

Universitäts- und Landesbibliothek Tirol

Meteorologie

Trabert, Wilhelm

Berlin [u.a.], 1918

Bewegungserscheinungen der Athmosphäre

[urn:nbn:at:at-ubi:2-5058](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:at:at-ubi:2-5058)

der erzwungenen doppelten Welle liegt aber zufällig sehr nahe jener der freien Wellen 11,94; es wird also die kleine doppelte Temperaturwelle zu einer verhältnismäßig viel größeren doppelten Druckwelle Veranlassung geben, als dies bei der einfachen Temperatur- und Druckwelle der Fall ist. Hierin liegt nach Margules die Erklärung der doppelten täglichen Luftdruckschwankung.

Bewegungserscheinungen der Atmosphäre.

§ 28. Windmessung.

Windrichtung und Windgeschwindigkeit charakterisieren die Bewegung der Luft. Die Windrichtung ermitteln wir mittels der Windfahne. Wir beschränken uns dabei meist

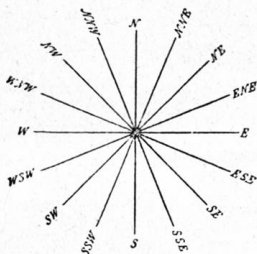


Fig. 26. Windrose.

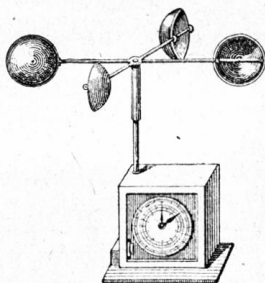


Fig. 27. Anemometer.

auf die Feststellung von acht verschiedenen Windrichtungen: Nord, Nordost, Ost, Südost, Süd, Südwest usw.; bei genaueren Angaben pflegt man aber noch Zwischenrichtungen: Nord-Nordost, Ost-Südost usw. einzuschalten. Fig. 26 gibt eine übersichtliche Darstellung der Windrichtungen und ihre

Bezeichnung durch die Anfangsbuchstaben der Windrichtung. Nur für den Ostwind hat man nach internationaler Vereinbarung den Buchstaben E (East englisch) gewählt, um Verwechslungen mit dem französischen „Ouest“ zu vermeiden.

Zur Messung der Windstärke oder Windgeschwindigkeit ist man auf Schätzungen, gewöhnlich nach einer willkürlichen zehnteiligen oder auch zwölfteiligen Skala, angewiesen. „Anemometer“ (Windmesser), welche die Windgeschwindigkeit unmittelbar in Metern pro Sekunde oder in Kilometern pro Stunde angeben, indem die Zahl der Rotationen und damit die Geschwindigkeit eines Schalenkreuzes (Fig. 27) in zweckmäßiger Weise durch einen Schreibapparat registriert wird, sind so kostspielig, daß sie nur auf wenigen Hauptstationen zur Verwendung gelangen. Man hat übrigens gefunden, daß man Windgeschwindigkeit auch nach Schätzungen recht gut beurteilen kann. Nach neueren Vergleichen entsprechen einander die folgenden geschätzten Windstärken und -geschwindigkeiten in Metern pro Sekunde:

	Wind					Sturm				Orkan		
Stärke:	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Geschwind.	1,5	3,0	5,0	7,0	9,5	12,5	15,5	19,0	23,0	27,0	31,5	(50)

§ 29. Bewegende Kräfte.

Wie jeder Körper, so würde auch die Luft nach dem Gesetz des Beharrungsvermögens die Bewegung, welche sie einmal besitzt, beibehalten, wenn nicht die Reibung der Luftteilchen aneinander und an der Erdoberfläche die Bewegung bald zum Stillstand brächte. Wo wir also andauernd eine gewisse Luftbewegung beobachten, müssen bewegende Kräfte vorhanden sein, welche die Reibung zu überwinden vermögen.

Die wichtigste treibende Kraft bei der Bewegung der Luft ist der Druckunterschied oder „Gradient“. Wo hoher Luftdruck herrscht, wo ein Luftüberschuß vorhanden ist, von

dort strömt die Luft weg zu Gebieten niedrigeren Luftdruckes. Je größer der Druckunterschied längs einer bestimmten Strecke ist, um so größer ist die bewegende Kraft, das Bestreben, diese Unterschiede wieder auszugleichen. Man mißt diese Kraft, das „Druckgefälle“ oder den „Gradienten“, in Millimetern Luftdruckdifferenz pro Äquatorgrad (= 111 km) und hat gefunden, daß einem Gradienten von 1 mm etwa eine Windgeschwindigkeit von 3—5 m pro Sekunde entspricht.

