwankung bietet viel regelmässiger Verhältnisse. Ihre Extreme treten an allen Stationen nahezu in den gleichen Stunden auf, nämlich die Maxima durchschnittlich um 9^a 50' und 9^p 50', die Minima um 3^a 50' und 3^p 50', und die Höhe dieser Schwankung, welche erheblich grösser als die der ganztägigen ist, nimmt regelmässig ab mit wachsender Seehöhe und mit wachsender nördlicher oder südlicher geographischer Breite. Die dreimalige (dritteltägige, in 8 Stunden verlaufende) Schwankung endlich ist die kleinste von allen. Ihre Grösse und ihre Eintrittszeit zeigen im Jahresmittel ganz auffallend übereinstimmende Werthe an allen Stationen, von welchen Beobachtungsmaterial vorlag. Während die einmalige Tagesschwankung auf die gleichzeitig am Boden beobachtete Temperaturschwankung wahrscheinlich zurückgeführt werden kann, fehlt es an einer ähnlichen Erklärung für die anderen Wellen.

Vielleicht kann, wie Hann (131) hervorhebt, die Wirkung der Sonnenstrahlen in den oberen Luftschichten zum Verständniss der halbtägigen Schwankung dienen. Dass in der Höhe eine starke Absorption der Sonnenstrahlung stattfindet, sahen wir oben (S. 9) bereits, und am stärksten muss natürlich eine Absorption da eintreten, wo die Strahlen einen recht langen Weg durch die Atmosphäre zu durchlaufen haben. Dies findet über

denjenigen Orten statt, für welche die Sonne gerade im Auf- oder Untergange ist und wo die Strahlen die Erdoberfläche streifend berühren, so dass sie schräger als an allen anderen Stellen die Atmosphäre durchsetzen. Diese beiden Gegenden der Atmosphäre liegen auf entgegengesetzten Seiten der Erde, und wenn hier die gleichartige Durchstrahlung der Luft an beiden Stellen gleichartig wirkt, so muss diese Wirkung für den einzelnen Ort während der täglichen Erddrehung zweimal eintreten. Besteht dieselbe in einer Aenderung des Luftdruckes, so tritt sie als täglich zweimalige (halbtägige) Druckschwankung in die Erscheinung. Nun ist freilich die beobachtete halbtägige Schwankung beträchtlich grösser als die ganztägige, und man kann, wenn diese auf Temperaturverhältnisse der unteren Luftschichten zurückgeführt wird, jene durch entsprechende Vorgänge der höheren Schichten nur unter der Voraussetzung erklären, dass der grössere Betrag der Doppelschwankung noch eine besondere Begründung findet. Eine solche ist vielleicht aus Berechnungen zu entnehmen, welche Margules (132) angestellt hat. Derselbe untersuchte rechnerisch die Schwingungen, welche unter dem Einflusse äusserer Kräfte in der Atmosphäre entstehen, insbesondere diejenigen, welche als Folge von Temperaturschwankungen gedacht werden können. Dabei fand sich, dass mit Berücksichtigung der Erddrehung, der Reibung und der sonst in Betracht kommenden Factoren unter den möglichen Schwingungen eine westwärts gerichteten Welle mit der Schwingungsdauer (Umlaufzeit) von 11,94 Stunden hergeleitet werden kann. Diese Schwingung ist mit der Bewegung eines Pendels oder eines tönenden Körpers (Stimmgabel, Saite) zu vergleichen, deren Eigenschwingungen gleichfalls eine bestimmte Dauer haben. Regelmässig auf einander folgende kleine Erschütterungen setzen ein Pendel nur dann in erhebliche Bewegung, wenn sie ebenso rasch auf einander folgen, wie die Schwingungen, deren das Pendel fähig ist. Stimmgabel oder Saite beginnen zu tönen, wenn sie durch Schallwellen getroffen werden, deren Zahl in der Secunde ebenso gross ist, wie bei dem Eigenton der Stimmgabel oder Saite. Wirken dagegen auf das Pendel Erschütterungen, welche rascher oder langsamer als die Eigenschwingungen des Pendels erfolgen, so geräth dies nur in geringes Schwanken. Ebenso bleibt die Stimmgabel und die Saite ruhig, wenn ein anderer Ton als der ihnen eigene erklingt. Und demgemäss können wir uns auch vorstellen, dass die in der Atmosphäre mit 12 stündigem Abstände von der Sonnenstrahlung erregten Erschütterungen eine starke Schwingungsbewegung erzeugen, weil ihr Zeitunterschied sehr nahe mit der Dauer 11,94 Stunden einer möglichen Eigenschwingung der Atmosphäre zusammenfällt, während die in anderer Zeitfolge geschehenden Erschütterungen, welche nicht mit dem Rhythmus einer möglichen Eigenschwingung zusammenfallen, von geringerer Wirkung sind.

Auf diese Art kann man das Entstehen und die Grösse der halbtägigen Luftdruckschwankung vielleicht erklären. Nicht vorstellen

dart man sich aber, dass diese Schwankung etwa der atmosphärischen Fluth und Ebbe zuzuschreiben sei. Bei der weit verbreiteten Neigung, in dieser und allen möglichen anderen Witterungserscheinungen eine Wirkung des Mondes zu suchen, ist es vielleicht zweckmässig, einige diesbezügliche Erwägungen hier folgen zu lassen. Die als „Gezeiten“ des Meeres bezeichneten Erscheinungen der Fluth und Ebbe werden in der That der Mondwirkung zugeschrieben, nämlich denjenigen Aenderungen der Schwere, welche aus der wechselnden Stellung des Mondes zur Erde sich ergeben. Es seien in Fig. 18 E und M die

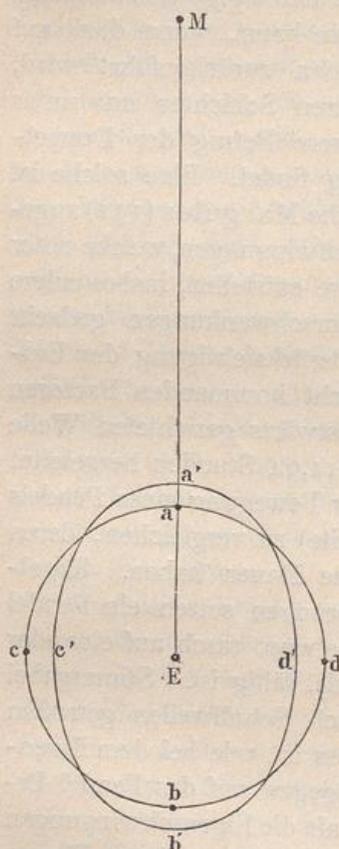


Fig. 18. Fluth und Ebbe.

Mittelpunkte der Erde und des Mondes, der Kreis $abcd$ bedeute den Umfang der vom Monde nicht beeinflussten Erde, welche wir uns zunächst völlig mit Wasser bedeckt denken wollen. Zwischen Erde und Mond findet gegenseitige Anziehung statt, und die Erde weicht um einen gewissen Betrag gegen den Mond hin von derjenigen Bahn ab, die sie ohne Mondwirkung beschreiben würde. Da aber die Stärke der Anziehung von der Entfernung abhängt und mit wachsender Entfernung abnimmt, so wird die dem Monde zugewendete und nächste Stelle a der Erdoberfläche stärker als die ganze übrige Erde gegen den Mond hingezogen und gelangt nach a' . Umgekehrt ist an der vom Monde abgewendeten, von ihm am weitesten entfernt liegenden Stelle b der Erdoberfläche die Anziehung nach dem Monde hin geringer als an der ganzen übrigen Erde; diese Stelle wird also am wenigsten gegen den Mond hingezogen, bleibt gewissermaassen zurück bei der gegen den Mond gerichteten Abweichung der Erde aus ihrer Bahn, und gelangt also nach b' . Es bilden sich an den beiden Stellen a und b Erhöhungen, Anhäufungen des Wassers, welches nach unserer Annahme den Erdball bedeckt, und demnach wird von den dazwischen liegenden Theilen der Erdoberfläche c und d eine entsprechende Wassermasse abfliessen, so dass die Oberfläche dort bis c' und d' sinkt. Mit anderen Worten: an denjenigen beiden Stellen der Erdoberfläche, welche die geringste und die grösste Entfernung vom Monde haben, ist Fluth, an den dazwischen liegenden Theilen Ebbe. Berücksichtigt man die Massen der Erde und des Mondes, ihren Abstand und die Grösse der Erde, so ist es leicht zu berechnen, dass, wo der Mond im Zenit oder im Nadir, d. h. senkrecht über oder unter dem Beobachter steht, die Schwere um ein Zehn-