Der Druckunterschied ist aber keineswegs die einzige wirkende Kraft. Eine gleichfalls höchst wichtige Kraft, die

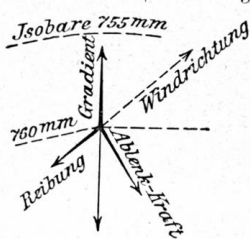


Fig. 28.

lediglich deshalb eintritt, weil die Bewegungen der Luft auf einer Kugeloberfläche, und zwar einer rotierenden Kugel, vor sich gehen, ist die „ablenkende Kraft der Erdrotation“. Diese bewirkt, daß jeder bewegte Körper auf der Erdoberfläche, also auch jede Luftbewegung auf der Nordhemisphäre nach rechts, auf der Südhemisphäre

nach links, und zwar um so stärker abgelenkt wird, je näher man dem Pole rückt. Ihr ist es somit zuzuschreiben, daß die Bewegung der Luft stets schief (Fig. 28) gegen die Richtung des Druckgefälles vor sich geht. Daher wird jeder Nordwind gegen Westen, jeder Ost gegen Norden, jeder Süd gegen Osten usw. abgelenkt. Aus einem Nordwind wird ein nordöstlicher, aus einem Südwind ein südwestlicher Wind entstehen. Aber nicht bloß die horizontalen Luftbewegungen, auch die vertikalen sind dieser ablenkenden Kraft unterworfen: jeder aufsteigende Luftstrom wird eine Ablenkung nach Westen, jeder absteigende eine solche nach Osten erfahren. Nach neueren Untersuchungen wirkt in den untersten Luftschichten die Reibung nicht, wie in Fig. 28 angegeben ist,

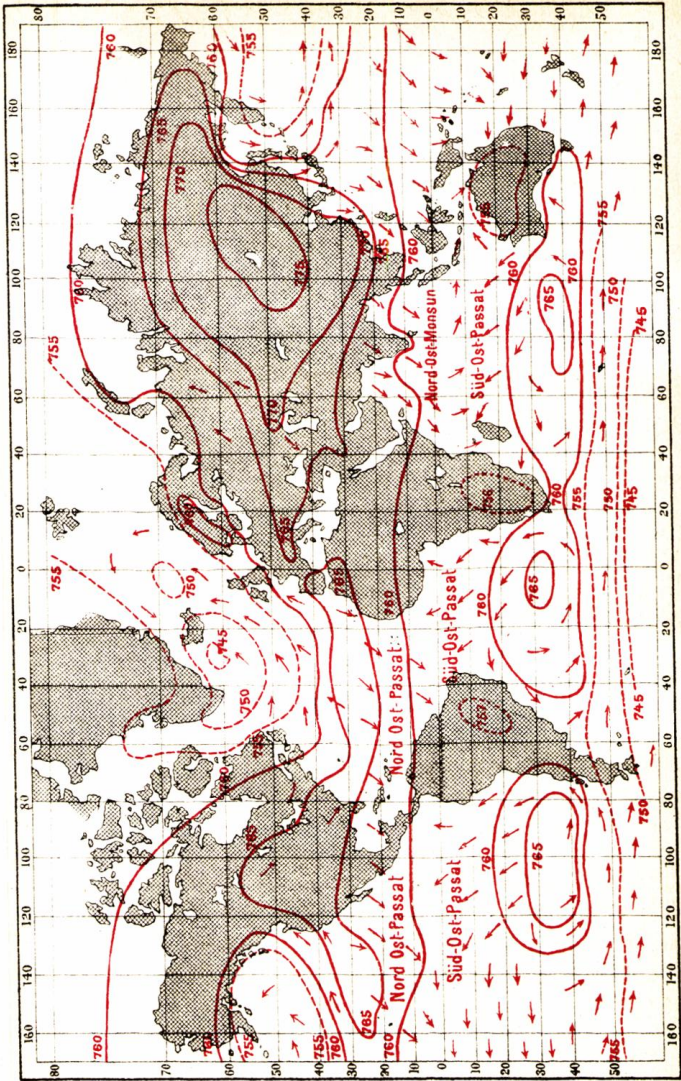


Fig. 29. Isobaren und Winde im Januar. — Hoher Luftdruck — Tiefen Luftdruck.

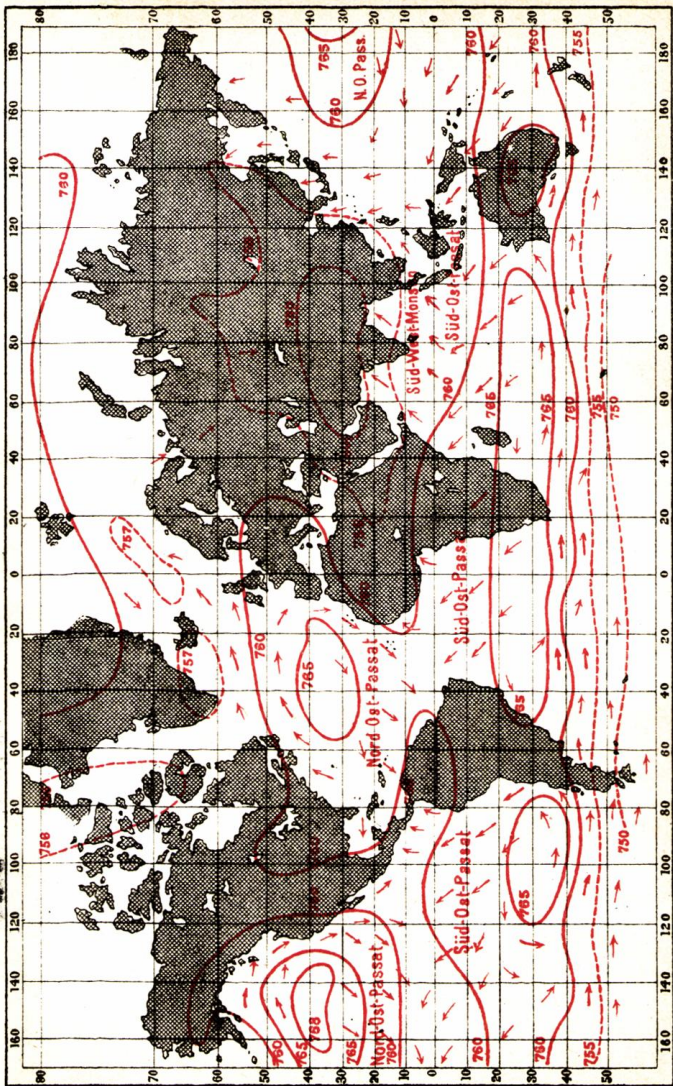


Fig. 30. Isobaren und Winde im Juli. — Hoher Luftdruck. --- Tiefer Luftdruck.

direkt in einer der Windrichtung entgegengesetzten Richtung, sondern sie weicht etwas nach rechts davon ab. Die Ursache dieser Erscheinung liegt in dem mit schleppenden Einfluß der oberen Luftströmungen auf die unteren.

§ 30. Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre.

Aus dieser Erörterung der treibenden Kräfte ergibt sich, daß auch die Verteilung der Winde im wesentlichen durch die Verteilung des Luftdrucks (vgl. die Isobarenkarten Fig. 29 und 30, siehe Tafeln) bestimmt ist. Wo nicht durch den Einfluß des Landes die regelmäßige Druckverteilung gestört ist, wird von dem bereits besprochenen Gürtel hohen Druckes in der Gegend des 35. Breitenkreises nach beiden Seiten hin die Luft abströmen. Wegen der ablenkenden Kraft der Erddrotation wird aber diese Strömung auf der Nordhemisphäre in den niederen Breiten als NE-Wind (der „NE-Passat“), in den höheren Breiten als SW-Wind und analog auf der Südhemisphäre in den niederen Breiten als „SE-Passat“, in den höheren als NW-Wind erscheinen.

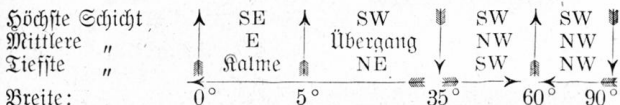
Am Äquator selbst herrscht verhältnismäßige Windstille. Über dem wenige Grade breiten Gürtel der dortigen „Kalmenszone“ hat die Luft allein eine aufsteigende Bewegung; nur in den höheren Schichten geht dieselbe wegen der ablenkenden Kraft in einen Ostwind über. Dagegen treffen wir auf beiden Seiten des Äquators in den höheren Schichten durchweg ein Gefälle vom Äquator zum Pol (vgl. S. 63), also vermöge der Ablenkungskraft der Erddrotation auf der Nordhemisphäre südwestliche, auf der Südhemisphäre nordwestliche Winde. Da aber mit wachsender Breite die ablenkende Kraft immer größer wird, also durch die nach dem Äquator gerichtete Komponente der ablenkenden Kraft eine der Richtung der Gradientkraft entgegengesetzte Kraft vorhanden ist, die sie schließlich aufheben kann, wird ein vom

Äquator ausgehendes Luftteilchen über eine gewisse Breite nicht zu gelangen vermögen. Es wird so zu einer Stauung kommen und die polwärts gerichtete Oberströmung zur Entstehung jener Gürtel hohen Druckes Veranlassung geben, die sich auf beiden Hemisphären in den mittleren Breiten um die Erde schlingen.

Die Winde der außertropischen Breiten zeigen eine polwärts gerichtete Komponente, erscheinen demnach auf der Nordhemisphäre als SW=Winde, auf der Südhemisphäre als NW=Winde. Die Winde der zirkumpolaren Regionen zeigen wieder ein Vorherrschen von Winden mit einer äquatorwärts gerichteten Komponente, durch welche Luftmassen aus höheren gegen niedere Breiten, wohl gegen die Rinne niedrigeren Druckes, in etwa 60° Breite abfließen.

Für die Nordhemisphäre erhielten wir hiernach ein Bild der atmosphärischen Zirkulation, wie es das folgende Schema übersichtlich darstellt.

Windverteilung auf der Nordhemisphäre.