des Mondes zur Erde sich ergeben. Es seien in Fig. 18 E und M die Mittelpunkte der Erde und des Mondes, der Kreis $abcd$ bedeute den Umfang der vom Monde nicht beeinflussten Erde, welche wir uns zunächst völlig mit Wasser bedeckt denken wollen. Zwischen Erde und Mond findet gegenseitige Anziehung statt, und die Erde weicht um einen gewissen Betrag gegen den Mond hin von derjenigen Bahn ab, die sie ohne Mondwirkung beschreiben würde. Da aber die Stärke der Anziehung von der Entfernung abhängt und mit wachsender Entfernung abnimmt, so wird die dem Monde zugewendete und nächste Stelle a der Erdoberfläche stärker als die ganze übrige Erde gegen den Mond hingezogen und gelangt nach a' . Umgekehrt ist an der vom Monde abgewendeten, von ihm am weitesten entfernt liegenden Stelle b der Erdoberfläche die Anziehung nach dem Monde hin geringer als an der ganzen übrigen Erde; diese Stelle wird also am wenigsten gegen den Mond hingezogen, bleibt gewissermaassen zurück bei der gegen den Mond gerichteten Abweichung der Erde aus ihrer Bahn, und gelangt also nach b' . Es bilden sich an den beiden Stellen a und b Erhöhungen, Anhäufungen

millionstel ihrer Grösse verringert ist, und dass hieraus eine Fluth entstehen muss, bei welcher die Wasseroberfläche etwa 60 cm höher als zur Ebbezeit steht. Wo der Mond nicht bis zum Zenit steigt, ist auch die Fluthhöhe entsprechend geringer. Da nun der Mond in etwa 24 Stunden 50 Minuten seinen scheinbaren täglichen Umlauf um die Erde vollendet, muss in der gleichen Zeit an jedem einzelnen Orte die ganze Reihe der Erscheinungen, nämlich zweimalige Fluth und Ebbe vorübergehen. Wie der Mond, so hat auch die Sonne eine Einwirkung auf das Meer, welche auf die nämliche Art berechnet werden kann. Der Abstand der Sonne von der Erde ist aber im Vergleich zum Erddurchmesser so viel grösser als der Mondabstand, dass trotz der so viel bedeutenderen Masse der Sonne diese nur eine Fluth erzeugen kann, welche etwa zwei Fünftel der Mondfluth beträgt. Beide Weltkörper wirken zur Zeit des Vollmondes und des Neumondes gleichsinnig auf das Meer und erregen die Springfluthen, während bei Halbmond die Mondfluth mit der Sonnenebbe (und umgekehrt) zusammentrifft, so dass alsdann nur Nippfluthen entstehen.