Haben wir nun auch die Druckdifferenzen und die ablenkende Kraft der Erddrotation als die unmittelbaren Ursachen dieser Windverteilung erkannt, so muß doch als die eigentliche treibende Kraft für die unsere ganze Atmosphäre umfassende Zirkulation, wie sich diese im Mittel, abgesehen von örtlichen und zeitlichen Störungen, ergibt, der Temperaturgegensatz zwischen Pol und Äquator angesehen werden. Durch diesen wird ja in den höheren Schichten die Hebung der Flächen gleichen Druckes am Äquator (s. S. 61) und damit jenes Luftdruckgefälle vom Äquator zum Pol bedingt,

welches die Luft oben vom Äquator weg gegen die höheren Breiten führt, wodurch sie ein Nachströmen theils am Äquator von unten nach oben, theils an der Erdoberfläche aus den höheren Breiten gegen den Äquator verursacht.

Hadley war der erste, der den Passat aus dem Temperaturgegensatz zwischen den höheren und niederen Breiten in Verbindung mit der ablenkenden Kraft der Erdrotation erklärte. Dove dehnte diese Erklärung auf die allgemeine Zirkulation aus.

In Europa hat aber zuerst Hann die richtige Auffassung vertreten, wonach die Hebung der Flächen gleichen Druckes infolge des Temperaturgegensatzes als unmittelbare Ursache der Zirkulation anzusehen ist. Schon früher hat Ferrel in Amerika die richtige Erklärung gegeben. Er und später Oberbeck haben auch eine strenge Theorie der allgemeinen Luftzirkulation entwickelt. Mannigfache Beiträge dazu haben Möller, Bernter, Siemens und Sprung geliefert.

§ 31. Periodische Änderungen der Windrichtung und Stärke.

Wie die Luftdruckverteilung örtlich und jahreszeitlich sehr beträchtlich von der mittleren Druckverteilung abweicht, so werden auch örtlich beträchtliche Abweichungen von der allgemeinen Zirkulation mit vielfach periodischem Charakter eintreten. Der hohe Druck auf dem Lande im Winter, der tiefe im Sommer bedingt ein regelmäßiges Wechselspiel zwischen Land- und Seewind, ein Spiel, das wir in besonders entwickelter Form am asiatischen Kontinent beobachten können, und zwar am deutlichsten im Indischen Ozean bei den „Monsunen“, dem SW-Monsun im Sommer, dem NE-Monsun im Winter. Auch hier tritt infolge der Erdrotation eine Ablenkung der Winde nach rechts ein.

Wird sich aber nicht dieselbe Erscheinung an den Meeres-

küsten infolge des periodischen Temperaturwechsels im Laufe eines Tages zeigen müssen? In der That ist es eine an allen Küsten beobachtete Erscheinung, daß morgens, wenn sich das Land zu erwärmen beginnt, und insolgedessen der Luftdruck hier fällt, der Wind von der See her einsetzt (Seewind) und abends, wenn umgekehrt infolge der langsameren Abkühlung auf dem Meere der Luftdruck tiefer ist, der Landwind an dessen Stelle tritt. Dieser Vorgang findet gleichfalls in der Hebung der Flächen gleichen Druckes über dem wärmeren Gebiet seine Erklärung.

Ein ganz ähnliches Verhältniß beobachten wir in Gebirgstälern. Auch hier haben wir es mit einer periodischen Luft-

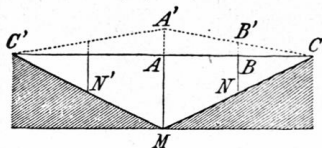


Fig. 31. Berg- und Talwind.

verlagerung zu tun, die sich nach Hann auf folgende Weise erklärt. Es stelle Fig. 31 den Querschnitt eines Tales vor, dessen Talboden bei M liegt und gegen N und N' ansteigt. MC und

MC' sind die das Tal auf beiden Seiten begleitenden Bergabhänge. Da es in den höheren Lagen eine viel kürzere Luftsäule NB ist, die sich bei der Erhöhung der Temperatur im Lauf des Vormittags ausdehnt, als in den tieferen Tallagen und im Talboden, etwa bei M, so wird auch über das Niveau ABC um so weniger Luft hinaufdrücken, je mehr wir uns den Bergkämmen und dem Talchlusse nähern. Es wird also im Niveau ABC der Druck von C gegen A fortlaufend zunehmen, und die Flächen gleichen Druckes A'B'C werden sich im Tale heben. Die Luft strömt deshalb in allen Höhen dem Bergabhänge und dem Talende zu und bewirkt während des Temperaturanstieges einen talaufwärts wehenden Wind, den Talwind. Der Abfluß der Luft in der Höhe über einem Talbecken gegen die daselbe seitlich umfassenden Berg-

abhängen ist auch die Ursache des sehr tiefen Nachmittagsminimums des Barometers in Talbecken. Während der nächtlichen Abkühlung wird sich eine Senkung der Flächen gleichen Druckes einstellen: die Luft weht als Bergwind von C und C' gegen A den Bergabhang herab mit einer Komponente gegen den Talausgang.

Jedoch nicht bloß örtlich, sondern ganz allgemein zeigt sich eine periodische Schwankung der Windgeschwindigkeit. Während man ziemlich allgemein an der Erdoberfläche um die Mittagszeit ein Maximum der Windstärke verzeichnen konnte und ein Minimum in den Nachtstunden, ergab sich auf Berggipfeln die bemerkenswerte Beobachtung, daß hier die Windgeschwindigkeit ihre größten Werte in den Nachtstunden, ihre kleinsten um Mittag erreicht. Diese Erscheinung hat man früher für eine anormale gehalten; heute steht es fest, daß vielmehr dieser Gang (Minimum mittags, Maximum nachts) der eigentlich normale ist und sich etwa von der Höhe des Eiffelturms (ca. 300 m) bis in die Höhen des Pike's-Peaks (4300 m) vorfindet. Nach neueren Untersuchungen zeigt sich, daß die sehr ausgeprägte Periode der Windgeschwindigkeit mit einem Maximum bald nach Mittag und einem Minimum in den Nachtstunden eine Erscheinung bloß der alleruntersten Luftschichten ist und selbst im Sommer über eine Höhe von etwa 100 m über dem Erdboden nicht hinausreicht.

Wie aber erklärt sich dann dieser entgegengesetzte Gang in den unteren Luftschichten? Gipsy und Köppen haben schon lange eine sehr einfache Erklärung für diese Erscheinung geliefert. Wir wissen, daß zur Zeit der Erwärmung der Luft ein fortwährender Austausch zwischen der erwärmten unteren und der kühleren oberen Luft stattfindet. Da nun aber wegen der beträchtlichen Reibung der Luft an der Erdoberfläche die Windgeschwindigkeit mit der Erhebung über den Erdboden ziemlich rasch zunimmt, so wird auch die herabsinkende, käl-

tere Luft eine größere Geschwindigkeit besitzen. Es wird also im Laufe des Tages die langsam bewegte Luft der unteren Schichten durch schneller bewegte der oberen Schichten ersetzt, und so an der Erdoberfläche um die Mittagszeit ein Maximum verursacht werden.

Während nun diese Erklärung des abweichenden Ganges in der Niederung als richtig befunden worden ist, steht die Erklärung des normalen Ganges der Windgeschwindigkeit heute noch aus. Nach Hann kann die Ursache wohl nur in der täglichen Erwärmung der unteren Luftschichten gesucht werden.

Auch im Laufe des Jahres erleidet die Windgeschwindigkeit eine periodische Verstärkung und Abschwächung: im Winter ist dieselbe größer, im Sommer kleiner; sind ja doch im Winter auch die Druckgegensätze auf unserer Hemisphäre viel größere als im Sommer.

§ 32. Lokale Winde.

Unter den örtlichen Winden erwähnen wir an erster Stelle jenen heißen, trocknen, unter dem Namen Föhn allgemein bekannten Wind, welcher hauptsächlich an der Nordseite, aber auch an der Südseite der Alpen und in anderen Gebirgen auftritt. Lange Zeit hat man geglaubt, derselbe komme aus der Sahara und verdanke diesem Umstand seine große Trockenheit und hohe Temperatur; heute weiß man, daß sich ein Föhn überall bilden kann, wo ein Luftstrom gezwungen wird, ein Gebirge zu übersteigen, daß aber dieser Wind nur an der Rückseite des Gebirges (Leeseite = Windschatten-seite) warm und trocken erscheint, während er an der Vorderseite (Luvseite) kalt und naß ist.

Die wahre Ursache dieser Erscheinung hat zuerst Hann aufgedeckt, indem er darauf hinwies, daß, wo feuchte Luft aufzusteigen gezwungen wird, infolge der Abkühlung Kon-

densation eintritt, daß also an der Luvseite eines Gebirges jeder Wind, wenn er nicht schon an und für sich einen hohen Trockenheitsgrad besitzt, zu Niederschlägen Veranlassung geben muß, also hier feucht und kalt erscheinen wird. Was aber wird an der Leeseite eintreten, wo die Luft sich von den Rängen des Gebirges herabsenkt? Denken wir uns, ein feuchter, gesättigter Luftstrom von 15° Temperatur habe einen nur 2000 m hohen Gebirgsrücken zu überschreiten. Da bei Kondensation die aufsteigende Luft sich um etwa $1\frac{1}{2}^{\circ}$ C pro 100 m abkühlt (vgl. S. 18), so wird die Luft in 2000 m Höhe mit einer Temperatur von etwa 5° C anlangen. Was aber geschieht nun an der Leeseite des Gebirges? Da bei dem Herabsinken, wo keine Kondensation erfolgt, die Luft sich viel rascher erwärmt, nämlich um 1° C pro 100 m, so muß unser Luftstrom unten mit einer Temperatur von 25° C, d. h. um 10° wärmer ankommen als an der Vorderseite des Gebirges. Weil er aber unterwegs den größten Teil seiner Feuchtigkeit verloren hat, so wird er nicht bloß warm, sondern auch außerordentlich trocken erscheinen.