Von der Wirklichkeit weichen unsere Annahmen nun aber insofern ab, als thatsächlich nicht, wie wir voraussetzten, die Erde völlig mit Wasser bedeckt ist. Wo die mit dem Mond von Osten heranziehende Fluthwelle die Küste eines Erdtheiles erreicht und gegen dieselbe brandet, muss durch Anstauen des nachdrängenden Wassers eine viel grössere Fluthhöhe entstehen als im offenen Meere. Aus diesem Grunde sehen wir, wie auf einsamen Inseln die Fluthhöhe 60 bis 70 cm, an ausgedehnten Küsten aber mehrere (stellenweise bis 20) Meter beträgt. Geht man nun von diesen Erscheinungen des Meeres zu denjenigen der Atmosphäre über, so ist eine entsprechende Einwirkung des Mondes auch da zu erwarten, und man kann für die Berechnung diesmal die vorher vorübergehend gemachte Annahme, dass der Erdball überall von Flüssigkeit bedeckt sei, aufrecht erhalten, denn das Luftmeer umgiebt in der That die ganze Erde und wird in seinen Bewegungen nicht merklich gehemmt durch die an seinem Grunde stehenden Gebirge. Darum dürfen wir auch ohne Weiteres die vorher erwähnte Fluthhöhe von etwa 60 cm (für Mondculmination im Zenit) als Höhe der atmosphärischen Fluth annehmen. Denn ein Unterschied zwischen Wasser und Luft besteht für diese Betrachtung nicht. Um dies zu verstehen, denken wir uns die an der Erdoberfläche wirkenden Kräfte durch Niveauflächen dargestellt, d. h. durch solche Flächen, welche in jedem ihrer Punkte senkrecht zu der daselbst wirkenden Gesamtkraft gerichtet sind. Die Bezeichnung dieser Flächen rührt daher, dass eine Flüssigkeit, welche sich im Gleichgewicht befindet, stets durch eine solche Niveaufläche begrenzt wird. Denn wenn auf irgend eine Stelle der Oberfläche eine anders als senkrecht gerichtete Kraft wirkte, würde die Flüssigkeit dadurch bewegt werden, und es würden die Flüssigkeitstheilchen so lange gegen einander verschoben werden, bis die Oberfläche in allen Theilen

zu den wirkenden Kräften senkrecht steht und die Kräfte nun überall gleich stark auf die Flüssigkeit wirken, sich also gegenseitig im Gleichgewicht halten. Ohne Mondwirkung und ohne Erddrehung würden die Niveaulächen, welche die Erdanziehung darstellen, concentrische Kugelschalen sein, deren eine die Meeresoberfläche wäre. Die tägliche Erddrehung erzeugt durch Centrifugalkraft eine Verringerung der Schwere gegen den Aequator hin; die bei ruhender Erde überall radial nach dem Erdmittelpunkte hin gerichtete Anziehung erleidet eine Richtungsänderung im Sinne einer Neigung von der Erdachse weg, weil die hinzugekommene Centrifugalkraft von der Erdachse fort gerichtet ist. Die Niveaulächen, welche senkrecht auf der Richtung der Kraft stehen, werden in der Richtung der Centrifugalkraft aus einander getrieben, auch die Meeresfläche nimmt an dieser Formänderung theil, und die Erde erscheint demnach abgeplattet. Kommt hierzu noch die Mondwirkung, so verstärkt sie die Anziehungskraft in der Richtung der Verbindungslinie Erde—Mond und erzeugt eine Dehnung der Niveaulächen in derselben Richtung; an den Stellen *a* und *b* der Fig. 18 (S. 78), wo die Fluthberge auftreten, liegt jetzt eine jede Niveauläche um etwa 60 cm höher als ohne Mondwirkung, darunter auch diejenige Niveauläche, mit welcher die Oberfläche der Flüssigkeit zusammenfällt.