Ein anderer, gleichfalls herabsinkender oder vielmehr fallender Wind ist die Bora, welche besonders an den Küsten von Istrien und Dalmatien gefürchtet ist. In den schneebedeckten Kesseln und Tälern des Karstes sammelt sich im Winter kalte Luft an; wenn sie nun von der allgemeinen Luftbewegung gegen die Adria getrieben wird, so stürzt sie mit großer Geschwindigkeit herab. Wie beim Föhn erwärmt sich die Luft auch bei der Bora, aber wegen ihrer niedrigen Anfangstemperatur bringt sie in den südlichen, warmen Gebieten trotzdem neben der Trockenheit große Kälte. Aus dieser Eigentümlichkeit des „Fallwindes“ erklärt sich auch das Wehen der Bora in heftigen Stößen, wobei in Triest schon eine Windgeschwindigkeit von 45 m pro Sekunde beobachtet worden ist. Der Bora ähnlich ist der Mistral des Rhonetals; und

auch anderwärts, wie im Kaukasus und in Texas, hat man Winde boraartigen Charakters beobachtet.

Fast den entgegengesetzten Charakter wie die Bora hat der gleichfalls über der Adria und in Italien wehende, warme, feuchte, regenbringende Schirokko, der bei einer bestimmten Wetterlage auftritt und Luft aus den südlichen Teilen des Mittelländischen Meeres in nördlichere Gegenden trägt. Der Leveche Spaniens hat mit ihm manche Ähnlichkeit. Ein anderer gefürchteter Lokalwind ist der Samum oder Cham sin, der im nördlichen Afrika, in Ägypten und in Arabien auftritt und die heiße, oft bis 50° C erwärmte, mit feinem Staub gemischte Luft der Wüste Sahara mit sich führt. Bis nach Europa vermag jedoch dieser Wüstenwind seinen Einfluß nicht zu erstrecken. Ein anderer, gleichfalls mit Staub beladener Wüstenwind, der an der Westküste Afrikas als heißer Ostwind erscheint, ist der Harmattan.

§ 33. Zyklonen und Antizyklonen.

Das Auftreten der eben besprochenen örtlichen Winde ist stets durch Störungen der regelmäßigen, allgemeinen Zirkulation bedingt, Störungen, welche wiederum in dem zeitweiligen Auftreten von Gebieten hohen und tiefen Luftdruckes ihren Grund haben. Wie ist es nun aber möglich, daß sich oft längere Zeit hindurch solche Gebiete niedrigen Druckes erhalten, ohne sich auszufüllen, da doch die Gradientkraft die Luft von den Gebieten hohen zu jenen tiefen Druckes zu bewegen strebt? In der That wären dieselben auch nur kurze Zeit möglich, wenn nicht die ablenkende Kraft der Erdrotation bewirken würde, daß die Luft in ihrer Bewegung von der Richtung der Gradientkraft seitlich abgelenkt wird, also nicht geradlinig, sondern wirbelartig, in spiralförmigen Linien sich dem Zentrum des tiefen Druckes nähert (Fig. 32). Die ablenkende Kraft und die infolge der krummlinigen Bewe-

gung auftretende Zentrifugalkraft wirken eben der Gradientkraft entgegen und verhindern teilweise das Einströmen der Luft in das Gebiet geringeren Luftdruckes.

Man nennt diese kreis- oder ellipsenförmigen Gebiete niedrigen Luftdruckes, um welche die Luft sich wirbelartig herumbewegt, ganz allgemein Zyklonen. Dieser Ausdruck wird vielfach nur für jene Wirbel gebraucht, welche in unseren Breiten vorkommen, hier weite Gebiete, oft einen großen Teil von Europa umfassen und auch als „Barometerdepressionen“ oder Tiefdruckgebiete bezeichnet werden. Oft versteht man darunter auch Wirbel kleinerer Ausdehnung, doch pflegt man sie dann, wenn sie sich noch völlig überblicken lassen, Tromben oder Tornados, wenn sie größer sind und bereits ihre horizontale Ausdehnung die vertikale übertrifft, Taifune zu nennen.

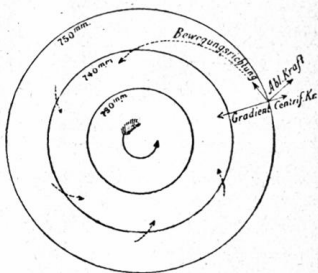


Fig. 32. Luftbewegung in der Zyklone.

Übrigens besteht nicht bloß ein äußerlicher, sondern auch ein innerer Gegensatz zwischen diesen Gebilden. Bei den Zyklonen unserer Breiten übersteigt bei weitem die ablenkende Kraft der Erddotation die Zentrifugalkraft, dagegen wirkt bei den Tromben und Tornados in erster Linie die Zentrifugalkraft der Gradientkraft entgegen.

Von mancher Seite wird übrigens die Wirbelnatur unserer Zyklonen geradezu geleugnet.

Da die Ablenkungskraft auf der nördlichen Hemisphäre die Luft stets nach rechts abzulenken sucht, wird dieselbe nur dann dem Gradienten entgegenwirken, wenn sich die Luft dem Sinne des Zeigers der Uhr entgegen um

das Minimum des Druckes bewegt (Fig. 32), während umgekehrt auf der südlichen Hemisphäre nur solche Zyklonen möglich sind, bei welchen die Bewegung im Sinne des Uhrzeigers erfolgt.