Aus der Definition der Niveaulächen folgt ferner, dass sie auch als Flächen gleichen Druckes bezeichnet werden können; die freie Flüssigkeitsoberfläche hat in allen ihren Punkten den Flüssigkeitsdruck Null, darunter liegen weitere Flächen, welche je einen constanten Druck enthalten, dessen Werth nach abwärts immer grösser wird. Ebenso darf man auch in der Luft die Niveaulächen als Flächen gleichen Druckes ansehen, und indem dieselben zur Fluthzeit um 60 cm gehoben werden, herrscht an jeder einzelnen Stelle jetzt derjenige Druck, welcher bei Ebbe um 60 cm tiefer stattfindet. Die hierbei entstehende Aenderung des Druckes kann daher nicht mehr betragen, als dem Gewichte einer Luftschicht von 60 cm Mächtigkeit entspricht. Da nun bei mittlerer Temperatur am Boden einem Millimeter Quecksilberdruck nach S. 73 das Gewicht einer Luftschicht von etwa 11 m Dicke gleichkommt, so üben 60 cm Luftdicke nicht mehr Druck aus als etwa 0,05 mm, d. i. ein zwanzigstel Millimeter Quecksilberhöhe. Und dies ist also die Aenderung des Luftdruckes, welche durch den Wechsel atmosphärischer Fluth und Ebbe höchstens entstehen kann.

Dass eine so geringfügige Druckänderung von merklicher Einwirkung auf das Wetter sein sollte, ist recht unwahrscheinlich; noch viel unwahrscheinlicher aber ist die Möglichkeit, dergleichen Vorgänge bei der Voraussagung des Wetters zu benutzen. Beschränkt man sich auf die Form der Curve, welche den täglichen Gang des Luftdruckes darstellt (z. B. Fig. 17, S. 75), so könnte dabei wohl an die atmosphärische Fluth und Ebbe als Ursache dieser Druckschwankungen gedacht werden, wobei freilich nicht sowohl dem Monde, als vielmehr der Sonne die beobach-

teten Aenderungen zugeschrieben werden müssten, da diese während des Sonnentages verlaufen. Wird aber ausser der Form auch die Grösse der Druckschwankungen beachtet, so kommt einerseits in Betracht, dass die Sonne, wie oben erwähnt, nur etwa zwei Fünftel der vom Monde erzeugten Fluthöhe hervorbringen, also den Barometerstand höchstens um ungefähr 0,02mm ändern kann, während andererseits die in Wirklichkeit beobachteten täglichen Schwankungen des Luftdruckes, z. B. in Berlin, Beträge erreichen, deren mehrjähriger Durchschnitt 0,68 mm ist. Zerlegt man, wie oben beschrieben, diese Schwankungen in ganztägige, halbtägige u. s. w. Wellen, so beträgt die Höhe der halbtägigen (deren Form freilich an atmosphärische Gezeiten erinnert) nach Hann (131) für Wien 0,306 mm, für Batavia sogar 0,950 mm, und nach meiner Berechnung (133) für Berlin 0,231 mm und für Hamburg 0,507 mm, zeigt also überall viel höhere Werthe als sie atmosphärischen Flutherscheinungen zugeschrieben werden können.

Solche Gegenden, in welchen der Luftdruck grösser, und solche, in welchen er kleiner ist als in der Umgebung, nennt man barometrische Maxima und Minima. Von ihnen soll weiter unten die Rede sein.