Diese Gesetze wurden zuerst in Amerika von Coffin und Ferrel aufgestellt, in Europa unabhängig etwas später von Buys-Ballot. Man nennt deshalb die Regel, daß auf der Nordhemisphäre, wenn man dem Wind den Rücken zukehrt, der niedrige Luftdruck zur linken Hand liegt, das Buys-Ballotsche Gesetz. Bei den Tromben und Tornados entfällt diese Bedingung, da die Zentrifugalkraft von der Richtung der Bewegung unabhängig ist. Grundsätzlich wären Tromben, in welchen die Wirbelbewegung im Sinne des Uhrzeigers erfolgt, so gut möglich, wie jene im entgegengesetzten Sinne; die Beobachtungen haben aber ergeben, daß auch hier auf der Nordhemisphäre die Bewegungen gegen den Uhrzeiger und auf der Südhemisphäre mit dem Uhrzeiger bei weitem überwiegen. Diese Tatsache beweist, daß bei der Entstehung auch dieser Wirbel die ablenkende Kraft der Erdrotation eine große Rolle spielt.

Die Eigentümlichkeit, daß bei den Tromben und Tornados die Zentrifugalkraft so wichtig ist, rührt daher, daß die Gradienten und die Windgeschwindigkeiten in diesen Gebilden weit höhere Werte erreichen als in unseren Zyklonen. So sank bei der sogenannten Falschepoint-Zyklone am 21. September 1885 das Barometer vom Abend bis um 6 $\frac{1}{2}$ Uhr morgens, in nicht ganz sieben Stunden, von einem Stand von 750 mm bis zu 689,2 mm: also um volle 61 mm; schon um 4 Uhr nachmittags stand es wieder auf 750 mm. Da sich diese Zyklone mit einer Geschwindigkeit von 13—14 englischen Meilen fortbewegte, so muß in derselben ein Gefälle von etwa 33 mm pro 100 km vorhanden gewesen sein.

Ein anderer heftiger Tornado, von welchem genauere

Daten vorliegen, ist derjenige, welcher am 29. April 1892 die Insel Mauritius heimgesucht hat. Auch hier fiel das Barometer in nur vier Stunden um 38 mm; die Windgeschwindigkeit stieg bei diesem Orkan auf 195 km pro Stunde; dieser Geschwindigkeit entsprachen auch die Verwüstungen, die der Orkan auf Mauritius anrichtete. Ein Drittel der Stadt Port-Louis wurde zerstört; mehr als 1500 Personen wurden erschlagen, an 3000 verwundet, ja große Schiffe aus dem Meer gehoben und in die Stadt geschleudert. Als nach wenigen Stunden wieder ein sternerheller Himmel auf die Verwüstungen herniederblickte, standen gegen 25 000 Leute obdachlos zwischen den Trümmern.

Gegenstücke zu den Zyklogen bilden die Gebiete hohen Druckes, die man deshalb auch „Antizyklogen“ oder Hochdruckgebiete benannt hat. In ihnen strömt die Luft vom Zentrum weg, jedoch wieder wegen der ablenkenden Kraft der Erddotation nicht geradlinig, sondern in spiralförmigen Linien auf der Nordhemisphäre im Sinne des Zeigers der Uhr (Fig. 33).

Mit diesen horizontalen Wirbelbewegungen sind übrigens die Bewegungen in Zyklogen und Antizyklogen noch keineswegs erschöpft; auch in vertikaler Richtung kommen solche vor. Der Niederschlag, welcher im Innern der Zyklogen aufzutreten pflegt, lehrt uns, daß hier eine aufsteigende Bewegung erfolgt; der heitere, wolkenlose Himmel der Antizyklogen liefert den Beweis, daß in ihnen die Luft in absteigender Bewegung begriffen ist.

Wir werden später sehen, daß es gerade diese Tiefdruck-

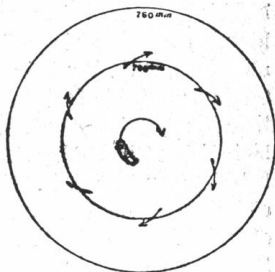


Fig. 33. Luftbewegung in der Antizyklone.

und Hochdruckgebiete sind, durch deren Bildung und Fortbewegung der Wechsel unserer Witterung bedingt ist: um so größeres Interesse bietet somit die Frage nach ihrer Entstehung.

Bis in die neueste Zeit nahm man mit Ferrel an, daß für die Bildung der Zyklonen und Antizyklonen die Temperaturgegensätze in der Atmosphäre maßgebend seien. Da kalte Luft viel schwerer ist als warme, so erklärte man sich die Gebiete hohen Druckes ganz einfach durch die Annahme, daß die über dem betreffenden Gebiet liegende Luftsäule verhältnismäßig kalt sei und daher höheren Druck habe. Die Beobachtungen an der Erdoberfläche bestätigen ja auch diesen Schluß, denn die Antizyklonen zeichnen sich hier durch sehr tiefe Temperaturen aus. Umgekehrt erklärte man sich die Gebiete tiefen Druckes durch eine abnorm hohe Temperatur der betreffenden Luftsäule. Diese Annahme schien so einfach, daß es kein Wunder ist, wenn sie allgemeinen Beifall fand. Erst als mit der Errichtung von Gipfelstationen auch aus höheren Luftschichten Beobachtungen zu erlangen waren, erwies sich diese Annahme als eine unrichtige. Insbesondere aus den auf dem Sonnblick angestellten Beobachtungen, besonders im Winter, zog Hann den Schluß, daß gerade umgekehrt der Luftkörper der Zyklonen kalt, jener der Antizyklonen aber verhältnismäßig warm ist, und daß nur in den alleruntersten Schichten im Innern einer winterlichen Antizyklone wegen des heiteren Himmels und der dadurch bedingten vermehrten Ausstrahlung die Temperatur eine abnorm niedrige wird.

Da herabsinkende Luft sich erwärmt, aufsteigende sich abkühlt (vgl. das über den Föhn Gesagte), so ist es auch ganz erklärlich, daß die Antizyklonen mit ihrer absteigenden Luftbewegung verhältnismäßig warm, die Zyklonen mit aufsteigender Bewegung kalt sind.

In dieser Weise verhalten sich aber, wie die Ergebnisse der unbemannten Ballonaufstiege zeigen, die Zyklonen und Antizyklonen nur bis etwa 9000 m, darüber hinaus sind umgekehrt die Zyklonen warm und die Antizyklonen kalt.

Temperaturverhältnisse in Hoch- und Tiefdruckgebieten.

Höhe km		Erde	1	4	7	10	Beginn der Stratosphäre
Zyklone	° C	6°	2°	—14°	—35°	—50°	—59°
Antizyklone	° C	5°	3°	—10°	—28°	—51°	—61°

Man darf sich die Zyklonen und Antizyklonen nicht etwa als warme und kalte Luftsäulen gleichmäßiger Temperatur vorstellen. Auch innerhalb der Druckgebilde selbst ist die Temperaturverteilung ungleichförmig. Die Vorderseite der Tiefdruckgebiete ist meistens viel wärmer als die Rückseite, die in allen Schichten das Temperaturminimum bringt. Die Hochdruckgebiete sind dagegen auf ihrer Vorderseite kalt, auf ihrer Rückseite warm. Die „Asymmetrie“ der Temperaturverhältnisse in den Tiefdruckgebieten bedingt eine Änderung der Isobarenform mit zunehmender Höhe (s. § 24). Eine kreisförmige Zyklone löst sich mit zunehmender Höhe immer mehr auf. Statt eines geschlossenen Wirbels zeigt sich schließlich nur mehr eine nach N oder NW offene Einbuchtung im allgemeinen westöstlichen Verlauf der Isobaren. Die Windverhältnisse in den höheren Luftschichten über Tiefdruckgebieten stehen in guter Übereinstimmung mit der für diese Höhen abgeleiteten Form der Isobaren.

Die Entstehungsursache der Zyklonen und Antizyklonen liegt noch zum größten Teil im Dunkeln. Die Tiefdruckgebiete höherer Breiten sind meistens überhaupt keine geschlossenen Wirbel, sie sind nur „wirbelähnliche Gebilde, in denen sich eine teilweise Zirkulation ausgedehnter nördlicher (kalter) und südlicher (warmer) Luftströmungen vollzieht“ (Hann).

Der Anlaß zur Entwicklung von Zyklonen kann ganz gut thermisch, d. h. durch Temperaturverhältnisse bedingt sein. Durch vertikale Luftströmungen können sich aber die Temperaturen bei weiterer Ausbildung derselben wesentlich verändern und dadurch die eigentliche, primäre Entstehungssache verdecken.

In Europa hat man wenig Gelegenheit die Entstehung von Tiefdruckgebieten zu studieren; sie rücken meistens als ausgebildete Druckgebilde gegen Europa vor. Nach Bigelow entstehen in Nordamerika die Zyklonen zwischen den großen Luftströmungen entgegengesetzter Richtung und verschiedener Temperatur. Die Energie der Stürme wird geliefert durch die Verlagerung von Luftmassen verschiedener Temperatur unter Einwirkung der Schwerkraft (Margules).

Die warmen, stationären Antizyklonen Europas entwickeln sich zumeist aus kalten Hochdruckgebieten auf der Rückseite von rasch wandernden Zyklonen. Wenn die wohl thermisch bedingte kalte Antizyklone stationär wird, tritt durch absteigende Luftströme eine dynamische Erwärmung ihres Luftkörpers ein. Die warme Antizyklone kann von sehr langer Dauer sein; die kalte Antizyklone ist der „Jugendzustand“ eines Hochdruckgebiets und ist nie von längerer Dauer.

Sowohl die großen Tiefdruck- als auch die Hochdruckgebiete, wie sie in den Wintermonaten in den gemäßigten Breiten der Erde auftreten, sind letzten Endes als Störungen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre anzusehen.