Als Abschluss dieses Capitels seien einige auf die Messung des Luftdruckes bezüglichen Einzelheiten zusammengestellt. Man bedient sich dazu des Barometers, dessen älteste und zugleich zuverlässigste Form das Quecksilberbarometer ist. Es besteht aus einer oben geschlossenen und zum grösseren Theil mit Quecksilber gefüllten Glasröhre, welche in aufrechter Stellung so befestigt ist, dass ihr unteres offenes Ende in einem gleichfalls mit Quecksilber gefüllten Gefässe steht, während der vom Quecksilber freie oberste Theil luftleer (Torricelli's Vacuum) ist; oder das Rohr ist unten derartig gebogen, dass der offene Theil als kürzerer Schenkel nach aufwärts gerichtet ist. Im ersteren Falle heisst es Gefäss-, im letzteren Heberbarometer. Auf beide Formen kann das Gesetz der communicirenden Röhren angewendet werden, denn der gesammte Druck, welcher im Gefässe oder im offenen Schenkel des Barometers durch das Quecksilber und durch den auf dessen Oberfläche lastenden Atmosphärendruck ausgeübt wird, muss im Gleichgewichte gehalten werden durch den im geschlossenen Schenkel allein wirksamen Quecksilberdruck. Diejenige Länge, um welche das Quecksilber im geschlossenen Schenkel höher steht als im offenen, ist ein Maass für den Luftdruck; eine am Instrumente angebrachte Millimetertheilung gestattet, diese Länge zu messen. Um aber die zu verschiedenen Zeiten abgelesenen Werthe mit einander vergleichen zu können, muss für jede Ablesung des Quecksilberbarometers die Reduction auf 0° stattfinden, d. h. es muss ausgerechnet werden, welches der Barometerstand sein würde, wenn das ganze Instrument die Temperatur von 0° hätte. Da sowohl das Quecksilber wie die Millimeterscala sich bei steigender Temperatur ausdehnen, so erscheint bei mehr als 0° die einem gewissen Luftdrucke gleichwerthige Quecksilbersäule zu lang in

Folge ihrer eigenen Ausdehnung, ausserdem aber auch zu kurz wegen der gleichzeitigen Ausdehnung der Scala. Indessen dehnt das Quecksilber sich stärker aus als das Material der Scala (meist Messing, zuweilen auch Glas), und so besteht die Reduction auf 0° bei Temperaturen über 0° im Abziehen, unter 0° im Addiren einer gewissen Grösse, die beispielsweise bei 760 mm Luftdruck für je 1° etwa 0,12 mm beträgt. Genaueres enthält Tabelle 2, S. 160.

Ferner muss die Schwerecorrection an dem abgelesenen Barometerstande angebracht, d. h. derselbe auf dasjenige spezifische Gewicht des Quecksilbers reducirt werden, welches in 45° geographischer Breite und im Meeresniveau stattfindet. Da nämlich die Schwerkraft so gedacht werden kann, als ginge sie vom Erdmittelpunkte aus, so wird ihr Betrag sich mit dem Abstände von jenem Punkte ändern, auf Bergen kleiner und im Thale grösser sein. Und wegen der Erdabplattung, welche den Abstand vom Erdmittelpunkte an den Polen verringert, nach dem Aequator hin aber vermehrt hat, nimmt die Grösse der Schwerkraft vom Aequator nach beiden Polen hin zu. Das Gleiche findet ausserdem auch noch statt in Folge der aus der Erddrehung entstehenden Centrifugalkraft, welche von der Erdachse weg gerichtet und also am Aequator der Schwerkraft gerade entgegengesetzt ist, mit wachsender geographischer Breite aber von dieser immer mehr abweicht. Die berechnete Schwerecorrection beträgt bei 760 mm Luftdruck und in mittleren Breiten für 10° Breitenunterschied etwa 0,66 mm, für 100 m Höhenunterschied etwa 0,014 mm (s. Tabelle 3, S. 161). Uebrigens scheint an vielen Orten die wirkliche Schwerkraft von diesem berechneten Werthe etwas abzuweichen, vermuthlich in Folge unregelmässiger Massenvertheilung.

Eine andere Form des Barometers ist diejenige des Aneroid- oder Metallbarometers. Es besteht hauptsächlich aus einer dünnwandigen und allseitig verschlossenen Metalldose von ungefähr cylindrischer Gestalt, deren Inneres verdünnte Luft enthält, während auf die Aussenfläche der Luftdruck wirkt. Die Unterseite dieser Dose ist in einem Gehäuse befestigt, die Oberseite hingegen kann den Aenderungen des Luftdruckes folgen, denn indem dieser die ganze Dose zusammendrücken sucht, wird deren Oberseite mit wachsendem Drucke nach innen, mit abnehmendem Drucke nach aussen sich biegen. Ihre Bewegungen werden durch geeignete Vorrichtungen auf einen Zeiger übertragen und von diesem an einer Scala sichtbar gemacht. Das Aneroid ist, namentlich auf Reisen, sehr viel bequemer als das Quecksilberbarometer, steht diesem aber an Genauigkeit bedeutend nach. Um sichere Ablesungen von einem Aneroid zu ermöglichen, muss es thunlichst häufig durch Vergleichen mit einem einwandfreien Quecksilberbarometer controlirt werden.

Als Ersatz für das Barometer kann, wo geringere Genauigkeit verlangt wird, das Hypsothermometer dienen, bestehend aus einem

Metallgefäß sammt Erhitzungsvorrichtung zum Sieden von Wasser und einem genau gearbeiteten Thermometer, mittels dessen man die Siedetemperatur des Wassers bestimmt. Da diese vom Luftdruck abhängt, kann sie als Maass für den Druck dienen. Bei den in folgender Tabelle genannten Siedetemperaturen sind die zugehörigen Werthe des Luftdruckes nach Broch (37) angegeben:

100°	760,00 mm	96°	657,40 mm	92°	566,72 mm
99	733,16 "	95	633,66 "	91	545,76 "
98	707,13 "	94	610,64 "	90	525,47 "
97	681,88 "	93	588,34 "		

Sollen die an einem Orte gewonnenen Luftdruckbeobachtungen mit denjenigen eines anderen Ortes verglichen werden, so müssen sie auf Meeresniveau reducirt werden. Beispielsweise muss eine solche Umrechnung dem Zeichnen einer Wetterkarte vorhergehen, weil sonst dabei Unregelmässigkeiten erscheinen würden, die nicht in der Luftdruckvertheilung, sondern bloss in der verschiedenen Höhenlage der Stationen ihren Ursprung haben. Die Reduction des Barometerstandes auf Meeresniveau geschieht durch Hinzufügen desjenigen Betrages, welcher dem Druck einer Luftsäule gleichkommt, die vom Meeresniveau bis zur Höhe der Quecksilberoberfläche im offenen Schenkel des Barometers reichen würde. Man muss dazu also die Seehöhe des Barometers (d. h. seine Höhe über Meeresniveau), sowie Temperatur und Feuchtigkeit der Luft kennen und kann sich für die Berechnung der barometrischen Höhenformel (S. 74) bedienen, in welcher dann die Höhendifferenz zweier Orte sowie der Barometerstand des oberen von ihnen bekannt, derjenige des unteren (Meeresniveau) zu berechnen ist. Siehe auch Tab. 3.

Wind.

Unter Wind verstehen wir horizontale Bewegung der Luft. Die vielfach vorkommenden auf- und absteigenden Bewegungen pflegen wir, wenigstens am Boden ebener Gegenden, nicht zu empfinden. Hervorgerufen wird der Wind durch Verschiedenheit des Luftdruckes in benachbarten Landstrichen und durch das in der elastischen Luft vorhandene Streben nach Ausgleich solcher Unterschiede, welches in der Gegend hohen Druckes auf Verminderung und in der Gegend niederen Druckes auf Vermehrung der vorhandenen Luftmassen gerichtet ist. Die Druckunterschiede aber sind wiederum auf Verschiedenheit der Temperatur zurückzuführen, und man kann die Beziehungen zwischen Temperatur, Druck und Bewegung etwa in folgender Art sich vorstellen. Eine Luftsäule von grosser Höhe werde in ihrem unteren Theile erwärmt. Die auf höhere Temperatur gebrachte Luft wird leichter als vorher, sie dehnt sich aus, und zwar sowohl nach den Seiten wie auch nach oben.